Université Pierre et Marie Curie

Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

*Institut des Sciences de la Terre de Paris*

# Inversion d'une marge hyper-amincie

## *Contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées*

Par Arnaud Vacherat

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre

Dirigée par Frédéric Mouthereau et Raphaël Pik

Présentée et soutenue publiquement le 24 novembre 2014

Devant un jury composé de :

| | | |
|---|---|---|
| Jocelyn BARBARAND | Professeur | Examinateur |
| Andy CARTER | Professeur | Rapporteur |
| Mary FORD | Professeur | Examinateur |
| Cécile GAUTHERON | Maître de Conférence | Invitée |
| Olivier LACOMBE | Professeur | Examinateur |
| Yves LAGABRIELLE | Directeur de Recherche CNRS | Rapporteur |
| Gianreto MANATCHAL | Professeur | Examinateur |
| Frédéric MOUTHEREAU | Professeur | Directeur |
| Raphaël PIK | Directeur de Recherche CNRS | Co-directeur |

Except where otherwise noted, this work is licensed under
http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/

# Remerciements

En général, quand on lit une thèse, cette partie est la première à laquelle on s'intéresse ! Du coup, plutôt que de m'étendre en remerciements, je vais vous parler des Pyrénées et des principaux résultats de ma thèse, comme ça je suis sûr que vous les aurez lus au moins une fois !

Je plaisante, rassurez-vous.

Pendant cette thèse, j'ai fait un petit paquet d'analyses dans plusieurs labos et quand même un peu de terrain et quelques congrès donc j'ai pas mal voyagé. En additionnant grosso-modo les distances parcourues en train, avion, voiture (si si je n'avais rien d'autre à faire ! mais j'ai considéré des lignes droites pour faire plus simple), j'ai fait environ 50000 km. Sachant que l'orbite géostationnaire est à peine à 36000 km d'altitude, j'ai donc malheureusement franchi le cap de ce qu'on appelle communément une orbite cimetière où je vais sans doute rester à la dérive tel un débris, pour une durée indéterminée.

J'en profite donc, vu que j'ai le temps, pour adresser mes salutations à la SNCF, et notamment aux gens de la voiture bar, ainsi qu'aux différentes compagnies aériennes et de locations de voiture.

Je tiens également à remercier de nombreuses personnes avec qui j'ai eu la chance de travailler, de copiner, prendre le thé, … Mais avant cela, j'aimerais te remercier tout particulièrement Fred, pour m'avoir fait confiance, pour m'avoir appuyé et suivi pendant ces trois années qui sont passées plus vite que je ne le croyais, au début en tout cas. Tu as toujours su être disponible et répondre vite et bien. C'est toujours surprenant de t'envoyer un morceau de texte d'une vingtaine de pages et de le retrouver tout rouge dès le lendemain, corrigé et avec de nombreux commentaires, si bien que j'ai souvent du mal à retrouver une de mes phrases, même le titre a changé, c'est dire …, le tout gratifié d'un « c'est pas mal ». Merci à toi également Raph, pour ton entrain, ta bonne humeur, ton soutien et ton accueil au CRPG. Malgré ton emploi du temps de ministre tu as su être disponible et évidemment, toujours de très bon conseil. Merci de m'avoir formé à la thermochro, aux joies des gaz rares et des imprévus machines.

Un grand merci également au jury, special thanks (bilingue attitude) to Andy Carter, Yves Lagabrielle, Jocelyn Barbarand, Cécile Gautheron, Mary Ford, Gianreto Manatschal et Olivier Lacombe pour avoir assisté à ma soutenance et pour leur regard critique sur mon travail.

J'ai passé presque plus de temps au CRPG qu'à l'ISTeP. J'ai eu la chance de travailler avec des gens extras qui se plient en quatre pour te dépanner. Merci donc à « Manu » Davi pour m'avoir appris à ne pas mettre les doigts dans le broyeur, merci à vous Denis, Michel et Etienne, la team CAMECA, merci à Pascal et à Delphine et à toutes les petites mains du SARM grâce à qui la bonne humeur règne en maître. Merci aussi à toi Laurent pour ton soutien quand je bricolais ce fichu laser au début de ma thèse et merci surtout à toi Bouch' pour ton aide au combien importante lors des manips He et Uranium. Ce fut un réel plaisir de travailler en ta compagnie. Merci également à Mary pour nos discussions Pyramidiennes. Je salue enfin tous mes potes thésards et thésardes ! Bonne chance pour la fin (ou la suite) Julien, Elodie, Martin, Guillaume, Flo, Dimitri, Maia, Camille. J'oublie du monde, normal, mais sachez que j'ai vraiment apprécié le temps passé parmi vous. On se revoit pour le concours de pétanque ;)

C'est parti pour Grenoble ! J'ai adoré découvrir cette ville en votre compagnie. Je repasserai avec plaisir. Tout d'abord merci à toi Matthias pour m'avoir enseigné la discipline délicate qu'est la datation trace de fission. Je n'irai pas jusqu'à dire que c'était agréable … mais tu as su rendre ça passionnant. Merci pour votre aide à toi et à Elizabeth lors du montage des plots, lors du comptage. J'en ai encore les oreilles qui sifflent au son du clic clic clic, et je vois des traces partout dès que je ferme les yeux. Merci aussi à vous Peter et Jean pour m'avoir accordé tant de votre temps pour répondre à mes questions. J'ai beaucoup appris. Gros gros merci à tous les thésards et thésardes de l'ISTERRE également. Super ambiance, super soirées, bon courage pour la suite Mélanie, Rachel, Caliméro, John, Margaux, Audrey, TSL, et tous les autres que j'oublie. On se revoit bientôt, à la prochaine Croziflette ;)

A force d'aller taquiner le soleil du Sud, j'ai pu côtoyer quelques toulousains (cette phrase est à prononcer avec l'accent du Sud bien évidemment). Merci donc à Michel, à Fred et à Delphine pour m'avoir accueilli sur le terrain ou pour avoir pris le temps de discuter Pyrénées et plus encore. J'ai également une petite pensée pour les thésards et thésardes du GET et notamment à ce Gascon d'Alex, mon Léandre (l'invasion nancéenne est en marche, nous investissons petit à petit tous les lieux stratégiques !) et à Caro, bon terrain au Chili !

Je te remercie aussi Cécile pour ton accueil à Orsay et pour m'avoir inculqué cette notion capricieuse qu'est la diffusion et pour m'avoir fait partager ton amour des apatites … enfin … bon sincèrement ce n'est pas ce que j'ai préféré mais j'ai adoré les apatites sans inclusions ! Merci à toi et à Rosella pour votre aide lors des manips à l'IDES. Merci aussi au gens d'IVEA pour leur accueil. Je pense notamment à Séverine et à Guillaume. Bon courage à toi Damien (un géologue c'est un gars qui vient en chaussures de terrain à un congrès de physicien).

Un gros merci à toi Jean-Louis pour m'avoir fait découvrir les miracles de l'ablation laser à Clermont-Ferrand.

Après ce petit tour de France, j'en arrive enfin à Paris, et à l'ISTeP. La liste serait trop longue entre les permanents et tous les gens que j'ai pu fréquenter. Gros merci à l'équipe DéSIR (j'imagine Olivier, que les noms d'équipe sont choisis sciemment : DéSIR, LSD, …). Merci également à toi Laëtitia pour avoir eu la patience de m'apprendre quelques rudiments de Matlab, à Nico Bellhassen (Belle la Seine ?) on rebouge les meubles quand tu veux, à Nico Loget, à Laurent et à Christian pour ces moments passés en Espagne. Je vais surtout me concentrer sur mes compagnons de galère à commencer par les « gens du 3$^{ème}$ ». Gros bisous à vous Petit Nico, Julien, Anne-Cé, Petit Mathieu (tu resteras petit pour moi, c'est comme ça), Alexis, Erwan et Pauline. Je garde évidemment le meilleur pour la fin donc parlons des « gens du 2$^{ème}$ » ! Gros merci pour la bonne humeur et tous ces bons moments passés ensemble Félicie, Jordane, Nafi, Céline, Marianne, Leila, Manfred, Maé, Sam, pour ses conseils éclairés … voire illuminés, Lucas, le grand voyageur, Mohammad et Alex, mon co-bureau du début ! Egalement une grosse pensée pour mes anciens, mes guides spirituels dans tout ce qui est loufoque et décalé : Mathieu, Thomas et Nico. Merci enfin à mes petits stagiaires, Léa, Maxime et Julien.

Merci à vous tous, ces trois ans n'auraient pas été les mêmes sans votre présence, votre bonne humeur, et ces pauses thé !

Il est temps de conclure mais avant j'aimerais remercier quelques personnes un peu plus extérieures. Merci Damien pour ton accueil à Pau, puis à Toulouse, de même que pour ta compagnie dans les Pyrénées espagnoles. C'était vraiment sympa. Merci à toi Charlotte pour tes précieux cours de QTQt et surtout félicitations ;) Merci également à toi Manu pour ton expertise de Mauléon, de même qu'à Gianreto qui a su « à la fin du jour » comme tu le dis si bien, m'y faire voir un peu plus clair dans ce qu'est une marge.

Enfin, merci aux amis pour qui je « casse du caillou » depuis trois ans, ils se reconnaitront. Merci à mes parents pour votre soutien et votre confiance, quoi qu'il arrive. Gros bisous à mon chat (bah oui !) Et surtout ! Merci à toi Marion pour tout ce que tu m'as apporté, tout ce que tu as dû supporter pendant ces trois longues années où j'étais partout sauf chez nous. Tu as toujours été là pour moi, même pour m'aider à répéter chacun de mes oraux jusqu'à cette soutenance, ainsi que pour les corrections des petites coquilles, et surtout cette fichue mise en page ! Tu as été parfaite et je te dois beaucoup.

# Résumé

Les Pyrénées sont une chaîne plissée à double vergence déversée vers le Sud. Elles se sont érigées suite à l'inversion au Crétacé Supérieur de domaines hyper-étirés au Crétacé Inférieur et à la convergence puis la collision des plaques continentales ibérique et européenne à l'Eocène-Oligocène. Cependant, comment ces domaines hyper-étirés sont inversés puis incorporés dans le prisme de collision, et quel est l'impact de cet héritage extensif sur la formation du prisme orogénique sont à ce jour peu ou pas contraint.

On retrouve de nombreux marqueurs de cette hyper-extension (croûte moyenne et inférieure et manteau sous-continental exhumés, métamorphisme de haute température et de basse pression) préservés dans la Zone Nord-Pyrénéenne ce qui en fait une zone d'étude tout à fait adaptée pour aborder ces questions. Pour y répondre, nous nous sommes focalisés sur deux régions en particulier. Le bassin de Mauléon à l'Ouest de la Zone Nord-Pyrénéenne s'est formé de l'Aptien au Cénomanien et est rempli principalement par d'importantes quantités de flyschs turbiditiques. Il est interprété comme un bassin hyper-étiré (équivalent de marge distale) relativement bien préservé puisque peu inversé pendant la convergence. La région ariégeoise au centre de la Zone Nord-Pyrénéenne consiste en plusieurs blocs Paléozoïques au contact de bassins Mésozoïques. Le bassin d'Aulus, au Sud est directement au contact avec la faille Nord-Pyrénéenne et la Zone Axiale. Il a enregistré beaucoup plus de déformations aussi bien extensives que compressives que les unités au Nord qui peuvent être considérées comme l'équivalent d'une marge proximale.

Par l'utilisation de plusieurs méthodes de datation thermochronologiques de haute et basse températures (U/Pb sur zircons, (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatites et zircons), nous apportons des contraintes à la fois thermiques et temporelles sur l'évolution de ces domaines depuis l'extension jusqu'à la collision.

Nous montrons que pendant l'extension, le bassin de Mauléon a enregistré la mise en place d'un gradient thermique élevé (~80°C/km), en lien avec l'amincissement extrême de la lithosphère sous-jacente. Le bassin est resté chaud même après le début de la convergence et n'enregistre du refroidissement qu'à partir du début de la collision. Cela explique les déformations chaudes enregistrées par le bassin, notamment par les flyschs albo-cénomaniens. Le maintien de telles températures pendant les premiers stades de la construction orogénique peut permettre d'apporter des

contraintes majeures sur la rhéologie des premières unités qui sont accrétées dans le prisme orogénique et qui forment la base de sa structure future.

Ces déformations chaudes sont plus prononcées vers l'Est, notamment dans le bassin d'Aulus en Ariège, et peuvent s'expliquer de la même façon. Les températures atteintes sont cependant plus élevées, traduisant d'un amincissement encore plus extrême. Ce domaine hyper-étiré a ensuite été nettement moins préservé suite à la convergence. Néanmoins, les histoires temps-températures modélisées à partir de données de datation par thermochronologie basse-température ((U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatites et zircons) dans tous les massifs granitiques de la zone permettent de distinguer pour la première fois, à la fois l'héritage extensif et le contrôle de la collision. De plus, l'apport de nouvelles observations structurales de terrain, et d'analyse de la subsidence dans les bassins de la partie interne apporte des précisions sur la position relative des bassins les plus chauds (Aulus et Tarascon) par rapport aux massifs cristallins. Le raccourcissement et l'exhumation enregistrés par ces massifs indépendamment de ces bassins sont fortement contrôlés par l'histoire pré-orogénique extensive du domaine pyrénéen

Enfin, l'apport de nouvelles données (âges de refroidissement, sources dans les bassins, comportement des domaines étirés) au Nord des Pyrénées, couplées aux données préexistantes au Sud et dans la Zone Axiale, a permis de reconstruire l'évolution paléogéographique de la chaîne depuis l'Albien jusqu'au milieu de l'Eocène. Nous montrons que l'évolution de la sédimentation au Nord et au Sud de la chaîne est contrôlée par l'évolution de la dimension des bassins versants, elle-même contrôlée par la séquence tectonique responsable de la formation du prisme et des âges de refroidissement mesurés dans la Zone Axiale, depuis le Crétacé Supérieur jusqu'au milieu de l'Eocène. Nous proposons qu'au Crétacé Supérieur, la ligne de partage des eaux dans le domaine pyrénéen soit localisée au Nord, au niveau de la Faille Nord-Pyrénéenne actuelle. Sa position est peu à peu décalée vers le Sud jusqu'à une position relativement axiale au milieu de l'Eocène au centre et à l'Est de la chaîne alors qu'à l'Ouest, sa position ne varie pas au cours du temps et est restée sensiblement identique jusqu'à aujourd'hui. Nous suggérons que la non-cylindricité caractéristique de la chaîne des Pyrénées ait été acquise dès les premiers stades de l'orogène. Cette caractéristique est peut-être liée à l'extension pendant l'Albien.

# Abstract

The Pyrenees are a south verging double vergent fold and thrust belt. The Pyrenean belt resulted from the inversion and the collision of previously hyper-extended domains of the Iberian and European plates from the Late Cretaceous to the Late Oligocene. Such hyper-extended domains are characterized by an extremely thinned crustal domain where the sub-continental domain is exhumed. It is separated from the less deformed continental crust by the necking zone, where the continental crust is rapidly thinned from ~30 to <10 km thick, according to the major role of low-angle normal faults evolving in ductile shear zones in the middle crust. The processes that controlled how such hyper-extended domains are formed are now relatively well documented.

The formation of an orogenic prism and its evolution to a doubly-verging wedge orogen has also been well studied. However, how these hyper-extended domains are inverted and accreted into the orogenic prism, as well as the influence of this extensional inheritage on the orogenic growth, are poorly constrained.

The North Pyrenean Zone (NPZ) is characterized by numerous evidences of this hyper-extension (exhumation of deep crust and sub-continental mantle material, high temperature-low pressure metamorphism) that are preserved during convergence and collision. Therefore, the NPZ is particularly adapted to address such questions. To resolve this, we bring time and temperature constraints on the evolution of these hyper-extended domains during rift-to-collision cycle, by using high- and low-temperature thermochronology (U/Pb on zircons, (U-Th-Sm)/He and fission track analyses on apatites and zircons).

The Mauléon basin (western part of the NPZ) is a Mesozoic basin that recorded high subsidence from Aptian to Cenomanian, in response of a major extension phase related to the opening of the Bay of Biscay, farther to the West. This basin developed as a hyper-extended rift basin where extreme crustal thinning leaded to sub-continental mantle exhumation. Inversion started during the Late Cretaceous due to convergence and then collision between Iberia and Europe responsible for the formation of the pyrenean belt during the Tertiary. In order to determine the thermal history of such a basin, we collected detrital albo-cenomanian samples on which we performed fission track and (U-Th-Sm)/He on zircon analyses. These data were then inverted using HeFTy (Ketcham, 2005), accounting for the most recent kinetic model of He in zircons (Guenthner et al., 2013). We then compared the resulting time-temperature histories to a simple 1D thermo-kinematic modeling of the rift-to-collision evolution of the Mauléon basin. We consider two different end-member thinning processes that are thought to embody most of the fundamental characteristics of rifted margins as summarized by Huismans and

Beaumont (2011). A first model considers a crustal breakup leading to sub-continental mantle exhumation below the basin. In a second model, the sub-continental mantle recorded a breakup leading to the rise of the asthenosphere below the crust. We then vary the amount of thinning of the sub-continental mantle or the crust, respectively. For both scenarios, we reproduce the time-temperature history of the basin, for high amount of thinning ($\beta = 10$ or infinite). Using this approach, we demonstrate that the thermal structure of the Mauléon basin is consistent with the extreme thinning of the lithosphere below, as the basin recorded a high geothermal gradient during extension. The basin remained hot even during the beginning of the convergence and cooling is only recorded during the main phase of orogenic growth. Such a high temperature anomaly along the earliest stage of the orogene may have a major impact on the rheology of the first units coliding in the prism. This also provides a mechanism for explaining the observations of abnormally high temperatures (relative to inferred burial), syn-convergence MT or HT metamorphism and ductile deformation in post-rift sediments.

The imprint of this thermal anomaly is stronger farther to the east, in the central NPZ (Ariège area). This area consists in Paleozoic units, intruded by hercynian granitic plutons, in tectonic contact with Mesozoic basins. Maximum temperatures measured by Raman spectroscopy are up to 600°C in the Aulus basin, located south of the area. By contrast to the western Pyrenees, the hyper-extended domain is not well preserved, because of a higher amount of shortening. We therefore attempt to constrain the thermal history of the less deformed domain to the north, by sampling all the granitic bodies and by performing in situ AFT, ZFT, AHe, and ZHe analyses. We then inverse modeled these data by using QTQt (Gallagher, 2009). Our thermochronological data reveal both the extensional inheritance and the collision-related exhumation. New field data also bring constraints on the relative position and deformations of the basins regarding to the crystalline basement units we dated. We show that the shortening and exhumational patterns recorded by these units, independantly from the basins, are controlled by inherited rift-related structures.

These new constraints on how these domains accomodated shortening, and new cooling ages, combined to new source to sink data in the NPZ (detrtial U/Pb data and paleo-transport directions), and preexisting data in the Axial Zone and in the South Pyrenean Zone (SPZ), allow to evaluate the evolution of sediments routing in an evolving tectonic context from rift to collision. This brings new lights on the paleogeographical evolution of the Pyrenean domain from Albian to Middle Eocene times.

During the Albian, the south Pyrenees is largely supplied by sources located to the south, from the erosion of the north Iberian plate. The north Pyrenees is characterized by more localized sources controlled by local extensional faulting and rift-related basin segmentation. The growth of the pyrenean belt started during the Late Cretaceous as recorded by cooling ages in the north-easternmost granites of the belt. The sediment pattern changed drastically in the SPZ with source rocks positioned in the growing mountains of the eastern Pyrenees. This suggests that the drainage divide was located at the northenmost edge of the embryonnary prism during the Late Cretaceous. Similarly, the northern Pyrenees sediment routing shows sediment sourced from the East in the Agly region with probably the preponderance of local highs inherited from extension. During the Eocene, the SPZ recorded high amount of siliciclastic deposits due to the progressive southward and a westward exhumation of the belt. However, the NPZ recorded a sudden increase of such deposits during the Middle-Eocene. This is related to a reorganization of the drainage system from a sediment routing system dominated by rift-related East-West inherited structures, to a drainage system controlled by the orogenic growth. A rapid shift of the divide toward the south, in the Axial Zone may also be responsible for such a sudden change in the sedimentarion. By contrast, in the western Pyrenees, the position of the divide is thought to be constant from the Albian to the Eocene. These results suggest that the characteritics segmentation and asymmetric patterns of exhumation and contrasting sediment routing in the Pyrenees are related to rift-related inheritance.

Overall, these three studies bring major constraints on how hyper-extended domains are inverted during the earliest stages of orogenic growth, as well as the impact of such an inheritance on the development of the Pyrenean realm.

# Sommaire

Introduction ..... 16

Chapitre 1 : De la marge passive à la chaîne de collision, processus et héritage thermo-mécanique dans les orogènes ..... 20

I) Composition et rhéologie de la lithosphère continentale ..... 21

II) De l'amincissement à l'épaississement lithosphérique ..... 28

1) Cycle de Wilson ..... 28

2) Modes d'extension et processus d'amincissement lithosphérique ..... 29

3) Formation d'un prisme orogénique à double vergence et inversion d'une marge ..... 35

Chapitre 2 : Structure et évolution pré-orogénique de la chaîne des Pyrénées ..... 44

I) Structure des Pyrénées ..... 45

1) Le bassin d'Aquitaine ..... 46

2) La Zone Nord-Pyrénéenne ..... 48

3) La Zone Axiale ..... 52

4) La Zone Sud-Pyrénéenne ..... 55

5) Le bassin de l'Ebre ..... 56

II) Structure profonde de la chaîne ..... 56

III) Les Pyrénées, un domaine en formation depuis le Précambrien ..... 62

1) Evolution tectono-stratigraphique au Paléozoïque ..... 62

2) Evolution tectono-stratigraphique du Mésozoïque au Cénozoïque ..... 71

3) Evolution géodynamique et paléogéographique ..... 74

IV) Histoire cinématique de l'Ibérie à partir du Mésozoïque et formation des Pyrénées ..... 85

V) La Faille Nord-Pyrénéenne ..... 94

1) Un accident tectonique hérité ? ..... 94

2) Tracé de la FNP ..... 95

3) Rôle de la FNP lors de l'extension Mésozoïque ..... 100

Chapitre 3 : Les méthodes de datations thermochronologiques ..... 104

I) Généralités sur la datation géochronologique ..... 105

1) La désintégration radioactive ..... 105

2) Zircons et apatites ..... 107

3) Notion de diffusion et de température de fermeture ..... 107

4) Protocoles de datations ..... 114

II) La datation U/Pb ..... 115
1) Principe de la datation ..... 115
2) Visualisation des âges ..... 116
III) La datation (U-Th-Sm)/He ..... 118
1) Historique ..... 118
2) Principe de la datation et α-éjection ..... 119
3) Etudes récentes sur la diffusion de l'He, effets des dommages par radiation ..... 121
IV) La datation par traces de fission ..... 126
1) Historique ..... 126
2) Principe de la datation ..... 126
3) Longueur de traces et notion de recuit ..... 128
V) Utilisation de la thermochronologie ..... 131
1) Applications et interprétations courantes ..... 131
2) Limites ..... 137
3) Modélisation de données thermochronologiques ..... 141
Chapitre 4 : Influence de l'héritage extensif sur la structure thermique enregistrée dans les orogènes : exemple des Pyrénées et du bassin de Mauléon ..... 146
Abstract ..... 151
1. Introduction ..... 152
2. Hyper-extension in the Pyrenees and thermal constraints ..... 153
3. Sampling and methods ..... 154
3.1. Strategy ..... 154
3.2. Zircon Fission track analysis ..... 155
3.3. Zircon (U-Th-Sm)/He analysis ..... 155
3.4. Apatite (U-Th-Sm)/He analysis ..... 156
4. Results ..... 156
5. Thermal modeling of partially reset ages ..... 157
6. 1D thermo-kinematic modeling of rift-to-collision evolution ..... 159
7. Discussion ..... 162
7.1. Comparison between thermochronological data and thermo-kinematic modeling ..... 162
7.2. Implications for the evolution of the Pyrenees ..... 163
8. Conclusions ..... 165
Acknowledgments ..... 166
Appendix ..... 166

References ..... 167
Figure Captions ..... 172
Chapitre 5 : Histoire du refroidissement au Nord des Pyrénées du rifting à la collision orogénique (Région Ariège, centre de la Zone Nord-Pyrénéenne) ..... 191
Abstract ..... 197
1. Introduction ..... 198
2. Geological setting and open questions ..... 200
2.1 The northern Pyrenees and overview of low-temperature thermochronological constraints in the Pyrenees ..... 200
2.2 Geology, structure and thermochronoogical constraints in the Ariège region ..... 203
2.3 Constraints on ductile deformation in Albio-Cenomanian basins and basin analysis ..... 206
3. Sampling strategy and low-temperature thermochronological analyses ..... 207
3.1. Apatite and zircon fission-track analyses ..... 208
3.2. Zircon (U-Th-Sm)/He analyses ..... 208
3.3. Apatite (U-Th-Sm)/He analysis ..... 209
4. Results ..... 209
4.1. 3S-profile ..... 209
4.2 3S massif unit ..... 210
4.3 Arize massif unit ..... 210
4.4. The Camarade basin ..... 211
5. Data modeling approach ..... 211
5.1. QTQt modeling of low-temperature thermochronological data ..... 211
5.2. Model set-up ..... 212
5.3 HeFTy modeling of ZHe ages ..... 213
6. Thermal history modeling ..... 213
6.1 QTQt modeling ..... 213
6.2 Main results ..... 216
6.3 HeFTy modeling of ZHe data ..... 217
7. Discussion ..... 217
7.1. AFT, apatite MTL and ZFT results ..... 217
7.2. Sensitivity to eU variations in apatite and zircon ..... 218
7.3. Defining a Mesozoic Zircon Partial Annealing Zone in 3S and Arize massifs ..... 219
7.4. Rift-to-collision evolution of northern Pyrenees and still open questions ..... 220
8. Conclusions ..... 223
Figure Captions ..... 224

References ..... 227
Chapitre 6 : Relations sources-bassins au Nord des Pyrénées ..... 266
Abstract ..... 267
1. Introduction ..... 268
2. Geological setting ..... 268
3. Overview of sediment routing system in the Pyrenees from geochronological and depositional patterns ..... 270
3.1. U/Pb data ..... 270
3.2. Sediments routing system : Bay of Biscay opening and subsequent tectonic inversion in the SPZ ..... 272
3.3. Sediments routing system during transition from rifting to orogenic growth in the NPZ ..... 275
4. Samples and Methodologies ..... 278
4.1. Samples ..... 278
4.2. Methods ..... 279
5. Results ..... 281
5.1. Detrital samples ..... 281
5.2. Bedrock samples ..... 283
6. Discussion ..... 284
6.1. Comparison between magmatic ages and detrital component ages ..... 284
6.2. Sediments source evolution in the Mauléon basin ..... 285
6.3. Sediments source evolution in the Ariege area ..... 287
6.4. Comparison with the sediments routing system of the SPZ ..... 290
7. Conclusion ..... 291
Figure Captions ..... 293
References ..... 295
Conclusions et Perspectives ..... 361
Références bibliographiques ..... 365
Annexe 1 : Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence ..... 400
Annexe 2 : Les protocoles analytiques utilisés en datation thermochronologique ..... 480
Annexe 3 : An alternative protocol for single zircon analysis by ICP-MS ..... 499
Annexe 4 : Rapport de Stage M1 de Maxime Daudet ..... 523

# Introduction

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes à double vergence déversée vers le Sud et orientée WNW-ESE (N110). Elles se sont érigées lors de la convergence et de la collision entre la microplaque ibérique et la plaque eurasiatique. Cette chaîne représente l'extrémité occidentale du domaine orogénique Alpes-Himalaya et s'étend sur environ 1000 km.

Il est généralement admis que les Pyrénées se sont formées en deux phases :

- une phase d'extension débutant au Mésozoïque dont l'apogée se situe à la fin du Crétacé Inférieur - début du Crétacé Supérieur. Cette phase est synchrone d'un événement thermique particulier caractérisé par du magmatisme alcalin (*Henry et al., 1998*) un épisode de métamorphisme haute-température et basse-pression (HT-BP) (*Choukroune, 1974 ; Montigny et al., 1986*) et d'importantes circulations fluides (*Boulvais et al., 2006, 2007 ; Pujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014*) ;
- une phase de compression de la fin du Crétacé Supérieur au Miocène qui se traduit par l'inversion des structures antérieures et la formation du prisme orogénique pyrénéen.

Les marqueurs de l'extension étant très bien préservés du fait de l'absence d'un enfouissement important, notamment dans les bassins syn-rift, les Pyrénées offrent une opportunité unique de mieux caractériser l'évolution d'une chaîne de montagnes au début de l'accrétion continentale. L'initiation de ces processus, et en particulier de quelle manière la collision est affectée par la structure et l'évolution pré-orogeniques sont très peu connues. Un calendrier précis des événements tectoniques et de l'évolution thermique, des quantités d'extension et de raccourcissement dans le cadre de la convergence Ibérie/Europe, sont à ce jour largement inconnus ou sont toujours débattus comme en témoigne l'existence de nombreux modèles décrivant l'évolution de la marge Ibérie-Europe.

L'évolution pré-orogénique des Pyrénées et notamment la présence en surface de roches du manteau sous-continental associée à ce contexte thermique extrême dans la Zone Nord-Pyrénéenne est controversée. Ces dernières années, l'amélioration de notre compréhension

des mécanismes d'amincissement de la lithosphère et l'acquisition de nouveaux profils sismiques ont mis en évidence que les marges pauvres en magma sont divisées en deux domaines distincts. Un premier domaine qui est défini par un amincissement limité, en position proximale, dans lequel l'intégrité rhéologique de la croûte continentale initiale est préservée. Un second domaine en position distale, hyper-étiré, très aminci qui est caractérisé par un assemblage de blocs de croûte continentale et de lambeaux de manteau sous-continental exhumé. Ces deux domaines sont séparés par une zone d'étranglement (« necking zone ») relativement étroite où l'épaisseur de la croûte continentale chute brusquement de 30 km à moins de 10 km d'épaisseur.

Les modèles actuels reproduisant la formation des prismes orogéniques ne prennent pas en compte la géométrie initiale et les propriétés thermo-mécaniques particulières associées à ces marges avant leur incorporation dans le prisme. Par conséquent, une des problématiques majeures actuelle est de comprendre comment ces marges sont inversées en convergence et quel est l'impact d'un tel héritage sur le développement des prismes orogéniques.

Ainsi, je présenterai un bref aperçu de ces modèles d'extension et de formation des prismes orogéniques ainsi que les processus rhéologiques et mécaniques qui soutiennent ces différents modèles (Chapitre 1).

La Zone Nord-Pyrénéenne a enregistré toute l'histoire de la chaîne et a préservé de nombreux bassins hyper-étendus. Elle apparaît donc comme une zone d'étude tout à fait adaptée pour étudier l'inversion orogénique pyrénéenne et son histoire thermique depuis l'extension jusqu'à la collision. Je présenterai dans un premier temps la chaîne des Pyrénées en détaillant sa structure en surface et en profondeur. Son architecture est fortement contrôlée par des structures plus anciennes, héritées d'une longue histoire. C'est pourquoi, je m'intéresserai également à l'évolution du domaine pyrénéen depuis son origine au Précambrien, sous différents angles : tectono-stratigraphique, géodynamique et paléogéographique (Chapitre 2).

Cependant, si la construction du prisme orogénique pyrénéen a été largement étudié, notamment au travers de nombreuses datations thermochronologiques dans la Zone Axiale et sur son flanc Sud (Zone Sud-Pyrénéenne), le flanc Nord et donc la Zone Nord-Pyrénéenne restent relativement peu étudiés et peu compris. Cela conduit à plusieurs interrogations quant

à l'évolution du domaine pyrénéen au Mésozoïque et sur la façon dont l'amincissement et le raccourcissement, surtout enregistrés au Nord, ont été accommodés.

Pour aborder cette problématique, il est avant tout nécessaire d'apporter de nouvelles données notamment temporelles et structurales pour mieux contraindre le timing des déformations et des événements thermiques au Nord des Pyrénées. De plus, ces données permettront de contraindre l'histoire thermique, depuis la formation des domaines (hyper-) étirés caractéristiques de la Zone Nord-Pyrénéenne jusqu'à leur inversion et leur accrétion dans le prisme de collision. Cette étude se focalisera donc sur l'évolution tectonique et thermique du domaine Nord-Pyrénéen par l'utilisation de plusieurs méthodes thermochronologiques dont l'histoire, les principes et les applications seront expliqués (Chapitre 3). Les protocoles utilisés seront détaillés en Annexes.

- U/Pb sur zircons provenant de massifs plutoniques et de bassins détritiques,
- (U-Th-Sm)/He sur zircons et apatites (massifs et sédiments détritiques),
- Traces de fissions sur zircons et apatites (massifs et sédiments détritiques).

Pour contraindre l'histoire thermique de ces bassins hyper-étendus depuis leur formation jusqu'à leur inversion, je me suis focalisé sur deux zones d'étude.

Le bassin de Mauléon à l'Ouest de la Zone Nord-Pyrénéenne est interprété comme étant un bassin hyper-étiré où affleurent notamment la croûte inférieure ainsi que le manteau sous-continental. Ce bassin est relativement bien conservé et peu déformé en compression. Je me suis donc intéressé à son histoire thermique et à l'influence de l'héritage extensif sur la structure thermique du bassin au cours de son inversion. Ce travail est présenté dans le Chapitre 4 sous forme d'un article à EPSL.

La région ariégeoise au Centre de la Zone Nord-Pyrénéenne a enregistré beaucoup plus de déformations. L'extension y a été nettement plus marquée comme en témoignent les pics de température obtenus en spectroscopie Raman, associés à la présence de granulites et de nombreuses lherzolites. Cette zone a ensuite été fortement inversée effaçant en partie les structures antérieures et en faisant disparaître la majeure partie du domaine hyper-étiré dans la

zone de suture. Je me suis intéressé à l'histoire thermique et structurale des massifs interprétés comme des reliques du domaine le moins aminci (équivalent du domaine proximal), pour proposer une reconstruction de cette région depuis l'extension jusqu'à la collision. Ce travail est présenté dans le Chapitre 5 sous forme d'un article à soumettre à Tectonics.

L'apport de nouvelles données de datation et de sources dans la Zone Nord-Pyrénéenne a également permis de proposer un modèle paléogéographique du Nord de la chaîne. La comparaison de ce modèle à ceux préexistants au Sud révèle l'évolution du système de drainage entre les zones sources et les bassins dans l'ensemble de la chaîne et apporte des informations sur l'évolution de la ligne de partage des eaux et de l'architecture des Pyrénées. Ce travail est présenté dans le Chapitre 6 et donnera lieu à soumission dans la revue Basin Research.

# Chapitre 1

# De la marge passive à la chaîne de collision, processus et héritage thermo-mécanique dans les orogènes

Le développement d'un domaine hyper-étiré et son inversion pour former une chaîne de collision impliquent de nombreux processus mécaniques, physiques et chimiques. Dans ce chapitre, je m'intéresse aux notions de rhéologie et de résistance de la lithosphère, qui sont à la base des processus d'extension et de collision orogénique abordés dans cette étude.

## I) Composition et rhéologie de la lithosphère continentale

La lithosphère est définie par la base de l'isotherme 1300°C qui correspond au point de fusion de l'olivine, principal composant du manteau. La position de cette isotherme et donc l'épaisseur de la lithosphère dépend avant tout de sa nature océanique ou continentale, de son âge et de son type craton ou marge (*Poudjom Djomani et al., 2001*). Par exemple, l'épaisseur de la lithosphère continentale varie de 250 à 180 km dans le cas d'un craton archéen, de 180 à 150 km pour une lithosphère d'âge Protérozoïque et de 140 à 60 km pour une lithosphère d'âge Phanérozoïque (*Poudjom Djomani et al., 2001*).

La croûte continentale peut être subdivisée en 3 régions : une croûte inférieure, moyenne et supérieure (*Smithson, 1978 ; Rudnick et Gao, 2003*). La croûte supérieure a une composition semblable à celle d'une diorite ou d'une granodiorite (*Smithson, 1978*). Elle présente des faciès métamorphiques de faible degré de type schistes verts, voire schistes bleus. Sa composition en oxyde varie d'une étude à l'autre mais reste dominée par $SiO_2$ (66,6 %) et $Al_2O_3$ (15,4 %) (*Rudnick et Gao, 2003*) pour une densité d'environ 2,7. Elle est riche en éléments incompatibles, pauvre en éléments compatibles et riches en éléments radiatifs. La croûte moyenne possède une composition globalement acide (comme pour une migmatite) et un métamorphisme amphibolitique voire granulitique tandis que la croûte inférieure possède une composition plus mafique (semblable au gabbro) et est caractérisée par un métamorphisme de faciès éclogitique et granulitique. D'une composition en oxyde dominée par $SiO_2$ (63,5 %) et $Al_2O_3$ (15,0 %), (FeO : 6,02 % et MgO : 3,59 %) pour la croûte moyenne (*Rudnick et Gao, 2003*), on passe progressivement à une composition toujours dominée en $SiO_2$, en baisse (54,3 %), en $Al_2O_3$ (16,1 %) et une augmentation en FeO (10,6 %) et MgO (6,28 %) dans la croûte inférieure (*Taylor et McLennan, 1985, 1995*). La densité de la croûte moyenne est d'environ 2,8, et celle de la croûte inférieure est de 2,8 à 2,9.

Le manteau lithosphérique sous-continental (SCLM en anglais) est constitué de roches ultramafiques se rangeant entre les pôles lherzolitique, dunitique et harzburgitique. Cependant il existe de nombreuses variations selon la zone d'étude car sa composition dépend beaucoup de l'âge thermotectonique de la croûte sus-jacente. Ainsi, le SCLM est très appauvri sous les vieux cratons et moins appauvri sous des cratons phanérozoïques (*Griffin et al, 2003*). Globalement, sa composition en oxyde est dominée par MgO (environ 45 %), $SiO_2$ (environ 45 %) et FeO (environ 7 %). Sa densité varie également avec l'âge entre 3,31 pour

une lithosphère archéenne et 3,36 pour une lithosphère phanérozoïque (*Poudjom Djomani et al., 2001*).

La composition de la lithosphère et de la croûte continentale varie donc en fonction des hétérogénéités liées à l'histoire tectono-magmatique et à la présence d'eau ou de roches fondues. De plus, la résistance de la lithosphère est directement liée à sa composition ainsi qu'à sa structure et au contexte géologique.

Pour évaluer la résistance de la lithosphère sur le long terme (>1-10 Ma) on s'intéresse à sa réponse flexurale à une charge connue (glacier, sédiments, volcans). Pour cela, on détermine sa rigidité flexurale (D) qui s'exprime au travers de son épaisseur élastique effective (Te) via l'équation suivante (*Burov et Diament, 1995 ; Burov, 2011*) :

$$D = E\ Te^3(12(1-\nu^2))^{-1}$$

où E représente le module de Young et $\nu$ est le coefficient de Poisson.

Cette valeur de Te traduit la résistance de la lithosphère au début du raccourcissement. Cependant, plusieurs auteurs considèrent que ces estimations de Te, parfois très élevées, sont surestimées à cause d'une mauvaise interprétation des résultats obtenus par l'analyse des anomalies de Bouguer et de gravité à l'air libre (*McKenzie et Fairhead, 1997*). Il y a deux manières de déterminer Te. La première consiste en une modélisation directe des données gravimétriques et topographiques dans les orogènes. « Te » estimée par ces méthodes consiste à comparer la géométrie de la déflection contrainte pas des données de puits (e.g. dans un avant-pays) ou des anomalies gravimétriques. La seconde méthode permet de mesurer Te par méthode « spectrale » et consiste à comparer la flexure lithosphérique observée en un point où elle est chargée sur le long-terme avec la valeur que donnerait cette même charge sur une plaque définie comme élastique. Cette dernière approche est inverse. Elle revient à modéliser la cohérence/admittance entre l'anomalie de Bouguer observée et l'anomalie créée par la topographie. Par définition, la première méthode présente l'avantage de comparer directement les données acquises sur un profil ou un bassin mais le désavantage d'être limité aux données elle même. La deuxième méthode peut être appliquée à l'échelle du globe. Cependant, elle dépend fortement de la longueur d'onde de l'étude qui est elle-même dépendante de la valeur de Te.

Dans le cas de la lithosphère continentale, il est possible de distinguer deux groupes de Te qui correspondent à des lithosphères d'âge différent (*Watts, 1992 ; Pérez-Gussinyé et Watts, 2005 ; Audet et Bürgmann, 2011 ; Mouthereau et al., 2013*) (Fig. 1-1) :

- des Te faibles inférieures à 30 km correspondant à des marges jeunes,

- des Te élevées supérieures à 60 km en moyenne pour des cratons pouvant atteindre plus de 120 km pour les plus anciens.

Te dépend avant tout de l'âge thermique de la lithosphère (*Burov et Diament, 1995 ; Poudjom Djomani et al., 1995 ; Mouthereau et al., 2013)*. Son épaisseur, son gradient géothermique de même que le type de lithosphère continentale étudiée (marge ou craton) sont également fonction de l'âge (*Mouthereau et al., 2013*).

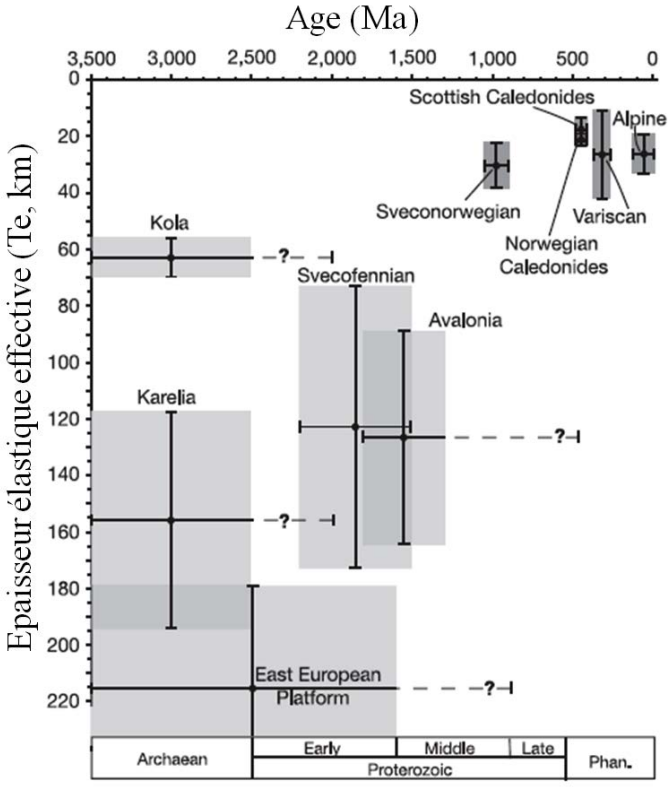



**Figure 1-1 : Graphique représentant Te pour deux ensembles de lithosphère (*Pérez-Gussinyé et Watts, 2005*).**

Il y a actuellement deux modèles qui s'opposent sur la résistance long-terme de la lithosphère continentale et sur la distribution de ses propriétés rhéologiques. En profondeur, l'augmentation de la pression et de la température, couplée aux différences de composition dans la croûte et dans le manteau, implique une forte structuration rhéologique et mécanique.

La croûte supérieure est généralement mécaniquement résistante, cassante. Elle est en équilibre frictionnel avec des failles actives qui limitent sa résistance. Cette loi (*Byerlee, 1978*) est linéaire et ne dépend que de la pression. Elle est cependant limitée en profondeur par des processus de fluage ductile qui s'activent à de fortes températures. Les lois de fluage ductile ont été dérivées expérimentalement en laboratoire, puis extrapolées à l'échelle géologique (Ma).

Ainsi, la rhéologie de la lithosphère varie entre un comportement cassant ou fragile (déformation froide, accommodée par des failles, des fractures) et ductile (déformation chaude, accommodée par du cisaillement, sans fracture). Lorsqu'on atteint la transition fragile/ductile d'un minéral, on peut y localiser la déformation.

La température à laquelle cette transition fragile/ductile est atteinte varie généralement entre 300°C et 500°C et dépend principalement de l'assemblage minéralogique considéré. Pour étudier le comportement de la croûte ou du manteau, on l'assimile à celui de son composant le plus faible (Fig. 1-2) face à l'ensemble des processus de déformation mis en œuvre lors de la déformation (fluage diffusion, fluage dislocation, migration aux joints de grains, …) et qui sera donc le plus favorable pour localiser la déformation (*Jolivet et Nataf, 1998 ; Bürgmann et Dresen, 2008 ; Précigout et al, 2007 ; Burov, 2011 ; Lowri et Pérez-Gussinyé, 2011*).

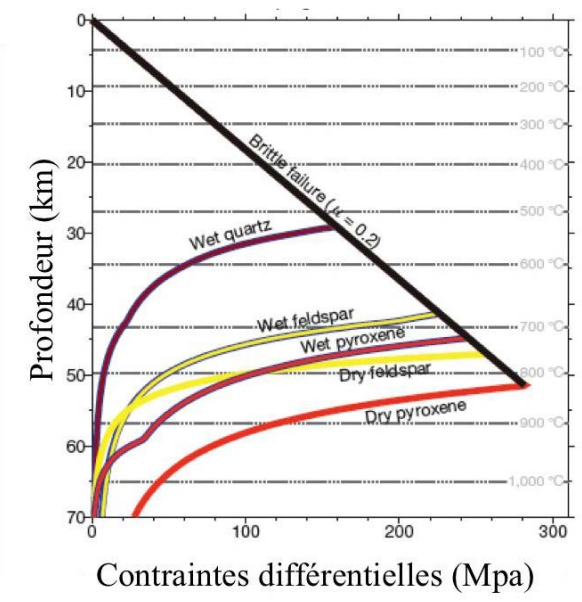



**Figure 1-2 : Profils de résistance (YSE) pour différentes compositions de croûte continentale (*Lowri et Pérez-Gussinyé, 2011*).**

La combinaison de ces processus fragile et ductile est à la base de la notion de profil de résistance, établi d'abord pour la lithosphère océanique (*Brace et Kohlstedt, 1980 ; Goetze et Evans, 1979*), et ensuite pour la lithosphère continentale.

Les premiers profils de résistance de la lithosphère continentale ont permis de définir un premier modèle dit « **jelly sandwich** » (*Burov et Diament, 1995*, Fig. 1-3A). Dans ce modèle, la croûte inférieure consiste en un assemblage quartz-diorite mécaniquement faible. Elle est prise en sandwich entre une croûte supérieure caractérisée par un assemblage quartz-feldspath mécaniquement résistant et un manteau sous-continental principalement consitué d'olivine en milieu sec, lui aussi résistant. La croûte inférieure est donc faiblement sismogénique alors que le manteau lithosphérique possède un comportement mécanique cassant en accord avec certaines observations sismiques (*Chen et Molnar, 1983*).

Le point important de ce modèle est que la résistance de la lithosphère se situe en grande partie dans le manteau. La croûte inférieure autorise un découplage croûte / manteau et une activation des processus de fluage à des températures intermédiaires. *Burov et Diament (1995)* ont également montré que ce découplage influe fortement sur la valeur de Te qui peut être diminuée de 50 à 90 %. Ce découplage peut être très fréquent dans les marges jeunes alors qu'à partir d'un âge de 750 Ma, le découplage n'est envisageable que sur des croûtes épaisses (>35 km) et ne l'est quasiment jamais pour des vieux cratons (>1 Ga), expliquant ainsi la grande diversité des Te observées.

Cependant, *Maggi et al. (2000)* ont suggéré que les hypocentres des séismes observés dans l'Himalaya et sous le Tibet (*Chen et Molnar, 1983*) étaient en fait situés dans la croûte inférieure et non pas dans le manteau lithosphérique. Ainsi, le manteau lithosphérique aurait une résistance mécanique plus faible peut-être à cause de la présence d'eau et d'une température plus élevée que prévue (*Jackson, 2002*).

*Burov et Watts (2006)* ont nommé ce modèle : « **crème brûlée** » (Fig. 1-3B) en référence au modèle du « jelly sandwich ». Il consiste en une représentation en deux couches :

- une croûte (supérieure et inférieure) résistante (assemblage quartz-feldspath),

- un manteau lithosphérique (olivine hydratée : wet olivine (*Hirth et Kohlstedt, 2003*)) essentiellement ductile et non-sismogénique.

La résistance de la lithosphère se situe uniquement dans la croûte et celle-ci est cassante et peu ou pas hydratée en profondeur.

Bien que ce modèle soit plus en accord avec certaines données sismiques (*Jackson, 2002*), il ne permet pas d'expliquer efficacement la persistance d'une chaîne de montagnes et le fait que le slab subductant en contexte de collision puisse garder son intégrité (*Burov et Watts, 2006*).

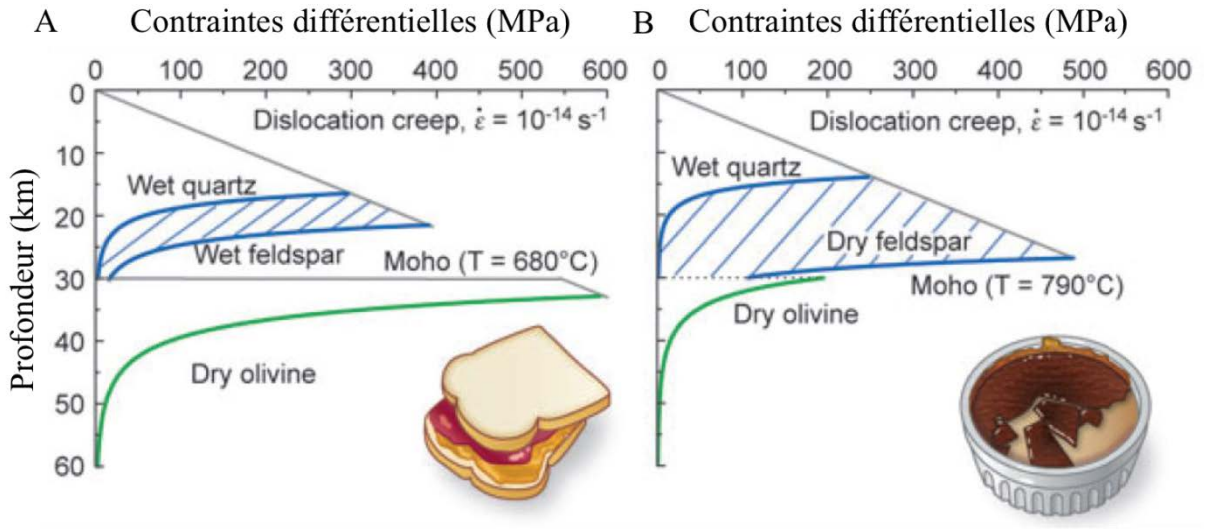



**Figure 1-3 : Profils de résistance de la lithosphère correspondant aux modèles du Jelly sandwich (A) et de la crème brûlée (B) modifié d'après *Burgmann et Dresen (2008).***

Ces deux modèles diffèrent principalement sur deux points : la résistance du manteau lithosphérique et le découplage entre les couches ductiles et fragiles. Ces paramètres jouent un rôle primordial dans l'expression de la déformation en extension et en compression de la lithosphère, et sur sa capacité à localiser ou non cette déformation (*Buck, 1991, 2007 ; Brun, 2002* ; *Precigout et al., 2007*). De plus, il semblerait que le caractère sismogénique du manteau lithosphérique soit lié uniquement à la température (aussi bien pour une lithosphère océanique que continentale). En effet, si ce manteau est à une température inférieure à 600°C (température du Moho basse, épaisseur de la croûte relativement faible), alors ce dernier se comporte de façon cassante (*Jackson et al., 2008*). Enfin, comme la résistance de la lithosphère semble essentiellement contrôlée par la résistance du manteau sous-continental et que celui-ci peut être découplé ou non de la croûte, il apparaît une corrélation seulement partielle entre Te et les déformations, notamment la quantité de raccourcissement en contexte

compressif, enregistrées dans la croûte (*Mouthereau et al., 2013* ; Fig. 1-4A). Ces auteurs utilisent la base de données globales de *Watts (2007)* (Fig. 1-5) fondée sur les analyses de Te estimées par méthodes directes et inverses. Ils montrent que la quantité de raccourcissement et le style de déformation observés dans les chaînes de montagnes dépend avant tout de l'âge de la lithosphère au moment du raccourcissement (Fig. 1-4B), et non pas directement de la valeur de Te qui est une mesure actuelle de la résistance intégrée de la lithosphère.

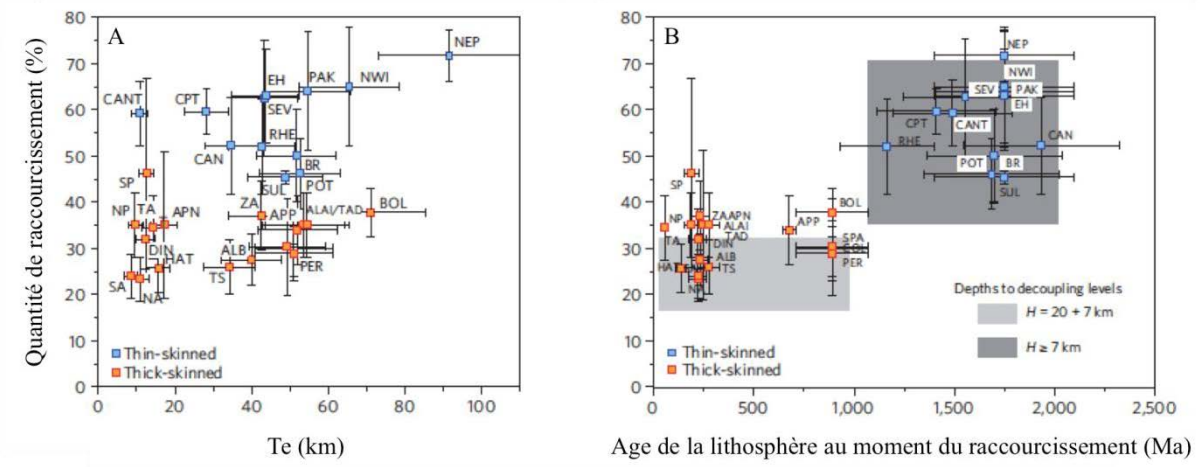



**Figure 1-4 : Compilation des taux de raccourcissement dans 30 chaînes de collision, en fonction de A) Te et de B) l'âge de la lithosphère au moment du raccourcissement, d'après *Moutherau et al. (2013)*. Les domaines en gris (clair et foncé) correspondent à des gammes de raccourcissement modélisées en fonction de la profondeur du niveau de décollement et de l'âge de la lithosphère.**

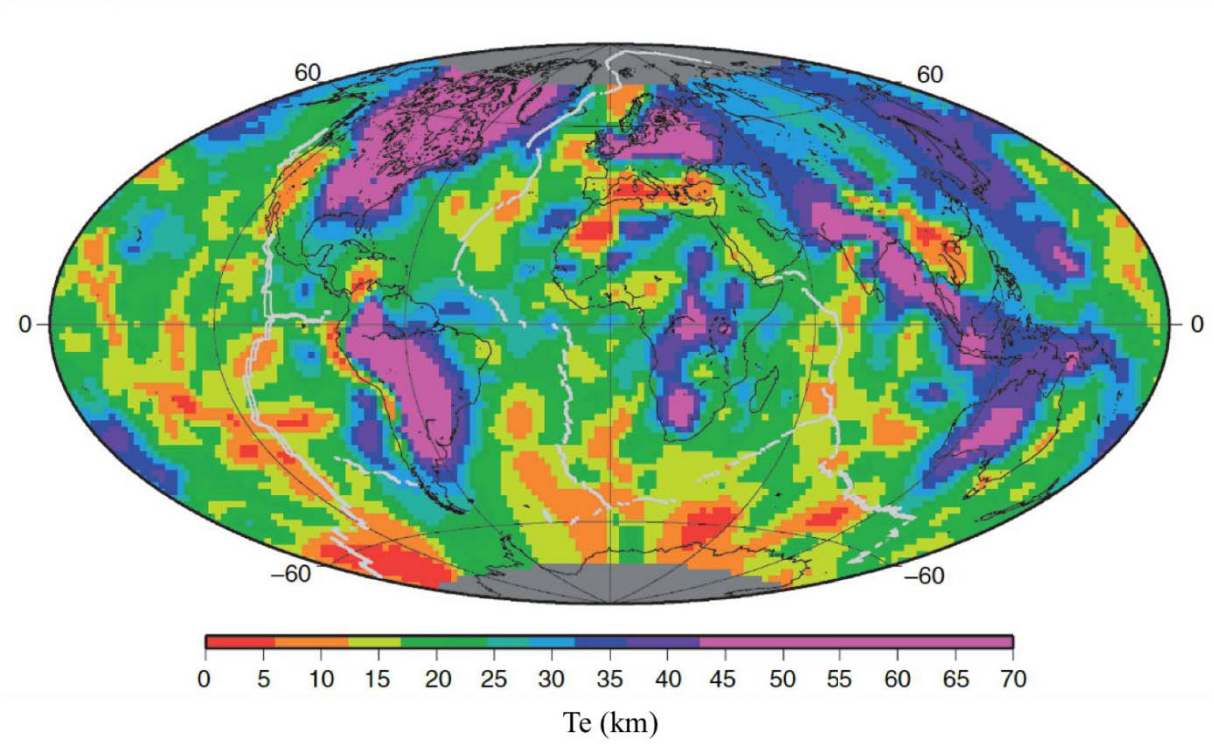



**Figure 1-5 : Carte des valeurs de Te globales compilées sur l'ensemble de la planète d'après *Watts (2007)*.**

## II) De l'amincissement à l'épaississement lithosphérique

### 1) Cycle de Wilson

La théorie de la tectonique des plaques suggère que depuis la formation du premier supercontinent, l'histoire de sa dislocation et la formation d'un nouveau supercontinent se répète. Il apparait de plus que les domaines en divergence, où l'amincissement se localise, et les domaines en convergence à l'origine de la formation des chaînes de montagnes se forment de manière cyclique souvent au même endroit malgré de grands intervalles de temps. C'est ce qu'on appelle le cycle de Wilson. Cela s'accompagne par l'inversion « positive » de bassins extensifs et la réactivation de failles et autres structures formées lors d'épisodes tectoniques antérieurs (*Wilson, 1966 ; Sykes, 1978 ; Lowry et Pérez-Gussinyé, 2011*) à l'origine de la notion d'« héritage ». Les Pyrénées sont un exemple évident illustrant cette cyclicité et le rôle de l'héritage tectonique/magmatique/thermique dans la construction orogénique (voir Chapitre 2).

Ces zones affaiblies agissent comme des cibles préférentielles vis-à-vis des déformations ultérieures (*Pérez-Gussinyé et Watts, 2005 ; Audet et Bürgmann, 2011*). C'est en grande partie pour cette raison que les cratons peuvent être considérés comme stables dans le temps par rapport aux marges plus jeunes qui sont plus facilement impliquées et recyclées lors de ces déformations (*Pollack, 1986*).

## 2) Modes d'extension et processus d'amincissement lithosphérique

### *a) Les modèles anciens*

L'extension de la lithosphère continentale se traduit par du cisaillement à l'échelle de la lithosphère. Le débat s'articule autour de deux types de cisaillement possibles impliquant deux modèles extrêmes et un modèle intermédiaire :

Le modèle de McKenzie (Fig. 1-6A) prévoit un amincissement homogène symétrique de la lithosphère (cisaillement pur, *McKenzie, 1978*). Il consiste en une phase d'étirement rapide de la lithosphère, ce qui produit une remontée passive de l'asthénosphère. Cette phase s'accompagne d'une individualisation de blocs (failles à fort pendage, >60°) et d'une subsidence importante. Ensuite, le remplacement progressif de l'asthénosphère peu dense par un manteau lithosphérique plus dense en raison de la diminution du flux de chaleur provoque une subsidence lente, non tectonique et l'épaississement de la lithosphère.

Le modèle de Wernicke (Fig. 1-6B) appliqué tout d'abord à la région des Basin and Range (USA) considère un amincissement asymétrique de la lithosphère (cisaillement simple, *Wernicke, 1981*). La déformation extensive est localisée notamment le long de grandes failles normales à très faible pendage (<30°, détachement plat) délimitant de nombreux blocs basculés. Ces détachements séparent le domaine fragile du domaine ductile sur toute l'épaisseur de la lithosphère.

Il existe de nombreux modèles intermédiaires avec notamment celui de Lister et Davis (Fig. 1-6C) qui considère que le cisaillement simple est limité à la croûte alors que le cisaillement pur se distribue dans le manteau lithosphérique. Dans ce modèle, la croûte supérieure s'amincit par le développement de failles normales (blocs basculés) qui s'horizontalisent ou s'enracinent sur un détachement plat localisant ainsi des contraintes cisaillantes (développement de mylonites) dans une croûte d'abord fragile et qui s'affaiblit par la suite. Ce

front de cisaillement permet de faire remonter à la surface du matériel plus profond (Metamorphic Core Complex, MCC) (*Lister et Davis, 1989*).

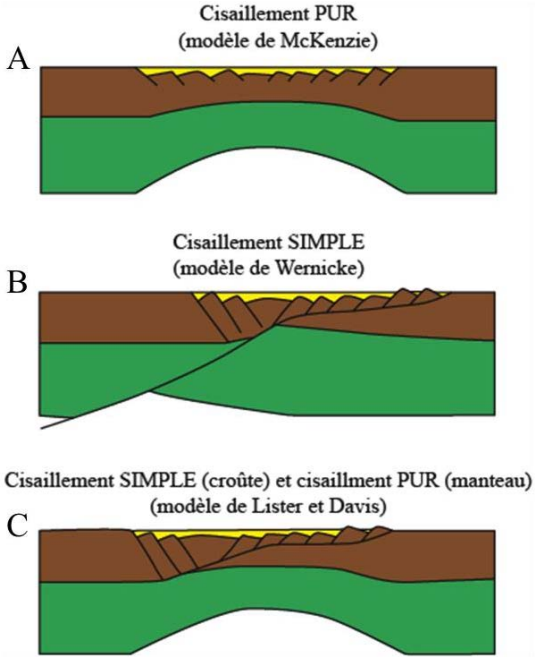



**Figure 1-6 : Représentation schématique d'une lithosphère affectée par les trois modèles vus précédemment : A) McKenzie, B) Wernicke et C) Lister et Davis (modifié d'après *Keen et al., 1989*).**

### *b) Nouveaux modèles d'extension*

Le modèle de McKenzie explique bien l'évolution des marges passives proximales, mais il reproduit mal l'évolution des marges distales qui se caractérisent par un taux extrême d'amincissement crustal allant parfois jusqu'à l'exhumation de manteau sous-continental. Ce domaine de marge distale se positionne entre un domaine crustal aminci et un plancher océanique (Transition Océan-Continent, TOC, *Boillot et al., 1980, 1987 ; Lemoine et al., 1987*). Les modèles de formation des MCC en domaine intracontinental fortement étirés (*Wernicke, 1981 ; Lister et Davis, 1989*) sont à l'origine des modèles de cisaillement simple accommodant l'amincissement crustal par le jeu d'un détachement plat. Ils permettent d'expliquer l'exhumation mantellique et une certaine asymétrie observée dans de nombreuses marges conjuguées.

Cependant, ces modèles monophasés n'expliquent pas la coexistence et la mise en place temporellement distincte des domaines proximaux et distaux des marges et encore moins l'amincissement précoce (jusqu'à 10 km d'épaisseur) de la croûte continentale avant la mise

en place de ces détachements plats (*Manatschal et al., 2001 ; Pérez-Gussinyé et Reston, 2001*).

L'étude des forages profonds au niveau de ces marges amincies a apporté des informations fondamentales sur la composition des différents niveaux de croûte impliqués dans ces zones de transition. On a pu alors en déduire un comportement rhéologique des croûtes supérieure et inférieure cassant et un comportement plus ductile de la croûte moyenne (*Manatschal, 2004 ; Lavier et Manatschal, 2006*). Ces derniers ont proposé un modèle numérique thermo-mécanique d'amincissement de la lithosphère se développant en trois phases distinctes (Fig. 1-7) :

- une phase d'étirement caractérisée par le développement de failles listriques et de blocs basculés permettant la formation de bassins en demi-grabens (développement du domaine proximal),
- une phase d'amincissement qui permet d'amincir la croûte de 30 à 10 km d'épaisseur par le jeu d'une zone cisaillante ductile couplant la croûte supérieure avec la croûte inférieure et le manteau sous-continental. Cet amincissement se fait brutalement au travers d'une zone d'étranglement (necking zone),
- une phase d'exhumation qui fait remonter à la surface le manteau sous-continental serpentinisé par le jeu d'une faille concave vers le bas évoluant en détachement plat.

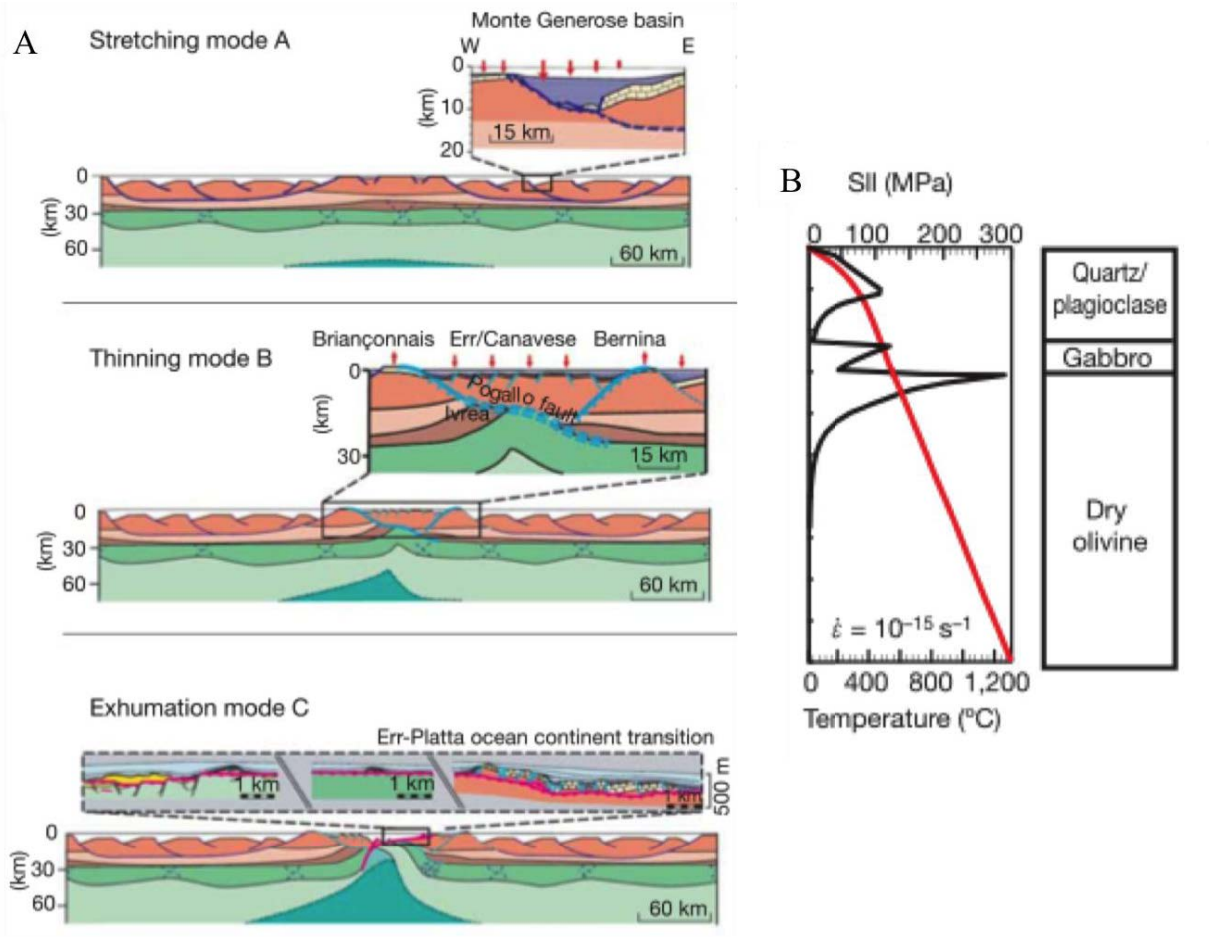



**Figure 1-7 : Modèle d'extension en 3 phases (A) d'après *Lavier et Manatschal (2006)* avec le profil rhéologique modélisé (B) : la croûte supérieure et moyenne est constituée d'un assemblage quartz/plagioclase, la croûte inférieure est essentiellement constituée de gabbro et le manteau sous-continental est représenté par de l'olivine.**

Depuis, ces travaux théoriques ont été comparés et validés par l'étude de nombreuses marges conjuguées actuelles comme l'Ibérie/Terre-Neuve (*Cannat et al., 2009 ; Van Avendonk et al., 2009 ; Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009 ; Sutra et al., 2013 ; Tugend et al., 2014*) ou Angola/Brésil (*Unternehr et al., 2010*), ou sur des marges fossiles comme l'océan téthysien (*Manatschal et al., 2006 ; Manatschal et Müntener, 2009 ; Beltrando et al., 2010 ; Mohn et al., 2010, 2011, 2014 ; Masini et al., 2012*).

Cependant, le modèle précédent n'explique pas les différences qu'il y a entre la marge Ibérie/Terre-Neuve où la zone de croûte amincie « necking zone » est peu étendue (~50 km) alors que le domaine de croûte amincie sur la marge Angola/Brésil est très étendu (>100 km).

*Huismans et Beaumont (2011)* répondent à ce problème en définissant deux catégories de marges (Fig. 1-8). Le type 1 (Ibérie/Terre-Neuve) est caractérisé par un « break-up » de la croûte avant celui du manteau sous-continental. La croûte et le manteau sont couplés et résistants. Le type 2 (Angola/Brésil) enregistre un « break-up » du manteau sous-continental avant celui de la croûte. Ce modèle se caractérise par un fort découplage entre la croûte et le manteau sous-continental, localisé dans la croûte inférieure, faible mécaniquement, et qui accommode la plus grande partie de l'amincissement.

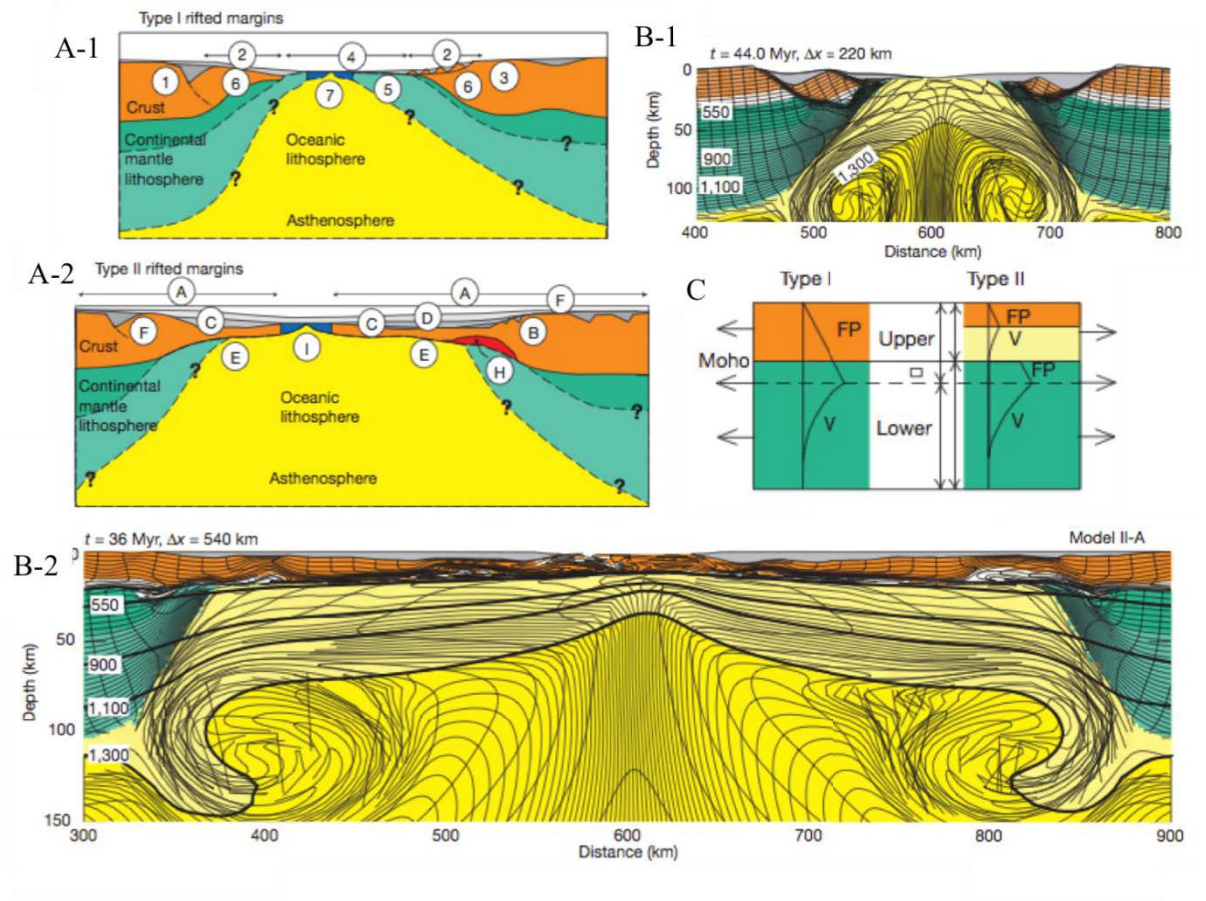



**Figure 1-8 : Schéma des marges de type 1 (A-1) et 2 (A-2) et modèles numériques correspondant (B-1 et 2). Profils de résistance considérés pour chaque type de marge (C). Pour le type 1, la croûte et le manteau sous-continental se déforment de façon frictionnelle et plastique, l'asthénosphère se déforme de façon visqueuse. Pour le type 2, la croûte supérieure et le manteau sous continental se déforment par friction plastique et la croûte inférieure et le manteau asthénosphérique se déforment de façon visqueuse.**

Néanmoins, ces modèles reproduisent des marges conjuguées relativement symétriques. Pour *Brune et al. (2014)*, l'asymétrie observée sur de nombreuses marges conjuguées est acquise du fait de la migration de la zone active du rift vers la partie plus distale d'une des deux marges. Dans leur modèle (Fig. 1-9), l'extension se traduit initialement par la distribution de la déformation sur de nombreuses failles normales, cassantes, qui affaiblissent peu à peu la lithosphère. L'adoucissement par friction conduit ensuite la déformation à se localiser en une faille dominante qui se connecte en profondeur dans la croûte inférieure à une zone de cisaillement ductile formant ainsi un détachement. Le temps nécessaire pour localiser la déformation est essentiellement dépendant de la rhéologie de la croûte inférieure. Plus sa résistance est faible, plus cela prend du temps. L'extrémité de ce détachement est caractérisée par un amincissement extrême de la lithosphère et par la remontée du manteau sous-continental, ce qui conduit d'une part à l'augmentation de la température dans la croûte inférieure qui devient de moins en moins visqueuse, et d'autre part, par le refroidissement du manteau sous-continental, le rendant ainsi plus résistant. Il apparaît donc un gradient de résistance qui force la migration du rift vers la zone la plus distale d'une des deux marges, par l'activation progressive de nouveaux accidents. Cependant, la dimension du domaine actif reste relativement constante.

Comme la croûte inférieure est très ductile là où s'exhume le manteau, elle flue et compense l'amincissement lithosphérique tant que la température reste élevée. Ainsi, la migration du rift permet la formation d'une très large zone hyper-amincie d'un seul côté de la marge conjuguée d'où une très importante asymétrie, comme observée dans l'Atlantique Sud. Si l'extension se poursuit, l'apport de température à l'extrémité du détachement tend à diminuer. La croûte inférieure perd de sa fluidité et devient plus résistante, donc cassante. On a alors un break-up de la lithosphère et la migration s'arrête. La longueur de ce domaine hyper-aminci est principalement contrôlée par la vitesse d'extension (Fig. 1-9). Si la vitesse est rapide (~10 mm/an) la zone rendue ductile dans la croûte inférieure est plus large. Elle est donc maintenue plus chaude et active plus longtemps, ce qui permet le développement d'un domaine hyper-aminci plus large.

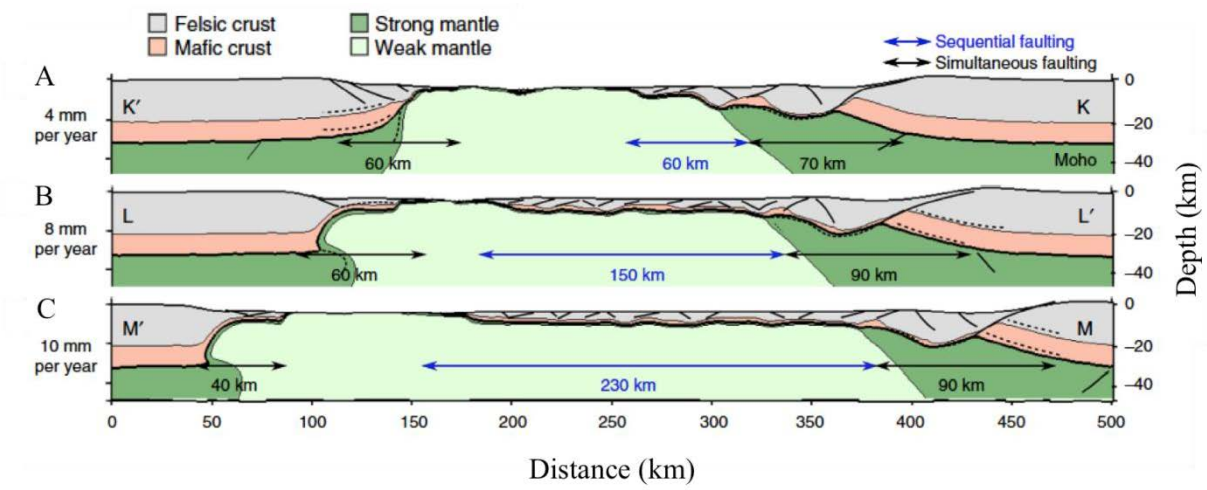



**Figure 1-9 : Structures de marges conjuguées modélisées pour des vitesses d'extension de A) 4, B) 8 et C) 10 mm/an. La croûte supérieure felsique est représentée en gris et la croûte inférieure est en rose. Le manteau sous-continental est en vert foncé tandis que le manteau asthénosphérique est en vert clair. Le domaine délimité en bleu correspond à la distance sur laquelle le rift a migré au cours du temps jusqu'au break-up. Le domaine en noir correspond au domaine initialement affecté par les déformations extensives.**

## 3) Formation d'un prisme orogénique à double vergence et inversion d'une marge

### *a) Construction d'un prisme orogénique*

L'accrétion de matériel continental dans les zones de convergence conduit à la formation d'un prisme d'accrétion sous-marin qui croît en un prisme orogénique lorsque celui-ci devient couplé avec les processus de surface. De nombreux modèles ont été proposés pour expliquer la topographie des prismes. Je présente quelques uns d'entre eux principalement du point de vue cinématique. L'ensemble de ces modèles tente de reproduire l'équilibre entre les forces de volumes qui tendent à effondrer le prisme, les forces de poussées et les forces de résistance à la base du prisme le long du décollement basal.

Un des premiers modèles expliquant le développement des chaînes plissées et des prismes en générale assimile cette structure à un tas de neige poussé par un bulldozer (*Davis et al., 1983 ; Dahlen et al., 1994 ; Dahlen, 1994*). La mécanique très simple est régie par la théorie du prisme critique de Coulomb. Le bord rigide, représenté par le bulldozer, illustre la plaque supérieure supposée « indéformable » qui permet l'accrétion du matériel de la plaque inférieure vers la plaque supérieure. Au cours d'un cycle, le prisme se déforme ce qui induit

une augmentation à la fois des contraintes gravitationnelles et horizontales, et de la topographie. Lorsque le bilan des forces est suffisant pour activer un nouvelle rampe dans le domaine non déformé externe du prisme, un seuil critique est atteint et conduit à la création d'une nouvelle unité et à un glissement stable (i.e. sans déformation interne) du prisme.

Les premiers modèles de prismes à double vergence qu'ils soient analogiques (*Malavieille, 1984*) ou numériques (*Willett et al., 1993*) remplacent ce bord rigide convergent par un bloc relativement rigide et supposé fixe, tandis qu'un autre bloc converge vers lui et subducte au niveau d'un point de singularité S caractérisé par une discontinuité dans le champ de vitesse. Ce point S représente le lieu où la vitesse de la plaque convergente inférieure est positive, alors que la plaque fixe supérieure possède une vitesse nulle. Ces différents modèles montrent que :

- le prisme se forme par le raccourcissement des unités au dessus d'un niveau de découplage mécanique,
- le prisme est généralement asymétrique et cette asymétrie est contrôlée notamment par l'orientation du panneau plongeant. On appelle alors le versant qui se développe sur la plaque qui subducte, le versant pro (pro-wedge), et le versant retro (retro-wedge), celui qui se développe sur la plaque supérieure,
- l'accommodation du raccourcissement se fait par le développement de chevauchements de plus en plus externes, d'abord dans le pro-wedge, puis dans le retro-wedge (Fig. 1-10).

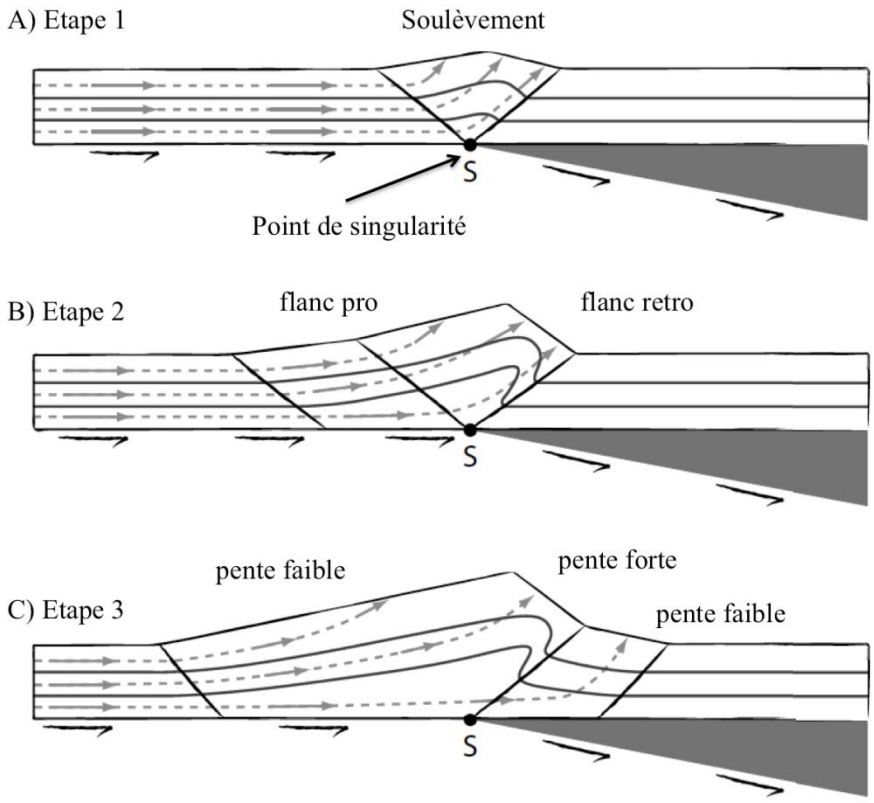



**Figure 1-10 : Développement d'un prisme orogénique à double vergence, modifié d'après *Willett et al. (1993)*. A) Un bloc central délimité par deux accidents connectés au point de singularité S se soulève. B) la déformation se propage d'abord dans le sens opposé au sens de convergence générant ainsi une forte asymétrie. On peut ainsi identifier deux flancs, pro- et retro-wedge. C) Migration de la déformation vers le retro-wedge. Les lignes grises représentent la déformation des blocs tandis que les lignes en pointillés montrent les flux instantanés de matière dans le prisme. La taille des flèches est proportionnelle à la vitesse.**

Ces modèles permettent de distinguer deux modes d'accrétion: accrétion frontale, ou accrétion par sous-placage (*Willett et al., 2001* ; Fig. 1-11). Une racine crustale se développe et la masse atteinte par le prisme est telle qu'elle déforme la lithosphère (déformation flexurale) responsable de la formation de bassins d'avant-pays (*Brunet, 1986 ; Desegaulx et al., 1990*). La distance de ce bassin par rapport au prisme et ses dimensions dépendent également de la résistance de la lithosphère (Te).

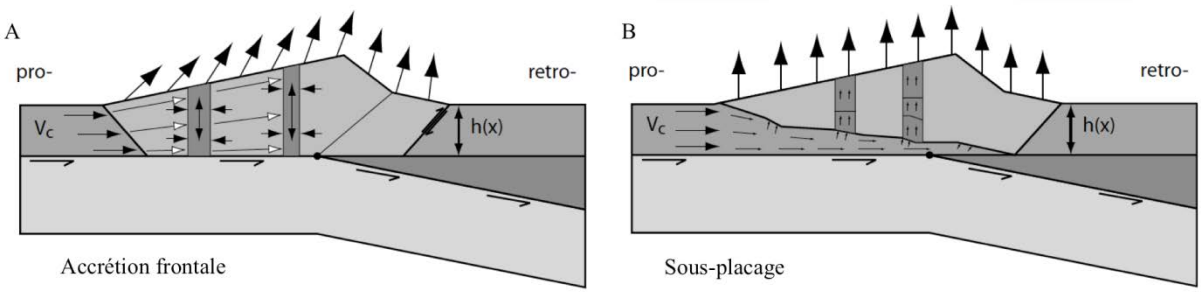



**Figure 1-11 : Deux modes extrêmes de croissance d'un prisme orogénique, modifié d'après *Willett et al. (2001)*. A) La croissance par accrétion frontale implique un soulèvement du prisme caractérisé par une composante verticale et une composante horizontale (symbolisées par les flèches noires). B) La croissance par sous-placage n'implique aucune composante horizontale dans le soulèvement du prisme.**

Dans les prismes orogéniques de collision plutôt épais, la croûte s'épaissit jusqu'à atteindre des pressions et températures qui diminuent la résistante de la croûte qui peut alors fluer ductilement. Le fluage de la base du prisme a pour conséquences une diminution des pentes pro- et retro-wegde et un étalement du prisme. On peut alors observer la formation d'un large plateau en altitude, qui peut par la suite s'effondrer et amincir le prisme. Cet effondrement forme alors un rift étendu comme reproduit par *Buck (1991, 2007)* si la température continue d'augmenter ou si la vitesse de convergence diminue.

Enfin, *Willett et al. (1993)* ont également mis en évidence le rôle majeur de l'érosion et du climat sur le développement du prisme orogénique. Dans le cas où des précipitations et donc l'érosion n'affectent que le retro-wedge du prisme, les roches les plus déformées affleurent uniquement sur ce flanc après avoir traversées tout le prisme (Fig 1-12A). Il n'y a pas de soulèvement ou bien d'exhumation enregistrés sur le versant pro. Dans le cas où l'érosion n'affecte que le pro-wedge, le flanc retro n'enregistre plus de déformation et les roches les plus déformées sont exhumées au sommet de la chaîne (Fig 1-12B). Ainsi le chemin effectué par ces roches après leur accrétion dans le prisme est beaucoup plus court, comme observé à Taiwan (*Willett et al., 2003*). De plus, pour être en équilibre, l'érosion doit non seulement compenser le soulèvement vertical de la chaîne, mais également les contraintes horizontales liées à l'accrétion de matériel dans le prisme et à l'expansion horizontale du prisme en réponse (*Willett et al., 2001*).

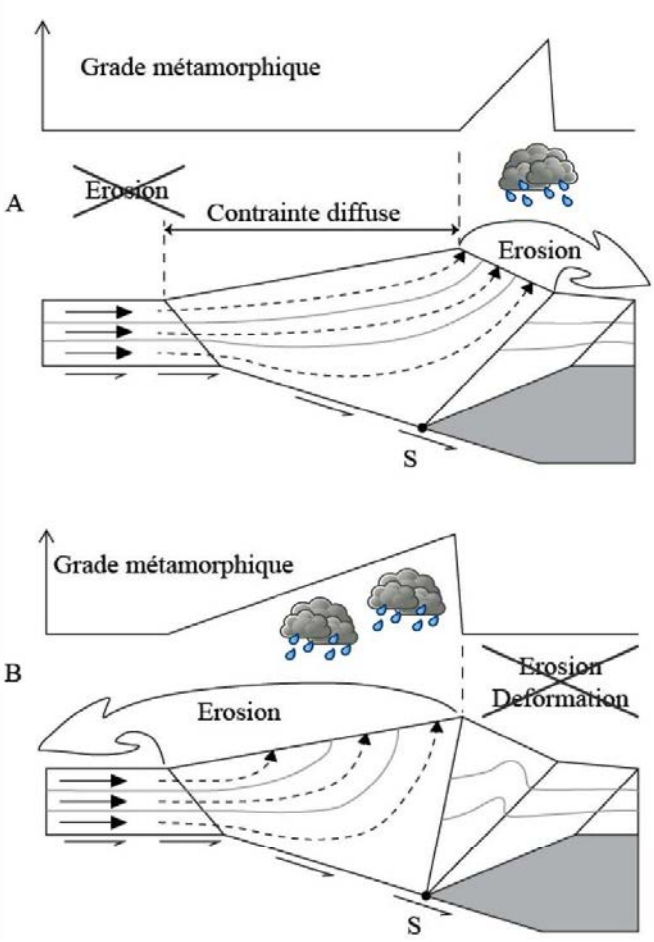



**Figure 1-12 : Effets de l'isostasie (développement d'une racine crustale) et de l'érosion, à l'équilibre (géométrie et masse constante), modifié d'après *Willett et al. (1993)*. A) Erosion et dénudation du retro-wedge. B) Erosion et dénudation du pro-wedge. Les lignes grises représentent la déformation des blocs, tandis que les lignes en pointillés indiquent la trajectoire du matériel dans le prisme. Le grade métamorphique des roches à l'affleurement évolue selon le flanc érodé.**

Cependant, ces modèles de prismes sont relativement limités car ils n'incorporent pas l'architecture complexe de la marge. On considère généralement que le début de la collision continentale correspond au début de l'accrétion des marges proximales, qui sont les domaines pré-orogéniques les moins déformés. Mais que deviennent les marges distales ? Sont-elles incorporées au slab en subduction ? Peuvent-elles constituer la racine crustale et la majeure partie du cœur de la chaîne (*McIntosh et al., 2013 ; Mohn et al., 2014*) ? Et quelle est l'influence de ces structures et de cette rhéologie héritées sur la formation du prisme orogénique ?

Une étude menée au Sud de Taiwan a montré à l'aide de l'analyse de données thermochronologiques basses températures que la structure thermique d'une marge distale hyper-amincie pouvait être annulée en moins de 20 Ma suite à l'initiation de l'accrétion continentale (*Mesalles et al., 2014*). Plus généralement, cette étude montre que le régime thermique dans le prisme orogénique enregistre l'inversion de la marge distale puis de la marge proximale. Le premier stade se caractérise par un refroidissement des sédiments déposés sur la marge distale hyper-amincie lorsque l'accrétion débute. Le second enregistre une augmentation du gradient géothermique, associée à l'exhumation, qui stimule l'advection vers le haut des isothermes (Fig. 1-13).

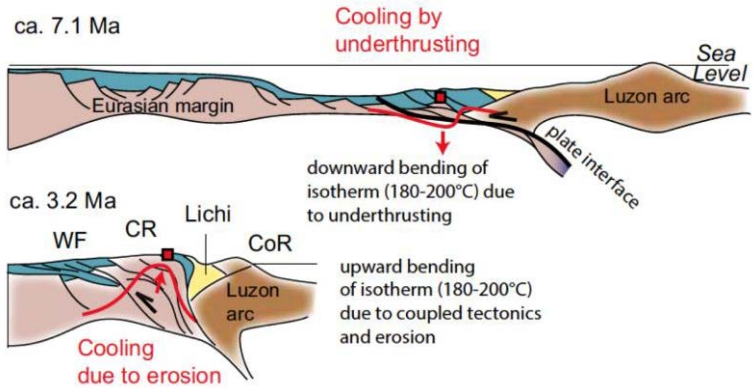



**Figure 1-13 : Evolution tectonique de Taiwan d'après *Mesalles et al. (2014)*. Les sédiments de la marge distale enregistrent d'abord un refroidissement à cause de la subduction qui tire les isothermes vers le bas, puis un réchauffement associé à l'érosion de la chaîne en formation et la remontée des isothermes.**

### *b) Notions d'héritage*

La plupart des chaînes de collisions résultent de l'inversion de marges passives (cycle de Wilson). Des observations de terrains dans la chaîne des Pyrénées, dans les Alpes ou encore à Taiwan, montrent que de nombreuses structures extensives liées au développement de l'Océan Atlantique ou Téthys, et de la mer de Chine (roches de ultra-haute pression, transition océan-continent, détachement plat, ophiolites, manteau exhumé, manteau serpentinisé) ont été conservées, voire réutilisées lors de la phase de collision et de construction orogénique (*Jammes et al., 2009 ; Beltrando et al., 2010 ; Mohn et al., 2011, 2014 ; Masini et al., 2012 ; McIntosh et al., 2013 ; Tugend et al., 2014*). La rhéologie de la lithosphère et les structures héritées de cette phase extensive ont donc un impact important sur l'inversion des marges et la

formation de la chaîne de collision. Il y a cependant peu de modèles pour quantifier cet impact.

*Jammes et Huismans (2012)* ont proposé un modèle thermo-mécanique (Figs. 1-14, 1-15) pour contraindre d'une part l'effet de la résistance de la lithosphère, et d'autre part, celui de l'héritage extensif sur la géométrie du prisme orogénique. Pour cela, ils ont mis au point une approche dite « en accordéon » où ils modélisent une première étape de rifting et d'amincissement de la lithosphère qu'ils utilisent comme condition initiale pour une seconde étape en convergence. Plusieurs conclusions majeures sont à noter :

- la résistance de la croûte supérieure contrôle en grande partie la dimension du domaine orogénique ainsi que le type de déformation (thick- ou thin-skin) observée. Si la résistance de la croûte supérieure est faible, alors la déformation est largement distribuée, tandis que plus la résistance de la croûte supérieure est importante, plus la déformation se localise. Il en résulte une diminution de la largeur du domaine orogénique et une augmentation de la hauteur de la chaîne. Cela se traduit également par le développement de grandes nappes de socle chevauchantes (Fig. 1-14). On observe cette même logique en extension, entre un rift intracontinental localisé associé à une lithosphère résistante et un rift étendu enregistré lors de l'effondrement d'une chaîne de montagnes, correspondant à une lithosphère plus faible mécaniquement (*Buck, 1991, 2007*) ;
- plus la résistance des couches inférieures de la lithosphère (manteau sous-continental et croûte inférieure) est importante, plus la déformation du retro-wedge est limitée ;
- l'héritage extensif favorise d'une part l'accrétion de matériel profond dans le prisme orogénique lors de la phase de convergence ce qui est cohérent avec l'observation d'anomalies gravitaires positives sous les Pyrénées (*Casas et al., 1997*), et d'autre part, facilite la propagation des déformations dans les zones externes (Fig. 1-15).

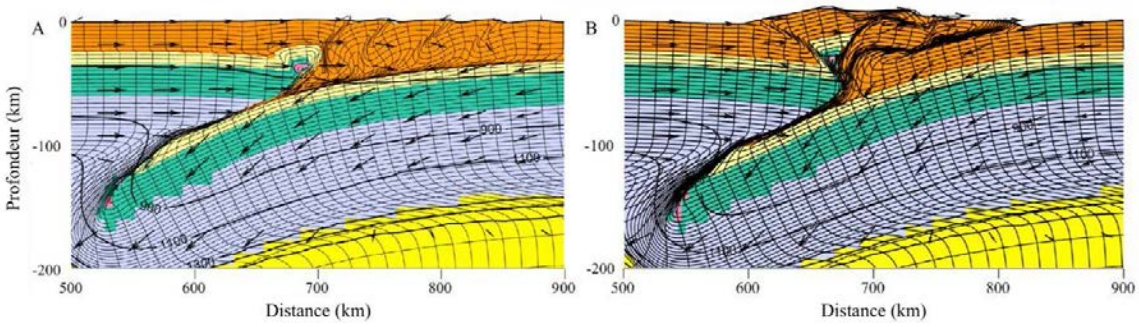



**Figure 1-14 : Ces deux modèles thermo-mécaniques en compression pure résultent de la même convergence de 200 km (*Jammes et Huismans, 2012*). Le modèle A montre une déformation très distribuée d'une croûte supérieure mécaniquement faible. Le modèle B est associé à une croûte plus résistante où la déformation a pu se localiser le long de grandes nappes de socle. Ces deux modèles sont caractérisés par une raccourcissement distribué (modèle A) ou localisé (modèle B). La valeur du raccourcissement (en %) est 10% (A) et 30% (B) traduit la différence de style de déformation, depuis une déformation en cisaillement pur (A) à simple (B). Voir la Figure I-4 (*Mouthereau et al., 2013*) pour comparaison avec des exemples naturels.**

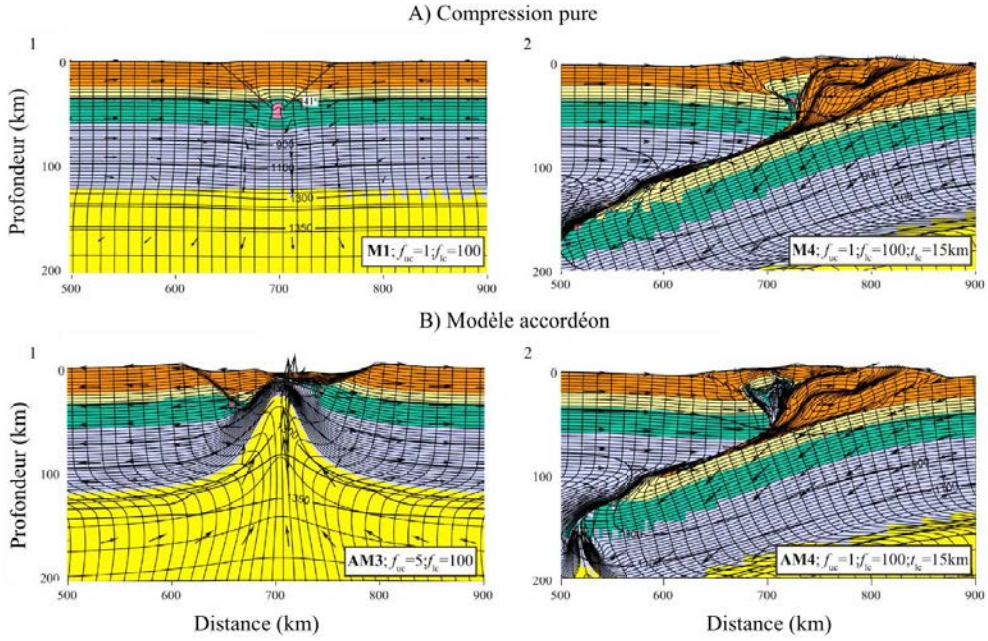



**Figure 1-15 : Modèles thermo-mécaniques selon Jammes et Huismans (2012) en (A) compression pure, ou (B) en accordéon. L'état initial (1) montre une lithosphère peu déformée où se développent deux accidents connectés à une singularité en profondeur (A), comme dans le modèle de *Willett et al. (1993)*, ou une lithosphère amincie (B), étirée sur 100 km. L'état final correspond à une convergence de 300 km. Le modèle B enregistre le développement de nappes de socle plus rapide que pour le modèle A, ainsi que l'incorporation de matériel profond, très près de la surface.**

Cependant, cette étude sur l'inversion se concentre sur des marges relativement peu étendues et ne reproduit donc pas l'inversion d'une marge distale comme celle modélisée par *Huismans et Beaumont (2011)* ou bien par *Brune et al. (2014)*. À ce jour, il n'y a aucune contrainte thermo-mécanique sur l'inversion d'une telle marge. Une partie de ce travail porte donc sur l'acquisition de nouvelles données permettant de comprendre les processus d'inversion des marges distales, processus à l'origine de l'initiation de l'accrétion continentale.

# Chapitre 2

# Structure et évolution pré-orogénique de la chaîne des Pyrénées

Ce chapitre a pour objectif de décrire les grands traits structuraux visibles en carte ainsi que la structure profonde de la chaîne. L'architecture de la chaîne est fortement contrôlée par des structures très anciennes. Je m'intéresse donc également à son histoire tectono-stratigraphique, géodynamique et paléogéographique depuis le Précambrien.

## I) Structure des Pyrénées

Les Pyrénées constituent une chaîne de montagnes orientées WNW-ESE (N110°) et résultent de la convergence et de la collision entre la microplaque ibérique et la plaque européenne (Fig. 2-1). Cette chaîne représente l'extrémité occidentale du domaine orogénique Alpes-Himalaya et s'étend sur environ 1000 km. Elle forme la frontière topographique naturelle entre la France et l'Espagne. Les structures déversées à la fois vers le Sud et vers le Nord forment une chaîne à double vergence.

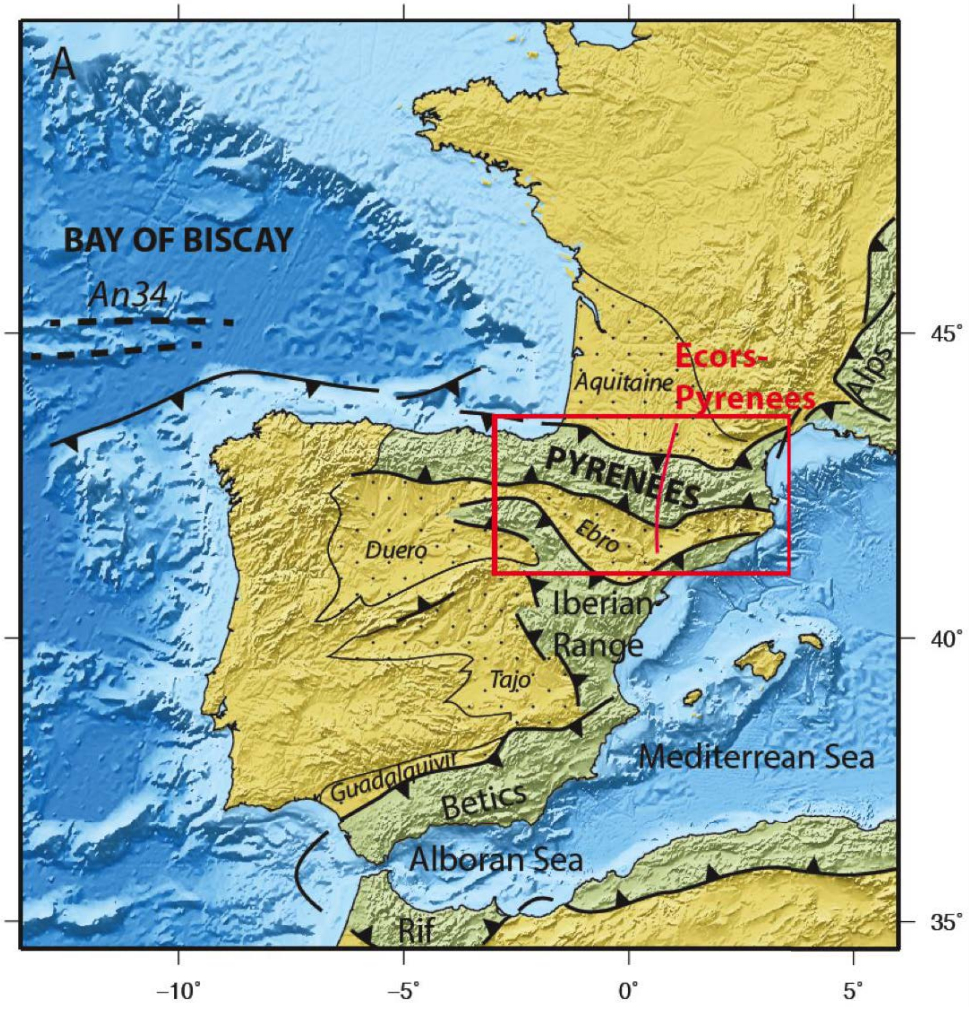



**Fig. 2-1 : Carte représentant les principales structures liées à la collision Ibérie/Europe, d'après *Mouthereau et al. (2014)*. Les bassins d'avant-pays sont en jaune tacheté et les domaines plissés sont en vert.**

La chaîne actuelle est classiquement divisée à partir de critères tectono-sédimentaires (*Casteras, 1933*) en cinq zones distinctes, du Nord au Sud (Fig. 2-2):

- le bassin d'avant-pays Aquitain,
- la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP),
- la Zone Axiale (ZA),
- la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP),
- le bassin d'avant-pays de l'Ebre.

### 1) Le bassin d'Aquitaine

Le bassin d'Aquitaine correspond à l'avant-pays Nord-Pyrénéen (Fig. 2-1). C'est un bassin flexural qui s'est développé en réponse à la formation du prisme orogénique pyrénéen (*Desegaulx et al., 1990 ; Desegaulx et Brunet, 1990 ; Brunet, 1991 ; Serrano et al., 2001*). Il est délimité au Sud par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP), par le Massif Central à l'Est et au Nord par le Massif Armoricain. Le bassin enregistre une sédimentation abondante constituée essentiellement de flyschs (jusqu'à 5 km de sédiments turbiditiques du Crétacé presque autant au Crétacé supérieur et de 2 à 3 km de flyschs au Tertiaire) notamment dans les sous-bassins localisés au Sud de la Flexure Celtaquitaine (*Bourrouilh et al., 1995,* Fig. 2-3). Ces bassins (Parentis, Arzacq, Tarbes, Mirande et Comminges) sont légèrement déformés à partir de l'Eocène (*Biteau et al., 2006*) par un système de chevauchements et de plis associés, illustrés par les structures du Plantaurel, de Lavelanet et du Mas-d'Azil. Suite à la collision continentale, l'érosion de la chaîne est marquée par la présence de dépôts continentaux, comme les Poudingues de Palassou, dès le début de l'Eocène et le développement à partir du Miocène du cône alluvial de Lannemezan (*Babault et Van Den Driessche, 2005*).

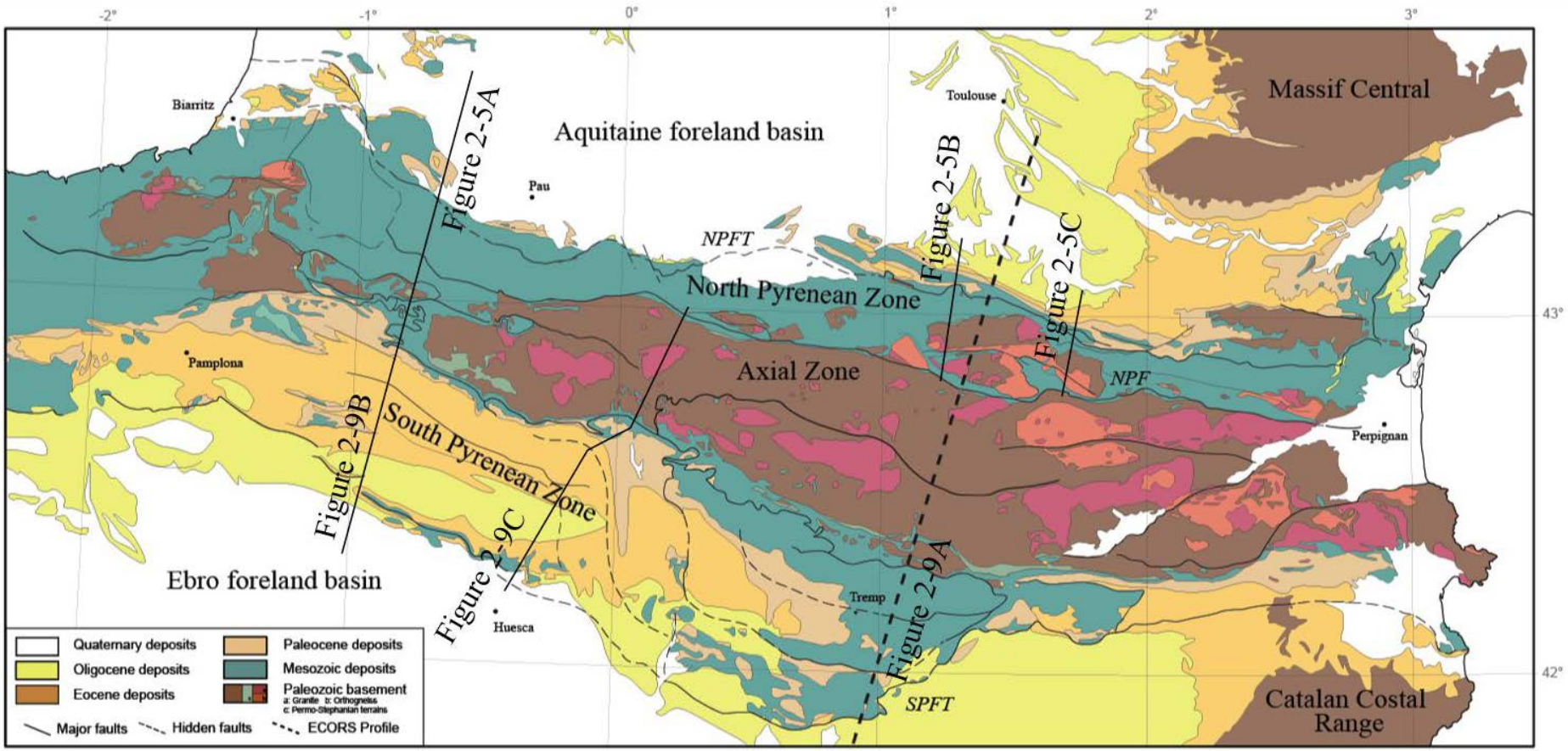



**Figure 2-2 : Carte des Pyrénées montrant les différents composants de la chaîne des Pyrénées. Les traits pleins rouges représentent des coupes des Zones Nord- et Sud-Pyrénéenne détaillées plus loin dans ce chapitre (Figs. 2-5 et 2-9 respectivement).**

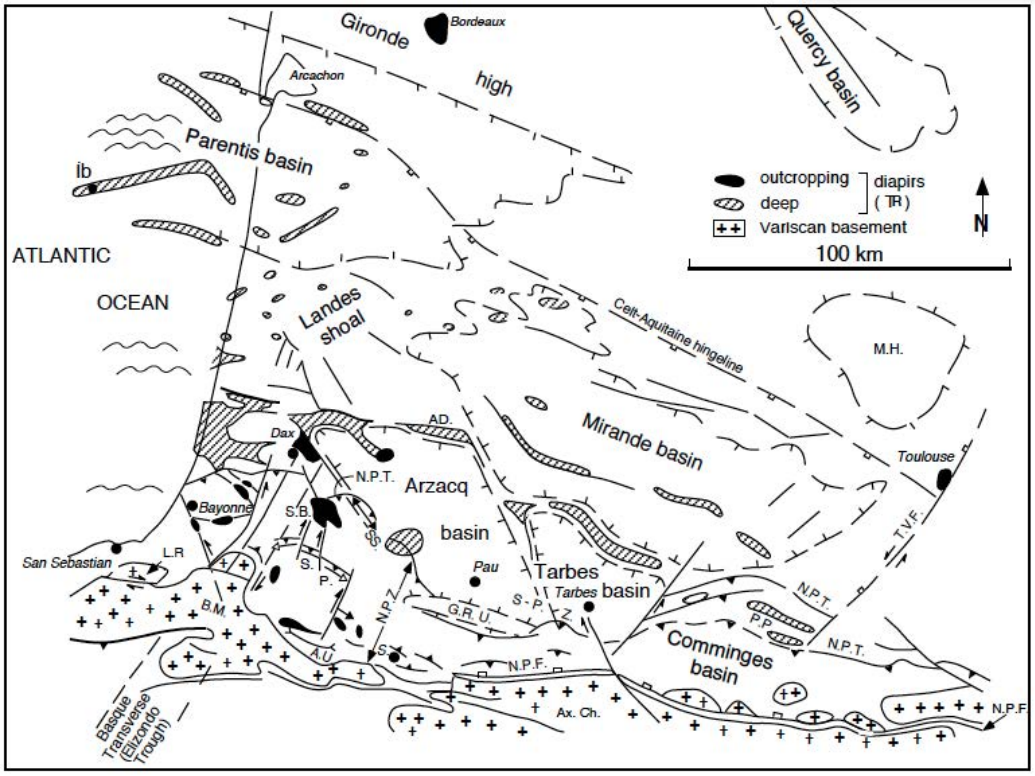



**Figure 2-3 : Carte détaillée des éléments structuraux du Sud du bassin d'Aquitaine, d'après *Bourrouilh et al. (1995)*. AD = diapir d'Audignon, AU = Soulèvement des Arbailles, AxCh = (Haute) Chaîne Axiale, BM = massifs Basques, Dax = diapir de Dax, GRU = soulèvement de Grand Rieu, Ib = Structure d'Ibis et puits offshore, LR = Massif de la Rhune, MH = Haut de Montauban, NPF, Faille Nord-Pyrénéenne, NPT = Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, NPZ = Zone Nord-Pyrénéenne, S = Sarrance, SB = diapir de Salies de Béarn, SP = structure de Saint-Palais, S-PZ = Zone Sous-Pyrénéenne, SS = structure de Sainte Suzanne, TVF = Faille de Villefranche Toulouse.**

### 2) La Zone Nord-Pyrénéenne

La Zone Nord-Pyrénéenne (Fig. 2-4) est délimitée au Nord par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) à vergence nord, vers le bassin d'Aquitaine, et au Sud par la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP). Elle est composée essentiellement de bassins Mésozoïques en contact avec de nombreuses écailles de socle Paléozoïque (Fig. 2-5) qui forment les massifs Nord-Pyrénéens qui sont, d'Est en Ouest, l'Agly, le Saint-Barthélémy, l'Arise, les Trois-Seigneurs, le Castillon, le Milhas, et la Barousse. Plus à l'Ouest, la position structurale des Massifs d'Igountze, de Mendibelza et des Massifs Basques est imprécise car la FNP n'est pas clairement distinguée (voir partie V-2).

A partir de l'Aptien-Albien, des bassins fortement subsidents se développent et sont remplis par environ 8 à 9 km de sédiments détritiques de type flyschs, souvent turbiditiques, allant de faciès conglomératiques proximaux à des faciès marneux plus distaux, et qui reposent généralement en discordance sur les séries pré-rift du Trias au début du Crétacé Inférieur. Cette sédimentation détritique se poursuit tout le long de la ZNP notamment avec le groupe du « Flysch Noir » (*Peybernès et Souquet, 1984 ; Souquet et al., 1985 ; Debroas, 1990*) présent depuis le bassin Cantabre à l'Ouest jusqu'à la côte Méditerranéenne à l'Est (Fig. 2-6). Ce groupe d'une épaisseur moyenne de 4 km est constitué de trois mégaséquences turbiditiques de marnes, de grès et de conglomérats, qui se sont déposés pendant le milieu de l'Albien, l'Albien Supérieur et le Cénomanien Inférieur.

La formation de ces bassins de marges continentales résulte de l'extension entre la plaque Ibérie et Europe. Elle est également responsable de la formation d'une lithosphère océanique dans le Golfe de Gascogne qui se propage vers l'Est. Cette extension se traduit dans la NPZ par l'amincissement extrême de la croûte continentale avec l'exhumation de péridotites de manteau sous-continental plus ou moins serpentinisées et des granulites de la croûte inférieure (*Hall et Benett, 1979 ; Minnigh et al., 1980 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Fabriès et al., 1998 ; Henry et al., 1998 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009, 2010c ; Lagabrielle et al. 2010 ; Clerc et al., 2012 ; Masini et al., 2014 ; Clerc et Lagabrielle, 2014*).

Les séries Mésozoïques déposées dans ces bassins de marges distales sont affectées par un épisode thermique contemporain de cette phase d'extension, caractérisé par du magmatisme alcalin, du métamorphisme haute température et de basse pression entre 110 et 85 Ma (*Azambre et Rossi, 1976 ; Albarède et Michard-Vitrac, 1978 ; Montigny et al., 1986 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Clerc et Lagabrielle, 2014*). Les températures atteintes s'étalent de 180-295°C dans le bassin de Mauléon à 500-600°C dans les bassins d'Aulus et de Boucheville. Ce métamorphisme est souvent associé à des circulations de fluides hydrothermaux (*Boulvais et al., 2006, 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014*).

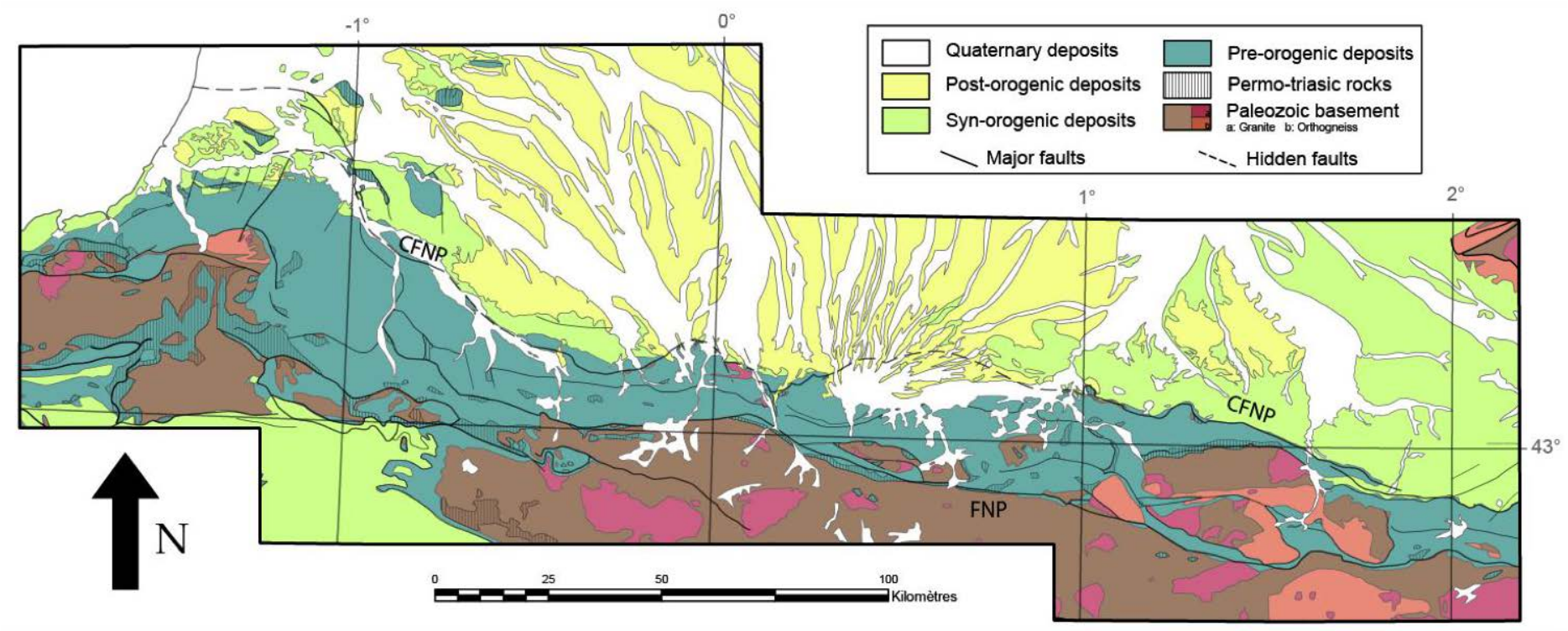



**Figure 2-4 : Carte de la Zone Nord-Pyrénéenne. Elle est bordée au Nord par le chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) et au Sud par la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP).**

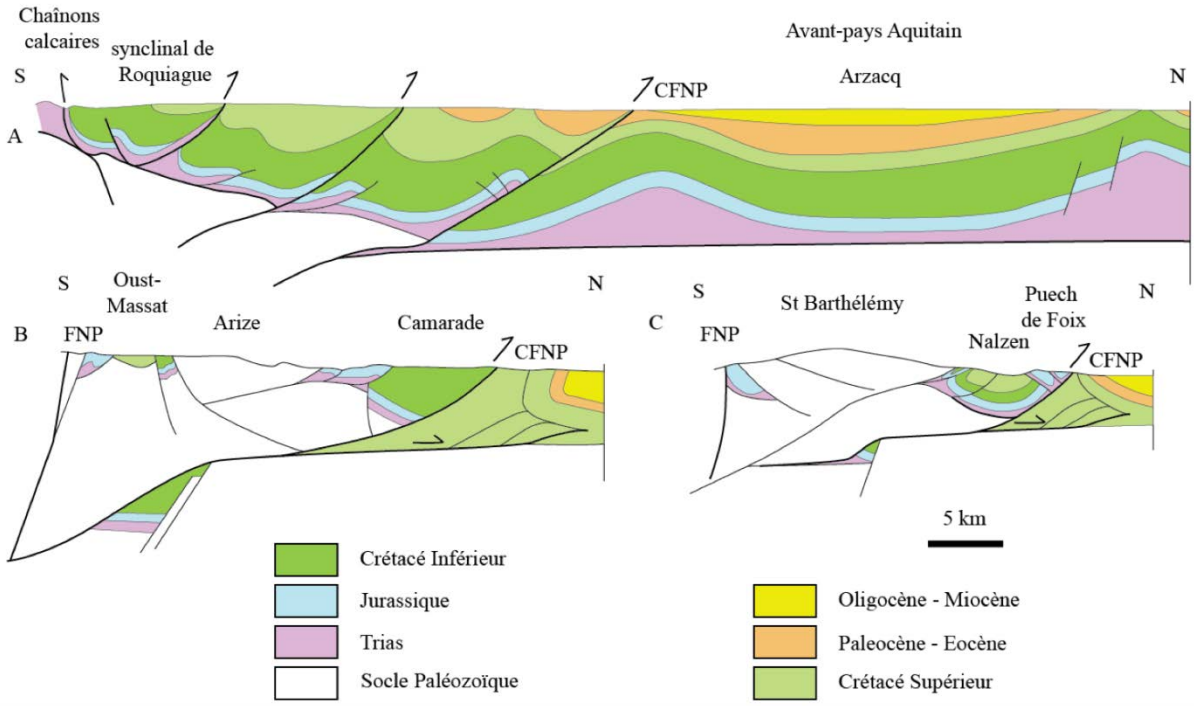



**Figure 2-5 : Coupes géologiques de la ZNP modifiées d'après (A) *Teixell, (1998)* et (B, C) *Baby (1988)*, dans *Mouthereau et al. (2014)*. La localisation des coupes apparaît sur la Figure 2-2.**

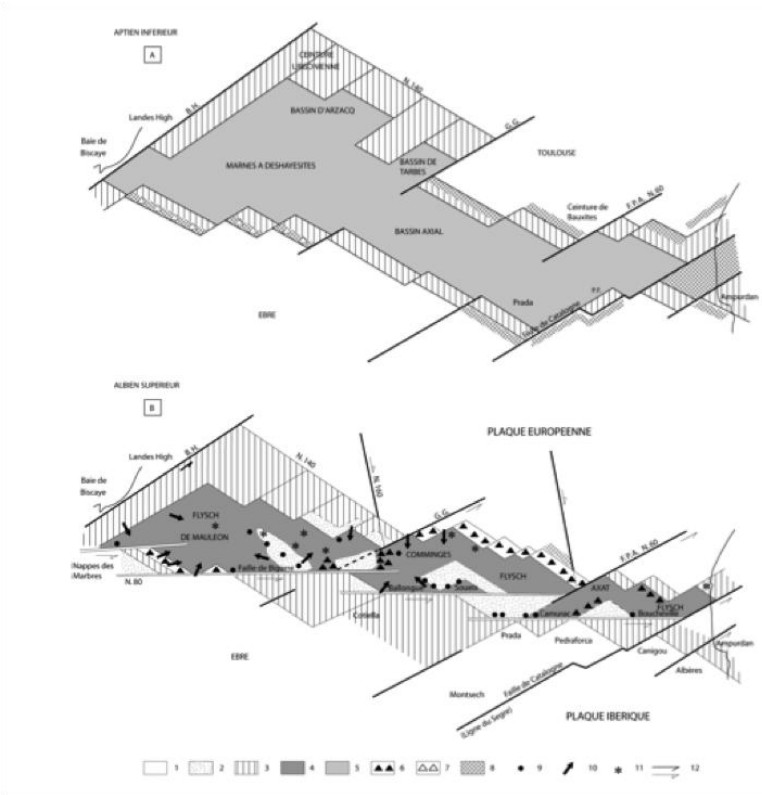



**Figure 2-6 : Représentation schématique de la distribution des flyschs albo-cénomaniens au sein du « fossé pyrénéen », inversé lors de la convergence Ibérie/Europe (*Peybernès et Souquet, 1984*).**

### 3) La Zone Axiale

La Zone Axiale (ZA) constitue la Haute Chaîne pyrénéenne et est caractérisée par la présence quasi-exclusive de sédiments Paléozoïques intrudés par des massifs granitiques à l'Ordovicien (*Barbey et al., 2001 ; Cocherie et al., 2005 ; Denèle et al., 2009*), puis déformés et intrudés au Carbonifère Supérieur jusqu'au début du Permien (*Denèle et al., 2011*). Ces roches ont ensuite été exhumées par le couplage entre l'empilement de nappes de socle (déformation « thick-skinned ») vers le Sud et l'érosion, durant l'orogène alpine faisant ainsi jouer ou rejouer des accidents orientés N110°. Ces nappes sont du Nord vers le Sud : Lakhora, Gavarnie-Nogueres, Orri et Rialp.

L'histoire d'exhumation des unités tectoniques qui composent la Zone Axiale a été déterminée par des datations thermochronologiques basses températures (AFT, AHe, ZFT) sur les massifs granitiques (*Jolivet et al., 2007 ; Gunnel et al., 2009 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Morris et al., 1998* et synthèse dans *Mouthereau et al., 2014*, Annexe 1). Ces données montrent que l'exhumation de la chaîne a débuté au Nord puis a migré vers le Sud depuis l'Eocène jusqu'au Miocène (Fig. 2-7). Les âges traces de fission sur zircon (ZFT) obtenus au Nord-Est de la chaîne indiquent un refroidissement au Crétacé Supérieur (*Yelland, 1991 ; Whitchurch et al., 2011*) qui est cohérent avec certains des âges détritiques obtenus vers le Centre et l'Est des ZSP et ZNP (*Whitchurch et al., 2011 ; Beamud et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Mouthereau et al., 2014*). L'Ouest de la ZA montre cependant des âges de refroidissement généralement plus jeunes. Ainsi, la chaîne semble également s'exhumer de l'Est vers l'Ouest (*Whitchurch et al., 2011* ; Fig. 2-8).

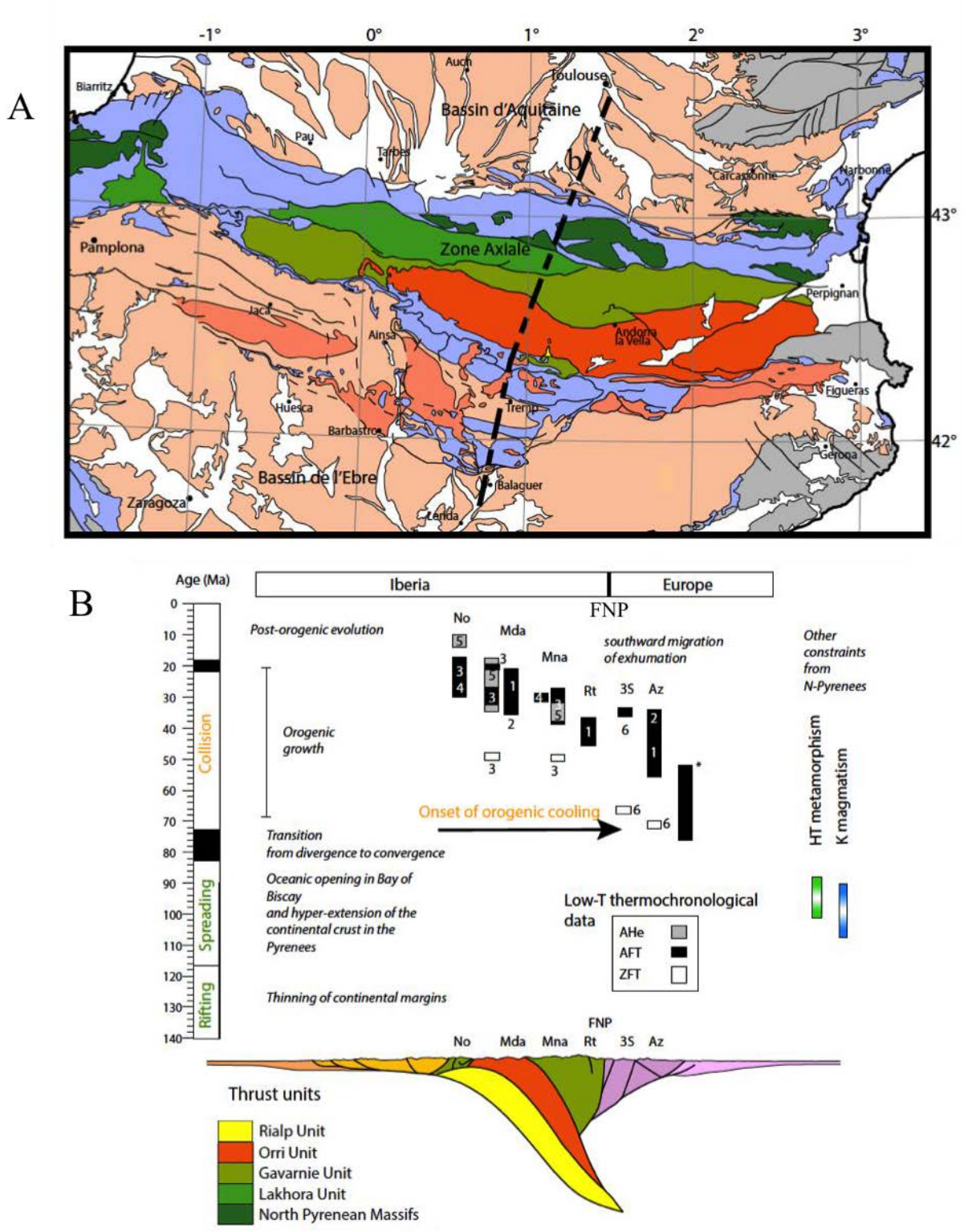



**Figure 2-7 : A) Carte représentant les grandes unités tectoniques des Pyrénées. La ligne en pointillés représente la position du profil sismique ECORS. B) Compilation des âges thermochronologiques basses températures obtenus par différentes méthodes (AHe, AFT et ZFT), et événements thermiques majeurs (métamorphisme, magmatisme) le long d'une coupe des Pyrénées parallèle au profil ECORS d'après *Mouthereau et al. (2014)*.**

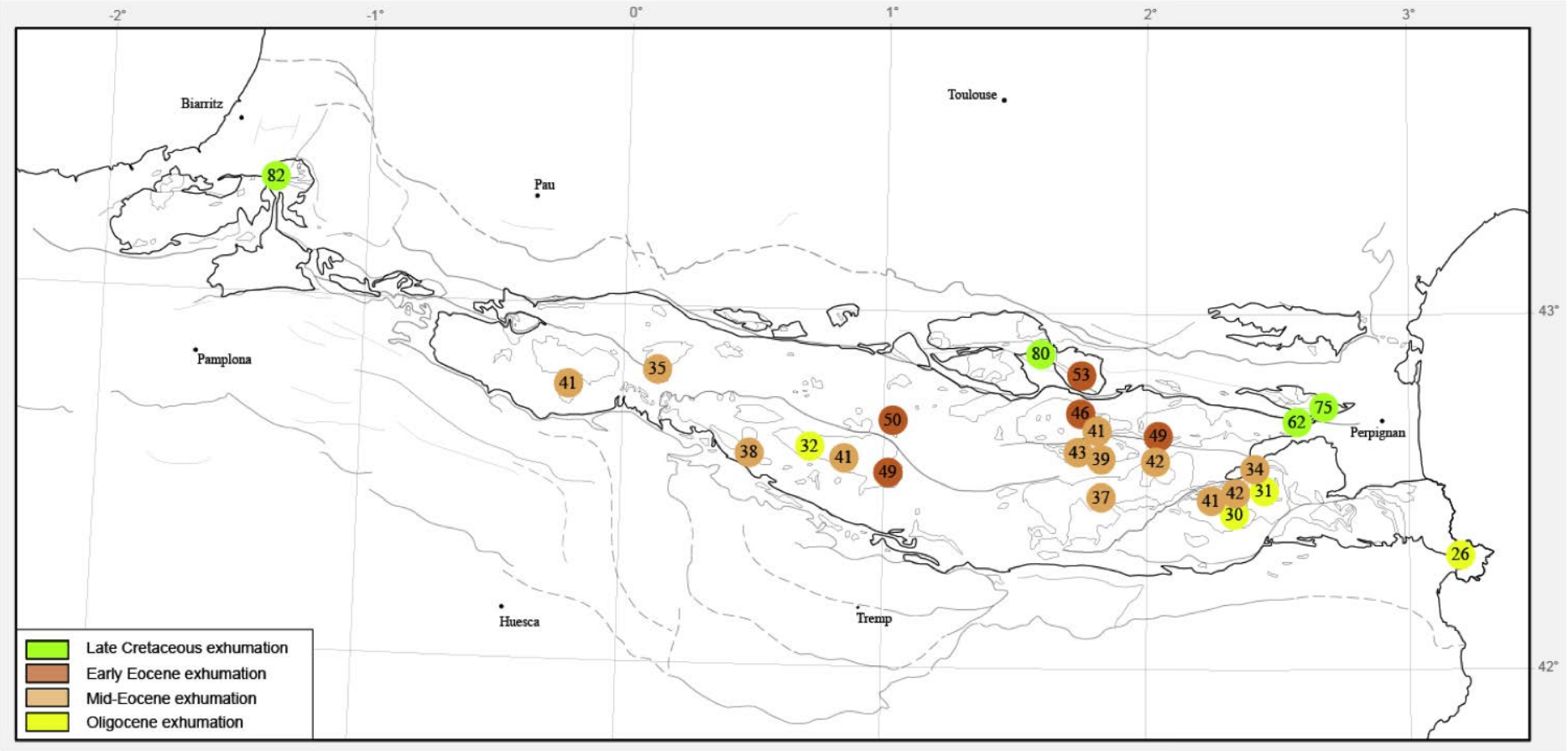



**Figure 2-8 : Distribution des âges traces de fission sur zircons (ZFT) in-situ obtenus dans la Zone Axiale représentant les âges du début du refroidissement et d'exhumation (*Yelland, 1990 ; Sinclair et al., 2005 ; Maurel et al., 2008*). En plus d'une tendance Nord-Sud, on peut observer que ces âges sont plus jeunes d'Est en Ouest.**

### 4) La Zone Sud-Pyrénéenne

La Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) est délimitée au Nord par la ZA et chevauche au Sud le bassin de l'Ebre le long du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (CFSP) (Fig. 2-2). Elle est dominée par une sédimentation mésozoïque carbonatée sur laquelle repose des dépôts syn- à post-orogéniques tertiaires. La ZSP est affectée essentiellement par une tectonique tertiaire relative à la formation de la chaîne des Pyrénées. Elle se caractérise par l'empilement de nappes de couverture découplées dans les évaporites d'âge triassique (Keuper salifère) décrivant ainsi une tectonique de type « thin-skinned » qui s'enracinent sous la ZA dans les rampes crustales associées à ses unités de socle (*Muñoz, 1992 ; Teixell, 1998 ; Jolivet et al., 2007 ; Huyghe et al., 2009 ; Fillon et Van der Beek, 2012 ; Fillon et al., 2013* ; Fig. 2-9). Ces unités de couverture migrent en séquence vers le Sud formant ainsi les chevauchements de Pedraforca Supérieur, Inférieur, Cadi à l'Est, Boixols, Montsec au Centre ainsi que des plis jouant le rôle de rampes latérales : Boltaña, Mediano. Des bassins de type syn-tectonique « piggy-back » se développent au toit de ces unités dès la fin du Crétacé Supérieur (*Muñoz et al., 1986 ; Huyghe et al., 2009 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011*).

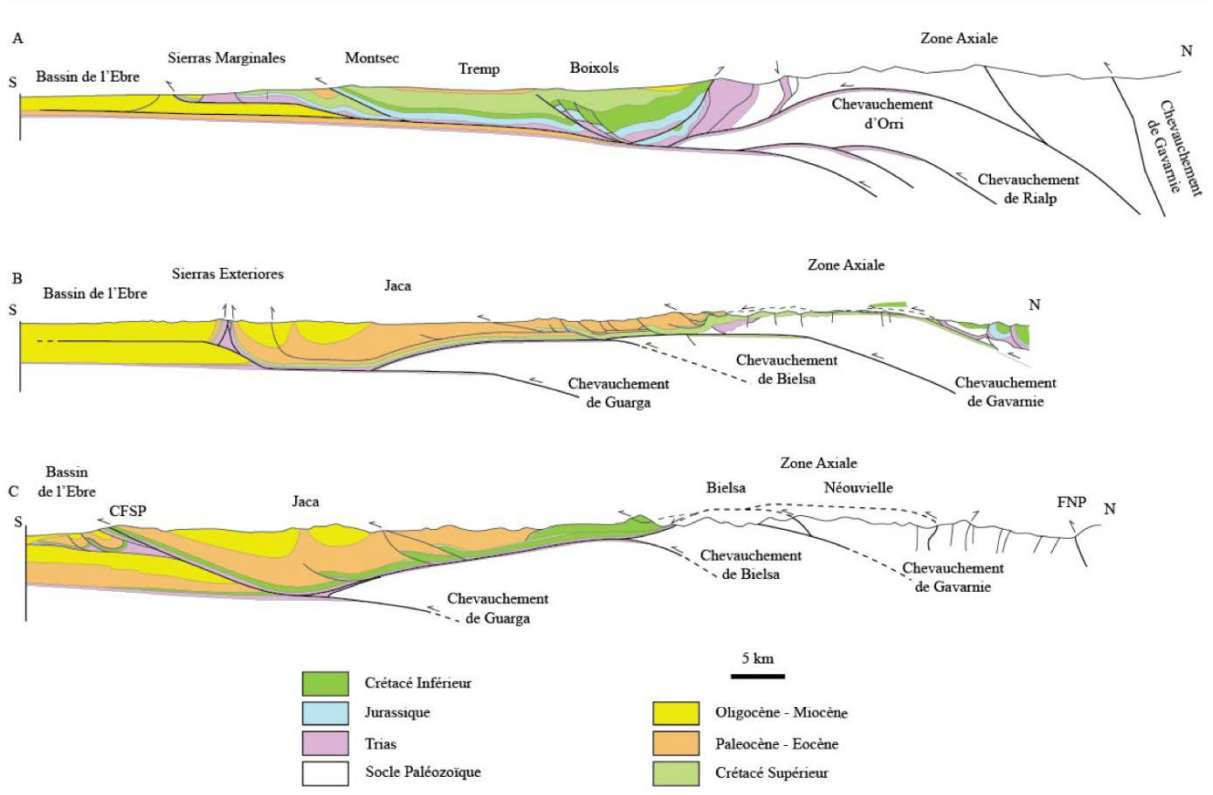



**Figure 2-9 : Coupes géologiques de la ZSP réalisées par (A) *Muñoz (1992)*, (B) *Teixell (1998)* et (C) *Jolivet et al. (2007)*. Les coupes sont localisées sur la Figure 2-1.**

### 5) Le bassin de l'Ebre

Ce bassin correspond à l'avant-pays Sud-Pyrénéen (Fig. 2-1). Il est limité au Nord par le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (CFSP), au Sud-Ouest par la chaîne Ibérique et Sud-Est par la Chaîne Catalane. La sédimentation Tertiaire se dépose en onlap sur la marge Sud tandis que le maximum de sédimentation se concentre au Nord, allant jusqu'à 3 km d'épaisseur en réponse à la flexure de la lithosphère imposée par la formation de la chaîne des Pyrénées (*Brunet, 1986 ; Desegaulx et al., 1990*). Cette sédimentation est marquée par la transition d'un environnement marin à un environnement purement continental suite à la fermeture de toutes les connexions avec l'Océan Atlantique faisant de l'Ebre un bassin endoréique à partir de ~36Ma (*Vergès et al., 1998 ; Costa et al., 2010*).

## II) Structure profonde de la chaîne

La structure actuelle de la chaîne (Fig. 2-10) a longtemps été un sujet de discorde et aujourd'hui encore de nombreuses questions restent débattues. Ces questions concernent en particulier les quantités d'extension et de raccourcissement/convergence à appliquer lors des reconstructions et sa distribution d'Est en Ouest.

Les premières études fondées sur des données de surface, de sub-surface et de restauration de coupes structurales décrivent les Pyrénées comme une chaîne asymétrique, non-cylindrique dont la structure profonde est contrôlée par des accidents anciens, à faibles pendages (*Williams et Fischer, 1984 ; Déramond et al., 1985 ; Séguret et Daignières, 1986*).

Par la suite, l'apport de la sismique réfraction (*Daignières et al., 1982)* et l'acquisition de profils de sismique réflexion adossés à la campagne ECORS (*Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Daignières et al., 1989 ; Roure et al., 1989 ; Choukroune et al., 1990 ; Davy et al., 1990 ; Déramond et al., 1990 ; Mattauer, 1990 ; Poupinet et al., 1992 ; Vergès et al., 1995 ; Teixell, 1996, 1998 ; Beaumont et al., 2000* ; Fig. 2-10) ont permis de déterminer les caractéristiques majeures suivantes :

- les Pyrénées constituent un prisme orogénique à double vergence, déversé vers le Sud. Ce prisme est formé par l'empilement de plusieurs nappes crustales,
- sous la partie centrale de la chaîne, la plaque ibérique subducte sous la plaque européenne, tandis qu'à l'Ouest, le domaine océanique du Golfe de Gascogne subducte sous la marge nord-ibérique,

- la profondeur du Moho à l'approche du domaine pyrénéen (Fig. 2-11) est généralement plus importante sous la plaque ibérique (~40 km) que sous la plaque européenne (~32 km) (*Daignères et al., 1982 ; Véra et al., 2004 ; Jammes et al., 2010a ; Chevrot et al., 2014* ; Fig. 2-11). Un saut de Moho, bien documenté, a été repéré à l'aplomb de la FNP où celui-ci passe d'une profondeur de 50 km sous la Zone Axiale à ~30 km sous la ZNP (*Daignères et al., 1982*), c'est pourquoi la FNP est considérée comme la limite de plaque Ibérie/Europe.

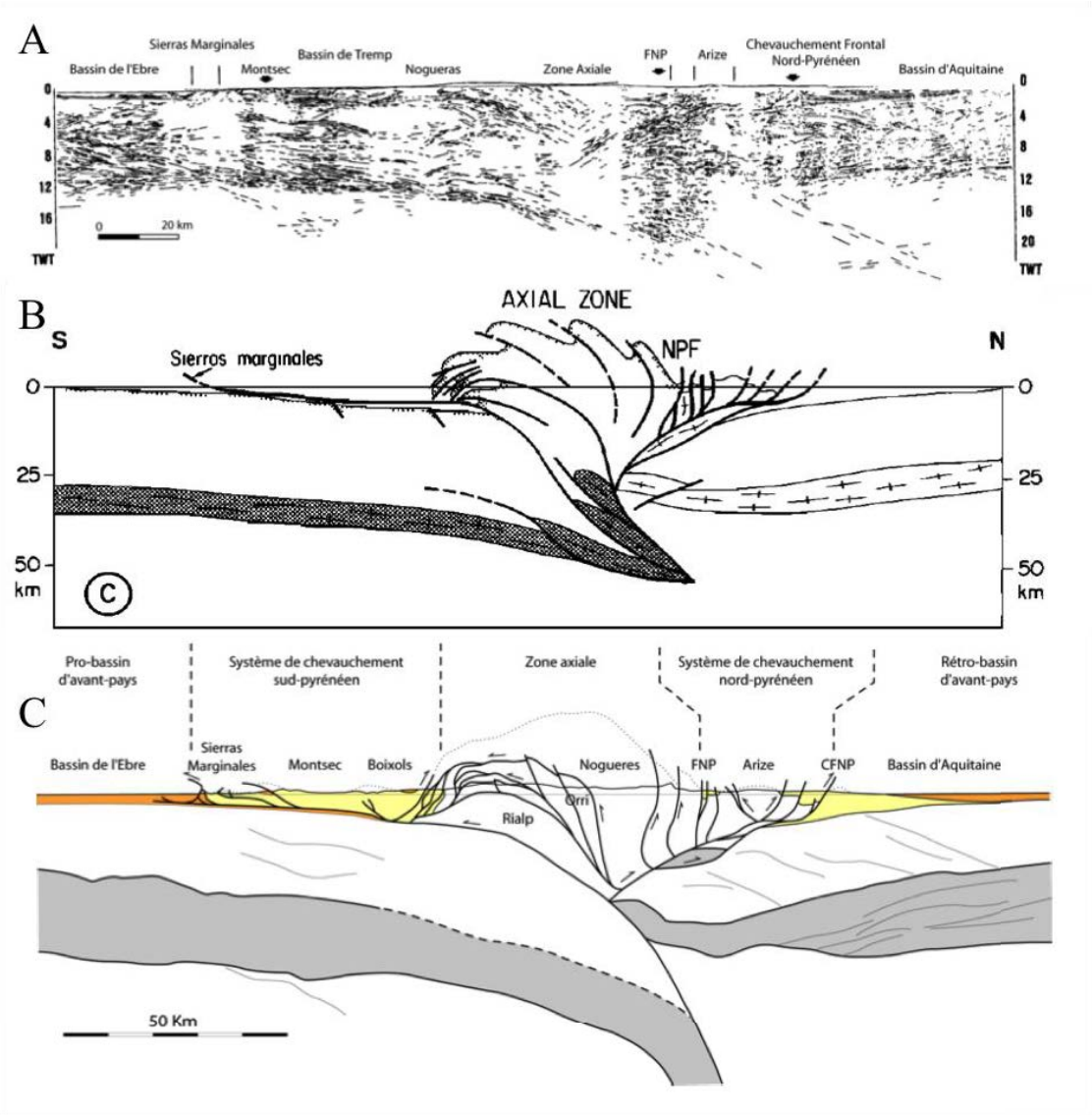



**Figure 2-10 : A) Profil sismique et interprétations du profil ECORS (voir Fig. 2-1) modifiées d'après (B) *Roure et al. (1989)* et (C) *Beaumont et al. (2000)*, dans *Serrano et al. (2006)*. Ces deux interprétations du profil ECORS diffèrent notamment sur l'épaisseur de la croûte inférieure ce qui implique des équilibrages différents lors des reconstructions.**

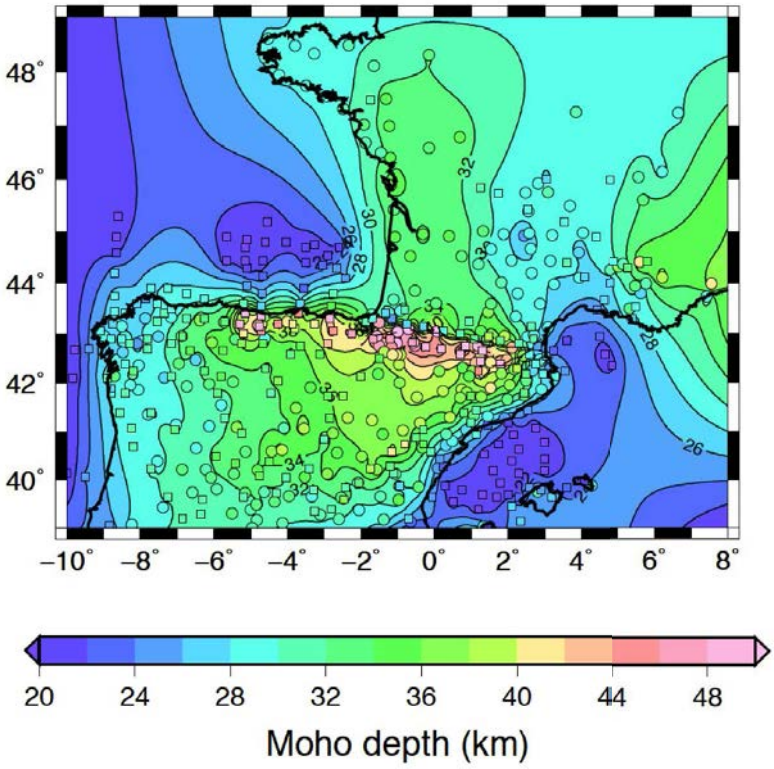



**Figure 2-11 : Profondeur du Moho autour des Pyrénées d'après *Chevrot et al. (2014)*.**

L'utilisation d'outils géophysiques tels que la gravimétrie (*Torné et al., 1989 ; Casas et al., 1997 ; Vacher et Souriau, 2001 ; Pedreira et al., 2007*), et la tomographie sismique (*Souriau et Granet, 1995 ; Sibuet et al., 2004 ; Souriau et al., 2008 ; Chevrot et al., 2014*) ont permis de proposer une imagerie plus précise de la structure de la chaîne en profondeur, notamment grâce à plusieurs projets fondés sur une étude sismique précise et étendue, tels que IBERARRAY et le projet ANR PYROPE (Fig. 2-12).

La présence d'anomalies gravimétriques positives sous le massif du Labourd et au niveau de Saint-Gaudens dans la ZNP est interprétée comme le signe de la présence de matériaux denses tels que des lambeaux de croûte inférieure voire de manteau sous-continental à faible profondeur, incorporés dans le prisme orogénique pendant sa formation (Bayer *et al., 1996 ; Casas et al., 1997* ; Fig. 2-13). Des images en tomographie sismique ont également apporté des contraintes sur la structure de l'orogène à des profondeurs plus importantes (Figs. 2-14, 2-15).

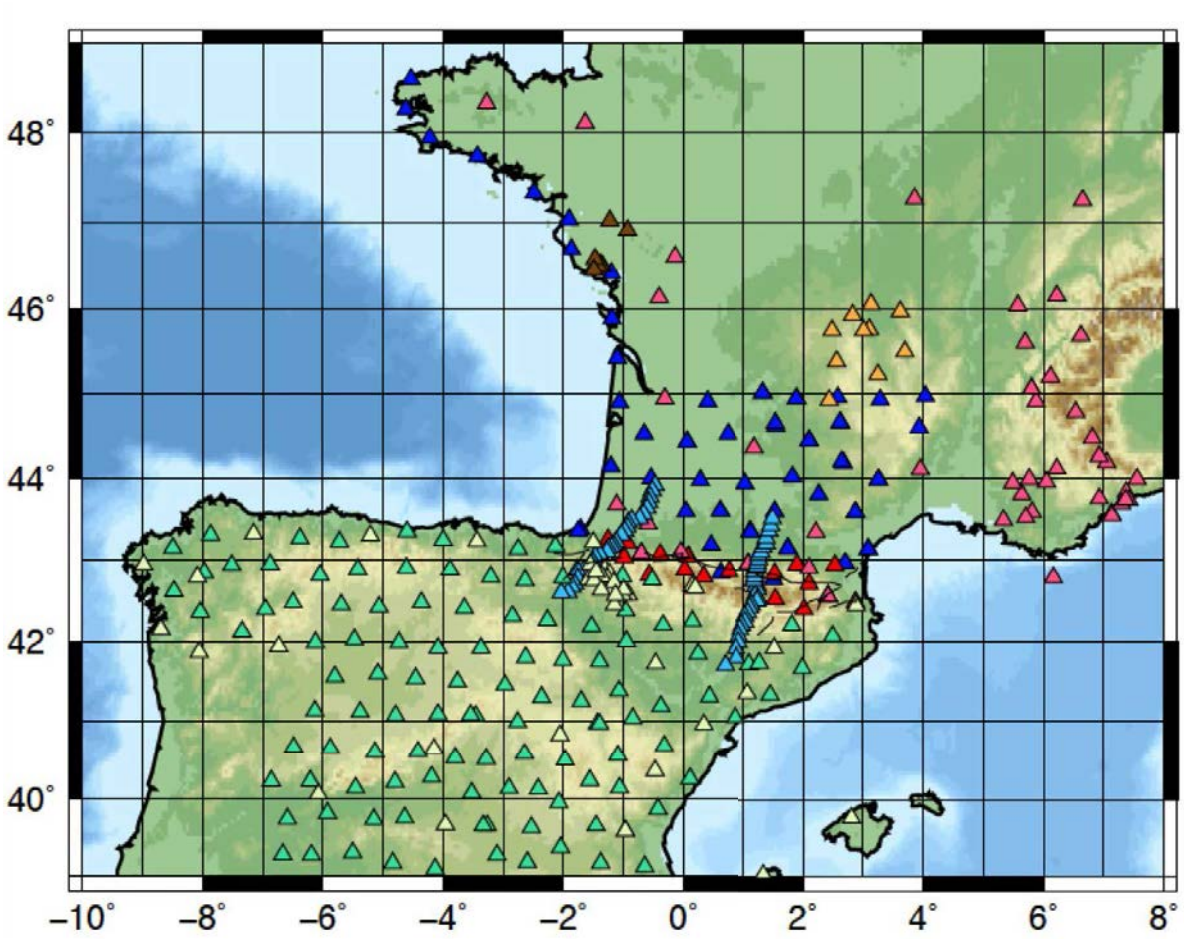



**Figure 2-12 : Carte représentant les différentes stations sismiques utilisées dans les projets IBERARRAY (triangles verts clairs et foncés) et PYROPE (bleus foncés et clairs), complétées des stations RéNass (triangles oranges et rouges), RLBP (triangles roses) et de stations temporaires installées en Vendée (France) (triangles marrons), d'après *Chevrot et al. (2014)*.**

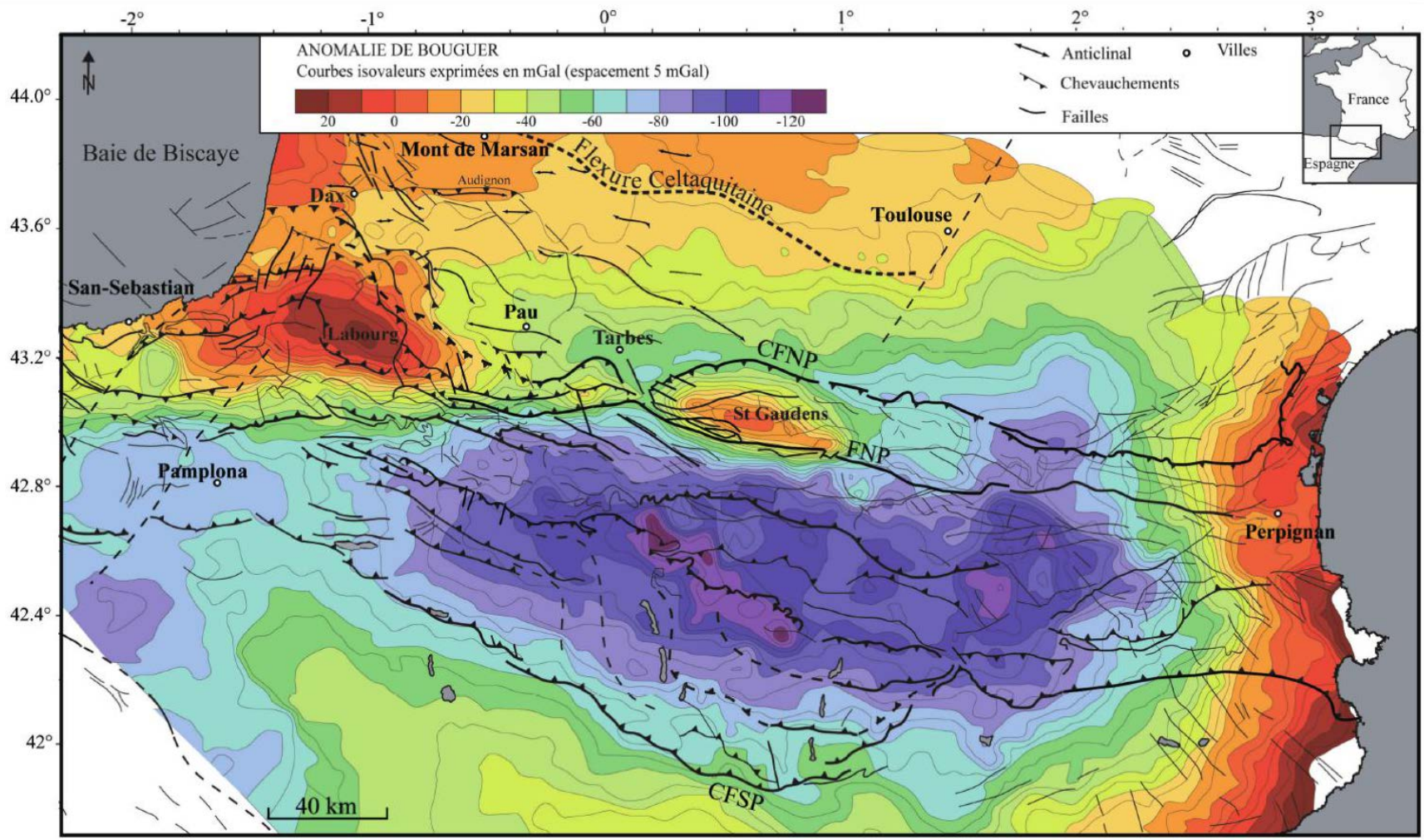



**Figure 2-13 : Carte des anomalies gravitaires d'après *Lacan (2008)*, modifiée d'après *Bayer et al. (1996)* et *Casas et al. (1997)*. On observe deux anomalies gravitaires positives dans la ZNP, sous le massif du Labourd à l'Ouest, et au niveau de Saint-Gaudens au Centre. Ces anomalies sont interprétées comme des traces de la présence de matériel dense (manteau) à faible profondeur.**

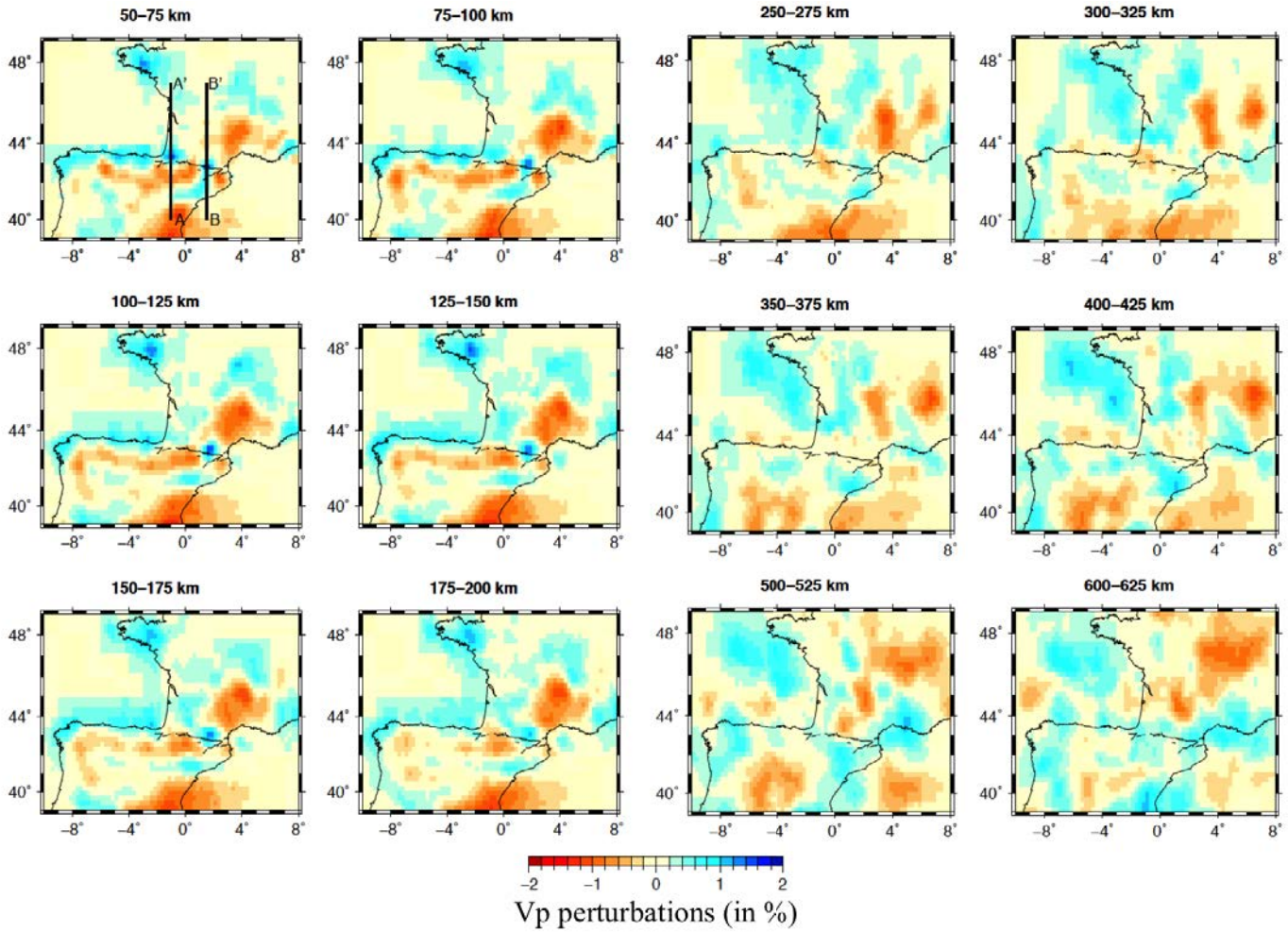



**Figure 2-14 : Cartes des perturbations de vitesse des ondes P (en %) pour différentes profondeurs lithosphériques, d'après *Chevrot et al. (2014).* Ce modèle est corrigé de l'épaisseur de la croûte c'est-à-dire qu'il prend en compte les variations rapides d'épaisseur de la croûte aux abords de certaines structures clés, pour éviter de fausser les images les plus profondes. Les couleurs froides correspondent aux vitesses élevées et les couleurs chaudes sont associées aux vitesses les plus faibles. Les deux traits noirs représentent les deux coupes tomographiques AA' et BB' de la Figure 2-15.**

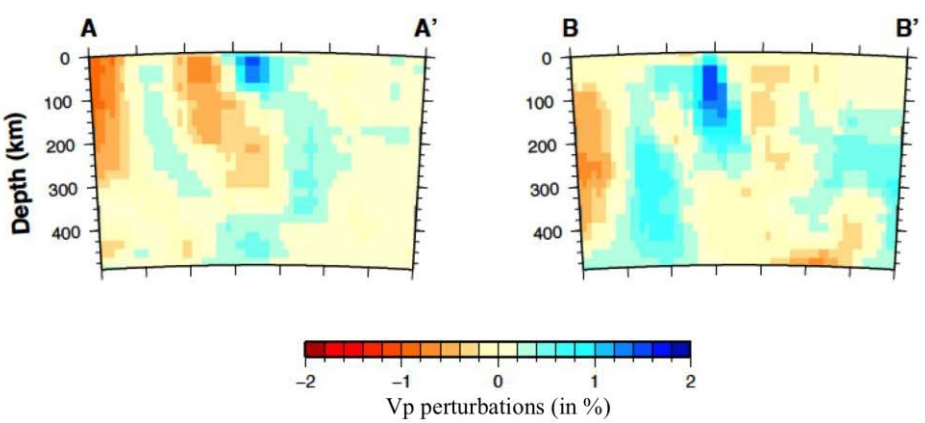



**Figure 2-15 : Coupes Nord-Sud de tomographie sismique modélisées à partir des cartes de perturbations de vitesse des ondes P de la Figure 2-14 (*Chevrot et al.,* *2014*).**

Parmi les conclusions majeures de l'étude on peut noter que :

- la chaîne pyrénéenne n'est pas cylindrique car les anomalies de vitesse ne sont pas continues sous la chaîne,
- l'absence de structure cohérente sous 200 km de profondeur et notamment l'absence d'une anomalie de vitesse importante en profondeur implique l'absence d'un slab lithosphérique ou océanique détaché sous la lithosphère européenne.

## III) Les Pyrénées, un domaine en formation depuis le Précambrien

Les études sur la structure en sub-surface et en profondeur de la chaîne des Pyrénées montrent que son architecture est fortement contrôlée par sa rhéologie et par des accidents hérités. Pour comprendre l'importance de cet héritage dans la formation de la chaîne actuelle, je m'intéresse ici à l'histoire du domaine pyrénéen depuis le Précambrien jusqu'à la fin du Mésozoïque.

### 1) Evolution tectono-stratigraphique au Paléozoïque

Les plus vieux sédiments affleurant dans les Pyrénées et dans les domaines environnants d'Europe de l'Ouest, depuis l'Ibérie centrale aux Massifs Bohémiens, sont datés de l'Ediacarien au Cambrien inférieur (~600 Ma - ~500 Ma) : les Groupes de Canaveilles et de Jujols dans les Pyrénées (*Laumonier et al., 2004*) ; les unités de Narcea, d'Allande et de Navelgas en Ibérie centrale (*Laumonier et al., 2004 ; Fernandez-Suarez et al., 2013*). Ces

sédiments se sont déposés dans des bassins formés sur la marge active gondwanienne (Fig. 2-16), bordés par le Gondwana d'une part au Nord et Nord-Ouest de l'Afrique et Nord de l'Amérique du Sud actuelles, et d'autre part, par un arc magmatique insulaire (*Pereira et al., 2006 ; Ribeiro et al., 2007 ; Fernandez-Suarez et al., 2013 ; Linnemann et al., 2014 ; Shaw et al., 2014* et références incluses). Ce dernier se forme en réponse à la subduction de l'océan Iapetus sous le Gondwana et à la possible rupture de son slab caractérisant la fin du cycle Cadomien vers ~550 Ma (voir partie III-3b).

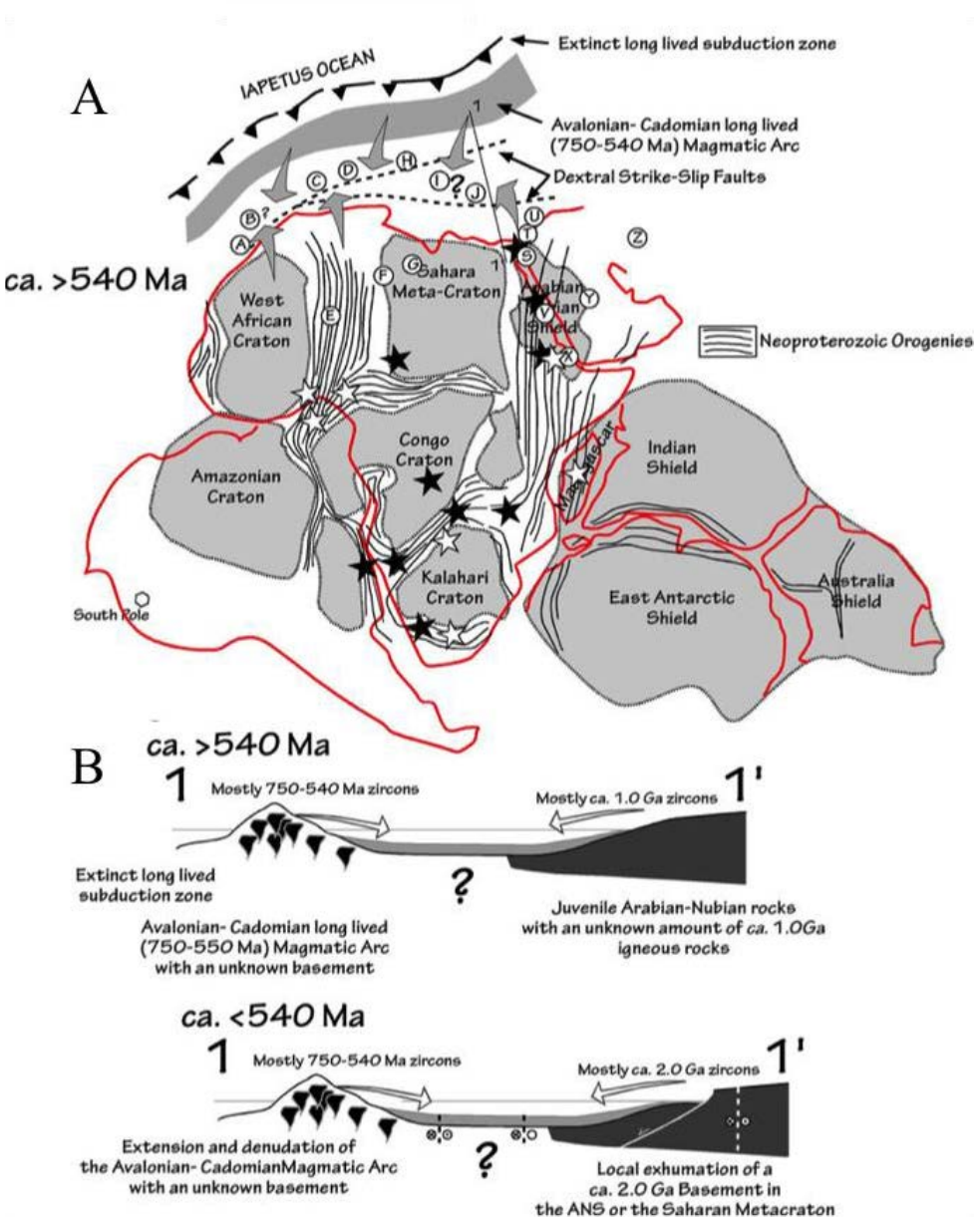



**Figure 2-16 : Reconstruction paléogéographique du bassin Cambrien sur la marge active Gondwanienne et coupes schématiques montrant l'évolution des sources qui remplissent le bassin avant et après la limite Ediacarien/Cambrien d'après *Fernandez-Suarez et al. (2013)*.**

Dans le futur domaine Pyrénéen, le Groupe de Canaveilles constitue un ensemble pélito-grauwackeux comprenant des intercalations de calcaires et de roches volcaniques sur 2 à 3 km d'épaisseur. Un âge U/Pb sur zircon de ~580 Ma a été obtenu au cœur de ce groupe (base du « Membre C », *Cocherie et al., 2005 ; Laumonier et al., 2004*). L'érosion des marges de ce bassin se traduit par l'identification de différentes populations de zircons anciens (âges U/Pb) dans les sédiments cambriens des régions péri-gondwaniennes. Ces zircons sont souvent recyclés dans des bassins plus récents (jusqu'au Tertiaire) ou au cours d'événements magmatiques (cœurs hérités) postérieurs (*Delaperrière et al., 1994 ; Deloule et al., 2002 ; Cocherie et al., 2005 ; Castineiras et al., 2008 ; Denèle et al., 2009 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011 ; Talavera et al., 2012 ; Fernandez-Suarez et al., 2013 ; Linnemann et al., 2008, 2013 ; Shaw et al., 2014*).

On retrouve ainsi des âges entre ~1,9 Ga et ~2,7 Ga et entre ~0,85 Ga et ~1,15 Ga qui semblent provenir respectivement de l'érosion des cratons formant le Gondwana (*Fernandez-Suarez et al., 2013 ; Linnemann et al., 2008, 2013*) et de l'érosion de domaines plus jeunes qui gravitent en périphérie du Gondwana (*Cocks et Fortey, 2009 ; Fernandez-Suarez et al., 2013*). L'érosion de l'arc magmatique qui forme l'autre marge de ces bassins est la source la plus probable de zircons dont les âges s'étalent entre 550 Ma et 750 Ma. On retrouve également des tuffs volcaniques dans les métasédiments de Canaveilles datés de cette période (*Cocherie et al., 2005)* et de nombreux marqueurs magmatiques et métamorphiques, par exemple en Bretagne (bloc Armorica, *Brun et Balé, 1990 ; Treloar et Strachan, 1990* et références incluses).

Au début de l'Ordovicien (490 - 470 Ma), les mouvements décrochants responsables de l'ouverture de l'océan Rhéïque et de l'accrétion de certains blocs péri-Gondwaniens, correspondant à la phase sarde de l'orogène Varisque au sens large selon *Laumonier et al. (2004)*, se traduisent dans le domaine pyrénéen par un métamorphisme de type Barrovien (*Matte, 2001*) et par un magmatisme daté autour de 470 Ma. Ce magmatisme est repéré notamment dans la partie Est de la chaîne des Pyrénées (*Barbey et al., 2001 ; Deloule et al., 2002 ; Cocherie et al., 2005 ; Castineiras et al., 2008 ; Denèle et al., 2009 ; Martinez et al., 2011*), dans les Montagnes Noires (*Cocherie et al., 2005*), dans le Centre de l'Ibérie (*Valverde-Vaquero et Dunning, 2000*), dans les Alpes internes (*Guillot et al., 2002*), en Sardaigne (*Helbing et Tiepolo, 2005*), et dans la chaîne Catalane (*Martinez et al., 2008*). Ce magmatisme de type calco-alcalin à alumineux (*Castineiras et al., 2008*) est parfois présenté comme résultant d'une fusion crustale à subcrustale (*Cocherie et al., 2005*). Ces massifs sont

intrusifs dans le Groupe de Canaveilles, ainsi que dans le Groupe de Jujols qui s'est déposé depuis le Cambrien jusqu'à l'Ordovicien moyen (*Laumonier et al., 2004 ; Carreras et Druguet, 2014* ; Fig. 2-17). Ce groupe consiste en une alternance de pélites, de grès et de quartzites.

Les séries de la fin de l'Ordovicien reposent en discordance (discordance ordovicienne, Fig. 2-17) sur les dépôts Cambro-Ordoviciens. Ils consistent en une succession de conglomérats à la base, puis de grès, d'alternances pélito-grauwackeuses, de calcaires et pour finir par des dépôts silicoclastiques associés à des quartzites. On passe ensuite par des dépôts pélitiques (Black shales) datés du Silurien, où s'intercalent des dépôts volcaniques (tuffs basaltiques, andésitiques et rhyolitiques). La puissance de ces dépôts ne dépasse guère les 500 m.

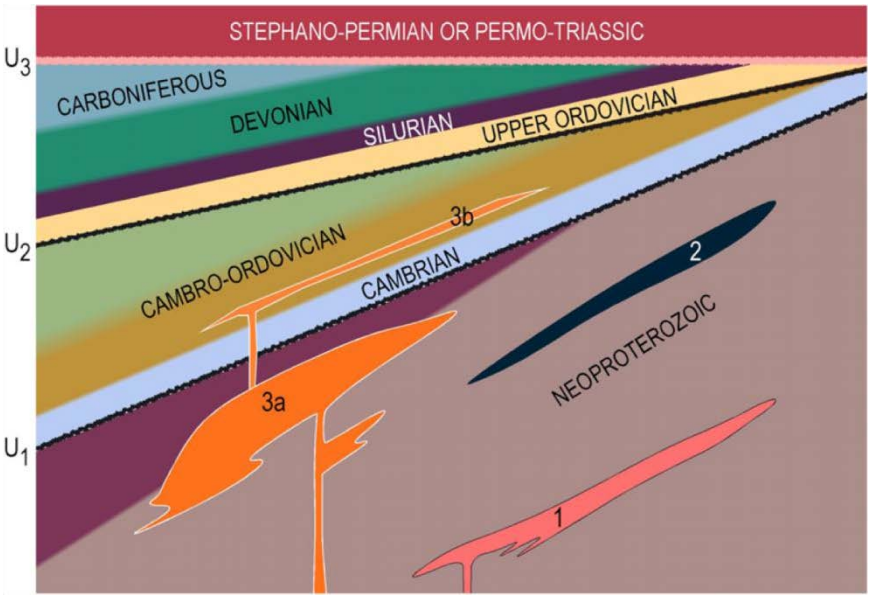



**Figure 2-17 : Log stratigraphique schématique dans les séries Paléozoïques des Pyrénées (*Carreras et Druguet, 2014*) montrant les principales discordances (U1 : discordance Cambrienne, U2 : discordance Ordovicienne, U3 : discordance Hercynienne) et la position structurale des différents plutons magmatiques (1 : granites et prophyres édiacariens, 2 : roches volcaniques basiques de l'Ediacarien, 3 : plutons ordoviciens).**

La collision hercynienne débute au Dévonien (~390 Ma). Le domaine Pyrénéen n'enregistre pas encore les déformations varisques et s'apparente à un environnement marin bordé de plateformes carbonatées, avec notamment le dépôt des « Calcaires griottes » de la fin du Dévonien, et parfois turbiditiques, avec quelques intercalations flyscho-gréseuses au milieu du Dévonien. Ces sédiments marins calcaires se déposent jusqu'au Carbonifère inférieur.

Au Carbonifère (330 - 305 Ma), le domaine pyrénéen enregistre deux phases principales de déformation suite à la collision entre le Gondwana, Laurussia et les domaines Cadomiens (cycle Hercynien s. s.). La première phase (D1) se déroule jusqu'au Carbonifère moyen (~330 - 320 Ma). Elle est caractérisée dans les Pyrénées par un métamorphisme Barrovien, par la migmatisation de matériel crustal profond (*Laumonier et al., 2010 ; Garcia-Sansegundo et al., 2011 ; Aguilar et al., 2013*), et par une tectonique compressive à vergence Sud (Fig. 2-18) qui marquent profondément la structure de la chaîne. Ces accidents accommoderont d'ailleurs les déformations liées à la formation de la chaîne du Mésozoïque au Cénozoïque comme on peut le voir sur le profil ECORS (voir partie II).

A la fin du Carbonifère (320 Ma – 305 Ma), l'ensemble des domaines Varisques, et donc les Pyrénées, enregistrent une phase de transpression (D2) Est-Ouest souvent caractérisée par de grands décrochements dextres, notamment entre l'Ibérie et l'Europe, en relation avec la possible rupture du slab et la relaxation thermique de la croûte épaissie (*Arthaud et Matte, 1975 ; Burg et al., 1994 ; Faure, 1995 ; Garcia-Sansegundo, 1996 ; Denèle et al., 2007, 2009 ; Clariana et Garcia-Sansegundo, 2009 ; Corsini et Rolland, 2009 ; Laumonier et al., 2010 ; Garcia-Sansegundo et al., 2011 ; Carreras et Druget, 2014*). Cette phase est souvent divisée en deux étapes (D2a – D2b ou D2 – D3) selon les auteurs (*Denèle et al., 2009 ; Carreras et Druguet, 2014 ; Clariana et Garcia-Sansegundo, 2009*). La phase D2a (D2) est associée à un pulse thermique caractérisé d'une part par du métamorphisme haute température et basse pression qui affecte notamment les granites ordoviciens, et par la mise en place de nombreux plutons granitiques peralumineux dans la croûte supérieure au niveau des Pyrénées (*Respaut et Lancelot, 1983 ; Delaperrière et al., 1994 ; Romer et Soler, 1995 ; Paquette et al., 1997 ; Guerrot, 1998 ; Roberts et al., 2000 ; Maurel et al., 2004 ; Ternet et al., 2004 ; Gleizes et al., 2006 ; Denèle, 2007 ; Olivier et al., 2008 ; Aguilar et al., 2013 ; Denèle et al., 2014 ; Pik et al., en préparation* ; Figs. 2-18, 2-19, 2-20), de la chaîne Catalane (*Martinez et al., 2008*), et dans la chaîne Ibérique (*Valle Aguado et al., 2005*). La phase D2b (D3) est caractérisée par des mouvements décrochants plus localisés (zones de cisaillements et de mylonites), des plissements parfois à vergence Sud recoupant les déformations antérieures (Fig. 2-19) et du magmatisme calco-alcalin (Figs. 2-18, 2-20). Ces granites peralumineux et calco-alcalins résultent du mélange entre des magmas à source mantellique et la fusion d'une partie de la croûte (*Vitrac-Michard et Allègre, 1975b ; Michard-Vitrac et al., 1980 ; Wickham et Taylor, 1985 ; Gilbert et al., 1994 ; Roberts et al., 2000*). Cet épisode magmatique contrôle

en grande partie la résistance de la lithosphère (croûte et manteau sous-continental) ainsi que la localisation des déformations futures, notamment extensives, au Mésozoïque.

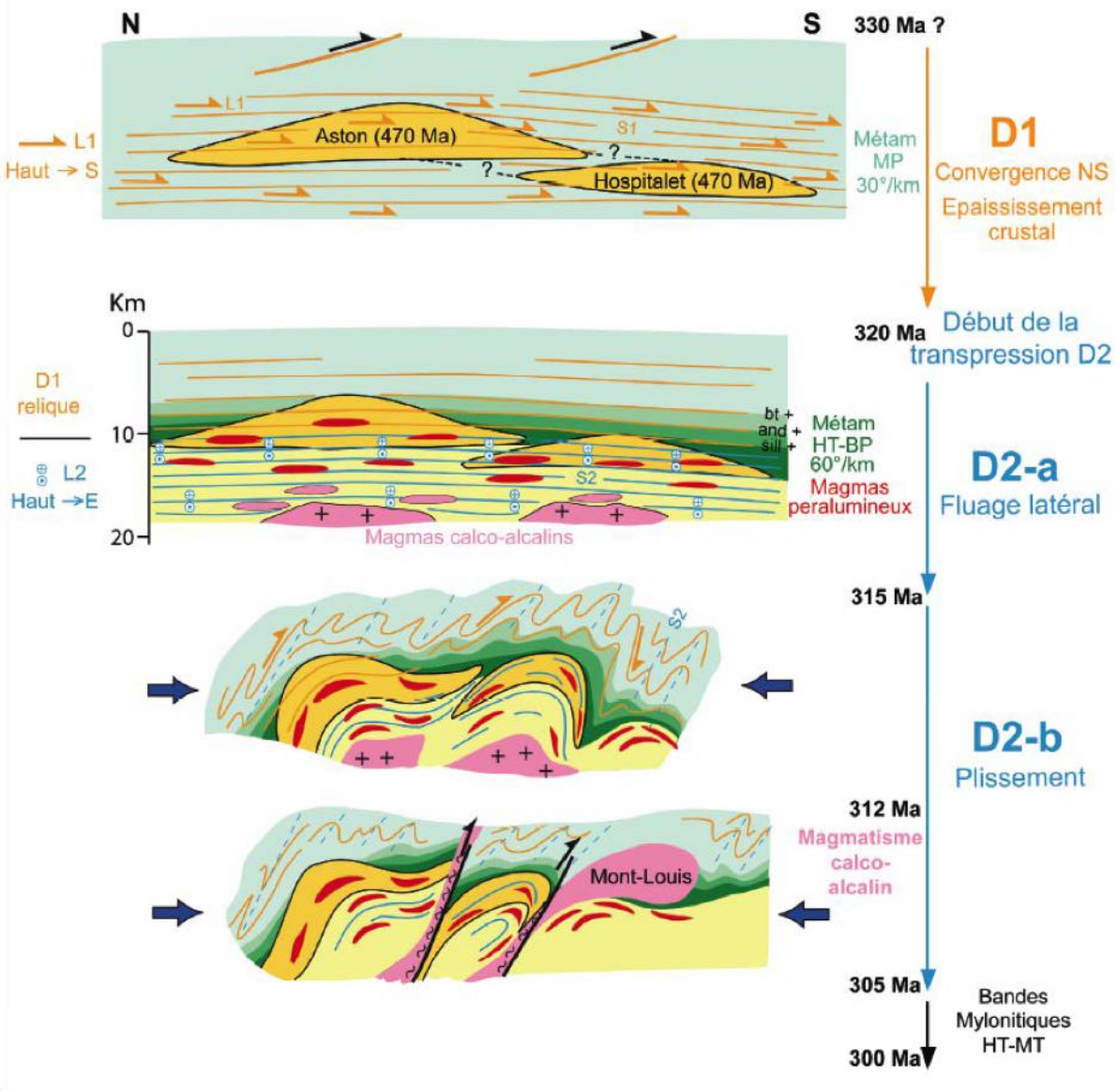



**Figure 2-18 : Evolution tectono-magmatique des massifs de l'Aston et de l'Hospitalet au cours de l'orogenèse hercynienne d'après *Denèle (2007)*. En jaune : les massifs ordoviciens de l'Aston et de l'Hospitalet, déformés pendant l'orogène l'hercynienne ; en rose : les massifs granitiques calco-alcalins mis en place pendant l'orogène hercynienne.**

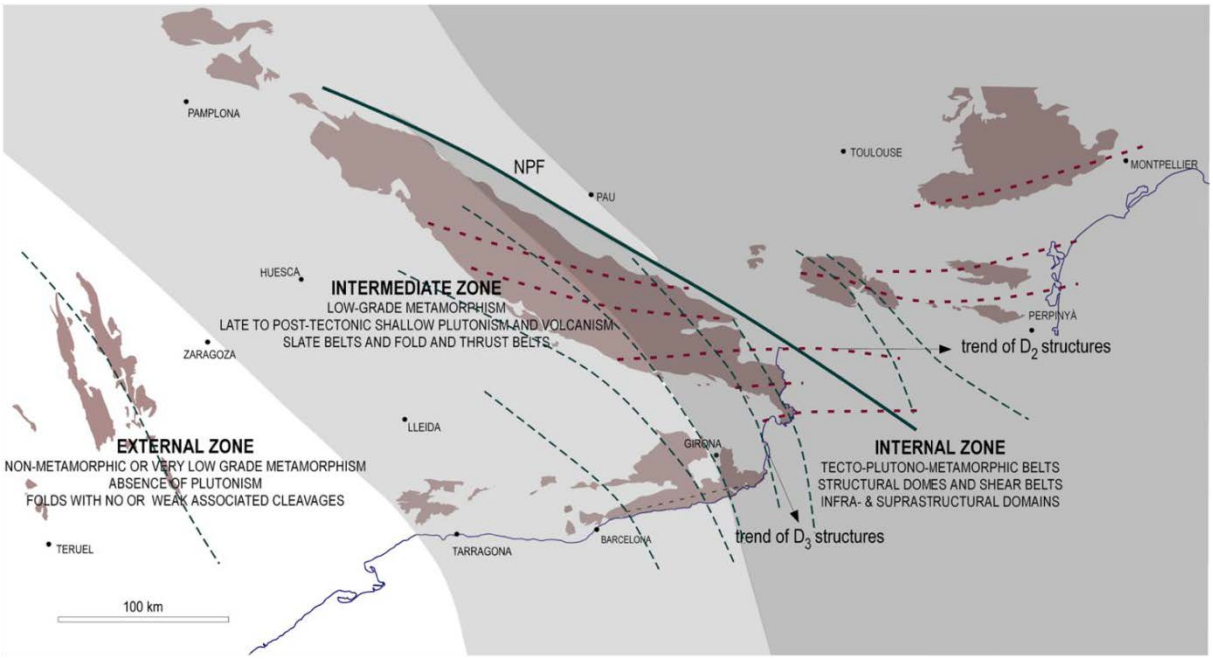



**Figure 2-19 : Carte représentant l'orientation des axes de plis principaux associés au métamorphisme polyphasé hercynien dans le domaine Pyrénéen d'après *Carreras et Druguet (2014)*. On remarque que certaines de ces déformations se parallélisent à la FNP.**

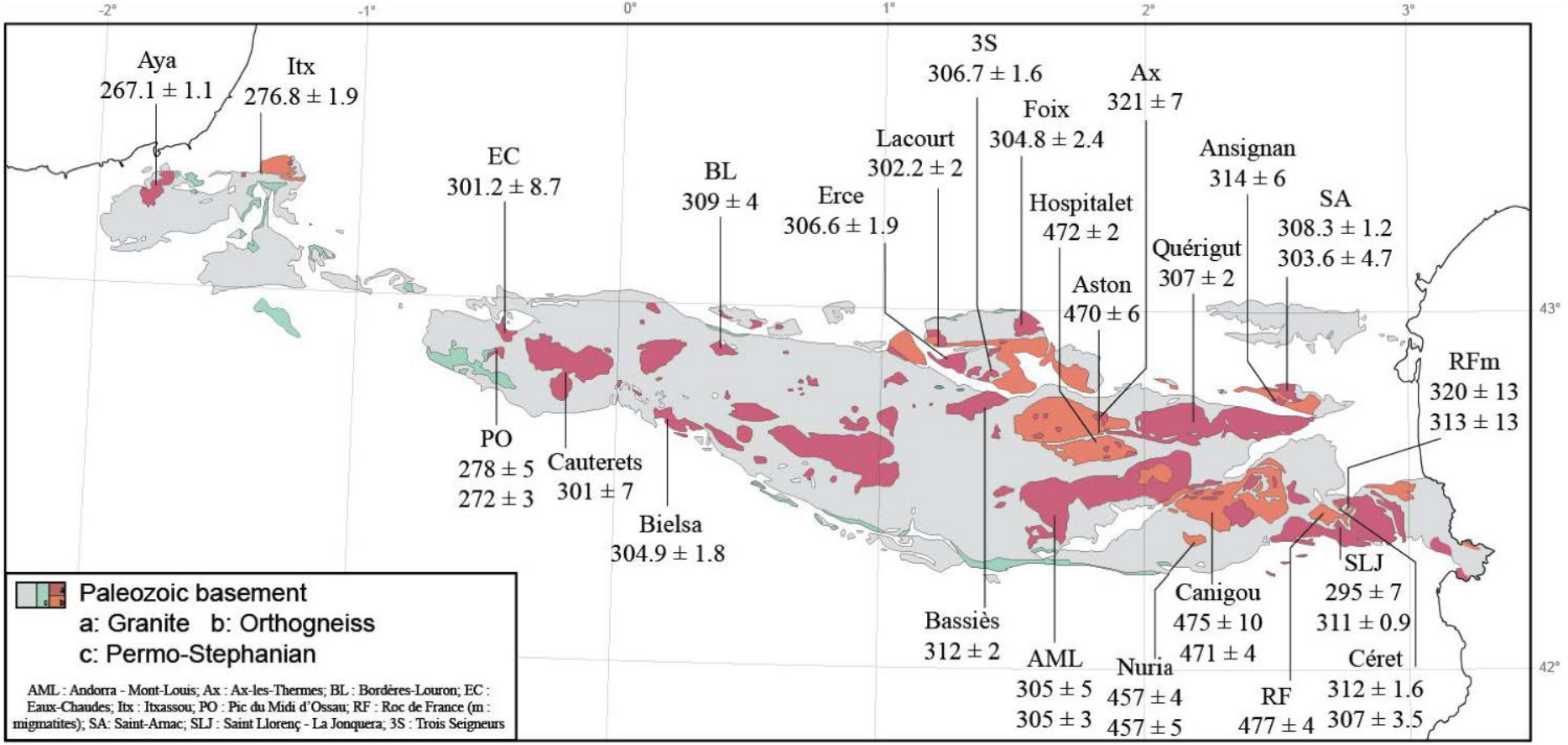



**Figure 2-20 : Compilation des âges U/Pb sur zircon obtenus sur les plutons des Pyrénées (*Respaut et Lancelot, 1983 ; Delaperrière et al., 1994 ; Romer et Soler, 1995 ; Paquette et al., 1997 ; Guerrot, 1998 ; Roberts et al., 2000 ; Maurel et al., 2004 ; Ternet et al., 2004 ; Gleizes et al., 2006 ; Denèle, 2007 ; Olivier et al., 2008 ; Aguilar et al., 2013 ; Denèle et al., 2014 ; Pik et al., en préparation ; Vacherat et al., en préparation*.).**

Cette phase orogénique entraine l'apparition des premiers dépôts silico-détritiques et turbiditiques d'avant-pays du faciès « Culm ». Ces séries sont datées de la fin du Viséen (~330 Ma) au Westphalien Supérieur (~308 Ma) et traduisent la propagation vers le Sud des chevauchements frontaux et du rôle joué par le domaine Pyrénéen, en tant que bassin d'avant-pays (*Delvolvé et al., 1998*). Les dépôts sont plus vieux au Nord-Est (massif de Mouthoumet) qu'au Sud-Ouest (massif de Cinco-Villas, en passant par le Pays de Sault, l'Arize, …) (*Barnolas et Chiron, 1996 ; Delvolvé et al., 1998* ; Fig. 2-21).

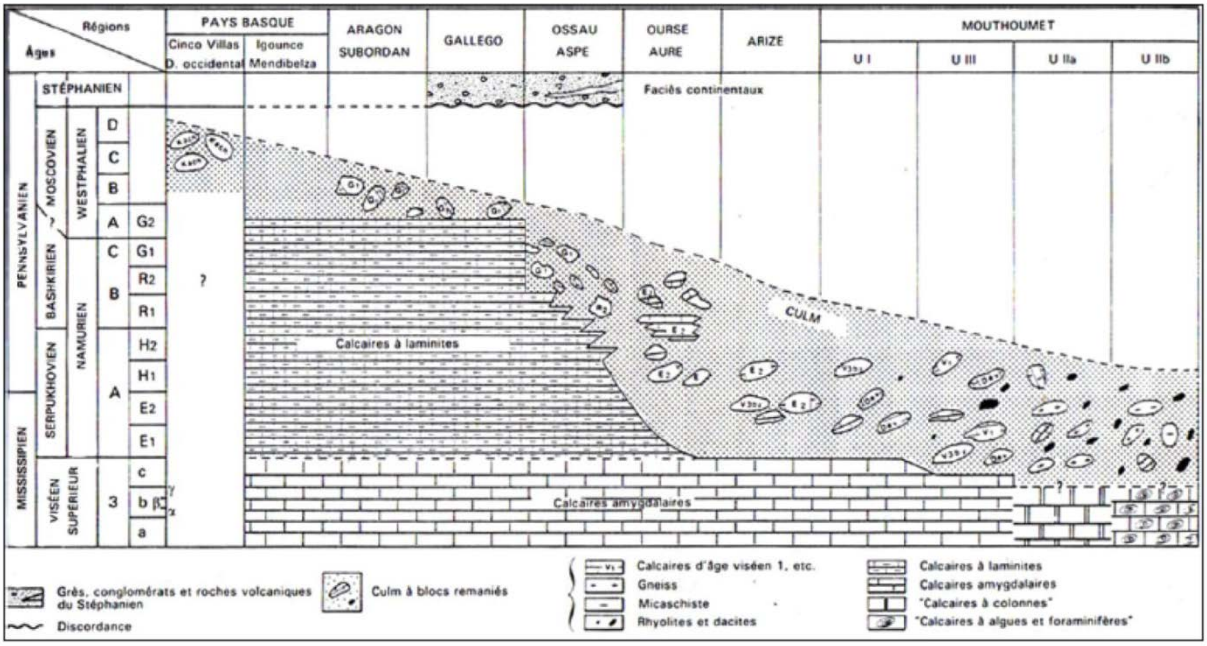



**Figure 2-21 : Diachronisme Est-Ouest du Culm entre le massif du Mouthoumet et le massif de Cinco-Villas (*Barnolas et Chiron, 1996*).**

L'épisode thermique Carbonifère se poursuit jusqu'au Permien Inférieur (~270 Ma) et est marqué par un magmatisme calco-alcalin à alcalin enregistré dans la chaine pyrénéenne par la présence de sédiments volcaniques dans de nombreux bassins molassiques permiens discordant sur les séries antérieures (discordance hercynienne, Fig. 18) comme la Sierra de Cadi, les bassins d'Anayet et de la Rhune (*Innocent et al., 1994 ; Lago et al., 2004 ; Barnolas et Chiron, 1996*). Il est marqué également par quelques plutons, sills et dykes granitiques à l'Ouest de la chaine comme le massif d'Aya (*Denèle et al., 2011*) et celui du Pic de Midi d'Ossau (*Briqueu et Innocent, 1993*). Un âge Rb/Sr à 277 ± 7 Ma a été donné pour le massif de la Maladeta (*Michard-Vitrac et al., 1980*) mais cette méthode de datation est généralement moins précise que la datation U/Pb sur zircons (*Maurel et al., 2004 ; Roberts et al., 2000*) du

fait de l'existence dans les Pyrénées d'un événement hydrothermal entre 260 et 250 Ma qui aurait potentiellement affecté ces âges (*Innocent et al., 1994*).

### 2) Evolution tectono-stratigraphique du Mésozoïque au Cénozoïque

La sédimentation détritique permienne se poursuit à la base du Trias par des dépôts pélito-gréseux à conglomératiques tels que les grès de Camous, les grès de la Rhune, communément appelés Grès rouge. Le Grès rouge du Trias Inférieur est suivi par les calcaires dolomitiques du Muschelkalk (Trias Moyen) traduisant le développement d'un environnement de plateforme. Le niveau marin diminue à nouveau et laisse place à un environnement de dépôt détritique à évaporitique au Keuper largement répandu. Cette couche accommode de nombreuses déformations liées à la tectonique pyrénéenne aussi bien par son rôle de niveau de décollement que par la formation de diapirs de sel (*Canérot et Lenoble, 1993 ; Ferrer et al., 2009 ; Jammes et al., 2010b*). L'ouverture de l'Atlantique est associée au développement d'une large province magmatique (CAMP) dont les effets se répercutent aussi dans les Pyrénées. Cet épisode magmatique est souligné par la présence d'ophites dans les séries triasiques (*Béziat et al., 1991 ; Rossi et al., 2003*) et de magmas alcalins, moins répandus, datés du Trias Moyen au Jurassique Inférieur (*Ubide et al., 2014*).

Au Jurassique, une vaste plateforme carbonatée se développe sur les domaines aquitain et pyrénéen (*Biteau et al., 2006 ; Choukroune, 1974*). A la fin du Jurassique, une phase d'érosion liée à une importante régression permet la réorganisation des dépôts-centres et l'émergence de bassins Est-Ouest isolés (Parentis, Arzacq-Mauléon). Une sédimentation marine profonde se met en place vers l'Ouest, vers le futur Golfe de Gascogne. Cette réorganisation fait suite à la phase de rifting Jurassique largement enregistrée dans l'Océan Nord-Atlantique ainsi qu'au Nord de l'Ibérie et marque les prémisses de l'extension dans les Pyrénées au Crétacé Inférieur (*Péron-Pinvidic et al., 2007 ; Jammes et al., 2009*). Une nouvelle transgression au Crétacé Inférieur (Néocomien), en lien avec l'ouverture du Golfe de Gascogne, se caractérise par des dépôt carbonatés en discordance sur les séries d'âge Jurassique (Base Cretaceous unconformity, *Biteau et al., 2006*). Le rifting se propage vers l'Est par l'ouverture de bassins subsidents à flyschs à l'Aptien-Albien (Fig. 2-22A) comme le montre les courbes de subsidences (*Brunet, 1991 ; Vergès et Garcia-Senz, 2001*) et les données thermochronologiques basses températures détritiques (*Filleaudeau et al., 2011 ; Fillon et al., 2013*) dans la ZSP (bassin d'Organya, bassin Cantabre) et dans la ZNP (fossé à Flyschs). Ces bassins sont remplis par des sédiments silicoclastiques à détritiques (~3 km de

marnes hémipélagiques et de grès fluviatiles de Turbon dans le bassin d'Organyà (*Filleaudeau et al., 2011 ; Vergès et Gracia-Senz, 2001*), et ~4 km de « flyschs noirs » turbiditiques dans les bassins Nord-pyrénéens comme Mauléon, Ballongue, Barronnies et Camarade (*Souquet et al., 1985 ; Debroas, 1987, 1990*). Dans la ZSP, le remplissage de ces bassins se fait par le Sud du fait de l'érosion de blocs émergés tels que la Meseta Ibérique pour le bassin Cantabre (*Rat, 1964, 1988*) ou le bloc de l'Ebre pour le bassin d'Organya (*Filleaudeau et al., 2011*, Fig. 2-20A). Dans la ZNP, les sources sont plus locales et directement associées aux bordures de ces bassins, comme le montrent les directions de paléocourants (*Johnson et Hall, 1989 ; Debroas, 1990* ; Cartes géologiques de la France au 1/50000 du BRGM).

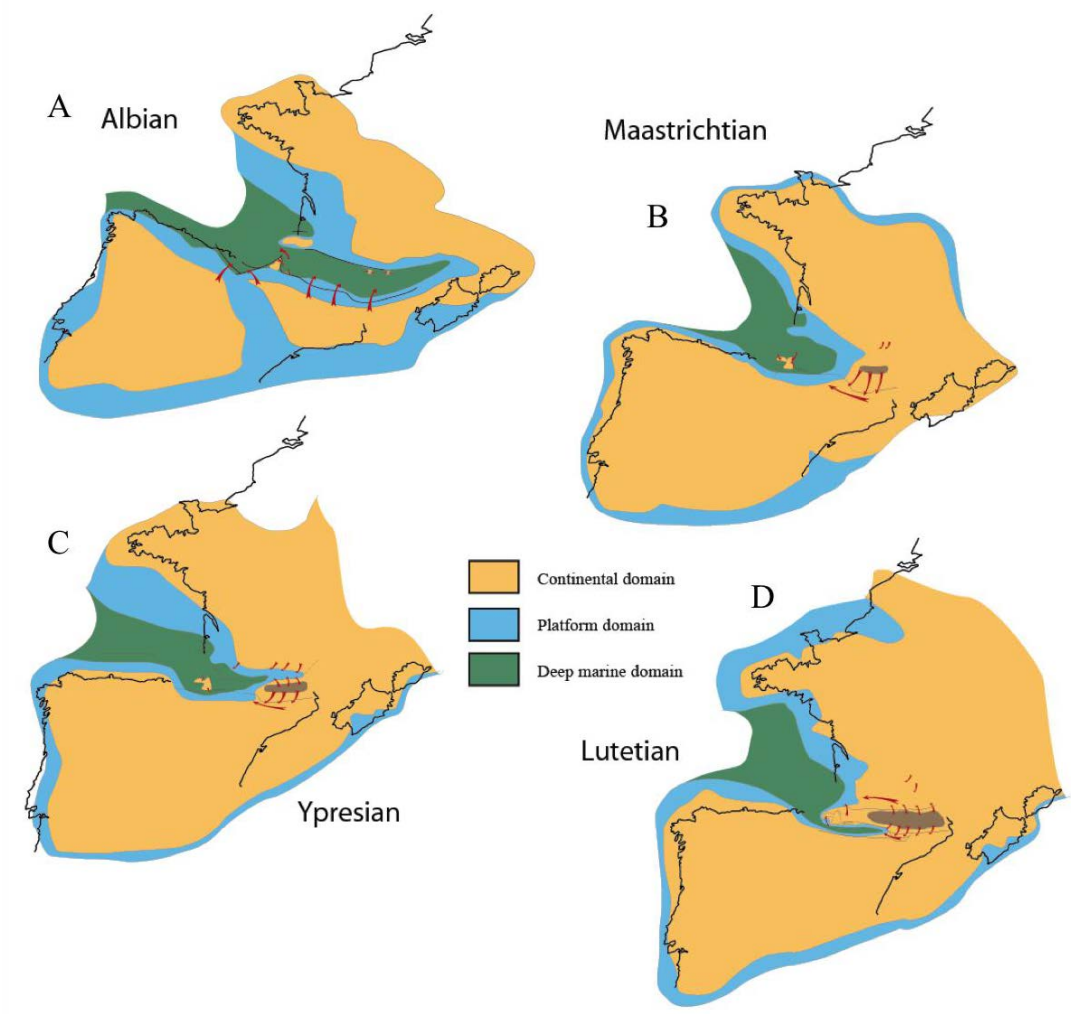



**Figure 2-22 : Reconstruction paléogéographique du domaine pyrénéen à la fin du Crétacé Inférieur (Albien) au milieu de l'Eocène (Lutétien), modifiée d'après *Choukroune et al. (1973), Feuillée et al. (1973), Mattauer et Henry (1974), Plaziat (1981), Dercourt et al. (2000), Biteau et al. (2006)* et *François (2014)*.**

Le début de la convergence à la fin du Santonien (~84 Ma) entre Ibérie et Europe se traduit dans les Pyrénées par l'inversion des accidents extensifs et des bassins Crétacé Inférieurs. Dans la ZNP et le bassin Cantabre, le Crétacé Supérieur est marqué par des dépôts de type flyschs calcaires voire des marnes telles que les Marnes de Nay dans le bassin d'Arzacq (*Biteau et al., 2006*). Dans la ZSP, dès le début du Campanien, le bassin d'Organya est inversé par le jeu du chevauchement de Boixols (*Bond et McClay, 1995*), relié au mouvement de l'unité de socle de Gavarnie dans la Zone Axiale. Le soulèvement de la partie Nord-Est de la Zone Axiale est contrainte par les données thermochronologiques détritiques (*Beamud et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011 ; Metcalf et al., 2009 ; Rahl et al., 2011*, Fig. 2-22B). En conséquence, les dépôts d'abord marins deviennent de plus en plus continentaux (fluviatiles) (*Rosell et al., 2001 ; Filleaudeau et al., 2011*).

Le Paléocène se traduit dans le domaine pyrénéen par la mise en place d'un environnement marin profond à l'Ouest (sédimentation hémipélagique dans le bassin Cantabre ; *Rat, 1988*) entouré par une large plateforme carbonatée d'abord localisée au Sud du bassin d'Aquitaine (formation des Calcaires de Lasseube dans le bassin d'Arzacq), au Centre de la ZNP et dans la ZSP (*Rasser et al., 2005*), qui transgresse vers l'Est vers la fin du Paléocène (*Biteau et al., 2006 ; Plaziat, 1981 ; Gély et Sztràkos, 2000*).

Au début de l'Eocène (Yprésien), la transgression marine se poursuit jusqu'aux Corbières à l'Est de la ZNP et dans le bassin d'Aquitaine (Fig. 2-22C). Des systèmes fluviatiles se développent alors depuis le Sud du Massif central et l'Est du massif de Mouthoumet (*Plaziat, 1981 ; Gély et Sztràkos, 2000 ; Christophoul et al., 2003* ; Fig. 2-22C). Au Sud des Pyrénées, les calcaires de plateforme de la fin du Paléocène sont recouverts par des flyschs silicoclastiques dans le bassin Cantabre et par de nombreux systèmes deltaïques (Roda par exemple) dans la SPZ (*Puigdefabrégas et al., 1986*), traduisant une importante régression (*Plaziat, 1981*) en lien avec le soulèvement de la Zone Axiale. Ce soulèvement est contraint par la thermochronologie basse-température (traces de fission sur apatites) qui indique des vitesses d'exhumation pendant l'Eocène de ~0,2 km/Ma (*Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Beamud et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011*). *Huyghe et al. (2012)* suggèrent que la chaîne atteint une altitude de 2 ± 0,5 km.

Du milieu de l'Eocène (Lutétien) à l'Oligocène, le Nord des Pyrénées connaît une importante régression associée au développement d'un large système fluviatile orienté vers l'Ouest (*Serrano et al., 2001*, Fig. 2-22D) et le dépôt des Poudingues de Palassou en réponse à

l'érosion de la chaîne (*Plaziat, 1981*). Au Sud, des dépôts gréseux à conglomératiques dans les bassins de Tremp et d'Ager traduisent la mise en place d'un système fluviatile Est-Ouest parallèle à la chaîne, dirigé vers le bassin de Jaca à l'Ouest. Les études thermochronologiques basses températures indiquent une accélération de l'exhumation de la Zone Axiale (~2-4 km/Ma) (*Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al, 2005 ; Fillon et Van der Beek, 2012 ; Erdos et al., 2014*), Ce soulèvement affecte également l'Ouest de la chaîne refermant ainsi les connexions avec l'océan Atlantique. Le bassin de l'Ebre devient alors endoréique (*Costa et al., 2010*) et la ZSP entre en régression comme le montre le dépôt des conglomérats du groupe de Hecho dans le bassin de Jaca, recyclés ensuite dans la formation de Campodarbe jusqu'au début de l'Oligocène (*Turner, 1992*).

A l'Oligocène Supérieur, le Sud des Pyrénées se soulève par l'activation du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen et des Sierra Exteriores vers le Sud, sur le bassin de l'Ebre jusqu'au Miocène. Cela permet l'individualisation du bassin de Jaca en piggyback sur la nappe de Gavarnie, marquant ainsi la fin des déformations enregistrées dans la ZSP (*Farrell et al., 1987 ; Meigs et al., 1996 ; Meigs et Burbank, 1997 ; Muñoz et al., 1986 ; Vergès et al., 2002*). A cette période, la convergence Ibérie-Europe s'arrête, entrainant le ralentissement du soulèvement de la Zone Axiale, enregistré par la thermochronologie basse-température qui montrent une vitesse d'exhumation de 0,02 km/Ma (*Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Fillon et Van der Beek, 2012*). Les dernières déformations enregistrées au Nord des Pyrénées sont datées du début du Miocène avec la formation des anticlinaux du Mas d'Azil, de Lavelanet et du Plantaurel.

Les relations sources-dépôts dans la ZNP et la ZSP depuis le Crétacé Supérieur jusqu'à l'Oligocène sont détaillées dans le Chapitre 6.

### 3) Evolution géodynamique et paléogéographique

Bien que mal contrainte, l'histoire Précambrienne des Pyrénées peut être approchée par la compilation de plusieurs données : datation de structures orogéniques, la détermination du contexte magmatique (composition, tectonique associée à la mise en place des magmas), datation des déformations, traces de paléoclimats (grandes glaciations notamment), utilisation du paléomagnétisme rémanent des roches, de la biostratigraphie, etc.

### *a) Histoire Précambrienne*

Les premières reconstructions remontent à la formation du supercontinent Rodinia entre 1,3 Ga et 900 Ma (*Li et al, 2008*), suite à la collision (orogène de Grenville) de plusieurs blocs crustaux (cratons continentaux ou boucliers). De nombreux modèles existent quant à la formation de ce supercontinent (Fig. 2-23), avec des désaccords notamment sur l'âge des phases tectoniques, la position relative de chaque craton (*Dalziel, 1997 ; Torsvik et al., 2001 ; Torsvik, 2003 ; Li et al., 2008, 2013*) ou leur orientation par rapport aux pôles magnétiques (Sibérie : *Pisarevsky et al., 2003 ; Metelkin et al., 2007* ; Baltica : *Johansson, 2013*).

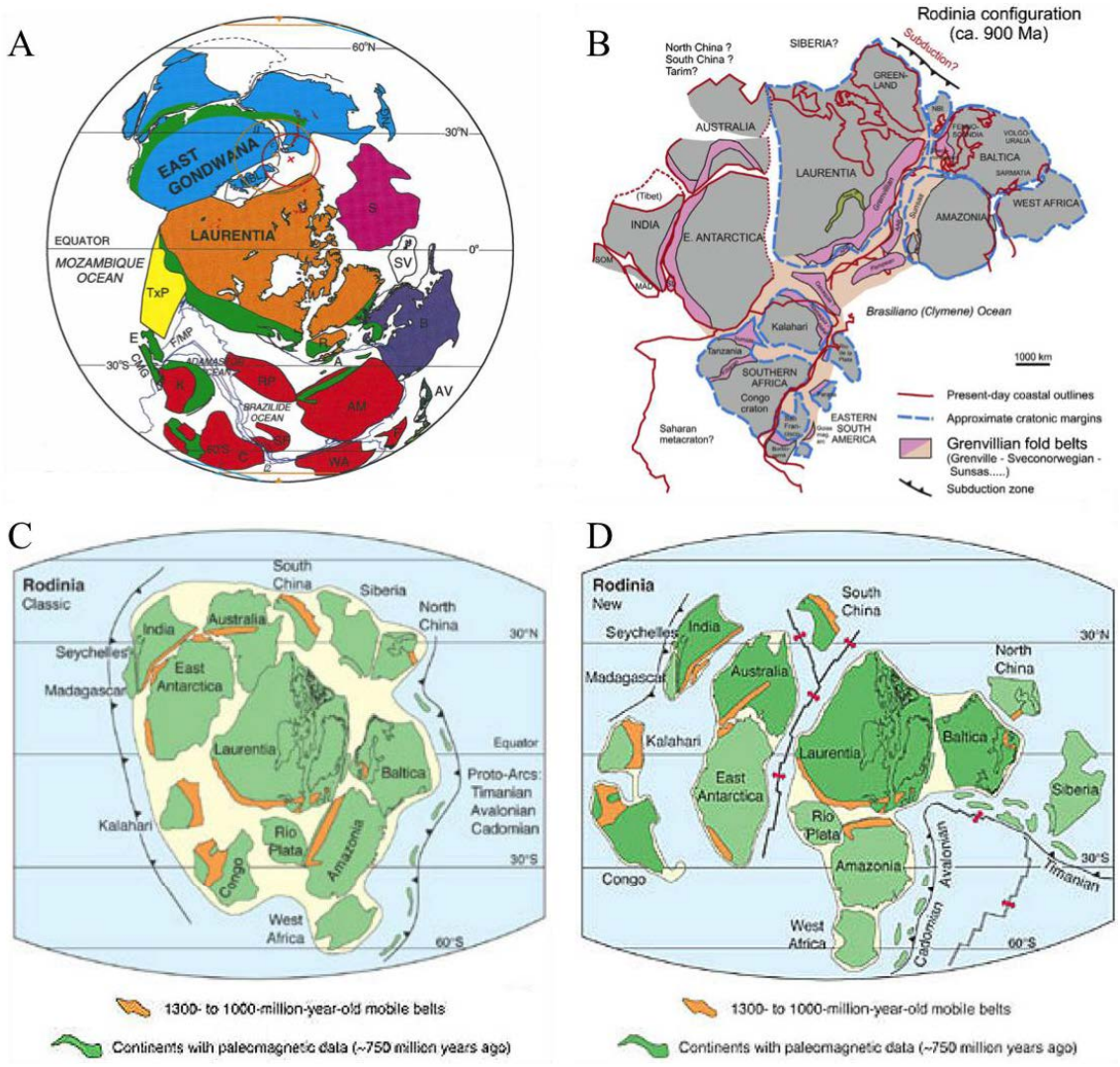



**Figure 2-23 : Reconstructions du supercontinent Rodinia à 900 Ma - 1Ga d'après (A) *Dalziel (1997)*, (B) *Johansonn (2013)* et (C, D) *Torsvik (2003)*. Les données paléomagnétiques apportent des contraintes sur la position des continents en gris (B) ou en vert foncé (C, D). La position des continents en blanc (B) ou en vert clair (C, D) n'est donc pas contrainte. Les domaines orogéniques de Grenville apparaissent en vert (A), en rose/beige (B), et en orange (C, D).**

Ces modèles semblent néanmoins s'accorder sur le fait que la dislocation de ce supercontinent commence vers 800-700 Ma par l'ouverture de l'océan Proto-Pacifique entre un bloc Est-Gondwana (Australie, Inde et Est de l'Antarctique) et le bloc Laurentia (future Amérique du Nord) (Fig. 2-24). L'accrétion de nombreux blocs crustaux conduit à la formation d'un bloc Ouest-Gondwana (Amazonie, Afrique de l'Ouest, Baltica, Rio del Plata, ainsi que différents cratons africains). La collision de ces différents blocs à partir de 650 Ma (orogène Pan-Africaine) se poursuit jusque ~500 Ma avec l'accrétion du bloc Est-Gondwana formant ainsi le supercontinent Gondwana (*Johansson, 2013 ; Metelkin et al., 2006* ; Fig. 2-25A). A la même période, les cratons Laurentia et Baltica (Fig. 2-25B) se séparent de la marge Ouest de Gondwana par l'ouverture des océans Iapétus et Tornquist (« break-up » entre 600 et 550 Ma) (*Cawood, 2005 ; Johansson, 2013*). Des mouvements de rotations notamment du bloc Gondwana sont accommodés par la formation d'une zone de subduction associée au développement d'un arc volcanique (de 750 à 550 Ma) et de grands mouvements transtensifs le long d'une large zone transformante qui va du Nord de l'Amazonie jusqu'au Nord-Est de l'Afrique où se développent de nombreux bassins de type arrière-arc.

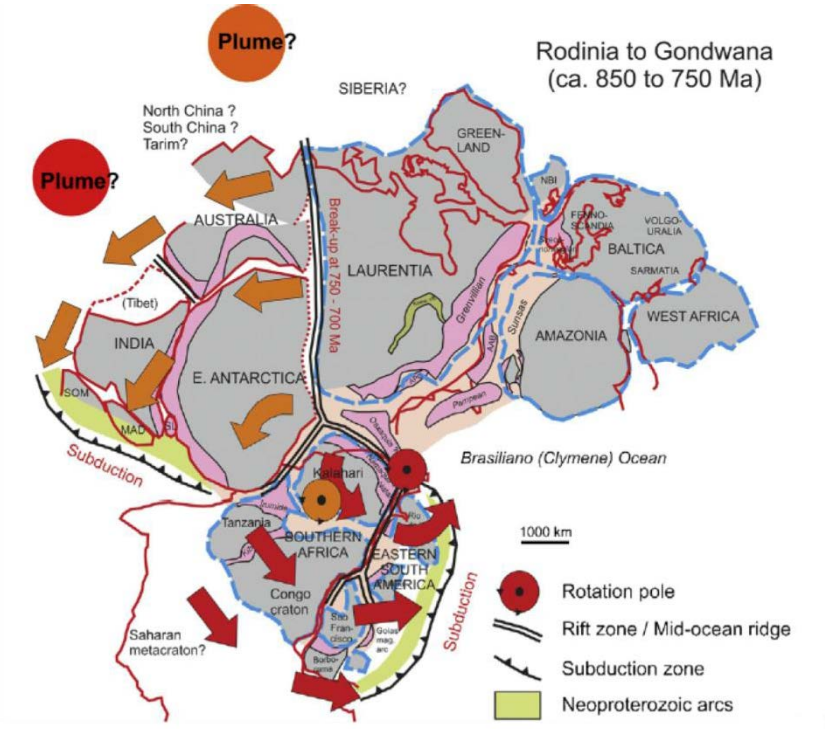



**Figure 2-24 : Initiation de la dislocation de Rodinia entre 850 Ma et 750 Ma d'après *Johansson (2013)*. Elle entraine la fermeture d'océans, indiquée par la formation de zones de subduction et la formation d'arcs magmatiques, en vert clair. La position des domaines continentaux en gris est contrainte par les données paléomagnétiques. Les domaines en blanc ne sont pas contraints. Les domaines orogéniques de Grenville apparaissent en rose/beige.**

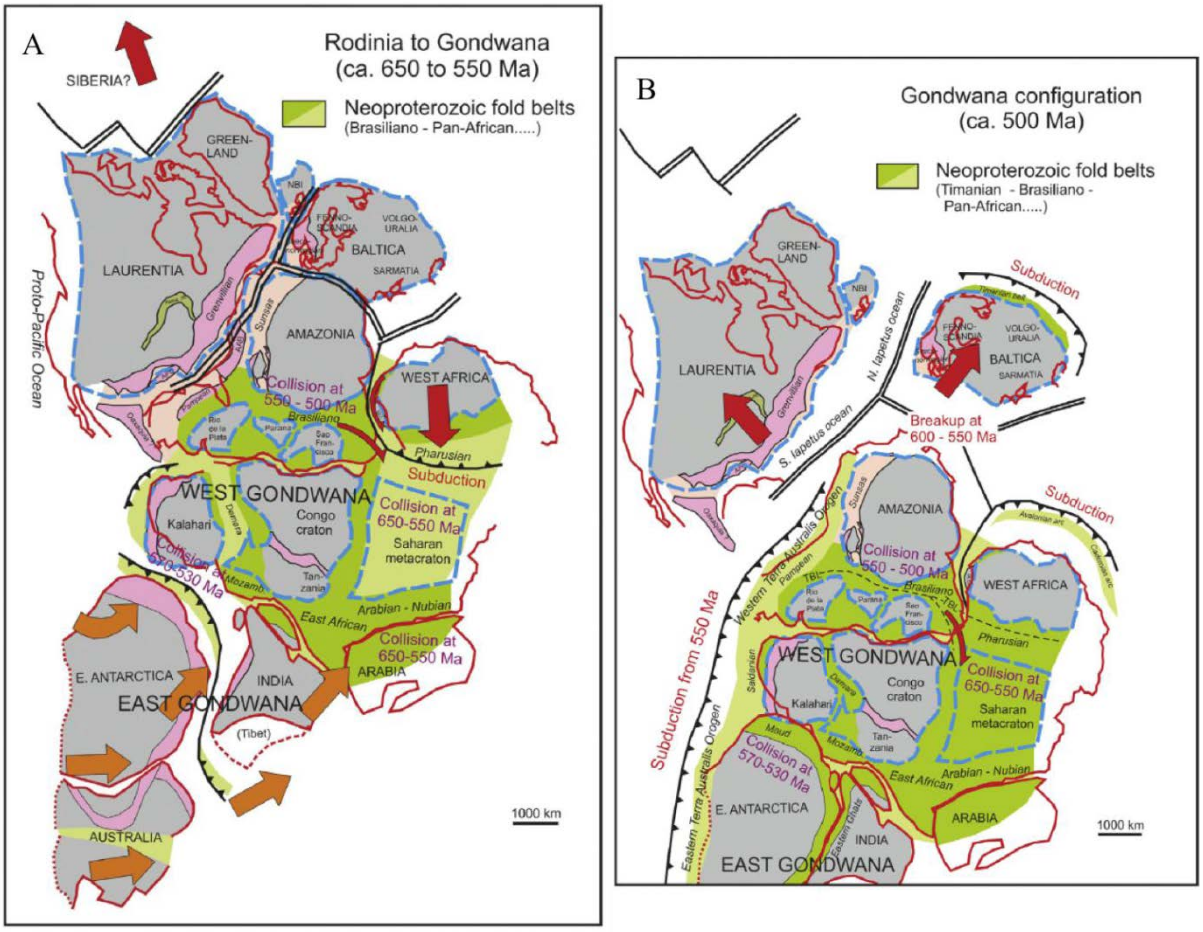



**Figure 2-25 : La dislocation de Rodinia se poursuit par l'individualisation de blocs Ouest-Gondwana et Est Gondwana entre 650 Ma et 550 Ma (A) et par leur assemblage en un supercontinent Gondwana jusqu'à 500 Ma (B). Cet assemblage est le résultat de plusieurs collisions continentales (orogène Panafricaine) dont les domaines déformés sont représentés en vert. La séparation du Laurentia et de Baltica a lieu entre 650 et 550 Ma.**

Cette zone transformante permet d'une part l'accrétion de domaines plus anciens (~1 Ga), à l'origine notamment de la formation d'Avalonia, au large de Rodinia. D'autre part, de nouveaux domaines continentaux, tels que les domaines cadomiens, se forment pendant l'Ediacarien et le Cambrien (*Chantraine, 2001 ; Nance et al., 2008 ; Cocks et Fortey, 2009 ; Torsvik et al., 2012 ; Linnemann et al., 2008, 2014 ; Fernandez-Suarez et al., 2013*). Cette phase orogénique appelée orogène Cadomienne est à l'origine de la structuration profonde de la chaîne des Pyrénées de même que pour celle des domaines armoricain et ibérique, du Massif Central français et du Massif Bohémien (Fig. 2-26).

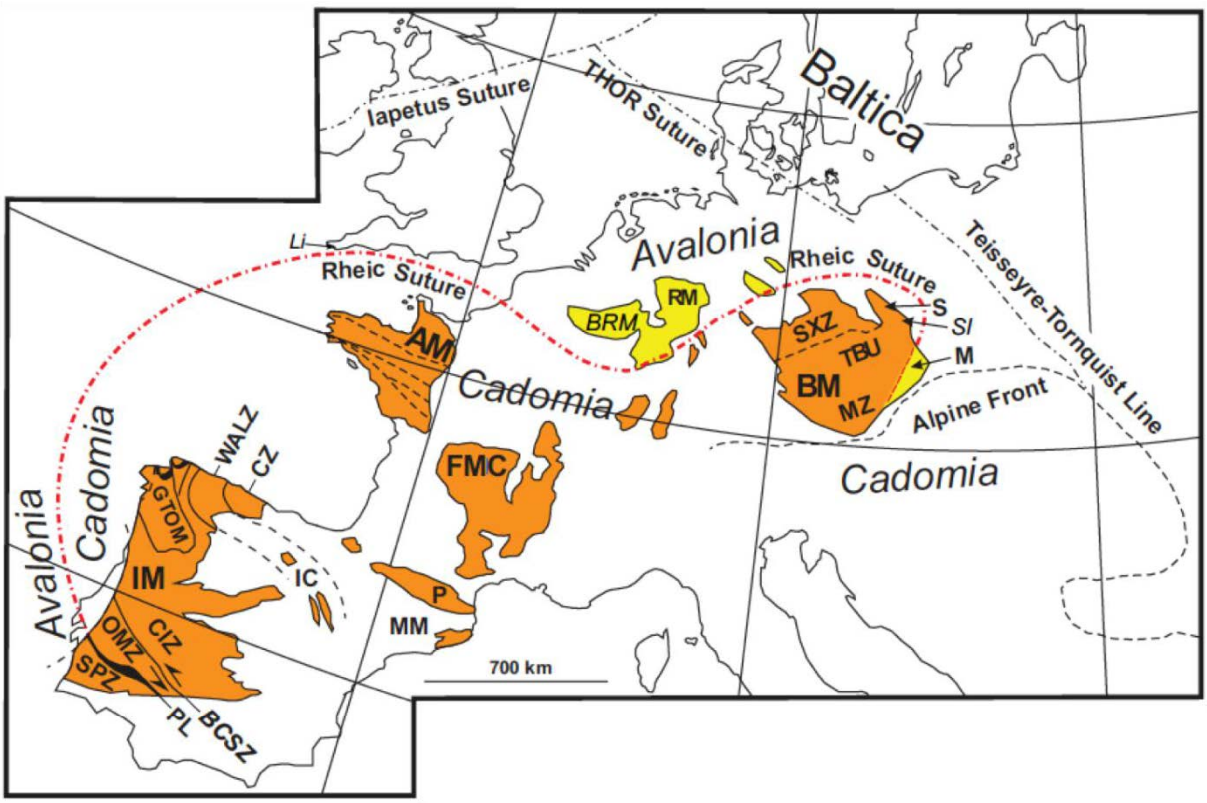



**Figure 2-26 : Détails des domaines cadomiens et avaloniens d'après *Nance et Linnemann (2008)*. Domaine ibérique: BCSZ : Badajoz-Cordoba Shear Zone ; CIZ : Central Iberian Zone ; CZ : Cantabrian Zone ; IC : Iberian Chains ; IM : Iberian Massif ; GTOM : Galicia–Trás os Montes Zone ; MM : Maures Massif ; OMZ : Ossa-Morena Zone ; P : Pyrénées ; PL : Pulo de Lobo oceanic unit ; SPZ : South Portuguese Zone ; WALZ : West Asturian Leonese Zone. Europe de l'ouest : AM : Armorican Massif ; FMC : French Massif Central ; Li : Lizard Ophiolite. Europe centrale et de l'est : BM : Bohemian Massif ; BRM : Brabant Massif ; M : Moravo-Silesian Zone ; MZ : Moldanubian Zone ; RM : Rhenish Massif ; S : Sudetes ; Sl : Sleza ophiolite ; SXZ : Saxo-Thuringian Zone ; TBU : Teplá-Barrandian Unit.**

### *b) Histoire Paléozoïque*

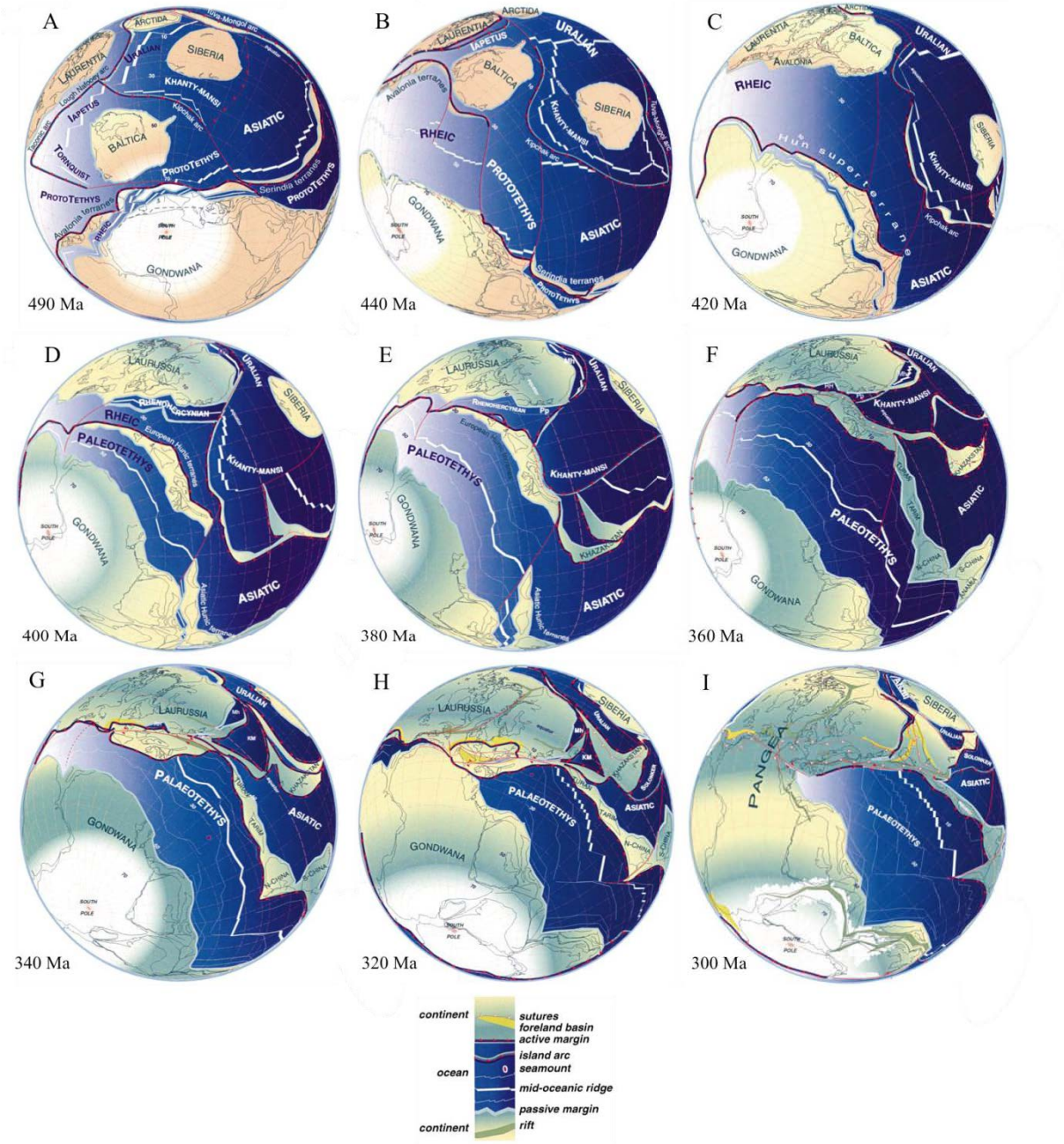



**Figure 2-27 : Reconstructions d'après *Stampfli et Borel (2002)* entre 490 Ma et 300 Ma.**

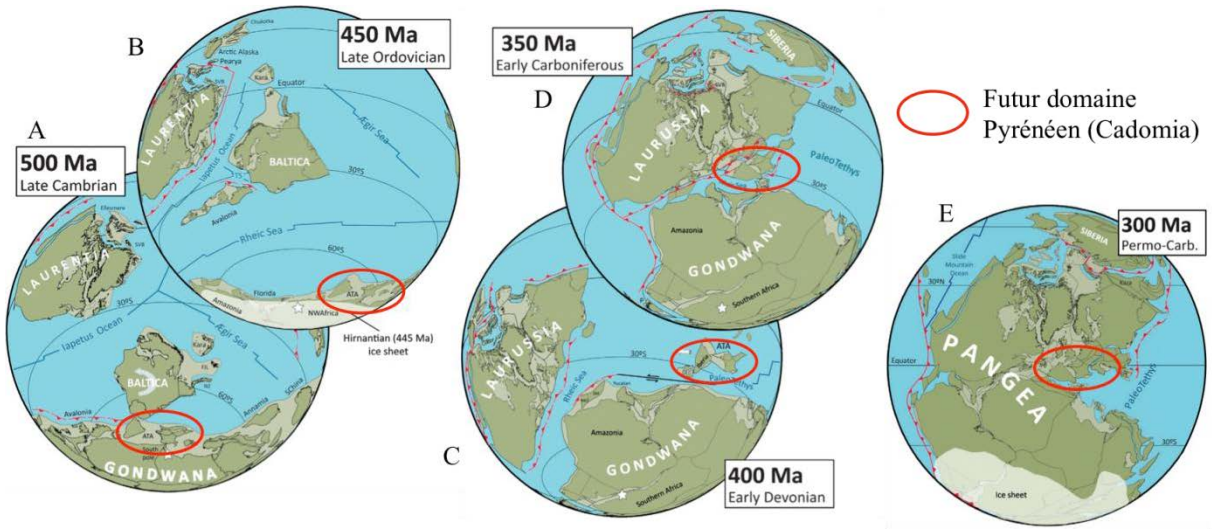



**Figure 2-28 : Reconstructions montrant la formation de la Pangée d'après *Torsvik et al. (2012)* entre 500 Ma à 300 Ma. On observe également l'évolution du domaine Cadomien jusqu'à la formation de la Pangée. Les terrains en vert (foncé et clair) correspondent aux différents cratons ou domaines continentaux. Les données permettant ces reconstructions ont été prélevées sur les domaines en vert foncé. Les zones en blanc représentent l'extension des glaciers en période glaciaire.**

L'ouverture de l'océan Iapétus se poursuit jusqu'au début de l'Ordovicien (Figs. 2-27A, 2-28A) où il atteint sa dimension maximale soit environ 5000 km. Des mouvements le long de la marge transformante gondwanienne permettent au bloc Avalonia de converger vers le bloc Laurentia, refermant ainsi l'océan Iapétus (Fig 2-28B). Ce mouvement est également associé à l'ouverture de l'océan Rhéique (et Paléo-Téthys ?) entre Avalonia et la marge active gondwanienne (*Nance et al., 2008 ; Nance et Linnemann, 2008 ; Cocks et Fortey, 2009 ; Torsvik et al., 2012* ; Figs. 2-27B, 2-28B). Ces décrochements ont pour conséquence la collision de certains domaines de la marge gondwanienne à l'Ordovicien (~470 Ma, phase Sarde du cycle Hercynien ou Varisque selon *Laumonier et al. (2004)*). La fermeture rapide des océans Tornquist (fin Ordovicien, 450-440 Ma, Fig. 2-29A) et Iapétus (orogènese calédonienne au Silurien Moyen, 430-420 Ma, Fig. 2-29B), est associée à la convergence entre Baltica/Avalonia et Laurentia (Fig. 2-29). Il en résulte la formation du supercontinent Laurussia. L'océan Rhéïque atteint alors sa dimension maximale, soit plus de 4000 km, et amorce sa fermeture dès la fin du Silurien (*Nance et Linnemann, 2008 ; Torsvik et al., 2012*).

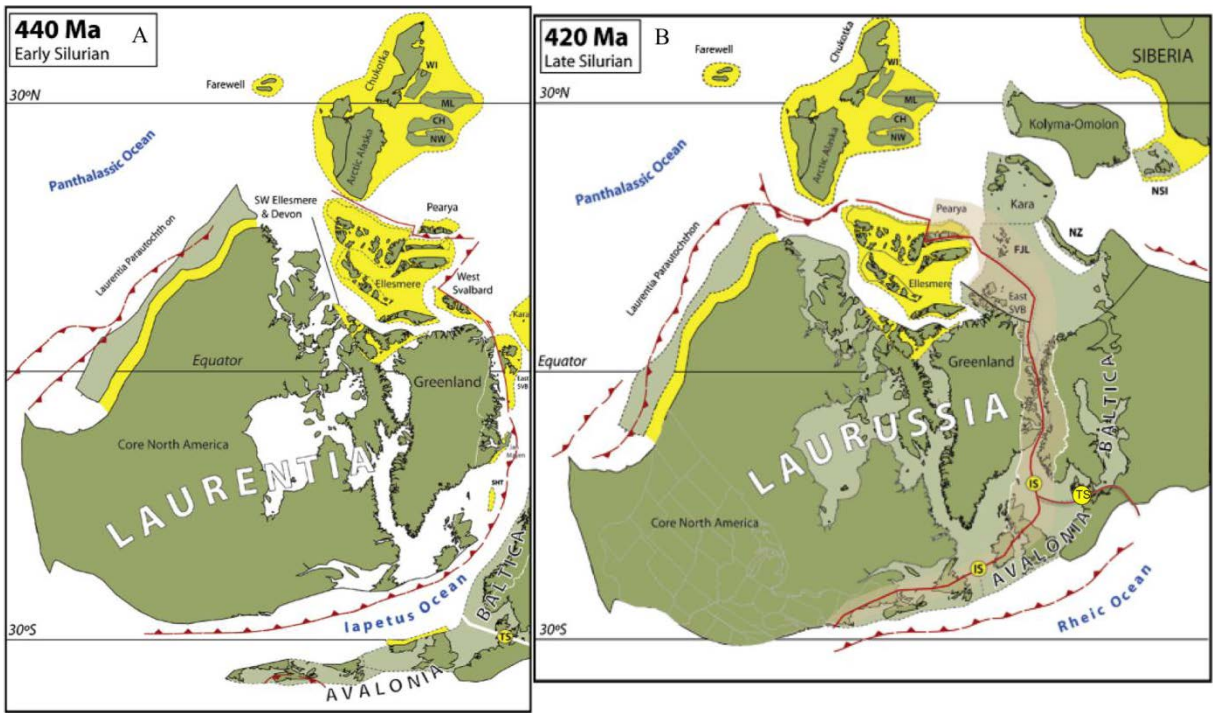



**Figure 2-29 : Formation du Laurussia entre (A) 440 Ma et (B) 420 Ma d'après *Cocks et Torsvik (2011)*. IS : suture de l'océan Iapetus, TS : suture de l'océan Tornquist. Les terrains en vert (foncé et clair) correspondent aux différents cratons ou domaines continentaux. Les données permettant ces reconstructions ont été prélevées sur les domaines en vert foncé. L'extension probable des domaines continentaux est représentée en jaune. Les terrains affectés par les déformations calédoniennes sont en marron clair.**

Du Silurien au Dévonien (~425 Ma - ~390 Ma) (Figs. 2-27C-E, 2-28B-C), l'océan Rhéïque se referme par le déplacement de domaines à affinité gondwanienne et cadomienne (Armorica, Ibérie, …) vers les blocs Laurussia et Avalonia suite à l'ouverture de l'océan Paléo-Téthys. Du Dévonien au Carbonifère (~370 Ma - ~330 Ma) (Figs. 2-27E-H, 2-28C-D), les deux domaines océaniques (Rhéïque au Nord et la branche Ouest du Paléo-Téthys au Sud) se referment en transpression. Les blocs Cadomia et Armorica entrent en collision avec le bloc Gondwana au Sud provoquant la subduction de l'océan Paléo-Téthys vers le Nord, et avec les blocs Laurussia et Avalonia au Nord conduisant à la subduction de l'océan Rhéïque vers le Sud, formant ainsi le supercontinent Pangée (*Stampfli et Borel, 2002 ; Torsvik et al., 2012 ; Carreras et Druguet, 2014* ; Figs. 2-27I, 2-28E, 2-30). Cette phase est mise en évidence par la présence d'ophiolites (Fig. 2-31A) sur chaque zone de subduction entourant le bloc Armorica (*Matte, 2001*). Cependant, il y a encore des doutes au sujet du prolongement de ces sutures océaniques (Figs. 2-31B-D).

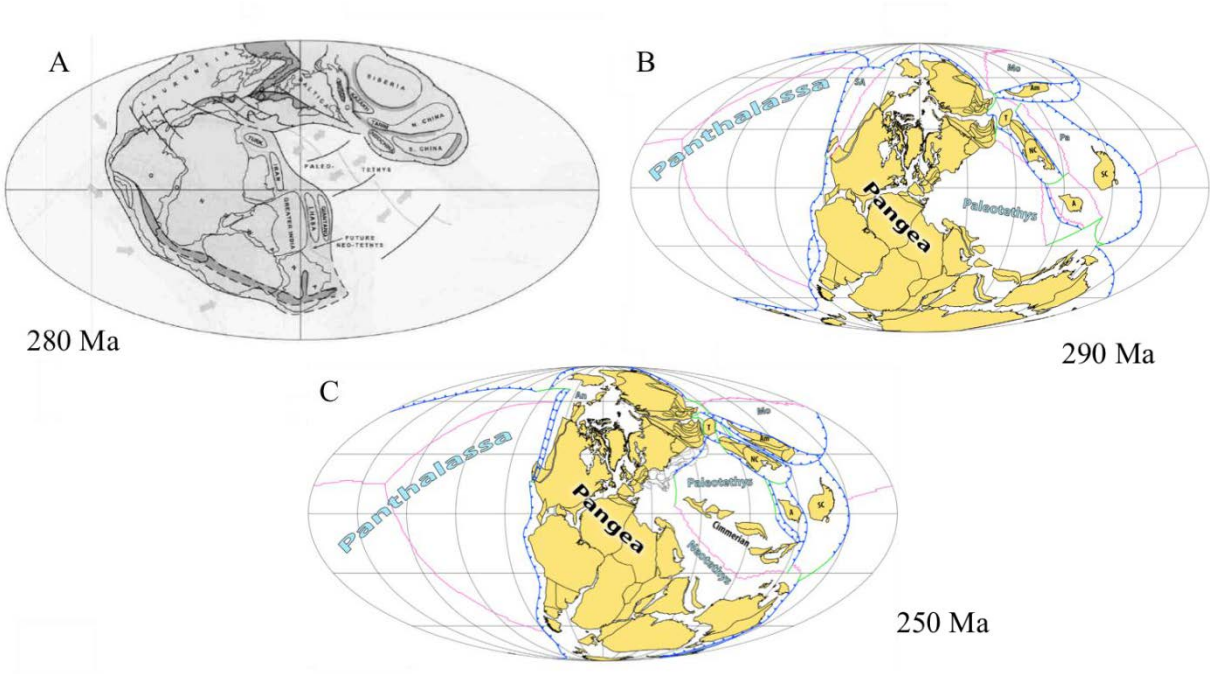



**Figure 2-30 : Différentes reconstructions de la Pangée selon *Matte (2001)* à 280 Ma (A) et selon *Domeier et Torsvik (2014)* à 290 Ma (B) et 250 Ma (C).**

La collision (cycle Hercynien s. s.) se poursuit jusqu'au Permien. Au milieu du Permien, l'océan Paléo-Téthys commence à se refermer du fait de la convergence de rubans de croûtes vers le Nord et l'ouverture de l'océan Néo-Téthys (*Stampfli et Borel, 2002 ; Torsvik et al., 2012 ; Domeier et Torsvik, 2014*). La position relative des différents cratons qui composent la Pangée et leur évolution au Mésozoïque ont cependant été longtemps débattues du fait d'incompatibilités entre les données paléomagnétiques et les observations géologiques et géophysiques notamment pour la période anté-triassique (*Bullard et al., 1965 ; Van der Voo et French, 1974 ; Irving, 1977 ; Van der Voo et al., 1984 ; Smith et Livermore, 1991 ; Domeier et al., 2012*). Ces modèles s'accordent cependant sur le fait que l'ouverture de l'océan Atlantique entre la fin du Trias et le début du Jurassique marque le début de la dislocation de la Pangée.

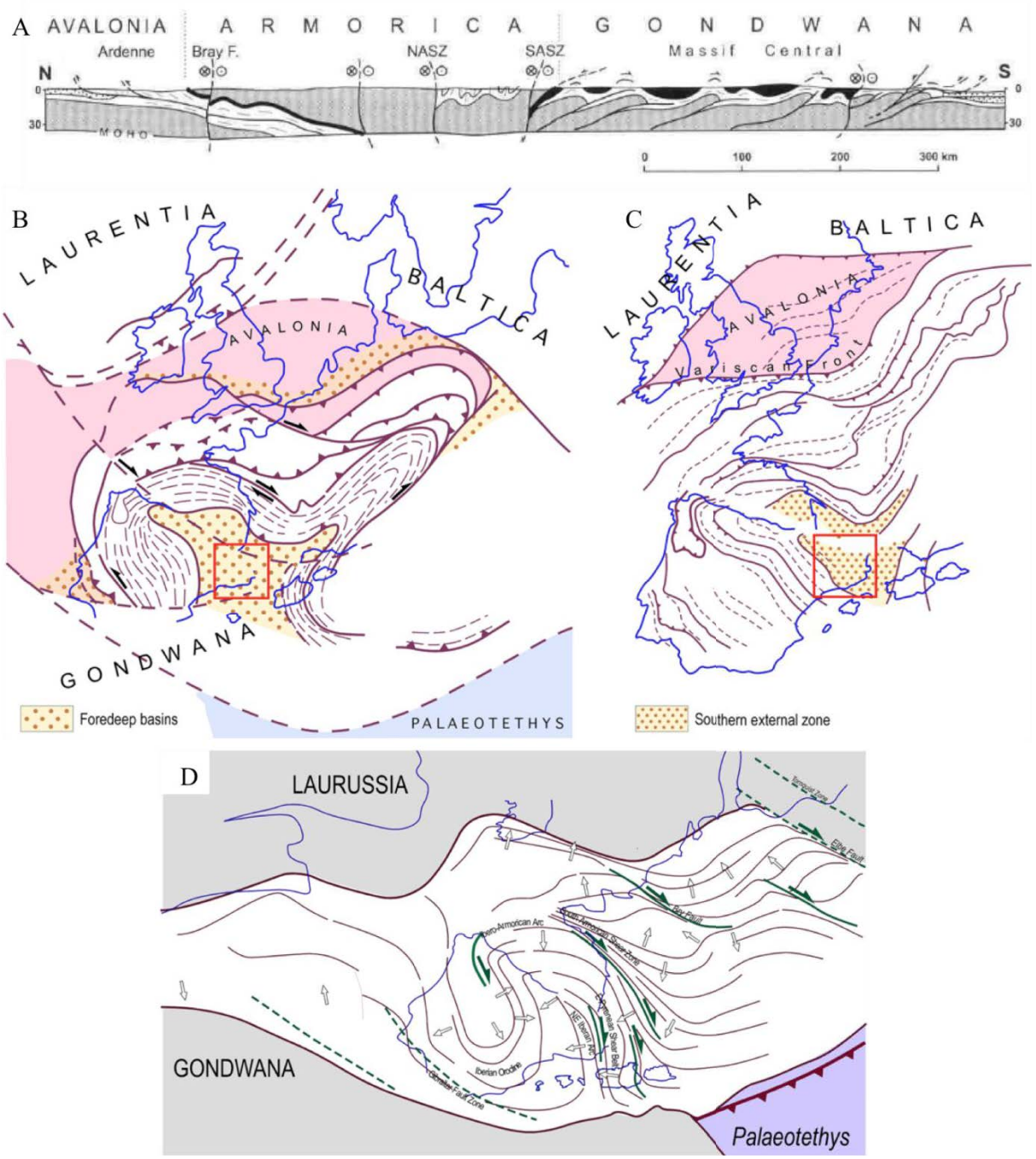



**Figure 2-31 : Différentes hypothèses concernant la prolongation des sutures océaniques dans la chaîne Varisque autour du domaine pyrénéen. A) Coupe selon *Matte (2001)*. Les sutures océaniques entre les blocs Avalonia et Armorica, et entre Armorica et Gondwana sont soulignées par la présence d'ophiolites (en noir). Le domaine Varisque est jalonné par de nombreux cisaillements décrochants dextres (la faille de Bray, les cisaillements Nord- (NASZ) et Sud-armoricain (SASZ)). B) Configurations du domaine Varisque selon *Matte (2001)*, et C) *Edel (2012)*, modifiés d'après *Carreras et Druguet (2014)*. D) Configuration du domaine Varisque selon *Carreras et Druguet (2014).***

### *c) Histoire Mésozoïque*

La partie centrale de l'océan Atlantique s'ouvre (break-up) entre la fin du Trias et le milieu du Jurassique (*Stampfli et al., 2002 ; Labails et al., 2010 ; Torsvik et al., 2012* ; Figs. 2-32A-C). Cet épisode extensif est souligné par la formation de nombreux bassins et de zones de fractures entre le Golfe du Mexique et le Maroc (*Le Pichon et Fox, 1971 ; Olsen, 1997*) ainsi que par la mise en place d'une province magmatique à basaltes tholéïtiques très étendue (Central Atlantic Magmatic Province, CAMP) dont le pic d'activité est daté à 200 ± 4 Ma (*Olsen, 1997 ; Marzoli et al., 1999*). L'ouverture de la branche Sud de l'Atlantique (*Torsvik et al., 2009 ; Le Pichon et Hayes, 1971*) entre l'Afrique et l'Amérique du Sud débute au Crétacé Inférieur (145-130 Ma). La rotation anti-horaire de l'Afrique par rapport à l'Europe entraine la subduction de l'océan Néo-Téthys (131-84 Ma) sous le domaine alpin (*Handy et al., 2010*). Cette propagation vers le Nord provoque notamment l'ouverture du Golfe de Gascogne à la fin du Crétacé Inférieur et est responsable des mouvements qu'enregistrent l'Ibérie par rapport à l'Europe (Figs. 2-32D-E). L'ouverture de la branche Nord entre l'Amérique du Nord/Groenland et l'Europe (*Ziegler, 1982 ; Olivet, 1984, 1996 ; Mosar et al., 2002 ; Torsvik et al., 2012*) se produit à partir de la fin du début de l'Eocène (~55 Ma) (Figs. 2-32E).

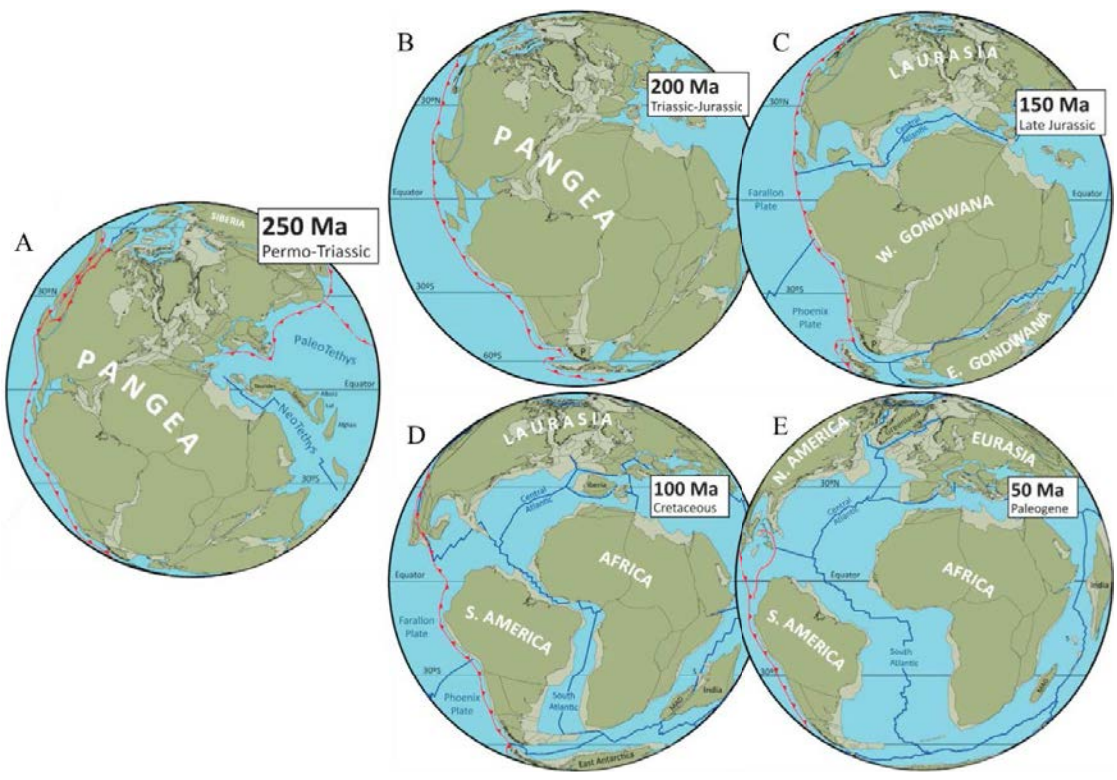



**Figure 2-32 : Reconstructions de la dislocation de la Pangée à 250 Ma, jusqu'à 50 Ma d'après *Torsvik et al. (2012).***

## IV) Histoire cinématique de l'Ibérie à partir du Mésozoïque et formation des Pyrénées

La position de la plaque ibérique par rapport à l'Europe et son mouvement au cours du Jurassique et du Crétacé Inférieur sont encore largement débattus d'où l'existence de nombreux modèles de reconstructions cinématiques (*Choukroune et al., 1973 ; Srivastava et al., 1990 ; Choukroune, 1992 ; Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004 ; Jammes et al., 2009 ; Handy et al., 2010*). Cela s'explique principalement par des problèmes méthodologiques.

C'est le cas, par exemple, des reconstructions fondées sur l'observation/interprétation des linéations magnétiques qui se forment sur le fond océanique. Tout d'abord, il existe une période de calme magnétique allant de l'anomalie M0 (118 Ma) à l'anomalie A34 (84 Ma) pendant laquelle aucune inversion magnétique n'est enregistrée sur le fond océanique au large de l'Ibérie et dans le Golfe de Gascogne (Cretaceous Normal Superchron, Fig. 2-33). Le mouvement de l'Ibérie ne peut donc pas être caractérisé pour cette période. De plus, certaines anomalies sont mal définies et sont à l'origine de différences d'interprétations, sur la nature de l'anomalie M0 par exemple (*Srivastava et al., 1990 ; Olivet, 1996 ; Srivastava et al., 2000 ; Sibuet et al., 2004, 2007*). Une approche alternative consiste à utiliser le paléomagnétisme rémanent des roches pour identifier la position des différents blocs tectoniques par rapport aux pôles magnétiques (*Van der Voo, 1969 : Platzman et Lowrie, 1992 ; Moreau et al., 1997 ; Gong et al., 2008, 2009a*) mais là encore, cette méthode connaît un biais du fait de la faible intensité des résidus magnétiques et de la remagnétisation possible de certains échantillons (*Moreau et al., 1992 ; Dinarès-Turell et García-Senz, 2000 ; Gong et al., 2009b*). La rotation de l'Ibérie est donc mal contrainte et les modèles cinématiques diffèrent notamment sur le fait que cette rotation ait eu lieu en une seule fois (*Gong et al., 2008, 2009a*), ou bien en deux phases successives (*Galdeano et al., 1989*). Malgré ces désaccords, ces modèles s'entendent sur une rotation antihoraire totale de l'Ibérie de l'ordre de ~35° (Fig. 2-34).

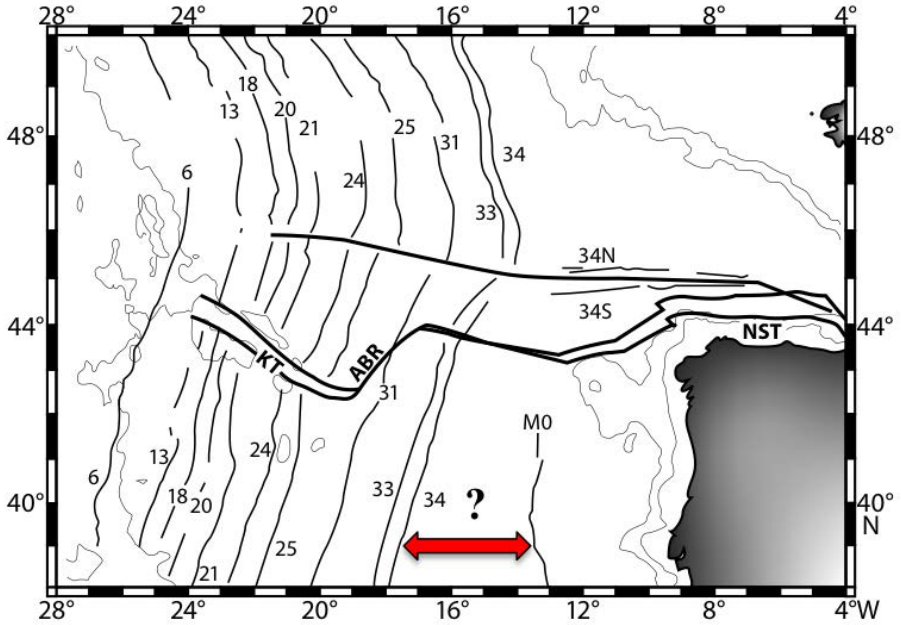



**Figure 2-33 : Les anomalies magnétiques sont identifiées sur le plancher océanique au large de l'Ibérie (modifié d'après *Roest et Srivastava, 1991*). On remarque une période de calme magnétique (Cretaceous Normal Superchron) où aucune inversion magnétique n'est marquée entre les anomalies M0 (~118 Ma) et A34 (~84 Ma). KT : King's Trough ; ABR : Azores-Biscay Rise ; NST : North Spanish Trough.**

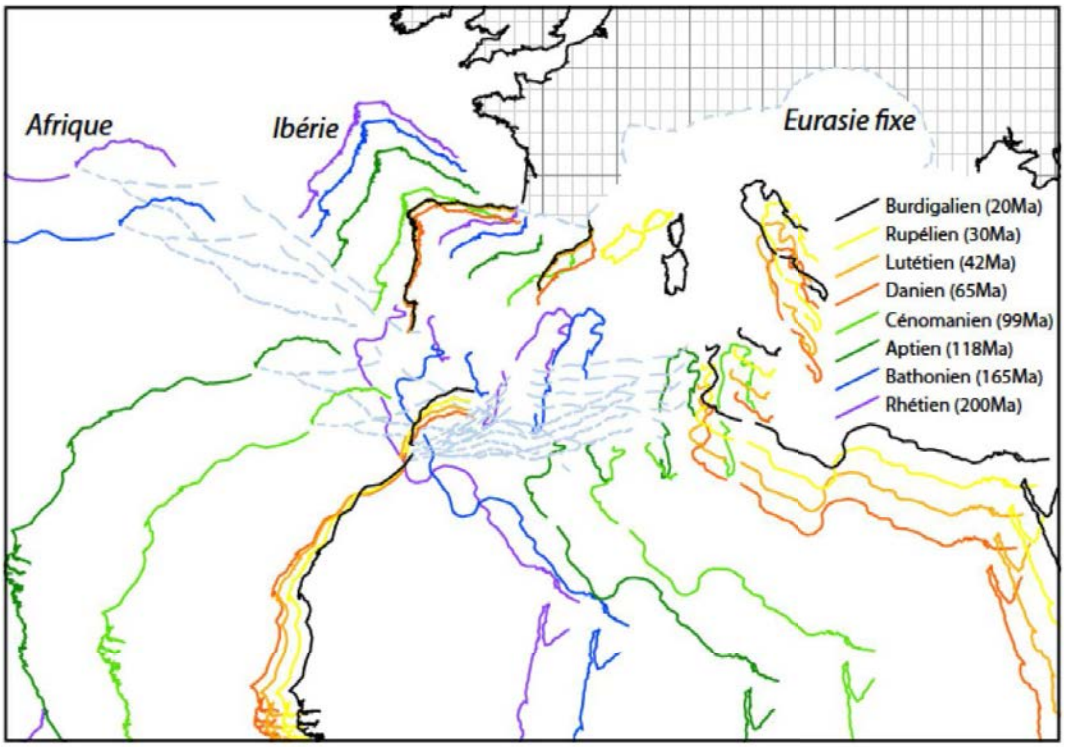



**Figure 2-34 : Reconstitution du mouvement de l'Ibérie et de l'Afrique par rapport à l'Eurasie fixe en utilisant les pôles de rotation donnés par *Olivet (1996)* du Trias supérieur au Miocène.**

Parmi tous les modèles de reconstructions cinématiques, on peut en identifier trois principaux qui diffèrent notamment sur la position du ou des centres de rotations, sur les quantités d'extension et de raccourcissement, et sur la chronologie de ces différents événements.

Le premier modèle (Fig. 2-35A) se base principalement sur les observations géologiques et interprète les bassins Nord-pyrénéens comme des bassins « pull-apart » accommodant une extension en décrochement sénestre le long de la faille Nord-pyrénéenne (FNP) de l'Albien au Cénomanien (*Le Pichon et al., 1970 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996*). Ce modèle n'est cependant pas cohérent avec les données magnétiques car il est fondé sur une corrélation partielle de l'anomalie M0, impliquant un angle de rotation de l'Ibérie inférieur à 35°.

Le second modèle (Fig. 2-35B) suppose une corrélation parfaite avec les données paléomagnétiques offshore et notamment pour l'anomalie M0 (118 Ma) (*Srivastava et al, 2000 ; Sibuet et al., 2004, 2007 ; Vissers et Meijer, 2012a, b*). Il propose une ouverture du Golfe de Gascogne en ciseau, respectant une rotation du bloc Ibérie de ~35°. Ce modèle considère un épisode de convergence durant l'Albien associé à la subduction vers le Nord de la Néo-Téthys sous le domaine pyrénéen. Dans ce contexte, les bassins Nord-pyrénéens sont des bassins de type arrière-arc dont l'ouverture est liée au détachement d'une partie du slab provoquant également un pulse thermique responsable du métamorphisme, et du magmatisme qui a affecté la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP).

Un troisième modèle intermédiaire (Fig. 2-35C) se fonde sur des observations géologiques et sur une meilleure prise en compte des processus d'extension (*Jammes et al., 2009, 2010c*). Dans ce modèle, l'extension est polyphasée et commence à la fin du Jurassique par un jeu décrochant sénestre, suivi à partir de l'Albien par une ouverture du Golfe de Gascogne en ciseau permettant la rotation du bloc Ibérie par rapport à l'Europe et l'exhumation du manteau en réponse au break-up de la croûte. La présence à l'affleurement de roches du manteau lithosphérique ainsi que l'occurrence d'un pulse thermique dans le domaine pyrénéen s'expliqueraient donc par l'amincissement extrême du domaine continental Nord-ibérique à l'Albien, comme illustré sur la figure 2-36 (*Tugend et al., 2014*).

Les différences entre ces reconstructions cinématiques et notamment la position des pôles de rotation, les quantités de raccourcissement, sont détaillées en Annexe 1.

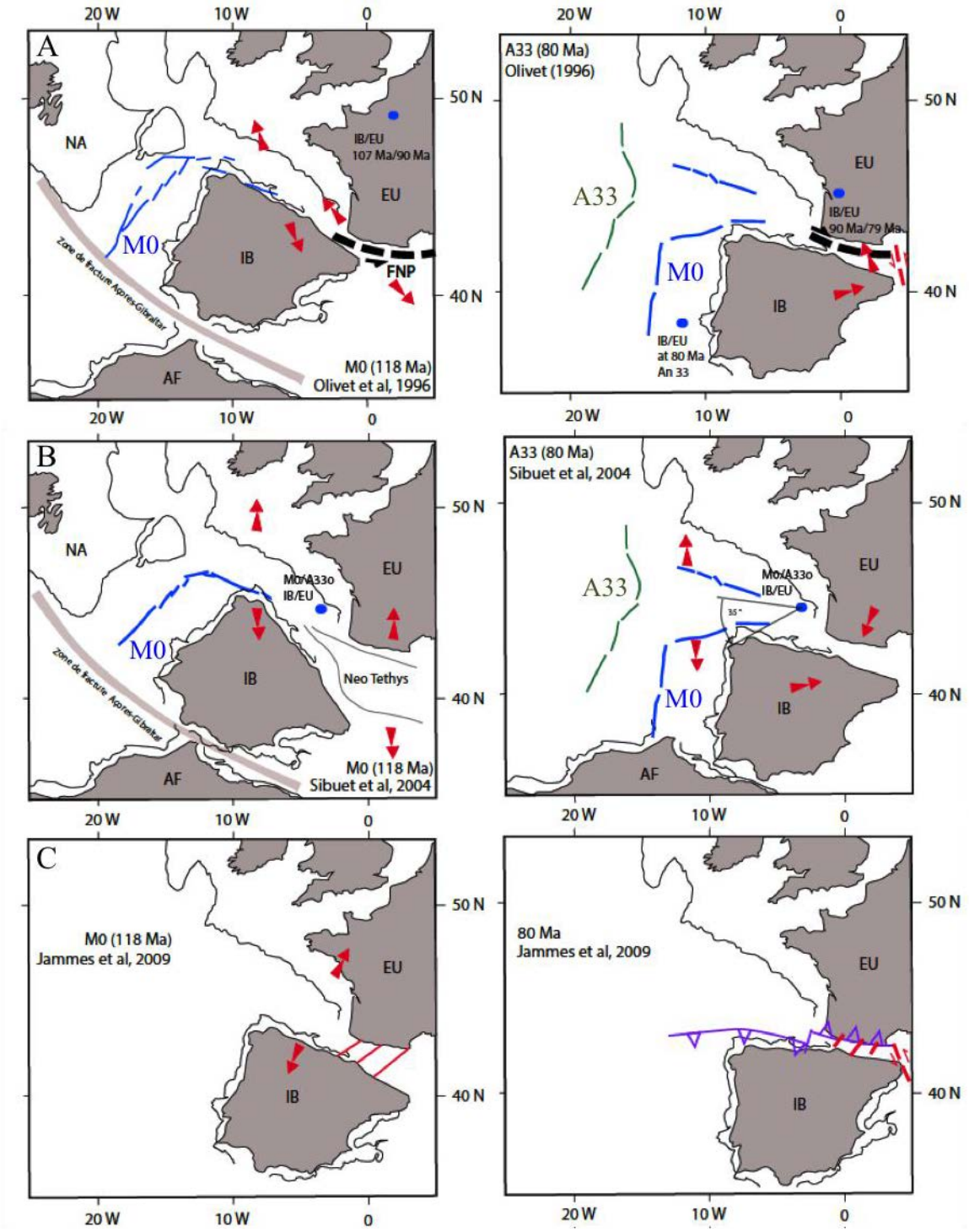



**Figure 2-35 : Différentes hypothèses de reconstruction du mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe fixe entre 118 Ma (anomalie M0) et 80 Ma (anomalie A33) modifié d'après (A) *Olivet (1996)*, (B) *Sibuet et al. (2004)* et (C) *Jammes et al. (2009)*, et repris dans *Mouthereau et al. (2014)*.**

La convergence Ibérie - Europe, en accord avec l'arrêt de l'accrétion océanique dans le Golfe de Gascogne et les premières contraintes compressives observées dans les Pyrénées, commence il y a ~84 Ma (*Puigdefabrégas et Souquet, 1986 ; de Jong, 1990*), ce qui coïncide

avec l'apparition de l'anomalie magnétique A34. La convergence maximale totale accommodée dépend cependant du modèle considéré, et varie entre 100 km (*Olivet et al., 1984 ; Olivet, 1996*) et 400 km (*Sibuet et al., 2004, Vissers et Meijer, 2012a, b*). De plus, les reconstructions montrent une augmentation de la convergence vers l'Est de la chaîne (*Rosenbaum et al., 2002*, Fig. 2-37).

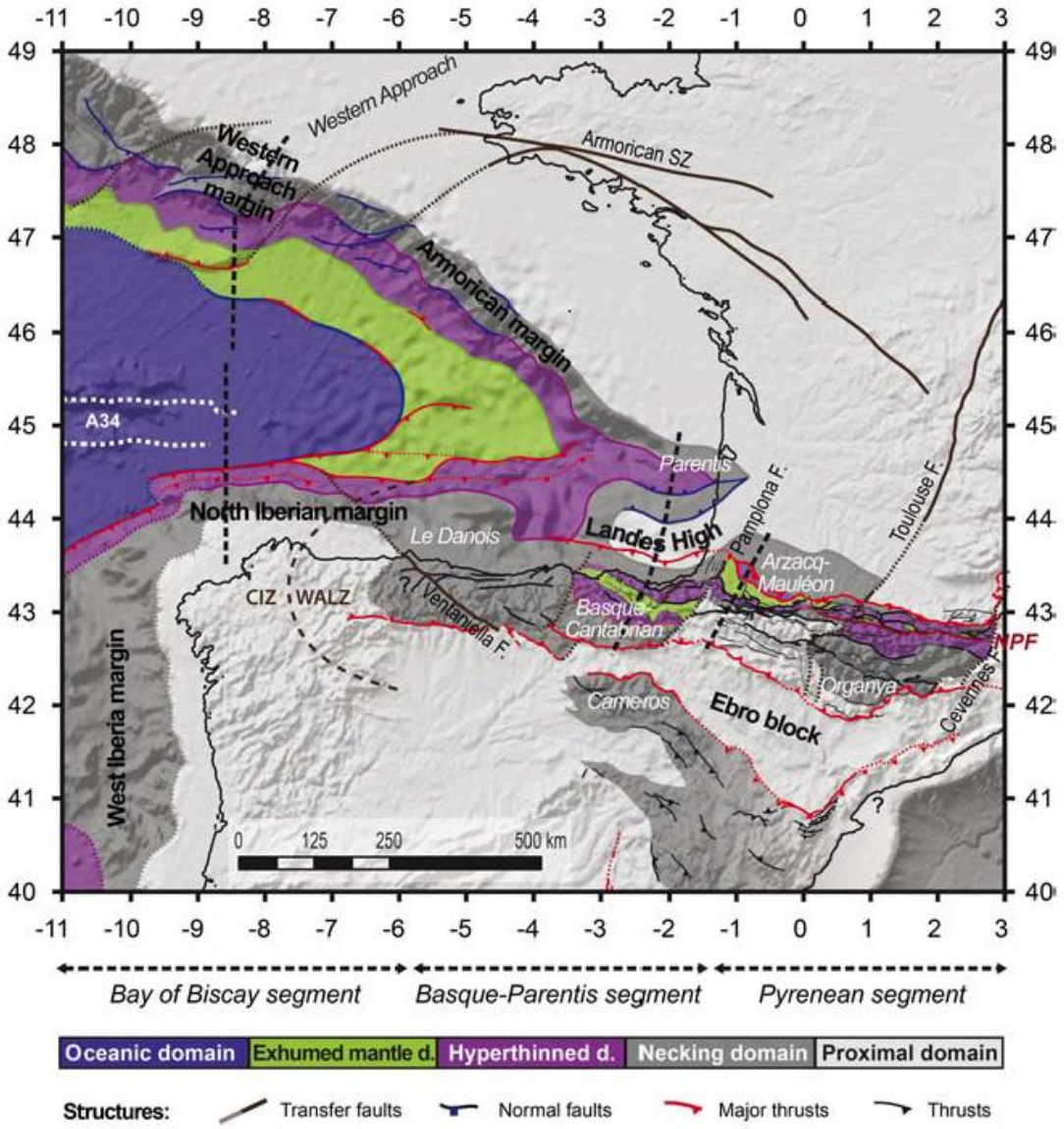



**Figure 2-36 : Reconstruction des domaines amincis au Nord de l'Ibérie à l'Albien, d'après *Tugend et al., 2014*. L'extension enregistrée dans le Golfe de Gascogne jusqu'au bassin de Parentis se propage dans le domaine Pyrénéen. Le domaine proximal correspond au domaine crustal le moins déformé. Le domaine distal, le plus étiré est divisé en un domaine crustal hyper-étiré et un domaine où le manteau est exhumé. On passe rapidement du domaine proximal au domaine distal par une zone d'étranglement, « necking zone ». CIZ : Central Iberian Zone ; WALZ : West-Asturian-Leonese Zone.**

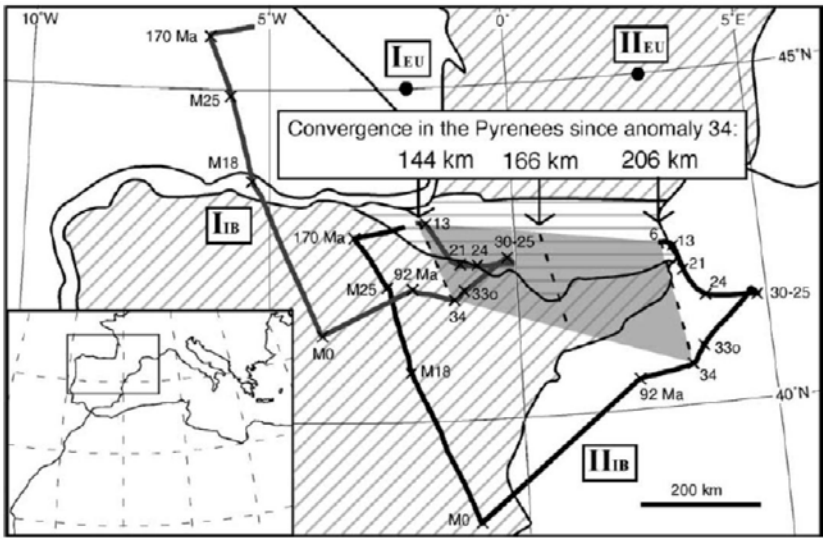



**Figure 2-37 : Variation de la quantité de convergence entre l'Est et l'Ouest de la chaîne depuis l'anomalie 34 (~84 Ma) d'après *Rosenbaum et al. (2002)*.**

On fait souvent l'hypothèse dans les chaînes de collisions, que la totalité de la convergence est accommodée en raccourcissement dans la chaîne et peut donc être estimée à partir de coupes reconstruites. Dans le cas des Pyrénées, ces reconstructions montrent également un accroissement d'Ouest en Est (*Séguret et Daignières, 1986 ; Roure et al., 1989 ; Muñoz, 1992 ; Vergès et al., 1995 ; Teixell, 1998 ; Beaumont et al., 2000 ; Mouthereau et al., 2014* ; Fig. 2-38).

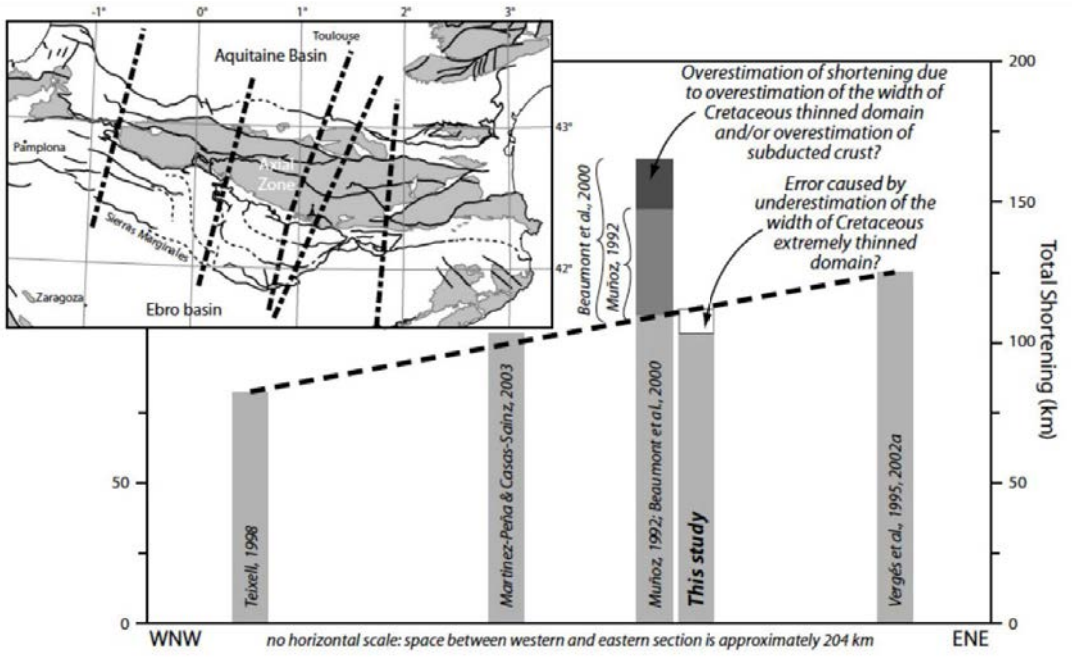



**Figure 2-38 : Quantités de raccourcissement calculées sur différents transects pyrénéens montrant une tendance croissante de l'Ouest vers l'Est (*Filleaudeau, 2011*).**

Cependant, plusieurs points importants mettent en doute cette équivalence convergence/raccourcissement. Tout d'abord, la quantité de raccourcissement estimée dans les Pyrénées par exemple, dépend fortement de la géométrie initiale de la marge considérée avant raccourcissement (*Beaumont et al., 2000 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Vissers et Meijer, 2012a*) c'est-à-dire de la nature de la zone de suture (marge continentale hyper-amincie, croûte océanique, faille transformante) et surtout de sa dimension (Fig. 2-39). Elle est d'ailleurs impossible à déterminer uniquement à partir des coupes reconstruites. De plus, la quantité de raccourcissement dépend aussi du style de déformation (thin ou thick-skin) et de la localisation (subduction)/distribution (accrétion crustale) de la déformation interplaque. Enfin, considérer que la totalité de la convergence entre l'Ibérie et l'Europe est accommodée dans la chaîne des Pyrénées revient à négliger totalement les déformations intraplaques. Par exemple, la chaîne Ibérique enregistre un raccourcissement de 38 km à 66 km pendant la convergence Ibérie-Europe (*Guiméra et al., 2004*).

Ainsi, pour un même transect, par exemple pour le profil ECORS, le taux de raccourcissement calculé peut varier fortement d'une étude à l'autre (Fig. 2-39).

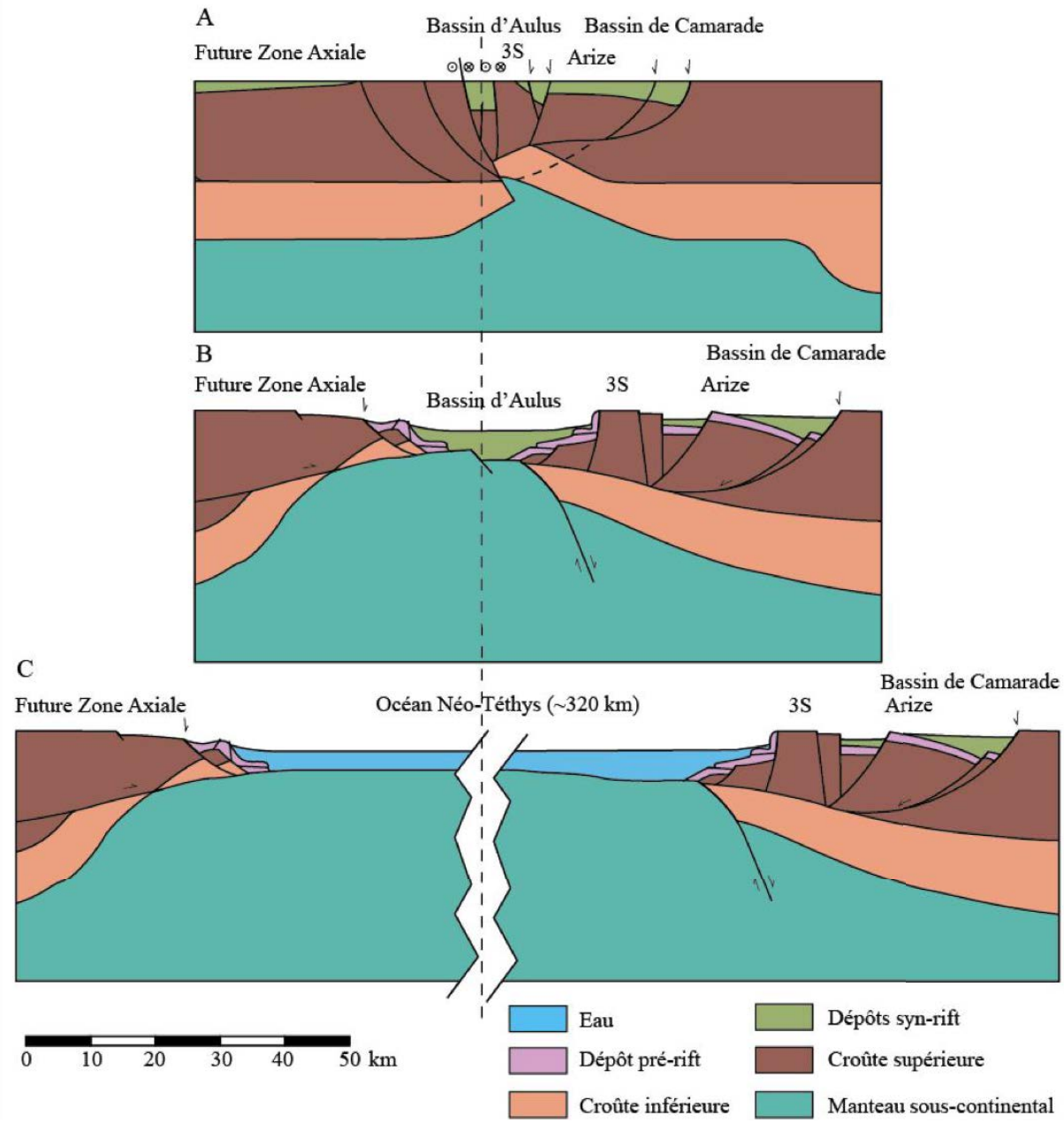



**Figure 2-39 : Différentes reconstructions pré-convergence de la coupe ECORS (Crétacé Inférieur), modifiées d'après (A) *Beaumont et al. (2000)*, (B) *Lagabrielle et al. (2010)* et (C) *Vissers et Meijer (2012a)*.**

*Beaumont et al. (2000)* proposent que la totalité de la convergence (165 km) soit accommodée en raccourcissement dans la chaîne (Fig. 2-39A) par des chevauchements à vergence Sud dans la zone Sud-pyrénéenne (Sierra Marginales, Montsec et Boixols) et à vergence Nord dans la zone Nord-pyrénéenne (Chevauchement frontal Nord Pyrénéen, CFNP). La zone de suture enregistre un mouvement décrochant sénestre accommodé par la FNP.

Cette quantité de raccourcissement sur ECORS semble néanmoins largement supérieure aux quantités de raccourcissement calculées à l'Ouest et à l'Est (*Vergès et al., 1995 ; Teixell, 1998* ; Fig. 2-38). Elle dépend fortement de l'utilisation du puit Isona-1 au Sud des Pyrénées dans lequel le Trias chevauche l'Eocène. Cependant, ce puit est positionné latéralement au profil ECORS à l'aplomb d'une rampe oblique. Etant oblique au raccourcissement Nord-Sud celui-ci exagère la quantité de raccourcissement déduite au travers de la chaîne. De plus, leur modèle ne prend pas en compte, ni le raccourcissement intra-plaque au niveau de la chaîne Ibérique (*Guimerà et al., 2004*), ni le raccourcissement accommodé par la partie distale de la marge.

*Lagabrielle et al. (2010)* considèrent la zone de suture comme étant une marge continentale hyper-amincie où le manteau est exhumé sous le bassin d'Aulus le long de grands détachements plats qui accommodent l'extension du domaine Nord-pyrénéen (Fig. 2-39B). La dimension de ce domaine hyper-amincie n'est cependant pas contrainte.

Les modèles de *Sibuet et al. (2004, 2007)*, de *Srivastava et al. (2000)* et de *Vissers et Meijer (2012a, b)* considèrent un domaine océanique de ~300km qui sera subducté pendant la convergence entre l'Ibérie et l'Europe (Fig. 2-39C). Néanmoins, en l'absence de marqueurs géologiques attestant d'une subduction majeure (prisme d'accrétion et magmatisme d'arc associé) à l'Albien et d'arguments géophysiques d'un slab océanique en profondeur (Souriau *et al., 2008 ; Chevrot et al., 2014*), ces reconstructions semblent peu étayées.

*Mouthereau et al. (2014)* ont estimé que parmi les ~180 km de convergence accommodée dans les Pyrénées, seuls 90 km correspondent au raccourcissement accommodé dans la marge proximale pyrénéenne depuis 70-75 Ma et qui peut être estimée par les coupes équilibrées (Fig. 2-40). Le reste de la convergence est accommodé à l'intérieur de l'Ibérie (40 km) et par sous charriage au niveau de la marge distale (50 km) qui correspond aujourd'hui à l'équivalent des bassins hyper-amincis de la Zone Nord-Pyrénéenne.

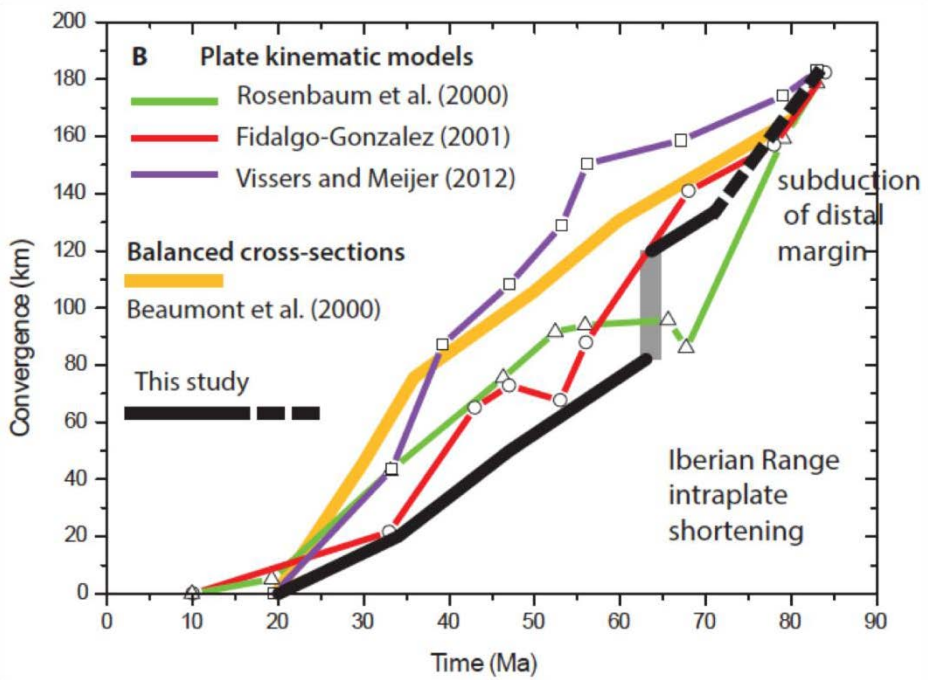



**Figure 2-40 : Compilation des taux de raccourcissement cumulés dans les Pyrénées selon plusieurs modèles cinématiques (*Mouthereau et al., 2014*).**

La convergence Ibérie-Europe s'arrête au début du Miocène (anomalie 6c, *Roest et Srivastava, 1991*), comme l'atteste les dernières déformations enregistrées dans la chaîne (*Vergès et al., 2002 ; Jolivet et al., 2007 ; Huyghe et al., 2009*).

## V) La Faille Nord-Pyrénéenne

La faille Nord-Pyrénenne, considérée comme la limite entre les plaques Ibérie et Europe a été décrite et interprétée de nombreuses manières. Son âge, son tracé, ainsi que son rôle lors de l'extension crétacé sont toujours discutés.

### 1) Un accident tectonique hérité ?

La FNP a eu un rôle majeur pendant l'extension au Crétacé Inférieur accommodant l'ouverture du Golfe de Gascogne et l'ouverture de nombreux bassins à flyschs fortement subsidents. Son rôle pendant la collision au Cénozoïque reste cependant limité comme le montre les images de tomographie sismique qui mettent en évidence une segmentation importante de la chaîne contrôlée principalement par des accidents transverses hérités du Varisque comme les failles de Toulouse et de Pamplone (*Chevrot et al., 2014*). Cependant, plusieurs études montrent que la FNP possède un héritage hercynien.

D'après les reconstructions structurales du domaine Varisque en Europe, les mouvements décrochants dextres liés au coulissage de l'Ibérie par rapport à l'Europe pendant l'orogène hercynienne, sont accommodés par un accident longeant la marge Nord-ibérique et le Sud du domaine aquitain (*Arthaud et Matte, 1975 ; Matte, 2001* ; Fig. 2-41). De plus, certaines déformations hercyniennes dans les Pyrénées sont clairement en relation avec la FNP (*Carreras et Druguet, 2014* ; Fig. 2-19). Enfin, des études montrent que des mesures d'anisotropie sismique mesurées dans le manteau lithosphérique (*Vauchez et Barruol, 1996 ; Barruol et al., 1998*) sont liées à une tectonique hercynienne contrôlée par la FNP et par des accidents parallèles qui structurent le prisme orogénique pyrénéen.

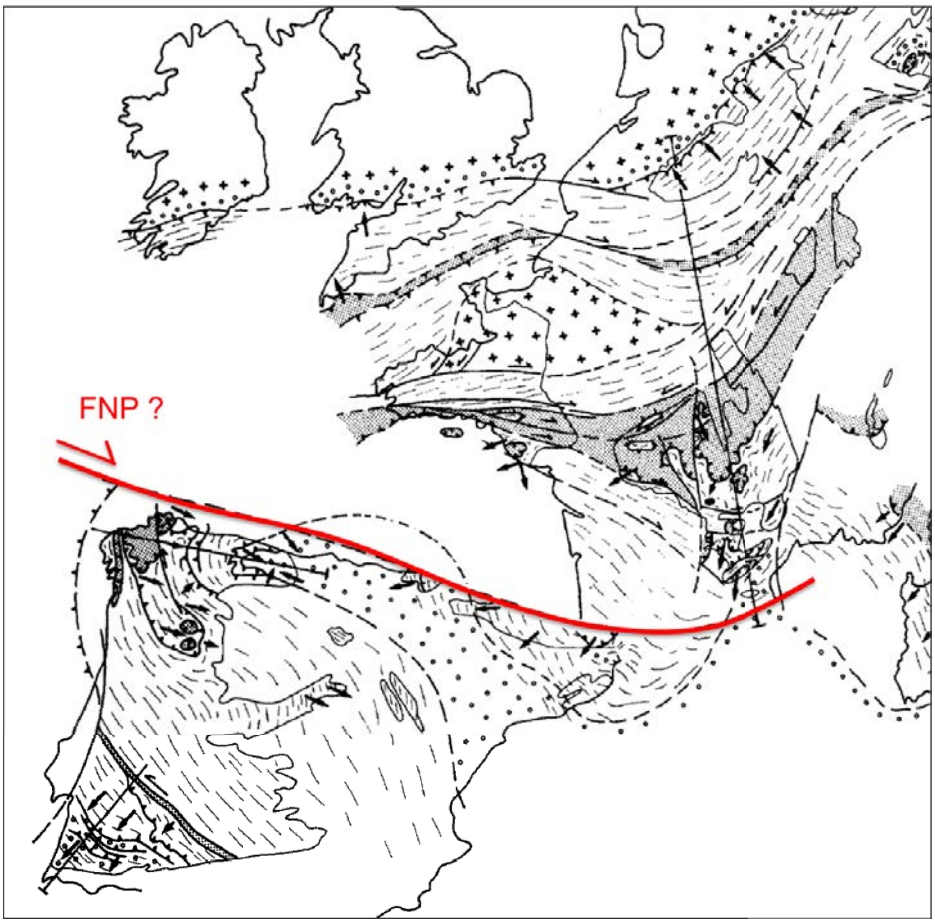



**Figure 2-41 : Schéma structural du domaine Varisque modifié d'après *Matte (1986)*. La FNP apparaît comme un accident hercynien associé à un coulissage dextre de l'Ibérie par rapport à l'Europe.**

### 2) Tracé de la FNP

Le tracé de la Faille Nord-Pyrénéenne est relativement défini à l'Est de la chaîne entre la Zone Axiale et la Zone Nord Pyrénéenne en étant soulignée par la Zone Interne

Métamorphique (ZIM) (Fig. 2-42). Il s'agit d'une bande relativement étroite (1 à 5 km) de sédiments Mésozoïques fortement déformés et affectés par du métamorphisme HT-BP. Cependant, à l'Ouest de la chaîne sous le bassin de Mauléon et au delà des Massifs Basques, ce contact est mal défini (Fig. 2-43).

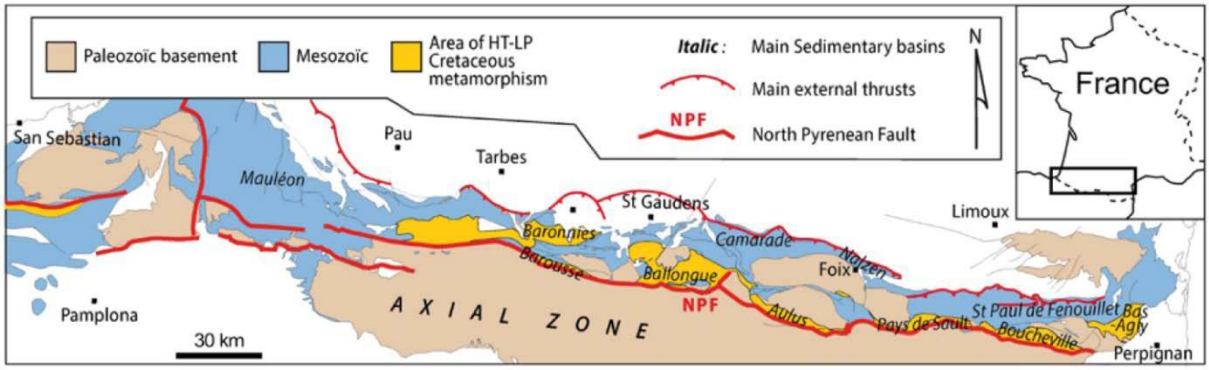



**Figure 2-42 : Carte simplifiée de la ZNP d'après *Clerc et Lagabrielle (2014)*. Les terrains Mésozoïques (en bleu) et la zone interne métamorphique (en jaune) sont séparés de la Zone Axiale et des Massifs Basques (en beige) par la faille Nord-Pyrénéenne et ses prolongements potentiels (en rouge).**

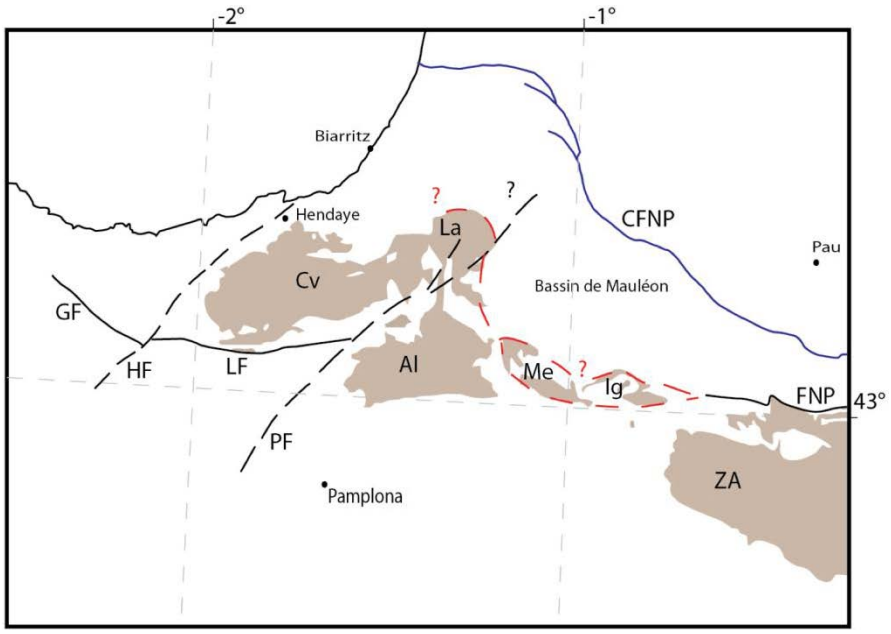



**Figure 2-43 : Carte géologique simplifiée de l'Ouest des Pyrénées avec les principaux accidents et les principaux massifs paléozoïques (en brun). De nombreuses interrogations se posent quant au prolongement de la FNP ainsi que celui d'autres accidents comme la faille de Pamplone. ZA : Zone Axiale, FNP : Faille Nord-Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, PF : Faille de Pamplone, LF : Faille de Leiza, HF : Faille d'Hendaye, GF : Faille de Gernika, Al : Aldudes, Cv : Cinco Villas, La : Labourd, Me : Mendibelza, Ig : Igountze.**

On considère classiquement la faille de Leiza, localisée au Sud du massif de Cinco Villas, comme le prolongement vers l'Ouest de la faille Nord-Pyrénéenne (*Rat, 1988 ; Mathey et al., 1999 ; Peybernès et al., 2003 ; Larrasoana et al., 2003b*). Cette hypothèse est fondée sur le fait que cette faille limite le front Nord de la Zone des Marbres, une écaille Mésozoïque affectée par du métamorphisme HT-BP contemporain de celui observé dans la ZIM, dans la ZNP (*Daignères et al., 1982 ; Montigny et al., 1986*). Dans cette interprétation, les massifs Basques font partie de la ZNP et appartiennent par conséquence à la plaque européenne. Cependant, la faille de Leiza semble se prolonger entre Cinco Villas et Aldudes, vers la faille de Pamplone. Le massif d'Aldudes appartiendrait donc à la plaque ibérique et à la Zone Axiale (*Peybernès et al., 2003* ; Fig. 2-44).

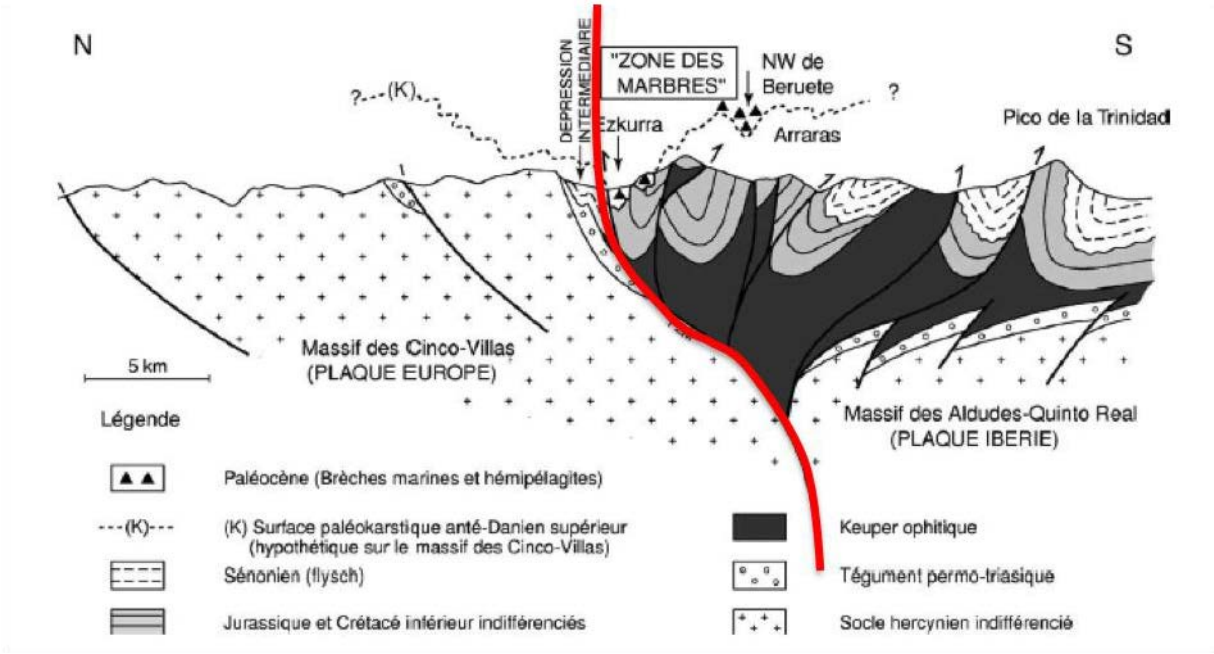



**Figure 2-44 : Coupe Nord-Sud de la « Zone des marbres », transect Beruete-Ezkurra, modifié d'après *Peybernès et al. (2003)*. En rouge, la faille de Leiza qui sépare le massif de Cinco Villas du massif des Aldudes.**

*Jammes et al. (2009)* prolongent un détachement plat à vergence Sud, au Nord des massifs d'Igountze, de Mendibelza et du Labourd-Ursuya recoupé par la faille de Pamplone (Fig. 2-45). En conséquence, les Massifs Basques correspondent au prolongement Ouest de la Zone Axiale et appartiendraient donc à la plaque ibérique.

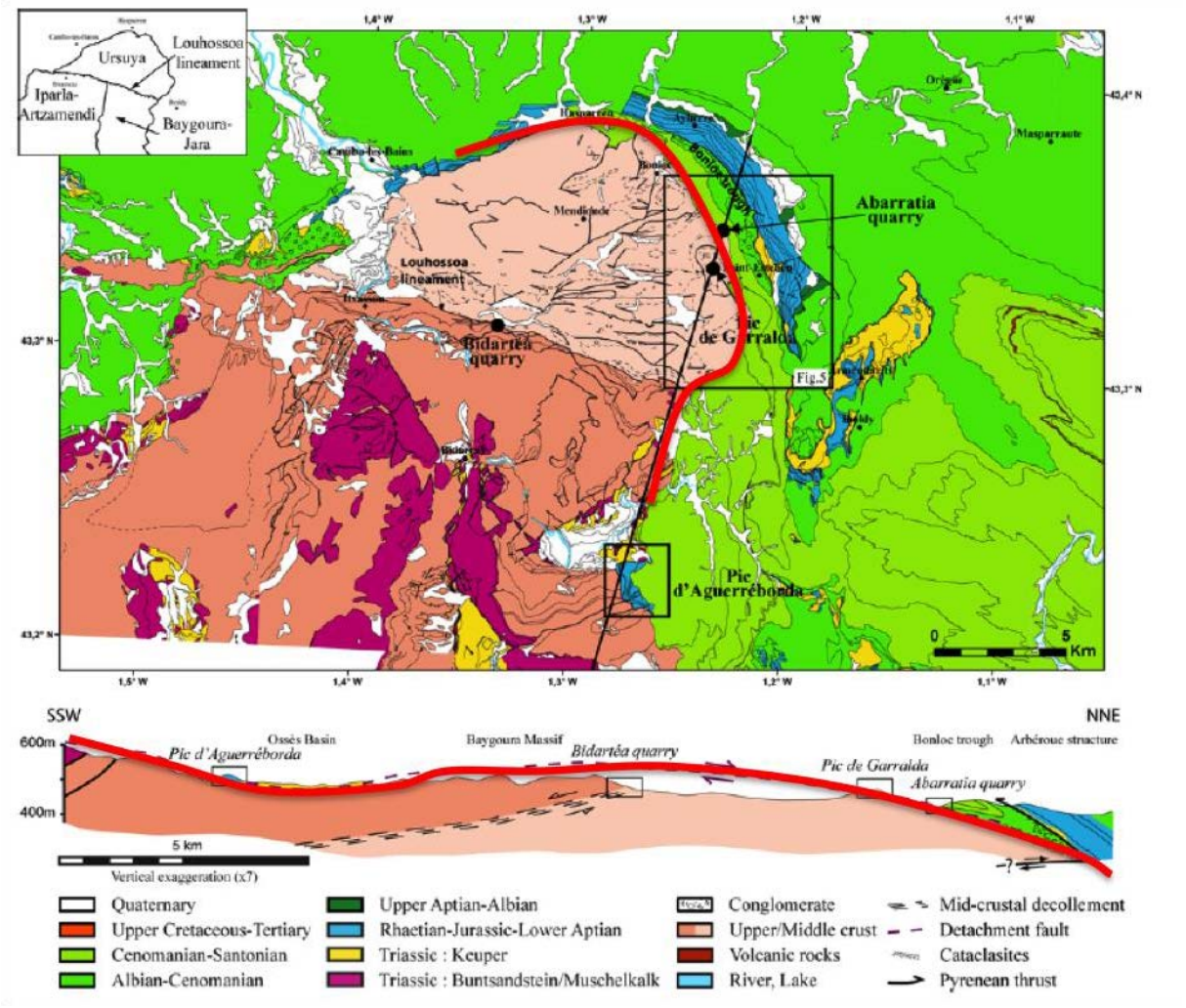



**Figure 2-45 : Carte et coupe géologique modifiée d'après *Jammes et al. (2009)* montrant la position du détachement (en rouge) sur la bordure Nord du massif du Labourd-Ursuya.**

Dans ce modèle, l'extension apto-albienne est accommodée à la fois par ce détachement dans le bassin de Mauléon mais aussi par l'ouverture du bassin de Parentis plus au Nord sur la faille Ibis, dans le prolongement de la dorsale océanique dans le Golfe de Gascogne. Ces deux domaines en extension sont connectés par la faille de Pamplone qui joue alors le rôle de faille de transfert. Pour *Masini et al. (2014)*, l'extension dans Mauléon est contrôlée par le jeu de deux détachements plats délimitant deux sous-bassins Nord- et Sud-Mauléon dont l'architecture est caractéristique des zones de transition océan-continent. Le sous-bassin Sud-Mauléon se serait développé sur de la croûte continentale hyper-amincie alors que le sous-bassin Nord-Mauléon se serait formé sur du manteau exhumé, la croûte ayant totalement disparue (*Tugend et al., 2014*).

A plus grande échelle, plus on regarde vers l'Ouest (vers le bassin Cantabre, puis vers la marge Nord-ibérique et le Golfe de Gascogne), plus les accidents avec les mêmes orientations (extension ~N90°, transfert ~N40°) sont nombreux, formant ainsi un maillage relativement étendu hérité de cette période d'extension (Fig. 2-46). Aujourd'hui, la limite Ibérie/Europe dans ce domaine Ouest-pyrénéen apparaît donc comme relativement diffuse et constitue une transition entre un domaine de subduction océanique à l'Ouest enregistrant la subduction du Golfe de Gascogne sous la marge Nord-ibérique et un domaine de collision continentale.

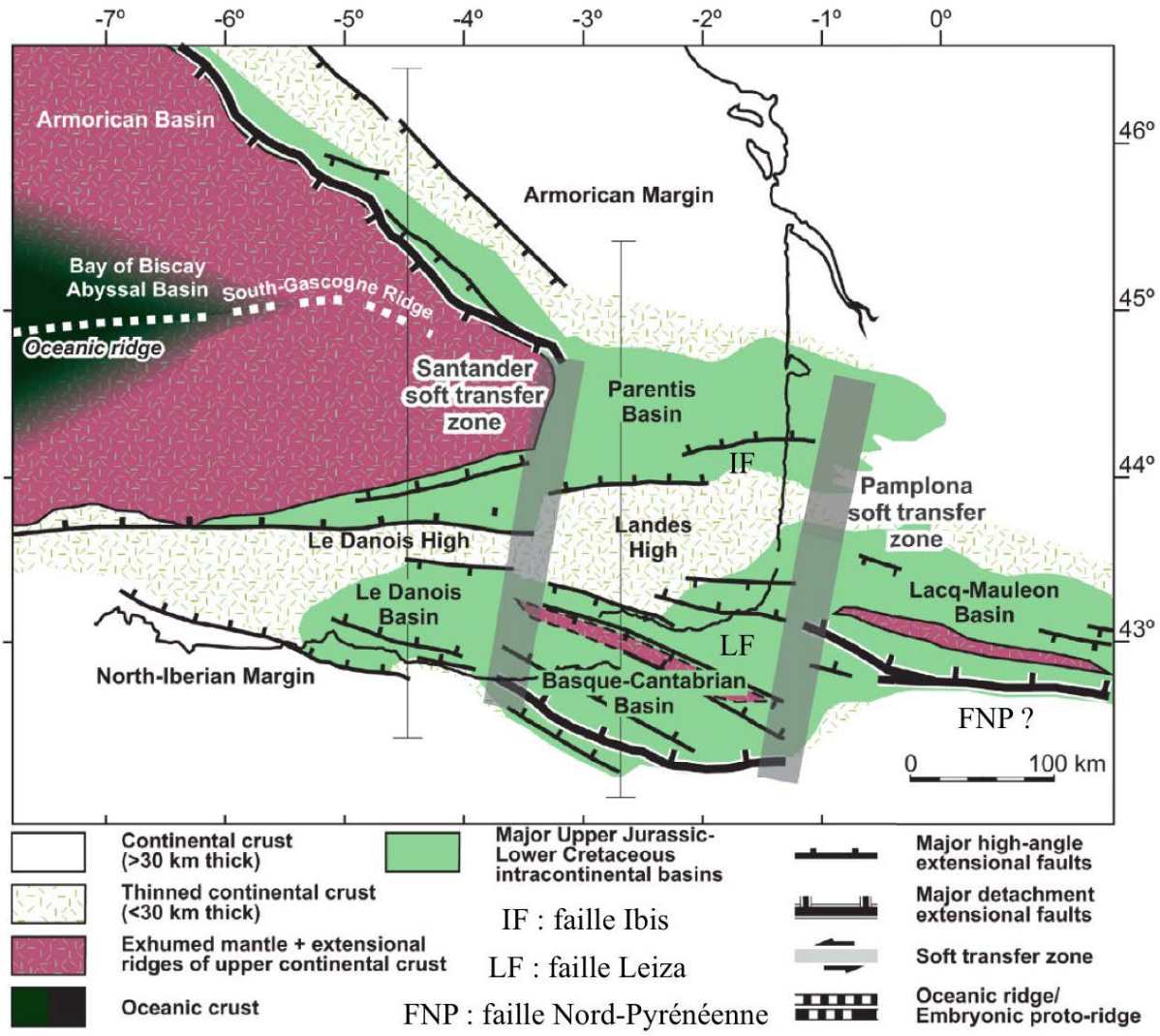



**Figure 2-46 : Reconstruction de la zone Ouest-pyrénéenne et de la marge Nord-ibérique au Cénomanien, modifié d'après *Roca et al. (2010)*. L'extension responsable de l'ouverture du Golfe de Gascogne se propage vers l'Est via les zones transformantes de Santander et de Pamplone. Cela se traduit par l'individualisation de plusieurs domaines tels que celui des Landes, du Danois, le bassin Cantabre, le bassin de Mauléon, etc.**

### 3) Rôle de la FNP lors de l'extension Mésozoïque

Dans les Pyrénées, deux modes d'extension ont été proposés. Le premier, considéré comme « traditionnel », met en avant le rôle de décrochements sénestres Est-Ouest en relation avec l'ouverture de bassins à flyschs en « pull-apart ». L'autre met en avant celui d'une extension globalement Nord-Sud et sa relation avec l'amincissement extrême des marges continentales et l'exhumation de matériel profond comme la croûte moyenne, inférieure et le manteau sous-continental.

#### *a) Modèle en décrochement*

Les premiers modèles de reconstruction cinématique du système Ibérie/Europe mettent en avant le jeu de la faille Nord-Pyrénéenne et ses équivalents latéraux tels que la Nappe des Marbres et la faille de Bilbao, comme étant à la fois la limite entre ces deux plaques et un système de failles transformantes accommodant le mouvement sénestre de la plaque ibérique par rapport à l'Europe supposée fixe (*Le Pichon et al., 1970 ; Choukroune et al., 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978*). La conséquence directe à ce décrochement est l'ouverture de bassins de type « pull-apart » allongés selon une direction SE-NO relayés par différents accidents SO-NE plus ou moins importants, par exemple pour les plus importants, les failles de Santander, d'Hendaye, de Pampelune et de Toulouse (*Choukroune et Mattauer, 1978 ; Boillot, 1986 ; Bourrouilh et al., 1995 ; Larrasoaña et al., 2003a, b ; Roca et al., 2011*) évoluant parfois en bassins triangulaires suite à la rotation du bloc ibérique et donc à la rotation du décrochement qui devient E-O par la suite (*Peybernès et Souquet, 1984*).

Au Nord des Pyrénées, de nombreux bassins ont été interprétés comme des bassins en « pull-apart » organisés en échelons (Fig. 2-47).

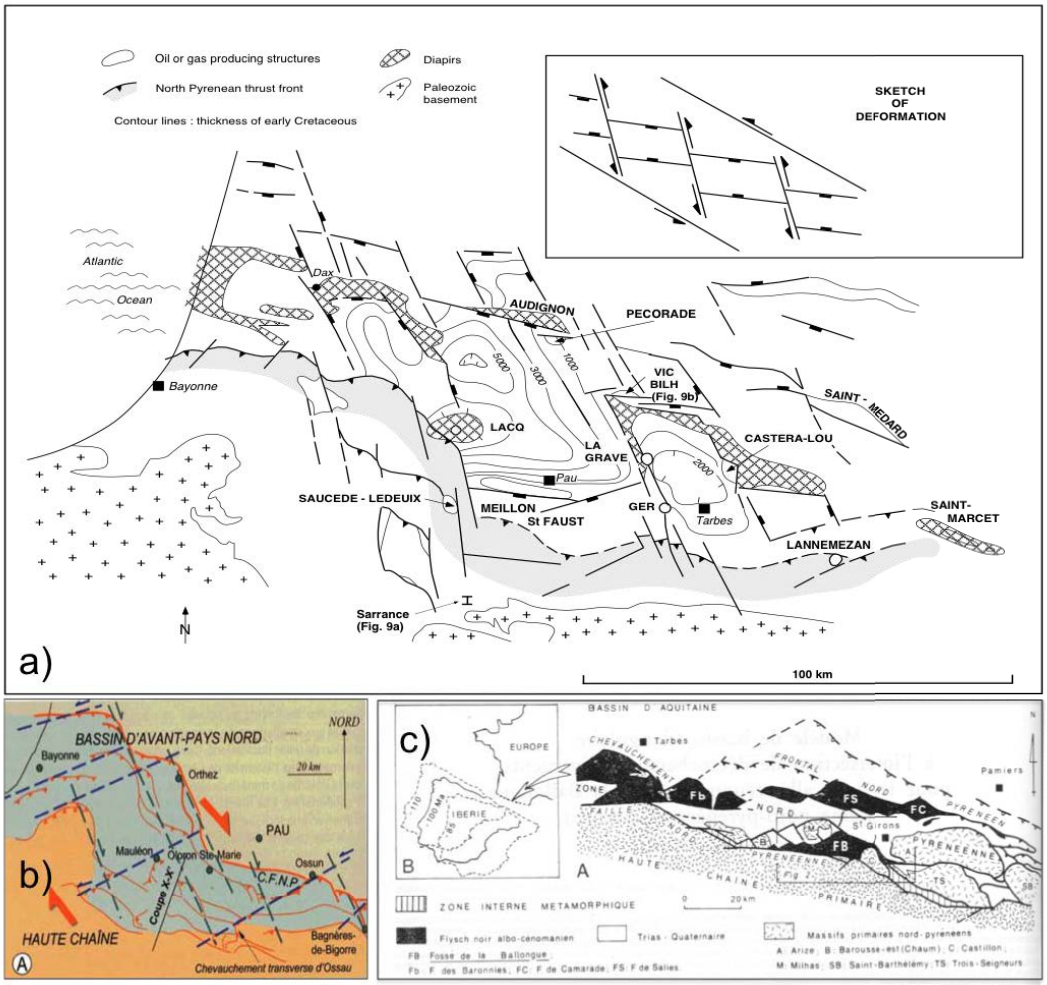



**Figure 2-47 : Cartes des bassins « pull-apart » au Nord des Pyrénées au Sud du Bassin d'Aquitaine d'après (A) *Bourrouilh et al. (1995*), du bassin de Mauléon d'après (B) *Canérot, (2008*) et de la partie centrale de la Zone Nord-Pyrénéenne d'après (C) *Debroas, (1987*).**

Cependant, les bordures de ces bassins sont souvent floues et leur forme classiquement losangique apparaît plus comme une illustration subjective plutôt qu'une réalité géologique objective.

### *b) Modèle en extension orthogonale*

Des études plus récentes montrent que l'extension dans les Pyrénées est Nord-Sud, et est accommodée par le jeu de détachements plats localisés sur la faille Nord-Pyrénéenne et accidents parallèles, qui permettent l'ouverture de bassins fortement subsidants. Cette extension se traduit par l'amincissement extrême de la croûte continentale et par l'exhumation des péridotites du manteau sous-continental *(Hall et Benett, 1979 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009, 2010a ; Lagabrielle et al. 2010 ;*

*Clerc et al., 2012 ; Masini et al., 2014*) et des granulites de la croûte inférieur. Les séries Mésozoïques sont affectées par un épisode thermique contemporain de cette phase d'extension, caractérisé par du magmatisme alcalin, du métamorphisme haute température (de 180-295°C dans le bassin de Mauléon, jusqu'à 500-600°C dans les bassins d'Aulus et de Boucheville) basse pression (HT-BP) entre 110 et 85 Ma (*Montigny et al., 1986 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Clerc et Lagabrielle, 2014*), et par des circulations de fluides hydrothermaux (*Boulvais et al., 2006, 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014*).

Par exemple, le Bassin de Mauléon s'est formé suite à l'ouverture du Golfe de Gascogne en réponse à un amincissement extrême de la lithosphère caractérisée par une phase d'abord décrochante, puis extensive orientée Nord-Sud (Fig. 2-48 ; *Jammes et al., 2009, 2010a, b, c ; Masini et al., 2014 ; Tugend et al., 2014*). L'amincissement lithosphérique est accommodé au travers d'une zone d'étranglement situé sur la marge sud du bassin, par des détachements plats à vergence sud localisé à mi-croûte (*Lavier et Manatschal, 2006*).

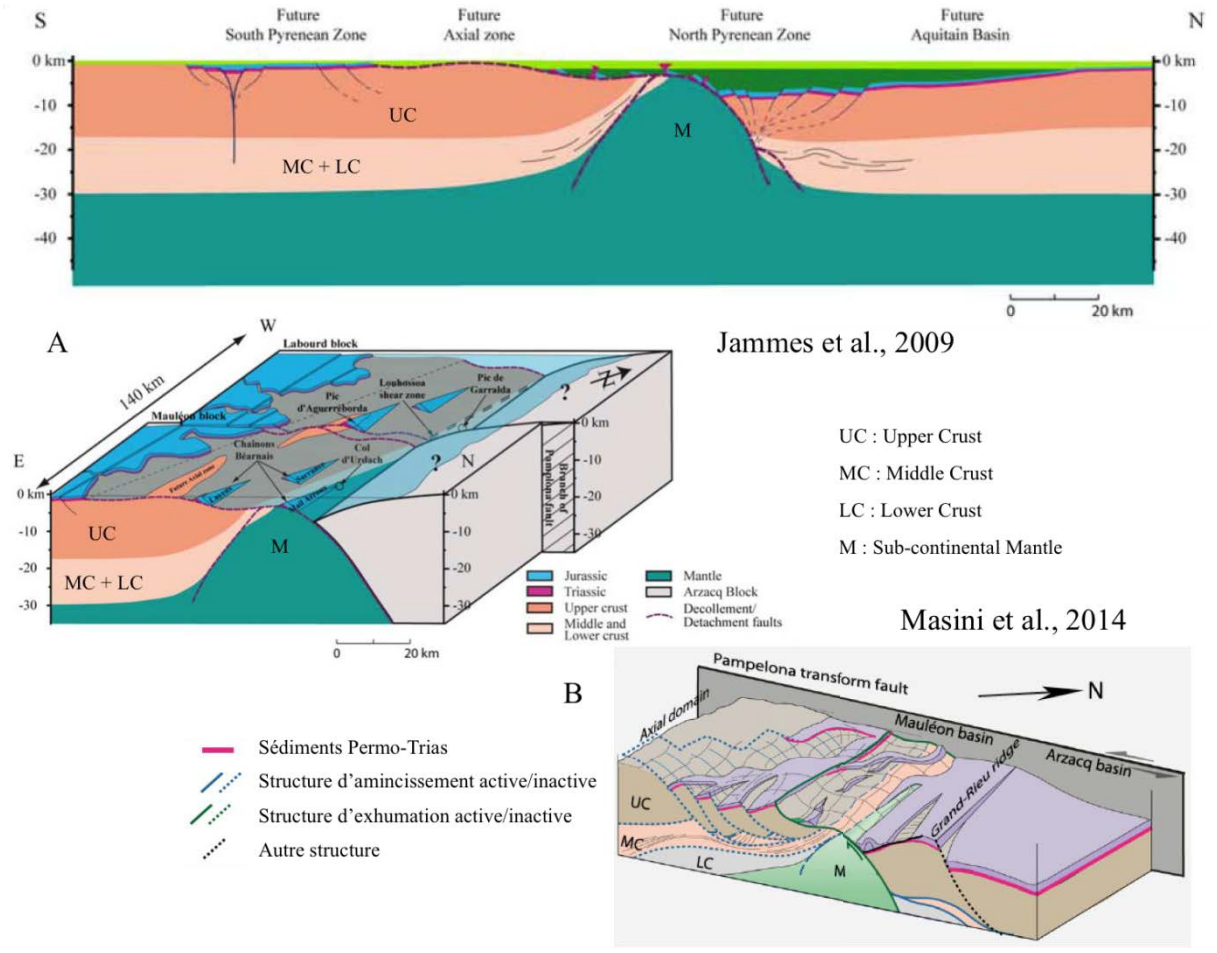



**Figure 2-48 : Modèle d'extension dans le bassin de Mauléon en 2D et 3D d'après (A) *Jammes et al. (2009)* et (B) *Masini et al. (2014)*.**

On retrouve cette même idée dans l'interprétation de l'histoire du bassin d'Aulus en Ariège qui explique la présence de lherzolites bréchiques au sein de calcaires métamorphisés, par la tectonique d'abord décrochante qui amincie la croûte puis le développement en Nord-Sud d'un détachement plat mettant ainsi en contact les sédiments avec le manteau sous-continental (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; *Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2012 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Mouthereau et al., 2014* ; Fig. 2-49).

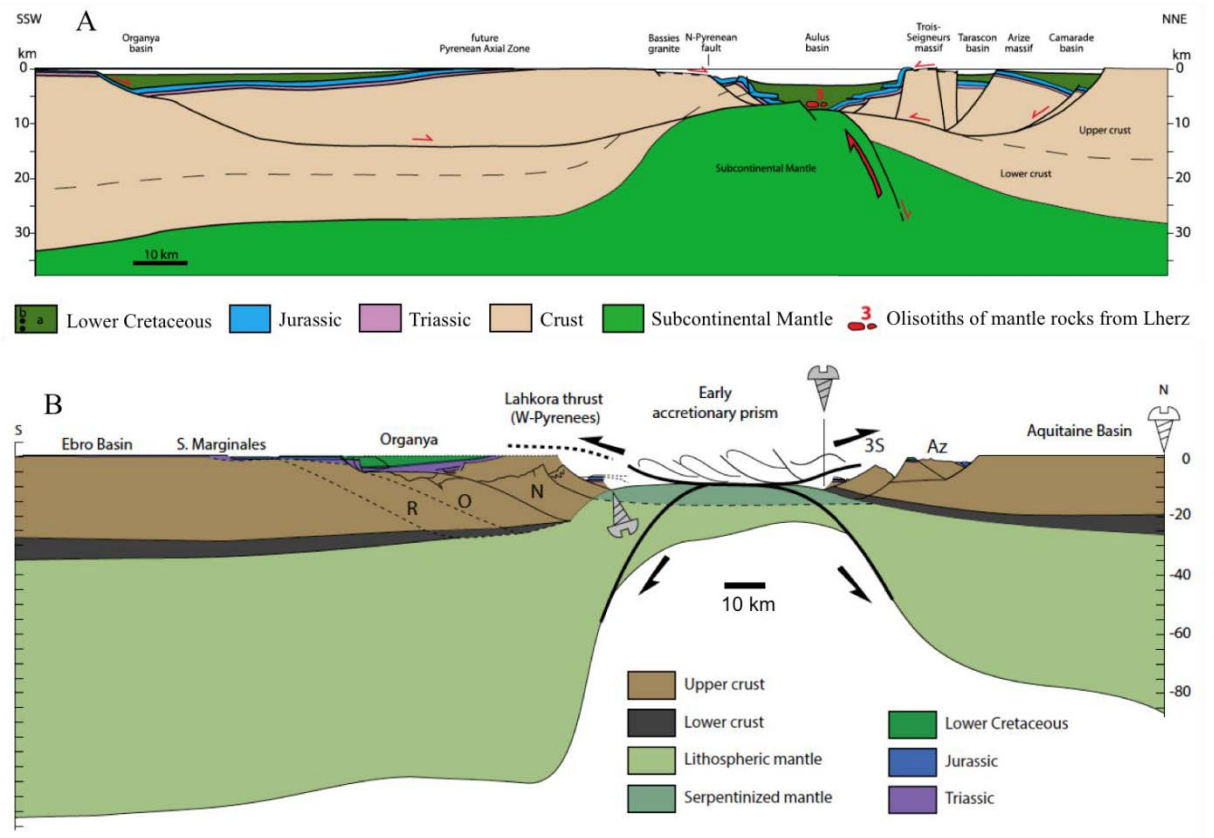



**Figure 2-49 : Coupe SSW-NNE montrant l'exhumation mantellique sous le bassin d'Aulus à l'Albien d'après (A) *Lagabrielle et al. (2010)* et (B) *Mouthereau et al. (2014)*. R : unité de Rialp ; O : unité d'Orri ; N : unité de Noguéres.**

# Chapitre 3

# Les méthodes de datations thermochronologiques

En géologie, la datation d'une roche par les méthodes dites de géochronologie "absolue" basées sur la décroissance radioactive naturelle n'a pas vraiment de signification. Toutes ces méthodes de "datation" sont en fait des thermochronomètres, car ce qu'elles permettent vraiment de dater ce sont les événement thermiques qui ont affecté la roche considérée. Tout au long de l'histoire d'une roche endogène, de sa cristallisation en passant par son métamorphisme, jusqu'à son exhumation superficielle, ce sont ces évènements thermo-dépendant qui vont pouvoir être datés grâce à la mobilité différentielles des différents isotopes fils à travers les systèmes cristallins. Dans ce chapitre, l'histoire et les principes des méthodes utilisées au cours de cette thèse seront détaillés.

# I) Généralités sur la datation géochronologique

## 1) La désintégration radioactive

Il y a plusieurs modes de désintégration radioactive naturelle : α, β, γ, la capture d'$e^-$, ou encore la fission spontanée. Dans tous les cas, un noyau atomique relativement lourd et instable (élément père) se désintègre en des noyaux (atomes et/ou particules) plus légers (éléments fils). Ces éléments fils se désintègrent à nouveau jusqu'à devenir stables formant parfois de longues chaînes de désintégration comme pour $^{238}U$, $^{235}U$, ou bien $^{232}Th$ qui se stabilisent sous forme de $^{206}Pb$, $^{207}Pb$ et $^{208}Pb$ respectivement. Certains noyaux se stabilisent plus rapidement, comme le $^{147}Sm$ qui se désintègre en $^{143}Nd$ (Fig. 3-1). Toutes les méthodes utilisées et décrites ci-après sont principalement basées sur la désintégration radioactive de l'Uranium. Elles peuvent se résumer selon deux types de désintégration : la radioactivité α et la fission spontanée.

La radioactivité α consiste en la désintégration d'un noyau lourd tel que le $^{238}U$, $^{235}U$, $^{232}Th$ et $^{147}Sm$ en un atome plus léger. Ces réactions s'accompagnent de l'émission d'une particule α ($^4_2He$) (Fig. 3-1).

La fission spontanée désigne la désintégration d'un noyau lourd en deux noyaux plus légers. Cette réaction est accompagnée en général par l'émission de plusieurs particules (neutrons, protons, etc.) (Fig. 3-2B). La fission peut également être provoquée par un bombardement neutronique (ajout d'un neutron dans le noyau lourd qui le rend instable), on parle alors de fission induite.

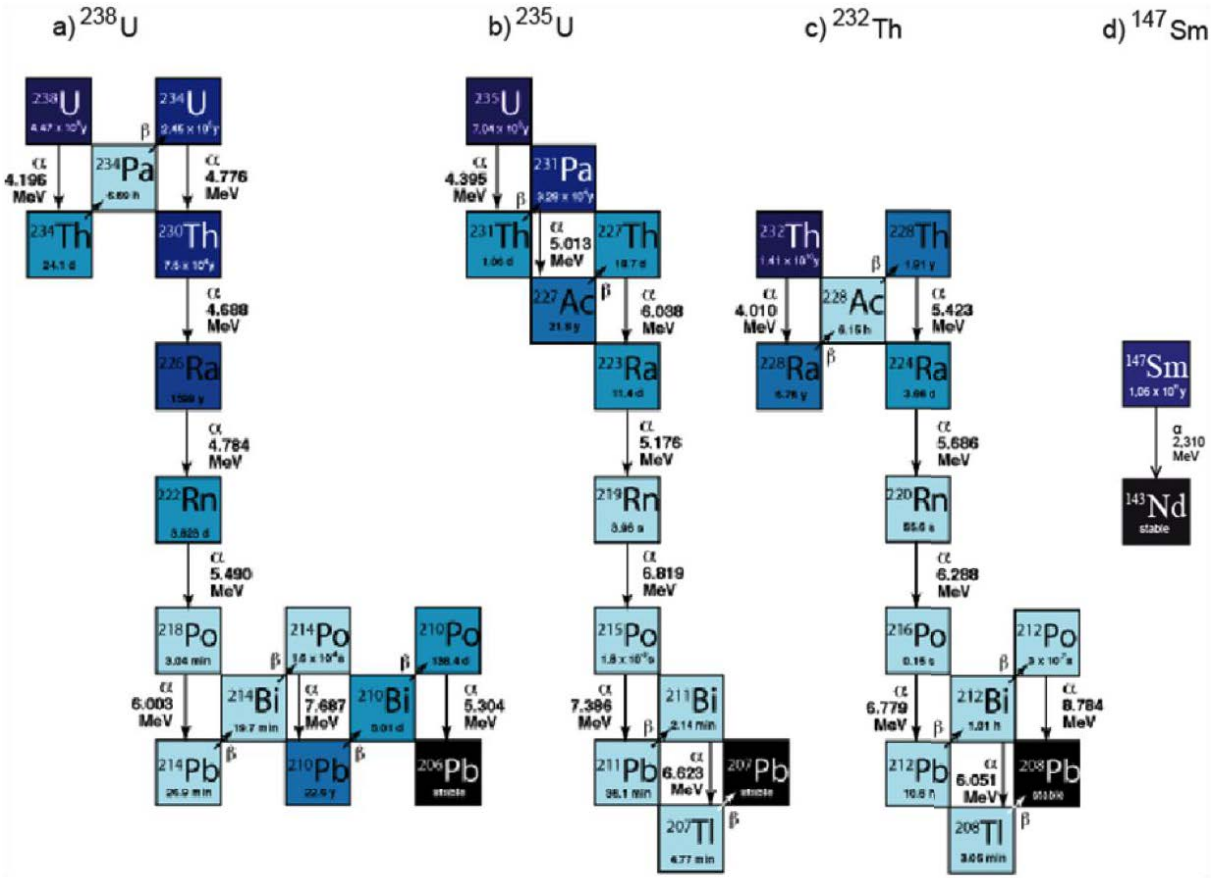



**Figure 3-1 : Chaines de désintégration de $^{238}$U, de $^{235}$U, de $^{232}$Th et de $^{147}$Sm.**

Concrètement, l'âge recherché est donné par le rapport entre la concentration d'atomes de l'élément père et celle de l'élément fils. On utilise alors la loi de désintégration radioactive selon laquelle la concentration d'atomes d'élément père (P) décroit au cours du temps pour donner la concentration actuelle d'atomes d'élément fils (F):

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda_P \ (1)$$

λ est la constante de désintégration radioactive. Elle est positive et dépend du système considéré.

Pour les méthodes utilisées dans cette étude, on considère en général que la concentration d'éléments fils initiale est nulle permettant ainsi la résolution de cette équation (2) :

$$t = \frac{1}{\lambda} * (\ln \frac{F}{P}) \ (2)$$

Lors de la fission d'un élément père en éléments fils, l'énergie dégagée est de l'ordre de 200 MeV. Cette énergie est essentiellement convertie en énergie cinétique du fait de la répulsion entre les deux nouveaux éléments formés (répulsion de Coulomb) ce qui signifie que ces

produits de fission se déplacent au moment de leur formation, laissant ainsi des traces plus ou moins importantes dans le réseau cristallin du minéral. Pendant la fission, des particules légères sont produites (par exemple les particules α, c'est-à-dire les atomes de $^4$He), et sont parfois expulsées hors du minéral.

### 2) Zircons et apatites

Les méthodes de datation utilisées dans cette étude sont basées sur l'Uranium que l'on trouve en grande concentration dans des minéraux tels que le zircon ($Zr[SiO_4]$) et l'apatite ($Ca_5[PO_4]_3$ (OH, F, Cl)). Ces minéraux accessoires (Fig. 3-2) ont également l'avantage d'être ubiquistes et donc largement répandus dans les roches ignées, métamorphiques et dans les sédiments.

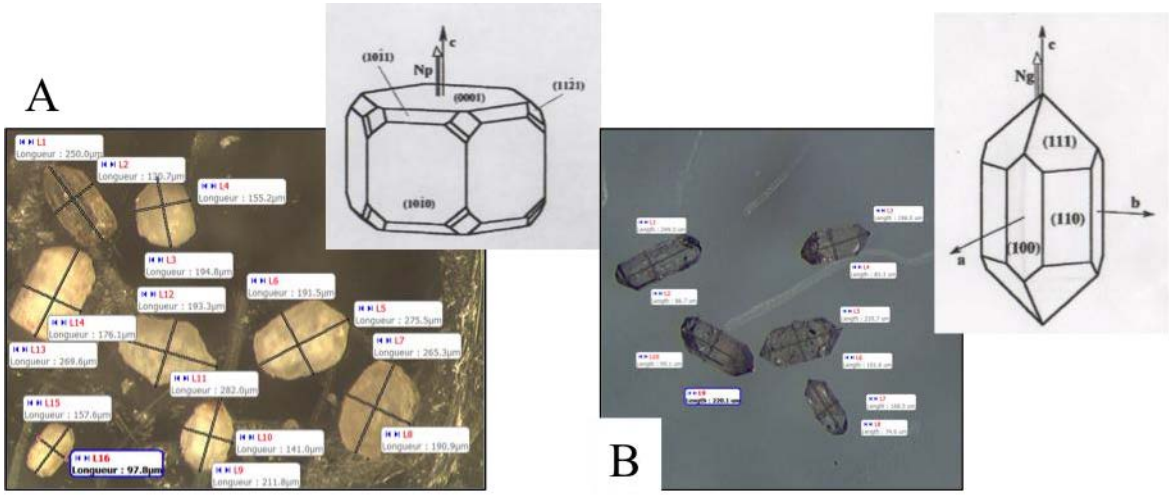



**Figure 3-2 : Photos d'apatites (a) et de zircons (b) mesurés et analysés au cours de cette thèse, et schémas montrant l'orientation cristallographique des axes et des faces de ces minéraux (*Fabriès et al., 1992*).**

### 3) Notion de diffusion et de température de fermeture

Selon la méthode de datation utilisée, définie par le système considéré (K/Ar sur feldspath, sur biotite, (U-Th-Sm)/He sur apatite, sur zircon, U/Pb sur zircon, etc.), l'âge obtenu sera différent (Figs. 3-3, 3-4, Tableau 1). Cela s'explique par le fait que chaque système, défini par un couple isotope fils/minéral, est régi par un processus de diffusion thermo-dépendant qui lui est propre.

Les phénomènes de diffusion à l'état solide correspondent à des sauts effectués par les atomes dans les défauts du cristal sous l'effet de l'agitation thermique. Alors que les vitesses de migration des atomes dans les gaz ou dans les liquides sont pratiquement visibles à l'échelle macroscopique, il est rare dans un cristal de voir, à température ambiante, l'évolution de ses propriétés par suite d'un phénomène de diffusion. La diffusion des éléments dans les cristaux est un phénomène qui s'observe à des échelles de temps et à des températures caractéristiques de l'évolution des systèmes géologiques, ce qui en fait son intérêt.

C'est en 1855 que les bases théoriques des phénomènes de diffusion ont été établies par Fick : elles expriment, au même titre qu'un flux de chaleur ou qu'une densité de courant électrique, un flux d'atomes dans une direction donnée du cristal (voir les équations et la conceptualisation dans Crank, 1956). Ce flux de matière est proportionnel au gradient de concentration et il est modulé par un coefficient appelé coefficient de diffusion D ($cm^2/s$) : valable pour un élément A dans un milieu B, à une température donnée. De plus, ce flux est négatif, et se déplace du milieu le plus concentré vers le milieu le moins concentré, dans le but d'équilibrer les concentrations.

*Gentner et Trendelenburg (1954)* et *Gentner et Kley (1957)* furent les premiers à présenter une analyse théorique sur la diffusion de l'hélium et de l'argon au sein d'un minéral à refroidissement lent et ont montré que l'âge mesuré était très dépendant de la taille du minéral considéré.

Ce processus de diffusion au sein du solide est thermo-dépendant et est contrôlé par une loi de type Arrhenius (*Gentner et al., 1954 ; Fechtig et Kalbitzer, 1966*) pour les températures considérées :

$$\frac{\mathrm{D}}{a^2} = \frac{\mathrm{Do}}{a^2} \exp\left(\frac{-\mathrm{Ea}}{\mathrm{RT}}\right) \quad (3)$$

où D est le coefficient de diffusion ($cm^2/s$) à la température T (°C) pour un domaine de diffusion considéré comme sphérique et de rayon $a$ (µm), Do est le coefficient de diffusion ($cm^2/s$) à une température infinie, R est la constante des gaz parfaits (J/(K.mol)) et Ea est l'énergie d'activation (kJ/mol) associée à ce processus de diffusion. Do et Ea sont déterminés expérimentalement.

*Dodson (1973)* a ensuite permis de faire le lien entre les âges apparents mesurés par ces différentes méthodes et leur signification en introduisant la notion de température de

fermeture (closure temperature) : Tc. C'est la température à partir de laquelle l'élément produit commence à être sensiblement retenu dans le minéral considéré (Fig. 3-5), et à laquelle est associé cet âge apparent.

$$Tc = \frac{\frac{Ea}{R}}{\ln\left(A*\tau*\frac{Do}{a^2}\right)} \text{ (4) avec } \tau = \frac{R*Tc^2}{Ea*\frac{dT}{dt}} \text{ (5)}$$

Où $\frac{dT}{dt}$ est la vitesse de refroidissement du minéral (°C/Ma) et A est une constante sans dimensiondépendant de la géométrie du minéral et de la constante de décroissance (λ) de l'élément père. En général, la vitesse de décroissance est très lente par rapport à la vitesse de refroidissement du minéral considéré et donc A prend les valeurs de 55, 27 et 8,7 respectivement pour la diffusion au sein d'une sphère, d'un cylindre et d'une feuille plane.

Pour un même système, l'âge mesuré dépend donc de la taille du minéral et de son histoire thermique, notamment sa vitesse de refroidissement (*Dodson, 1973* ; Fig. 3-3).

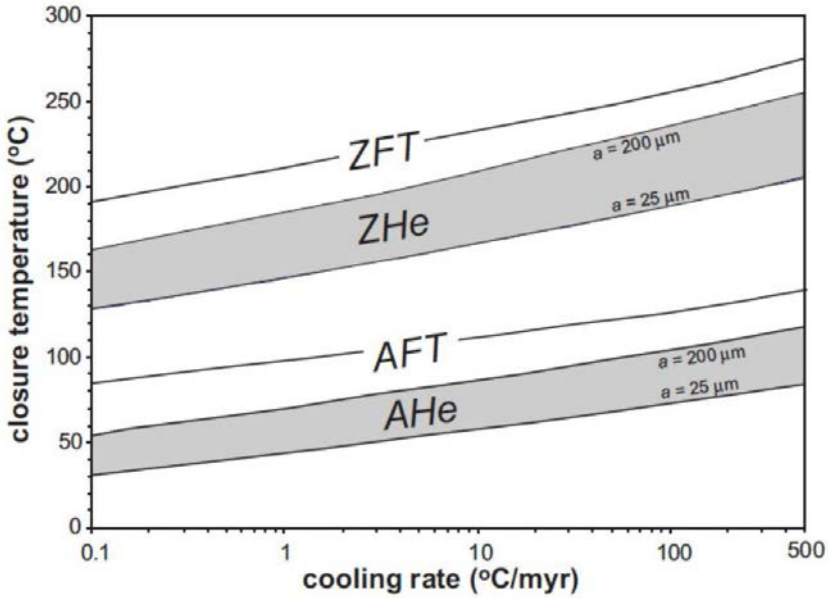



**Figure 3-3 : Evolution de la température de fermeture de plusieurs systèmes thermochronologiques en fonction de la vitesse de refroidissement et de la taille des grains, d'après *Reiners (2005)*.**

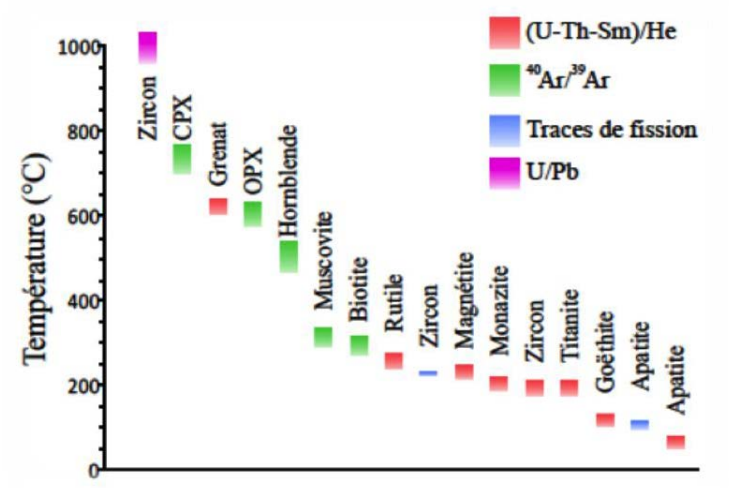



**Figure 3-4 : Graphique récapitulant les Tc pour plusieurs thermochronomètres calculées avec les équations (4) et (5) (*Dodson, 1973*) à partir des valeurs de la littérature, pour des grains dont le radius équivalent est compris entre 50 et 250 µm, et compilées dans le tableau 1.**

| Méthode | Minéral | Ea (kJ/mol) | Do (cm²/s) | Tc (°C) a = 50 µm | Tc (°C) a = 100µm | Tc (°C) a = 250µm | Bibliographie |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (U-Th-Sm)/He | Apatite | 122 | 0,6071 | 55 | 65 | 79 | Flowers et al., 2009 |
| | Zircon | 168 | 0,46 | 180 | 193 | 213 | Reiners et al., 2004 |
| | Titanite | 188 | 59 | 179 | 191 | 209 | Reiners et Farley, 1999 |
| | Monazite | 196 | 200,3 | 190 | 202 | 220 | Farley, 2007 |
| | Magnétite | 220 | $3{,}8748.10^{3}$ (pour a = 250µm) | 218 | 231 | 248 | Blackburn et al., 2007 |
| | Goëthite | 163 | 489,3 (pour a = 0,5µm) | 106 | 117 | 131 | Shuster et al., 2005 |
| | Rutile | 210 | 5,79 | 241 | 255 | 272 | Wolfe, 2009 |
| | Grenat | 500 | $7{,}5.10^{9}$ | 603 | 620 | 645 | Roselieb et al., 2006 |
| U/Pb | Zircon | 550 | $1{,}1.10^{3}$ | 962 | 992 | 1038 | Cherniak et Watson, 2000 |
| FT | Zircon | 208 | $\beta=1{,}0.10^{8} s^{-1}$ | 212 - 258 (1-100 °C/Ma) | | | Brandon et Vance, 1992 |
| | Apatite | 187 | $\beta=9{,}83.10^{11} s^{-1}$ | 98 - 146 (1-100 °C/Ma) | | | Laslett et al., 1987 |
| $^{40}Ar/^{39}Ar$ | Hornblende | 268 | 0,024 | 470 | 493 | 544 | Harrison, 1981 |
| | Muscovite | 180 | $3{,}9.10^{4}$ | 293 | 313 | 342 | Robbins, 1972 |
| | Biotite | 197 | 0,075 | 274 | 291 | 316 | Grove et Harrison, 1992 |
| | Pyroxène CPX | 379 | 1,36 | 703 | 731 | 772 | Cassata et al., 2011 |
| | Pyroxène OPX | 371 | 573 | 577 | 599 | 630 | Cassata et al., 2011 |

**Tableau 1 : Compilation des paramètres de diffusion (Ea, Do) présents dans la littérature et utilisés pour calculer les Tc de différents thermochronomètres.**

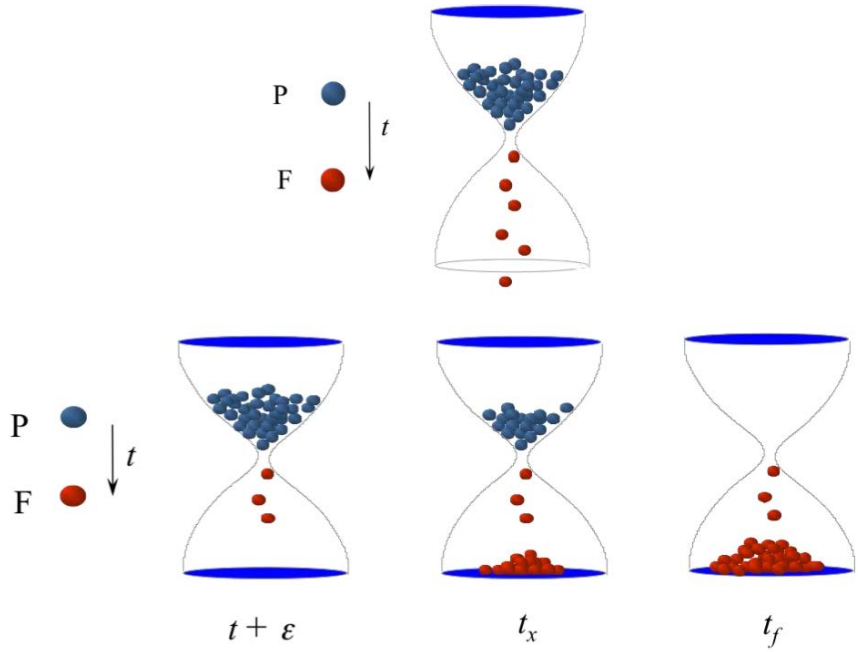



**Figure 3-5 : Principe de la température de fermeture. Pendant le refroidissement, les éléments fils diffusent hors du système jusqu'à ce que le système atteigne la température de fermeture. Une fois le système fermé, les éléments fils sont retenus et peuvent être quantifiés.**

Pour de fortes températures, l'élément fils produit pendant la réaction de désintégration diffuse rapidement au travers du minéral et ne peut donc s'y accumuler. Le système est totalement ouvert à la diffusion. Pour des faibles températures, le système est totalement fermé. Sa vitesse de diffusion est négligeable et il peut donc s'accumuler dans le minéral. Le passage d'un domaine à l'autre est progressif, si bien qu'il existe une gamme de températures où l'élément fils diffuse partiellement et n'est donc que partiellement retenu dans le minéral. L'âge apparent est obtenu en extrapolant la pente de la courbe d'accumulation pour les faibles températures jusqu'à l'axe des abscisses (Fig. 3-6). La température de fermeture du système (Tc) est alors définie comme la température du système à l'instant représenté par son âge apparent (*Dodson, 1973* ; Fig. 3-6). Cet âge apparent peut varier selon le temps passé au travers de cette gamme de températures.

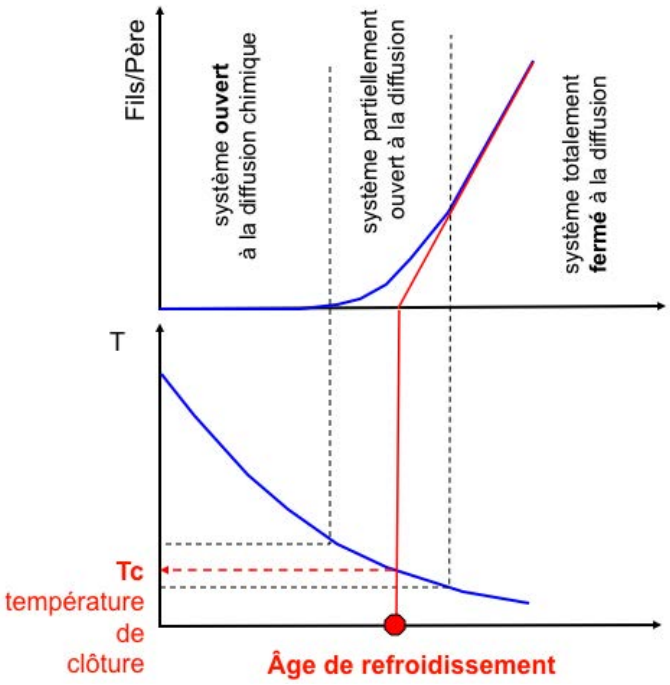



**Figure 3-6 : Graphique modifié d'après *Dodson (1973)* montrant l'accumulation en élément fils au sein d'un minéral considéré en fonction de la température. Pour de fortes températures, le système est ouvert, l'élément fils diffuse et il n'y a pas d'accumulation. Pour de faibles températures, le système est fermé et la totalité des éléments fils produits est conservé dans le grain. Le passage d'un système à l'autre est progressif et la diffusion est partielle au sein d'une gamme de températures intermédiaires. L'âge apparent correspond à l'interpolation de la courbe d'accumulation à faible température sur l'axe des abscisses (temps) et lui est associé la température de fermeture du système.**

Cette sensibilité thermique a d'abord été mise en évidence par l'étude des traces de fission sur apatite, où la diminution de la longueur de ces traces par recuit partiel est associée à un intervalle de températures particulier. Cet intervalle initialement appelé Partial Stability Zone (PSZ, *Wagner et Reimer, 1972 ; Wagner, 1981, 1988*) fut par la suite nommé zone de cicatrisation partielle (Partial Annealing Zone, PAZ, *Wagner et al., 1989*) et définit la gamme de températures où les traces de fission sont recuites et leur longueurs passent de 90% à 10% de leur longueurs initiales.

Ce concept a ensuite été étudié pour la diffusion de l'hélium dans l'apatite (*Wolf et al., 1998 ; House et al., 1999, 2002* ; Fig. 3-7A). Il existe également un intervalle de températures entre ~45°C et ~85°C, dans lequel, si le minéral atteint des conditions isothermales (c'est-à-dire s'il réside au sein de cet intervalle suffisamment longtemps pour que l'on considère que la

température ne varie pas, on parle de temps de résidence), la perte d'hélium par diffusion s'équilibre avec la production d'hélium radiogénique. Le temps nécessaire pour atteindre cet état d'équilibre et l'âge qui en résulte sont thermo-dépendants et peuvent être modélisés à partir des paramètres de diffusion du système considéré. Par exemple, dans une section de croûte statique d'un point de vue thermique pour une période de 100 Ma, où tous les points sont distribués suivant un gradient de température et enregistrent des conditions de diffusion isothermales, l'âge mesuré dans cette section évolue progressivement de 100 à 0 Ma entre les limites inférieure et supérieure de cet intervalle de température. Cet intervalle est appelé Zone de Rétention Partielle (ZRP) et se définit dans la pratique comme la gamme de températures où la concentration en hélium diminue de 10% à 90% par rapport à la quantité initiale et où l'âge He varie de 90% à 10% du temps de résidence.

L'évolution de l'âge Hélium en fonction de la température au sein de la ZRP est calculée à partir de l'équation suivante (modifiée d'après *Wolf et al. (1998)*) :

$$\mathrm{t}' = \frac{a^2}{D}\left[\frac{1}{15} - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{6}{\pi^4\, n^4} \exp\left(-n^2\pi^2\, \frac{D}{a^2}\, t\right)\right] + \; t_{ini}\; \sum_{n=1}^{\infty} \frac{6}{\pi^2\, n^2} \exp\left(-n^2\pi^2\, \frac{D}{a^2}\; t\right) \quad (6)$$

où $\mathrm{t}'$est l'âge He du grain considéré, $t$ est la durée pendant laquelle il y a diffusion et production en condition isothermale, $a$ est le radius équivalent du grain et $t_{ini}$ est l'âge initial du grain qui dépend de sa concentration initiale en $^4$He. Si celle-ci est nulle alors l'âge initial est nul.

*Guenthner et al. (2013)* ont montré que la sensibilité en température du système (U-Th-Sm)/He sur zircon est fortement dépendant de la concentration en Uranium (symbolisée par eU). Ainsi, pour des eU très élevées, la zone de rétention partielle est décalée vers des températures plus basses (Fig. 3-7B).

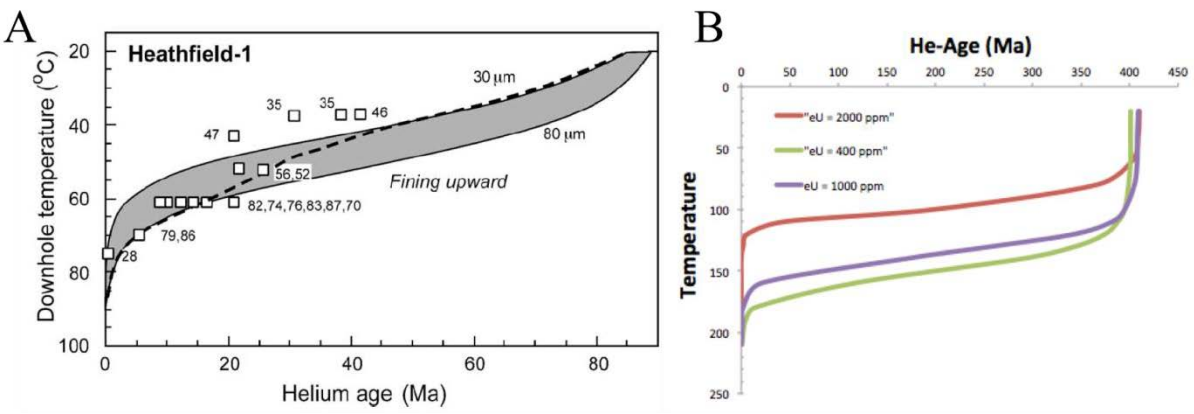



**Figure 3-7 : A) Ages (U-Th)/He sur apatites mesurés dans le puit de forage Heathfild-1 dans le bassin d'Otway en Australie (*House et al., 1999, 2002*). Les âges diminuent avec l'augmentation de la température au sein de la zone de rétention partielle. Ce processus dépend également de la taille des grains. B) Evolution des âges (U-Th-Sm)/He sur zircons modélisés dans la zone de rétention partielle correspondante. La gamme de sensibilité en température de ce système dépend également du eU.**

### 4) Protocoles de datations

Les protocoles analytiques des différentes méthodes de datation utilisées au cours de cette thèse sont relativement classiques et largement appliquées. Ils sont décrits en Annexe 2. Cependant, la méthode (U-Th-Sm)/He sur zircons a ici fait l'objet d'un intérêt particulier. Classiquement, cette méthode est relativement longue à mettre en place (environ 4 jours), ce qui a nécessité le développement d'une méthode plus rapide. Afin de réduire le temps d'analyse, deux approches ont été envisagées.

Le premier axe de recherche a été de développer une méthodologie pour analyser in-situ à la fois la concentration en He et les concentrations d'U, Th et Sm. Nous avons créé des verres étalons à composition zircon ($ZrSIO_2$), doppé avec différentes concentrations en U, Th et Sm. Nous avons collaboré auprès de Ivea Solution (entreprise française localisée sur le plateau d'Orsay, experte en analyse élémentaire par spectroscopie laser) pour mesurer les concentrations en U, Th et Sm sur ces verres par spectroscopie sur plasma induit par laser (LIBS, Laser Induced Breakdown Spectroscopy) (*Gallou, 2010*). Cette approche a nécessité la conception d'une chambre sous vide miniature. Malheureusement, les concentrations recherchées n'ont pu être mesurées, sans doute du fait d'effet de matrice en lien avec la forte concentration en zirconium. Des essais ont été effectués en couplant le LIBS avec un système

de fluoresence induite par laser (LIF, Laser Induced Fluorescence), mais ils restèrent sans succès.

La seconde solution envisagée a été de rendre le processus de dissolution pour les zircons plus rapide. La méthode est détaillée en Annexe 3 et a fait l'objet d'un papier dont je suis co-auteur.

## II) La datation U/Pb

### 1) Principe de la datation

Le système U-Th-Pb est un thermochronomètre dit de haute température car la température de fermeture du Plomb (Pb) dans un zircon se situe autour de 950°C pour une vitesse de refroidissement de 10°C/Ma et un radius (rayon de la sphère équivalente associée au grain) de 50 µm (*Lee et al., 1997 ; Cherniak et Watson, 2000* ; Fig. 3-4, Tableau 1).

Le système U-Th-Pb s'articule autour de trois réactions de désintégration :

- $^{238}U \Rightarrow {}^{206}Pb + 8\alpha + 6\beta^-$ ($\lambda_1 = 0{,}155125.10^{-9}$ ; $\tau_{1/2} = 4{,}47$ Ga)
- $^{235}U \Rightarrow {}^{207}Pb + 7\alpha + 4\beta^-$ ($\lambda_2 = 0{,}98485.10^{-9}$ ; $\tau_{1/2} = 0{,}7$ Ga)
- $^{232}Th \Rightarrow {}^{208}Pb + 6\alpha + 4\beta^-$ ($\lambda_3 = 0{,}049475.10^{-9}$ ; $\tau_{1/2} = 14{,}01$ Ga)

Ces réactions caractérisent des thermochronomètres, basés respectivement sur les rapports de concentrations $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$ et $^{208}Pb/^{232}Th$. En pratique, on mesure les rapports isotopiques suivants : $^{206}Pb/^{238}U$, $^{206}Pb/^{207}Pb$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$. Le rapport $^{208}Pb/^{232}Th$ n'est généralement pas mesuré car, d'une part, Th est moins présent que U dans un zircon, et d'autre part, le système Pb/Th est souvent découplé du système Pb/U. En effet, U et Th ne réagissent pas de la même manière pendant le protocole d'analyse (fractionnement).

Le rapport $^{207}Pb/^{235}U$ n'est pas non plus mesuré car il peut être calculé à partir du rapport $^{206}Pb/^{207}Pb$ en considérant que le rapport $^{238}U/^{235}U$ a une valeur constante de 137,82 (Hiess et al. 2012) dans la plupart des roches.

$$^{206}Pb/^{238}U \,/\, (^{207}Pb/^{235}U) = (^{206}Pb/^{207}Pb)/(^{238}U/^{235}U) = (^{206}Pb/^{207}Pb)/137{,}82$$

Le rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ permet de corriger de la quantité de plomb incorporé au cours de la cristallisation, c'est-à-dire le plomb initial, aussi appelé « plomb commun ».

Les rapports $^{206}Pb/^{207}Pb$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ sont relativement plus faciles à mesurer que le rapport $^{206}Pb/^{238}U$ car le Pb et l'U fractionnent fortement pendant l'analyse et nécessitent des protocoles d'analyses particuliers afin de limiter ce fractionnement.

### 2) Visualisation des âges

On s'intéresse ici aux deux systèmes $^{238}U=>^{206}Pb$ et $^{235}U=>^{207}Pb$. Les âges sont obtenus via ces deux équations :

- Age $^{206}Pb/^{238}U = [\ln(^{206}Pb^*/^{238}U + 1)]/\lambda_1$
- Age $^{207}Pb/^{235}U = [\ln(^{207}Pb^*/^{235}U + 1)]/\lambda_2$

Pb* est la quantité de plomb mesurée corrigée du « plomb commun ».

Les âges obtenus sont reportés dans un diagramme concordia (*Wetherill, 1956* ; Fig. 3-8). La courbe concordia est une représentation de l'ensemble des âges solutions aux deux systèmes isotopiques ($^{238}U=>^{206}Pb^*$ et $^{235}U=>^{207}Pb^*$) et permet également de visualiser trois rapports isotopiques caractéristiques : $^{206}Pb^*/^{238}U$, $^{207}Pb^*/^{235}U$ et $^{206}Pb^*/^{207}Pb^*$ aboutissant à trois âges concordants.

Cependant, plusieurs processus peuvent perturber ces âges en les rendant discordants. Certains événements thermiques majeurs (métamorphisme, épisode magmatique, etc) peuvent affecter les zircons au cours de leur histoire et provoquer une ouverture du système U/Pb conduisant à une perte de plomb (Fig. 3-9A). Il peut également y avoir des mélanges au sein des grains avec plusieurs populations représentées (Fig. 3-9B). Dans ces deux situations, ces zircons s'aligneront sur une droite dite discordia qui recoupe la courbe concordia en deux points : une intersection inférieure correspondant à l'âge de l'ouverture du système ou à la population la plus jeune et une intersection supérieure correspondant à leur âge de cristallisation (protolite), ou à la population la plus vieille.

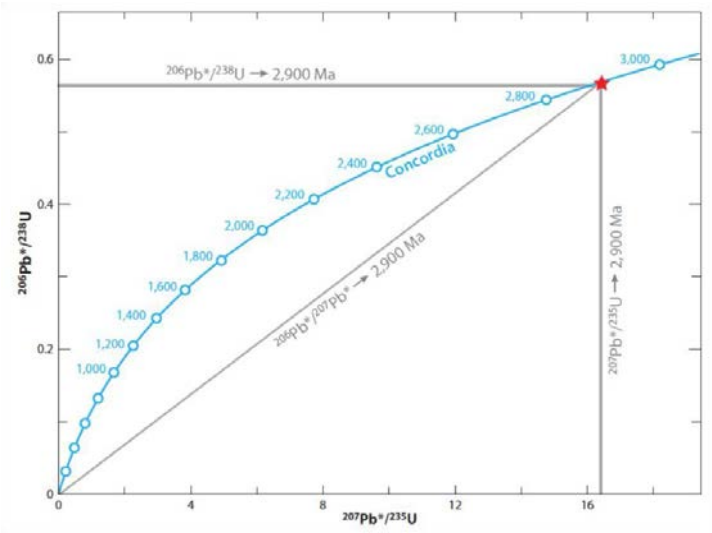



**Figure 3-8 : Exemple de diagramme concordia d'après *Gehrels (2014)*.**

Lorsque l'analyse est concordante, on choisit l'âge correspondant au rapport isotopique le plus précis. Pour des âges < 1,2 Ga, on préfèrera le système gouverné par $^{206}Pb^*/^{238}U$, alors que pour des âges > 1,2 Ga, c'est le rapport $^{206}Pb^*/^{207}Pb^*$ qui est le plus précis. En général, le rapport $^{207}Pb^*/^{235}U$ est le moins précis de tous mis à part pour des âges très jeunes. Pour une analyse discordante le système pris en compte dépend également de la précision des rapports comme décrits juste avant, mais également du processus affectant les zircons (perte en plomb, héritage). Avant l'analyse, les zircons sont observés au MEB pour mettre en évidence des zonations et des surcroissances susceptibles d'être la conséquence d'une histoire thermique particulière et donc d'une histoire héritée (Annexe 2 ; *Gehrels, 2014* et références incluses).

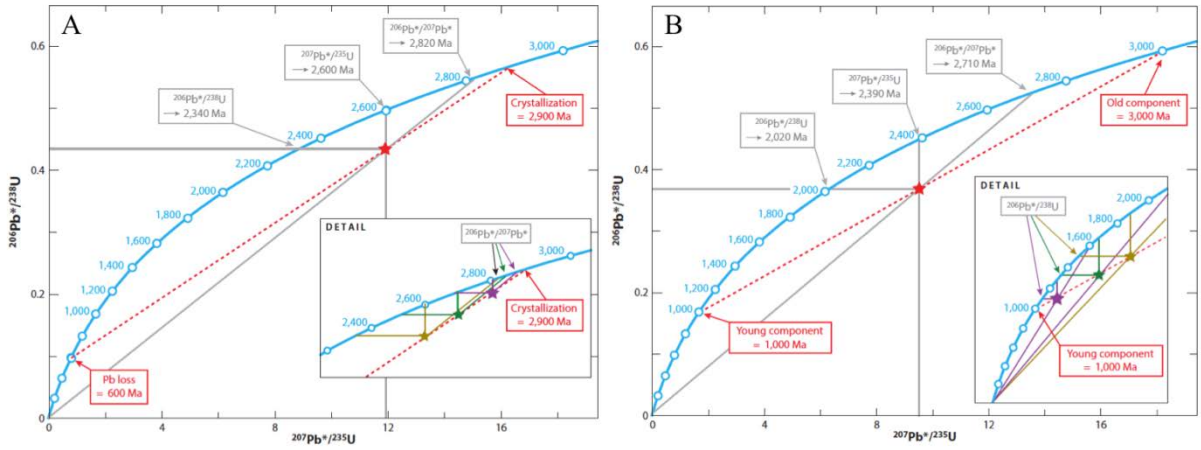



**Figure 3-9 : Exemples de droite discordia dans un diagramme concordia en raison d'une perte en plomb (a) et d'un mélange de plusieurs populations (b) d'après *Gehrels (2014)*.**

# III) La datation (U-Th-Sm)/He

## 1) Historique

L'idée d'utiliser la production de $^{4}He$ au cours des chaînes de décroissances radioactives de U et Th (puis de Sm) comme un géochronomètre a été proposée par *Rutherford (1905)*. Cependant, au début, cette méthode ne semblait pas reproductible du fait que les âges obtenus étaient souvent trop jeunes. C'est pourquoi, cette méthode fut peu à peu abandonnée au profit d'autres géochronomètres tels que K/Ar ou Ar/Ar.

Plus tard, *Zeitler et al. (1987)* proposèrent que ces âges étonnamment jeunes aient en fait une signification géologique liée à l'histoire de refroidissement de ces minéraux à travers des températures relativement basses. Les premières expériences de diffusion de l'hélium dans l'apatite qui suivirent ont conduit à l'estimation de la température de fermeture (en utilisant les équations de *Dodson (1973)*) pour une vitesse de refroidissement de 10°C/Ma autour de 105 ± 30°C (*Zeitler et al., 1987 ; Lippolt et al., 1994*).

Par la suite, plusieurs études ont été menées pour préciser les paramètres de diffusion de l'hélium dans l'apatite. Cette diffusion suit une loi linéaire pour des températures inférieures à environ 300°C et est principalement fonction de la taille du grain et de la vitesse de refroidissement. Cette température de fermeture fut ramenée entre 70 et 75°C pour les mêmes conditions (*Wolf et al., 1996 ; Farley, 2000*). Cette méthode apparait donc comme un outil puissant pour caractériser l'histoire du refroidissement des roches quand elles arrivent dans la partie superficielle (à partir de 3 km) de la croûte terrestre (*Elhers et al., 2001 ; Elhers et Farley, 2003 ; Stockli, 2005*).

L'utilité de cette méthode de datation sur l'apatite a motivé son développement sur plusieurs autres minéraux accessoires (Fig. 3-4, Tableau 1) tels que le zircon (*Reiners et al., 2002, 2004 ; Reiners, 2005 ; Hourigan et al., 2005 ; Farley, 2007 ; Cherniak et al., 2009 ; Bengtson et al., 2012 ; Ketcham et al., 2013*), la titanite (*Reiners et Farley, 1999 ; House et al., 2000 ; Stockli et Farley, 2004 ; Cherniack et Watson, 2011*), la monazite (*Farley et Stockli, 2002 ; Farley, 2007*), le rutile (*Wolfe, 2009 ; Cherniack et Watson, 2011*), la magnétite (*Blackburn et al., 2007*), le grenat (*Dunai et Roselieb, 1996 ; Roselieb et al., 2006*), la goethite (*Shuster et al., 2005*), etc.

### 2) Principe de la datation et α-éjection

Cette méthode est basée sur d'une part la quantification des atomes de $^{4}$He (particule α) produits au cours des quatre réactions de désintégration ci-après (Fig. 3-1) et d'autre part, sur la quantification des éléments pères (U, Th et Sm) :

- $^{238}$U => $^{206}$Pb + 8 α + 4 $\beta^-$ ($\lambda_1 = 0{,}155125.10^{-9}$ ; $\tau_{1/2} = 4{,}47$ Ga)
- $^{235}$U => $^{207}$Pb + 7 α + 4 $\beta^-$ ($\lambda_2 = 0{,}98485.10^{-9}$ ; $\tau_{1/2} = 0{,}7$ Ga)
- $^{232}$Th => $^{208}$Pb + 6 α + 4 $\beta^-$ ($\lambda_3 = 0{,}049475.10^{-9}$ ; $\tau_{1/2} = 14{,}01$ Ga)
- $^{147}$Sm => $^{143}$Nd + α + ($\lambda_4 = 6{,}539.10^{-12}$ ; $\tau_{1/2} = 106$ Ga)

L'âge t est obtenu à partir de la réaction suivante :

$$^{4}He = 8*^{238}U(e^{\lambda_1 t} - 1) + 7*^{235}U(e^{\lambda_2 t} - 1) + 6*^{232}Th(e^{\lambda_3 t} - 1) + {}^{147}Sm(e^{\lambda_4 t} - 1) \quad (7)$$

Où $^{4}$He, $^{238}$U, $^{235}$U, $^{232}$Th et $^{147}$Sm sont les quantités actuelles mesurées pour chaque isotope et $\lambda_{1,2,3\ et\ 4}$ les constantes de désintégration.

L'équation (7) n'est valide que si la composition initiale en $^{4}$He est nulle et si la quantité en U et Th n'est ni trop grande (pour éviter la destruction du réseau cristallin) ni trop faible (pour que la quantité initiale de $^{4}$He soit négligeable).

Les zircons et les apatites respectent ces conditions (respectivement 500 et 20 ppm en moyenne) d'où leur intérêt. De plus, il faut que les cristaux sélectionnés soient suffisamment gros. En effet, une particule α, quand elle est éjectée lors de l'une des réactions de désintégration citées précédemment, possède une forte énergie principalement convertie en énergie cinétique (entre 5 et 6 MeV) qui lui permet de se propager à travers le minéral sur une distance d'environ 20 µm, appelée R (distance d'arrêt (Stopping distance), *Farley et al., 1996 ; Farley et Stockli, 2002 ; Ketcham et al., 2011,* Tableau 2). Elle se retrouvera donc sur la surface d'une sphère de rayon S avec pour centre l'atome radioactif père. Si cette sphère se situe à l'intérieur du grain, α sera conservée, tandis que si cette sphère sort en partie du grain, il y a une chance pour que α soit expulsée (Fig. 3-10). Elle ne sera donc pas comptabilisée par le spectromètre de masse (voir Annexe 1). Il faut donc appliquer une correction pour prendre en compte ce phénomène d'α-éjection.

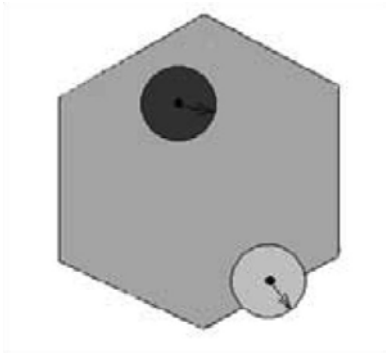


**Figure 3-10 : Schéma d'après *Elhers et al. (2003)* représentant un cristal (ici, une apatite) en coupe. Le disque en gris foncé représente la position que peut atteindre une particule α par exemple lors de la désintégration d'un atome de $^{238}$U, situé au centre de ce disque. Le disque en gris clair représente cette particule α si l'atome de $^{238}$U se trouve près du bord. Le disque est en partie en dehors du grain.**

*Farley et al. (1996)* ont défini la variable $F_T$ comme étant la fraction de $^4$He radiogénique retenu dans le grain. L'âge est corrigé des pertes par α-éjection via la formule :

$$t = \frac{t'}{F_T} \quad (8)$$

Où $t$ est l'âge corrigé et $t'$, l'âge mesuré, sans correction.

| | Distance d'arrêt moyenne (µm) | | | |
|---|---|---|---|---|
| | 238U | 232Th | 235U | 147Sm |
| Zircon | 15,55 | 18,43 | 18,05 | 4,76 |
| Apatite | 18,81 | 22,25 | 21,8 | 5,93 |

**Tableau 2 : Stopping distance de $^{238}$U, $^{235}$U, $^{232}$Th et de $^{147}$Sm pour le zircon et l'apatite d'après *Ketcham et al., 2011*.**

En première approximation, cette correction est fortement dépendante de la taille du grain. Plus la taille du minéral à dater est importante (généralement assimilée au rayon d'une sphère équivalente), plus il y a de particules α retenues au sein du minéral, moins il y a besoin de corriger (Fig. 3-11). Cependant, des études récentes ont montré que cette correction dépendait fortement de la concentration en Uranium et en Thorium (eU) (*Ketcham et al., 2011 ; Gautheron et al., 2012*). Le calcul du Ft et les paramètres à prendre en compte seront détaillés en Annexe 2.

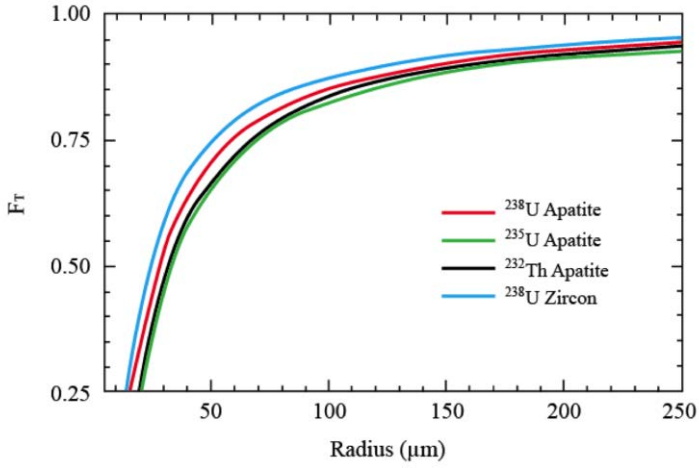



**Figure 3-11 : Evolution de la correction à apporter en fonction du radius équivalent du grain pour chaque isotope considéré d'après *Farley et al. (1996)*. Plus ce radius est important moins la quantité de $^4$He expulsé (1-$F_T$) est grande et donc plus la correction à effectuer est faible**.

### 3) Etudes récentes sur la diffusion de l'He, effets des dommages par radiation

Certaines études récentes basées sur la datation (U-Th-Sm)/He sur apatites prenant en compte un contexte de refroidissement relativement lent ont mis en évidence des âges souvent trop vieux pouvant être liés à une Tc supérieure (environ 80°C, *Crowley et al., 2002*) à celle prévue par la plupart des études de référence sur l'apatite Durango (*Wolf et al., 1996 ; Farley, 2000*).

De plus, l'étude de la diffusion de l'hélium par une approche théorique (Density functional theory, DFT) sur des apatites et des zircons montre des Tc inférieures à 0 (-35°C pour l'apatite et -150°C pour le zircon) suggérant que la diffusion est plus facile dans le zircon que l'apatite (Fig. 3-12, *Bengtson et al., 2012*). En effet, *Bengtson et al. (2012)* caractérisent la diffusion de l'hélium en considérant des structures atomiques idéales pour une apatite et un zircon et les sites les plus favorables au sein de leur réseau cristallin pour les atomes de $^4$He. Il apparait que le zircon est fortement anisotropique (son comportement vis à vis de la diffusion varie en fonction de la direction) et que l'hélium diffuse très rapidement parallèlement à l'axe cristallographique c. Le réseau cristallin se comporte comme un canal dans cette direction. Pour l'apatite, considérée comme isotropique, la diffusion est plus compliquée.

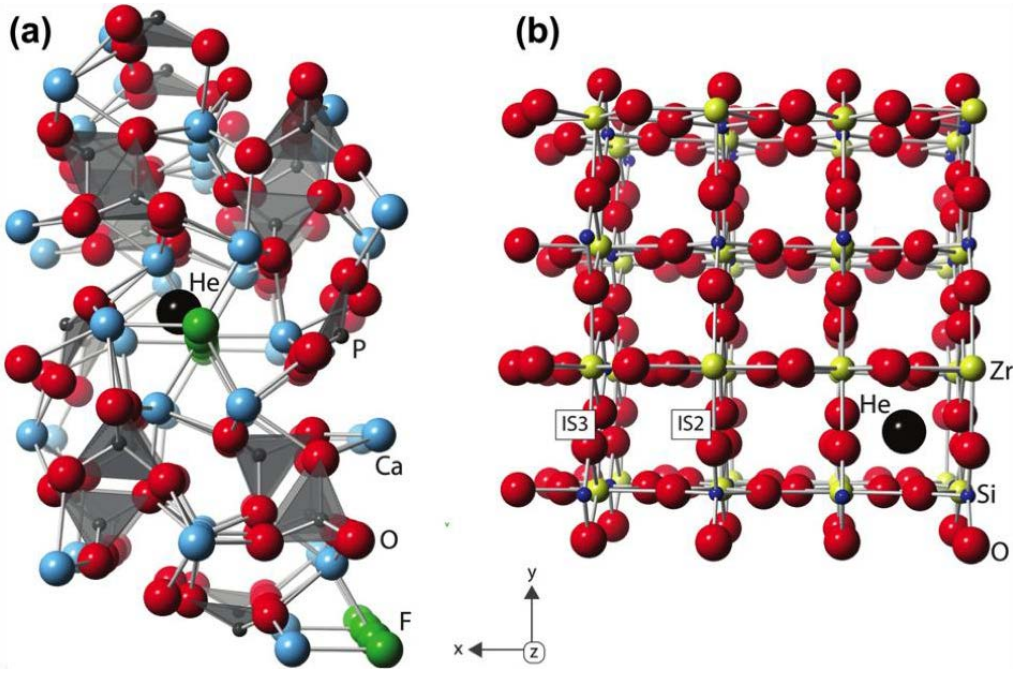



**Figure 3-12 : Structure cristalline de l'apatite (a) et du zircon (b) où figure le site le plus favorable pour placer un atome de $^4$He au sein du réseau, d'après *Bengtson et al. (2012)*. L'axe z correspond à l'axe c des cristaux considérés. On observe facilement les « canaux de diffusion » parallèle à l'axe c pour le zircon. La diffusion de $^4$He dans l'apatite semble plus compliquée.**

Ces différences entre la Tc théorique et celle mesurée généralement sur apatites et zircons s'expliquent par la présence de dommages liés à la désintégration radioactive et à la formation des atomes de $^4$He dans le réseau cristallin de ces minéraux. *Shuster et al. (2006)* ont montré que la quantité de ces dommages (a-recoil) était directement corrélée avec la diffusion de $^4$He. Ainsi, plus les concentrations en U et Th (symbolisée par le paramètre eU, effective Uranium concentration,$[eU] = [U] + 0{,}24 * [Th]$) sont importantes, plus il y a de dommages liés à leur désintégration dans le réseau cristallin et plus la rétention de $^4$He augmente. Ces dommages agissent comme des pièges à $^4$He et la concentration en $^4$He peut donc être considérée comme un proxy de la quantité de ces dommages pour chaque cristal d'un même échantillon (Fig. 3-13A). Quand $^4$He diffuse et qu'il croise un de ces dommages, ce dernier se loge à l'intérieur et il faudra plus d'énergie pour l'en déloger.

Ainsi, plus la concentration en eU est élevée, plus la température de fermeture augmente et plus l'âge mesuré est vieux.

Un effet important qui n'est cependant pas pris en compte par ce modèle est celui de la cicatrisation des dommages. A l'instar des traces de fissions, si un échantillon est réchauffé ou bien lentement refroidi, les dommages liés à la radiation s'estompent peu à peu par

cicatrisation annulant d'une part leur effet de piège, et permettant d'autre part de faire rediffuser l'hélium préalablement piégé. La densité de ces traces apparaît donc comme un proxy plus adapté (*Gautheron et al., 2009 ; Flowers et al., 2009 ; Shuster and Farley, 2009*, Fig. 3-13B). Le modèle de piégeage (*Shuster et al., 2006*) nécessite une relation linéaire entre le nombre de défauts liés à la radiation dans le réseau cristallin et la quantité de $^{4}$He piégé. *Gautheron et al. (2009)* ont montré que cette relation n'était pas correcte et *Flowers et al. (2009)* ont considéré une relation non-linéaire (cubique) qui reproduit mieux les données naturelles, augmentant nettement l'influence de la densité des dommages.

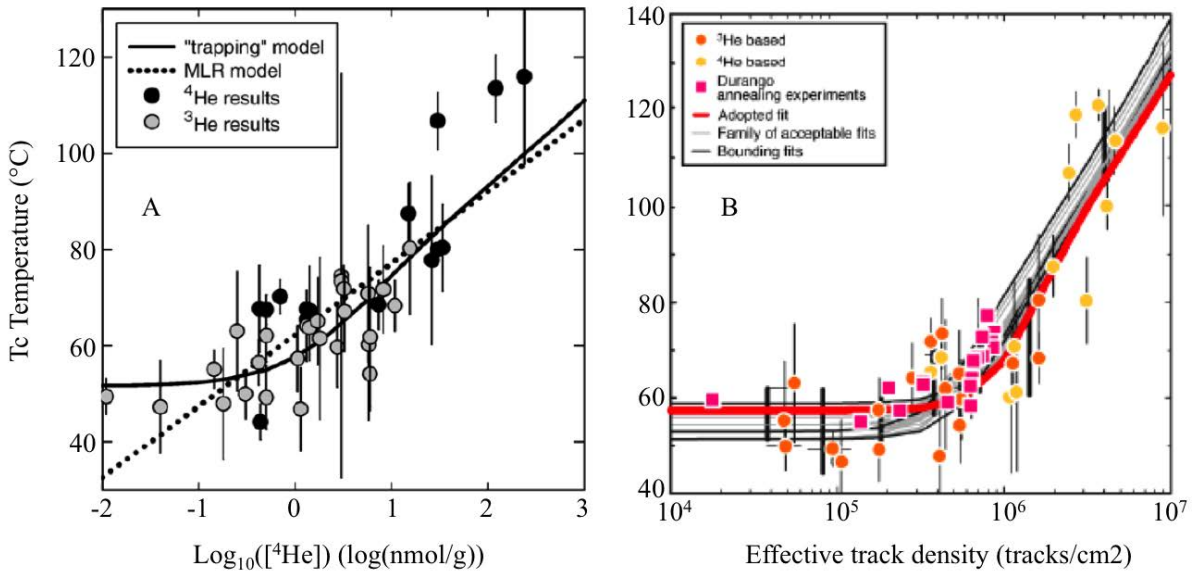



**Figure 3-13 : A) Corrélation entre les données de laboratoire et le modèle de piégeage utilisant le [$^{4}$He] comme proxy (*Shuster et al., 2006*). B) Ces données sont mieux corrélées en utilisant la densité de trace comme proxy (*Flowers et al., 2009*).**

En suivant cette idée d'augmentation de l'âge (U-Th-Sm)/He sur apatites avec eU, *Guenthner et al. (2013)* ont mis en évidence la même tendance sur des zircons (Figs. 3-14A, 15) mais pour des concentrations relativement faibles (0 à 1000 ppm). Pour des eU très importantes (>1000 ppm), la rétention en $^{4}$He décroît rapidement. Ces auteurs ont fait l'hypothèse que pour de telles concentrations, la quantité de dommages α est suffisamment importante pour qu'ils s'interconnectent et forment un réseau permettant aux atomes de $^{4}$He de diffuser plus rapidement (Figs. 3-14B).

Ainsi, la corrélation entre l'âge mesuré et eU décrit une courbe en cloche. La première partie de la courbe est croissante pour les faibles valeurs de eU car la rétention augmente avec le nombre de dommage et donc l'âge augmente avec eU. A partir d'un certain seuil, appelé seuil de percolation, les dommages s'interconnectent et la rétention diminue fortement de même que l'âge diminue quand eU augmente, d'où une seconde partie de la courbe qui est décroissante (Fig. 15). *Guenthner et al. (2013)* ont montré que l'évolution de la rétention de l'hélium dans les zircons, qui dépend avant tout de la concentration en eU, contrôle à la fois la variation de la température de fermeture et le processus de recuit des dommages dans chaque grain. Cependant, comme le soulignent *Ketcham et al. (2013)*, la quantité nécessaire de dommages α (appelée aussi α dose) pour atteindre ce seuil de percolation est nettement inférieure à celle nécessaire pour atteindre le seuil de métamictisation indiquant que la percolation de ces dommages α n'a pas d'effet sur les propriétés macroscopiques des grains affectés.

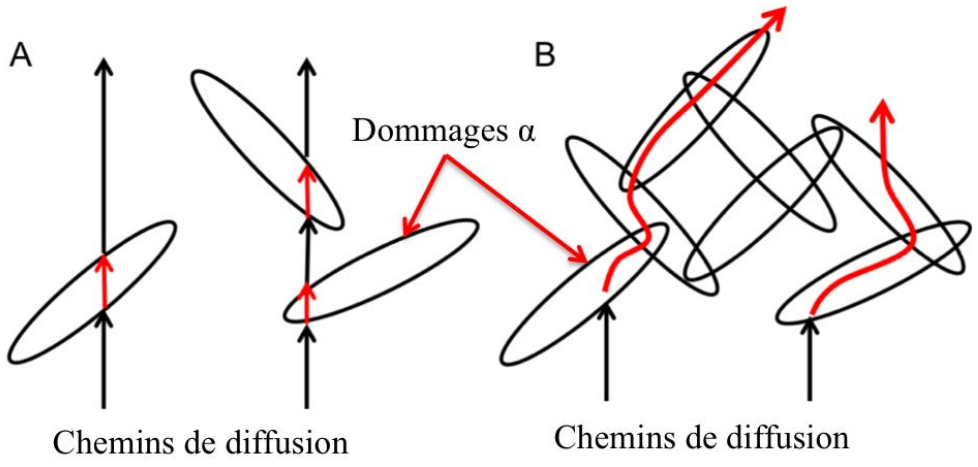



**Figure 3-14 : A) Pour des eU relativement faibles (<1000 ppm), les dommages α dans le réseau cristallin agissent comme des pièges pour la diffusion du $^{4}$He. B) Pour de fortes concentrations (>1000 ppm), ces dommages s'interconnectent permettant une diffusion plus rapide.**

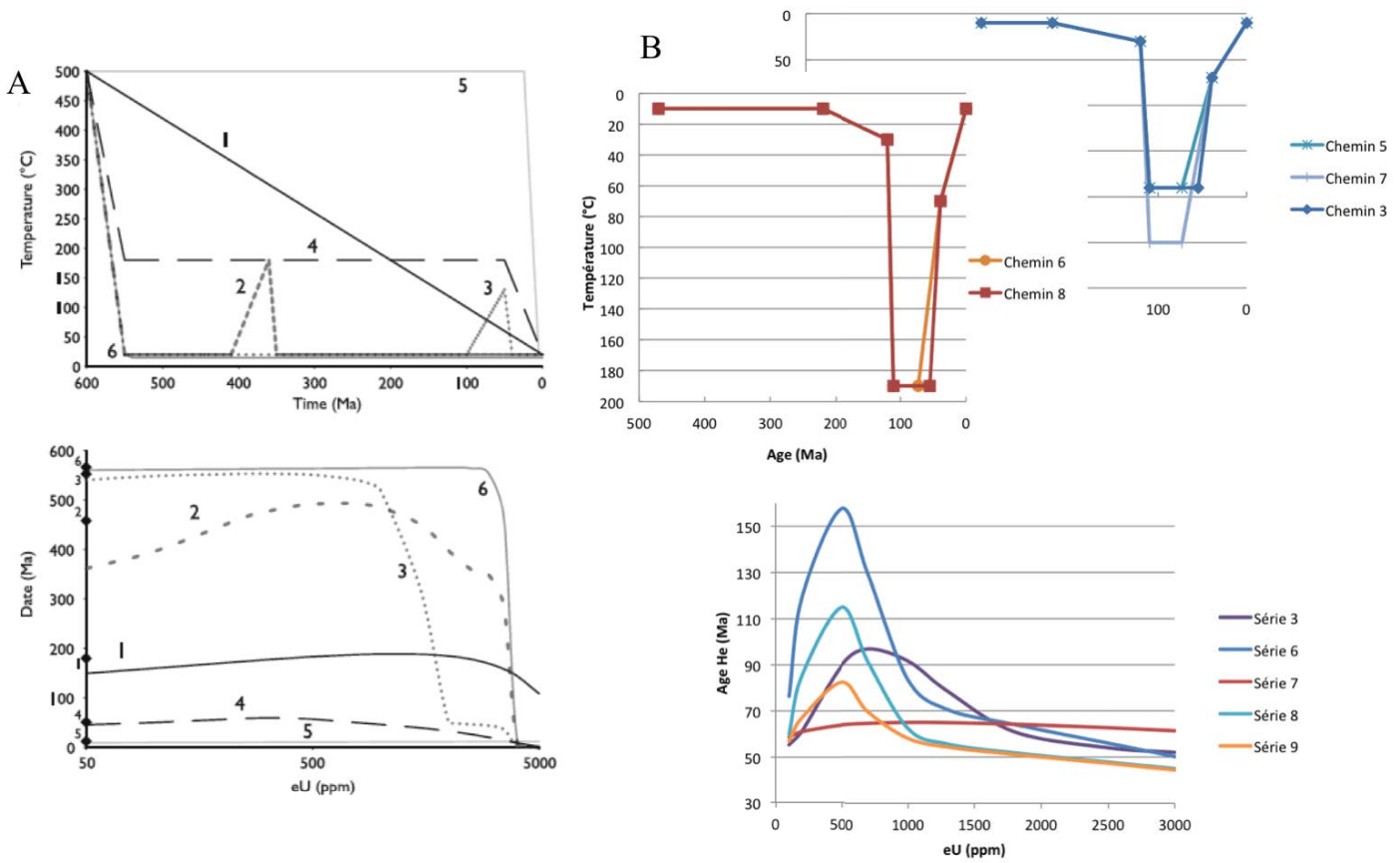



**Figure 3-15 : A) Corrélations entre les âge (U-Th-Sm)/He sur zircons et eU en fonction du chemin temps-température d'après *Guenthner et al. (2013)*. B) En cas de recuit post-dépôt, cette corrélation âge-eU décrit généralement une cloche qui traduit l'augmentation puis la diminution de la rétention du $^{4}$He dans les zircons. L'amplitude et la position du sommet de cette cloche varie en fonction du chemin temps-température (température atteinte pendant le recuit, temps pendant lequel elle est conservée, timing du recuit, âge initial et donc temps d'accumulation pré-recuit).**

## IV) La datation par traces de fission

### 1) Historique

La méthode de datation par traces de fission a été proposée par Price et Walker en 1963 et est basée sur la fission spontanée de $^{238}U$ (toutes les autres sources donnant lieu à des traces nucléaires sont négligeables, *Price et Walker, 1963b*). Bien qu'il n'existe pas encore de modèle capable de décrire précisément le mode de formation d'une trace de fission, l'interprétation actuelle est que, lors d'une fission spontanée, l'émission d'une particule chargée à travers le réseau cristallin conduit à l'ionisation des atomes présents sur le trajet de cette particule. Les ions ainsi formés se repoussent sous l'effet de la force dite Coulombienne et enfin, cette zone affectée se stabilise de façon élastique ce qui affecte les atomes environnants non-ionisés. On obtient alors la formation de traces (dites latentes ou fossiles) dans le réseau cristallin, appelées traces de fission (Fig. 3-16, *Fleischer et al., 1965a ; Fleisher et al., 1975*).

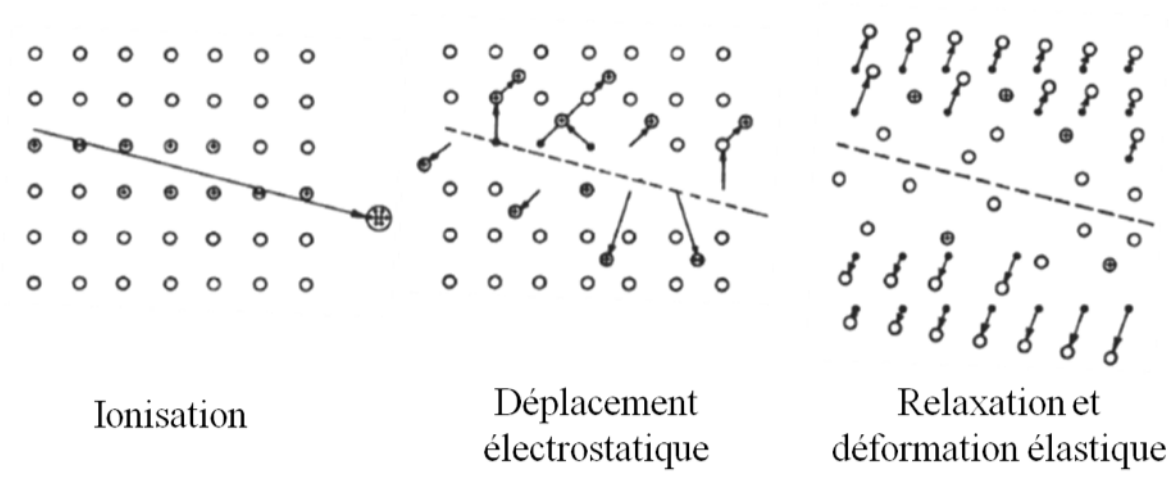



**Figure 3-16 : Formation des traces de fission en 3 étapes d'après *Fleischer et al. (1965a)* et modifié d'après *Fleischer et al. (1975).***

A l'origine, ces traces sont nanométriques et ont été d'abord observées sur des micas au MET (Microscope Electronique à Transmission) (*Silk et Barnes, 1959, Price et Walker, 1962a, b*).

### 2) Principe de la datation

Dans les minéraux considérés (ceux contenant des concentrations élevées en $^{238}U$ tels que l'apatite et le zircon), le nombre de traces de fission spontanée dépend à la fois de la teneur en

$^{238}U$ et du temps d'accumulation de ces traces, qu'on appelle âge traces de fission. Cet âge correspond au moment où le minéral est exhumé à travers une isotherme appelée température de fermeture. Cette température est de 110 ± 20°C pour l'apatite et de 240 ± 40°C pour le zircon (*Wagner et Wan den Haute, 1992*).

Pour déterminer cet âge, il faut estimer la teneur en $^{238}U$ et pour cela, on utilise un proxy. En irradiant le minéral à dater dans un réacteur nucléaire, on peut générer des fissions induites de $^{235}U$, puis compter les traces correspondantes. L'irradiation des échantillons présentés dans cette thèse a été faite au réacteur nucléaire FRM II à Munich. La concentration en $^{235}U$ dépend de la quantité de traces ainsi comptées ainsi que de la fluence neutronique utilisée (quantité de neutrons dans le flux du réacteur par unité de surface) que l'on peut également déterminer. Sachant que le rapport $^{235}U/^{238}U$ est constant (137,82 ; *Hiess et al., 2012*), on en déduit la concentration en $^{238}U$.

L'équation de l'âge traces de fission (*Price et Walker, 1963b ; Fleisher et al., 1965b ; Naeser, 1967 ; Fleischer et al., 1975*) s'exprime de la façon suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda_D}\, ln\left(1 + g\left(\frac{\lambda_D}{\lambda_F}\right)\phi\sigma I\left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)\right) \quad (9)$$

où t est l'âge traces de fission (FT) du minéral en Ma, $\lambda_D$ est la constante de désintégration totale de $^{238}U$, $\lambda_F$ est la constante de désintégration par fission spontanée de $^{238}U$, $\phi$ est la fluence de neutrons thermiques (c'est le flux de neutrons par cm² dans le réacteur pendant l'irradiation), I est le rapport isotopique $^{235}U/^{238}U$, $\sigma$ est la section efficace de capture d'un neutron thermique par $^{235}U$, $\rho_s/\rho_i$ est le rapport des densités de traces spontanées sur celles induites (traces/cm²) et g est un facteur géométrique dépendant de la technique de datation utilisée.

Cependant, le flux de neutrons au sein du réacteur, même s'il est fixé, peut varier légèrement ce qui influe fortement sur l'âge mesuré. La fluence neutronique n'est pas mesurable directement et s'exprime ainsi :

$$\phi = B\rho_d \quad (10)$$

où $\rho_D$ représente la densité de traces de fission induites dans ces verres et B est un facteur de proportionnalité à déterminer.

On utilise alors un proxy : le paramètre « zêta » (ζ). Il est déterminé à l'aide d'une procédure expérimentale (*Fleischer et Hart, 1972 ; Hurford et Green, 1982, 1983 ; Tagami, 1987 ; Hurford, 1990*) qui consiste à utiliser des verres étalons (appelés dosimètres) de concentration en Uranium connue qui sont montés et irradiés de la même façon et avec les échantillons à dater.

$$\zeta\rho_d = \left(\frac{\sigma I \phi}{\lambda_F}\right) (11)$$

Les calculs et la procédure sont détaillés en Annexe 2.

### 3) Longueur de traces et notion de recuit

Il a été montré aussi bien en laboratoire que par l'étude de cas réels (exemple du Bassin d'Otway), que les traces de fissions dans les apatites ont tendance à disparaitre par cicatrisation (*Wagner, 1972, 1981, 1988, Green et al., 1985, 1986 ; Wagner et al 1989 ; Crowley et al., 1991 ; Barbarand et al., 2003 ; Ketcham et al., 2007*) et que ce phénomène est non-linéaire et fortement dépendant de la température et du temps durant lequel cette température est effective (Fig. 3-17).

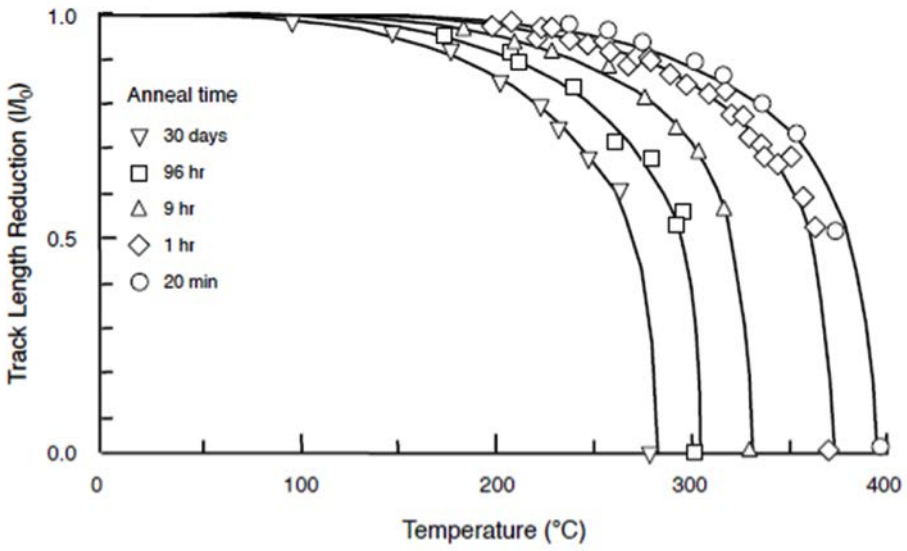



**Figure 3-17 : Résultats d'expériences de cicatrisation de traces de fissions induites sur Durango menées en laboratoire (*Crowley et al., 1991,* d'après les données de *Green et al. (1986)*). Chaque point montre la réduction de la longueur de trace par rapport à une trace non cicatrisée après augmentation de la température en faisant varier le temps et la température. Il apparait qu'un même degré de cicatrisation peut être atteint en chauffant à une plus faible température sur une période de temps plus longue.**

La longueur des traces dans une apatite dépend donc principalement de son histoire thermique. C'est pourquoi de nombreux modèles numériques de cicatrisation ont vu le jour pour étudier ces histoires thermiques (*Laslett et al., 1987* ; *Gallagher et al., 1998 ; Tagami et al., 1998 ; Ketcham et al., 1999, 2007 ; Yamada et al., 2007* ; Fig. 3-18).

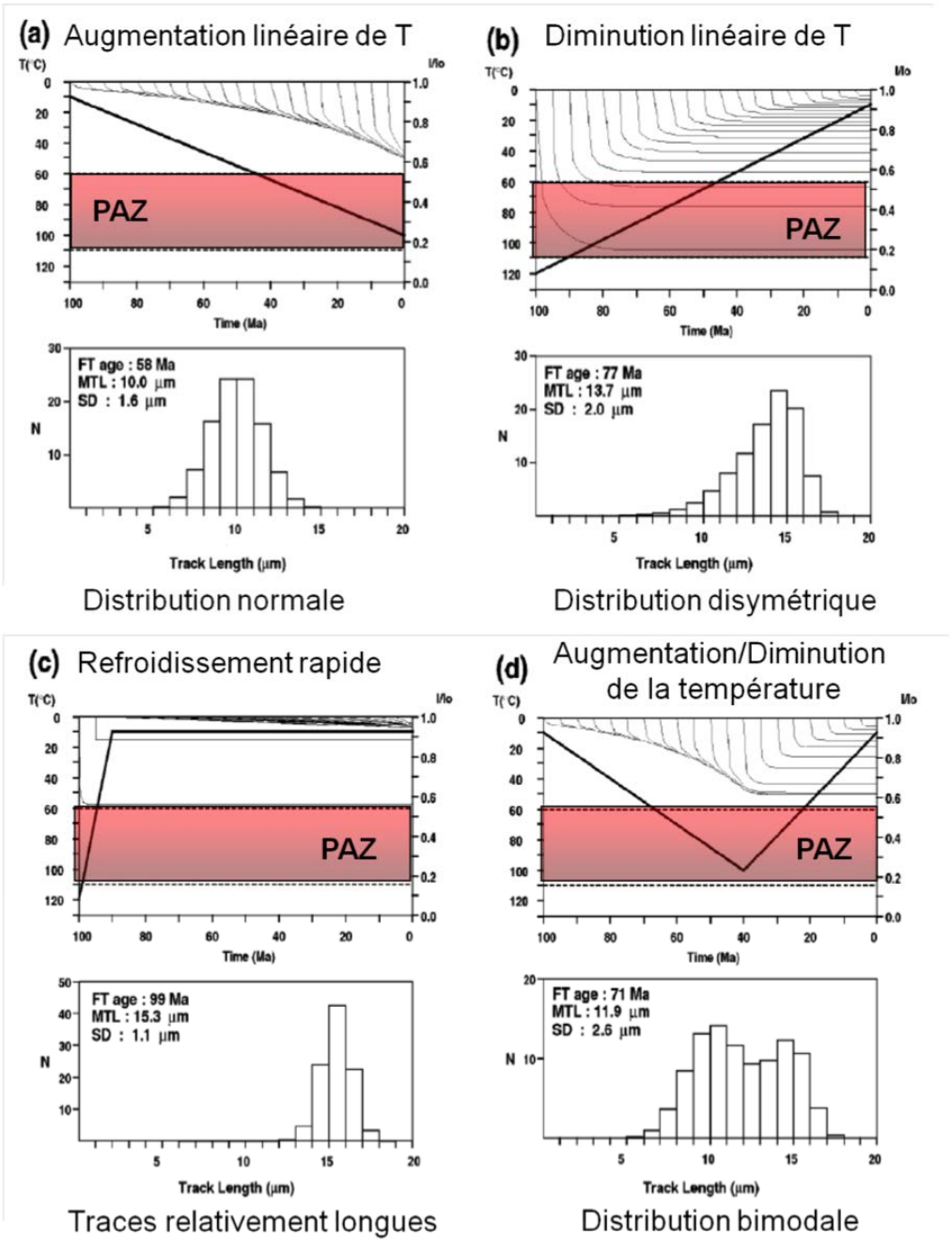



**Figure 3-18 : Evolution de la distribution des longueurs de traces de fission en fonction de différentes histoires thermiques : une augmentation (a) et une diminution (b) linéaire de température, un refroidissement rapide (c) et une histoire biphasée de réchauffement et refroidissement (d) (*Gallagher et al., 1998*).**

De nombreuses études en laboratoire ont également mis en évidence que la dynamique de recuit des traces dans une apatite est liée à sa structure cristallographique qui dépend de sa composition et des différentes possibilités de substitution au sein de son réseau cristallin (*Barbarand et al., 2003b*). Par exemple, quand [Cl]>0,4 wt% (pourcentage de roche totale), l'influence du Cl domine celles des autres atomes, et plus il y a de Cl, plus l'apatite est résistante face au recuit. Dans les fluro-apatites, où [Cl]<0,4 wt%, les autres éléments tels que les terres rares ont un impact non négligeable et sont en général moins résistants. Ainsi, la concentration en Cl est déterminante pour contraindre comment l'apatite réagit au recuit (Fig. 3-19A). *Donelick (1993)* a d'ailleurs montré que la concentration en Cl est corrélée avec la taille et plus particulièrement la longueur du « etch pit » de chaque trace de fission (longueur de l'intersection d'une trace avec le plan d'observation, Dpar, Fig. 3-19B). La mesure de ce paramètre dépend notamment de l'axe cristallographique de référence, généralement l'axe c (*Donelick et al., 1999*). Elle dépend également du protocole d'attaque chimique utilisé (*Sobel et Seward, 2010*) et elle varie selon les analystes voire pour un même analyste au cours du temps. Cela rend donc délicat l'établissement d'une règle basée sur la reproductibilité des mesures (*Carlson et al., 1999 ; Barbarand et al., 2003a, b*). Pour normaliser ces mesures, un autre paramètre a été créé : le rmr0. Il correspond à la longueur de trace recuite de l'apatite la plus résistante, au moment où l'apatite la moins résistante est totalement recuite, pour un même échantillon (*Ketcham et al., 1999 ; Ketcham et al., 2007a, b*). Cependant, le Dpar et la concentration en Cl sont encore largement utilisés par la communauté scientifique.

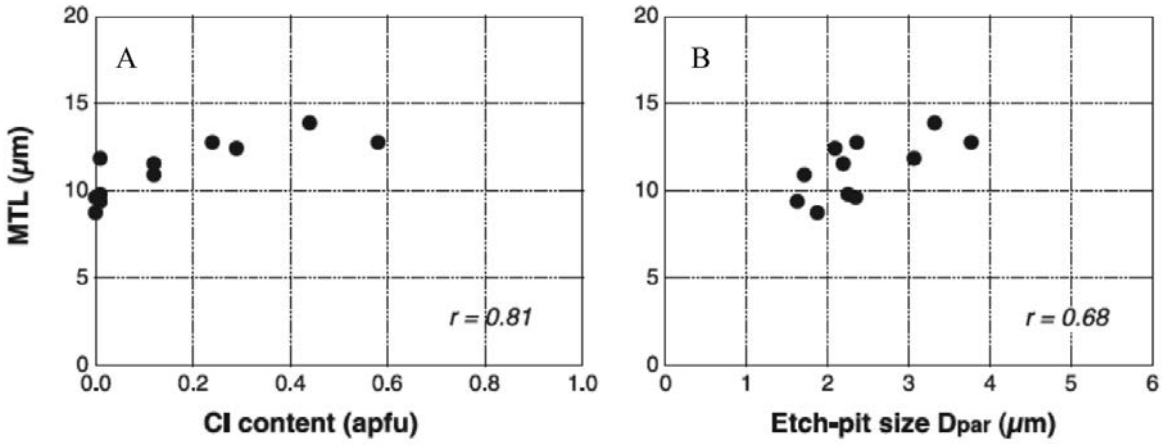



**Figure 3-19 : Relation entre la taille des traces (MTL) et la concentration en Cl (A) et le Dpar (B), modifié d'après *Barbarand et al. (2003b)*.**

# V) Utilisation de la thermochronologie

## 1) Applications et interprétations courantes

On utilise généralement la thermochronologie basse température pour dater le refroidissement d'une roche, associé à son exhumation aussi bien en contextes extensif que compressif. En contexte compressif, une roche est exhumée du fait du soulèvement et de l'érosion (et donc du refroidissement) du toit (hangingwall) d'une faille inverse ou d'un chevauchement (Fig. 3-20). En contexte extensif, c'est le mur (footwall) de la faille qui s'exhume et qui refroidit du fait du jeu d'une faille normale (Fig. 3-21) ou d'un détachement (Fig. 3-22). Le refroidissement ne dépend donc pas uniquement de l'érosion.

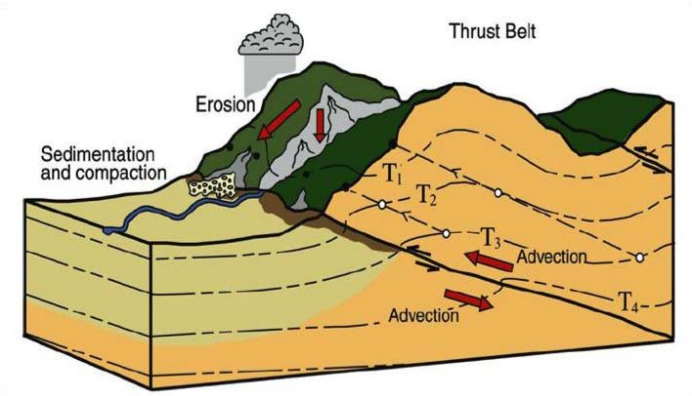



**Figure 3-20 : Processus thermiques associés au jeu d'un chevauchement. Les isothermes sont courbées par advection le long du chevauchement. L'érosion permet l'exhumation de matériel en profondeur (ronds blancs), d'après *Elhers et Farley (2003)*.**

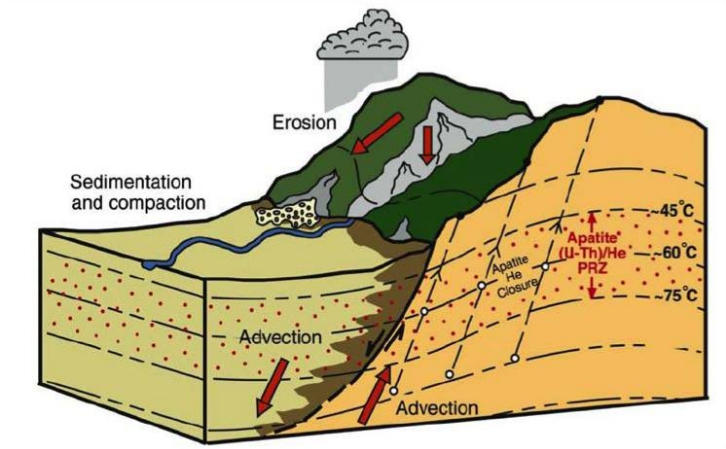



**Figure 3-21 : Processus thermiques associés au jeu d'une faille normale fortement pentée. Les isothermes (notamment celles de la gamme de sensibilité du système AHe) sont courbées par advection le long de l'accident, d'après *Elhers et Farley (2003)*.**

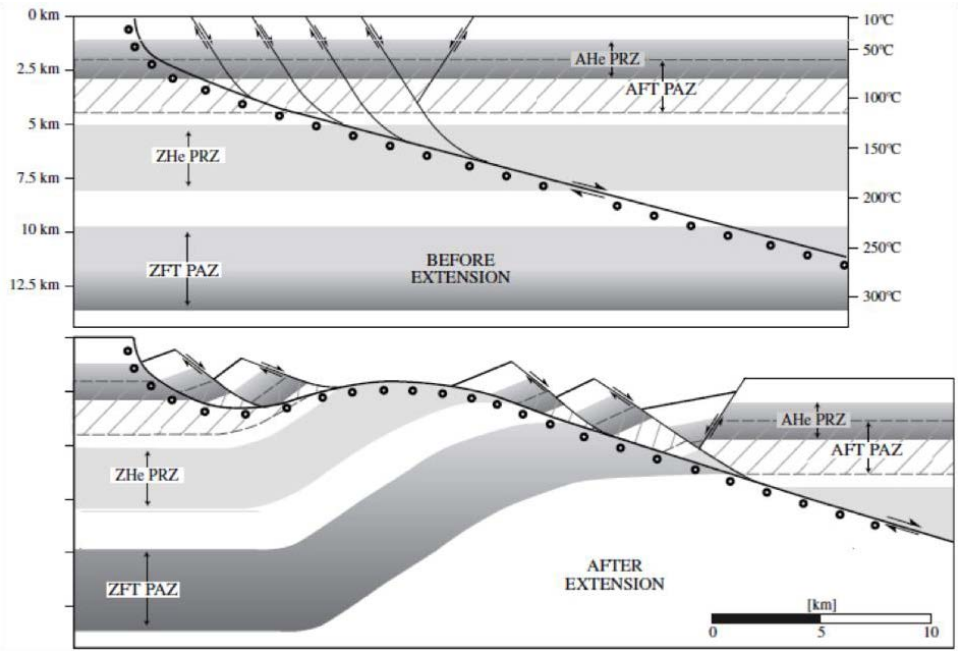



**Figure 3-22 : Schémas représentant l'évolution structurale et l'exhumation de roches situées au mur d'un détachement plat avant et après l'extension. Cette histoire est enregistrée par les systèmes thermochronologiques AHe, ZHe, AFT et ZFT (*Stockli, 2005*).**

La thermochronologie s'applique à deux types d'objets : les massifs cristallins (on parle d'analyse in-situ) et les bassins sédimentaires (analyse détritique). Dans les chaînes orogéniques, le cœur d'un prisme orogénique est généralement constitué d'unités crustales et de massifs cristallins inversés en compression. On effectue donc principalement des analyses in-situ sur ces massifs, d'une part, pour déterminer leur histoire temps-température ; pour cela on utilise plusieurs thermochronomètres sur un même échantillon (Fig. 3-23), et d'autre part, pour contraindre leur vitesse d'exhumation ; en utilisant un profil âge-altitude. Ce dernier consiste à supposer que les échantillons s'exhument verticalement et traversent l'isotherme (température de fermeture) considérée (dépend de la méthode de datation employée) en conservant leur distribution verticale. Le taux d'exhumation est alors directement mesurable. De plus, le début de l'exhumation peut aussi être observé. En effet, avant l'initiation de l'exhumation, les échantillons se situent en profondeur et certains peuvent se situer au-dessus et d'autres en-dessous de la température de fermeture (isotherme). Les échantillons situés au-dessus sont alors relativement froids et ont donc un âge ancien. Ceux qui sont plus chauds n'enregistrent un âge qu'à partir du moment où ils franchissent l'isotherme considérée et donc

à partir du début de l'exhumation. On observe un coude (Fig. 3-24) dont l'âge correspond à l'initiation de l'exhumation (*Fitzgerald et al., 1993, 1995*).

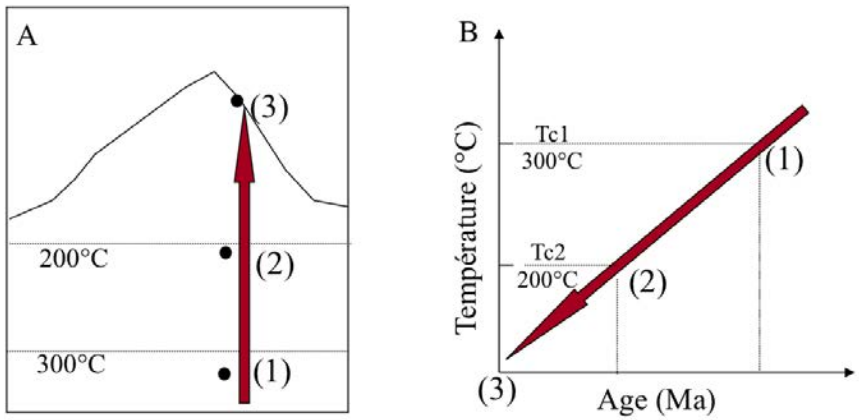



**Figure 3-23 : Graphiques illustrant le principe de la datation multi-thermochronométrique pour un même échantillon en contexte orogénique. A) Les différents systèmes enregistrent un âge différent en fonction d'une température différente (température de fermeture) au cours, ici, d'un même événement de refroidissement et d'exhumation. B) Les données obtenues permettent d'établir un chemin temps-température de cet échantillon.**

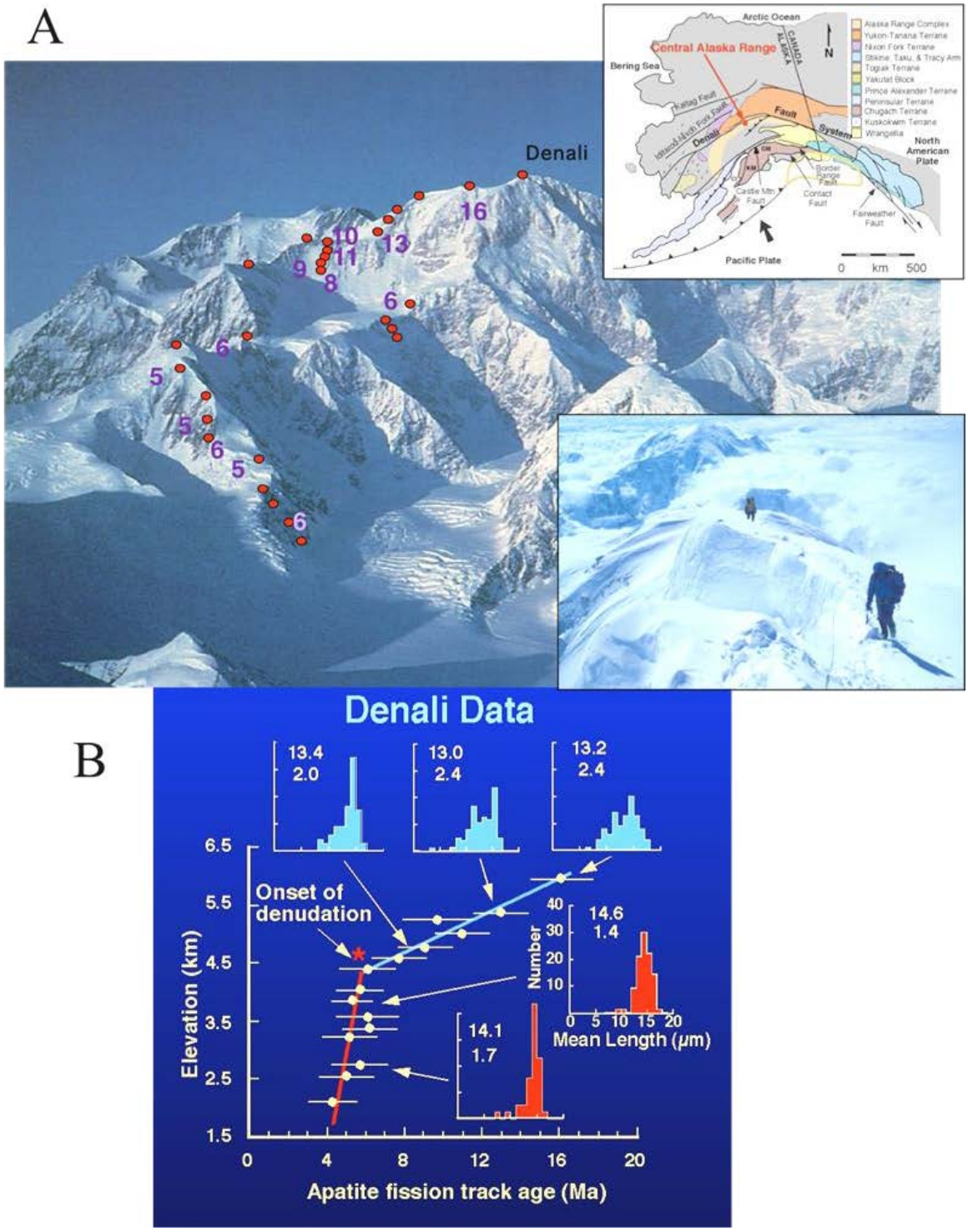



**Figure 3-24 : Exemple d'utilisation du profil âge-altitude d'après *Fitzgerald et al. (1993, 1995)*. A) Des échantillons sont prélevés à différentes altitudes le long d'un profil, comme ici, sur le Mont Denali en Alaska. B) On applique ensuite la même méthode de datation sur tous les échantillons et les données sont reportées sur un graphique âge-altitude. Différentes vitesses d'exhumation peuvent être mises en évidence. Un coude sépare deux phases caractérisées par des vitesses différentes.**

Une autre approche, pour contraindre la formation d'une chaîne de montagnes, son histoire à long et court termes (dépend du thermochronomètre choisi), les variations du taux d'exhumation des sources du bassin au cours du temps ainsi que les relations de provenance, réside dans la datation de sédiments syn-orogéniques (datation détritique) (*Bernet et al., 2001, 2004 ; Bernet et Garver, 2005 ; Brandon et Vance, 1992*). Les âges obtenus sur un échantillon détritique reflètent l'histoire de son bassin versant et donc de ses sources. Les âges sont généralement distribués mais plusieurs populations peuvent être mises en valeur à partir d'un traitement statistique. Ce signal est alors décomposé en plusieurs pics d'âges différents dont la dimension relative et la position sont représentatives des sources du bassin (Fig. 3-25).

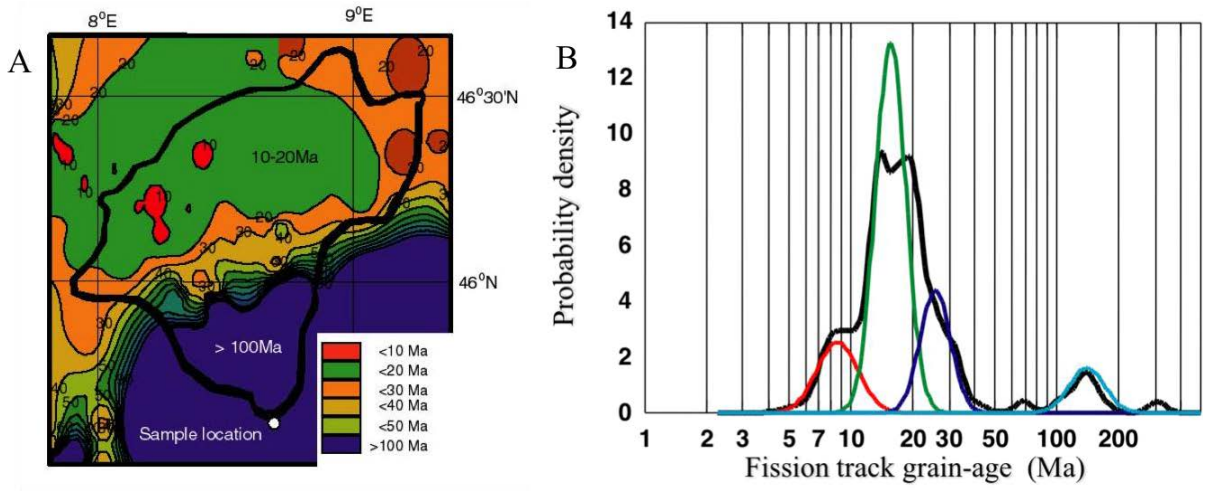



**Figure 3-25 : Exemple d'étude détritique en milieu orogénique d'après *Bernet et al. (2001, 2004)*. A) Le bassin versant de la rivière Ticino montre différentes populations de grains à l'affleurement. B) Ces populations se reflètent également dans la rivière du fait de l'érosion du bassin versant.**

On peut également remonter dans le temps en comparant plusieurs couches sédimentaires d'âges différents. On s'intéresse alors à l'évolution des pics au cours du temps au travers d'un « lag-time plot » (*Bernet et Garver, 2005*). Le lag-time correspond au temps qui s'écoule entre le moment où l'échantillon franchit la température de fermeture considérée (âge thermochronologique) et l'âge de son dépôt dans le bassin (âge de la couche). On considère que le temps entre l'arrivée à la surface, l'érosion et le dépôt dans le bassin est relativement négligeable à l'échelle du million d'années (Fig. 3-26). En pointant l'âge d'un pic particulier par rapport à son âge de dépôt pour plusieurs échantillons d'âges de dépôt différents, on peut déterminer si le taux d'exhumation varie (accélération ou ralentissement) ou s'il est stable au cours du temps (Fig. 3-27).

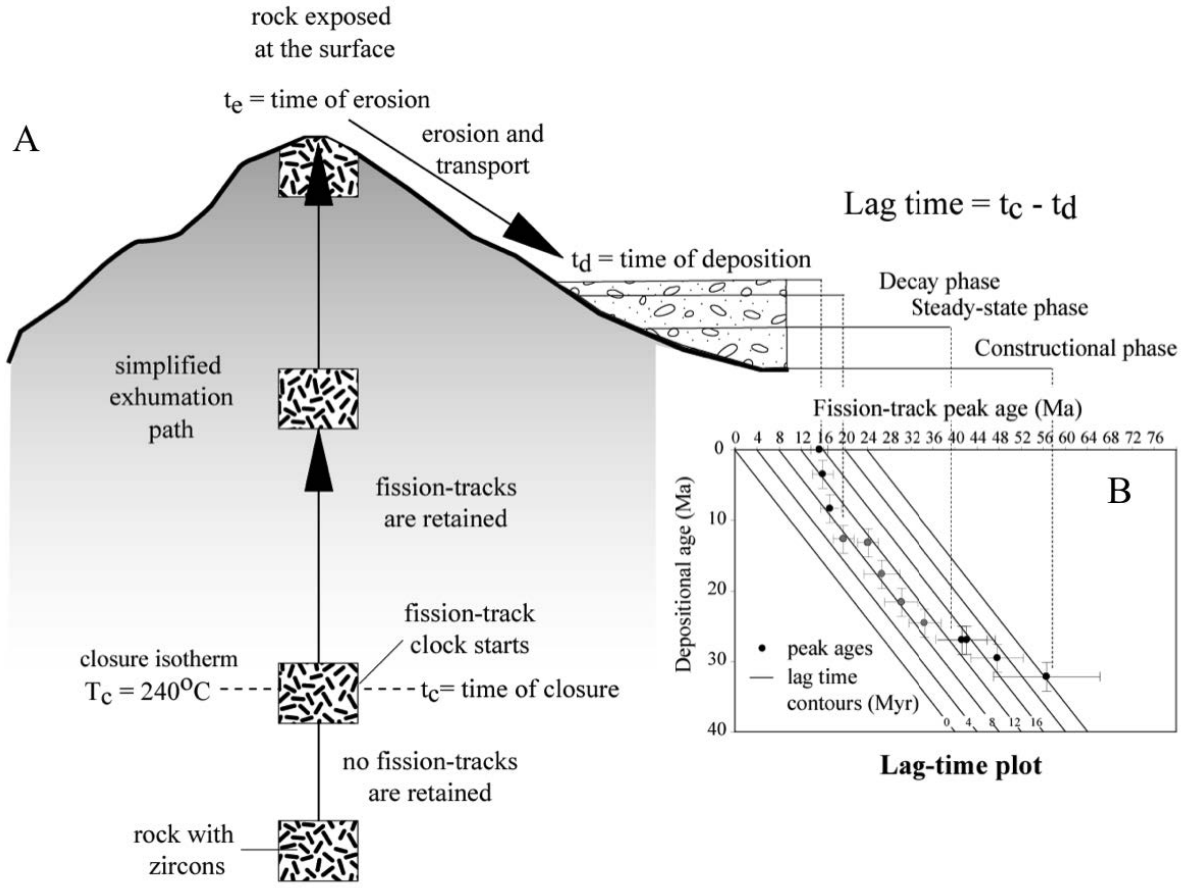



**Figure 3-26 : A) Principe du lag-time d'après *Bernet et Garver (2005)*. Un échantillon analysé selon une méthode de datation thermochronologique enregistre deux âges : un âge thermochronologique et un âge de dépôt. Le lag-time correspond à l'écart entre ces deux âges. B) Cet écart dépend principalement de la vitesse d'exhumation de l'échantillon détritique daté. Si cette vitesse varie, alors le lag-time aussi.**

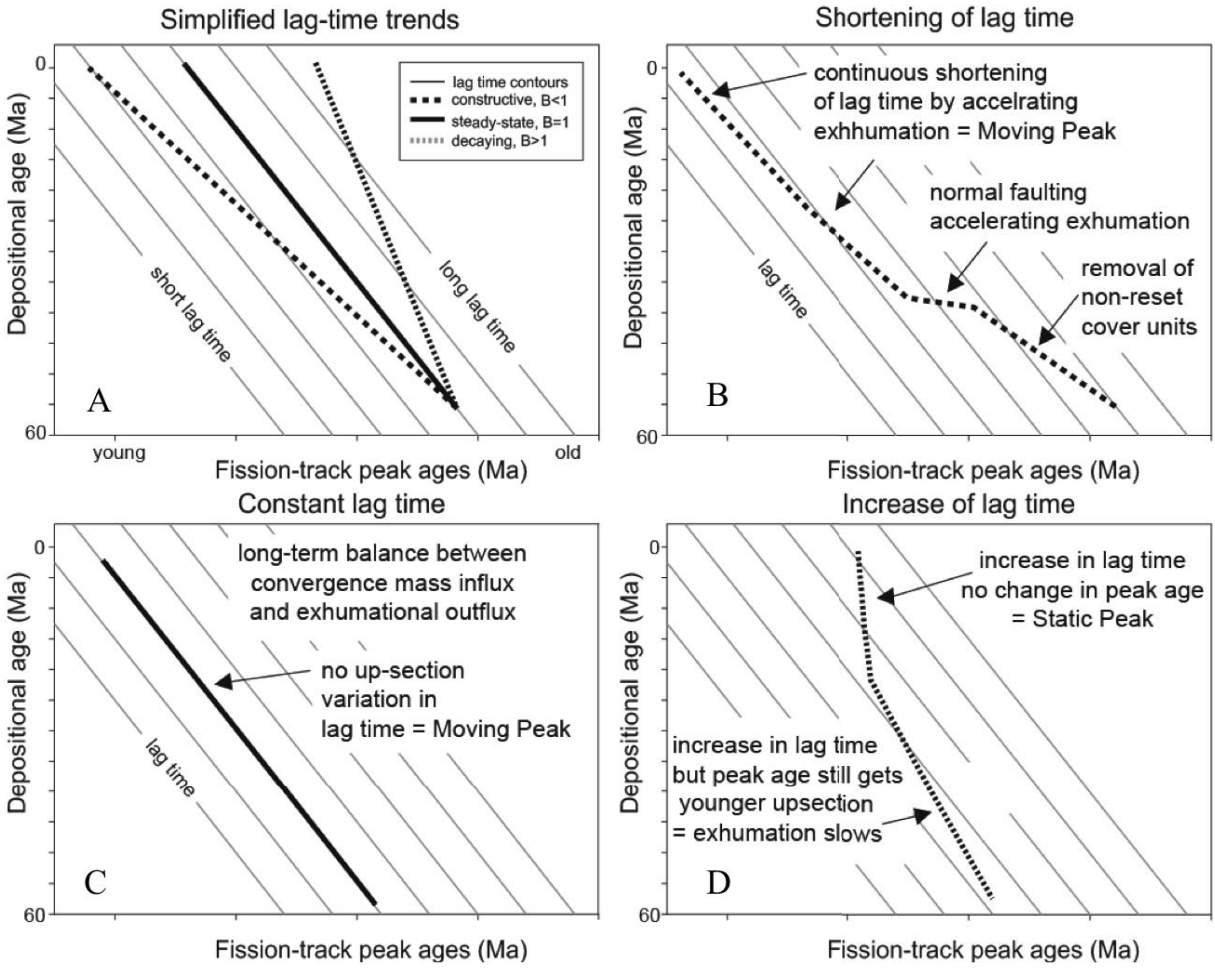



**Figure 3-27 : Principe du lag-time plot illustrant plusieurs scénarii d'après *Bernet et Garver (2005)*. Le lag-time varie en fonction de la vitesse d'exhumation. Si le lag-time augmente au cours du temps, alors cela signifie que l'exhumation ralentit. Au contraire, si il diminue alors c'est que l'exhumation s'accélère.**

### 2) Limites

Ainsi, beaucoup d'études font le raccourci entre taux de refroidissement et taux d'exhumation en considérant un gradient géothermique normal (~30 °C/km). La prise en compte du gradient thermique est donc un facteur important quand il s'agit d'interpréter des données thermochronologiques. En effet, l'utilisation d'un gradient thermique différent va directement impacter le taux d'exhumation déduit de l'étude d'un profil âge-altitude ou de données multi-thermochronométriques (Fig. 3-28).

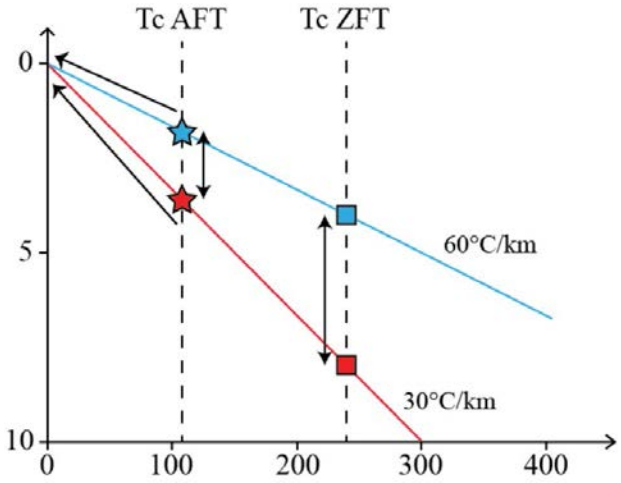



**Figure 3-28 : Graphique illustrant les différences de profondeur associées à deux thermochronomètres en considérant deux gradients géothermiques (30°C/km et 60°C/km). Les vitesses de refroidissement et d'exhumation varient selon le gradient géothermique considéré.**

L'étude des flux thermiques de surface (*Rolandone et al., 2013 ; Lucazeau et al., 2010 ; Chi et Reed, 2008*) montre d'importantes différences entre les flux de chaleur localisés au cœur d'un craton et ceux d'une marge passive, de même que dans une chaîne de montagnes active. Le gradient géothermique varie donc en fonction du contexte tectonique mais aussi au cours du temps et de l'histoire de la zone d'étude. Le gradient géothermique est également contrôlé par la structure même de la lithosphère, la rhéologie associée, la concentration en éléments radioactifs, et son héritage structural (intrusions magmatiques, déformations, …). Enfin, les mouvements tectoniques impliquent de l'advection de chaleur. Par exemple, dans le cas d'un chevauchement, l'advection de chaleur localisée sur l'accident tectonique provoque une inflexion des isothermes ce qui perturbe localement le géotherme (*Braun et al., 2005*). Par ailleurs, si l'exhumation est trop rapide pour permettre la relaxation thermique, elle peut également entrainer une migration verticale des isothermes.

On peut alors se poser la question de la signification de l'âge thermochronologique mesuré notamment dans le cas d'un soulèvement post-orogénique. Si le mouvement tectonique est relativement rapide (on néglige ici l'effet de l'érosion), alors la vitesse associée à l'advection de chaleur est plus importante que celle associée à la diffusion de la chaleur et à un retour à l'équilibre (isothermes plats). Dans ce cas, l'âge de refroidissement mesuré correspond au moment où les isothermes reviennent à l'équilibre et donc à l'arrêt (ou au ralentissement significatif) de la tectonique, et non pas à l'activation de ces mouvements comme on le

suppose traditionnellement (Fig. 3-29). Ainsi, l'interprétation des données thermochronologiques dépend fortement du contexte dans lequel elles sont utilisées.

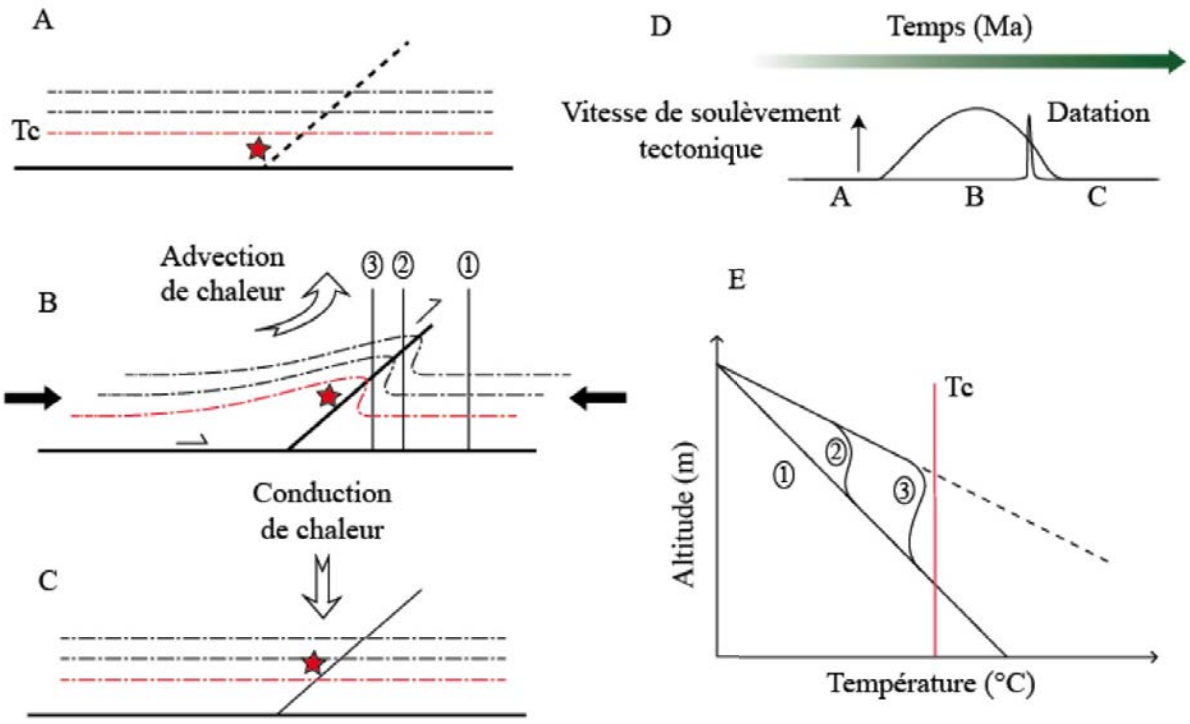



**Figure 3-29 : Illustration de l'histoire thermique d'un échantillon (étoile rouge) soumis à un soulèvement sur le toit d'un chevauchement. A l'état initial (a), les isothermes sont à l'équilibre (plats). Le chevauchement s'active du fait d'une compression régionale (b). L'échantillon remonte le long du chevauchement, de même que les isothermes qui sont localement déformés (e). L'échantillon n'enregistre aucune variation de température, il n'y a pas d'exhumation car il n'y a pas d'érosion. Une fois que le mouvement tectonique perd de son intensité, les isothermes reviennent à l'équilibre et l'échantillon refroidit (c). Ainsi l'âge du refroidissement correspond à l'arrêt ou au ralentissement de la déformation (d).**

Il a aussi été montré que la topographie a un impact sur la position des isothermes en profondeur et contrôle en partie la vitesse d'exhumation apparente issue d'un profil âge-altitude (*Elhers et Farley, 2003 ; Braun et al., 2002, 2013*). Par exemple, dans le cas d'un relief constant, plus les isothermes sont froids, plus ils sont déformés par la topographie (Fig 3-30A). Cependant, plus la longueur d'onde de ce relief est importante, plus les isothermes chauds seront affectés. La vitesse d'exhumation déduite d'un profil âge-altitude apparaît alors plus élevée pour un thermochronomètre de très basse température, que pour un

thermochronomètre de plus haute température (Fig. 3-30B). Si ce relief varie au cours du temps, la vitesse d'exhumation va également varier : diminuer en cas d'augmentation du relief, voire complètement s'inverser en cas de diminution du relief (pente négative, Fig. 3-31). Enfin, la vitesse d'exhumation dépend également du moment où le relief varie. Plus ce changement de relief est récent, plus la variation de vitesse apparente est importante (*Braun et al., 2002*).

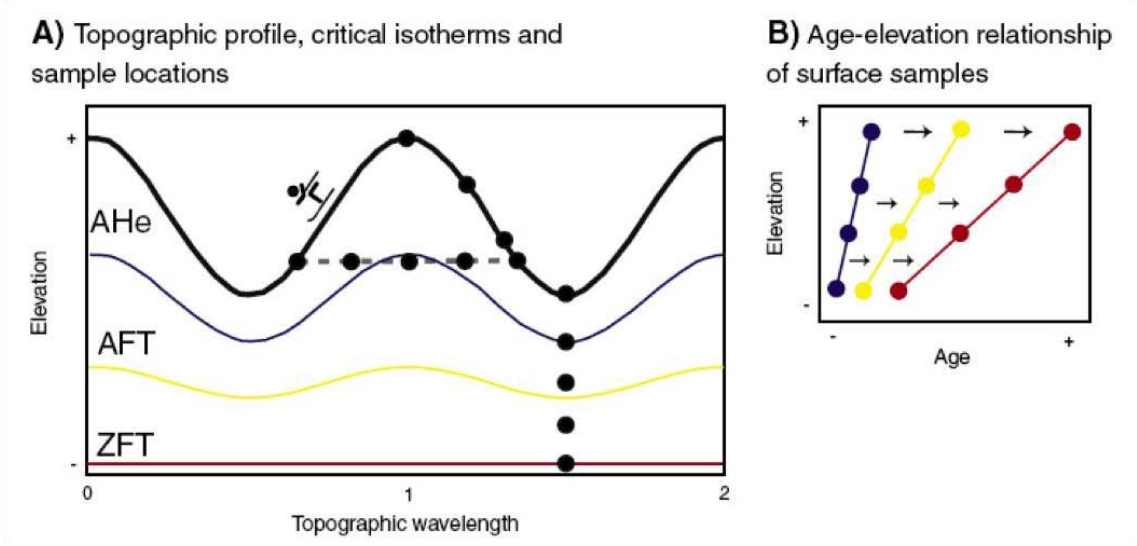



**Figure 3-30 : Schéma illustrant les relations entre la topographie, les isothermes caractéristiques de certains thermochronomètres (a) et le profil âge-altitude associés à ces thermochronomètres (b), d'après *Braun et al. (2012)*. Les isothermes sont de plus en plus perturbées par cette topographie, lorqu'on se rapproche de la surface. Les échantillons prélevés sont représentés par des points noirs. Plus l'isotherme du thermochronomètre considéré est perturbée, plus la pente mesurée est forte.**

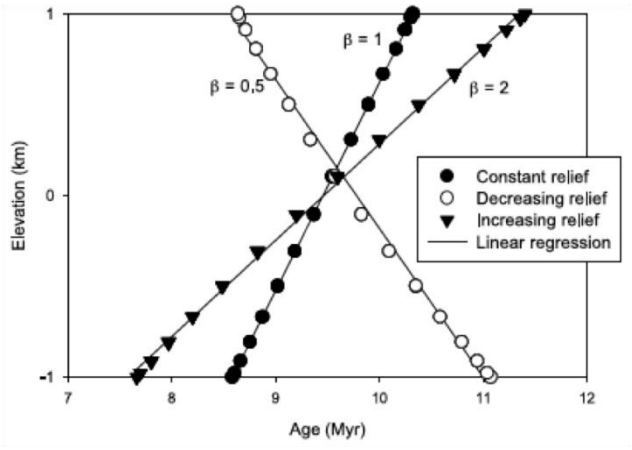



**Figure 3-31 : Ages (U-Th)/He sur apatites prédis suivant différents scénarii d'évolution d'un relief (constant, en diminution, en augmentation) d'après *Braun (2002)*.**

Ces variations de relief peuvent être déduites d'un thermochronomètre à partir du moment où il a franchi sa température de fermeture. Ainsi, dans une zone affectée par une tectonique active (rapide), un thermochronomètre très basse température donne des informations sur les changements récents de topographie (liés à des périodes de glaciations, d'érosions fluviatiles, …), tandis que les thermochronomètres de plus haute température donneront des informations sur l'histoire géomorphologique à long terme de la région. Dans le cas d'une tectonique lente, les thermochronomètres de basse température ne permettent de contraindre que l'histoire à long terme du paysage. Les thermochronomètres de plus haute température ne donneront aucune information géomorphologique ou de tectonique récente mais renseigneront sur des phases tectoniques antérieures héritées.

Enfin, les âges issus de la thermochronologie basse-température ont souvent été interprétés comme les âges d'événements tectoniques. Bien que cela reste relativement correct dans le cas d'une exhumation rapide, les progrès récents dans la compréhension et la modélisation des processus de diffusion et de recuit montrent que la plupart des âges mesurés sont des âges apparents, notamment en cas d'exhumation plus lente ou suite à des histoires temps-température plus complexes. Déterminer une histoire temps-température qui prend en compte ces processus implique la modélisation de ces données, notamment grâce à des programmes dédiés tels que HeFTy, QTQt ou encore PECUBE.

## 3) Modélisation de données thermochronologiques

### *a) HeFTy*

HeFTy est un programme de modélisation de chemins temps-température créée par Richard Ketcham (*Ketcham, 2005*). Il propose deux types de modélisations : directe et inverse. La modélisation directe consiste à tester des chemins temps-température pour observer leurs impacts sur différents systèmes : âges traces de fission et (U-Th-Sm)/He sur apatites et sur zircons, et températures obtenues par réflectance vitrinite, en prenant en compte les modèles de recuit ou de diffusion les plus récents. La modélisation inverse permet de déterminer le ou les meilleurs chemins temps-température parmi un nombre important de tests (ce nombre est défini par l'utilisateur), reproduisant les données d'entrée. On peut également ajouter des contraintes géologiques, comme un âge de cristallisation ou un âge de dépôt. Ces contraintes définissent un espace en temps et en température par lequel les chemins testés par le modèle doivent passer. La qualité d'un chemin est estimée par rapport à la qualité de reproduction des

données, comme pour la modélisation directe. Le résultat final (Fig. 3-32A) se présente sous la forme de chemins dits acceptables (avec un intervalle de confiance de 67%, $\sigma_1$) ou bons (avec un intervalle de confiance de 95%, $\sigma_2$).

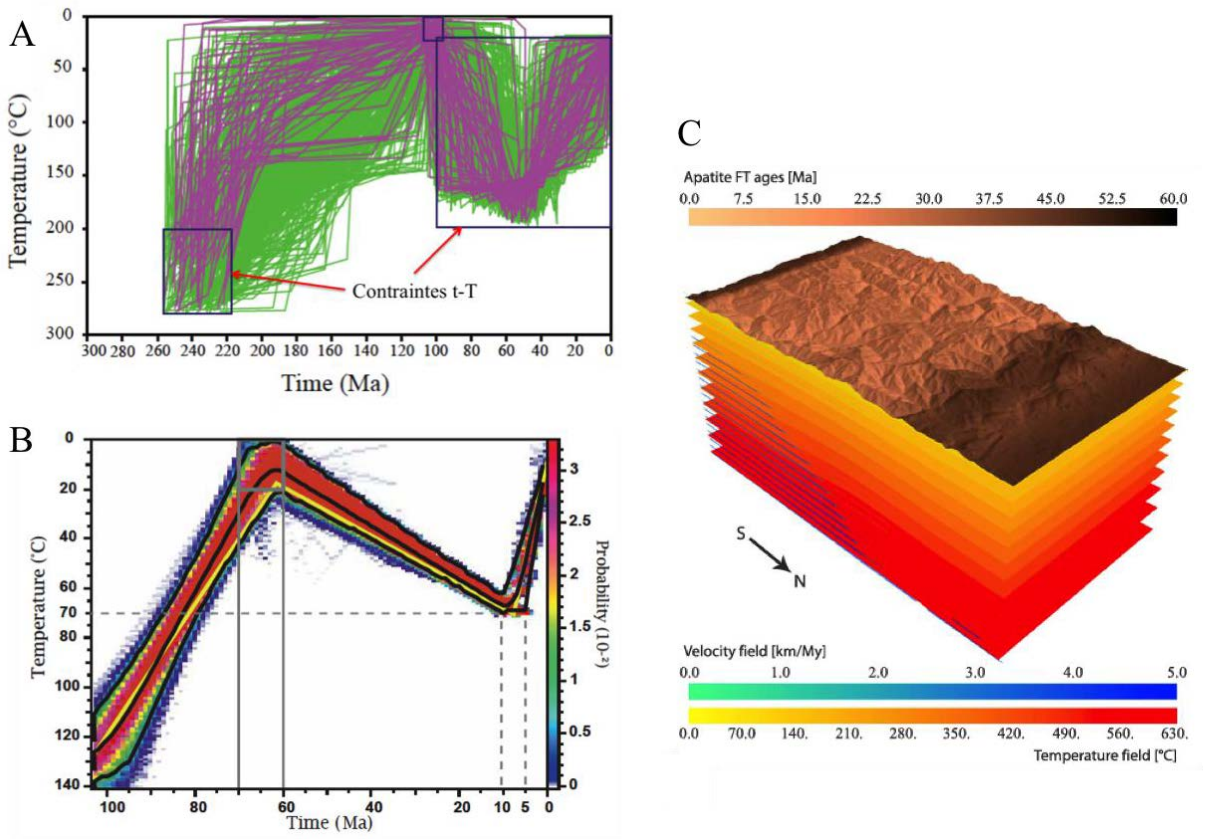



**Figure 3-32 : Résultats de modélisations inverses. A) HeFTy. Les chemins temps-température en vert sont dits acceptables et reproduisent les données d'entrée avec une précision de l'ordre de $\sigma_1$, tandis que les chemins en violet sont dits bons (précision $\sigma_2$). B) QTQt, d'après *Fillon et al. (2013)*. L'échelle de couleur correspond à la probabilité qu'un chemin temps-température reproduisant les données passe en un point précis (1°C x 1 Ma). Les traits pleins en noir correspondent au chemin moyen avec son enveloppe de confiance ($\sigma_1$). Le trait plein en jaune est associé au meilleur chemin temps-température. C) PECUBE, d'après *Erdos et al. (2014)*. Bloc 3D montrant la distribution d'âge AFT à la surface du modèle, contrainte par la topographie, le champ de vitesse associé aux mouvements sur les failles prises en compte dans le modèle et par le champ de température.**

Ce programme est très simple d'utilisation. Cependant, le nombre de données d'entrée est limité (sept âges maximum) et plus le nombre de données est important, plus il est difficile

d'obtenir des chemins temps-température qui les reproduisent toutes. Pour une étude où la quantité de données est très importante, on préfèrera un autre programme : QTQt.

### *b) QTQt*

QTQt est un programme alternatif créé par Kerry Gallagher (*Gallagher, 2012*). Comme HeFTy, ce programme permet la modélisation directe et la modélisation inverse de données thermochronologiques (traces de fissions sur apatites, sur zircons, (U-Th-Sm)/He sur apatites, sur zircons, et réflectance vitrinite), en tenant compte des modèles de recuit et de diffusion les plus récents. Si le principe de modélisation directe est sensiblement identique à celui d'HeFTy, la modélisation inverse comporte d'importantes différences. Plus le nombre d'échantillon en entrée est important, plus le programme est performant. QtQt détermine des chemins temps-température en utilisant un algorithme bayésien de type chaîne de Markov Monte Carlo. Un modèle initial est proposé afin de produire des données synthétiques qui sont ensuite comparées aux données d'entrée. Ce modèle initial est ensuite légèrement perturbé (ajout d'un nœud dans le chemin temps-température sur lequel la température varie ou suppression d'un nœud). De nouvelles données synthétiques sont définies et comparées avec les données d'entrée. Le meilleur modèle est conservé et cette procédure est répétée. Le nombre de répétitions est choisi par l'utilisateur afin que le modèle soit stable (plus le modèle teste de solutions, plus la solution finale est stable). La solution finale consiste en un large ensemble de chemins temps-température où chaque point d'un espace temps-température (1°C x 1Ma) est caractérisé par la probabilité qu'un chemin temps-température passe par ce point. Plusieurs modèles particuliers sont mis en évidence tels que le chemin temps-température moyen et le meilleur chemin temps-température, avec le minimum de nœuds (Fig. 3-32B). Le programme propose aussi plusieurs informations statistiques pour évaluer comment sont reproduites les données d'entrée.

Au cours de cette thèse, un intérêt particulier est porté sur la méthode (U-Th-Sm)/He sur zircons. L'inconvénient de ce programme est qu'il ne prend pas en compte le dernier modèle de diffusion pour cette méthode (*Guenthner et al., 2013*), à la différence de HeFTy. Ainsi, HeFTy et QTQt seront utilisés, souvent de manière complémentaire. Des applications de ces deux programmes sont présentées dans les Chapitres 4 et 5.

L'interprétation de ces chemins temps-température en histoire tectonique est cependant délicate car elle doit tenir compte de la thermicité de la zone d'étude voire de l'histoire de la topographie.

### *c) PECUBE*

PECUBE est un programme qui permet également de déterminer des histoires temps-température à partir de données thermochronologiques, créé par Jean Braun (*Braun, 2003 ; Braun et al., 2012*). Cependant, à la différence des deux programmes précédents, PECUBE détermine une solution en 3D. La structure thermique de la zone modélisée est contrainte par la résolution de l'équation de la chaleur (conduction, advection, production de chaleur), par les mouvements tectoniques localisés sur des failles dont l'histoire est définie par l'utilisateur, et par l'histoire de la topographie, elle aussi définie par l'utilisateur. Ce programme tient compte des modèles de diffusion et de recuit de différents thermochronomètres pour reproduire des données thermochronologiques synthétiques, distribuées à la surface du modèle (Fig. 3-32C).

Ce logiciel ne sera cependant pas utilisé au cours de cette thèse pour trois raisons. Premièrement, le modèle de diffusion considéré pour la méthode (U-Th-Sm)/He est celui de *Wolf et al. (1998)* et ne prend donc pas en compte les relations âge/eU comme pour *Guenthner et al. (2013)*. Deuxièmement, contraindre une histoire tectonique et morphologique nécessite beaucoup de temps. Cette thèse a fait l'objet d'une longue période d'analyses et de datations, incompatible avec une telle étude. Troisièmement, comme tout outil de modélisation, il implique de faire des hypothèses et des approximations. Plus ces approximations sont importantes, plus l'erreur générée est significative par rapport au problème posé jusqu'à ne pas permettre de répondre à la problématique.

Prenons l'exemple de la chaîne Himalayenne. La géométrie de ses accidents majeurs est relativement bien contrainte, de même que l'évolution de sa topographie et du climat limitant donc fortement les inconnues ainsi que les erreurs résultant d'une modélisation. PECUBE permet donc de répondre à de nombreuses questions concernant les taux d'érosion enregistrés dans la chaîne (*Coutand et al., 2014*) ou encore son histoire tectonique précise (*Herman et al., 2010*). On pourrait faire le même constat dans les Alpes de Nouvelle-Zélande (*Braun et al., 2012*).

Cependant, dans les Pyrénées, plusieurs problèmes se posent rendant PECUBE potentiellement inadéquat. En effet, pour toute étude avec PECUBE, il est nécessaire de déterminer avec précision le champ de vitesse des différents accidents majeurs. Il dépend avant tout de la géométrie de ces accidents. Dans les Pyrénées, les données sub-surfaces n'apportent pas la précision nécessaire et la plupart des coupes dites équilibrées sont tracées à la main, ce qui implique d'importantes imprécisions voire des incohérences. On a vu précédemment (Chapitre 2) que ces reconstructions étaient en général inexactes et qu'elles variaient fortement selon les auteurs (localisation de la déformation ; accommodation des déformations intra-plaques ; géométrie de la zone de suture). De plus, certains modèles considèrent des déformations intra-croûte (*Muñoz, 1992*) qui ne sont pas prises en compte dans PECUBE. Enfin, il n'y a actuellement pas assez de données pour contraindre l'évolution de la topographie au cours de la formation du prisme orogénique ce qui nécessite de faire des hypothèses fortes sur le modèle.

Dans leur étude *Erdos et al. (2014)* ont testé plusieurs de ces reconstructions au travers de PECUBE. Ils montrent qu'il est impossible de distinguer l'effet d'un mouvement tectonique rapide et ponctuel de l'effet d'un mouvement tectonique plus lent, actif sur toute la durée de la modélisation. Ainsi, les données disponibles actuellement ne permettent pas de déterminer quelle reconstruction reproduit le mieux les données.

# Chapitre 4

# Influence de l'héritage extensif sur la structure thermique enregistrée dans les orogènes : exemple des Pyrénées et du bassin de Mauléon

Le bassin de Mauléon se situe à l'extrémité Ouest de la ZNP. Il s'est formé au Crétacé Inférieur où il est rempli en abondance par des flyschs, notamment par le groupe Albo-Cénomanien du « Flysch Noir », recouvrant les séries Mésozoïques antérieures du Trias au Crétacé Inférieur.

Ce bassin est interprété comme une relique d'un domaine hyper-étendu, ayant enregistré un amincissement crustal extrême conduisant à l'exhumation de la croûte inférieure et du manteau sous-continental (*Jammes et al., 2009 ; Masini et al., 2014 ; Tugend, 2014*). Cet équivalent de marge distale a ensuite été inversé à partir du Crétacé Supérieur jusqu'à l'Oligocène pendant la formation de la chaîne des Pyrénées.

L'histoire extensive du bassin de Mauléon apparait comme relativement bien préservée. *Masini et al. (2014)* mettent en évidence dans le paysage l'existence de plusieurs détachements ayant accommodés l'extension et l'amincissement lithosphérique, au Sud (« South Mauléon Detachment », SMD) et au centre du bassin (« North Mauléon Detachment », NMD) séparant ainsi le bassin en deux sous-bassins Sud- et Nord-Mauléon (Planche photos 1). Bien que la cinématique de ces accidents ne soit plus visible du fait de leur inversion, on y retrouve d'importantes zones de brèches et de cataclases (Planche photos 2) avec de nombreux marqueurs de circulations fluides.

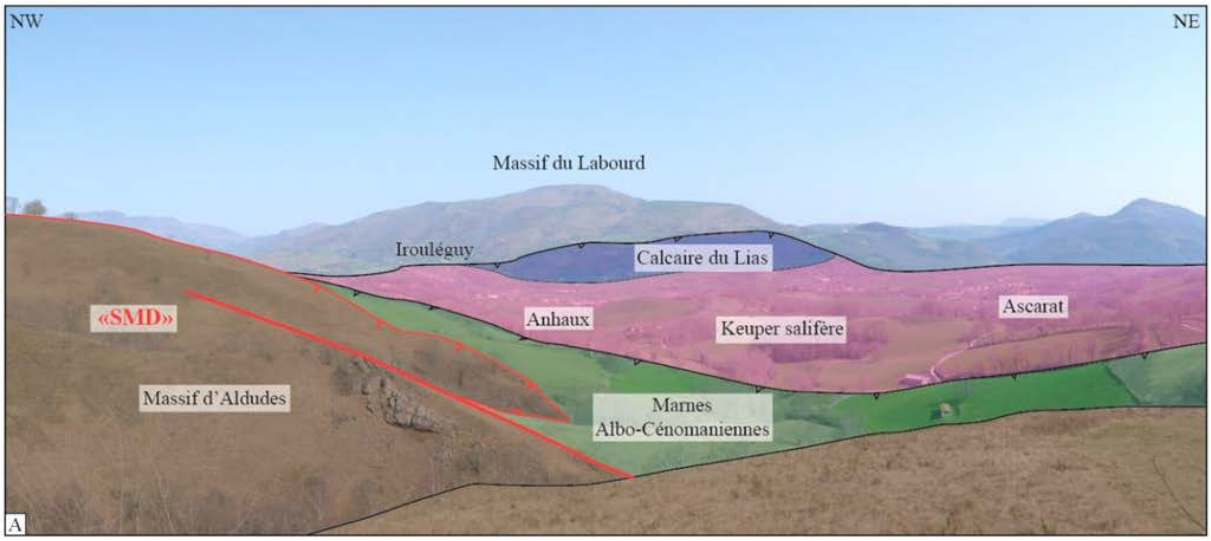



**Planche photo 1 : A) Panorama NW-SE depuis le massif des Aldudes montrant le SMD. Le Footwall de ce détachement, la partie Nord du massif des Aldudes, est constitué de méta-sédiments d'âges Paléozoïques. Le hangingwall du SMD correspond à la partie Sud du bassin de Mauléon, représenté ici dans la vallée d'Irouléguy, par des sédiments Mésozoïques du Trias jusqu'à la fin du Crétacé Inférieur.**

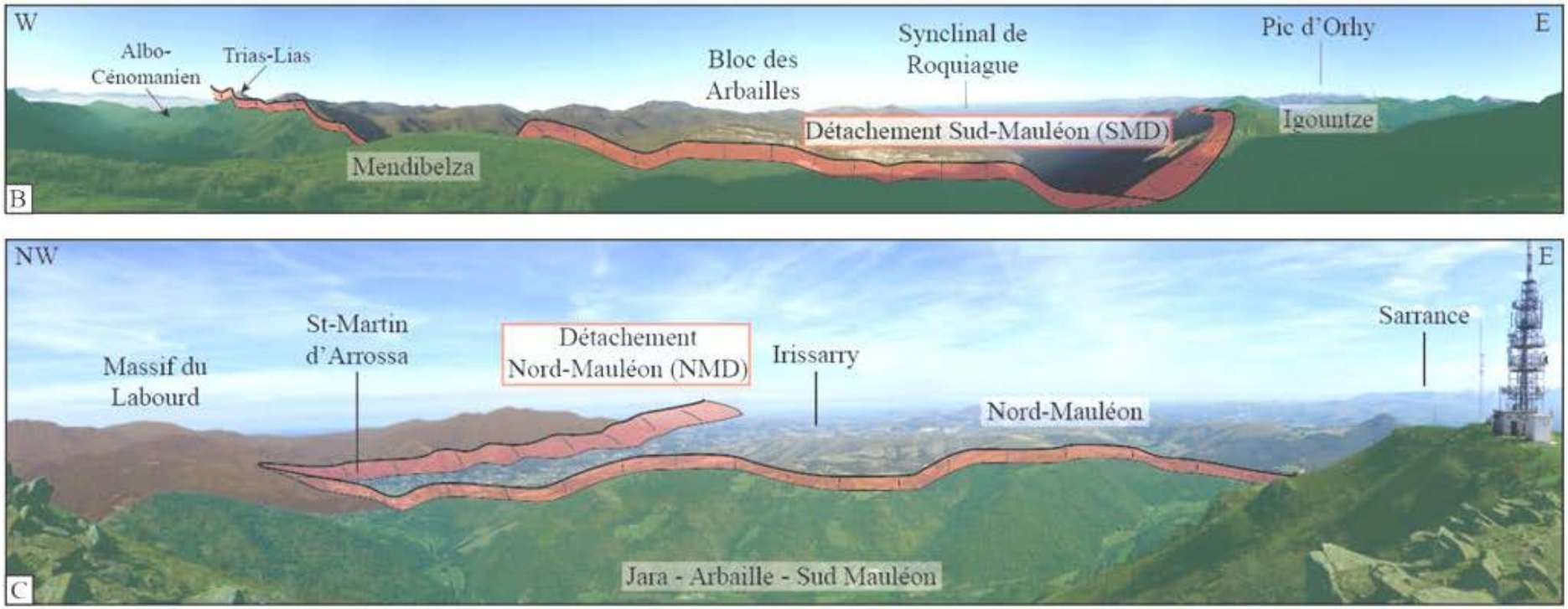



**Planche photos 1 (suite) : B) Vue W-E du SMD depuis les massifs de Mendibelza et d'Igountze, au Sud du bassin de Mauléon. Le bloc des Arbailles est interprété comme un bloc basculé couvert par des sédiments du Trias au Crétacé Inférieur. C'est le prolongement vers l'Est des séries Mésozoïques vues sur la planche photo 1A. C) Panorama NW-E du bassin Nord-Mauléon, depuis le Nord du bloc de Jara-Arbailles. Le NMD est supposé passer au Nord du massif du Labourd à l'Ouest et au Nord du bloc des Arbailles.**

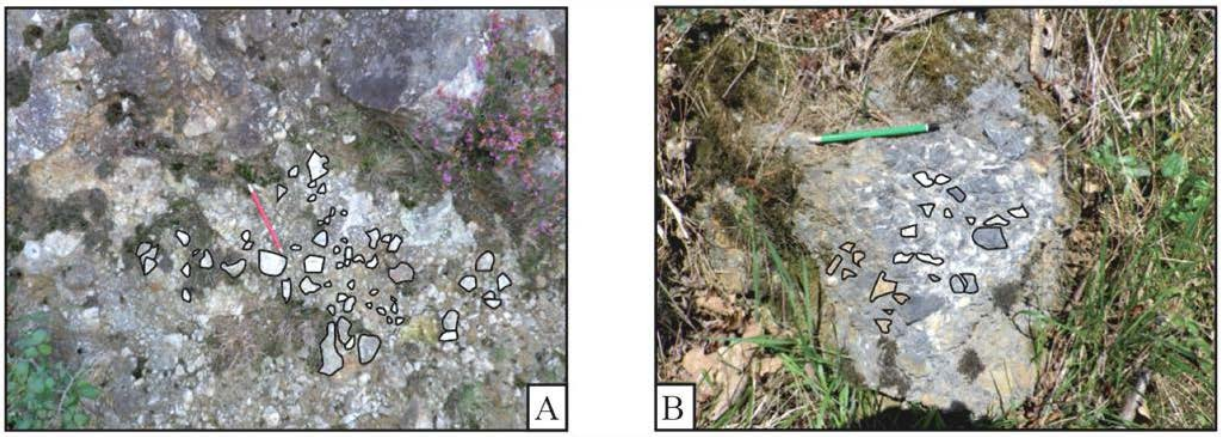



**Planche photos 2 : Exemples de brèches albo-cénomaniennes observées sur le hangingwall au contact du SMD (A) et du NMD (B). Plus on se rapproche de ces accidents, plus les roches du footwall enregistrent une silicification associée à d'importantes circulations fluides.**

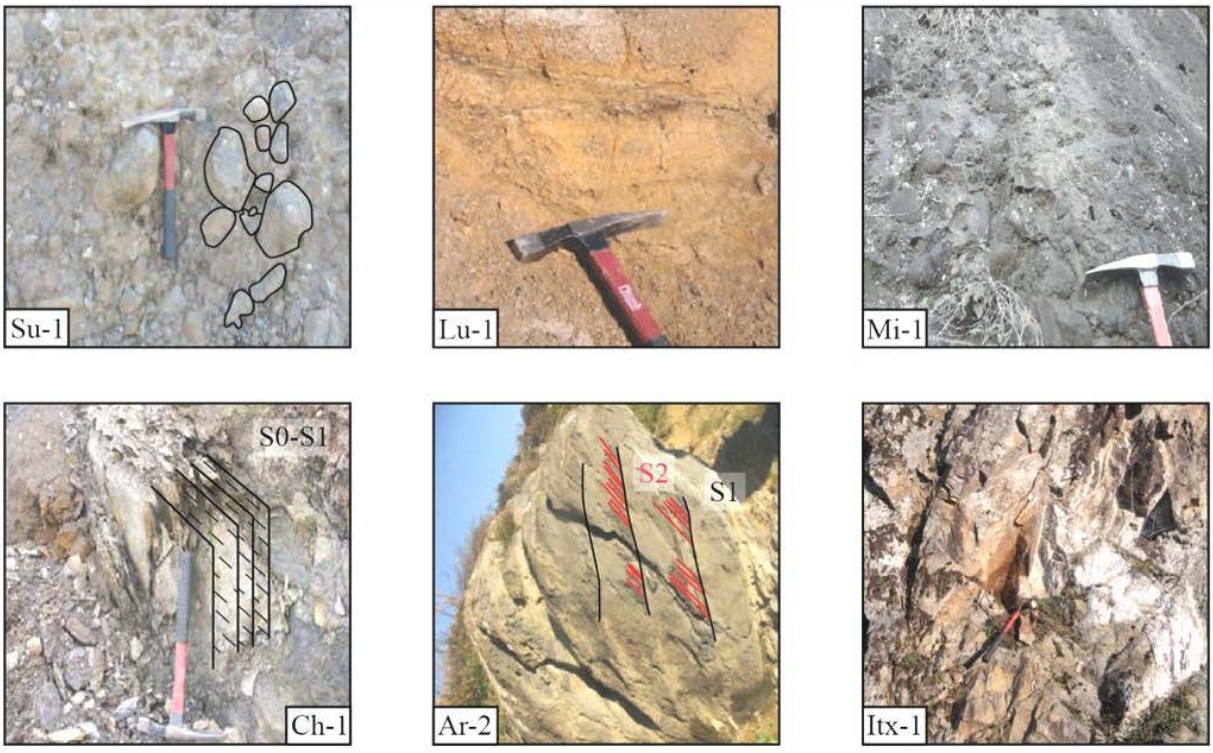



**Planche photos 3 : Echantillons détritiques (Su-1, Lu-1, Mi-1, Ch-1 et Ar-2) et in-situ (Itx-1) collectés en vue d'analyses thermochronologiques.**

Notre étude est la première visant à contraindre l'inversion d'un domaine hyper-étendu, ou équivalent de marge distale, et notamment son histoire thermique. Pour cela nous avons

effectué des analyses thermochronologiques basse température (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur zircons. Nous avons collecté plusieurs échantillons dans la partie Ouest du bassin entre le massif du Labourd et le synclinal de Roquiague (Planche photos 3) : cinq échantillons détritiques prélevés dans des flyschcs albo-cénomaniens et deux échantillons cristallins, un granite et un gneiss, dans le massif du Labourd. L'inversion de ces données permettra d'établir des chemins temps-température qui seront ensuite comparés au résultat d'un modèle 1D thermo-cinématique.

Cette approche et les résultats qui en découlent ont fait l'objet d'une publication, acceptée à EPSL.

# Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees

**A. Vacherat[1, 2, 3], F. Mouthereau[1, 2,*], R. Pik[3], M. Bernet[4], C. Gautheron[5], E. Masini[6], L. Le Pourhiet[1, 2], B. Tibari[3], and A. Lahfid[7]**

*[1]Sorbonne Universités. UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France (arnaud.vacherat@upmc.fr)*

*[2]CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France*

*[3]CRPG, UMR 7358 CNRS-Université de Lorraine, BP20, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France*

*[4]Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), Univ Joseph Fourier, CNRS, 1381 rue de la piscine, Grenoble 38041, France*

*[5]Univ Paris Sud, UMR GEOPS-CNRS 8148, Bâtiment 504, Rue du Belvédère, 91405 Orsay, France*

*[6]TOTAL, CSTJF, Avenue Larribau, 64016 Pau, France*

*[7]BRGM/MMA/MIN, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans Cedex 2, France*

**Now at Université Toulouse III - Paul-Sabatier, Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse, UMR 5563, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France*

## Abstract

The extent to which heat recorded in orogens reflects thermal conditions inherited from previous rift-related processes is still debated and poorly documented. As a case study, we examine the Mauléon basin in the north-western Pyrenees that experienced both extreme crustal thinning and tectonic inversion within a period of ~30 Myrs. To constrain the time-temperature history of the basin in such a scenario, we provide new detrital zircon fission-track and (U-Th-Sm)/He thermochronology data. The role of rift-related processes in subsequent collision is captured by inverse modeling of our thermochronological data, using relationships between zircon (U-Th-Sm)/He ages and uranium content, combined with thermo-kinematic models of a rift-orogen cycle. We show that the basin recorded significant heating at about 100 Ma characterized by high geothermal gradients (~80°C/km). Our thermo-kinematic modeling and geological constraints support the view that subcontinental

lithospheric mantle was exhumed at that time below the Mauléon basin. Such a high geothermal gradient lasted 30 Myr after onset of convergence at ~83 Ma and was relaxed during the collision phase from ~50 Ma. This study suggests that heat needed for ductile shortening during convergence, is primarily inherited from extension rather than being only related to tectonic and/or sedimentary burial. This should have strong implications on tectonic reconstructions in many collision belts that resulted from inversion of hyper-extended rift basins.

## 1. Introduction

The steady-state thermal structure of collisional orogenic belts is controlled by upward advection of heat through the coupling between crustal shortening and erosion (Royden, 1993; Stüwe et al., 1994; Willett and Brandon, 2002). However, considering typical thermal relaxation time of several 100 Myrs for thick lithospheres (Jaupart and Mareschal, 2007), transient effects might not be negligible for continental margins that experienced both thermal resetting during thinning and structural inversion over a relatively short period of time (Mouthereau et al., 2013). This process might be even more significant for inverted distal margins that have experienced extreme crustal thinning and mantle exhumation (Manatschal, 2004). The pre-orogenic temperature anomalies caused by crust/subcontinental lithospheric mantle (SCLM) thinning, may therefore significantly impact the thermal history and thermal-dependent ductile mechanisms of deformation in orogens, but their magnitude has yet to be constrained. For instance, Mesalles et al. (2014) using low-temperature thermochronological data in southern Taiwan demonstrated that an originally hot distal margin may record cooling only ~20 Myrs after the end of rifting due to the onset of continental accretion.

Here, we focus on the Pyrenees, where geochronological and petrographic constraints indicate that rifting exhumed the SCLM in Albian times (ca. ~110 Ma) (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012) while plate convergence initiated at ~83 Ma (Rosenbaum et al., 2002). The Mesozoic Mauléon basin in the north-western Pyrenees (Fig. 1A) is interpreted as a preserved hyper-extended rift system formed during the Late Aptian – Early Albian, above a low-angle detachment system (Johnson and Hall, 1989; Jammes et al., 2009; Masini et al., 2014). This is supported by field evidences of breccias of mantle peridotites reworked in syn-/post-rift sediments of Albo-Cenomanian age, or tectonically overlying the granulitic complex of the Labourd-Ursuya Massif (Jammes et al., 2009).

To establish the time-temperature history of the Mauléon basin, we inverse modeled detrital zircon fission-track and (U-Th-Sm)/He thermochronological data collected for this study. Model results were then compared to thermal patterns predicted from a 1D thermo-kinematic numerical model of the evolution of hyper-extended rift basins that are inverted during collision. Our results reveal that high geothermal gradients, inherited from hyper-extension, are maintained over 30 Myrs after convergence initiated.

## 2. Hyper-extension in the Pyrenees and thermal constraints

The Pyrenean belt resulted from the inversion of previously extended domains of the Iberian and European plates from the Late Cretaceous to the Late Oligocene (Choukroune et al., 1989 and references therein). The Mauléon basin, located in the western part of the North Pyrenean Zone, consists of folded Mesozoic sedimentary units, thrust northward during the Tertiary along the Saint-Palais Thrust and the North-Pyrenean Frontal Thrust (Fig. 1). The basin is a Late Aptian to Albo-Cenomanian sag basin interpreted as a hyper-extended rift basin formed above a low-angle extensional detachment system, which is identified on the northern flank of the Labourd-Ursuya massif (Jammes et al., 2009) and at the base of the Igountze-Mendibelza massif (Johnson and Hall, 1989). In such a hyper-extended system, middle-lower crustal rocks and the SCLM were exhumed (Jammes et al., 2009; Masini et al., 2014), but age constraints on the timing of exhumation are still lacking. The only age associated to this extension phase is obtained in the eastern part of the Mauléon basin, where a gabbroic dyke, intruding the exhumed mantle body of Urdach, is sealed by Cenomanian sediments (Jammes et al., 2009; Debroas et al., 2010), and yields a relative flat Ar-Ar on biotite spectrum in the 105-108 Ma range (Masini et al., 2014).

Alkaline magmatism, high-temperature (up to 600°C) low-pressure (HT-LP) metamorphism (Montigny et al., 1986; Golberg and Leyreloup, 1990), and hydrothermal fluid circulation associated with talc-chlorite mineralization (Boulvais et al., 2006) are observed elsewhere in the North Pyrenean Zone. These constraints indicate a heating episode from 110 Ma to 85 Ma (Montigny et al., 1986). Raman spectroscopy of carbonaceous material (RSCM) shows that the Albian to Cenomanian series of the Mauléon basin experienced shallow to mid-crustal temperatures of 180 to 295°C (Clerc and Lagabrielle, 2014). Determining whether these temperatures reflect thinning processes is not trivial and requires a thermal modeling approach.

An important delay occurred between the onset of plate convergence at ~83 Ma, (chron A34) used in plate reconstructions (Rosenbaum et al., 2002) and the exhumation in the belt recorded from ~50 Ma to ~20 Ma, as constrained by low-temperature thermochronological data mainly in the Axial Zone (Yelland, 1990, 1991; Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007; Maurel et al., 2008; Gunnel et al., 2009; Metcalf et al., 2009). Time-temperature history (burial, heating and cooling) during the initial accretionary stage are therefore largely unknown. It may involve underestimated competing cooling processes such as syn-orogenic thermal relaxation or cooling by underthrusting as suggested recently in Taiwan (Mesalles et al., 2014).

# 3. Sampling and methods

## 3.1. Strategy

Determining thermal histories of crustal rocks is classically done using multiple low-temperature thermochronometers on bedrock samples, but, in the Pyrenees, published bedrock low-temperature data are only consistent with episodes of collision-related cooling. To gain resolution on syn- to post-rift time-temperature history, a direct approach relies on examining syn-rift basins that recorded both extension and compression in the North Pyrenean Zone. In this aspect, the Mauléon basin is suitable as it experienced temperatures in the 110-295°C range (Fig. 1A). Its time-temperature evolution may therefore be resolved by combining zircon fission-track (ZFT) and (U-Th-Sm)/He (ZHe) thermochronology, which have their Partial Annealing Zone and Partial Retention Zone (PRZ) between 160-270°C and 140-220°C, respectively (e.g. Brandon et al., 1998; Guenthner et al., 2013). When zircons reside in these temperature intervals, the resulting ages are highly dependent on their time-temperature histories and diffusion kinetics. Recently published helium diffusion models reveal that apparent (U-Th-Sm)/He ages are controlled by the amount of α-recoil damage, which is proportional to the effective U concentration [eU] (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Guenthner et al., 2013). Following these models, the thermal history explaining these ZHe age and eU correlations can be deduced from inverse modeling.

The dataset consists of five detrital sandstone samples from deep-water turbidites of the western part of the Mauléon basin, deposited at 101 ± 4 Ma in Albo-Cenomanian (Su-1, Ar-2, Lu-1, Ch-1, and Mi-1, Fig. 1A, B). Two basement samples from a granitic intrusion (Itx-1) and gneiss (Lag-1) were collected (Fig. 1) to complete these data with apatite (AHe) and ZHe

analyses, and to add independent constraints on collision-related cooling. Lu-1 was analysed with Raman Spectroscopy following the protocol developed by Lahfid et al. (2010). Samples were prepared at CRPG (Nancy, France). They were crushed and zircon and apatite grains were separated for low-temperature thermochronological analyses using standard heavy-liquid and magnetic separation from the 61-280 μm fraction.

### 3.2. Zircon Fission track analysis

Zircon grains were handpicked for fission track dating and analysed at the thermochronology laboratory of ISTerre (Université Joseph Fourier, Grenoble). We used standard ZFT preparation procedures as described by Bernet and Garver (2005). Grains were mounted in a teflon sheet, polished to expose internal surfaces and etched with NaOH-KOH at 228°C between 8 and 13 hrs. Irradiation was performed in the FRM II Research Reactor at the Technische Universität München (Germany) with CN1 dosimeter glasses and Fish Canyon Tuff age standards. Mica detectors used for external detector method (Gleadow et al., 1976) and standards were then etched in 48% HF at 21°C for 18 min. Counting was carried out on a Olympus BH2 optical microscope using FTStage 4.04 system of Dumitru (1993). Individual fission-track ages were obtained using zeta factors following approach of Hurford and Green (1983).

### 3.3. Zircon (U-Th-Sm)/He analysis

For (U-Th-Sm)/He dating, we handpicked 5 to 10 zircon grains per bedrock sample and between 60 and 110 zircon grains per detrital sample. Detrital zircons were mounted in epoxy and polished for future U/Pb analyses. Among those zircons, we retrieved from the epoxy mounts between 20 and 35 zircons per detrital samples for (U-Th-Sm)/He analysis, chosen so as to represent the main peaks individualized in the U/Pb age distributions. All theses detrital zircons were measured as single grains. Additionally, 4 to 5 replicates of 5 to 10 zircon grains were analysed in bedrock samples (Itx-1 and Lag-1). Zircon grains (prismatic to round-shaped, 0 to 2 pyramids, with an equivalent spherical radius ranging from 35 to 60 μm) were then measured, and loaded in Pt capsules for He extraction at CRPG. They were outgassed at 1500°C for 20 min, and analyzed for He concentrations with a VG603 noble gas mass spectrometer (Pik et al., 2003; Godard et al., 2009). After total helium extraction, Pt capsules containing zircon grains were retrieved for U, Th, and Sm content measurements at SARM (Nancy, France). Pt capsules were opened, and loaded in Pt crucibles along with ultra-pure

$LiBO_2$ and ultra-pure $B(OH)_3$ for 2 hrs at 990°C in an automatic tunnel oven. Then, the Pt crucibles were digested 12 hrs into acid. The preparation was then analysed using an inductively coupled plasma mass spectrometer. The overall precision of He ages determined with this procedure is within 5-6% (1σ). Zircon grains whose He and/or U concentrations are too close from the blank (e.g. for He content less than $1.10^{-13}$ moles and for U concentration in the solution less than 100 ppb after blank correction) were not considered for this study. Zircon ages were corrected for α-ejection ($F_T$) following Ketcham et al. (2011) (Table DR2, DR3). To account for the abrasion of the detrital zircon single grains, we consider that we deleted ~20 μm (the mean stopping distance (Ketcham et al., 2011)) and the half of the mean width of our zircon grains (~45 μm). Following Reiners et al. (2007), we corrected $F_T$ considering an abrasion of 45 μm for each detrital grain.

### 3.4. Apatite (U-Th-Sm)/He analysis

Apatites were prismatic, with 0 to 2 pyramids, and with an equivalent spherical radius ranging from 60 to 160 μm. We performed AHe analyses at Paris-Sud University (Orsay, France) on bedrock samples (Lag-1 and Itx-1, Fig. 1) following the procedure described by Fillon et al. (2013). Four single grain replicates were analyzed for Itx-1 and Lag-1 with 8% precision (1σ). AHe ages were corrected for α-ejection following Ketcham et al. (2011) and apatites with outlier Th/U ratios were excluded (Table DR4).

## 4. Results

ZFT analyses performed on samples Su-1, Ar-2, Ch-1, and Mi-1 yielded 23 to 63 dated grains per sample (Table DR1). Each sample with an identical depositional age shows a similar age distribution. We therefore only present age component distributions for the combined samples (n=171) (Fig. 2A). Most of the grains (97%) are older than the depositional age, indicating very minor resetting after deposition.

We decomposed our age distribution into age components using DensityPlotter (Vermeesch, 2009, 2012). The software represents distribution of ages using KDE (Kernel Density Estimation), which is determined by stacks of Gaussian curves on top of each measurement, whose standard deviation is determined by the local probability density. Deconvolution for combined data returned three age components (errors are given as ±2σ): two majors at 134 ±

46 (P1, 17%) and 236 ± 40 (P2, 79%), considered as cooling events, and a minor population at 1005 ± 886 Ma (4%) characterized by a too important error to be statistically meaningful (Fig. 2A).

ZHe analyses were carried out on the same Su-1, Ar-2, Ch-1 samples and on Lu-1. Ten to 27 grains were dated per sample (Table DR2) and show similar ages and eU distributions. The age distribution from the combined data ranges from 36 Ma to 131 Ma (n=75, Fig. 2B) and yields four age peaks at 39 ± 4 (16%), 50 ± 3 (38%), 68 ± 4 (33%), and 116 ± 7 Ma (13%). Most of these detrital ZHe grain ages (87%) are younger than the depositional age, suggesting that they have been, at least, partially reset by post-deposition burial. We will test the timing and amount of burial and exhumation through numerical inversion of the data in the next section.

ZHe analyses on two bedrock samples from the Labourd-Ursuya massif (Lag-1 and Itx-1) give ages ranging from 51 ± 5 to 74 ± 7 Ma, and from 61 ± 6 to 86 ± 9 Ma, respectively (Table DR3). AHe single grain analyses performed on the same samples yield ages ranging from 42 ± 3 to 49 ± 4 Ma and from 35 ± 3 to 43 ± 4 Ma for Lag-1 and Itx-1, respectively (Table DR4).

## 5. Thermal modeling of partially reset ages

It has been demonstrated that α-recoil damages associated to U and Th decay, and their respective concentration (eU) could affect He diffusion in apatites (Shuster et al., 2006; Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009). For high eU concentrations, the amount of α-recoil damages increases with He retentivity and closure temperature. Guenthner et al. (2013) highlighted the same trend in zircons but only for relatively low concentrations of eU. For very high eU concentrations, the He retentivity rapidly decreases. These authors hypothesized that for very high eU content, the amount of α-recoil damage is high enough so that damaged areas in the crystal are interconnected and form through-going fast diffusion pathways for He. Guenthner et al. (2013) showed that the evolution of He retentivity in zircons, which depends on the eU content, controls both variations of the closure temperature and individual annealing behaviors. This effect can lead to large ZHe age distributions, under a given time-temperature path. The non-random distribution of our ZHe age-eU dataset is supported by their statistical distribution in Figure 3 (see caption for details concerning the density function used) and suggests such a control. Originating from a dense zone of young ZHe ages and low-

eU grains two opposite trends can be identified as ZHe-eU groups. A first group A (red area) consists in young ZHe ages (from 36 to 65 Ma) associated with a large eU distribution (from 400 to 4000 ppm). The group B (blue area) corresponds to older ZHe age (from 65 to 131 Ma) associated with low eU values only (from 0 to 1100 ppm).

Following Guenthner et al. (2013), the oldest ages could correspond to zircon grains that have been less resetted due to a higher closure temperature (~220°C). Such zircons require a longer residence time in the PRZ to be reset. In contrast, the young ZHe grain ages that display eU>1100 ppm would correspond to a lower closure temperature of <140°C.

To determine the time-temperature paths of these zircon grains, we used the HeFTy soft (Ketcham, 2005) that includes the kinetic model of Guenthner et al. (2013). The limited number of grains (seven) that can be input in the HeFTy inverse modeling procedure do not allows direct inversion of the entire dataset and requires to identify representative individual ZHe age-eU pairs within the two groups observed in Figure 3. These two trends which originate in the red high density zone of Figure 3 can be easily and robustly described by a couple of representative samples. In order to describe the entire range of age-eU distribution, seven representative samples have been taken along the A and B groups and used for distinct sets of inversion. Various tests demonstrated that the use of representative samples is not an issue in this inversion procedure.

Because the A and B groups have been potentially controlled by distinct closure temperatures linked to the amount of radiation damage accumulated in the zircon grains (Guenthner et al. 2013) it is crucial to take into account the ZFT data obtained for these zircons in the inversion modeling. The ZFT data also exhibit two distinct populations characterized by peak ages at P1 (~134 Ma) and P2 (~236 Ma) that represent two independent cooling histories prior to deposition (at ~100 Ma). At that time, the amount of accumulated damages was therefore significantly higher for the P2 population and could have triggered differential He diffusion when the sediments have been subsequently buried and re-heated. It is however not possible to directly relate one ZFT population with one ZHe ages group. Consequently both P1 and P2 ZFT populations have been used alternatively as input parameters for the inversion modeling.

Four sets of inversion models have therefore been tested (Fig. 4), corresponding to the various combinations using ZFT populations (P1, P2) and ZHe ages groups (A, B). Models are characterized by: (i) different pre-deposition histories constrained by the P1 and P2 ZFT characteristics (134 ± 15 Ma / 240 ± 40°C and 236 ± 20 Ma / 240 ± 40°C respectively), (ii) identical depositional age at 110 Ma, (iii) a free post-depositional time-temperature history inverted for 7 representative ZHe ages of groups A and B independently. To reproduce the

partial reset signature of the ZHe data, we constrained the software to search post-deposition time-temperature paths from shallow to mid-crustal temperatures, corresponding to a range from 20°C and 200°C.The inversion consisted of randomly testing 300,000 time-temperature paths for each model.

The P1-A model returned 439 acceptable and 180 good solutions. The P1-B model returned only 70 acceptable and no good solutions. The P2-A model only returned 35 acceptable and no good solutions. The P2-B model returned 405 acceptable and 62 good solutions. The best time-temperature path of each model corresponds to a ZHe age-eU correlation, which is compared to the data in Figure 4B. The P1-A model better fits the group A than the P2-A model, which fails to reproduce the data with eU > 2000 ppm. The P2-B model is in better agreement with the group B than the P1-B model. Models P1-A and P2-B return the best correlations between eU and ZHe ages that reproduce the data (Fig. 4B). We infer that all Albo-Cenomanian ZHe detrital data are obtained by the combination of these two time-temperature models (Fig. 4).

These models show a consistent post-100 Ma thermal history. In particular, time-temperature paths of our zircon grains are consistent with heating to temperatures of ~180°C soon after ~100 Ma at an average heating rate of ~5°C/Myr. Several of these pathways show a nearly isothermal stage established at ~80 Ma which lasted maximum ~30 Myr. This heating/isothermal stage was followed by a relatively rapid cooling stage from 50 Ma to present (~3°C/Myr). This cooling path is not very precisely described by the inverse modeling because of the lack of additionnal lower temperature thermochronometers.

## 6. 1D thermo-kinematic modeling of rift-to-collision evolution

The results of modeling (Fig. 4) show that the Albo-Cenomanian zircon grains were heated to a temperature of ~180°C during the post-breakup evolution of the Mauléon basin. To constrain the geothermal gradient associated with this heating episode, a few Myrs only after deposition of the sampled Albo-Cenomanian rocks (see Figure 4A), we first need to determine the thickness of the entire pile of sediments in the Mauléon basin. The complete burial history shown in Figure 5A was resolved by combining well data from different boreholes, including boreholes in the Arzacq basin, North of the Mauléon basin (for instance Lacq 301, Brunet (1984)), and wells drilled in the Mauléon basin. They are from South to North: Ainhice 1, Chéraute 1, Uhart-Mixe 1 and Saint-Palais 1 for the Triassic to Late

Cretaceous history, and Lahontan 1bis, Lacq 301, and Nassiet 1 for the Late Cretaceous to the Late Eocene deposits (Fig. 5B). Estimates of minimum and maximum thicknesses at time of deposition of the studied samples from 105 to 70 Ma are indicated in Figure 1B. We estimate that a mean sediment thickness of ~2 km was deposited above the studied samples during this period of time (Fig. 5A). A temperature of 180°C at ~2 km depth, as suggested from the ZHe data, allows to define a geothermal gradient as high as ~80°C/km (assuming a surface temperature of 20°C).

To examine the tectonic conditions that led to the observed cooling history, we consider two different end-member thinning processes (Figs. 6A, B, and 7) that are thought to embody most of the fundamental characteristics of rifted margins as summarized by Huismans and Beaumont (2011). A stepwise tectonic evolution from 130 Ma to 0 Ma of a lithosphere section below the Mauléon basin involves thinning through a rifting phase from the Early Barremian (130 Ma) until the Late Cenomanian (95 Ma) with a breakup occurring at 110 Ma. This is followed by inversion and underthrusting of the thinned lithosphere from 83 Ma until the Early Eocene (50 Ma) that marks the onset of crustal thickening and thrust-related exhumation. In order to test these two hypotheses, we adopt a 1D forward thermo-kinematic modeling approach. The thermochronological modeling showed that the Albo-Cenomanian series in the Mauléon basin were heated to a temperature of ~180°C, which was maintained during ~30 Myrs (Fig. 4). We therefore attempt to retrieve from the model the time-depth evolution of the 180°C isotherm by varying thinning factors for crust and mantle.

The thickness of the Mauléon sedimentary layers at time of deposition of Albo-Cenomanian is constrained by the subsidence history of the Mauléon basin defined in Figure 5A. We consider an initial thickness of 2 km of sediments above the continental crust that increases to a final thickness of 6 km. The current Moho depth is estimated to 32 km in the region of the Mauléon basin (Daignieres et al., 1982; Jammes et al., 2010; Chevrot et al., in revision) leading to consider a final thickness of continental basement of 28 km. We hypothesize that the thickness of the continental basement was the same before the onset of rifting. At the initial and final stages we consider that the lithosphere is in equilibrium stage and adopt a typical thickness value for a Phanerozoic continental lithosphere of 130 km (e.g., Poudjom Djomani et al., 2001) (Fig. 6).

In model A, the crust is thinned until breakup occurs (Fig. 6A). After crustal breakup, the SCLM is thinned and exhumed at the base of the Mauléon basin, according to variable amount of thinning factors $\beta_A$ ranging from 4, 10 and higher (SCLM breakup). In model B, the SCLM is thinned until its breakup, leading to the rise of hot asthenosphere below the

continental crust (Fig. 6B). Similarly to model A, model B is run for the same variable amount of thinning factor $\beta_B$ for the continental crust. We also test the impact of the thickening of the SCLM (model A) or the crust (model B), after convergence initiated at 83 Ma, on the thermal evolution of Mauléon basin. This was performed by taking into account the accumulation of syn-orogenic sediments under local isostatic conditions.

For both scenarios, the role of transient diffusive heat relaxation and advection related to basin subsidence history, isostasy and rock uplift is quantified. It accounts for realistic diffusivity and heat production distribution. To simulate the effect of a high thermal conductivity layer represented by the Triassic evaporites, the basin rests above a 1 km-thick Triassic salt layer, which thickness is kept constant during the simulation. Although fluid circulations may play a key role during extension by maintaining high temperatures below the basin and favoring heat transfers, we kept the model as simple as possible so as to depend on a minimum of unknown parameters, as the basin evolved from extensional to compressional tectonic settings.

Model results show that the depth of the 180°C isotherm is controlled to first order by the amount of thinning of the SCLM (Fig. 7). This effect is most significant for model A (SCLM exhumation) in which the depth of the 180°C isotherms is seen to vary between 1 and 5 km as a function of the amount of thinning. In the model B, this is less apparent because the asthenosphere is kept closer to the surface (from 7 km depth to surface depending on the $\beta$ considered) during all the experiment.

Prior to crustal breakup at 110 Ma, model A and B show very different thermal responses to rifting. An upward deflection of isotherms is observed for the model B, while model A indicates a cooling phase before heating. Thermal evolution in model B reflects the upward advection of the base of the lithosphere during thinning, which is maximum when the SCLM breakup is achieved. In model A, a delay is observed between the onset of crustal and SCLM breakup. This reflects the loss of the radiogenic heat source caused by crustal breakup, which is not instantaneously compensated by advection of heat caused by SCLM thinning.

During the inversion phase, the 180°C isotherms are maintained to the same depth from 95 to 50 Ma for both models (red and black curves on figure 7) corresponding to a limited linear increase of heat with respect to the base of the Mauléon basin. When we account for the thickening of the SCLM or the crust below the basin during the underthrusting phase, the 180°C isotherms remain flat from 83 Ma to 50 Ma for both models A and B. The progressive

deepening of the 180°C isotherms after 50 Ma reflects the primary effect of thermal relaxation and the deepening of the SCLM, relative to the heat advection due to erosion.

# 7. Discussion

## 7.1. Comparison between thermochronological data and thermo-kinematic modeling

In this study, we focus on the thermal history of the Mauléon basin from Albo-Cenomanian times until today. However, because our ZFT ages are only slightly reset (10%) with no significant influence on age populations, we can assume that P1 (~134 Ma) and P2 (~236 Ma) reflect two cooling events that occurred prior to deposition. The P1 cooling event appears to be consistent with extension recorded in the Early Cretaceous at ca. 145–132 Ma (Vergés and García-Senz, 2001). Zircons cooled between 150 Ma and 100 Ma (P1) from mid-crustal to surface temperatures may reflect denudation in the footwall of a rolling-hinge normal fault (Axen and Baertley, 1997). The P2 event is also coherent with a magmatic (Rossi et al., 2003) and/or exhumational event during the Triassic, as recognized in Albian sediments in the southern Pyrenees (Filleaudeau et al., 2011).

On the other hand, ZHe age data show a complex and large distribution from 36 to 131 Ma with most of them younger than depositional age. This is typical of partial resetting and, for a given duration of thermal event, its amplitude could have been controlled by various factors including: (i) the size of the grains, (ii) the initial age distribution of grains, (iii) the position in the PRZ during re-heating, (iv) the residence time above the PRZ and the amount of α-recoil damages accumulated before re-heating (Guenthner et al., 2013). Inversion of ZHe data with thermochronological models (Fig. 4) suggests that zircon grains have been heated to temperatures up to ~180°C soon after deposition ~100 Ma ago (Fig. 4A, B). This is consistent with our thermo-kinematic models A and B showing that the basin was already hot at the end of the rifting phase (95 Ma), due to upward deflection of the 180°C isotherm reaching the depth of the Albo-Cenomanian series at 2 km for □=10 or higher (Fig. 7). After this heating phase, both our thermochronological models P1-A and P2-B require that zircon grains were maintained at this temperature of 180°C through a nearly isothermal stage until 50 Ma. This period corresponds to the inversion phase of the thermo-kinematic models, where the 180°C isotherm depth remains constant from 95 Ma to 50 Ma.

377 The youngest ZHe population from 60 to 40 Ma is associated to the largest eU concentration
378 distribution (from ~0 to 4000 ppm, Fig. 3) and corresponds to the lower limit of the He-PRZ
379 (closure temperature lower or equal to 140°C, Guenthner et al., 2013). These youngest ages
380 are directly related to the main episode of cooling that affected the Mauléon basin since the
381 Eocene. This is consistent with our thermo-kinematic models that indicate a progressive
382 cooling driven by mantle subduction and thermal relaxation during the orogenic phase (Fig.
383 6). This directly led to the compensation of the hot thermal anomaly previously emplaced, as
384 plate collision and crustal thickening initiated at 50 Ma. In the absence of very-low-
385 temperature thermochronological constraints, the results of the inversion models (Fig. 4A) do
386 not lead to precise t-T scenario concerning this late phase of cooling. Whether such cooling
387 through the He-PRZ of zircons was mostly achieved early (50 - 40 Ma) and driven by thermal
388 relaxation or whether part of this cooling occurred later in the Pyrenean orogenesis (40 - 25
389 Ma) and was driven by exhumation is not precisely expressed in the models. However
390 thermo-kinematic models conducted in this study clearly demonstrate that thermal relaxation
391 during exhumation, following transient upward deflection of isotherms, represent a significant
392 cooling process that must be taken into account in the interpretation of thermochronological
393 data in this range of temperature. In the Pyrenean belt this is particularly true for the North
394 Pyrenean Zone which experienced large-scale hyper-extension related high geothermal
395 gradients.
396 Our simple approach did not allow the evaluation of the role of the fluids effect in the
397 Mauléon basin, but the good agreement between model and data suggests its role might be
398 minor at least from a thermal perspective. However, fluid flow and serpentinization of the
399 exhumed mantle in such settings may be prominent processes allowing the localization of
400 deformation during extension.

401 ### 7.2. Implications for the evolution of the Pyrenees

402 After deposition, Albo-Cenomanian zircon grains were heated to a temperature of ~180°C
403 during the post-breakup evolution of the Mauléon basin. At this time, the basin was
404 presumably floored by the exhumed mantle as shown by geological evidences summarized in
405 Jammes et al. (2009): reworked granulites and mantle peridotites in Albian sediments, and
406 tectonic relationship with SCLM exhumation. These geological data best support a model A
407 hyper-extended rift basin (Fig. 6A) even if both models A and B rift basins reproduce the
408 thermal history of the basin (Fig. 6A, B). This heating phase was characterized by a

409 geothermal gradient as high as ~80°C/km consistent with RSCM temperatures (180°C to
410 295°C) and HT-LP metamorphism of pre-Cenomanian sedimentary units (Fig. 1).
411 Heating in the basin ceased rapidly from ~80 Ma on. This stage was followed by a rather
412 isothermal period that initiated coevally with the onset of plate convergence at 83 Ma. Both
413 temperature and geothermal gradient were then kept at a high level for 30 Myrs, until 50 Ma
414 when cooling/exhumation started associated with mountain building. The persistence of high
415 surface thermal flow and geothermal gradients 18 Myrs after sea-floor spreading has been
416 reported in present-day rifted margins of the Gulf of Aden (Lucazeau et al., 2010; Rolandone
417 et al., 2013). In the case of the Mauléon basin, the temperature structure acquired during the
418 rift phase prevailed at the earliest stage of continental accretion. This is in marked contrast
419 with thermal evolution reported, e.g., in Taiwan (Mesalles et al., 2014) where rapid
420 underthrusting of the lower plate (50-80 mm/yr) at onset of continental accretion led to
421 downward deflection of isotherms. This cooling phase is not detected in the early accretionary
422 prism stage of the Pyrenees. We interpret this difference as a consequence of limited lateral
423 heat advection induced by a much slower plate convergence of only 3-4 mm/yr (Mouthereau
424 et al., 2014).
425 Our result reveals that onset of shortening in the Mauléon basin occurred in an abnormally hot
426 basin. Due to the absence of significant nappe stacking in the region, we argue that ductile
427 shortening documented in the inverted rifted basin results from high temperatures inherited
428 from rifting rather than syn-convergence burial. It is characterized by axial-planar and
429 crenulation cleavages in folded Albian to Cenomanian units of the Mauléon basin that reveal
430 ambient temperatures of 100-200°C (Choukroune, 1974), consistent with our models.
431 Fission track analyses on the Labourd-Ursuya Massif yield two ages at 42.2 ± 2.4 Ma and
432 48.3 ± 2.3 Ma on apatites, and an age at 81.8 ± 3.1 Ma on zircons (Yelland, 1991). Thus, ZFT
433 and ZHe ages from the Labourd-Ursuya Massif indicate initial cooling from probably deeper
434 crustal temperatures at 80-50 Ma, showing a different thermal history from the Mauléon
435 basin. AFT and AHe ages (ranging from 49 ± 4 Ma and 35 ± 3 Ma) in the Western Pyrenees
436 suggest that cooling/thermal relaxation of high temperatures after 50 Ma occurred
437 synchronously with the North Pyrenean massifs in the Eastern and Central Pyrenees (Morris
438 et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Yelland, 1991), as a result of crustal thickening and
439 erosion. The thermal relaxation observed after 50 Ma in the Mauléon basin therefore appears
440 related to a major and regional exhumational phase in the Pyrenees. Because erosion is one of
441 the main agent in orogenic belts bringing heat closer to the surface it may seem
442 counterintuitive that thermal relaxation occurred during the main exhumational phase.

443 Processes other than erosion may therefore explain the thermal relaxation. Heat advection
444 recorded in the Mauléon basin remained limited first because only 2 km of basin sediments
445 were eroded since 50 Ma. In addition, our thermo-kinematic experiments (Fig. 6) show that
446 the emplacement the Mauléon basin onto a thicker and colder foreland lithosphere
447 compensates heating due to exhumation.

448 ## 8. Conclusions

449 This study demonstrates that the analysis of low-temperature thermochronological constraints
450 performed on pre-/syn-rift sediments preserved in mountain belts is effective in resolving the
451 long-term post-rift and syn-convergence thermal evolution of rifted margins and hyper-
452 extended rift basins. When combined with thermal-kinematic models of rift-to-collision
453 evolution, our data allowed to test hypotheses on the thinning processes between crust and the
454 lithospheric mantle that cause the reconstructed time-temperature history.
455 Our low-temperature thermochronological data show that the sediment succession of the
456 Mauléon basin recorded a phase of heating following breakup in the Albo-Cenomanian as a
457 result of extreme extension. The Albo-Cenomanian sandstones reached temperatures of
458 180°C at only ~2 km depth, corresponding to a geothermal gradient of ~80°C/km.
459 Using this approach we demonstrate that the thermal structure of the Mauléon basin is
460 consistent with extreme thinning, although the relative thermal effect of breakup of the SCLM
461 and crustal breakup can hardly be differentiated. The temperature anomaly inherited from
462 extreme thinning lasted 30 Myrs, from ~80 Ma to ~50 Ma. This inherited thermal anomaly
463 explains ductile shortening identified in the inverted basin. It provides a mechanism for
464 explaining the observations of abnormally high temperatures (relative to inferred burial), syn-
465 convergence MT or HT metamorphism and ductile deformation in post-rift sediments. On the
466 other hand, these tectono-metamorphic characteristics are diagnostic of highly extended rift
467 basin inverted relatively soon after its emplacement. Thermal relaxation of the rift-related
468 heat anomaly occurred during the main stage of the orogenic development, when the hyper-
469 extended rift basin was thrusted over the colder and thicker European plate ~50 Myrs ago.
470 The Pyrenees give us a vivid example of how high temperatures inherited from the rifting can
471 affect the thermal structure of the early stages of the collision, and how these temperatures are
472 relaxed during the late stage of orogenic processes.

## Acknowledgments

This study was supported by French National Research Agency (ANR Project PYRAMID). We thank G. Manatschal and R.S. Huismans for constructive discussions. We also thank the staff of the different laboratories (CRPG, SARM, ISTerre, IDES) for welcoming us and for their precious help during data acquisition. Comments by two anonymous reviewers have been helpful in clarifying some points of the manuscript. This is CRPG contribution number 2344.

## Appendix

The code of our 1D thermo-kinematic model solves the transient heat advection diffusion equation (A1), including heat production in one dimension:

$$-\frac{\partial}{\partial z}k\frac{\partial T}{\partial z}+\rho Cpv_z\frac{\partial T}{\partial z}=\rho Cp\frac{\partial T}{\partial t}+\rho H \qquad \text{(A1)}$$

Density, $\rho$, heat capacity, $Cp$, heat production $H$ and the heat conductivity, $k$, are given constant values for each rock type and are listed in Table A1. The solution is obtained using a standard implicit in time centered finite difference scheme at each time step. However, in order to allow for advection of the 1330°C isotherm, or to allow for erosion and sedimentation, the model domain is remeshed at every time step.

The material advection parameter is treated independently of the mesh using pre-computed level-set functions that define the limit between each material phase (sediment, basement crustal rocks, mantle rocks), excluding artificial diffusion of material properties with time.

In the models, we assume that velocity, $vz$, in the rock column can be interpolated linearly between each petrologic interface. Beneath the lowest interface, velocity is constant and equal to the velocity of that interface. This ensures that the 1330°C isotherm imposed at the base of the model is not tight to rock uplift and allows for thermal relaxation to occur. Similarly, to enable effects of rock uplift or sedimentation, the 20°C isotherm is imposed at the surface of the Earth, but velocity at the surface is equal to that of the shallowest rock interface.

Initial conditions are obtained by solving the heat diffusion equation (A2) at steady state using defined material properties:

$$-\frac{\partial}{\partial z}k\frac{\partial T}{\partial z}=\rho H \qquad \text{(A2)}$$

This avoids artificial thermal re-equilibration, which would relate to ill-defined initial geothermal gradients that would not be consistent with the material properties and particularly heat production distribution.

## References


Axen, G.J., Bartley, J.M., 1997. Field tests of rolling hinges: Existence, mechanical types and implications for extensional tectonics. Journal of Geophysical Research 102, 20515-20537, doi: 10.1029/97JB01355.

Bernet, M., Garver, J.I., 2005. Fission-track analysis of detrital zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 58, 205-238, doi: 10.2138/rmg.2005.58.8.

Boulvais, P., de Parseval, P., D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. Mineralogy and Petrology 88, 499-526, doi: 10.1007/s00710-006-0124-x.

Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., Garver, J.I., 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. Geological Society of America Bulletin 110, 985-1009, doi: 10.1130/0016-7606(1998)110.

Brunet, M.F., 1984. Subsidence history of the Aquitaine Basin determined from subsidence curves. Geological Magazine 121, 421-428, doi: 10.1017/S0016756800029952.

Chevrot, S., Villaseñor, A., Sylvander, M., PYROPE Working Group, 2014. High resolution of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. Journal of Geophysical Research, in revision.

Choukroune, P., 1974. Structure et evolution tectonique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la deformation dans une portion de chaîne à schistosité vertical. Ph.D. thesis, Université Des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 276 p.

Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep sismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23-39, doi: 10.1029/TC005i002p00023.

Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation. Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics, doi : 10.1002/2013TC003471, accepted.

Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.Y., and De Saint Blanquat, M., 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks : evidence from ultramafic-bearing clastic

deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bulletin de la Société Géologique de France, 183, 443-459, doi: 10.2113/gssgfbull.183.5.443.

Daignières, M., Gallart, J., Banda, E., Hirn, A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range. Earth and Planetary Science Letters 57, 88-100, doi : 10.1016/0012-821X(82)90175-3.

Debroas, E.J., Canérot, J., Bilotte, M. 2010. Les Brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomanien inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). Géologie de la France 2, 53-64.

Dumitru, T.A., 1993. A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis. Nuclear Tracks and Radiation Measurements 21, 575-580, doi: 10.1016/1359-0189(93)90198-I.

Filleaudeau, P.Y., Mouthereau, F., Pik, R. 2011. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. Basin Research 23, 1-17, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x.

Fillon, C., Gautheron, C., Van Der Beek, P. 2013. Oligocene-Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. Journal of the Geological Society, London 170, 67-77, doi: 10.1144/jgs2012-051.

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogeny. Earth and Planetary Science Letters 173, 157-170, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00225-3.

Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. Geochemica et Cosmochimica Acta 73, 2347-2365, doi: 10.1016/j.gca.2009.01.015.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. Chemical Geology 266, 157-170, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

Gleadow, A.J.W., Hurford, A.J., Quaife, R.D., 1976. Fission track dating of zircon: improved etching techniques. Earth and Planetary Science Letters 33, 273-276, doi: 10.1016/0012-821X(76)90235-1.

Godard, V., Pik, R., Lavé, J., Cattin, R., Tibari, B., De Sigoyer, J., Pubellier, M., Zhu, J., 2009. Late Cenozoic evolution of the central Longmen Shan, eastern Tibet: Insight from (U-Th)/He thermochronometry. Tectonics 28, TC5009, doi: 10.1029/2008TC002407.

567 Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous
568 metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France).
569 Contributions to Mineralogy and Petrology 104, 194-207, doi: 10.1007/BF00306443.
570 Guenthner, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., Giester, G., 2013. Helium
571 diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon
572 (U-Th)/He thermochronology. American Journal of Science 313, 145-198, doi:
573 10.2475/03.2013.01.
574 Gunnel, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.P., Zeyen, H., 2009. Low long-term
575 erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in
576 the Eastern Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters 278, 208-218, doi:
577 10.1016/j.epsl.2008.12.004.
578 Huismans, R.S., Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and
579 cratonic underplating at rifted margins. Nature 473, 74-79, doi: 10.1038/nature09988.
580 Hurford, A.J., Green, P.F., 1983. The zeta calibration of fission-track dating. Isotope
581 Geoscience 1, 285-317, doi: 10.1016/S0009-2541(83)80026-6.
582 Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution
583 related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western
584 Pyrenees. Tectonics 28, TC4012, doi: 10.1029/2008TC002406.
585 Johnson, J.A., Hall, C.A., 1989. Tectono-stratigraphic model for the Massif D'Igountze-
586 Mendibelza, western Pyrenees. Journal of the Geological Society 146, 925-932, doi:
587 10.1144/gsjgs.146.6.0925.
588 Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007.
589 Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean
590 basement thrust system (France-Spaine). Tectonics 26, TC5007, doi:
591 10.1029/2006TC002080.
592 Ketcham, R.A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry
593 data. Reviews in Mineralogy & Geochemistry 58, 275-314, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
594 Ketcham, R.A., Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle
595 stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case.
596 Geochemica et Cosmochimica Acta 75, 7779-7791, doi: 10.1016/j.gca.2011.10.011.
597 Lagabrielle, Y., Bodinier, J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle
598 rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova, 20, 11-21,
599 doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00781.

Lagabrielle, Y., Labaume, P., and De Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics, 29, TC4012, doi: 10.1029/2009TC002588.

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). Terra Nova 22, 354-360, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x.

Lucazeau, F., Leroy, S., Rolandone, F., D'Acremont, E., Watremez, L., Bonneville, A., Goutorbe, B., Düsünur, D., 2010. Heat-flow and hydrothermal circulation at the ocean-continent transition of the eastern gulf of Aden. Earth and Planetary Science Letters 295, 554-570, doi: 10.1016/j.epsl.2010.04.039.

Manatschal, G. 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 93, 432-466, doi: 10.1007/s00531-004-0394-7.

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), doi: 10.1007/s00531-014-1023-8.

Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., Jolivet, M., 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}Ar/^{39}Ar$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 97, 565-584, doi: 10.1007/s00531-007-0179-x.

Mesalles, L., Mouthereau, F., Bernet, M., Chang, C.P., Tien-Shun Lin, A., Fillon, C., and Sengelen, X., 2014. From submarine continental accretion to arc-continent orogenic evolution: The thermal record in southern Taiwan. Geology 42(10), 907-910, doi: 10.1130/G35854.1.

Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogeny: constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. Earth and Planetary Science Letters 287, 488-503, doi: 10.1016/j.epsl.2009.08.036.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1986. K-Ar study of Cretaceaous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics 129, 257-273, doi: 10.1016/0040-1951(86)90255-6.

634 Morris, R.G., Sinclair, H.D., Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen:
635 implications for sediment discharge. Basin Research 10, 69-85, doi: 10.1040/j.1365-
636 2117.1998.00053.x.
637 Mouthereau, F., Watts, A.B., Burov, E., 2013. Structure of orogenic belts controlled by
638 lithosphere age. Nature Geoscience Letter 6, 785-789, doi: 10.1038/NGEO1902.
639 Mouthereau F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G.,
640 Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution
641 in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe
642 convergence. Tectonics.
643 Pik R., Marty, B., Carignan, J., Lavé, J., 2003. Stability of the Upper Nile drainage network
644 (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift and
645 erosion of the Afar plume dome. Earth and Planetary Science Letters 215, 73-88, doi:
646 10.1016/S0012-821X(O3)00457-6.
647 Poudjom Djomani, Y.H., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Morgan, P., 2001. The density
648 structure of subcontinental lithosphere through time. Earth and Planetary Science Letters
649 184, 605-621, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00362-9.
650 Reiners, P.W., Thomson, S.N., McPhillips, D., Donelick, R.A., Roering, J.J., 2007. Wildfire
651 thermochronology and the fate and transport of apatite in hillslope and fluvial
652 environements. Journal of Geophysical Research 112, F04001, doi:
653 10.1029/2007JH000759.
654 Rolandone, F., Lucazeau, F., Leroy, S., Mareschal, J.C., Jorand, R., Goutorbe, B., Bouquerel,
655 H., 2013. New heat-flow measurements in Oman and the thermal state of the Arabian
656 Shield and Platform. Tectonophysics 589, 77-89, doi: 10.1016/j.tecto.2012.12.034.
657 Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe
658 during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117-129, doi: 10.1016/S0040-
659 1951(02)00442-0.
660 Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., Ternet, Y., 2003. Datation U/Pb sur zircons des
661 dolerites tholéiitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations avec
662 les tufs volcaniques dits "infra-liasiques" nord-pyrénées. Comptes Rendus Geoscience
663 335, 1071-1080, doi: 10.1016/j.crte.2003.09.011.
664 Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage
665 on helium diffusion kinetics in apatite. Earth and Planetary Science Letters 249, 148-161,
666 doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.028.

667 Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the
668 Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. American
669 Journal of Science 305, 369-406, doi: 10.2475/ajs.305.5.369.
670 Vergés, J., García-Senz, J., 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the
671 Pyrenean Rift, in: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S.,
672 (Eds.), Peri-Tethys Memoire 6, Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins,
673 Mémoires Muséum National d'Histoire Naturelle 186, Paris, pp. 187-212.
674 Vermeesch, P., 2009. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and
675 other radial plots. Radiation Measurements 44, 409-410, doi:
676 10.1016/j.radmeas.2009.05.003.
677 Vermeesch, P., 2012. On the visualization of detrital age distributions. Chemical Geology
678 312-313, 191-194, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.
679 Vielzeuf, D., Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean
680 lherzolites and granulites. Earth and Planetary Science Letters 67, 87-96, doi:
681 10.1016/0012-821X(94)90041-4.
682 Yelland, A.J., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. Nuclear Tracks
683 Radiation Measurements 17, 293-299, doi: 10.1016/1359-0189(90)90049-4.
684 Yelland, A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track
685 studies. Ph.D. thesis, University of London.

## 686 Figure Captions

687 Figure 1: A) Geologic map of the study area. Red stars and circles depict the position of
688 studied samples and samples from which RSCM temperatures were obtained (Clerc and
689 Lagabrielle 2014, including one new estimate from this study (Lu-1), respectively. The extent
690 of cleavage domain is shown as red dashed area. B) Synthetic lithostratigraphy of meso-
691 cenozoic successions of the Mauléon basin and layer thickness inferred from borehole data
692 (Fig. 5B). C) Geological cross-section of the western part of the Mauléon basin, including the
693 location of samples and the extent of cleavage domain, same as shown in A. Note that the
694 ductile deformation domain is observed at the base of the basin. NPFT: North Pyrenean
695 Frontal Thrust, SPT: Saint-Palais Thrust, GRH: Grand-Rieu High.

696 Figure 2: Results of thermochronological analyses and decomposition of statistically
697 representative age component of Albo-Cenomanian detrital samples. A) ZFT results from Su-

1, Ar-2, Ch-1, and Mi-1 samples. B) ZHe age distribution from Su-1, Ar-2, Ch-1, and Lu-1 samples.

Figure 3: The statistical distribution of our ZHe age-eU data (blue empty squares) is resolved from a 2D Kernel probability density function using a Parzen window approach (Matlab code available on request). Low eU content from 0 to 1100 ppm correspond to a large distribution of ZHe ages from 65 Ma to 131 Ma (group B in blue). These oldest ages are associated to a closure temperature of ~220°C. By contrast, high eU content (>1100 ppm) only show young ZHe ages from 36 Ma to 65 Ma (group A in red), corresponding to lower closure temperatures (<140°C).

Figure 4: A) Time-temperature histories extracted from HeFTy inverse modeling constrained by ZFT data, ZHe age-eU pairs, and depositional ages, for each model (P1-A, P1-B, P2-A and P2-B). B) ZHe age-eU statistical distribution of Albo-Cenomanian detrital zircon grains. We compare the ZHe age-eU correlation corresponding to the best time-temperature path of each model with the data.

Figure 5: A) Total decompacted thickness of sediments in the Mauléon basin, as obtained by combining seven boreholes within or close to the Mauléon basin for maximum, minimum and weighted averaged (red curve) estimations. Temporal influence intervals resolved from each borehole is shown in grey. Vertical dashed lines represent the period of heating highlighted in model of Figure 4 and the horizontal dashed lines correspond to the thickness of sediments deposited during this period. A mean value of 2 km of sediments was deposited between 105 and 70 Ma. B) Map showing the location of the different boreholes.

Figure 6: 1D thermal-kinematic models tested for the Mauléon basin. A) Model A: crustal breakup at 110 Ma and SCLM is thinned and exhumed to the base of the basin until 95 Ma. Dashed red lines on model A correspond to tests considering SCLM thickening from onset of convergence at 83 Ma to mature collision and exhumation after 50 Ma. B) Model B: SCLM breakup occurs at 110 Ma and the continental crust thins until 95 Ma, lying in contact with the asthenophere. Tested thinning factors $\beta_A$ and $\beta_B$ are 4, 10, and $\infty$ (breakup) in both models.

Figure 7: Comparison of the Mauléon basin burial history with the depth of the 180°C isotherm predicted from 1D rift-to-collision thermal models (A and B) shown in Figures 6A and 6B, respectively. Depth evolution of the Albo-Cenomanian deposits (grey) is distinguished from the Meso-Cenozoic successions (green) and water (blue). Depth of the

729 180°C isotherms produced by different thinning factors ($\beta_A$ and $\beta_B$) meets the position of the
730 studied samples relatively soon after breakup of the crust (models A and A') or mantle (model
731 B) at 110 Ma. The isotherm is kept at a constant depth after onset of tectonic inversion. C:
732 Crust, S: SCLM, A: Asthenosphere.

**Table A1.**

Thermal and mechanical parameters considered for each type of rock in the model

| | Sedimentary cover | | Basement | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Deposits | Triassic salt | Continental crust | SCLM | Asthenosphere |
| Thermal conductivity k W/(m.K) | 2.25 | 6.5 | 2.25 | 3.3 | 3.3 |
| Heat capacity Cp $m^2/(m.s^2)$ | 900 | 840 | 900 | 750 | 750 |
| Heat production H $\mu W/m^3$ | 0.9 | 0 | 0.6 | 0.009 | 0.009 |
| Density ρ $kg/m^3$ | 2500 | 2170 | 2800 | 3300 | 3300 |

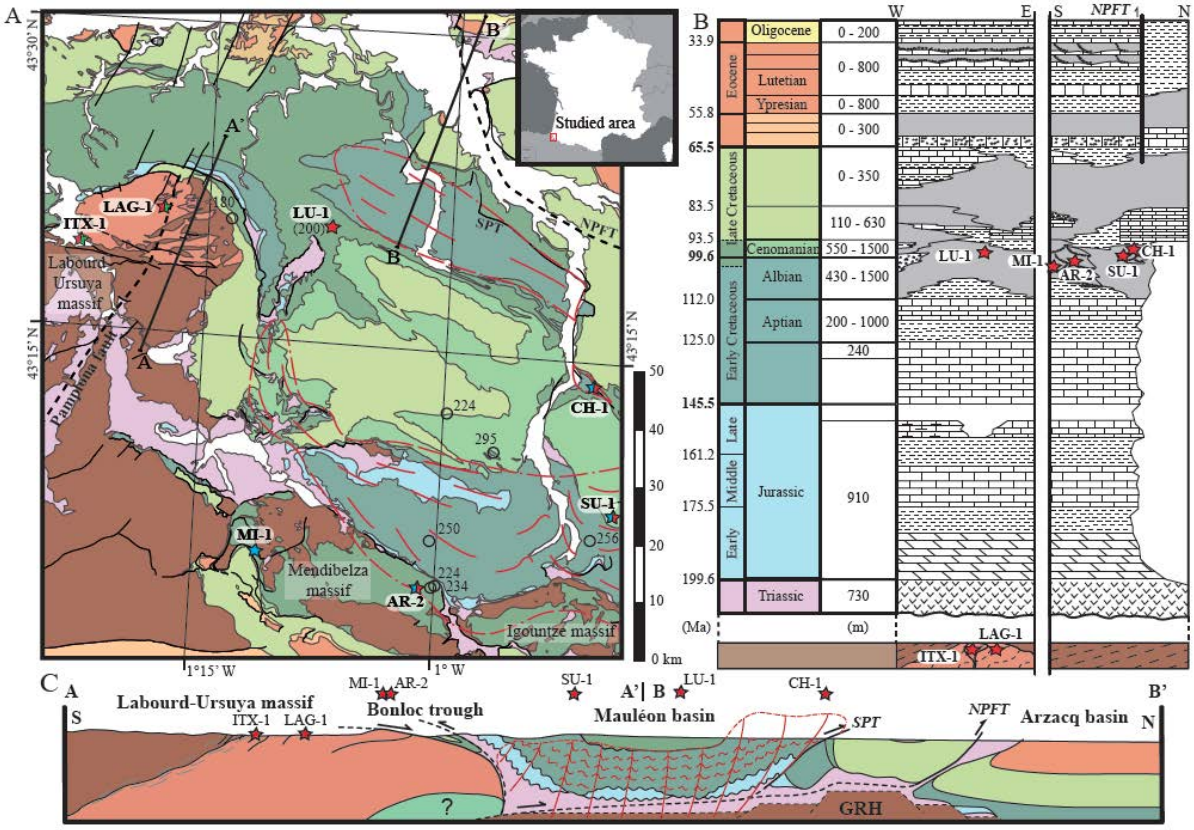

A
B
C
Studied area
Labourd-Ursuya massif
Pamplona fault
Mendibelza massif
Igountze massif
LAG-1
ITX-1
LU-1
CH-1
SU-1
MI-1
AR-2
SPT
NPFT
Bonloc trough
Mauléon basin
Arzacq basin
GRH
Oligocene
Eocene
Lutetian
Ypresian
Late Cretaceous
Cenomanian
Early Cretaceous
Albian
Aptian
Late
Middle
Early
Jurassic
Triassic
0 - 200
0 - 800
0 - 800
0 - 300
0 - 350
110 - 630
550 - 1500
430 - 1500
200 - 1000
240
910
730
(Ma)
(m)
W
E
S
N
0 km

Figure 1

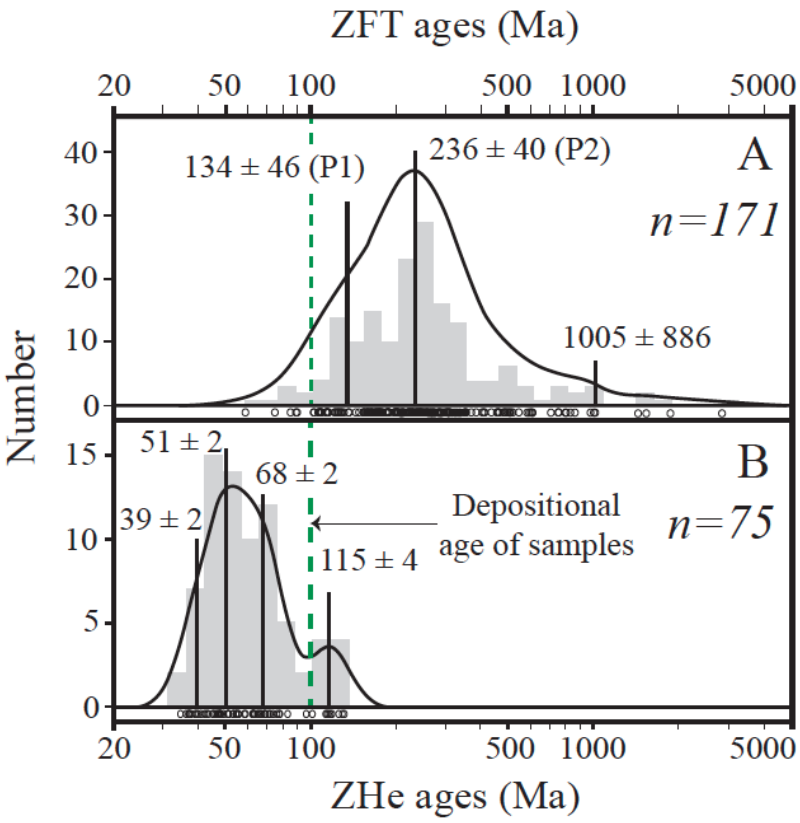

ZFT ages (Ma)
20
50
100
500
1000
5000
40
30
20
10
0
134 ± 46 (P1)
236 ± 40 (P2)
A
n=171
1005 ± 886
Number
15
10
5
0
51 ± 2
68 ± 2
39 ± 2
115 ± 4
Depositional
age of samples
B
n=75
ZHe ages (Ma)

Figure 2

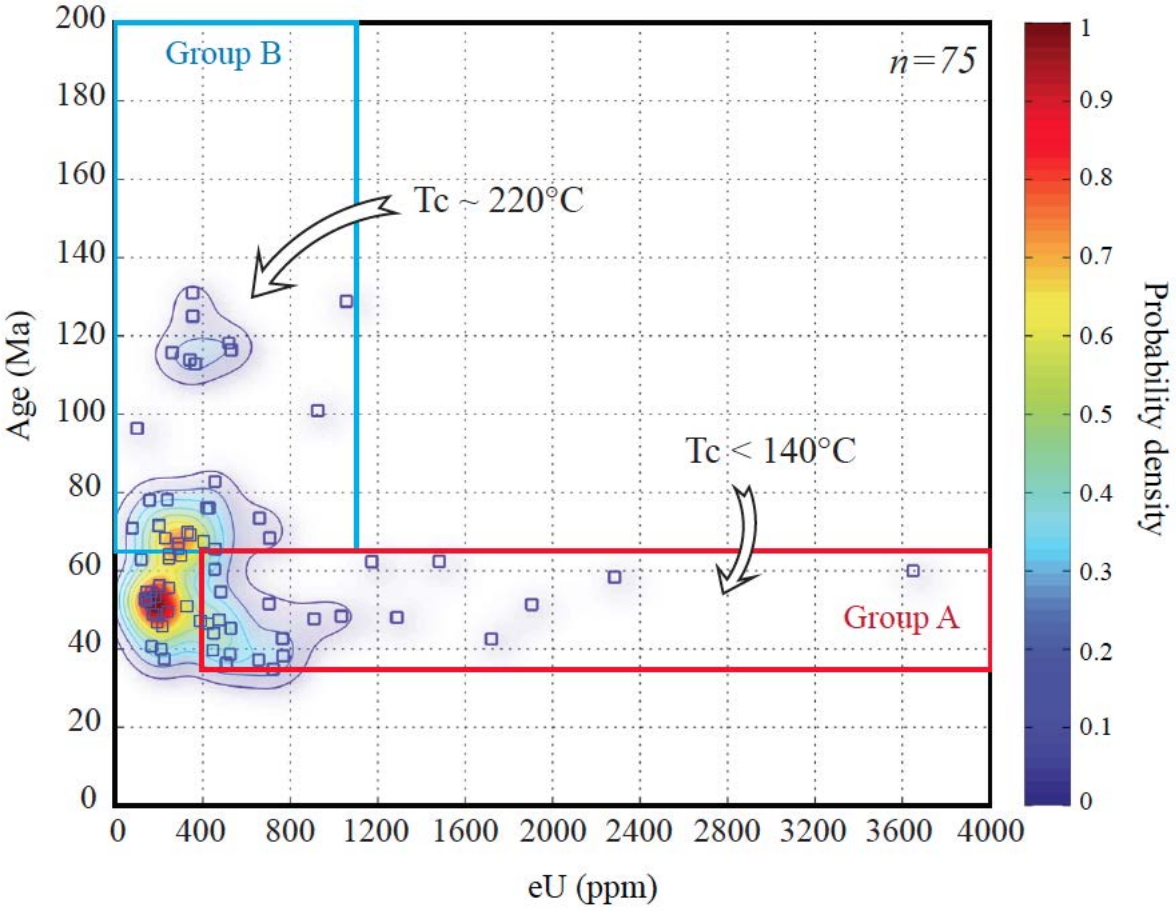

Group B
n=75
Tc ~ 220°C
Tc < 140°C
Group A
Age (Ma)
eU (ppm)
Probability density
200
180
160
140
120
100
80
60
40
20
0
0
400
800
1200
1600
2000
2400
2800
3200
3600
4000
1
0.9
0.8
0.7
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
0

Figure 3

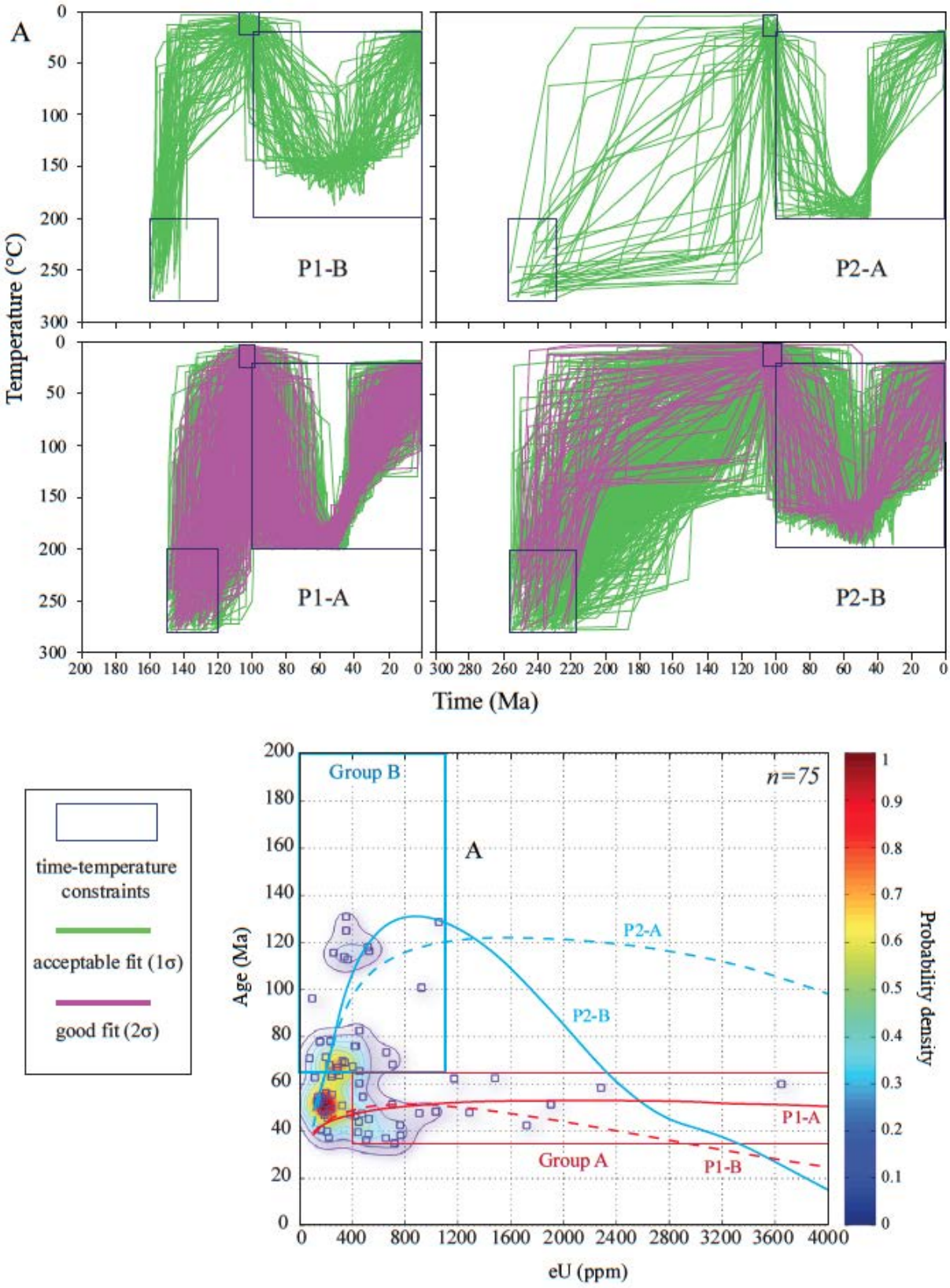

A
Temperature (°C)
P1-B
P2-A
P1-A
P2-B
Time (Ma)
time-temperature constraints
acceptable fit (1σ)
good fit (2σ)
Group B
A
n=75
P2-A
P2-B
P1-A
P1-B
Group A
Age (Ma)
eU (ppm)
Probability density

Figure 4

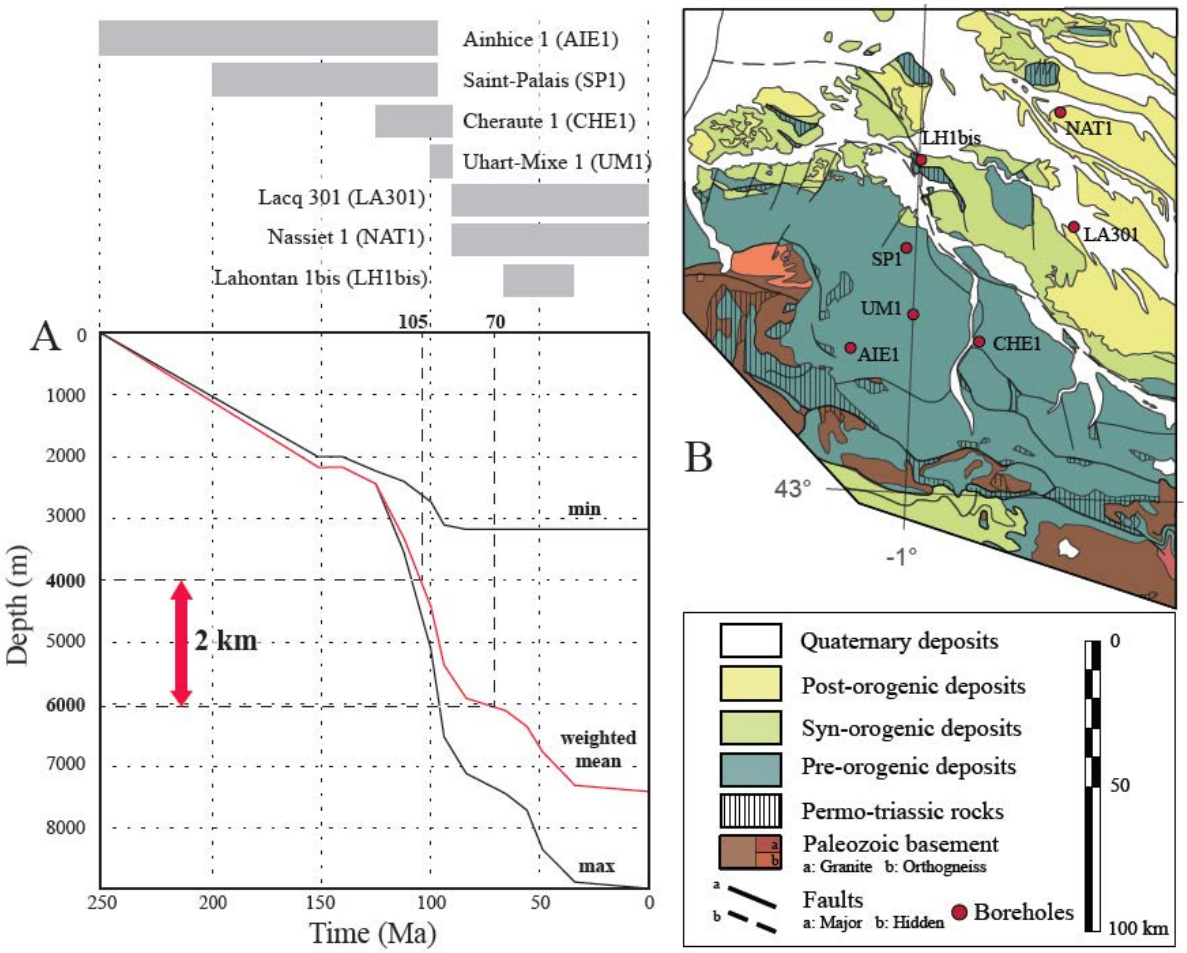

Ainhice 1 (AIE1)
Saint-Palais (SP1)
Cheraute 1 (CHE1)
Uhart-Mixe 1 (UM1)
Lacq 301 (LA301)
Nassiet 1 (NAT1)
Lahontan 1bis (LH1bis)
A
105
70
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
Depth (m)
2 km
min
weighted mean
max
250
200
150
100
50
0
Time (Ma)
B
LH1bis
NAT1
LA301
SP1
UM1
AIE1
CHE1
43°
-1°
Quaternary deposits
Post-orogenic deposits
Syn-orogenic deposits
Pre-orogenic deposits
Permo-triassic rocks
Paleozoic basement
a: Granite b: Orthogneiss
Faults
a: Major b: Hidden
Boreholes
0
50
100 km

Figure 5

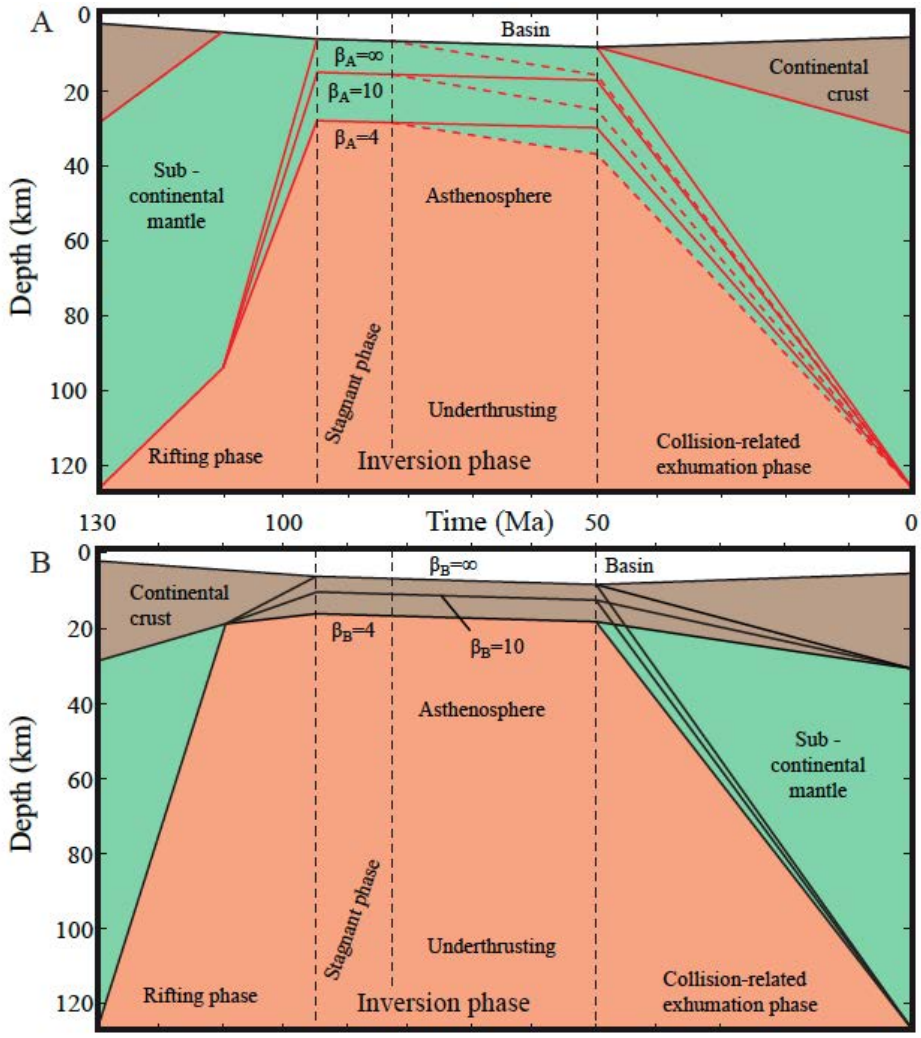

A
Basin
$\beta_A=\infty$
$\beta_A=10$
$\beta_A=4$
Continental crust
Sub - continental mantle
Asthenosphere
Depth (km)
Stagnant phase
Underthrusting
Rifting phase
Inversion phase
Collision-related exhumation phase
130
100
Time (Ma)
50
0
B
$\beta_B=\infty$
Basin
Continental crust
$\beta_B=4$
$\beta_B=10$
Asthenosphere
Sub - continental mantle
Depth (km)
Stagnant phase
Underthrusting
Rifting phase
Inversion phase
Collision-related exhumation phase

Figure 6

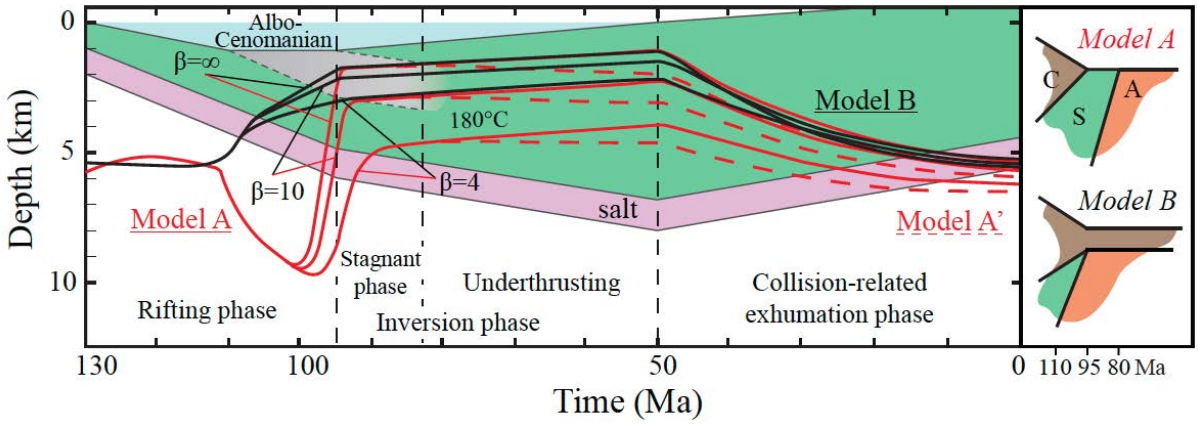

Depth (km)
0
5
10
Albo-
Cenomanian
β=∞
180°C
β=10
β=4
Model A
Model B
salt
Model A'
Stagnant
phase
Rifting phase
Inversion phase
Underthrusting
Collision-related
exhumation phase
130
100
50
0
110 95 80 Ma
Time (Ma)
Model A
C
A
S
Model B

Figure 7

# Data repository

## Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees

**Vacherat et al.**

**Table DR1.**

Detrital ZFT ages from Albo-Cenomanian detrital samples[a]

| Sample | Lat (°N) | Long (°W) | Alt (m) | Nb grain | grain-age range (Ma) | *ZFT detrital age components ± 1σ (Ma)* | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | P1 | P2 | P3 |
| Ar-2 | 43°03'52" | 1°01'29" | 1117 | 43 | 75-989 | 111 ± 41<br>11% | 217 ± 30<br>87% | 547 ± 817<br>2% |
| Ch-1 | 43°13'42" | 0°50'53" | 154 | 42 | 56-855 | 144 ± 20<br>43% | 275 ± 47<br>57% | |
| Mi-1 | 43°07'04" | 1°12'55" | 204 | 23 | 110-757 | | 202 ± 19<br>100% | |
| Su-1 | 43°07'52" | 0°50'13" | 448 | 63 | 90-2857 | 139 ± 45<br>11% | 254 ± 31<br>78% | 1115 ± 521<br>11% |
| | | | | | | *Combined data age components ± 1σ (Ma)* | | |
| | | | | | | 134 ± 23<br>17% | 236 ± 20<br>79% | 1005 ± 443<br>4% |

[a]Ages and KDE peaks are given at ±1σ using RadialPlotter (Vermeesch, 2009) and each peak is given with its percentage of grains. Note that errors on ages are given as ±2σ in the main text. All samples were prepared and counted by Arnaud Vacherat using a zeta of 148.43 ± 5.95 for zircons. Note that each individual detrital sample has a same depositional age and shows similar age distribution.

**Table DR2.**

Detrital ZHe ages and eU distributions from albo-Cenomanian samples[a]

| Sample | Lat (°N) | Long (°W) | Alt (m) | Nb grain | eU range (ppm) | grain-age range (Ma) | *ZHe detrital age components ± 1σ (Ma)* | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | P1 | P2 | P3 | P4 |
| Ar-2 | 43°03'52" | 1°01'29" | 1117 | 27 | 140 - 1903 | 44 - 131 | | 47 ± 1<br>37% | 69 ± 1<br>37% | 119 ± 3<br>26% |
| Ch-1 | 43°13'42" | 1°50'53" | 154 | 15 | 77 - 1479 | 36 - 83 | 39 ± 1<br>27% | 53 ± 2<br>28% | 67 ± 2<br>46% | |
| Lu-1 | 43°20'37" | 1°04'39" | 133 | 10 | 199 - 907 | 37 - 72 | 37 ± 1<br>40% | 49 ± 2<br>40% | 72 ± 3<br>20% | |
| Su-1 | 43°07'52" | 0°50'13" | 448 | 23 | 97 - 3646 | 37 - 129 | 40 ± 2<br>9% | 52 ± 2<br>52% | 67 ± 4<br>26% | 105 ± 4<br>13% |
| | | | | | | | *Combined data age components ± 1σ (Ma)* | | | |
| | | | | | | | 39 ± 1<br>16% | 51 ± 1<br>36% | 68 ± 2<br>35% | 115 ± 2<br>13% |

[a]KDE peaks are calculated at ±1σ using DensityPlotter (Vermeesch, 2012) and each peak is given with its percentage of grains. All samples were prepared and analyzed by Arnaud Vacherat and Bouchaïb Tibari. Note that errors are given as ±2σ in the main text. Each individual detrital sample has a same depositional age and shows similar age and eU distributions.

**Table DR3.**

Detailed detrital ZHe ages from the Mauléon basin[a]

| Sample | Alliquote | Weight (μg) | Radius (μm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$[b] | Measured Age (Ma) | Corrected Age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Su-1 | 1 | 5 | 58.0 | 6.5E-08 | 155.2 | 178.9 | 2.0 | 198.2 | 0.85 | 60.8 | 71.1 | 4.3 |
| | 4 | 10 | 60.7 | 2.9E-07 | 1253.3 | 137.5 | 3.9 | 1286.4 | 0.86 | 41.4 | 47.9 | 2.9 |
| | 7 | 8 | 52.1 | 1.3E-07 | 411.8 | 176.0 | 1.8 | 454.1 | 0.84 | 54.8 | 65.2 | 3.9 |
| | 14 | 9 | 64.1 | 4.2E-08 | 144.0 | 83.8 | 0.0 | 164.1 | 0.87 | 47.3 | 54.2 | 3.3 |
| | 22 | 10 | 60.1 | 4.3E-08 | 87.6 | 41.0 | 3.3 | 97.4 | 0.86 | 82.7 | 96.3 | 5.8 |
| | 23 | 1 | 61.0 | 4.3E-07 | 739.9 | 766.3 | 36.8 | 923.8 | 0.86 | 86.6 | 100.7 | 6.0 |
| | 30 | 4 | 55.8 | 7.6E-08 | 296.2 | 119.7 | 1.1 | 324.9 | 0.85 | 43.2 | 50.7 | 3.0 |
| | 36 | 5 | 38.4 | 8.2E-08 | 279.0 | 40.5 | 3.4 | 288.8 | 0.80 | 52.7 | 66.3 | 4.0 |
| | 37 | 9 | 62.4 | 1.0E-07 | 413.4 | 247.5 | 2.2 | 472.8 | 0.87 | 40.9 | 47.1 | 2.8 |
| | 40 | 1 | 36.0 | 3.0E-07 | 1615.0 | 430.8 | 73.4 | 1718.4 | 0.78 | 32.9 | 42.2 | 2.5 |
| | 41 | 39 | 62.1 | 3.9E-08 | 155.0 | 66.4 | 1.5 | 171.0 | 0.86 | 42.0 | 49.1 | 2.9 |
| | 43 | 2 | 41.5 | 2.1E-07 | 646.1 | 240.5 | 25.4 | 703.9 | 0.79 | 54.6 | 69.0 | 4.1 |
| | 46 | 23 | 62.0 | 3.8E-08 | 144.4 | 54.4 | 5.3 | 157.5 | 0.85 | 44.6 | 52.5 | 3.1 |
| | 48 | 5 | 47.7 | 3.7E-08 | 212.9 | 40.8 | 6.8 | 222.7 | 0.82 | 30.9 | 37.8 | 2.3 |
| | 51 | 3 | 43.5 | 1.2E-07 | 430.1 | 91.5 | 0.0 | 452.1 | 0.81 | 48.9 | 60.1 | 3.6 |
| | 52 | 5 | 32.8 | 4.9E-08 | 143.5 | 50.7 | 0.0 | 155.6 | 0.76 | 58.8 | 77.1 | 4.6 |
| | 53 | 7 | 39.4 | 3.0E-08 | 115.9 | 77.7 | 42.7 | 134.5 | 0.79 | 41.5 | 52.8 | 3.2 |
| | 54 | 4 | 35.0 | 7.5E-08 | 357.1 | 128.2 | 7.2 | 387.8 | 0.76 | 36.2 | 47.4 | 2.8 |
| | 55 | 1 | 50.5 | 6.1E-07 | 970.9 | 353.9 | 16.4 | 1055.8 | 0.84 | 107.5 | 127.6 | 7.7 |
| | 69 | 12 | 52.1 | 3.6E-08 | 116.4 | 150.6 | 34.1 | 152.5 | 0.83 | 44.2 | 53.3 | 3.2 |
| | 71 | 1 | 52.8 | 6.0E-07 | 2242.7 | 167.0 | 28.7 | 2282.8 | 0.84 | 49.1 | 58.3 | 3.5 |
| | 72 | 5 | 33.1 | 3.2E-08 | 136.8 | 26.4 | 4.5 | 143.1 | 0.75 | 41.1 | 54.6 | 3.3 |
| | 76 | 1 | 62.7 | 1.0E-06 | 3316.0 | 1375.4 | 167.8 | 3646.1 | 0.87 | 51.8 | 59.6 | 3.6 |

**Table DR3.** (continued)

| Sample | Alliquote | Weight (μg) | Radius (μm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ [b] | Measured Age (Ma) | Corrected Age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 5 | 42.3 | 4.2E-08 | 199.4 | 63.5 | 8.0 | 214.7 | 0.81 | 36.8 | 45.4 | 2.7 |
| | 2 | 7 | 68.6 | 3.4E-08 | 121.4 | 76.8 | 12.6 | 139.9 | 0.88 | 45.7 | 52.1 | 3.1 |
| | 9 | 6 | 61.5 | 2.1E-07 | 336.6 | 65.4 | 6.7 | 352.3 | 0.86 | 112.9 | 131.6 | 7.9 |
| | 14 | 5 | 62.7 | 4.2E-08 | 162.6 | 120.4 | 36.8 | 191.5 | 0.86 | 40.4 | 46.8 | 2.8 |
| | 15 | 5 | 46.4 | 1.0E-07 | 314.5 | 121.5 | 9.6 | 343.7 | 0.81 | 56.6 | 69.8 | 4.2 |
| | 17 | 3 | 40.8 | 1.2E-07 | 384.1 | 75.2 | 40.0 | 402.1 | 0.81 | 53.8 | 66.7 | 4.0 |
| | 18 | 6 | 55.7 | 1.4E-07 | 241.9 | 67.0 | 0.0 | 258.0 | 0.85 | 98.1 | 115.7 | 6.9 |
| | 24 | 3 | 49.3 | 1.1E-07 | 414.0 | 463.5 | 10.7 | 525.3 | 0.83 | 37.4 | 44.9 | 2.7 |
| | 25 | 6 | 67.7 | 1.5E-07 | 398.4 | 76.4 | 10.7 | 416.7 | 0.88 | 66.4 | 75.6 | 4.5 |
| | 26 | 3 | 52.0 | 1.9E-07 | 318.3 | 191.6 | 22.9 | 364.3 | 0.84 | 94.5 | 112.9 | 6.8 |
| | 27 | 8 | 56.8 | 2.0E-07 | 322.9 | 125.6 | 3.9 | 353.0 | 0.85 | 106.3 | 125.1 | 7.5 |
| | 28 | 5 | 43.0 | 1.1E-07 | 439.9 | 168.2 | 0.0 | 480.2 | 0.80 | 44.1 | 54.8 | 3.3 |
| | 35 | 5 | 37.6 | 2.6E-07 | 487.1 | 169.1 | 0.0 | 527.7 | 0.78 | 90.8 | 116.3 | 7.0 |
| Ar-2 | 41 | 21 | 104.0 | 4.6E-08 | 173.2 | 83.3 | 4.5 | 193.2 | 0.93 | 44.6 | 48.0 | 2.9 |
| | 43 | 8 | 62.1 | 7.4E-08 | 226.3 | 92.3 | 0.0 | 248.5 | 0.86 | 55.3 | 64.0 | 3.8 |
| | 51 | 5 | 47.5 | 1.7E-07 | 327.3 | 51.1 | 0.7 | 339.5 | 0.82 | 93.9 | 114.0 | 6.8 |
| | 52 | 6 | 59.6 | 2.8E-07 | 470.3 | 196.1 | 8.2 | 517.4 | 0.86 | 101.2 | 117.9 | 7.1 |
| | 54 | 3 | 40.7 | 1.4E-07 | 394.1 | 140.1 | 11.1 | 427.7 | 0.79 | 60.4 | 76.2 | 4.6 |
| | 55 | 3 | 47.1 | 2.1E-07 | 620.7 | 151.7 | 0.0 | 657.1 | 0.82 | 60.5 | 73.6 | 4.4 |
| | 56 | 13 | 68.9 | 4.2E-08 | 167.4 | 78.9 | 1.9 | 186.3 | 0.88 | 42.3 | 48.0 | 2.9 |
| | 57 | 3 | 66.2 | 9.2E-08 | 414.3 | 142.3 | 19.7 | 448.5 | 0.88 | 38.3 | 43.7 | 2.6 |
| | 63 | 2 | 52.7 | 4.4E-07 | 1770.6 | 551.8 | 107.3 | 1903.0 | 0.84 | 43.1 | 51.1 | 3.1 |
| | 65 | 2 | 42.6 | 1.4E-07 | 698.4 | 268.2 | 9.2 | 762.8 | 0.81 | 34.3 | 42.6 | 2.6 |
| | 81 | 3 | 52.2 | 3.3E-07 | 1066.9 | 437.1 | 14.8 | 1171.8 | 0.84 | 52.3 | 62.5 | 3.7 |
| | 86 | 4 | 48.9 | 6.8E-08 | 192.8 | 211.5 | 15.7 | 243.6 | 0.83 | 52.1 | 62.9 | 3.8 |
| | 88 | 7 | 61.1 | 7.2E-08 | 207.7 | 87.3 | 11.6 | 228.6 | 0.86 | 58.8 | 68.0 | 4.1 |
| | 94 | 9 | 76.9 | 8.8E-08 | 220.7 | 67.3 | 9.5 | 236.8 | 0.89 | 69.4 | 77.6 | 4.7 |

**Table DR3.** (continued)

| Sample | Alliquote | Weight (μg) | Radius (μm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ [b] | Measured Age (Ma) | Corrected Age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lu1 | 3 | 6 | 42.7 | 5.1E-08 | 200.7 | 152.2 | 14.5 | 237.3 | 0.80 | 39.7 | 49.6 | 3.0 |
| | 22 | 4 | 39.0 | 6.0E-08 | 175.2 | 97.0 | 11.1 | 198.5 | 0.78 | 56.3 | 72.6 | 4.4 |
| | 24 | 2 | 44.5 | 1.1E-07 | 621.4 | 134.0 | 24.3 | 653.6 | 0.81 | 30.2 | 37.2 | 2.2 |
| | 25 | 3 | 50.0 | 9.1E-08 | 477.6 | 186.7 | 24.3 | 522.4 | 0.83 | 32.2 | 38.8 | 2.3 |
| | 26 | 3 | 40.4 | 8.5E-08 | 399.5 | 103.0 | 133.4 | 424.2 | 0.78 | 37.1 | 47.3 | 2.8 |
| | 29 | 1 | 35.4 | 1.8E-07 | 842.8 | 267.2 | 137.5 | 907.0 | 0.76 | 36.6 | 48.3 | 2.9 |
| | 30 | 1 | 32.3 | 1.5E-07 | 677.8 | 98.3 | 76.8 | 701.4 | 0.75 | 38.7 | 51.5 | 3.1 |
| | 35 | 2 | 34.6 | 1.0E-07 | 682.8 | 156.1 | 40.4 | 720.2 | 0.76 | 26.6 | 34.9 | 2.1 |
| | 45 | 3 | 48.0 | 1.0E-07 | 304.5 | 97.8 | 6.8 | 327.9 | 0.81 | 57.6 | 70.8 | 4.2 |
| | 57 | 3 | 31.1 | 1.2E-07 | 759.9 | 24.0 | 3.4 | 765.6 | 0.75 | 28.7 | 38.5 | 2.3 |
| Ch-1 | 1 | 6 | 58.3 | 4.5E-08 | 139.7 | 179.2 | 0.0 | 182.7 | 0.85 | 45.6 | 53.4 | 3.2 |
| | 2 | 7 | 86.5 | 3.6E-08 | 100.6 | 69.1 | 0.0 | 117.2 | 0.91 | 56.6 | 62.1 | 3.7 |
| | 8 | 3 | 56.7 | 6.2E-08 | 227.7 | 66.0 | 2.4 | 243.5 | 0.85 | 47.3 | 55.4 | 3.3 |
| | 10 | 10 | 61.2 | 2.5E-08 | 69.6 | 32.4 | 0.0 | 77.3 | 0.86 | 61.1 | 70.6 | 4.2 |
| | 14 | 10 | 86.4 | 1.1E-07 | 300.8 | 111.6 | 1.1 | 327.5 | 0.91 | 62.9 | 68.8 | 4.1 |
| | 29 | 6 | 63.4 | 5.2E-08 | 159.5 | 171.8 | 4.8 | 200.7 | 0.87 | 48.5 | 56.0 | 3.4 |
| | 32 | 2 | 58.0 | 8.5E-08 | 474.2 | 134.7 | 7.1 | 506.5 | 0.86 | 31.1 | 36.3 | 2.2 |
| | 33 | 2 | 47.5 | 1.7E-07 | 424.7 | 121.8 | 0.0 | 453.9 | 0.82 | 68.3 | 83.1 | 5.0 |
| | 39 | 5 | 70.7 | 8.8E-08 | 254.7 | 124.6 | 2.8 | 284.6 | 0.89 | 57.8 | 65.1 | 3.9 |
| | 40 | 5 | 85.4 | 3.2E-08 | 155.0 | 39.7 | 2.1 | 164.5 | 0.91 | 36.6 | 40.2 | 2.4 |
| | 48 | 4 | 57.5 | 3.8E-08 | 183.5 | 103.4 | 23.1 | 208.3 | 0.85 | 34.0 | 39.8 | 2.4 |
| | 51 | 3 | 50.7 | 2.2E-07 | 933.7 | 411.0 | 7.1 | 1032.3 | 0.83 | 40.4 | 48.3 | 2.9 |
| | 55 | 3 | 63.3 | 4.3E-07 | 1367.7 | 464.9 | 41.5 | 1479.3 | 0.87 | 54.1 | 62.0 | 3.7 |
| | 59 | 4 | 64.4 | 8.9E-08 | 267.1 | 138.2 | 8.0 | 300.3 | 0.87 | 55.3 | 63.4 | 3.8 |
| | 60 | 4 | 70.8 | 8.3E-08 | 415.1 | 119.5 | 16.0 | 443.8 | 0.89 | 34.9 | 39.3 | 2.4 |

[a]Ages are calculated following Ketcham et al. (2011). All samples were prepared and analyzed by Arnaud Vacherat and Bouchaïb Tibari.
[b]α-ejection (Ft) correction are calculated following Ketcham et al. (2011), and corrected from polishing following Reiners et al. (2007) considering an abrasion of 45 μm.

**Table DR4.**

ZHe ages from the Labourd-Ursuya Massif[a]

| Sample | Lat. (°N) | Long. (°W) | Alt. (m) | Replicate | Nb grain /caps | Rs[b] (μm) | [$^{4}$He] (ncc/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | Th/U | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (1σ) (Ma) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Itx-1 | 43°19'00" | 1°23'24" | 52 | A | 5 | 45 | 1.82 | 241.6 | 311.9 | | 1.3 | 316.5 | 0.73 | 44.7 | 61 ± 3 |
| | | | | C | 5 | 56 | 3.53 | 320.3 | 330.2 | 45.8 | 1 | 399.5 | 0.79 | 68.4 | 86 ± 4 |
| | | | | D | 5 | 56 | 1.36 | 158.4 | 39.2 | 8.4 | 0.2 | 167.9 | 0.79 | 62.5 | 79 ± 4 |
| | | | | E | 5 | 57 | 3.25 | 392.1 | 366.4 | 97.7 | 0.9 | 480.1 | 0.8 | 52.4 | 66 ± 3 |
| Lag-1 | 43°21'10" | 1°18'39" | 290 | A | 10 | 29 | 2.06 | 362 | 76.7 | | 0.2 | 380.5 | 0.63 | 42.3 | 67 ± 3 |
| | | | | B | 10 | 32 | 1.15 | 252 | 62 | | 0.2 | 266.9 | 0.66 | 33.7 | 51 ± 3 |
| | | | | C | 5 | 55 | 1.18 | 197.6 | 97.1 | 3.6 | 0.5 | 220.9 | 0.79 | 41.4 | 53 ± 3 |
| | | | | D | 5 | 52 | 2.11 | 310.9 | 72.3 | 2.9 | 0.2 | 328.3 | 0.78 | 49.7 | 64 ± 3 |
| | | | | E | 5 | 51 | 1.56 | 195.4 | 59 | 0.8 | 0.3 | 209.6 | 0.78 | 57.5 | 74 ± 4 |

[a]Ages and α-ejection (Ft) correction are calculated following Ketcham et al. (2011). All samples were prepared and analyzed by Arnaud Vacherat. Note that errors on ages are given as ±2σ in the main text.

[b]Rs corresponds to the equivalent spherical radius.

**Table DR5.**

AHe ages from the Labourd-Ursuya Massif[a]

| Sample | Replicate | Rs[b] (μm) | [$^4$He] ($10^6$ cc/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | Th/U | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (1σ) (Ma) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Itx-1 | A | 73 | 232.3 | 58.8 | 19.4 | 0.3 | 63.5 | 0.86 | 30.3 | 35 ± 3 |
| | B[c] | 52 | 66.6 | 7.9 | 12.8 | 1.6 | 11 | 0.78 | 50.5 | 65 ± 5 |
| | C | 69 | 138.2 | 33.1 | 14.7 | 0.4 | 36.6 | 0.8 | 31.2 | 39 ± 3 |
| | D | 77 | 135.2 | 26.8 | 13.5 | 0.5 | 30 | 0.86 | 37.3 | 43 ± 4 |
| Lag-1 | A[c] | 60 | 94.8 | 13 | 4 | 0.3 | 13.9 | 0.81 | 56.3 | 69 ± 6 |
| | B | 76 | 83.0 | 20.4 | 1.9 | 0.1 | 20.8 | 0.85 | 33 | 42 ± 3 |
| | C | 86 | 246.6 | 51 | 4.2 | 0.1 | 52 | 0.88 | 39.2 | 49 ± 4 |
| | D | 70 | 161.5 | 38.1 | 5.1 | 0.1 | 39.3 | 0.81 | 34 | 42 ± 3 |

[a]Single grain ages and α-ejection ($F_T$) correction were calculated following Ketcham et al. (2011). All samples were prepared and analyzed by Arnaud Vacherat and Cécile Gautheron.
[b]Rs corresponds to the equivalent spherical radius.
[c]Samples with outliers Th/U measurements suggesting non-detected rich Th inclusions.

# Chapitre 5

# Histoire du refroidissement au Nord des Pyrénées du rifting à la collision orogénique (Région Ariège, centre de la Zone Nord-Pyrénéenne)

La région ariégeoise correspond au centre de la ZNP. Elle consiste en un assemblage tectonique de blocs de socle Paléozoïque au contact de bassins Mésozoïque. Les modèles cinématiques récents prévoient une extension plus importante à l'Est qu'à l'Ouest de la chaîne. L'amincissement de la lithosphère fut donc beaucoup plus extrême à l'Est ce qui est cohérent avec les observations de terrains indiquant la présence de nombreux affleurements de lherzolites du manteau sous-continental et de granulites de la croûte inférieure (Planche photos 1), ainsi que les pics de températures mesurés par spectroscopie raman qui indique des températures plus élevées à l'Est, de l'ordre de 600°C, qu'à l'Ouest, avec seulement 200-300°C dans le bassin de Mauléon.

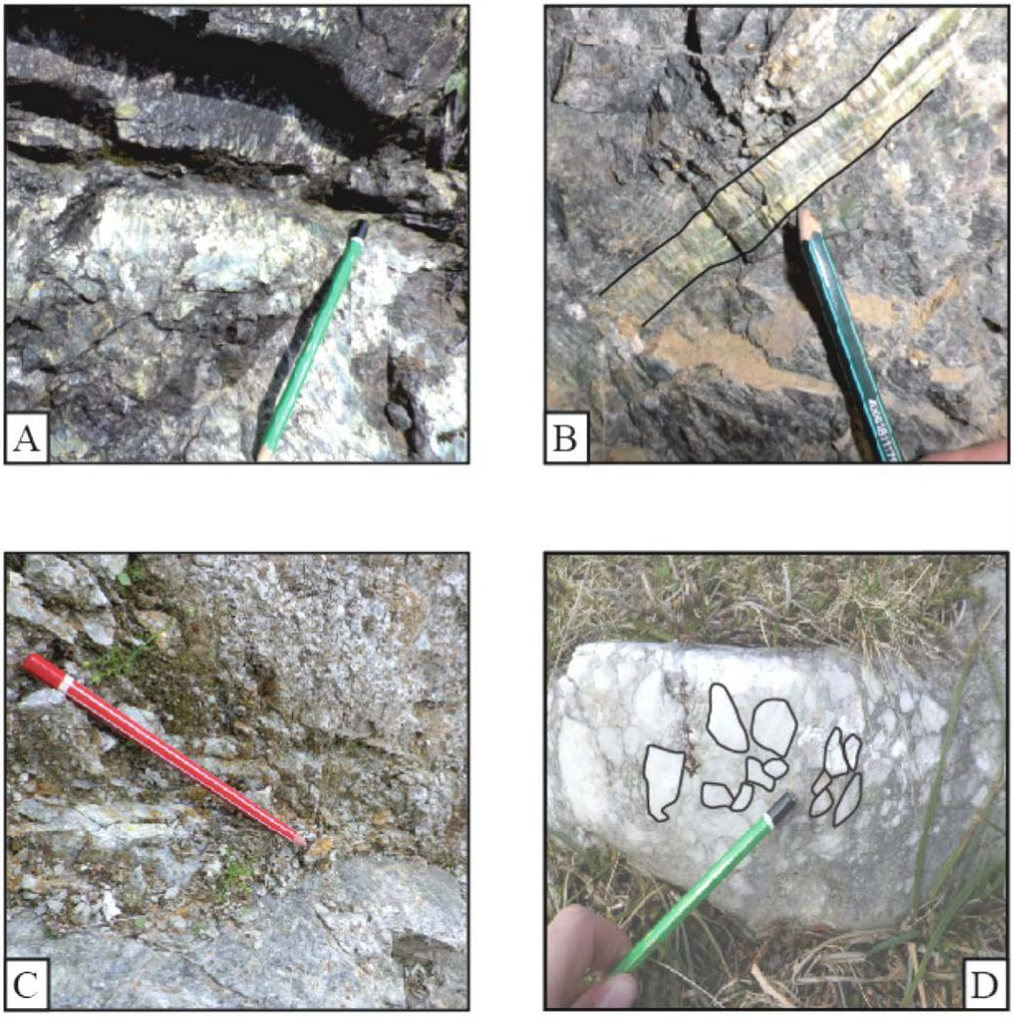



**Planche photos 1 : Le bassin d'Aulus à l'aplomb de la Faille Nord-Pyrénéenne est caractérisée par de nombreux affleurement de lherzolites plus ou moins serpentinisées (A, B), de granulites (C) et de brèches calcaires associées à l'extension, métamorphisées à haute température et basse pression (D).**

On observe également de plus nombreuses déformations compressives ductiles dans les sédiments ce qui suggère que les bassins sédimentaires étaient encore chauds au début de la convergence (Planche photos 2).

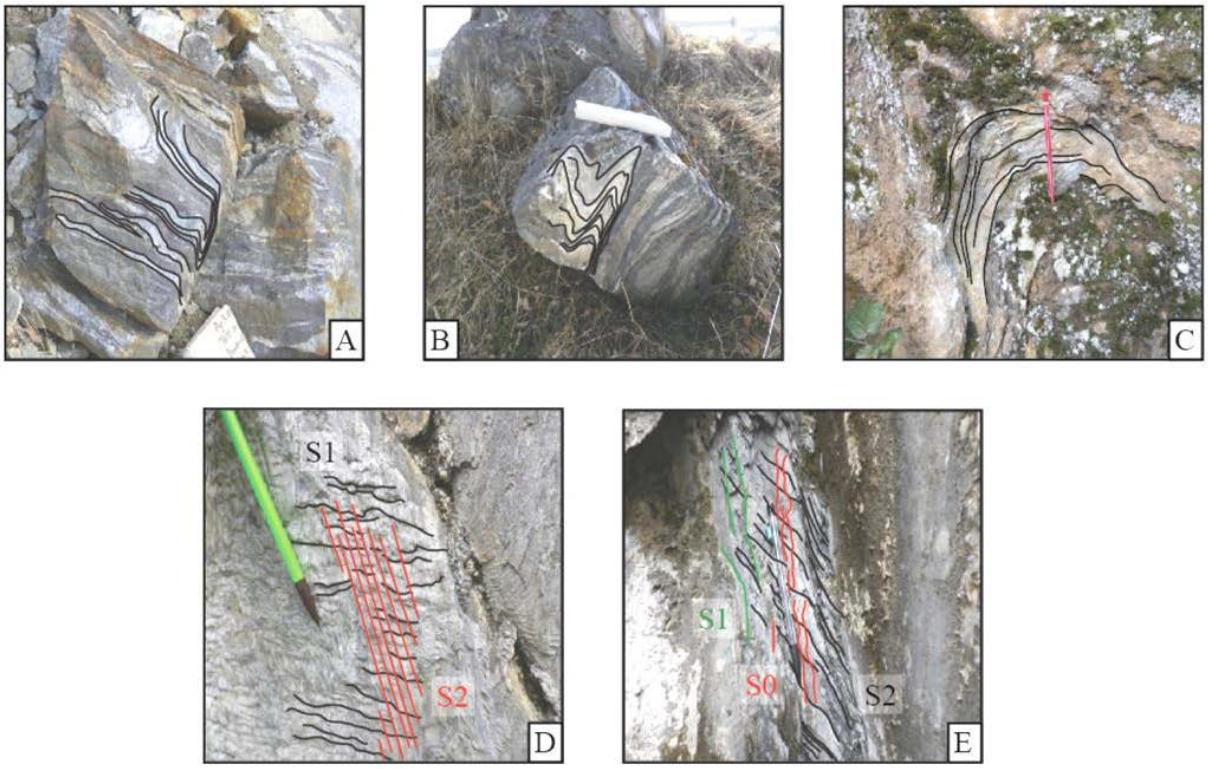



**Planche photos 2 : Déformations chaudes dans le bassin d'Aulus. Les calcaires du bassin sont fortement plissés (A, B, C) et les flyschs ont enregistrés de nombreuses déformations chaudes soulignées par plusieurs directions de schistosité (D, E).**

Cependant, comme ce domaine a été beaucoup plus déformé et affaibli qu'à l'Ouest, il a été préférentiellement inversé et redéformé lors de la convergence entre l'Ibérie et l'Europe comme le soulignent les modèles cinématiques qui indiquent une augmentation des distance de convergence et de raccourcissement de l'Ouest vers l'Est. Les structures extensives ont donc été relativement peu conservées et les reliques de l'extension sont concentrées généralement à l'aplomb de la Faille Nord-Pyrénéenne, considérée comme la suture entre les plaques ibérique et européenne ayant accommodées une partie du raccourcissement. Elle est relativement facile à identifier sur le terrain à l'Est et au centre de la Zone Nord-Pyrénéenne

par la présence de zones bréchiques à microbréchiques (Planche photos 3) à proximité de certains contacts (Planche photos 4), alors qu'elle n'est pas clairement identifiée à l'Ouest.

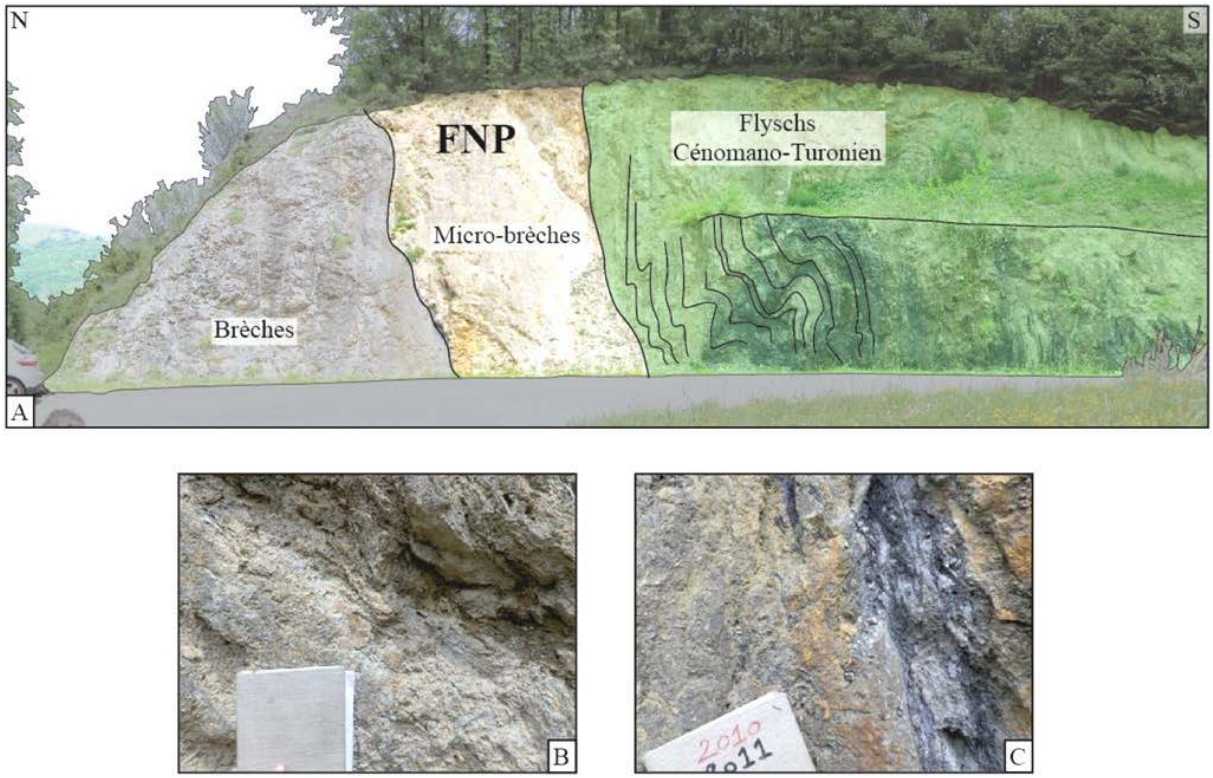



**Planche photos 3 : La Faille Nord-Pyrénéenne s'observe sur le terrain (A) par la présence de grandes zones cataclasées, bréchiques et micro-bréchiques (B, C).**

Pour contraindre l'histoire tectonique et thermique de la région, nous avons collecté des données structurales en lien avec le stage de Master 1 de Maxime Daudet (Annexe 4) que j'ai co-encadré ainsi que plusieurs échantillons détritiques dans des bassins Albo-Cenomaniens et in-situ dans des plutons granitiques (Planche photo 5). Ces échantillons ont ensuite été analysés suivant plusieurs méthodes de datations thermochronologiques ((U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatites et zircons). Ces données ont servi à établir l'histoire temps-température des massifs et des bassins dans le but de reconstruire la coupe équilibrée de cette région depuis la phase d'extension jusqu'à la collision. La modélisation de ces histoires temps-température a également fait l'objet d'un stage de Master 1 (Julien Radal) que j'ai co-encadré. Les résultats obtenus pendant ce stage figurent dans les parties 5 et 6 de ce chapitre.

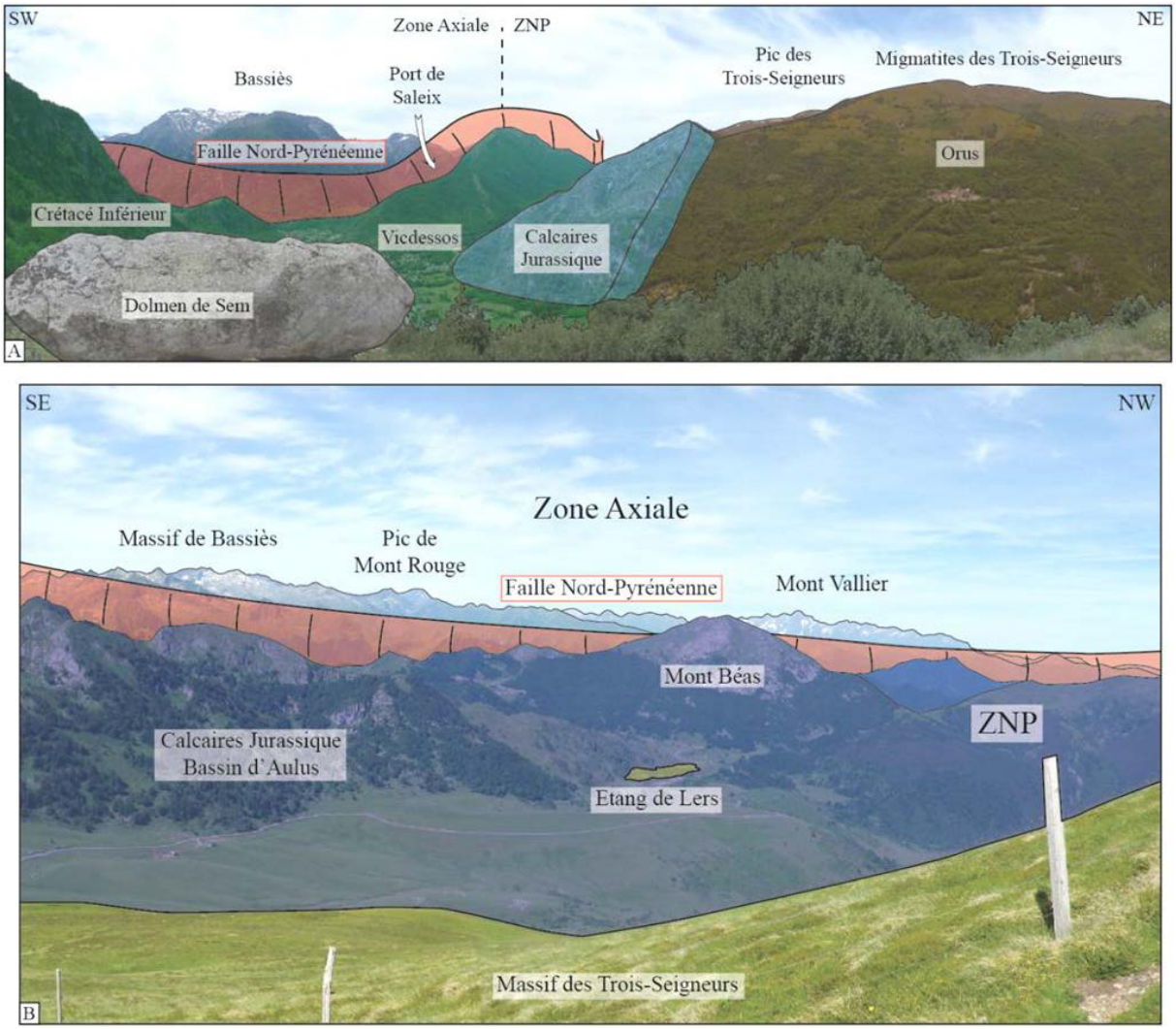



**Planche photos 4 : Vues de la Faille Nord-Pyrénéenne séparant le bassin Mésozoïque d'Aulus des unités Paléozoïque de la Zone Axiale. A) Panorama SW-NE depuis le Dolmen de Sem près de Vicdessos où les unités Jurassique et Crétacé Inférieur du bassin d'Aulus sont au contact du massif Paléozoïque des Trois-Seigneurs appartenant à la Zone Nord-Pyrénéenne et du massif granitique de Bassiès (Zone Axiale). B) Panorama SE-NW depuis le massif granitique des Trois-Seigneurs. Les séries calcaires du bassin d'Aulus et les lherzolites de l'Etang de Lers sont au contact de la haute chaîne Pyrénéenne (Zone Axiale).**

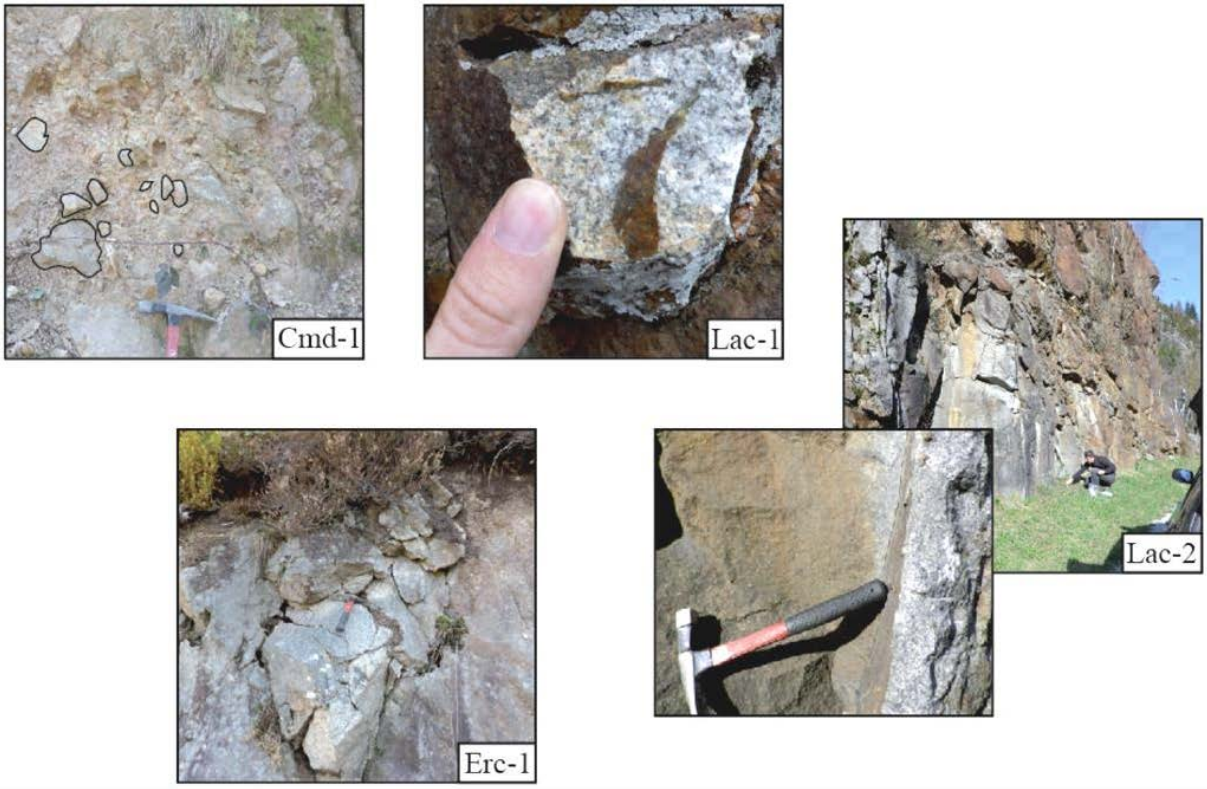



**Planche photos 5 : Les échantillons collectés en vue d'analyses thermochronologiques sont issus du bassin à flyschs Albo-Cénomaniens de Camarade (Cmd-1) et de plusieurs massifs granitiques intrudés dans les blocs Paléozoïques Nord-pyrénéens de la région (Lac-1, Lac-2, Erc-1).**

This is the first draft of a publication we plan to submit to Tectonics.

# Unravelling the long-term cooling history of the northern Pyrenees from rifting-to-orogenic evolution

**Arnaud Vacherat (1,2,3), Frédéric Mouthereau (1,2,*), Raphaël Pik (3), Nicolas Bellahsen (1,2), Cécile Gautheron (4), Matthias Bernet (5), Bouchaib Tibari (3), Rosella Pinna Jamme (4), Maxime Daudet (1,*), and Julien Radal (1)**

[1]Sorbonne Universités. UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France (arnaud.vacherat@upmc.fr)
[2]CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France
[3]CRPG, UMR 7358 CNRS-Université de Lorraine, BP20, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France
[4]Univ Paris Sud, UMR IDES-CNRS 8148, Bâtiment 504, Rue du Belvédère, 91405 Orsay, France
[5]Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), Univ Joseph Fourier, 1381 rue de la piscine, Grenoble 38041, France
*Now at Université Toulouse III - Paul-Sabatier, Laboratoire Geoscience Environment de Toulouse, UMR 5563, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France

## Abstract

Providing constraints on the temporal and spatial evolution of shortening in collision zones is key to reconstruct past plate motion. There are increasing evidences that the pre-orogenic architecture of the continental margins controls the development of continental accretion and therefore may be responsible for changes in the timing and rate of thrusting in collisional orogens. How this affect the thermal/exhumational record in the orogens is however little documented.

Here, we study the northern Pyrenees (Ariège, Central North-Pyrenean Zone) that is exposed on the retro-wedge side of the orogen. This region developed in the vicinity of a domain that recorded hyper-extension and mantle exhumation and therefore potentially recorded the

transition from rifting to collision. Apatite fission-track data from the granitic massifs of the Arize and Trois-Seigneurs Massifs indicate that collision-related exhumation started in the Early Eocene and lasted until the Miocene. However, there are only scarce constraints on the former thermal history as there is not enough data from higher temperature thermochronometers.

To gain a better resolution of the cooling/exhumation history from rift to mature collisional stage, we provide interpretations from new in-situ apatite and zircon fission-track and (U-Th-Sm)/He from the Arize and Trois Seigneurs massif, and detrital zircon fission-track and (U-Th-Sm)/He data from the Camarade Basin, north of the Ariège Massifs. These are then discussed in the light of new field data.

During extension, the studied granite recorded spatially variable thermal histories depending on the original rift-related architecture of the massifs. We show that the southern side of the Arize and 3S massif recorded significant cooling at 130-115 Ma from temperatures of 300-350°C, in agreement with RSCM temperatures obtained from the surrounding folded Mesozoic units. The northern sides recorded heating with subsidence. The massifs were rapidly cooled and exhumed between 50 and 35 Ma. Onset of convergence is only recorded in the hot basins as contraction resulted in ductile deformation. In this study, we show that the rift-related architecture is well preserved in the northern part of the Ariège area. We propose this resutls from the inversion of a moderately thinnned part of the European domain. This contrasts with the highly deformed south Ariège région (Aulus basin) and with the Mauléon basin in western Pyrenees, interpeted as developed on an extremely thinned part of the European domain.

This study brings major constraints to a tectonic model in which shortening and exhumational patterns in orogens are largely controlled by the inherited pre-orogenic structure of the inverted domain.

## 1. Introduction

Providing constraints on the temporal and spatial evolution of shortening in collision zones is key to reconstruct past plate motion. Yet, dating the onset of collision is often elusive and is at best constrained by a variety of proxies. For instance, onset of plate flexure, thrust-related cooling or the first arrival of metamorphic clasts in foreland are characteristics of the most

mature orogenic stage rather than the initiation of the collision that usually occurs underwater (Mesalles et al., 2014).

Both the architecture of the margin and the original temperature structure of hyper-extended domains have a significant implications on the thermal/exhumational evolution of orogenic belts (Jammes et al., 2009 ; Beltrando et al., 2010 ; Mohn et al., 2011, 2014 ; Jammes and Huismans, 2012 ; Masini et al., 2012 ; McIntosh et al., 2013 ; Mouthereau et al., 2014 ; Mesalles et al., 2014 ; Vacherat et al., 2014). Margin architecture has been shown to control the transition from onset of submarine continental accretion of hyper-extended margin to rapid exhumation and onset of mature surface processes when the thicker continental crust is accreted. This mechanism is attested in the Pyrenees (Mouthereau et al., 2014 ; Vacherat et al., 2014) and Taiwan (Mesalles et al., 2014). The differences observed in structural styles of mountain ranges that are shown to be dependent on the age of the lithosphere are made essentially for the late/mature orogenic stage (Mouthereau et al., 2013).

To investigate the effect of rift inheritance, we focus on the Pyrenean belt, a typical asymmetric doubly-verging collision wedge that results from collision between Iberia and Europe plates since Late Cretaceous (Choukroune and ECORS Team, 1989; Munoz, 1992; Beaumont et al., 2000). Prior to collision, in the Albian, rifting led to exhumation of the middle to lower crust and subcontinental lithospheric mantle now outcropping in the North Pyrenean Zone (NPZ) (Vielzeuf and Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle and Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2012). Hyper-extension of continental lithosphere recorded by mantle exhumation was associated to a high temperature-low pressure metamorphism event (Montigny et al., 1986 ; Clerc and Lagabrielle, 2014) hot fluids circulations (Boulvais et al., 2006, 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014), and alkaline magmatism (Montigny et al., 1986).

As recorded by apatite fission-track data and increasing foreland subsidence, the main collision-related unroofing stage in the central Pyrenees occurred after 50 Ma, and show a younging trend from north to south (Brunet, 1986 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Whitchurch et al., 2011 ; Mouthereau et al., 2014). Recent, detrital thermochronological constraints from the northern foreland sediments suggest that cooling on this side of the Pyrenees might have been ongoing as early as 70 Ma (Mouthereau et al., 2014). Because grain-age population found in southern foreland (Whitchurch et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Beamud et al., 2011), and data from higher closure temperature

thermochronological system in the Axial Zone (Metcalf et al., 2009) are remarkably consistent with this timing, we suggest that initiation of cooling might have been more symmetrical in the beginning. To evaluate this further, more thermochronological data are needed to estimate a robust time-temperature history from the northern central Pyrenees.

A recent study in the western Pyrenees elucidates the long-term time-temperature evolution from rifting to collisional evolution (Vacherat et al., 2014). It showed a remarkable heating episode at ca. 110 Ma due to burial and abnormal geothermal gradient (80°C/km) related to onset of mantle exhumation. A second remarkable cooling event starting at 50 Ma is resolved, which is remarkably synchronous with the last cooling event reported in the central Pyrenees.

Most of the studies dealing with the thermal history of the central Pyrenees have focused on the latest stage of orogenic growth, using very low-temperature thermochronometers (Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2009 ; Maurel et al., 2008 ; Morris et al., 1998 ; Yelland, 1991). The earliest stages of orogenic development are therefore unconstrained in this part of the Pyrenees. Moreoever, data on the northern side of the belt are too scarce to allow understanding of the evolution of the entire orogenic prism and how continental margins deformed to accommodate plate convergence, which is critical for establishing plate kinematic models.

To gain a better resolution of the cooling/exhumation history in the Pyrenees, we provide interpretations from new in-situ apatite and zircon fission track (AFT, ZFT) and (U-Th-Sm)/He (AHe, ZHe) data from the Arize and Trois Seigneurs Massifs, including a new age-elevation profile. To establish the time-temperature history of our samples, these data are then inverse modeled, using an approach that accounts for diffusion and annealing kinetics of a large range of thermochronological systems.

## 2. Geological setting and open questions

### 2.1 The northern Pyrenees and overview of low-temperature thermochronological constraints in the Pyrenees

The Pyrenees result from the collision between the Iberian and European continental margins from the Late Cretaceous to the Early Miocene (Choukroune and ECORS Team, 1989 ; Muñoz, 1992 ; Beaumont et al., 2000). The central part of the mountain belt comprises the Axial Zone in which stacked crustal units exhume the Paleozoic crystalline basement. It is

120 flanked by two opposite vergent fold-and-thrust belts, the South and North Pyrenean Zones
121 (SPZ and NPZ, respectively; Fig. 1), and two foreland basins, the Ebro and the Aquitanian
122 basins.

123 According to existing plate reconstructions, the onset of convergence between Iberia and
124 Europe started at ~83 Ma [Roest and Srivastava, 1991; Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002].
125 There are scarce evidences of low-temperature thermochronological data supporting a coeval
126 cooling event at 70-80 Ma (Filleaudeau et al., 2011; Beamud et al., 2011; Whitchurch et al.,
127 2011; Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., 2014). This may reflect either the time needed
128 to erode the non-reset part of the crust or a change in the thermal structure of the crust as
129 convergence involves successively from a hot and extremely thinned crust at distal margin,
130 and a cooler and thicker crustal portion of the proximal margin (Mouthereau et al., 2014;
131 Vacherat et al., 2014). In particular, Mouthereau et al. (2014) determined a period of slow
132 cooling from 105 and 75 Ma, followed by faster cooling after 75-70 Ma (5.5°C/Myr). The
133 first stage is transitional between the crustal thinning in the Albian, and the onset of plate
134 convergence at 83 Ma.

135 The evolution from initial inversion of the distal margins towards mature collision and
136 orogenic growth as proximal margins collided is marked by onset of significant exhumation at
137 ~50 Ma as suggested by apatite fission-track (AFT) dating on bedrocks (Fitzgerald et al.,
138 1999). This process has been quantitatively described in the Taiwan collision (Mesalles et al.,
139 2014). Collision-related cooling ages in the Axial Zone span from ~50 Ma to ~20 Ma,
140 showing a younging trend from north to south consistent with the asymmetric growth of the
141 belt (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Mouthereau et al., 2014).

142 The NPZ consists of thick and variably metamorphosed Mesozoic basins that developed
143 during Albian extension. They were inverted together with their Paleozoic crystalline
144 basement during the Pyrenean convergence and thrusted over the Sub-Pyrenean domain (the
145 southern part of the Aquitanian foreland basin) along the North Pyrenean Frontal Thrust
146 (NPFT). Between the NPZ and the Axial Zone, the North Pyrenean Fault (NPF) represents a
147 narrow domain where peak temperatures, metamorphism and ductile deformation focused
148 during the Mesozoic and the Cenozoic.

149 The NPZ is characterized by alkaline magmatism, hydrothermal fluid circulation associated
150 with hot Na and Na-Ca (550°C) mineralizations (Boulvais et al., 2006; Poujol et al., 2010;
151 Fallourd et al., 2014), and high-temperature (up to 600°C) low-pressure (HT-LP)

metamorphism (Montigny et al., 1986; Golberg and Leyreloup, 1990) as reported by raman spectroscopy of carbonaceous material (RSCM) performed on Mesozoic series in the vicinity of the NPF (Clerc and Lagabrielle, 2014). These constraints indicate a heating episode from 110 Ma to 85 Ma (Montigny et al., 1986), synchronously with albian extension and exhumation of deep materials (middle to lower crust, subcontinental lithospheric mantle).

Important efforts have been made to constrain the amount of shortening recorded in the belt, the timing of formation of the Pyrenees, the tectono-stratigraphic relationships, and how inheritance control both extension and inversion, especially in the SPZ and in the Axial Zone (see Mouthereau et al., 2014 for a synthesis).

Because markers of extension are well preserved in the NPZ, this region was considered as a case study to investigate the processes implied during extension, inversion and collision. However, several first order questions are still a matter of debate because of a lack of constraint.

How extension is accommodated in the NPZ during the Lower Cretaceous is still debated between a classical sinistral strike-slip motion (Le Pichon et al., 1970 ; Olivet 1996 ; Beaumont et al., 2000). In this context, the role of the NPF is questioned between an oblique extension leading to the formation of pull-apart basins, and an arc-normal extension associated with a distal hyper-extended margin. The type of extension recorded by the NPF impacts the pre-convergence dimension of the suture domain.

Models of hyper-extension and the occurrence of low-angle detachments has been recently argued in the Pyrenees (Lagabrielle and Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Masini et al., 2014 ; Clerc and Lagabrielle, 2014 ; Mouthereau et al., 2014). These models have the advantage to explain the exhumation of deep lherzolites from the subcontinental lithospheric mantle. In western Pyrenees, one Ar-Ar dating on biotites obtained from a gabbroic dyke that intrudes an exhumed mantle body and is sealed by Cenomanian sediments, yielded ages of 105-108 Ma (Masini et al., 2014). This supports models in which the mantle was exhumed during the Albian, considering the suture domain as a hyper-extended distal margin.

Restoring the suture domain is key to plate reconstructions but it cannot be directly deduced from classical balancing techniques as most of the Mesozoic terrains located in the vicinity of the NPF are now missing due to subduction and/or erosion, leading to underestimate the amount of shortening accommodated in the NPZ.

A shortening of ~30km has been deduced by balancing the northern part of the ECORS profile from the Albian to the Miocene (Baby, 1988 ; Déramond et al., 1990), considering convergence is mostly accommodated by thrusting along the NPFT, neglecting the role of the suture domain. In their reconstruction, Mouthereau et al. (2014) used detrital low-T thermochronology to precise the relation between convergence and deformations recorded in the iberian and European domains. They consider that ~50km of shortening was accommodated by underthrusting in the distal margins at the earliest stage of convergence between Iberia and Europe before onset of accretion and subsequent cooling recorded by detrital low-temperature thermochronology.

This approach is highly dependent of the timing of the onset of accretion of the proximal margin, which is thought to be directly linked with onset of cooling. Because this Upper Cretaceous cooling event is not well constrained, it could lead to substantial errors. Moreover, AFT cooling ages are supposed to be related to the exhumation of a rock column from ~3 km depth assuming a normal geothermal gradient (~30°C/km). However, it has been shown that high geothermal gradient inherited from extreme extension in the Pyrenees (~80°C/km) could have been preserved during 20-30 Myrs after onset of convergence (Vacherat et al., 2014), thus impacting the thermal structure of young orogenic belts.

To better resolve the thermal structure and the time-temperature evolution of the NPZ from extension to collision, we focused on the Ariège area (Central NPZ, Fig. 2), a key area of the northern Pyrenees positioned along the ECORS profile.

## 2.2 Geology, structure and thermochronoogical constraints in the Ariège region

### *2.2.1 Geology and structure*

The Ariège region (Fig. 2) represents the central part of the NPZ and consists of a tectonic assemblage of Paleozoic crystalline basement (the Arize and Trois-Seigneurs Massifs) and Mesozoic basins (Aulus, Tarascon, Saint-Girons, Oust-Massat, and Camarade basins).

The NPZ is thrusted over the Mesozoic to Tertiary units of the sub-Pyrenean domain and is organized from south to north as follows (Fig. 3): the Aulus basin, the Trois-Seigneurs massif, the Saint-Girons and Tarascon basins, the Arize massif, and the Camarade basin.

The Aulus basin lies directly in contact with the NPF. Positioned in the suture zone, it is thought to represent an inverted basin on the hyper-extended margin of the European continent. It comprises a sedimentary succession of Triassic to Albian ages, including reworked lherzolite blocks and Jurassic marble breccias (Lagabrielle and Bodinier, 2008 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2012). These sediments are highly affected by the HT-LP metamorphism and penetrative alpine cleavages. To the North, the Aulus basin lies in contact with the Trois-Seigneurs Massif. The contact is tectonic in origin as it incorporates faulted slices of deformed Triassic to Jurassic successions and granulite blocks.

The Trois Seigneurs crystalline massif consists in Cambrian to Silurian metasediments intruded by several plutons, namely from west to east, the Ercé granite, the Garrassoula leucogranite, the Trois Seigneurs granite, and the Trois Seigneurs migmatite. The Oust-Massat basin unconformably overlies the northwestern edge of the Trois Seigneurs Paleozoic massif. It is composed of non-metamorphic Cenomanian to Coniacian sediments (Flyschs à Fucoïdes Formation). The northern boundary of the basin reworked granitic breccias, underlining the tectonic contacts with the Saint-Girons basin and with Paleozoic blocks.

The Saint-Girons basin is made of Triassic to Lower Cretaceous series, which are affected to the south by HT-LP metamorphism. An East-West corridor of Triassic to Albian metamorphosed sediments reworking Paleozoic blocks and breccias separates the Trois Seigneurs and the Arize crystalline massifs and connects the Saint-Girons basin to the west with the Tarascon basin to the east. The Tarascon basin is composed of Triassic to Upper Cretaceous series, which are variably metamorphosed.

The Arize Paleozoic Massif is made of Cambrian to Permian sedimentary clastic succession, which is intruded by two granitic bodies, the Lacourt massif at the southwestern edge and the Foix massif at the eastern edge. A migmatite body that we called the Arize migmatitic massif occupies the south to southwest part of the Arize. The Arize Paleozoic Massif is covered to the north by a Triassic to Lower Cretaceous deposits succession toped by a subsiding Albo-Cenomanian trough, the Camarade basin (Desegaulx et al., 1990), filled by “black flyschs”, conglomerates and breccias bearing Paleozoic clasts.

### *2.2.2 Low-T thermochronological and thermal constraints*

The first AFT analyses carried out in the northern Pyrenees were performed on several granitic bodies of interest to our study (Yelland, 1991 ; Fig. 6B and Table 1). Two samples were dated on the Lacourt granite massif at 40 ± 2 Ma and 34 ± 2 Ma. Samples from the Trois-Seigneurs and the Arize migmatite massifs yield similar ages at 35 ± 2 Ma, and 43 ± 3 Ma respectively. The Ercé and the Foix granite massifs were dated at 38 ± 2 Ma and 106 ± 5 Ma respectively. They also collected a sample from a polymict calcareous conglomerate of the Albian Camarade basin, yielding an AFT central age of 118 ± 12 Ma. ZFT analyses have also been performed on the Lacourt granite and the Arize migmatite massifs showing ages of 71 ± 3 Ma and 80 ± 5 Ma (Yelland, 1991).

Fitzgerald et al. (1999) focused on the Lacourt granitic massif with an elevation profile yielding AFT ages from 55 ± 3 Ma at 1048 m and 49 ± 2 Ma at 645 m (Fig. 6B and Table 1). They dated a lowermost sample of 37 ± 1 Ma at 470 m that might be off the trend pictured by the higher samples due to faulting. They measured apatite mean track lengths (MTL) from 13 µm and 14.1 µm, similar to those measured in previous studies (Yelland, 1990; Morris et al., 1998).

Fitzgerald et al. (1999) finally suggest that the break-in-slope at 950 m corresponds to the base of a PAZ leading to consider that exhumation of the NPZ started ~50 Ma ago at a rate of ~0.2 km/Myr. However, Sinclair et al. (2005) pointed out that these data are also consistent with a slower exhumation from ~60 Ma accelerating only after ~40 Ma. Data from bedrock analyses such as AFT data obtained on the north Pyrenean crystalline massifs are only hardly capable to resolve cooling before 50 Ma.

Recent detrital AFT and ZHe ages performed in Cenozoic sediments of the northern foreland succession (Mouthereau et al., 2014) show consistent results from the SPZ (Beamud et al., 2011; Whitchurch et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2011). These studies suggest a continuous cooling event from the Upper Cretaceous at 70-75 Ma, in relation with onset of convergence.

Raman spectroscopy (RSCM) shows that these sediments experienced high temperatures from ~200°C (Oust-Massat basin) to ~350°C (Saint-Girons basin, Tarascon basin), and up to 500-600°C (Aulus basin) (Clerc and Lagabrielle, 2014) (Fig. 2). Discontinuities in peak temperatures may suggest a tectonic control on the late emplacement of the Mesozoic units. Otherwise, such a pattern may highlight local effects of high geothermal gradient inherited

from pre-orogenic geometry of the rifted margin (Vacherat et al., 2014). Which of these mechanisms is prime factor controlling the temperature pattern has yet to be constrained.

To better constrain the tectonic and the thermal structure evolutions of the Ariège region from extension to collision, we provide tectonic analyses along a cross-section in the western Ariège (West of 1°30'E), combined with new apatite and zircon fission-track (AFT, ZFT) and (U-Th-Sm)/He (AHe, ZHe) data on the Arize and Trois Seigneurs Paleozoic crystalline Massifs that are then inverse modeled, accounting for their thermo-dependent annealing and diffusion kinetics.

Moreover, shortening in the northern part of the ECORS profile is partially accomodated by the North Pyrenean Frontal Thrust (NPFT) (Déramond et al., 1990 ; Baby, 1988 ; Mouthereau et al., 2014). To better resolve the tectonic evolution of the NPFT, we performed detrital ZHe and ZFT analyses on the Camarade basin, an inverted Albian « black flyschs » basin located on the hangingwall of the fault.

### 2.3 Constraints on ductile deformation in Albio-Cenomanian basins and basin analysis

Field tectonic data were collected from Paleozoic to Cenozoic series to provide preliminary tectonic constraints along the cross-section of Figure 4 where samples have been collected. In the following, we particularly focus on ductile deformation observed within the Albian units.

Near Soueix, a narrow band of Albian flysch succession corresponds to the eastern extend of the St Girons bains that is squeezed between 3S and Arize massifs. There, ductile deformation are characterized by a vertical schistosity (Fig. 5A, B) trending roughly E-W in which a vetical lineation is measured (Fig. 6). Where possible the bedding appears parallel to the main schistosity. In these units, RSCM data show temperatures in the 350-320°C range. Although, low-T thermochronological data are needed here to definitively conclude on the age of ductile deformation in the region, folding, transposed stratification and vertical stretching lineation suggest ductile deformation occurred during contraction. Assuming convergence started at least 83 Ma ago, we infer that ductile deformation can be dated to 83 Ma as well. Moving to the west, ductile deformation within the same basin seems to decrease such that deformation appears less penetrative and the stratification is more clearly expressed in the field (Fig. 6). South of 3S massif, in the western part of the Aulus basin, ductile and HT deformation increases again in Albian unit, involving the same characteristic deformation pattern (Fig. 5).

No RSCM data are available there but tectonic features suggest that temperature were as high as those observed near Soueix (Figs. 2, 6). Whether these two basins where originally connected or not is still an open question. Between these two basins, a second type of basin Cenomanian-Coniacian in age (Oust-Massat basin), is characterized by the formation named « Flysch à Fucoides ». This unit is overlying the 3S massif unconformably to the south and is tectonically in contact with Albian of the St Girons basin as underlined by granite breccias both in the Cenomanian-Coniacian and Albian sediments (Fig. 7A, B, C). Flysch deposits reveal no major tectonic deformation and the bedding can be everywhere well distinguished (Fig. 7D). RSCM temperature in the basin indicate temperatures of 200°C much cooler than in the adjacent St Girons and Aulus basins. South of Aulus basin, a narrow band of « Flysch à Fucoides » is highly ductily deformed with transposed bedding into the main vertical schistosity trending E-W. Stretching lineations are consistently plunging in the ENE or E direction (Fig. 6), suggesting movement might have been more oblique closer to the Axial Zone. This contrasts with the dominant N-S to N30E plunging direction measured in other flysch basins. The Camarade basin appears only slightly affected by ductile deformation in agreement with RSCM temperature of 220°C. Although, those basins are stratigraphically close between 110 and 100 Ma, their thermal structure varies greatly locally in less than 1 to 3 km. Two different hypothesis may explain observed temperature/temperature patterns. First, these units are grealty allochtonous with hotter Albian basins that were originated from more deeply buried units. On the other hand, displacement is reduced so that deformation reflects shortening in basins with different initial thermal structure, with the hotter basins being developed on a thinner crust.

## 3. Sampling strategy and low-temperature thermochronological analyses

We collected thirteen bedrock samples in granite and migmatites (Fig. 2) from the Trois Seigneurs Paleozoic massif (Erc-1 from the Ercé massif, Mas-1 from the Garrassoula massif) and from the Arize Paleozoic massif (Lac-1 and Lac-2 the Lacourt massif, Foi-1 from the Foix massif, and Bou-1). A new vertical profile was sampled on the Trois-Seigneurs granitic massif (3S-1 to 3S-7) from 1459 m to 2199 m. We also collected one detrital sample from the "black flysch" Formation of the Camarade basin (Cmd-1), considering an Albo-Cenomanian depositional age of ~100 Ma.

334 Samples were prepared at CRPG (Nancy, France). They were crushed and zircon and apatite
335 grains were separated for low-temperature thermochronological analyses using standard
336 heavy-liquid and magnetic separation from the 61-280 µm fraction.

337 ### 3.1. Apatite and zircon fission-track analyses

338 Apatite and zircon grains were handpicked for fission track dating and analysed at the
339 thermochronology laboratory of ISTerre (Université Joseph Fourier, Grenoble). We adopted
340 standard AFT and ZFT preparation procedures as described by Fillon et al. (2013) and *Bernet*
341 *and Garver* (2005), respectively. Apatite grains were mounted in epoxy, polished to expose
342 internal crystal surfaces, and etched with 5.5M HNO3 for 20s at 21°C. Zircon grains were
343 mounted in a teflon sheet, polished and etched with NaOH-KOH at 228°C between 8 and 13
344 hrs. Irradiation was performed in the FRM II Research Reactor at the Technische Universität
345 München (Germany) with IRMM 540R and CN1 dosimeter glasses respectively for apatites
346 and zircons, and with Durango and Fish Canyon Tuff age standards. Mica detectors used for
347 external detector method (*Gleadow et al.*, 1976) and standards were then etched in 48% HF at
348 21°C for 18 min. Counting was carried out on a Olympus BH2 optical microscope using
349 FTStage 4.04 system of *Dumitru* (1993). Individual fission-track ages were obtained using
350 zeta factors following approach of *Hurford and Green* (1983). We measured horizontal
351 confined track lengths and track edge pits to determine the Dpar value for all (eleven) apatite
352 samples.

353 ### 3.2. Zircon (U-Th-Sm)/He analyses

354 100 detrital zircons (Cmd-1 sample) were mounted in epoxy and polished for U/Pb analyses.
355 Among the age peaks individualized in the U/Pb age distribution, a total of 35 zircon grains
356 were retrieved for (U-Th-Sm)/He analysis. Three single zircon grains were selected per
357 bedrock sample as prismatic to round-shaped, 0 to 2 pyramids, with an equivalent spherical
358 radius ranging from 60 µm to 110 µm. All zircon grains were then measured, and loaded in Pt
359 capsules for He extraction at CRPG. They were outgassed at 1500°C for 20 min, and analyzed
360 for He concentrations with a VG603 noble gas mass spectrometer (*Pik et al.*, 2003; *Godard et*
361 *al.*, 2009). After total helium extraction, Pt capsules containing zircon grains were retrieved
362 for U, Th, and Sm content measurements at SARM (Nancy, France). Pt capsules were
363 opened, and fused in Pt crucibles along with ultra-pure $LiBO_2$ and ultra-pure $B(OH)_3$ for 2 hrs
364 at 990°C in an automatic tunnel oven. Then, the Pt crucibles were digested 12 hrs into acid to

dissolve the zircons. The preparation was then analysed using an inductively coupled plasma mass spectrometer. The overall precision of He ages determined with this procedure is in within 5-6% (1σ). Zircon grains whose He and/or U concentrations are too close from the blank (e.g. for He content less than $1.10^{-13}$ moles and for U concentration in the solution less than 100 ppb after blank correction) were not considered for this study. Zircon ages were corrected for α-ejection ($F_T$) following Ketcham et al. (2011). To account for the abrasion of the detrital zircon single grains, we consider that we deleted ~20 µm (the mean stopping distance (Ketcham et al., 2011)) and the half of the mean width of our zircon grains (~45 µm). Following Reiners et al. (2007), we corrected $F_T$ considering an abrasion of 45 µm for each detrital grain.

### 3.3. Apatite (U-Th-Sm)/He analysis

We performed AHe analyses at Paris-Sud University (Orsay, France) following the procedure described by *Fillon et al.* (2013). Selected apatites were prismatic, with 0 to 2 pyramids, and with an equivalent spherical radius ranging from 50 µm to 150 µm. One to four single grain replicates per sample were analyzed with 8-9% precision (1σ). AHe ages were corrected for α-ejection following *Ketcham et al.* (2011) and apatites with outlier Th/U ratios were excluded.

## 4. Results

### 4.1. 3S-profile

AHe and AFT analyses on samples of the 3S-profile (3S-1 to 3S-7) yielded consistent synorogenic ages ranging from 31.1 Ma to 55.8 Ma and ages from 35.4 Ma to 46.5 Ma respectively, with no clear dependence on altitude (Figs. 8A, B, D and Tables 2, 3, 6). This suggests a rapid cooling event that is consistent with the unimodal distribution of relatively long mean track lengths (MTL), ranging from 13.2 µm and 14.2 µm (Fig. 9, Table 2). Samples 3S-6 and 3S-7 yielded no zircon grain. ZHe data show age dispersion between 53.7 Ma and 101.4 Ma associated with relatively low eU concentrations from ~200 ppm and ~1000 ppm (Figs. 8A, C and Table 7). Distribution of ZFT ages with elevation pictures a clear break-in-slope at altitude of 2068 m. The highest sample (3S-1) shows an age of 153 ± 18 Ma,

whereas the lowest samples show ages decreasing from 108.5 Ma to 100.8 Ma, suggesting onset of a rapid cooling event during albian times (Figs. 8A, B, and Tables 4, 5).

### 4.2 3S massif unit

AHe dating on Erc-1 from the Ercé granite massif yielded a unique grain age of ~43.9 Ma (Figs. 8A, D, and Table 6). AFT analyses show an age of 39.1 ± 1.9 Ma and a unimodal distribution of track lengths with a MTL of 13.9 ± 1.1 µm (Figs. 8A, B, 9, and Tables 2, 3). We obtained two ZHe ages at ~45.9 Ma and ~23.7 Ma associated with eU concentrations of ~530 ppm and ~3040 ppm, respectively (Figs. 8A, C, and Table 7). ZFT data yield an age of 169 ± 19 Ma (Figs. 8A, B, and Tables 4, 5).

In the absence of apatite grains and of enough zircon grains to performed ZFT analyses, we dated the Mas-1 sample from the Garrassoula granite massif through ZHe analysis. We obtained young clustered ages ranging from 30.4 Ma to 40.9 Ma, associated with high eU concentrations >2700 ppm (Figs. 8A, C, and Table 7).

### 4.3 Arize massif unit

Two samples from the Lacourt massif (Lac-1 and Lac-2) were analysed for AHe, AFT, ZHe, and ZFT dating. AHe ages range from 27.7 Ma and 37.9 Ma that are slightly younger than AFT ages of 43.9 ± 2.1 Ma and 38.5 ± 1.8 Ma obtained for Lac-1 and Lac-2 samples, respectively (Figs. 8A, B, D, and Tables 2, 3, 6). Measured track lengths show a unimodal distribution centered at 13.5 ± 1.2 µm (Fig. 9 and Tables 2, 3). ZHe ages are relatively dispersed between 38.5 Ma and 79.6 Ma and are associated with low eU concentrations ranging from ~200 ppm and ~600 ppm (Fig. 8A, C, and Table 7). ZFT analyses performed on Lac-1 and Lac-2 samples yield ages of 155.6 ± 10 Ma and 135 ± 14 Ma, respectively (Figs. 8A, B, and Tables 4, 5).

AHe ages obtained on Foi-1 from the Foix granite massif range from 34.5 Ma and 55 Ma that are younger than an AFT age of 74.9 ± 1.2 Ma (Figs. 8A, B, D, and Table 2, 3, 6). Measured track lengths show a unimodal distribution with a MTL of 13 ± 1.6 µm (Fig. 9 and Table 2, 3). ZHe data show ages at ~20.4 Ma and ~35.3 Ma that are associated with high eU concentrations ranging >2500 ppm, and an older age at ~66.2 Ma, corresponding to a lower eU concentration <1000 ppm (Figs. 8A, C, and Table 7). ZFT analyses yielded an age of 168 ± 29 Ma (Figs. 8A, B, and Tables 4, 5). ZHe data from Bou-1 sampled in the Arize migmatite

massif yielded consistent age distribution ranging from 40.6 Ma and 70.8 Ma associated with relatively low eU concentrations <1000 ppm (Figs. 8A, C, and Table 7). ZFT data yield an age of 90 ± 5.9 Ma (Figs. 8A, B, and Tables 4, 5).

### 4.4. The Camarade basin

ZHe analyses performed on a "black flysch" sample (Cmd-1, ~100 Ma) yielded 18 ZHe ages are ranging from ~97 Ma to ~229 Ma. Most of the ZHe ages, and all 24 ZFT ages that ranging from ~104 Ma to ~446 Ma, are older than the depositional age. We interpret these samples as unreset. Using Kernel density distribution using DensityPlotter (Vermeesch, 2009, 2012), we decomposed our age distribution into two age components (errors are given as ±1σ) at 124 ± 4 (P1, 67%) and 202 ± 9 (P2, 33%) for ZHe data, and one age component at 218 ± 24 Ma for ZFT data (Fig. 8E and Table 5, 8).

## 5. Data modeling approach

### 5.1. QTQt modeling of low-temperature thermochronological data

To determine the thermal history from our multi-thermochronometer approach, we inverse modeled our data using QTQt (Gallagher et al., 2009 ; Gallagher 2012). The inversion procedure determines the most robust time-temperature history and kinetics parameters of low-temperature thermochronological systems that best reproduce our data, using a Bayesian 'Markov Chain Monte Carlo' (MCMC) algorithm. It incorporates recent kinetic models for He diffusion in apatites (Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009) and for tracks annealing in apatites and zircons (e.g. Ketcham et al., 2007 ; Tagami et al., 1998). As discussed in Fillon et al. (2013) there are slight differences between predictions from AHe diffusion model of Gautheron et al. (2009) or Flowers et al. (2009). Gautheron et al. (2009) focused on the best reliable proxy explaining AHe age and diffusion relationships, whereas Flowers et al. (2009) attempted to best fit natural and partially annealed apatites in an empiric way. In this study, we considered the diffusion model of Flowers et al. (2009) (RDAAM). The most recent kinetic model of He diffusion in zircons (Guenthner et al., 2013) is not implemented in the version of the software adopted here, so ZHe data were studied separately (cf. section 5.3).

During the inversion process an initial model characterized by randomly chosen time-temperature path and kinetic parameters is generated, allowing to produce synthetic data,

452 which are compared to the input data. These initial conditions are then slightly modified and a
453 new set of synthetic data is produced and compared to the input data. The model that best fit
454 the data is retained and this procedure is repeated a large number of times. The number of
455 iterations is chosen by the user in order to obtain a stable solution. All the inversion models
456 were considered to be stable (see discussion about likelihood and posterior chains by
457 Gallagher, 2012) after 1,000,000 iterations.

458 The final solution consists in a range of time-temperature histories where each point in the
459 temperature-time space (1°C x 1Ma) is characterized by its probability. It also provides
460 particular statistical informations to evaluate the confidence of the fits between synthetic data
461 produced by the model and the input data. These informations include the expected model
462 (weighted mean model) and the maximum likelihood model (best data fitting model). For
463 more details about the modeling procedure, the reader is referred to Gallagher (2012).

464 ### 5.2. Model set-up

465 Model set-up is defined by initial time-temperature constraints obtained from geological data
466 such as U/Pb crystallization age determined from the granite massifs. In the Pyrenees, most of
467 the U/Pb dated plutons have ages close to 305 ± 5 Ma on average (Guerrot 1998; Pik et al., in
468 prep. ; Gleizes et al., 2006; Roberts et al., 2000; Paquette et al., 1997; Maurel et al., 2004;
469 Respaut and Lancelot, 1983; Olivier et al., 2008; Ternet et al., 2004). Likewise other pyrenean
470 hercynian granitic plutons, our studied granitic plutons were emplaced after the main
471 hercynian metamorphic peak and show similar chemical characteristics (Michard-Vitrac et al.,
472 1980; Wickham and Taylor, 1985; Bickle et al., 1988) suggesting they recorded melting from
473 the same protolith and crystallized at the same depth. We therefore consider these plutons
474 cooled from the same thermal hercynian event at 305 ± 5 Ma from temperature of 900 ± 50
475 °C, according to U/Pb closure temperature in zircons (Lee et al., 1997; Cherniak and Watson,
476 2000).

477 Triassic sandstones and evaporites were deposited onto the granitic pluton of the Arize and
478 Trois Seigneurs Paleozoic massifs, indicating these massifs recorded surface conditions at this
479 time. We therefore set surface conditions (50 ± 50 °C) were achieved in the Triassic (225 ± 25
480 Ma). We note that this early unroofing event was also associated with a widespread magmatic
481 (ophitic) event (Rossi et al, 2003), also recognized both in the north and the south of the
482 Pyrenees in well-preserved Albian sediments (Filleaudeau et al., 2011; Vacherat et al., 2014).

These data probably outline initiation of the rifting processes in the Pyrenean region and prefigures the Atlantic Ocean opening (Marzoli et al., 1999; Olsen, 1997).

Because the exact, original position of our rock samples within each sampled granite is unknown, we assumed that samples are organized vertically, representing a single column with their position defined by their current elevation. This initial assumption is tested and discussed in the following. Because the thermal structure of the area is not well constrained, we let the software free to test and vary the vertical geothermal gradient through time in a way that it best fit with the data.

### 5.3 HeFTy modeling of ZHe ages

There is a large dispersion in ZHe ages as well as in the eU concentrations but two groups can be identified (Fig. 8C). A first group is characterized by a large ZHe age dispersion between 38.5 Ma and 101.4 Ma corresponding to a relatively low range of eU from 200 ppm to 1000 ppm. A second group is defined by lower ZHe ages ranging from 20.4 Ma to 41.9 Ma associated with higher values of eU from 2500 ppm to 4000 ppm. This suggests a correlation between ZHe ages and eU as proposed by Guenthner et al. (2013), and discussed hereinafter.

By contrast with QTQt, HeFTy software (Ketcham et al., 2005) accounts for the latest diffusion kinetic model for ZHe (Guenthner et al., 2013), and allows comparison between predicted and observed ZHe-eU relationship. However, the number of samples that can be input in the model is limited to seven, making it difficult to apply to our entire dataset. We therefore only use HeFTy in complement of QTQt to verify the consistency between the ZHe data and the AFT, ZFT, and AHe data. The comparison was performed using results obtained by forward modeling the time-temperature paths obtained with QTQt.

## 6. Thermal history modeling

### 6.1 QTQt modeling

Model results are presented in a step-by-step approach based on the comparison between data and predicted ages.

Reference model 1: one unique cooling history

In this model, we assume all our data in the 3S and Arize massifs followed the same temperature history (Fig. 10). This is supported by the fact that all samples show similar AHe and AFT age distributions (Fig. 8A). Doing this, we implicitly assume that all samples were exhumed in the same manner neglecting possible differential tectonic movement/cooling between samples. We run a first inversion model including all our AFT (counted and measured tracks, average Dpar), ZFT, and AHe data with model set up described above.

Predicted and measured AHe ages appear well correlated within error. Synthetic data proposed by this model (Fig. 11) are in good agreement with the predicted and the measured AFT ages and some of the MTL. However, the Foi-1 sample show predicted central age of ~40 Ma that is significantly younger than observed age. Moreover, the predicted AFT lengths of the lower elevation samples are shorter (12 μm to 13 μm) than the measured track lengths. There is no correlation between predicted and measured ZFT ages; all samples show predicted mean ZFT age of ~110-120 Ma. These results indicate if samples may have shared the same cooling history for the last 30 Myrs (AHe ages) they did not record the same time-temperature history for most of their history and have to be considered separately.

Model 2: two distinct cooling histories

Because the Arize and Trois Seigneurs massifs are separated by faults and Mesozoic basins with different temperatures as attested by RSCM data and deformation in the Oust/Saint-Girons/Tarascon basins (Fig. 2), we may assume they recorded independent time-temperature histories. We hereafter consider samples as belonging to either one massif or the other, presuming they share a common time-temperature history in each massif (Fig. 10). Two inversion models were built. The first group corresponds to Arize samples (Lac-1, Lac-2, Foi-1, and Bou-1) in one hand, while a second group represents 3S samples (3S-profile and Erc-1) in the other hand.

Predicted AHe and AFT central ages are in good agreement with the input data. Predicted MTL also show a good correlation with the measured MTL although they are a little shorter for the lower samples of the 3S-profile. However, both models predict uncorrelated ZFT ages with mean ages of ~110-140 Ma and ~90-120 Ma for the Arize and 3S models, respectively (Fig. 12). Similarly to the first model, we infer that samples all cooled from 110°C in the same manner within error. However, cooling from deeper or hotter crustal levels was different.

Model 3: differential spatial evolution within two tectonic units

To better reproduce the ZFT ages, it is important to understand the origin of their dispersion. It is worth noticing, that a correlation exists between the ZFT central age of the samples and their location on the map. All the "young" samples (Bou-1, 3S-2 to 3S-5), with ZFT central ages ranging from ~90 Ma to ~110 Ma, are located in the southern edges of the Arize and Trois Seigneurs massifs (Fig. 2). By contrast, the "old" samples (Foi-1, Lac-1, Lac-2 and Erc-1), with ZFT ages ranging from ~135 Ma to ~170 Ma are located in the northern edges of these massifs (Fig. 2). The 3S-1 sample, which yields a ZFT central age of ~153 Ma, is located on the top of the Trois-Seigneurs massif and so at the hinge between the northern and the southern edges of the massif (Fig. 10).

This observation outlines a differential cooling that may reflect a two-flanks nature of exhumation in the Arize and Trois Seigneurs massifs. Because all ZFT ages we are referring are pre-orogenic, the spatial distribution of these ages may reflect a differential cooling associated with rifting processes. Zircons cooled from mid-crustal temperatures at ~110 Ma may reflect denudation in the footwall of a normal fault (e.g. Axen and Baertley, 1997). This pattern may highlight that these massifs represent two faulted blocks accommodating more denudation and cooling approaching ancient S-dipping normal faults.

To test this, we separate the samples according to their location on the map leading to define four units with their own time-temperature histories. The southern flank of the Trois-Seigneurs massif is constrained by the 3S-profile with samples from 3S-1 to 3S-7. The thermal history of the northern flank of the Trois-Seigneurs massif is constrained by the Erc-1 sample. As shown in the Figures 2 and 3, the "Flyschs à Fucoïdes" Formation deposited from Cenomanian to Turonian lies in contact with the Trois Seigneurs massif and especially the Ercé pluton. We therefore propose to define a new time-temperature constraint at 90 ± 10 Ma / 50 ± 50 °C for this unit only. The time-temperature history of the southern flank of the Arize massif is modeled with Bou-1 sample, whereas its northern flank is constrained by Lac-1, Lac-2, and Foi-1 samples.

This model allow fitting all AHe, AFT and ZFT ages (Fig. 13) with the noticeable exception of the AFT age of the Foi-1 sample for which a younger age of ~40 Ma is predicted. AFT mean track lengths are also well fitted except for the lower elevation samples. The best time-temperature histories corresponding to this model are presented in Figure 14.

572 ### 6.2 Main results

573 All the inversion models (Fig. 14) show a common first cooling phase from ~300 Ma to ~200
574 Ma that appears relatively robust. However, this cooling phase is essentially controlled by
575 cooling of granite from temperature in excess of 900°C to the surface temperature when
576 Triassic sediments were deposited. Other constraints from higher temperature
577 thermochronometers would be needed to explore in details cooling patterns between 300 and
578 200 Ma.

579 Following this cooling phase, the highest probability model of the southern flank of the Trois-
580 Seigneurs massif predicts heating to ~375°C and ~325°C between ~140 and ~130 Ma (in red
581 in Figure 14A). It is followed by a cooling episode from ~130 Ma to ~50 Ma at a rate of
582 ~1.9°C/Ma. It is followed by a distinctive acceleration of cooling from 50 to 33 Ma at a rate
583 of ~12°C/Ma. Samples recorded near surface temperature conditions from ~33 Ma on.

584 The southern flank of the Arize massif inversion model (Fig. 14B) also recorded heating after
585 ~200 Ma, reaching temperatures between ~425 °C and ~375 °C at 115-105 Ma. Due to the
586 lack of modelled AFT, ZHe and AHe constraints, a unique cooling phase is defined from 115-
587 105 Ma, reaching surface conditions at present. Therefore, cooling rate and history in the
588 Cenozoic is unconstrained in this part of the massif.

589 The northern flank of the Arize massif inversion model (Fig. 14C) shows a longer heating
590 phase starting at ~200 Ma, reaching significantly lower temperatures of ~300°C to ~350°C
591 between ~52 and ~48 Ma. From ~48 to ~45 Ma temperature decreases to ~75°C consistent
592 with an extreme cooling rate of ~50°C/Ma. Then, samples recorded cooling to surface
593 conditions at present at a cooling rate of ~1.7°C/Ma.

594 The time-temperature path recorded on the northern flank of the Trois-Seigneurs massif (Fig.
595 14D) shows that the 3S granite remained at relatively constant surface conditions since ~200
596 Ma until ~90 Ma when Albo-Cenomanian flyschs were deposited. A heating phase is then
597 recorded, reaching temperatures of ~250°C to ~350°C between ~70 and ~50 Ma. This was
598 followed by a very rapid cooling episode until ~35 Ma, indicating a cooling rate of
599 ~17°C/Ma.

### 6.3 HeFTy modeling of ZHe data

Our ZHe ages are ranging between ~20 Ma and ~101 Ma (Fig. 8C). Due to variation of the ZHe closure temperature from 220°C to <140°C which depends on eU content (Guenthner et al., 2013), our ZHe ages appears to be bounded by AFT and ZFT data. This suggests that our ZHe data may be consistent with the other thermochronological data (AHe, AFT and ZFT) and help constraining the time-temperature histories in the region.

In contrast with QTQt, HeFTy (Ketcham, 2005) accounts for the latest kinetic model of He diffusion in zircons (Guenthner et al., 2013). To reproduce our ZHe data, we forward modeled the four time-temperature paths previously described (Fig. 14) and compare our results with calculated age and eU distribution. The model predicts ages within the ~50 to ~40 Ma range that do not fit with our data. These predicted ages are clearly clustered and young, regardless the eU, suggesting zircon grains have been totally reset before 40 Ma.

## 7. Discussion

### 7.1. AFT, apatite MTL and ZFT results

AFT analyses performed on all our samples show ages ranging from 35.4 Ma to 46.5 Ma (Fig. 8A, B, and Tables 2, 3). Our results are consistent with other AFT ages found in previous studies (Yelland, 1991 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Morris et al., 1998 ; Sinclair et al., 2005), except for the Foix granitic pluton that yields an age of 74.9 ± 1.2 Ma, significantly younger than an age obtained by Yelland (1991) at 106.3 ± 5.3 Ma at a similar elevation (Table 1). Measured mean track length (Fig. 9 and Tables 2, 3) are also consistent with already published data as they range from 13 µm to 14.5 µm (Fitzgerald et al., 1999 ; Morris et al., 1998 ; Yelland, 1990).

All AFT and AHe data are consistent with a cooling phase between ~50 Ma and ~30 Ma. This is shown in our three best QTQt models where cooling started between ~50 Ma and ~40 Ma, until ~35 Ma (Figs. 14A, B, D). However, model predictions do not fit with the measured apatites MTL of the lowermost elevation samples. As samples are organized vertically representing a single column of rocks, the time-temperature history of the lowermost elevation sample of such a column is exactly the same than for the upper elevation samples,

with an offset of temperature depending on the geothermal gradient that is estimated through inversion. Consequently, the samples that are far below the uppermost elevation sample in terms of elevation reside at high enough temperatures to have their MTL slightly reduced after this last cooling phase at ~35 Ma. Because the MTL of our samples are longer than what the inversion models predict, both with our AFT and AHe data that are not dispersed, we can suppose that all our samples resides near surface conditions from this last cooling event to present, suggesting they adopted their geometrical and geographical organizations before being exhumed.

ZFT analyses we performed yield two groups of ages, from ~135 Ma and ~169 Ma and from ~90 Ma to ~109 Ma (Fig. 8B and Table 4). Yelland (1991) proposed an age of 71.4 ± 3.1 Ma on the Lacourt pluton, which is clearly younger than what we measured on the same massif (Lac-1 : 155.6 ± 10 Ma, Lac-2 : 135 ± 14 Ma), and an age of 79.7 ± 5.4 on the Arize migmatite that is younger but relatively close to the age we measured on the same massif (Bou-1 : 90 ± 5.9 Ma).

### 7.2. Sensitivity to eU variations in apatite and zircon

AHe analyses we performed yield mean ages ranging between 33.5 Ma and 50.8 Ma that are slightly younger than AFT ages (Fig. 8A, D, Table 6). This suggests these grains were cooled at different closure temperatures ranging from ~110°C to ~70°C.

It has been demonstrated that α-recoil damages associated to U and Th decay, and their respective concentration (eU), could affect He diffusion in apatites (Shuster et al., 2006; Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009). For high eU concentrations, the amount of α-recoil damages increases with He retentivity and closure temperature, resulting in a positive trend between the eU content and the AHe age as suggested in Figure 8D.

Following the idea of the dependence of (U-Th-Sm)/He ages on eU concentration in apatite, Guenthner et al. (2013) demonstrated the same trend exists for (U-Th-Sm)/He ages on zircon but only for relatively low concentrations of eU (from 0 to ~1000 ppm). For very high eU concentrations, the He retentivity rapidly decreases. These authors hypothesized that for very high eU content, the amount of α-recoil damage is high enough so that damaged areas in the crystal are interconnected and form through-going fast diffusion pathways for He. They

showed that the evolution of He retentivity in zircons, which depends on the eU content, controls both variations of the closure temperature and individual annealing behaviors. This effect can lead to large ZHe age distributions, under a given time-temperature path. The non-random distribution of our ZHe age-eU dataset suggests such a control. Following Guenthner et al. (2013), the oldest ages could correspond to zircon grains that have been less resetted due to a higher closure temperature of ~220°C, approaching the closure temperature of ZFT (240 ± 40°C). This is consistent with our oldest ZHe ages that are slightly younger than the ZFT ages (Fig. 8A, C, and Tables 4, 7). In contrast, the youngest ZHe grain ages that display eU>1000 ppm correspond to a closure temperature lower than 140°C close to the closure temperature of AFT (~110°C). This is consistent with our youngest ZHe ages that are similar or slightly older than our AFT ages (Fig. 8A, C, and Tables 2, 7).

To obtain such a large ZHe age distribution, zircon grains must have been reheated to temperatures in the range of the Partial Retention Zone (PRZ) for zircons, from 140°C to 220°C (Guenthner et al., 2013). We forward modeled our time-temperature paths in HeFTy (Ketcham, 2005) to reproduce ZHe data accounting for the kinetic model of He diffusion of Guenthner et al. (2013). The model predicted that ages range between ~50 and ~40 Ma in agreement with temperatures of 300-400°C reached during the reheating phase constrained by ZFT, AFT and AHe data. However, these temperatures are far too high and should totally reset ZHe ages. Because such temperatures agree well with temperature evolution constrained by all other thermochronological systems, we suggest that the kinetic model of He diffusion of Guenthner et al. (2013) may be miscalibrated by overestimating the characteristic duration of □-damage annealing or by underestimating the temperature of total annealing, leading to younger ZHe ages. Actually, in order to reproduce the observed ZHe age distribution following Guenther's model, zircon grains must not be heated at temperature in excess of ~185°C.

### 7.3. Defining a Mesozoic Zircon Partial Annealing Zone in 3S and Arize massifs

ZFT age-elevation constraints from the 3S-profile can be divided in two parts with a break-in-slope at an elevation of 2068 m (Fig. 8B, and Table 4). Although the data set is limited, the upper part as defined by the two upper samples 3S-1 and 3S-2 are older than the lower part and may represent the base of a Partial Annealing Zone (PAZ). The lower part of this profile show a steep slope consistent with a rapid cooling event (Fig. 15).

Both 3S profile (southern 3S) and Bou-1 (southern Arize) samples recorded a similar time-temperature history characterized by heating to ~400°C until ~110 Ma before being cooled through the PAZ and then to surface temperature conditions. An older 3S-1 sample suggests it has been partially resetted during heating phase before 110 Ma. This sample was possibly less heated as it lies at the top of the profile, in the lower part of the PAZ whereas the other younger samples below reached higher temperatures.

Samples from the northern flanks of the Arize and Trois-Seigneurs massifs (Foi-1, Lac-1, Lac-2, and Erc-1) show distinctive older ZFT ages between ~135 Ma and ~169 Ma. Modeling shows, however, that zircon grains from the Arize massif were uniformly heated to ~300°C until ~50 Ma, whereas zircon grains from the Trois-Seigneurs massif (Erc-1) recorded surface temperature conditions until ~90 Ma before being heated to ~300°C at 50 Ma. The two domains may have rested within the PAZ before rapid cooling at ~50 Ma. We further notice these samples show a relatively large age distribution depicting a younging trend toward the south. This suggests a differential resetting linked to their relative position in the PAZ. Moving north along a structural section in each massif samples are getting older indicating they are less reset. This infer that a N-dipping PAZ is present both in the Arize and Trois-Seigneurs massif (Fig. 15).

Although the break-in-slope observed in 3S ZFT age-elevation data suggests onset of cooling at ~108 Ma, inversion rather suggest that the southern flank of the Trois-Seigneurs Massif cooled from ~130 Ma uniformly until ~50 Ma at a rate of ~1.9°C/Ma. This difference can be explained by the fact that ZFT annealing kinetic is still poorly constrained.

### 7.4. Rift-to-collision evolution of northern Pyrenees and still open questions

Modeling results (Fig. 14) show a first cooling phase starting from ~300 Ma, with the cooling of variscan intrusion of granitic plutons in North Pyrenean basement. This granite is then cooled and exhumed near the surface during the Triassic, consistent with the triassic deposits covering the Arize and the Trois Seigneurs Massifs (Figs. 2, 3). This exhumation is synchronous with an unroofing event associated with Late Triassic-Early Jurassic extension and magmatic (ophitic) event well documented both in the NPZ and the SPZ by detrital low-T thermochronology analyses performed in Albian sediments (Filleaudeau et al., 2011; Vacherat et al., 2014), and in the Camarade basin, where ZFT and ZHe ages (Fig. 8E) suggest grains being cooled in the Upper Triassic-Early Jurassic.

721 The southern flank of the Trois-Seigneurs Massif recorded continuous heating from ~200 to
722 ~130 Ma (Fig. 14A), that may be related to progressive burial (sag phase) following Triassic
723 extension and lithosphere heating. This is seen in the field by the presence of Triassic thick
724 evaporites to Early Cretaceous deposits in Aulus/St Girons basins. A preliminary basin
725 analysis in the Ariège study area suggests this sag phase is consistent with rifting in the Late
726 Triassic-Early Jurassic with stretching factors 1 to 2 (Daudet, 2014).

727 Onset of cooling event reported at ~130 Ma is consistent with the evidence for renewed
728 extension recorded in the Pyrenees during the Early Cretaceous (Jammes et al., 2009). This
729 event is remarkably in agreement with our prelimnary constraints from basin analysis
730 indicating differential basement subsidence (Tarascon/Aulus) or uplift (Nalzen/Camarade) in
731 the region (Daudet, 2014). All these constraints and our data suggest that cooling was caused
732 by faulting, accommodating extension. We infer that cooling of the 3S basin pictures
733 denudation in the footwall of a S-dipping normal faults that originally separated Aulus basin
734 from 3S. This movement is mostly recorded on the southern flank of the Trois-Seigneurs
735 massif suggesting rotation of the 3S massif during extension, in a typical rolling-hinge normal
736 faulting processes (Figs. 16A, B, C).

737 The southern flank of the Arize massif recorded a similar heating episode from ~200 Ma (Fig.
738 14B). Onset of cooling at ~110 Ma suggests tectonic denudation of the Bou-1 sample in a
739 rotating footwall of a south-dipping fault located south of the Arize (Figs. 16A, B, C).
740 Cooling appears to be delayed by about 20 Myrs with respect to 3S massifs, which may reveal
741 northward propagation of extension in the NPZ. However, a component of differential
742 thermal relaxation related to differential thinning during Mesozoic extension may have
743 contributed to the difference of timing. This neeeds to be tested by further works.

744 The northern flank of the Trois-Seigneurs massif recorded surface temperature conditions
745 from ~200 Ma to ~90 Ma, indicating this part of the massif was located in the upper part of
746 the footwall block and remained near surface (Figs. 14D, 16A, B, C). This is consistent with
747 the absence of Triassic to Lower Cretaceous deposits. After ~90 Ma, a heating phase is
748 recorded until ~50 Ma, synchronously with the filling of the Oust-Massat basin by
749 Cenomanian-Turonian sediments (Flysch à Fucoïdes Formation). Deposition may be entirely
750 due to subsidence in the downthrown block of the northern flank of the Trois-Seigneurs
751 massif. Alternatively, a larger scale thermally or tectonically controlled sag phase may
752 equally produce the space required for sedimentation.

753 The northern flank of the Arize massif recorded heating from ~200 Ma to ~50 Ma (Fig. 14C)
754 associated with burial under Triassic to Lower Cretaceous series deposited north of the Arize
755 massif, as well as the formation and the filling by Albo-Cenomanian sediments of the
756 Camarade basin (Figs. 16A, B, C). This suggests a southward tilting of the Arize massif and
757 the Camarade basin, along a south dipping detachment fault corresponding to the future North
758 Pyrenean Frontal Thrust (NPFT). The presence of brecciated layers in Albo-Cenomanian
759 sediments of the Camarade basin, containing Paleozoic clasts, suggests a tectonic origin of the
760 subsidence. This is also suggested by the P1 grain-age population at ~124 Ma defined by
761 detrital ZHe analyses. These grains may have been cooled during tectonic denudation in the
762 footwall of the future NPFT.

763

764 All our models confirm very consistently that both the Arize and 3S massifs recorded rapid
765 cooling between 50-48 Ma and 33 Ma. This result is generally in agreement with an onset of
766 rapid cooling that was roughly defined at 50-40 Ma as discussed by previous studies
767 (Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005). However, our modeling and new AHe data
768 show this cooling event was more rapid and regionally distributed than previously thought.
769 We demonstrate that cooling rates integrated between 50 and 35-33 Ma are ranging between
770 12 and 15°C/Ma, and have potentially reached 50°C/Ma between 48 and 45 Ma. Assuming a
771 steady-state geothermal gradient of 30°C/km, these values point to exhumation rates of 0.5
772 km/Myr on average with peak rate of 1.6 km/Myr. We deduced this event marks a main
773 exhumation period in the northern Pyrenees when the northern massif were exhumed above
774 the main frontal thrust (Fig. 16D).

775 Our results are remarkably consistent with the timing of exhumation reported in the Western
776 Pyrenees (Vacherat et al., 2014). This is indicated by AFT and AHe ages ranging from 49 ± 4
777 and 35 ± 3 Ma. Exhumation 0.2 km/Myr from 44 to 35 Ma inferred from AFT age-elevation
778 data in the Axial Zone (Maladeta massif of the Orri unit and Riberot pluton in the Nogueres
779 unit) (Fitzgerald et al., 1999) is also remarkably consistent with our results. It should also be
780 distinguished from a period of late deformation on the southern border of the Axial Zone
781 appears coeval with increasing exhumation rates in the Orri unit from 35 to 32-30 Ma
782 (Fitzgerald et al., 1999).

783 This period is also well correlated with the growth of significant topography at 41-49 Ma, as
784 indicated by paleoelevation estimates (Huyghe et al., 2012). Moreover, based on plate

785 kinematic and shortening data (e.g. Mouthereau et al., 2014), the period 50-35 Ma does not
786 appear to be related to acceleration of tectonics. Vacherat et al. (2014) suggested this period is
787 related to the collision with colder and thicker proximal margin of the Europan plate with
788 Iberia 50 Myrs ago. In agreement with this conclusion, our data shows that exhumation of the
789 north-central Pyrenees occurred by 50 Myrs above the NPFT, a major rift-related structure
790 (Figs. 4, 16). We infer that onset of surface processes probably became significant due to
791 change in the dynamics of continental accretion controlled by the pre-orogenic architecture of
792 the margin.

793 Similar to recent findings in the Mauléon basin, onset of contraction and plate convegrence at
794 83 Ma was not related to a noticeable regional cooling. However, unlike Mauléon basin, the
795 southern part of Arize and 3S massifs recorded cooling following rifting after 130-115 Ma.
796 Only the northern flanks of the massif were submitted to heating to 300-350°C. The
797 contrasting time-temperature history suggests the thermal anomaly related to extension was
798 not high enough to reset all the thermochronometers. We infer crustal thinning was probably
799 limited in the region. Differential syn-extension burial/uplift likely controlled by rotation of
800 extensional blocks explain part of the story. This burial may have been amplified by
801 differential burial during the Cenozoic.

802 ## 8. Conclusions

803 In this study, we aimed to evaluate the role of margin architecture in the tectonic and thermal
804 evolution of the central Pyrenees. In these objectives, we bring constraints on the tectonic and
805 thermal evolution of the NPZ, with a focus on the Ariège area, using new field data and new
806 low-temperature thermochronological data (AHe, AFT, ZHe, and ZFT) in the Arize and the
807 Trois-Seigneurs massifs, including a new elevation profile. We inverse modeled our data by
808 considering each tectonic unit separately. With this study, this approach is proved to be
809 particularly adapted to area with complex tectonic framework as our time-temperature models
810 allow well fitting all our data.

811 We show that the granitic massifs in the whole area recorded temperatures of at least 300-
812 350°C in agreement with findings from RSCM temperatures and deformation in adjacent
813 basins. After rifting at 130-115 Ma the region was submitted to differential thermal history
814 depending on the position relative to the extensional blocks of the Arize and 3S. All the area
815 was rapidly exhumed between 50 and 35 Ma. Modeling shows that before 50 Ma,

deformation in the massifs occurred at temperature between 400 and 200°C in agreement with ductile deformation documented in the field in Mesozoic basins (Aulus/st Girons).

Comparison with a result from the Mauléon basin support a tectonic model in which shortening and exhumational patterns were largely controlled by the pre-orogenic structure of the European domain. The well preserved rift-related history in the northern part of the Pyrenees allows to propose scenario in which it resutls from the inversion of moderately thinnned part of the European domain.

More generally, this study reveals how important the role of rift architecture of the margin is for advancing on our understanding of continental acccretion and mountain building.

## Figure Captions

Figure 1 : A) Geological map of the Pyrenees with the location of the study area (Fig. 2). B) Intepretation of the ECORS Profile modified after Beaumont et al. (2000).

Figure 2 : Geological map of the study area. Red and blue stars depict the position of studied in-situ and detrital samples respectively. White circles and squares correspond to samples from which RSCM temperatures were obtained from Clerc and Lagabrielle, (2014), including two new estimates from this study, respectively. The extent of cleavage domain is shown as red dashed area. The AA' line corresponds to the new cross-section proposed in Figure 4.

Figure 3 : Synthetic lithostratigraphy and schematic organization of Meso-Cenozoic successions of the different basins and Paleozoic massifs in the Ariège area.

Figure 4 : N-S cross-section proposed for the NPZ in the western Ariege area, west of 1°30'E (see location in Fig. 2).

Figure 5 : Ductile deformation observed in the Albian-Cenomanian basins of Saint-Girons and Aulus, showing (A, B) vertical shistosity parallels to the bedding indicating high ductile strain, (C) elongated cobbles stretched vertically, and (D) marmorized breccias.

Figure 6 : Field tectonic data collected on Paleozoic to Cenozoic units of the Ariège area, west of 1°30'E : A) Bedding directions and dips, B) Cleavage directions and dips, and C) Dip direction of lineations where observed.

Figure 7 : Field photographs from the Oust-Massat and the Saint-Girons basins near Soueix. The contact between the two basins is highlighted by granite breccias reworked in Albo-Cenomanian deposits (A), in contact with Albo-Cenomanian turbidites in the Saint-Girons basin (B). These breccias are also reworked in the Cenomanian-Turonian series of the Oust-Massat basin (C). The Cenomanian-Turonian series lie unconformably on the northern edge of the 3S massif and reveal no major tectonic deformation (D).

Figure 8 : Thermochronological data collected in the study area from in-situ and detrital samples. A color is associated to each samples located in the F pannel. A) In- situ AFT, ZFT, AHe and ZHe ages. B) AFT and ZFT in-situ ages are compared to AFT data (empty diamonds) and to ZFT data (black diamonds) from the litterature (Yelland, 1991 ; Fitzgerald et al., 1999). C) In-situ ZHe ages from the Arize and Trois-Seigneurs massifs. ZHe ages are bounded by ZFT and AFT ages. D) In-situ AHe ages showing a positive correlation with eU ($R^2$ = 0.47%). E) Detrital ZHe and ZFT ages from the Camarade basin (Cmd-1). Representative age components results from the deconvolution of age distributions using DensityPlotter (Vermeesch, 2009, 2012).

Figure 9 : Synthesis of in-situ thermochronological analyses performed in the Ariège area, including apatite MTL measurements.

869 Figure 10 : Elevations, ZFT ages, and projected positions of the samples, on a simplified N-S
870 cross-section through the Ariège area. Our thermal history modeling approach consider that
871 all samples recorded a unique time-temperature history (model 1), two distinct cooling
872 histories (model 2), and a differential spatial evolution within the two tectonic units of Arize
873 and Trois-Seigneurs (model 3).

874

875 Figure 11 : Summary of the expected AHe, AFT, and ZFT data predictions for model 1,
876 compared to all the measured in-situ AHe, AFT, and ZFT data.

877

878 Figure 12 : Summary of the expected AHe, AFT, and ZFT data predictions for model 2.
879 These data are compared to the in-situ AHe, AFT, and ZFT data measured in (A) the Arize
880 and (B) the Trois-Seigneurs massifs.

881

882 Figure 13 : Summary of the expected AHe, AFT, and ZFT data predictions for model 3.
883 These data are compared to the in-situ AHe, AFT, and ZFT data measured in the southern
884 flank of (A) the Trois-Seigneurs and (B) the Arize massifs, and in the northern flank of (C)
885 Arize and (D) the Trois-Seigneurs massifs.

886

887 Figure 14 : Time-temperature histories resulting from the inversion of in-situ AHe, AFT, and
888 ZFT in the southern flank of (A) the Trois-Seigneurs and (B) the Arize massifs, and in the
889 northern flank of (C) Arize and (D) the Trois-Seigneurs massifs.

890

891 Figure 15 : Elevations, ZFT ages, and projected positions of the samples, on a simplified N-S
892 cross-section through the Ariège area. Our results reveal that a N-dipping PAZ is present both
893 in the Arize and Trois-Seigneurs massifs.

894

895 Figure 16 : Schematic reconstruction of the tectonic evolution of the Ariège area in four
896 stages : (A) 140 Ma, (B) 120 Ma, (C) 90 Ma, and (D) 50 Ma, according to the time-

temperature histories deduced from inverse modeling of the low-temperature thermochronological data. The inherited rift architecture appears preserved during convergence and collision.

## References


Axen, G.J., and Bartley, J.M., 1997. Field tests of rolling hinges: Existence, mechanical types and implications for extensional tectonics. Journal of Geophysical Research 102, 20515-20537.

Beamud, E., Muñoz, J., Fitzgerald, P., Baldwin, S., Garcés, M., Cabrera L., and Metcalf, J., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates : constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees, Basin Research, 23, 309-331.

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton J., and Fullsack P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. Journal of Geophysical Research, 105, 8121-8145.

Beltrando, M., Rubatto, D., and Manatschal, G., 2010. From passive margins to orogens : The link between ocean-continent transition zones and (ultra)high-pressure metamorphism. Geological Society of America, 38, 559-562.

Bernet, M., and Garver, J.I., 2005. Fission-track analysis of detrital zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, 205-238.

Bickle, M.K., Wickham, S.M., Chapman, H.J., and Taylor, H.P.J., 1988. A strontium, neodymium and oxygen isotope study of hydrothermal metamorphism and crustal anatexis in the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France. Contribution to Mineralogy and Petrology, 100, 399-407.

Boulvais, P., de Parseval, P., D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. Mineralogy and Petrology 88, 499-526, doi: 10.1007/s00710-006-0124-x.

Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., and Mermet, M., 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French

925 Pyrénées). Lithos, 93, 89-106.

926 Brunet, M.F., 1986. The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins.
927 Tectonophysics, 129, 343-354.

928 Cherniak, D.J., and Watson, E.B., 2011. Helium diffusion in rutile and titanite, and
929 consideration of the origin and implications of diffusional anisotropy. Chemical
930 Geology, 288, 149-161.

931 Choukroune, P., and ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep sismic profile
932 reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23-39, doi:
933 10.1029/TC005i002p00023.

934 Clerc, C., and Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading
935 to mantle exhumation. Insights from Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics,
936 33, 1340-1359.

937 Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumanier, M., Reynaud, J.Y., and De Saint Blanquat, M., 2012.
938 Exhumation of subcontinental mantlerocks: evidence from ultramafic-bearing clastic
939 deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bulletin de la Société
940 Géologique de France, 183, 443-459.

941 Daudet, M., 2014. Origine et déformation des bassins d'âge Crétacé du Nord des Pyrénées
942 Centrales : implications géodynamiques. Ms thesis, Université Pierre et Marie Curie,
943 Paris, p. 21.

944 Déramond, J., Baby, P., Specht, M., and Crouzet, G., 1990. Géométrie des chevauchements
945 dans la Zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS. Bulletin de la
946 Société géologique de France, 6, 287-294.

947 Deségaulx, P., Roure, F., and Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic
948 inheritance and flexural behaviour in the continental crust. Tectonophysics, 182, 211-
949 225.

950 Dumitru, T.A., 1993. A new computer-automated microscope stage system for fission-track
951 analysis. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 21, 575–580.

952 Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.L., De Saint Blanquat, M., and Remy, P.,
953 2014. In situ LA-ICP-MS U-Pb titanite dating of Na-Ca metasomatism in orogenic

954 belts: the North Pyrenean example. International Journal of Earth Sciences, 103, 667-
955 682.

956 Filleaudeau, P.Y., Mouthereau, F., and Pik, R. 2011. Thermo-tectonic evolution of the south-
957 central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-
958 Th)/He thermochronometry. Basin Research 23, 1-17, doi: 10.1111/j.1365-
959 2117.2011.00535.x.

960 Fillon, C., Gautheron, C., and Van Der Beek, P., 2013. Oligocene-Miocene burial and
961 exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature
962 thermochronology. Journal of the Geological Society, London, 170, 67-77.

963 Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., and Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation
964 across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional
965 orogeny. Earth and Planetary Science Letters 173, 157-170, doi: 10.1016/S0012-
966 821X(99)00225-3.

967 Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., and Farley, K.A., 2009. Apatite (U-Th)/He
968 thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model.
969 Geochimica et Cosmochimica acta, 73, 2347-2365.

970 Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative
971 thermochronology. Journal of Geophysical Research, 117, B02408.

972

973 Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., and Stephenson, J., 2009. Markov
974 chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model
975 resolution and model choice for Earth Science problems. Marine and Petroleum
976 Geology, 26, 525-535.

977 Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., and Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage
978 annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. Chemical Geology, 266, 157-170.

979 Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., and Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic
980 exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological
981 data and modeling. Basin Redearch, 19, 323-334.

982 Gleadow, A.J.W., Hurford, A.J., and Quaife, R.D., 1976. Fission track dating of zircon:
983 Improved etching techniques. Earth and Planetary Science Letters, 33, 273-276.

984 Gleizes, G., Crevon, G., and Barbey, P., 2006. Structure, age and mode of emplacement of the
985 Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). International Journal of
986 Earth Sciences, 95, 1039-1052.

987 Godard, V., Pik, R., Lavé, J., Cattin, R., Tibari, B., De Sigoyer, J., Pubellier, M., and Zhu, J.,
988 2009. Late Cenozoic evolution of the central Longmen Shan, eastern Tibet: Insight from
989 (U-Th)/He thermochronometry. Tectonics, 28, TC5009.

990 Golberg, J.M., and Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous
991 metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France).
992 Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 194-207.

993 Guenthner, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., and Giester, G., 2013. Helium
994 diffusion in natural zircon: radiation damage, anisotropy, and the interpretation of
995 zircon (U-Th)/He thermochronology. American Journal of Science, 313, 145-198.

996 Guerrot, C., 1998. Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour le granite de
997 Cauterets, Pyrénées. Unpublished report, SMN/PEA/ISO 146/98 CG/NB. BRGM,
998 Orléans.

999 Hurford, A.J., and Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. Isotope
1000 Geoscience, 1, 285-317.

1001 Huyghe, D., Mouthereau, F., and Emmanuel, L., 2012. Oxygen isotopes of marine mollusk
1002 shells record Eocene elevation change in the Pyrenees. Earth and Planetary Science
1003 Letters, 345-348, 131-141.

1004 Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L.L., and Masini, E., 2009. Tectonosedimentary
1005 evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of
1006 the western Pyrenees. Tectonics, 28, TC4012.

1007 Ketcham, R.A., 2005. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature
1008 Thermochronometry Data. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, 275-314.

1009 Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., and Hurford, A.J., 2007. Improved
1010 modeling of fission-track annealing in apatite. American Mineralogist, 92, 799-810.

1011 Ketcham, R.A., Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle
1012 stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case.
1013 Geochemica et Cosmochimica Acta 75, 7779-7791, doi: 10.1016/j.gca.2011.10.011.
1014 Lagabrielle, Y., and Bodinier, J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental
1015 mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova,
1016 20, 11-21.

1017 Lagabrielle, Y., Labaume, P., and De Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal
1018 denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW
1019 Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics, 29,
1020 TC4012.

1021 Le Pichon, X., Bonnin, J., and Sibuet, J.C., 1970. La faille nord-pyrénéenne : faille
1022 transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. Compte-Rendu de l'Académie
1023 des Sciences Paris, 271, 1941-1944.

1024 Lee, J.K.W., Williams, I.S., and Ellis, D.J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon.
1025 Nature, 390, 159-162.

1026 Marzoli, A., Renne, P.R., Piccrillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., and De Min, A., 1999.
1027 Extensive 200-Million-Year-Old continental flood basalts of the Central Atlantic
1028 Magmatic Province. Science, 284, 616-618.

1029 Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., and Flament, J.M., 2014. The tectono-
1030 sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-
1031 Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). Tectonics, 103, 1569-1596.

1032 Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., and Jolivet, M., 2008. The Meso-
1033 Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}Ar/^{39}Ar$ fission track
1034 and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs.
1035 International Journal of Earth Sciences, 97, 565-584.

1036 Maurel, O., Respaut, J.P., Monié, P., Arnaud, N., and Brunel, M. 2004. U-Pb emplacement
1037 and $^{40}Ar/^{39}Ar$ cooling ages of the Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France).
1038 Comptes rendus Geoscience 336, 1091-1098.

McIntosh, K., Van Avendonk, H., Lavier, L., Lester, W.R., Eakin, D., Wu, F., Liu, C.S., and Lee C.S., 2013. Inversion of a hyper-extended rifted margin in the southern Central Range of Taiwan. Geology, 41, 871-874.

Mesalles, L., Mouthereau, F., Bernet, M., Chung-Pai, C., Andrew Tien-Shun, L., Fillon C., and Sengelen, X., 2014. From submarine continental accretion to arc-continent orogenic evolution: The thermal record in southern Taiwan. Geology, 42, 907-910.

Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., and Muñoz, J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogeny: constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. Earth and Planetary Science Letters 287, 488-503, doi: 10.1016/j.epsl.2009.08.036.

Michard-Vitrac, A., Albarède, F., Dupuis, C., and Taylor, H.P.J., 1980. The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks : inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta ignous complex, central Pyrenees (Spain). Contribution to Mineralogy and Petrology, 72, 57-72.

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., and Haupert, I., 2014. The role of rift-inherited hyper-extension in Alpine-type orogens. Terra Nova, accepted.

Mohn, G., Manatschal, G., Masini, E., and Müntener, O., 2011. Rift-related inheritance in orogens : a case study from the Austroalpine nappes in Central Alps (SE-Switzerland and N-Italy). International Journal of Earth Sciences, 100, 937-961.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1986. K-Ar study of Cretaceaous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics 129, 257-273, doi: 10.1016/0040-1951(86)90255-6.

Morris, R.G., Sinclair, H.D., and Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. Basin Research 10, 69-85, doi: 10.1040/j.1365-2117.1998.00053.x.

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., and Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. Tectonics.

Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. Dans MCCLAY K., éditeur, Thrust Tectonics, Chapman & Hall, London, 235-246.

1071 Olivet, J.L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique. Bulletin des Centres de Recherches
1072 Exploration-Production Elf-Aquitaine, 20, 131-195.

1073 Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.L. et Munãz Sàez, C., 2008. Structure and U-Pb dating of
1074 the Saint-Arnac pluton and the Assignan charnockite (Agly Massif): a cross-section
1075 from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. Journal of
1076 Geological Society, London, 165, 141-152.

1077 Olsen, P.E., 1997. Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the
1078 Laurasia-Gondwana rift system. Annual Review of Earth and Planetary Science, 25,
1079 337-401.

1080 Paquette, J.L., Gleizes, G., Leblanc, D., and Bouchez, J.L., 1997. Le granite de Bassiès
1081 (Pyrénées) : un pluton syntectonique d'âge Westphalien. Géochronologie U-Pb sur
1082 zircons. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, 324, 145-158.

1083 Pik, R., Marty, B., Carignan, J., and Lavé, J., 2003. Stability of the Upper Nile drainage
1084 network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift
1085 and erosion of the Afar plume dome. Earth and Planetary Science Letters, 215, 73-88.

1086 Pik, R., Bellahsen, N., Vacherat, A., Mouthereau, F., Bernet, M., Denèle, Y., in preparation.
1087 Zircon (U-Th)/He ages from the Pyrenees and damage dependent sensitivity to thermal
1088 processes.

1089 Poujol, M., Boulvais, P., and Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the
1090 Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. Journal
1091 of the Geological Society, London, 167, 751-767.

1092 Reiners, P.W., Thomson, S.N., McPhillips, D., Donelick, R.A., Roering, J.J., 2007. Wildfire
1093 thermochronology and the fate and transport of apatite in hillslope and fluvial
1094 environements. Journal of Geophysical Research 112, F04001, doi:
1095 10.1029/2007JH000759.

1096 Respaut, J.P., and Lancelot, J.R., 1983. Datation de la mise en place synmétamorphe de la
1097 charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U/Pb sur zircons et
1098 monazites. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 147, 21-34.

1099 Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., and Paquette, J.L., 2000. Petrogenesis of Mafic to
1100 Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French
1101 Pyrenees. Journal of Petrology, 41, 809-844.

1102 Roest, W.R., and Srivastava, S.P., 1991. Kinezmatics of the plate boundaries between
1103 Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present.
1104 Geology, 19, 613-616.

1105 Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and
1106 Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics, 359, 117-129.

1107 Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., and Ternet, Y., 2003. Datation U-Pb sur zircons des
1108 dolérites tholéiitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations
1109 avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens. Comptes rendus
1110 Geoscience, 335, 1071-1080.

1111 Shuster, D.L., Flowers, R.M., and Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation
1112 damage on helium diffusion kinetics in apatite. Earth and Planetary Science Letters,
1113 249, 148-161.

1114 Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., and Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the
1115 Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. American
1116 Journal of Science 305, 369-406, doi: 10.2475/ajs.305.5.369.

1117 Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R., and Laslett, G.M., 1998. Revised annealing kinetics
1118 of fission tracks in zircon and geological implications. Dans Advances in Fission-track
1119 Geochronology, éditeurs Van den HauteP. & De Corte F., Kluwer academic publishers,
1120 Dordrecht, The Netherlands, 99-112.

1121 Ternet, Y., Majesté-Menjoulas, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., and
1122 Rossi, P., 2004. Notice explicative de la feuille Laruns-Somport. 1/50000, BRGM,
1123 192p.

1124 Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L.,
1125 Tibari, B., and Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as
1126 recorded in the Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters, accepted.

1127 Vermeesch, P., 2009. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and
1128 other radial plots. Radiation Measurements 44, 409-410, doi:
1129 10.1016/j.radmeas.2009.05.003.
1130 Vermeesch, P., 2012. On the visualization of detrital age distributions. Chemical Geology
1131 312-313, 191-194, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.
1132 Vielzeuf, D., Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean
1133 lherzolites and granulites. Earth and Planetary Science Letters 67, 87-96, doi:
1134 10.1016/0012-821X(94)90041-4.
1135 Whitchruch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., and Allen, P.A.,
1136 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen:
1137 insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central
1138 Pyrenees. American Journal of Science, 311, 442-482.

1139 Wickham, S.M., and Taylor, H.P.J., 1985. Stable isotopic evidence for large-scale seawater
1140 infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois-Seigneurs Massif, Pyrenees,
1141 France. Contribution to Mineralogy and Petrology, 91, 122-137.

1142 Yelland, A.J., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. Nuclear Tracks
1143 Radiation Measurements 17, 293-299, doi: 10.1016/1359-0189(90)90049-4.
1144 Yelland, A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track
1145 studies. Ph.D. thesis, University of London.

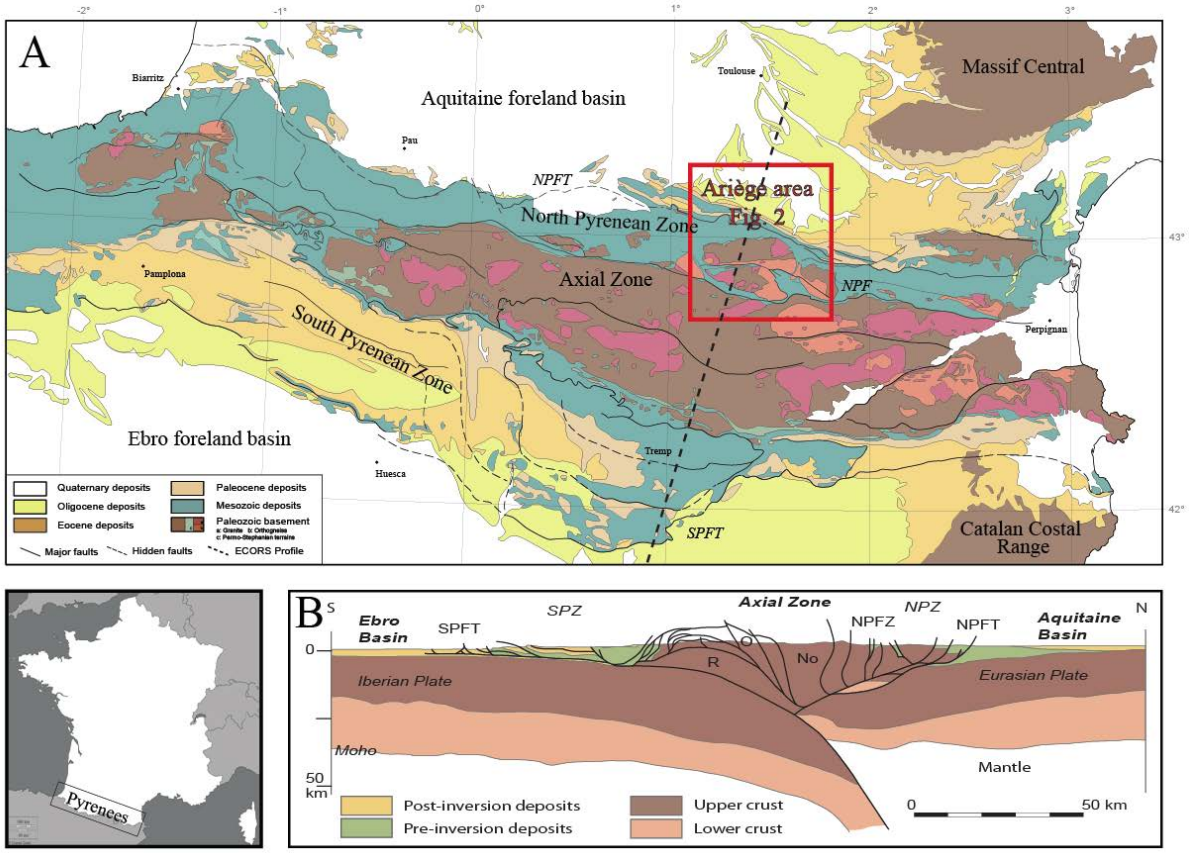

A
Biarritz
Pau
Pamplona
Toulouse
Massif Central
Aquitaine foreland basin
NPFT
North Pyrenean Zone
Ariège area
Fig. 2
Axial Zone
NPF
South Pyrenean Zone
Perpignan
Ebro foreland basin
Tremp
Huesca
SPFT
Catalan Costal Range
Quaternary deposits
Oligocene deposits
Eocene deposits
Paleocene deposits
Mesozoic deposits
Paleozoic basement
Major faults
Hidden faults
ECORS Profile
Pyrenees
B
S
N
Ebro Basin
SPFT
SPZ
Axial Zone
NPFZ
NPZ
NPFT
Aquitaine Basin
0
Iberian Plate
Eurasian Plate
Moho
50 km
Mantle
Post-inversion deposits
Pre-inversion deposits
Upper crust
Lower crust
0
50 km

Figure 1

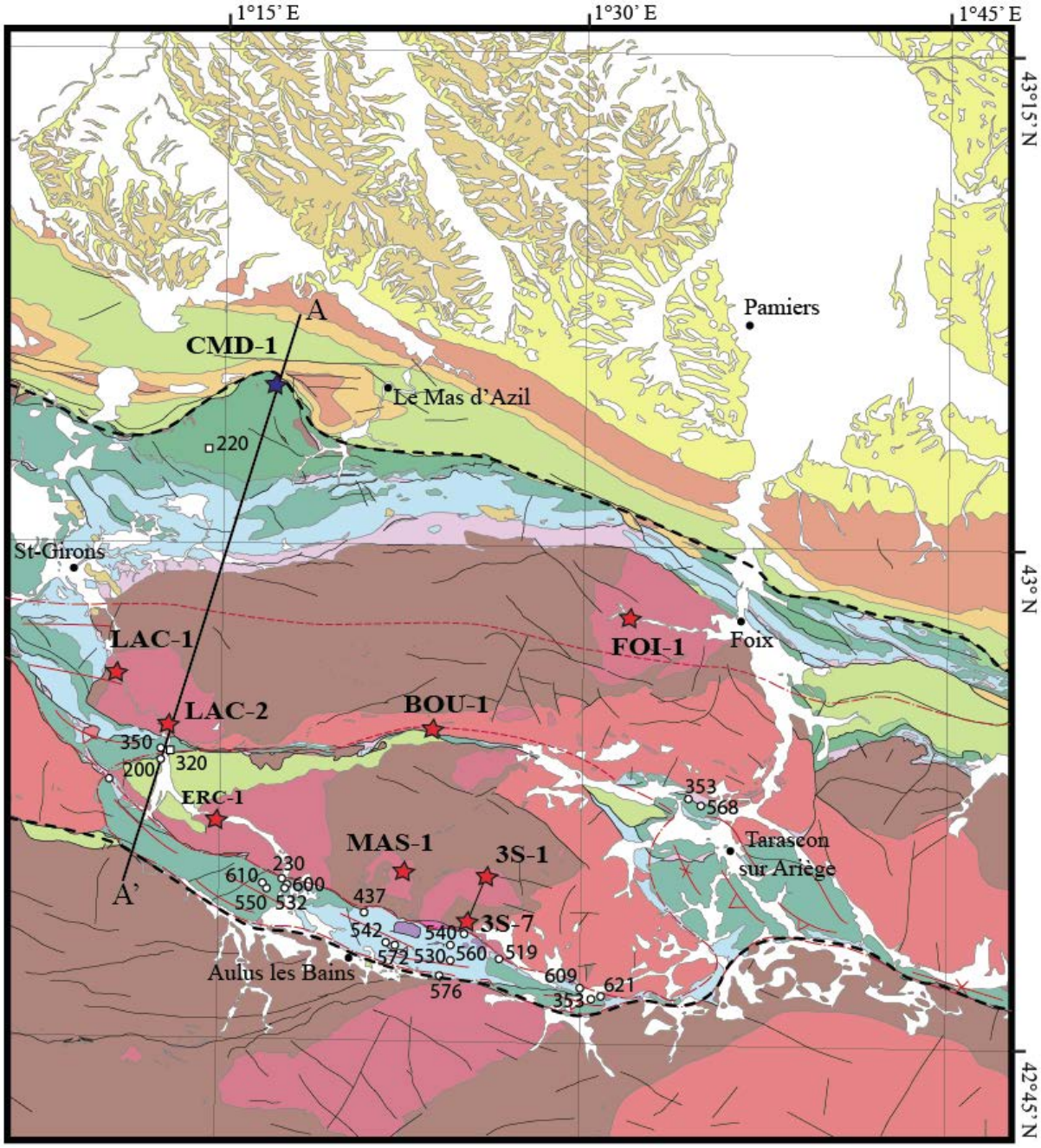

1°15' E
1°30' E
1°45' E
43°15' N
43° N
42°45' N
A
A'
CMD-1
Le Mas d'Azil
Pamiers
220
St-Girons
LAC-1
LAC-2
FOI-1
Foix
BOU-1
350
320
200
ERC-1
353
568
Tarascon
sur Ariège
MAS-1
3S-1
3S-7
230
610
600
550
532
437
542
540
572
530
560
519
576
609
621
353
Aulus les Bains

Figure 2

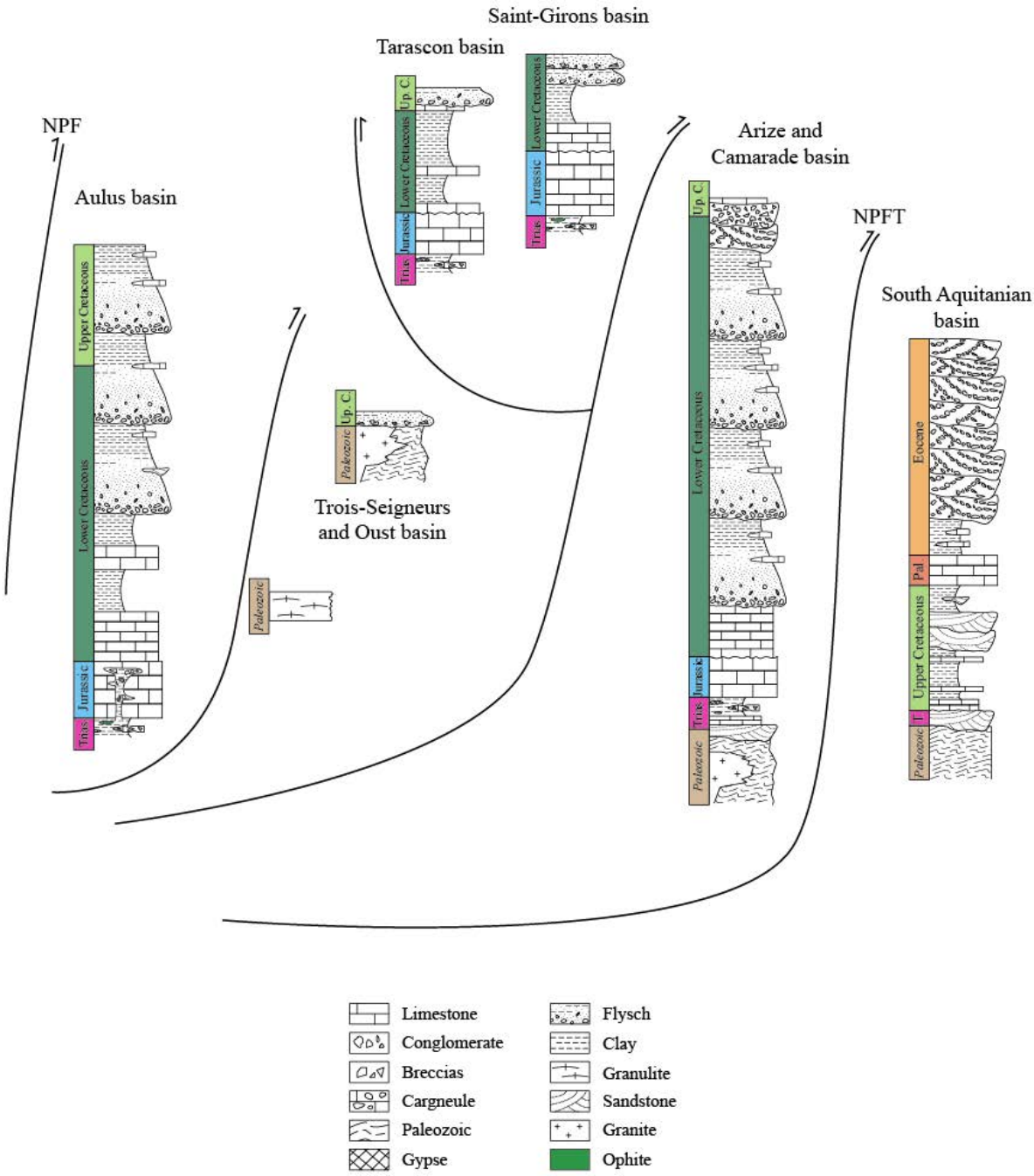

Saint-Girons basin
Tarascon basin
NPF
Aulus basin
Arize and
Camarade basin
NPFT
South Aquitanian
basin
Trois-Seigneurs
and Oust basin
Upper Cretaceous
Lower Cretaceous
Jurassic
Trias
Up. C.
Paleozoic
Eocene
Pal.
Tf
Limestone
Conglomerate
Breccias
Cargneule
Paleozoic
Gypse
Flysch
Clay
Granulite
Sandstone
Granite
Ophite

Figure 3

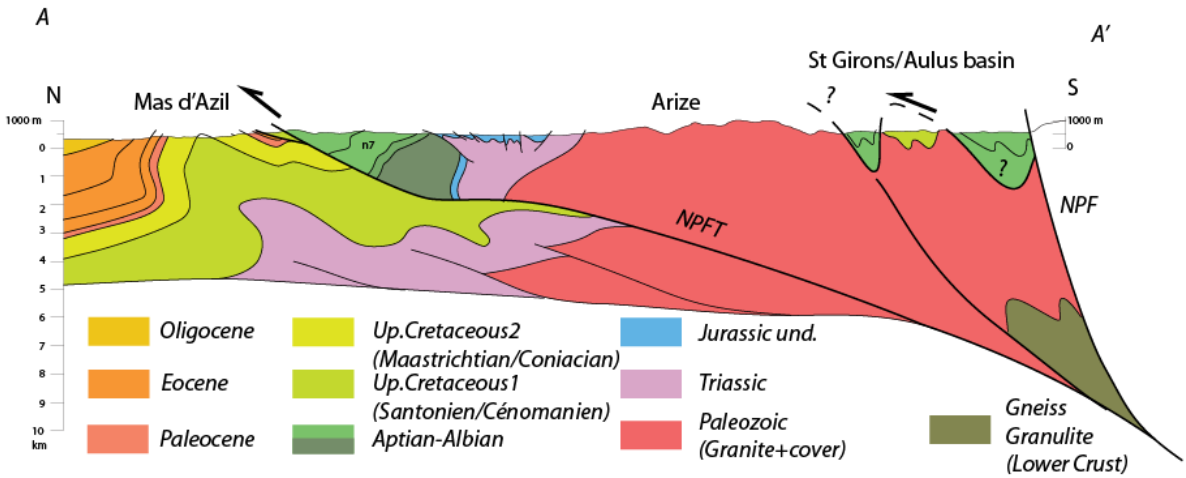

A
A'
N
S
Mas d'Azil
Arize
St Girons/Aulus basin
?
1000 m
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
km
n7
NPFT
NPF
Oligocene
Eocene
Paleocene
Up.Cretaceous2
(Maastrichtian/Coniacian)
Up.Cretaceous1
(Santonien/Cénomanien)
Aptian-Albian
Jurassic und.
Triassic
Paleozoic
(Granite+cover)
Gneiss
Granulite
(Lower Crust)

Figure 4

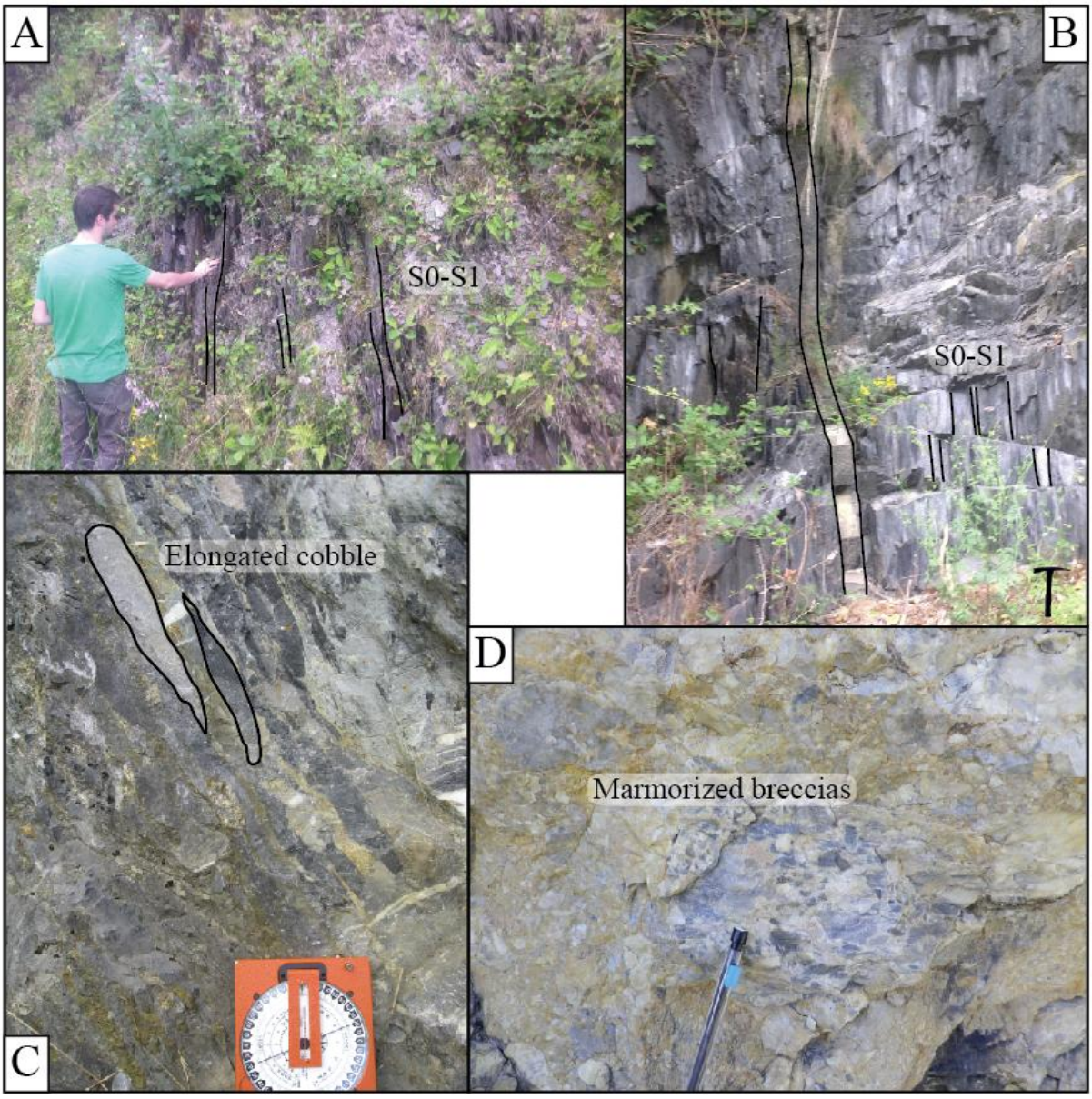



Figure 5

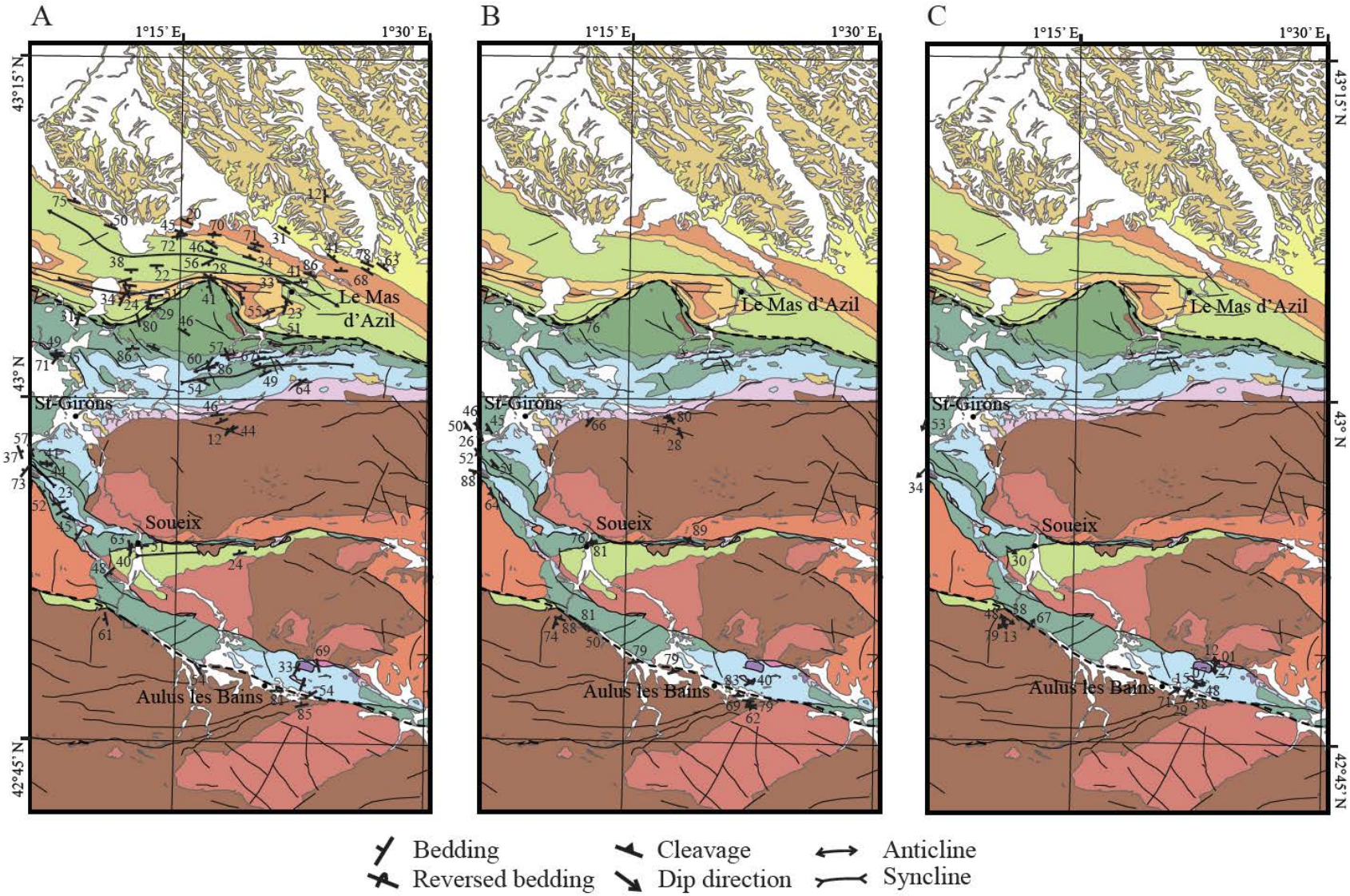

A
B
C
1°15' E
1°30' E
43°15' N
43° N
42°45' N
Le Mas d'Azil
St-Girons
Soueix
Aulus les Bains
Bedding
Reversed bedding
Cleavage
Dip direction
Anticline
Syncline

Figure 6

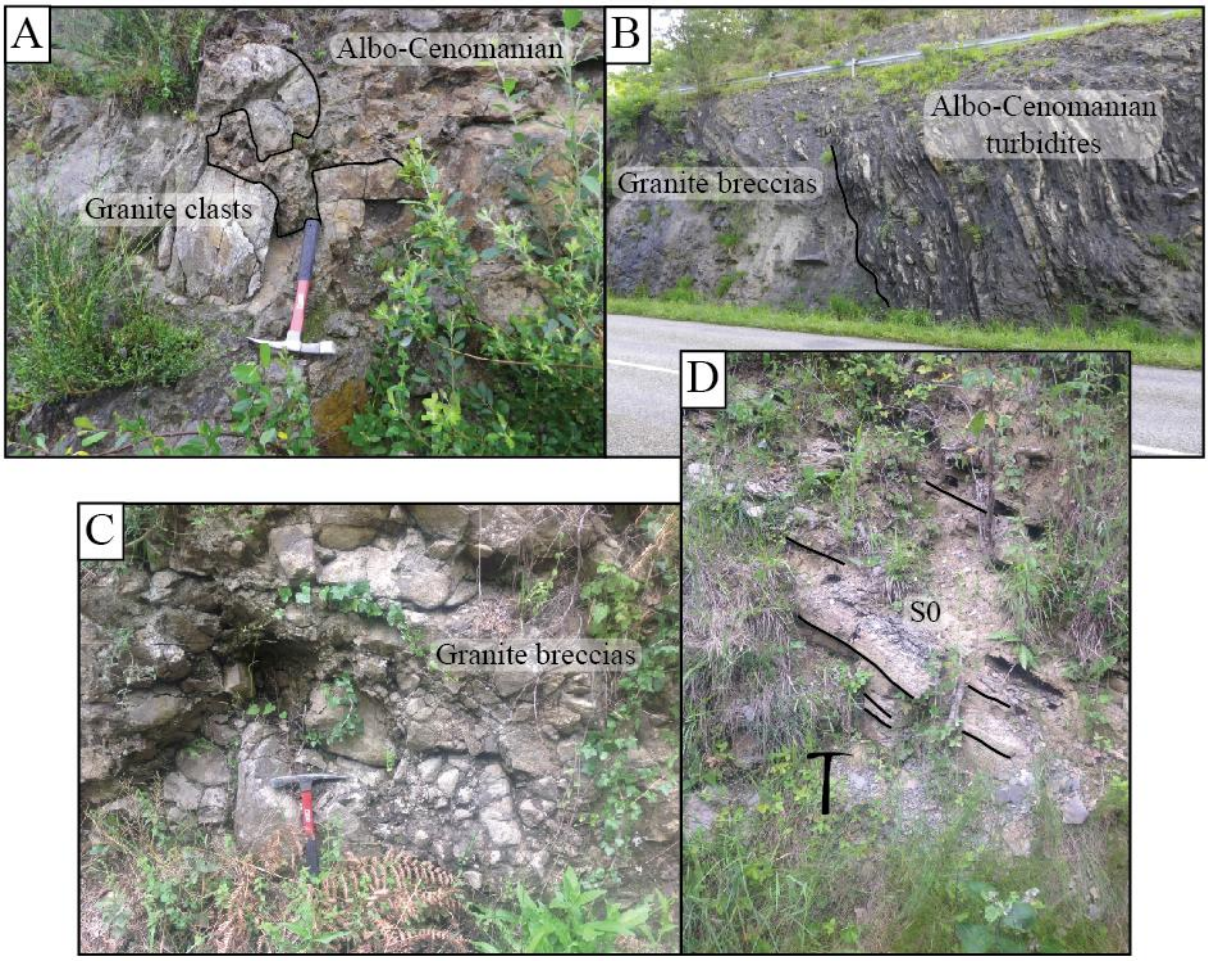

A
Albo-Cenomanian
Granite clasts
B
Albo-Cenomanian
turbidites
Granite breccias
C
Granite breccias
D
S0
T

Figure 7

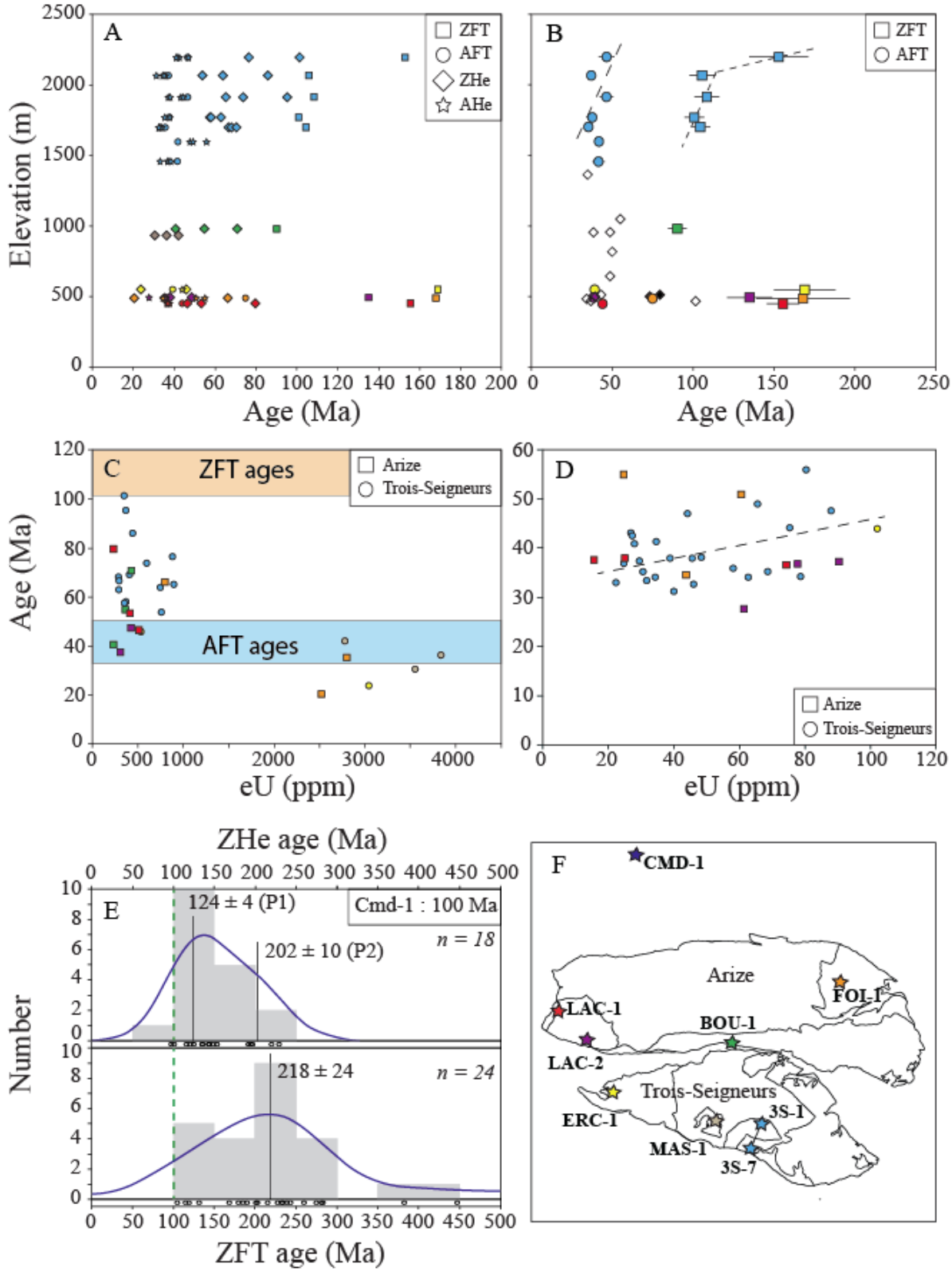

A
ZFT
AFT
ZHe
AHe
Elevation (m)
Age (Ma)
B
ZFT
AFT
Age (Ma)
C
ZFT ages
AFT ages
Arize
Trois-Seigneurs
Age (Ma)
eU (ppm)
D
Arize
Trois-Seigneurs
eU (ppm)
ZHe age (Ma)
E
124 ± 4 (P1)
202 ± 10 (P2)
Cmd-1 : 100 Ma
n = 18
218 ± 24
n = 24
Number
ZFT age (Ma)
F
CMD-1
Arize
FOI-1
LAC-1
BOU-1
LAC-2
Trois-Seigneurs
ERC-1
3S-1
MAS-1
3S-7

Figure 8

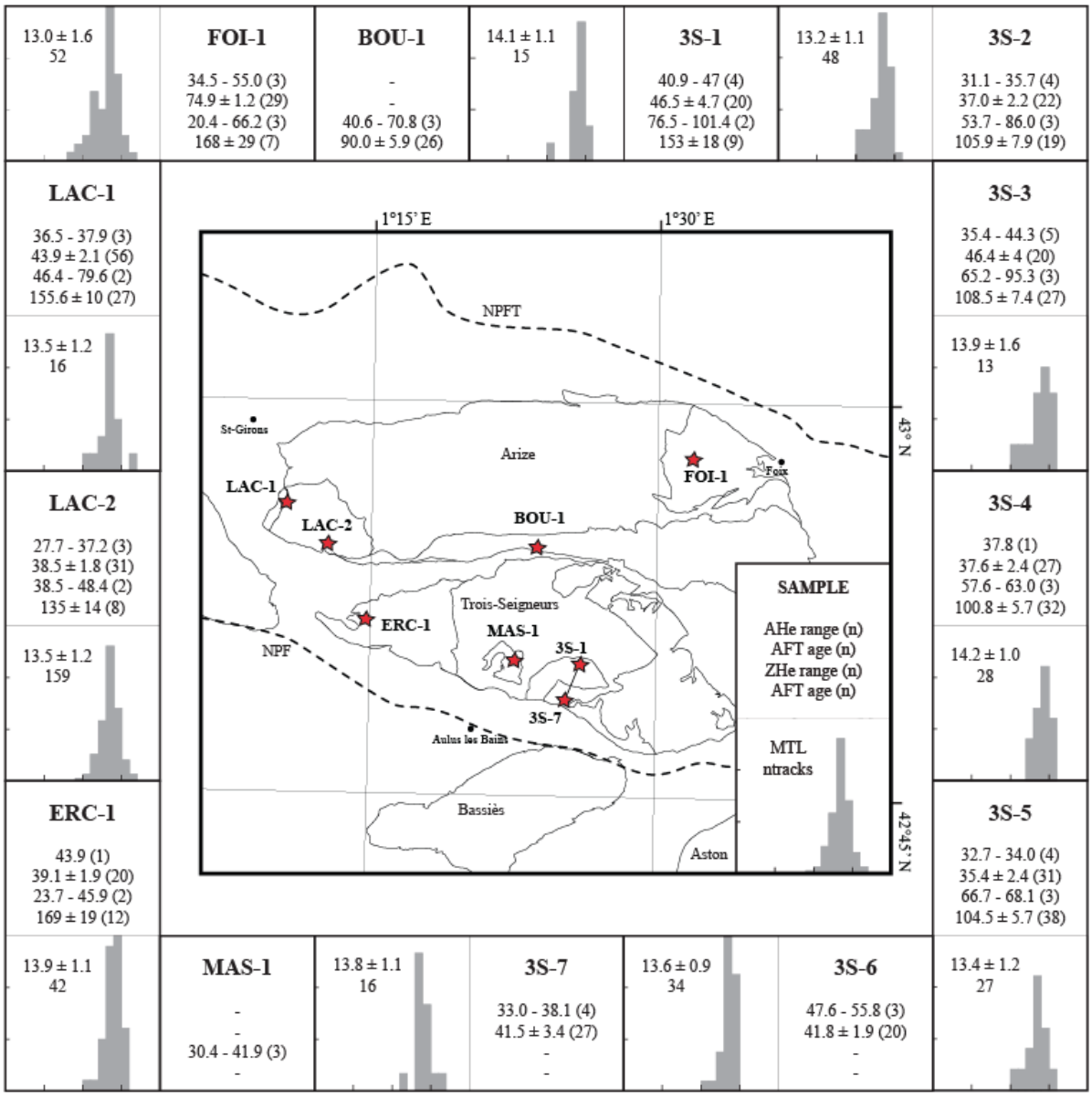

13.0 ± 1.6
52
FOI-1
34.5 - 55.0 (3)
74.9 ± 1.2 (29)
20.4 - 66.2 (3)
168 ± 29 (7)
BOU-1
-
-
40.6 - 70.8 (3)
90.0 ± 5.9 (26)
14.1 ± 1.1
15
3S-1
40.9 - 47 (4)
46.5 ± 4.7 (20)
76.5 - 101.4 (2)
153 ± 18 (9)
13.2 ± 1.1
48
3S-2
31.1 - 35.7 (4)
37.0 ± 2.2 (22)
53.7 - 86.0 (3)
105.9 ± 7.9 (19)
LAC-1
36.5 - 37.9 (3)
43.9 ± 2.1 (56)
46.4 - 79.6 (2)
155.6 ± 10 (27)
13.5 ± 1.2
16
3S-3
35.4 - 44.3 (5)
46.4 ± 4 (20)
65.2 - 95.3 (3)
108.5 ± 7.4 (27)
13.9 ± 1.6
13
LAC-2
27.7 - 37.2 (3)
38.5 ± 1.8 (31)
38.5 - 48.4 (2)
135 ± 14 (8)
13.5 ± 1.2
159
3S-4
37.8 (1)
37.6 ± 2.4 (27)
57.6 - 63.0 (3)
100.8 ± 5.7 (32)
14.2 ± 1.0
28
ERC-1
43.9 (1)
39.1 ± 1.9 (20)
23.7 - 45.9 (2)
169 ± 19 (12)
13.9 ± 1.1
42
3S-5
32.7 - 34.0 (4)
35.4 ± 2.4 (31)
66.7 - 68.1 (3)
104.5 ± 5.7 (38)
MAS-1
-
-
30.4 - 41.9 (3)
-
13.8 ± 1.1
16
3S-7
33.0 - 38.1 (4)
41.5 ± 3.4 (27)
-
-
13.6 ± 0.9
34
3S-6
47.6 - 55.8 (3)
41.8 ± 1.9 (20)
-
-
13.4 ± 1.2
27
1°15' E
1°30' E
43° N
42°45' N
NPFT
NPF
St-Girons
Arize
Foix
LAC-1
LAC-2
FOI-1
BOU-1
Trois-Seigneurs
ERC-1
MAS-1
3S-1
3S-7
Aulus les Bains
Bassiès
Aston
SAMPLE
AHe range (n)
AFT age (n)
ZHe range (n)
AFT age (n)
MTL
ntracks

Figure 9

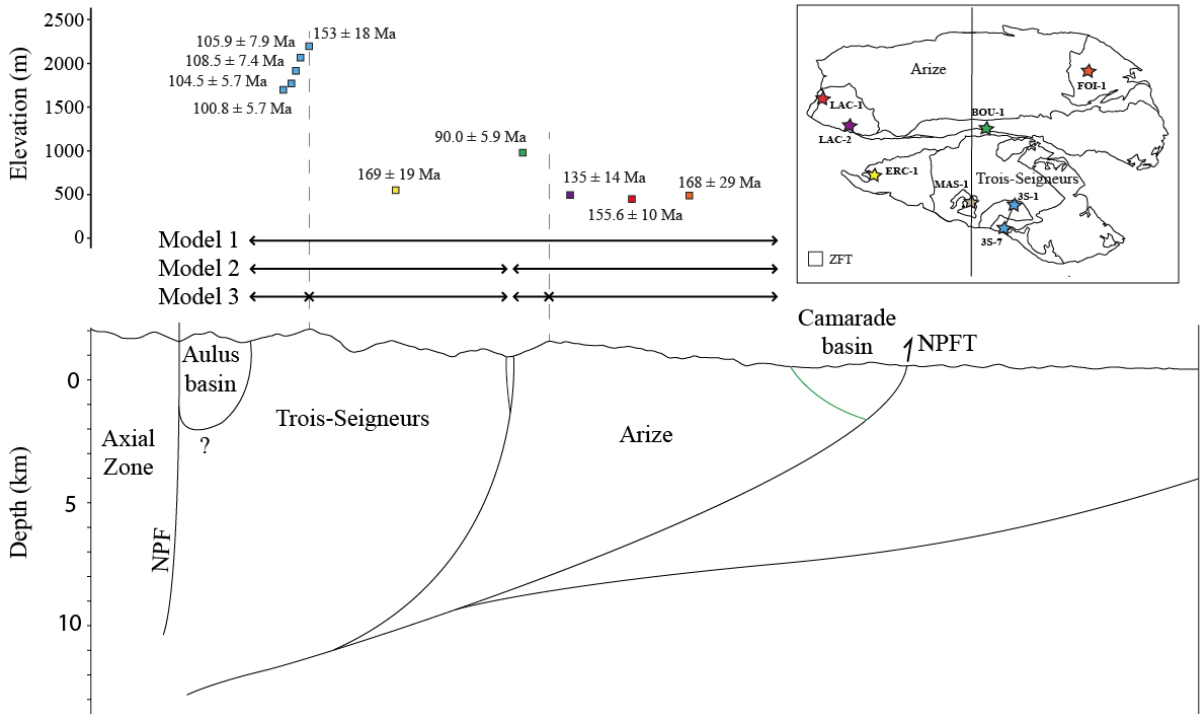

Elevation (m)
2500
2000
1500
1000
500
0
105.9 ± 7.9 Ma
108.5 ± 7.4 Ma
104.5 ± 5.7 Ma
100.8 ± 5.7 Ma
153 ± 18 Ma
90.0 ± 5.9 Ma
169 ± 19 Ma
135 ± 14 Ma
168 ± 29 Ma
155.6 ± 10 Ma
Model 1
Model 2
Model 3
Arize
FOI-1
LAC-1
BOU-1
LAC-2
ERC-1
MAS-1
Trois-Seigneurs
3S-1
3S-7
ZFT
Camarade
basin
NPFT
Aulus
basin
Trois-Seigneurs
Arize
Axial
Zone
?
NPF
Depth (km)
0
5
10

Figure 10

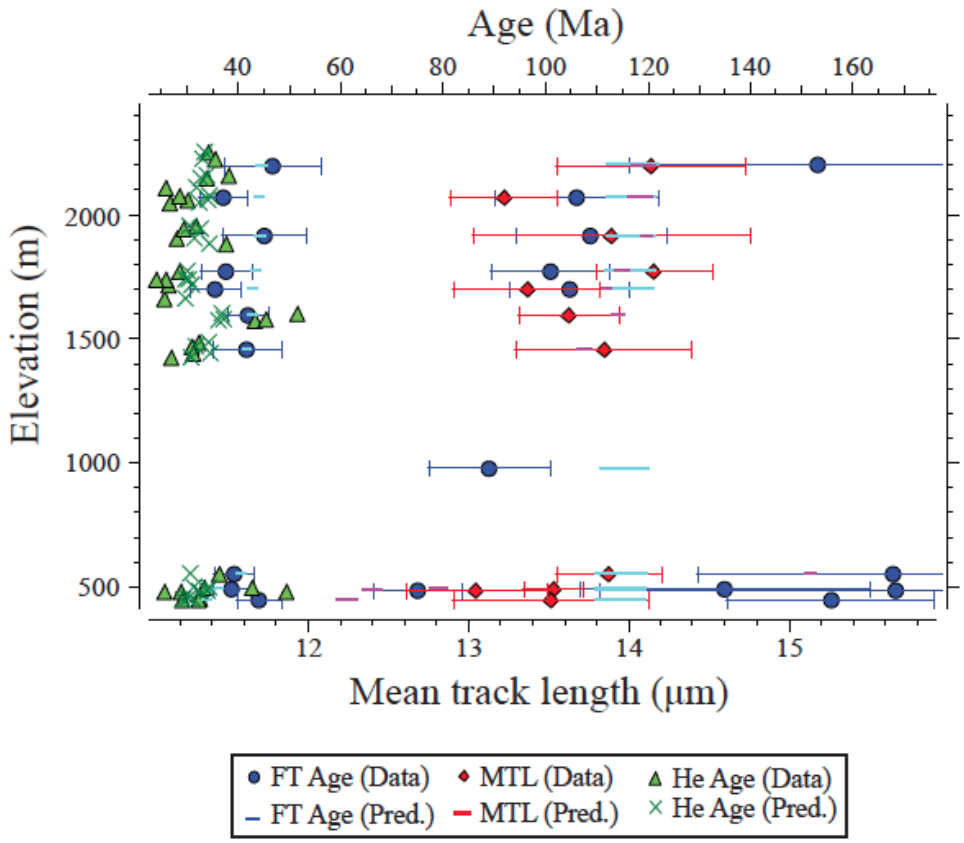

Age (Ma)
40
60
80
100
120
140
160
Elevation (m)
2000
1500
1000
500
12
13
14
15
Mean track length (µm)
FT Age (Data)
MTL (Data)
He Age (Data)
FT Age (Pred.)
MTL (Pred.)
He Age (Pred.)

Figure 11

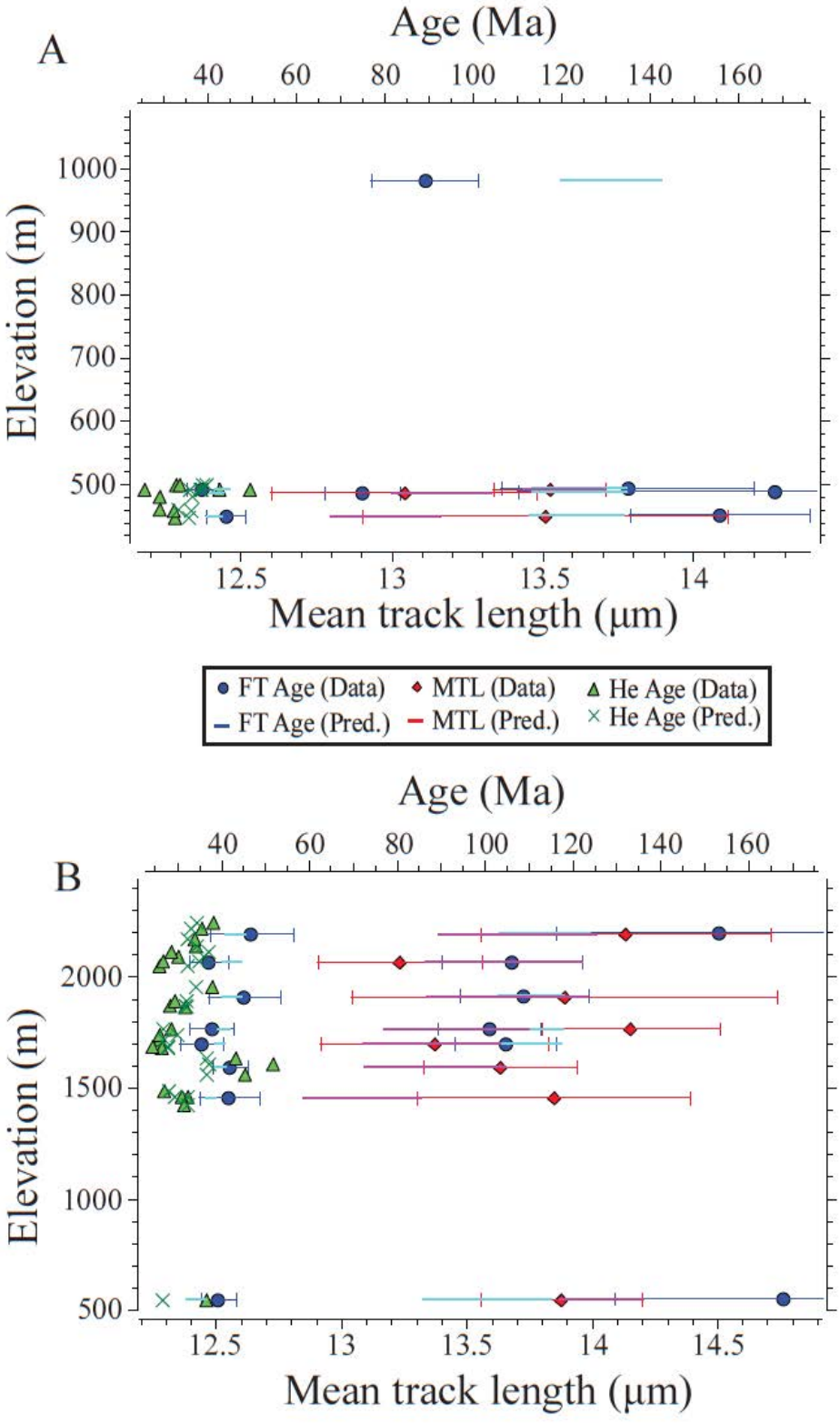

A
Age (Ma)
40
60
80
100
120
140
160
Elevation (m)
1000
900
800
700
600
500
12.5
13
13.5
14
Mean track length (μm)
FT Age (Data)
MTL (Data)
He Age (Data)
FT Age (Pred.)
MTL (Pred.)
He Age (Pred.)
B
Age (Ma)
40
60
80
100
120
140
160
Elevation (m)
2000
1500
1000
500
12.5
13
13.5
14
14.5
Mean track length (μm)

Figure 12

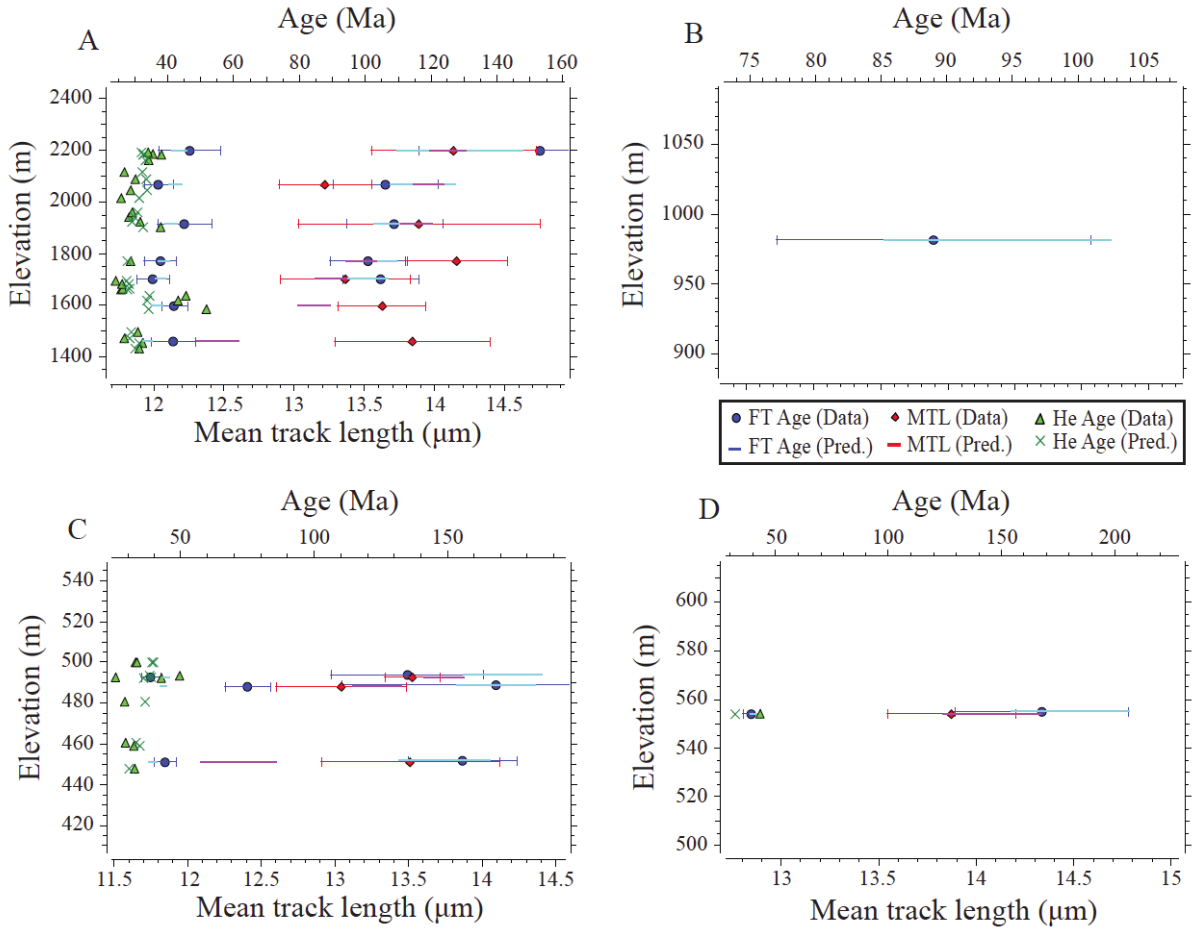

A
Age (Ma)
40 60 80 100 120 140 160
Elevation (m)
2400 2200 2000 1800 1600 1400
12 12.5 13 13.5 14 14.5
Mean track length (µm)
B
Age (Ma)
75 80 85 90 95 100 105
Elevation (m)
1050 1000 950 900
FT Age (Data)
MTL (Data)
He Age (Data)
FT Age (Pred.)
MTL (Pred.)
He Age (Pred.)
C
Age (Ma)
50 100 150
Elevation (m)
540 520 500 480 460 440 420
11.5 12 12.5 13 13.5 14 14.5
Mean track length (µm)
D
Age (Ma)
50 100 150 200
Elevation (m)
600 580 560 540 520 500
13 13.5 14 14.5 15
Mean track length (µm)

Figure 13

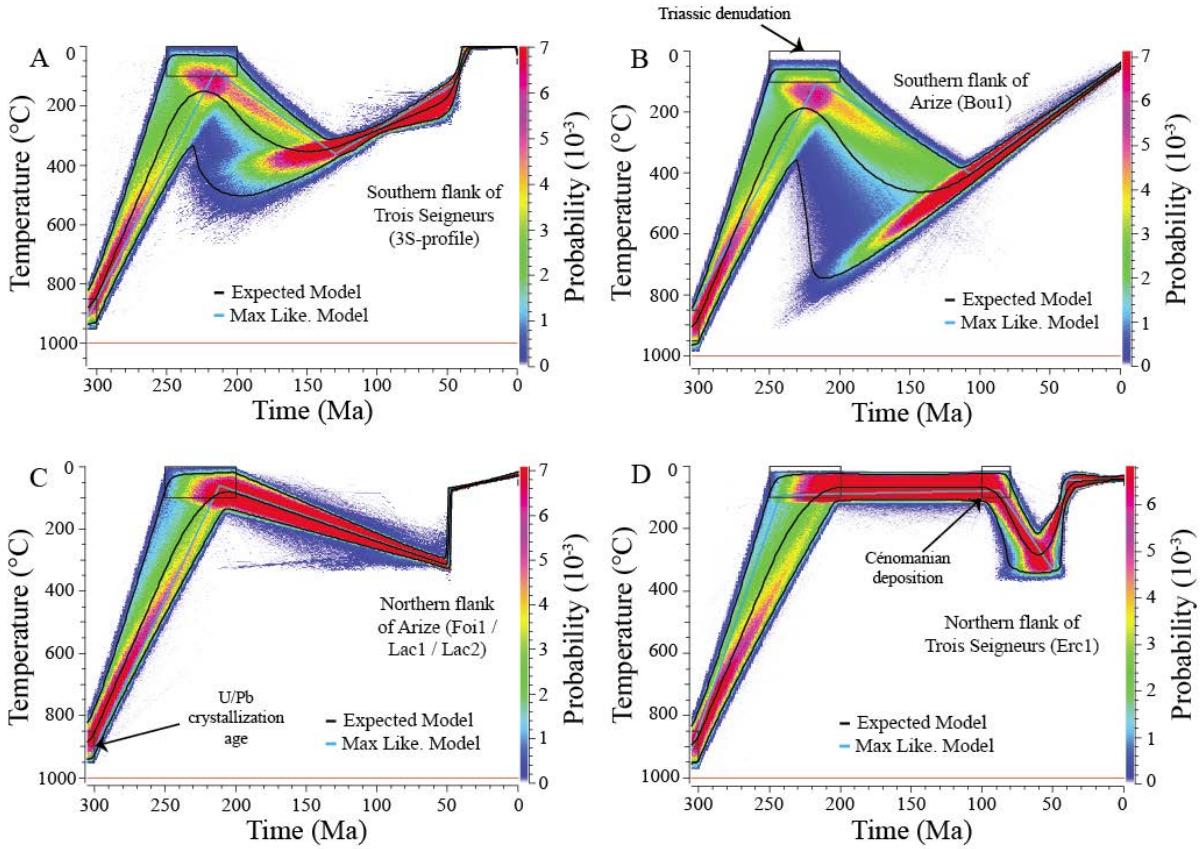

A
Temperature (°C)
Time (Ma)
Probability (10-3)
Southern flank of
Trois Seigneurs
(3S-profile)
Expected Model
Max Like. Model
B
Triassic denudation
Southern flank of
Arize (Bou1)
C
Northern flank
of Arize (Foi1 /
Lac1 / Lac2)
U/Pb
crystallization
age
D
Cénomanian
deposition
Northern flank of
Trois Seigneurs (Erc1)

Figure 14

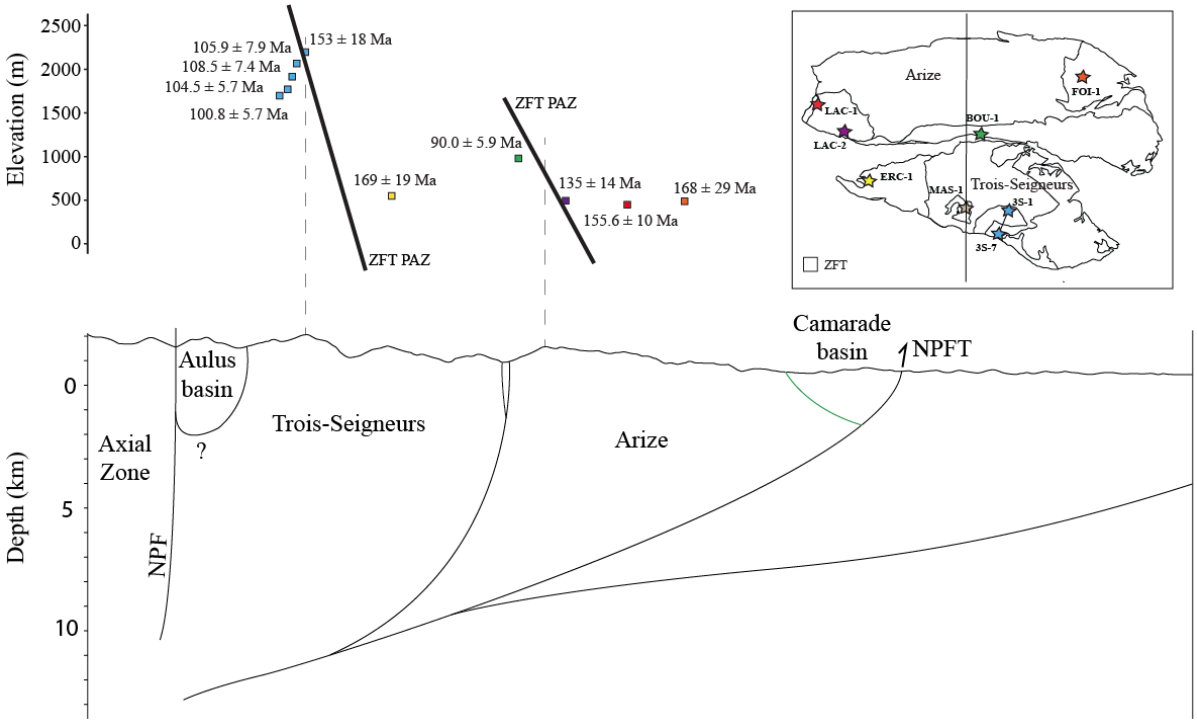

Elevation (m)
2500
2000
1500
1000
500
0
105.9 ± 7.9 Ma
108.5 ± 7.4 Ma
104.5 ± 5.7 Ma
100.8 ± 5.7 Ma
153 ± 18 Ma
169 ± 19 Ma
ZFT PAZ
ZFT PAZ
90.0 ± 5.9 Ma
135 ± 14 Ma
155.6 ± 10 Ma
168 ± 29 Ma
Arize
FOI-1
LAC-1
LAC-2
BOU-1
ERC-1
MAS-1
Trois-Seigneurs
3S-1
3S-7
ZFT
Camarade
basin
NPFT
Aulus
basin
Axial
Zone
?
Trois-Seigneurs
Arize
NPF
Depth (km)
0
5
10

Figure 15

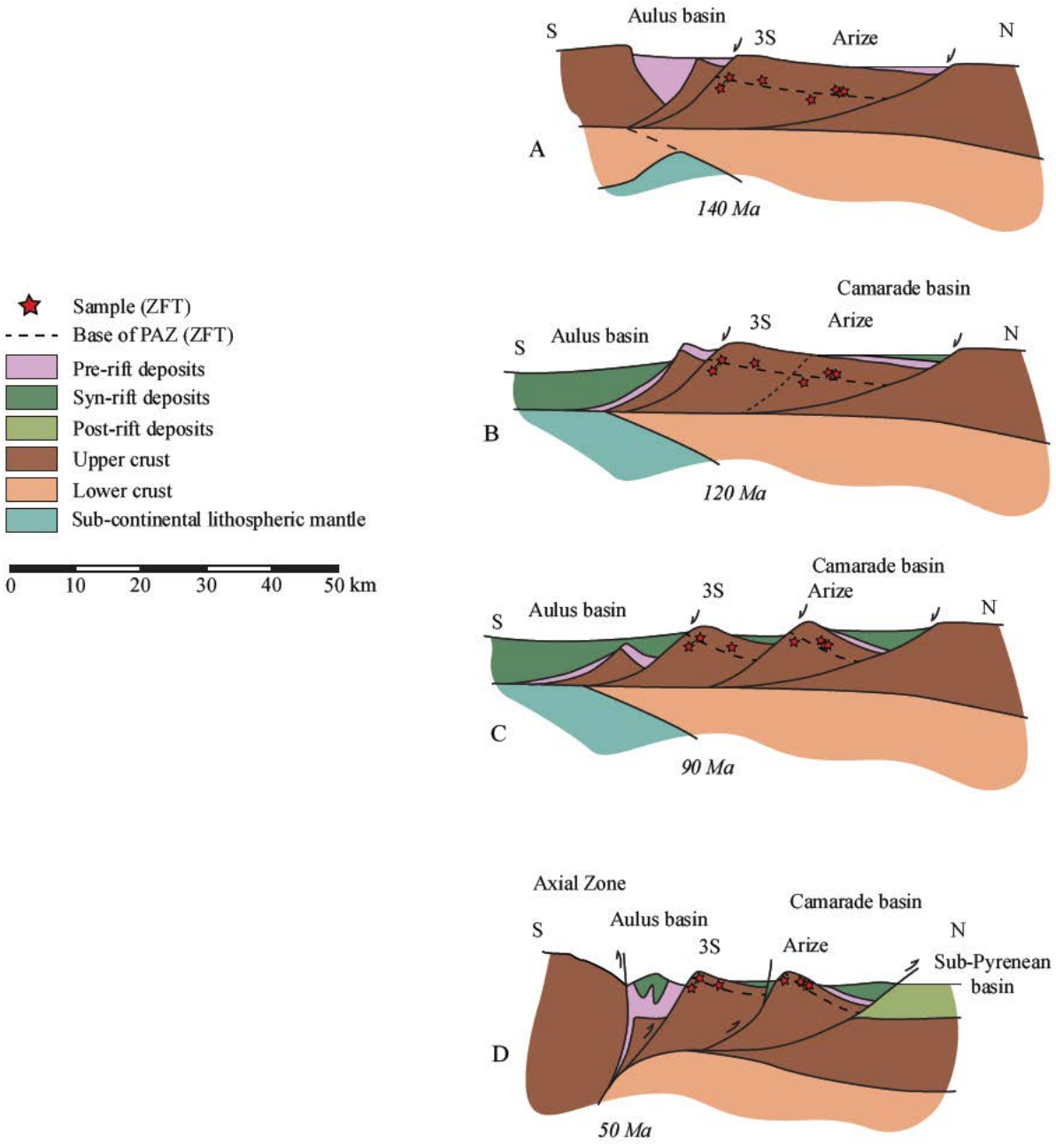

Sample (ZFT)
Base of PAZ (ZFT)
Pre-rift deposits
Syn-rift deposits
Post-rift deposits
Upper crust
Lower crust
Sub-continental lithospheric mantle
0 10 20 30 40 50 km
Aulus basin
S
3S
Arize
N
A
140 Ma
Camarade basin
Aulus basin
3S
Arize
S
N
B
120 Ma
Camarade basin
Arize
3S
Aulus basin
S
N
C
90 Ma
Axial Zone
Camarade basin
Aulus basin
S
3S
Arize
N
Sub-Pyrenean basin
D
50 Ma

Figure 16

Table 1 : Low-temperature thermochronological data (age and elevation) from the NPZ in the litterature.

| Reference | Massif | Age (Ma) | Elevation (m) |
|---|---|---|---|
| Yelland (1991) (AFT) | Lacourt | 40 ± 2 | 520 |
| | | 34 ± 2 | 500 |
| | Ercé | 38 ± 2 | 945 |
| | Foix | 106 ± 5 | 455 |
| | Trois-Seigneurs migmatite | 35 ± 2 | 1350 |
| | Arize migmatite | 43 ± 3 | 505 |
| | Camarade (conglomerate) | 118 ± 12 | 440 |
| (ZFT) | Lacourt | 71 ± 3 | 500 |
| | Arize migmatite | 80 ± 5 | 505 |
| Fitzgerald et al. (1999) (AFT) | Lacourt | 55 ± 3 | 1048 |
| | | 49 ± 3 | 950 |
| | | 50 ± 3 | 815 |
| | | 49 ± 2 | 645 |
| | | 37 ± 1 | 470 |

Table 2 : Analytical results for AFT analyses performed on Ariège massifs.

| Sample | Lat (°N) | Long (°E) | Alt (m) | Nb compted grain | Age (Ma) | error (1σ) | Nb lengths | MTL (m) | error (1σ) | Mean Dpar |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3S-1 | 42°49'49.88" | 1°26'24.48" | 2199 | 20 | 46.5 | 4.7 | 15 | 14.1 | 1.1 | 1.66 |
| 3S-2 | 42°49'37.95" | 1°26'24.32" | 2068 | 22 | 37 | 2.2 | 48 | 13.2 | 1.1 | 1.78 |
| 3S-3 | 42°49'24.71" | 1°26'27.59" | 1915 | 20 | 46.4 | 42.4 | 13 | 13.9 | 1.6 | 2.16 |
| 3S-4 | 42°49'14.16" | 1°26'19.64" | 1772 | 27 | 37.6 | 2.4 | 28 | 14.2 | 1.0 | 1.96 |
| 3S-5 | 42°49'4.63" | 1°26'8.84" | 1700 | 31 | 35.4 | 2.4 | 27 | 13.4 | 1.2 | 1.89 |
| 3S-6 | 42°48'46.23" | 1°26'13.79" | 1598 | 20 | 41.8 | 1.9 | 34 | 13.6 | 0.9 | 2.18 |
| 3S-7 | 42°48'19.77" | 1°56'29.44" | 1459 | 27 | 41.5 | 3.4 | 16 | 13.8 | 1.1 | 1.90 |
| Erc-1 | 42°51'37.53" | 1°14'50.05" | 552 | 20 | 39.1 | 20 | 42 | 13.9 | 1.1 | 2.35 |
| Lac-1 | 42°56'3.10" | 1°10'36.54" | 451 | 56 | 43.9 | 56 | 16 | 13.5 | 1.2 | 1.56 |
| Lac-2 | 42°54'28.08" | 1°12'49.37" | 493 | 31 | 38.5 | 31 | 159 | 13.5 | 1.2 | 2.17 |
| Foi-1 | 42°57'52.71" | 1°31'58.12" | 488 | 29 | 74.9 | 29 | 52 | 13.0 | 1.6 | 1.63 |

Table 3 : Detailed paramters for AFT age calculation.

| 3S-1 | ρd | error (%) | Nd |
|---|---|---|---|
| | 666250 | 1.37 | 8283 |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths |
| 7 | 10 | 1.51 | 10.98 |
| 6 | 19 | 1.53 | 14.12 |
| 9 | 17 | 1.51 | 14.65 |
| 5 | 15 | 1.8 | 13.4 |
| 5 | 7 | 1.7 | 14.65 |
| 7 | 18 | 1.71 | 13.74 |
| 21 | 25 | 1.78 | 14.66 |
| 4 | 12 | 1.88 | 15.45 |
| 10 | 17 | 1.79 | 13.18 |
| 2 | 7 | 1.44 | 14.97 |
| 4 | 14 | 1.59 | 14.64 |
| 3 | 4 | 1.6 | 15.39 |
| 5 | 9 | 1.62 | 13.05 |
| 8 | 21 | 1.81 | 14.6 |
| 3 | 5 | 1.64 | 14.5 |
| 10 | 20 | 1.5 | |
| 6 | 18 | 1.68 | |
| 12 | 23 | 1.9 | |
| 15 | 32 | 1.53 | |
| 5 | 6 | 1.73 | |

| 3S-2 | ρd | error (%) | Nd | |
|---|---|---|---|---|
| | 633250 | 1.21 | 8164 | |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths | |
| 19 | 52 | 2.01 | 13.14 | 13.82 |
| 16 | 37 | 1.86 | 14.16 | 13.17 |
| 23 | 42 | 1.83 | 11.64 | 14.65 |
| 18 | 49 | 1.74 | 14.42 | 13.52 |
| 13 | 33 | 1.97 | 12.81 | 13.16 |
| 14 | 31 | 1.7 | 14.27 | 13.87 |
| 30 | 61 | 1.83 | 11.79 | 12.47 |
| 16 | 41 | 1.72 | 14.14 | 11.95 |
| 11 | 36 | 1.75 | 10.84 | 15.18 |
| 6 | 10 | 1.8 | 14.14 | 13.57 |
| 31 | 67 | 1.75 | 14.49 | 12.95 |
| 12 | 28 | 1.75 | 10.74 | 13.37 |
| 18 | 52 | 1.69 | 12.36 | 13.11 |
| 19 | 48 | 2 | 12.36 | 13.39 |
| 16 | 60 | 1.76 | 14.88 | 14.78 |
| 15 | 37 | 1.63 | 10.42 | 13.71 |
| 31 | 77 | 1.69 | 12.35 | 13.76 |
| 45 | 90 | 1.78 | 12.57 | 13.85 |
| 14 | 27 | 1.56 | 13.48 | 13.06 |
| 16 | 42 | 1.73 | 14.69 | 11.84 |
| 9 | 34 | 1.9 | 10.82 | 14.08 |
| 15 | 37 | 1.7 | 13.94 | 13.23 |
| | | | 13.15 | 13.37 |
| | | | 14.16 | 12.69 |

| 3S-3 | ρd | error (%) | Nd |
|---|---|---|---|
| | 671334 | 1.28 | 8283 |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths |
| 6 | 10 | 2.18 | 15.9 |
| 7 | 14 | 2.55 | 14.82 |
| 14 | 23 | 1.99 | 15.17 |
| 11 | 26 | 2.27 | 12.7 |
| 12 | 19 | 2.26 | 14.06 |
| 6 | 20 | 2.13 | 15.65 |
| 4 | 11 | 2.23 | 14.79 |
| 3 | 5 | 2.29 | 11.05 |
| 9 | 28 | 2.21 | 14.39 |
| 11 | 20 | 1.88 | 13.65 |
| 10 | 19 | 2.44 | 13.37 |
| 5 | 17 | 2.06 | 13.96 |
| 7 | 14 | 1.87 | 10.98 |
| 23 | 42 | 1.88 | |
| 16 | 27 | 2.51 | |
| 11 | 26 | 1.89 | |
| 10 | 30 | 2.12 | |
| 6 | 15 | 2.21 | |
| 4 | 7 | 2.32 | |
| 6 | 11 | 1.97 | |

Table 3 : (continued)

| 3S-4 | ρd | error (%) | Nd |
|---|---|---|---|
| | 627800 | 1.26 | 8164 |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths |
| 10 | 27 | 1.87 | 15.1 |
| 29 | 45 | 1.91 | 14.43 |
| 7 | 20 | 2.04 | 14.59 |
| 12 | 27 | 1.92 | 14.94 |
| 17 | 39 | 1.88 | 12.27 |
| 16 | 43 | 1.92 | 14.31 |
| 4 | 13 | 1.82 | 13.7 |
| 22 | 38 | 1.76 | 13.37 |
| 12 | 24 | 2.11 | 15.49 |
| 19 | 42 | 2.09 | 14.32 |
| 7 | 22 | 1.67 | 14.13 |
| 8 | 19 | 1.66 | 13.29 |
| 12 | 17 | 2.23 | 13.61 |
| 7 | 15 | 1.9 | 12.94 |
| 19 | 54 | 1.97 | 15.68 |
| 9 | 19 | 1.89 | 12.82 |
| 8 | 33 | 1.91 | 14.61 |
| 17 | 26 | 1.87 | 13.51 |
| 18 | 47 | 2.15 | 12.39 |
| 20 | 47 | 1.95 | 14.13 |
| 18 | 40 | 2.17 | 15.64 |
| 7 | 15 | 1.93 | 13.73 |
| 15 | 39 | 2.09 | 14.1 |
| 4 | 24 | 2.08 | 15.61 |
| 4 | 13 | 1.94 | 14.73 |
| 8 | 27 | 2.01 | 15.14 |
| 15 | 41 | 2.14 | 13.3 |
| | | | 14.35 |

| 3S-5 | ρd | error (%) | Nd |
|---|---|---|---|
| | 622350 | 1.32 | 8164 |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths |
| 6 | 12 | 1.94 | 12.57 |
| 8 | 11 | 1.85 | 14.16 |
| 8 | 29 | 1.59 | 13.36 |
| 7 | 11 | 2.1 | 14.23 |
| 9 | 22 | 1.9 | 15.14 |
| 4 | 11 | 1.99 | 12.1 |
| 6 | 14 | 1.83 | 13.58 |
| 18 | 42 | 2.39 | 13.71 |
| 8 | 34 | 1.86 | 14.57 |
| 9 | 13 | 1.99 | 13.76 |
| 9 | 21 | 1.74 | 13.39 |
| 8 | 22 | 1.95 | 10.92 |
| 15 | 33 | 2.14 | 13.01 |
| 5 | 31 | 1.75 | 14.14 |
| 8 | 22 | 1.56 | 13.98 |
| 17 | 53 | 1.72 | 12.5 |
| 6 | 9 | 1.59 | 11.96 |
| 10 | 23 | 1.76 | 12.91 |
| 24 | 40 | 2.28 | 13.55 |
| 14 | 31 | 1.77 | 13.62 |
| 9 | 22 | 1.94 | 15.16 |
| 11 | 30 | 2.16 | 11.55 |
| 14 | 31 | 1.68 | 13.71 |
| 6 | 12 | 2.32 | 14.59 |
| 10 | 22 | 1.71 | 14.81 |
| 11 | 31 | 1.74 | 10.49 |
| 5 | 14 | 1.75 | 13.22 |
| 15 | 46 | 1.85 | |
| 5 | 10 | 2.05 | |
| 14 | 35 | 1.95 | |
| 8 | 31 | 1.73 | |

| 3S-6 | ρd | error (%) | Nd | |
|---|---|---|---|---|
| | 676500 | 1.22 | 8283 | |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths | |
| 32 | 65 | 2.42 | 14.4 | 13.81 |
| 24 | 74 | 1.93 | 13.3 | 14.01 |
| 39 | 88 | 2.12 | 14.72 | 13.67 |
| 32 | 80 | 1.98 | 13.23 | 13.43 |
| 17 | 58 | 1.71 | 13.78 | 14.11 |
| 33 | 80 | 2.08 | 10.49 | 13.67 |
| 17 | 67 | 1.95 | 14.26 | 12.98 |
| 50 | 109 | 1.93 | 14.65 | 14.41 |
| 29 | 71 | 2.13 | 14 | 14.43 |
| 41 | 91 | 2.21 | 13.99 | 12.97 |
| 44 | 80 | 2.54 | 13.94 | 13.1 |
| 41 | 76 | 2.94 | 14.53 | 13.76 |
| 31 | 80 | 2.58 | 12.24 | 14.47 |
| 34 | 85 | 2.28 | 11.46 | 13.73 |
| 30 | 41 | 2.13 | 12.21 | |
| 28 | 75 | 2.38 | 13.96 | |
| 48 | 108 | 2.15 | 14.14 | |
| 35 | 81 | 1.77 | 13.94 | |
| 28 | 69 | 2.13 | 13.52 | |
| 44 | 78 | 2.26 | 13.79 | |

Table 3 : (continued)

| 3S-7 | ρd | error (%) | Nd |
|---|---|---|---|
| | 616900 | 1.4 | 8164 |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths |
| 6 | 14 | 2.94 | 16.22 |
| 8 | 17 | 1.96 | 13.82 |
| 6 | 10 | 1.64 | 13.25 |
| 6 | 10 | 1.45 | 13.44 |
| 3 | 8 | 2.63 | 13.34 |
| 16 | 28 | 1.78 | 15.52 |
| 6 | 15 | 1.72 | 14.03 |
| 5 | 13 | 1.78 | 11.32 |
| 9 | 19 | 2.01 | 14.08 |
| 8 | 13 | 1.84 | 14.78 |
| 10 | 28 | 1.82 | 13.25 |
| 6 | 20 | 1.92 | 13.69 |
| 10 | 19 | 1.64 | 13.22 |
| 8 | 20 | 1.87 | 14.19 |
| 3 | 15 | 1.86 | 14.24 |
| 14 | 23 | 1.57 | 13.03 |
| 6 | 22 | 1.67 | |
| 7 | 13 | 2.08 | |
| 14 | 21 | 1.89 | |
| 16 | 23 | 2.16 | |
| 14 | 28 | 1.84 | |
| 6 | 11 | 1.71 | |
| 3 | 12 | 1.84 | |
| 8 | 10 | 1.97 | |
| 9 | 11 | 1.86 | |
| 14 | 40 | 2.08 | |
| 3 | 10 | 1.85 | |

| Lac-1 | | ρd | | error (%) | | Nd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 638700 | | 1.17 | | 8164 |
| Ns | | Ni | | Dpar | | Lengths |
| 9 | 15 | 25 | 22 | 1.51 | 1.44 | 13.9 |
| 10 | 19 | 23 | 28 | 1.56 | 1.41 | 13.62 |
| 17 | 12 | 20 | 15 | 1.8 | 1.38 | 10.76 |
| 11 | 9 | 30 | 20 | 1.81 | 1.81 | 13.68 |
| 12 | 26 | 13 | 53 | 1.63 | 1.67 | 13.44 |
| 12 | 4 | 19 | 8 | 1.55 | 1.4 | 13.83 |
| 16 | 16 | 31 | 26 | 1.44 | 1.84 | 13.25 |
| 9 | 11 | 15 | 33 | 1.67 | 1.5 | 12.98 |
| 15 | 10 | 36 | 22 | 1.54 | 1.23 | 13.24 |
| 10 | 17 | 15 | 36 | 1.71 | 1.67 | 16.01 |
| 5 | 6 | 13 | 17 | 1.59 | 1.51 | 12.15 |
| 16 | 10 | 36 | 20 | 1.76 | 1.72 | 14.24 |
| 10 | 9 | 26 | 25 | 1.68 | 1.56 | 14.64 |
| 8 | 17 | 28 | 27 | 1.8 | 1.23 | 13.94 |
| 12 | 20 | 15 | 38 | 1.52 | 1.62 | 14.51 |
| 13 | 12 | 16 | 35 | 1.55 | 1.51 | 11.91 |
| 15 | 13 | 23 | 28 | 1.66 | 1.68 | |
| 8 | 23 | 26 | 45 | 1.69 | 1.35 | |
| 16 | 10 | 23 | 28 | 1.59 | 1.48 | |
| 8 | 21 | 16 | 45 | 1.69 | 1.28 | |
| 8 | 7 | 16 | 13 | 1.72 | 1.5 | |
| 12 | 6 | 50 | 20 | 1.66 | 1.66 | |
| 5 | 9 | 11 | 26 | 1.55 | 1.45 | |
| 8 | 8 | 12 | 26 | 1.69 | 1.33 | |
| 8 | 7 | 17 | 10 | 1.47 | 1.43 | |
| 17 | 9 | 41 | 14 | 1.5 | 1.49 | |
| 11 | 15 | 14 | 34 | 1.49 | 1.52 | |
| 12 | 7 | 21 | 22 | 1.41 | 1.55 | |

| Lac-2 | ρd | error (%) | Nd | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 686750 | 1.13 | 8283 | | | | |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths | | | | |
| 25 | 60 | 1.91 | 13.6 | 13.18 | 13.51 | 11.91 | 14.38 |
| 24 | 42 | 2.53 | 13.33 | 13.79 | 14.48 | 13.15 | 14.39 |
| 22 | 47 | 2.51 | 14.29 | 13.41 | 13.94 | 12.66 | 15.22 |
| 21 | 57 | 2.27 | 13.76 | 13.87 | 13.68 | 14.68 | 13.31 |
| 26 | 42 | 2.21 | 14.51 | 13.51 | 13.43 | 13.12 | 13.31 |
| 26 | 66 | 2.18 | 12.15 | 12.35 | 11.94 | 12.72 | 14.97 |
| 26 | 67 | 2.16 | 14.34 | 13.37 | 14.42 | 13.95 | 14.65 |
| 35 | 99 | 2.23 | 15.71 | 14.35 | 11.53 | 11.52 | 12.77 |
| 12 | 68 | 2.06 | 12.04 | 13.3 | 11.07 | 13.91 | 13.52 |
| 11 | 24 | 1.45 | 13.77 | 14.81 | 11.77 | 12.92 | 13.2 |
| 25 | 51 | 1.71 | 12.14 | 15.77 | 14.78 | 16.37 | 13.23 |
| 27 | 49 | 2.26 | 13.62 | 14.71 | 13.91 | 13.83 | 14.77 |
| 15 | 45 | 1.92 | 13.72 | 12.26 | 13.2 | 12.52 | 14.56 |
| 27 | 45 | 2.07 | 11.92 | 14.57 | 14.95 | 16.34 | 12.81 |
| 26 | 87 | 2.13 | 14.03 | 12.58 | 13.71 | 14.3 | 12.77 |
| 18 | 94 | 1.91 | 12.21 | 13.78 | 13.68 | 13.36 | 14.11 |
| 34 | 88 | 2.6 | 14.91 | 13.72 | 13.83 | 14.4 | 13.64 |
| 24 | 81 | 2.19 | 15.42 | 13.9 | 13.84 | 12.57 | 13.06 |
| 10 | 15 | 2.12 | 10.9 | 13.82 | 14.02 | 14.47 | 13.67 |
| 27 | 55 | 2.37 | 13.8 | 12.54 | 14.3 | 12.85 | 11.65 |
| 27 | 77 | 2.04 | 13.63 | 13.95 | 14.31 | 11.82 | 15.32 |
| 25 | 63 | 2.22 | 12 | 13.6 | 15.11 | 13.6 | 12.93 |
| 33 | 87 | 2.38 | 12.41 | 11.39 | 12.24 | 13.55 | 13.99 |
| 21 | 49 | 2.28 | 12.77 | 10.8 | 13.45 | 13.11 | 13.89 |
| 26 | 61 | 2.38 | 13.29 | 13.15 | 14.56 | 14.45 | 13.72 |
| 23 | 73 | 1.95 | 15.04 | 15.73 | 13.07 | 13.46 | 13.71 |
| 29 | 58 | 2.3 | 12.57 | 12.38 | 13.75 | 11.05 | 10.88 |
| 18 | 33 | 1.84 | 15.52 | 13.68 | 14.9 | 13.74 | 13.26 |
| 28 | 75 | 2.34 | 14.06 | 11.8 | 12.74 | 13.53 | 14.72 |
| 23 | 61 | 2.22 | 15.83 | 13.14 | 13.39 | 14.33 | 16.1 |
| 27 | 69 | 2.55 | 12.87 | 11.75 | 14.69 | 12.24 | 12.73 |
| | | | 12.92 | 13.64 | 14.34 | 9.88 | |

Tablel 3 : (continued)

| Foi-1 | ρd | error (%) | Nd | |
|---|---|---|---|---|
| | 691834 | 1.11 | 8283 | |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths | |
| 16 | 16 | 1.8 | 12.15 | 13.11 |
| 22 | 27 | 1.66 | 11.97 | 13.6 |
| 25 | 43 | 1.74 | 13.43 | 13.17 |
| 10 | 13 | 1.43 | 14.78 | 13.74 |
| 10 | 15 | 1.44 | 12.99 | 14.38 |
| 11 | 20 | 1.4 | 13.9 | 14.2 |
| 11 | 15 | 1.87 | 12.52 | 11.8 |
| 23 | 33 | 1.67 | 11.42 | 12.71 |
| 21 | 38 | 1.64 | 9.22 | 10.65 |
| 24 | 26 | 1.48 | 15.39 | 13.66 |
| 34 | 40 | 1.61 | 14.53 | 11.82 |
| 26 | 37 | 1.47 | 11.18 | 14.08 |
| 45 | 40 | 1.85 | 13.61 | 14.31 |
| 13 | 20 | 1.47 | 13.25 | 16.27 |
| 7 | 16 | 1.6 | 13.1 | 14.4 |
| 14 | 23 | 1.77 | 10.66 | 13.02 |
| 23 | 33 | 1.52 | 10.91 | 12.61 |
| 17 | 15 | 1.6 | 11.6 | 11.77 |
| 35 | 44 | 1.72 | 15.22 | 14.45 |
| 21 | 32 | 1.56 | 13.65 | 9.95 |
| 12 | 18 | 1.74 | 15.88 | 13.22 |
| 14 | 13 | 1.64 | 13.81 | 14.49 |
| 22 | 28 | 1.68 | 13.09 | 13.75 |
| 18 | 21 | 1.68 | 11.48 | |
| 30 | 32 | 1.53 | 13.81 | |
| 21 | 23 | 1.64 | 14 | |
| 12 | 21 | 1.74 | 8.7 | |
| 22 | 30 | 1.73 | 12.92 | |
| 12 | 16 | 1.71 | 13.65 | |

| Erc-1 | ρd | error (%) | Nd | |
|---|---|---|---|---|
| | 681584 | 1.16 | 8283 | |
| Ns | Ni | Dpar | Lengths | |
| 33 | 105 | 2.36 | 13.39 | 13.01 |
| 18 | 40 | 2.54 | 12.51 | 15.22 |
| 18 | 73 | 2.31 | 13.97 | 13.8 |
| 21 | 73 | 2.27 | 14.22 | 13.1 |
| 30 | 86 | 2.24 | 15.57 | 14.51 |
| 49 | 91 | 2.54 | 13.51 | 14.18 |
| 9 | 28 | 2.3 | 12.87 | 13.4 |
| 13 | 27 | 2.11 | 13.58 | 14.14 |
| 36 | 111 | 1.89 | 14.72 | 15.11 |
| 36 | 91 | 2.37 | 13.49 | 14.94 |
| 43 | 129 | 2.53 | 10.75 | 14.2 |
| 39 | 91 | 2.42 | 14.24 | 14.02 |
| 62 | 141 | 1.96 | 12.1 | 15 |
| 9 | 20 | 2.13 | 14.33 | 14.53 |
| 30 | 82 | 2.5 | 15.34 | 13.93 |
| 47 | 91 | 2.57 | 11.23 | 13.65 |
| 41 | 89 | 2.84 | 14.13 | 13.09 |
| 51 | 104 | 2.22 | 14.7 | 13.95 |
| 25 | 51 | 2.66 | 13.3 | 14.9 |
| 11 | 17 | 2.14 | 12.85 | 15.65 |
| | | | 12.92 | 14.49 |

Table 4 : Analytical results for AFT analyses performed on Ariège massifs.

| Sample | Lat (°N) | Long (°E) | Alt (m) | Nb compted grain | Age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 3S-1 | 42°49'49.88" | 1°26'24.48" | 2199 | 9 | 153 | 18 |
| 3S-2 | 42°49'37.95" | 1°26'24.32" | 2068 | 19 | 105.9 | 7.9 |
| 3S-3 | 42°49'24.71" | 1°26'27.59" | 1915 | 27 | 108.5 | 7.4 |
| 3S-4 | 42°49'14.16" | 1°26'19.64" | 1772 | 32 | 100.8 | 5.7 |
| 3S-5 | 42°49'4.63" | 1°26'8.84" | 1700 | 38 | 104.5 | 5.7 |
| Erc-1 | 42°51'37.53" | 1°14'50.05" | 552 | 12 | 169 | 19 |
| Lac-1 | 42°56'3.10" | 1°10'36.54" | 451 | 27 | 155.6 | 10 |
| Lac-2 | 42°54'28.08" | 1°12'49.37" | 493 | 8 | 135 | 14 |
| Foi-1 | 42°57'52.71" | 1°31'58.12" | 488 | 7 | 168 | 29 |
| Bou-1 | 42°54'27.06" | 1°23'43.92" | 981 | 26 | 90 | 5.9 |
| Cmd-1 | 43°5'8.11" | 1°16'45.04" | 589 | 24 | P1 : 218 | 24 |

Table 5 : Detailed paramters for ZFT age calculation.

| 3S-1 | ρd 234700 | error (%) 1.14 | Nd 9392 |
|---|---|---|---|
| Ns | Ni | | |
| 66 | 14 | | |
| 102 | 9 | | |
| 80 | 7 | | |
| 67 | 8 | | |
| 67 | 7 | | |
| 71 | 11 | | |
| 108 | 7 | | |
| 110 | 10 | | |
| 75 | 7 | | |

| Foi-1 | ρd 234100 | error (%) 1.11 | Nd 9392 |
|---|---|---|---|
| Ns | Ni | | |
| 77 | 8 | | |
| 50 | 7 | | |
| 36 | 3 | | |
| 68 | 5 | | |
| 40 | 4 | | |
| 37 | 4 | | |
| 72 | 6 | | |

| 3S-2 | ρd 218032 | error (%) 1.38 | Nd 8016 |
|---|---|---|---|
| Ns | Ni | | |
| 39 | 7 | | |
| 60 | 8 | | |
| 148 | 13 | | |
| 35 | 5 | | |
| 102 | 16 | | |
| 69 | 9 | | |
| 98 | 14 | | |
| 76 | 6 | | |
| 117 | 20 | | |
| 58 | 8 | | |
| 62 | 4 | | |
| 51 | 6 | | |
| 111 | 16 | | |
| 69 | 11 | | |
| 62 | 10 | | |
| 96 | 16 | | |
| 54 | 11 | | |
| 65 | 11 | | |
| 52 | 15 | | |

| 3S-3 | ρd 234900 | error (%) 1.16 | Nd 9392 |
|---|---|---|---|
| Ns | Ni | | |
| 59 | 10 | | |
| 40 | 6 | | |
| 65 | 7 | | |
| 107 | 10 | | |
| 73 | 8 | | |
| 49 | 13 | | |
| 87 | 12 | | |
| 51 | 9 | | |
| 61 | 12 | | |
| 74 | 11 | | |
| 71 | 17 | | |
| 56 | 7 | | |
| 99 | 13 | | |
| 33 | 4 | | |
| 37 | 5 | | |
| 122 | 11 | | |
| 80 | 11 | | |
| 77 | 19 | | |
| 75 | 16 | | |
| 60 | 7 | | |
| 60 | 9 | | |
| 98 | 12 | | |
| 32 | 6 | | |
| 34 | 6 | | |
| 81 | 10 | | |
| 37 | 4 | | |
| 41 | 12 | | |

Table 5 : (continued)

| 3S-4 | ρd | error (%) | Nd |
|---|---|---|---|
| | 217776 | 1.43 | 8016 |
| Ns | Ni | | |
| 88 | 10 | | |
| 85 | 9 | | |
| 92 | 8 | | |
| 89 | 13 | | |
| 60 | 7 | | |
| 98 | 16 | | |
| 83 | 12 | | |
| 110 | 15 | | |
| 82 | 15 | | |
| 81 | 11 | | |
| 132 | 16 | | |
| 27 | 4 | | |
| 72 | 20 | | |
| 73 | 13 | | |
| 77 | 16 | | |
| 73 | 11 | | |
| 87 | 12 | | |
| 71 | 11 | | |
| 93 | 13 | | |
| 57 | 7 | | |
| 93 | 16 | | |
| 70 | 10 | | |
| 36 | 8 | | |
| 56 | 11 | | |
| 75 | 7 | | |
| 55 | 8 | | |
| 52 | 12 | | |
| 67 | 8 | | |
| 52 | 6 | | |
| 59 | 14 | | |
| 77 | 11 | | |
| 68 | 13 | | |

| 3S-5 | ρd | error (%) | Nd |
|---|---|---|---|
| | 217520 | 1.48 | 8016 |
| Ns | Ni | Ns | Ni |
| 75 | 7 | 60 | 10 |
| 48 | 4 | 72 | 15 |
| 67 | 13 | 47 | 5 |
| 88 | 16 | 58 | 11 |
| 64 | 9 | 97 | 16 |
| 124 | 16 | 68 | 10 |
| 80 | 9 | | |
| 103 | 13 | | |
| 83 | 17 | | |
| 22 | 8 | | |
| 112 | 18 | | |
| 44 | 12 | | |
| 63 | 6 | | |
| 56 | 11 | | |
| 74 | 8 | | |
| 73 | 10 | | |
| 70 | 12 | | |
| 53 | 7 | | |
| 58 | 10 | | |
| 138 | 13 | | |
| 40 | 6 | | |
| 73 | 8 | | |
| 77 | 9 | | |
| 63 | 10 | | |
| 71 | 6 | | |
| 83 | 12 | | |
| 58 | 7 | | |
| 98 | 10 | | |
| 59 | 11 | | |
| 55 | 6 | | |
| 49 | 10 | | |
| 44 | 9 | | |

| Lac-1 | ρd | error (%) | Nd |
|---|---|---|---|
| | 218552 | 1.3 | 8016 |
| Ns | Ni | | |
| 79 | 6 | | |
| 199 | 17 | | |
| 54 | 7 | | |
| 179 | 13 | | |
| 98 | 10 | | |
| 100 | 7 | | |
| 76 | 5 | | |
| 71 | 7 | | |
| 100 | 10 | | |
| 146 | 13 | | |
| 132 | 16 | | |
| 121 | 10 | | |
| 115 | 9 | | |
| 89 | 12 | | |
| 130 | 9 | | |
| 71 | 7 | | |
| 79 | 9 | | |
| 81 | 8 | | |
| 82 | 7 | | |
| 78 | 11 | | |
| 59 | 7 | | |
| 104 | 9 | | |
| 98 | 12 | | |
| 72 | 10 | | |
| 78 | 8 | | |
| 136 | 19 | | |
| 88 | 9 | | |

Table 5 : (continued)

| Cmd-1 | ρd 233300 | error (%) 1.07 | Nd 9392 |
|---|---|---|---|
| Ns | Ni | | |
| 42 | 3 | | |
| 53 | 4 | | |
| 59 | 4 | | |
| 96 | 6 | | |
| 50 | 4 | | |
| 143 | 6 | | |
| 32 | 4 | | |
| 84 | 3 | | |
| 31 | 3 | | |
| 51 | 7 | | |
| 32 | 5 | | |
| 68 | 4 | | |
| 72 | 5 | | |
| 55 | 5 | | |
| 43 | 3 | | |
| 21 | 3 | | |
| 87 | 5 | | |
| 35 | 3 | | |
| 74 | 6 | | |
| 34 | 3 | | |
| 70 | 4 | | |
| 42 | 3 | | |
| 60 | 4 | | |
| 35 | 5 | | |

| Erc-1 | ρd 235800 | error (%) 1.21 | Nd 9392 |
|---|---|---|---|
| Ns | Ni | | |
| 88 | 8 | | |
| 58 | 10 | | |
| 68 | 5 | | |
| 57 | 6 | | |
| 68 | 6 | | |
| 73 | 9 | | |
| 75 | 8 | | |
| 88 | 6 | | |
| 64 | 6 | | |
| 70 | 5 | | |
| 89 | 10 | | |
| 66 | 6 | | |

| Lac-2 | ρd 233800 | error (%) 1.1 | Nd 9392 |
|---|---|---|---|
| Ns | Ni | | |
| 85 | 9 | | |
| 25 | 2 | | |
| 125 | 16 | | |
| 63 | 10 | | |
| 192 | 28 | | |
| 152 | 14 | | |
| 154 | 18 | | |
| 43 | 5 | | |

| Bou-1 | ρd 218288 | error (%) 1.34 | Nd 8016 |
|---|---|---|---|
| Ns | Ni | | |
| 59 | 8 | | |
| 53 | 7 | | |
| 75 | 7 | | |
| 53 | 7 | | |
| 52 | 12 | | |
| 112 | 13 | | |
| 69 | 13 | | |
| 71 | 11 | | |
| 50 | 11 | | |
| 67 | 16 | | |
| 35 | 13 | | |
| 47 | 4 | | |
| 71 | 16 | | |
| 61 | 8 | | |
| 66 | 7 | | |
| 71 | 11 | | |
| 42 | 7 | | |
| 53 | 15 | | |
| 55 | 12 | | |
| 44 | 5 | | |
| 120 | 20 | | |
| 41 | 8 | | |
| 41 | 4 | | |
| 95 | 20 | | |
| 37 | 10 | | |
| 65 | 9 | | |

Table 6 : Analytical results for AHe analyses performed on Ariège massifs.

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | W (µm) | L (µm) | H (µm) | [$^{4}$He] (ncc/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3S-1 | A | 9 | 137,5 | 125 | 262,5 | 1,54E-06 | 27,0 | 32,5 | 42,5 | 34,8 | 0,82 | 34,0 | 41,3 | 3,3 |
| | B | 6 | 125 | 125 | 212,5 | 2,19E-06 | 35,5 | 36,9 | 53,0 | 44,3 | 0,81 | 38,0 | 47,0 | 3,8 |
| | D | 6 | 125 | 125 | 262,5 | 1,26E-06 | 20,6 | 28,2 | 41,7 | 27,3 | 0,83 | 35,3 | 42,4 | 3,4 |
| | C | 9 | 125 | 162,5 | 137,5 | 1,23E-06 | 21,0 | 28,9 | 35,1 | 28,0 | 0,83 | 33,8 | 40,9 | 3,3 |
| 3S-2 | A | 5 | 125 | 125 | 150 | 1,34E-06 | 31,5 | 35,7 | 40,2 | 40,1 | 0,83 | 25,7 | 31,1 | 2,5 |
| | B | 5 | 125 | 112,5 | 225 | 2,71E-06 | 64,2 | 59,9 | 56,3 | 78,5 | 0,78 | 26,6 | 34,2 | 2,7 |
| | C | 8 | 162,5 | 150 | 187,5 | 2,25E-06 | 46,9 | 45,7 | 41,7 | 57,9 | 0,84 | 30,0 | 35,7 | 2,9 |
| | D | 10 | 137,5 | 150 | 300 | 2,54E-06 | 56,2 | 52,2 | 49,1 | 68,7 | 0,81 | 28,5 | 35,1 | 2,8 |
| 3S-3 | A | 20 | 187,5 | 187,5 | 250 | 8,55E-07 | 15,4 | 19,7 | 25,0 | 20,1 | 0,88 | 32,7 | 37,0 | 3,0 |
| | B | 16 | 175 | 150 | 250 | 1,32E-06 | 22,7 | 17,5 | 22,9 | 26,9 | 0,87 | 37,6 | 43,2 | 3,5 |
| | C | 2 | 87,5 | 100 | 187,5 | 3,08E-06 | 61,3 | 58,2 | 54,3 | 75,3 | 0,71 | 31,5 | 44,3 | 3,5 |
| | D | 3 | 112,5 | 112,5 | 162,5 | 1,66E-06 | 36,8 | 36,7 | 38,8 | 45,6 | 0,74 | 28,0 | 38,0 | 3,0 |
| | E | 6 | 125 | 137,5 | 187,5 | 1,12E-06 | 23,5 | 27,9 | 38,5 | 30,2 | 0,81 | 29,1 | 35,4 | 2,8 |
| 3S-4 | A | 4 | 100 | 112,5 | 187,5 | 1,47E-06 | 32,2 | 28,7 | 16,2 | 39,1 | 0,77 | 11,9 | 37,8 | 3,0 |
| | C | 3 | 100 | 87,5 | 162,5 | 4,65E-07 | 23,8 | 26,7 | 15,3 | 30,2 | 0,78 | 28,5 | 15,3 | 1,2 |
| 3S-5 | A | 3 | 100 | 87,5 | 162,5 | 1,14E-06 | 29,5 | 19,7 | 16,7 | 34,2 | 0,75 | 25,6 | 34,0 | 2,7 |
| | B | 4 | 100 | 100 | 187,5 | 1,08E-06 | 26,0 | 23,6 | 29,6 | 31,7 | 0,79 | 26,2 | 33,4 | 2,7 |
| | C | 3 | 100 | 100 | 162,5 | 2,10E-06 | 55,8 | 28,4 | 31,8 | 62,7 | 0,76 | 25,8 | 33,9 | 2,7 |
| | D | 2 | 87,5 | 100 | 150 | 1,43E-06 | 37,3 | 35,5 | 35,7 | 45,9 | 0,73 | 24,0 | 32,7 | 2,6 |

Table 6 : (continued)

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | W (µm) | L (µm) | H (µm) | [$^{4}$He] (ncc/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3S-6 | A | 37 | 225 | 250 | 300 | 4,92E-06 | 87,4 | 2,6 | 28,9 | 88,0 | 0,90 | 43,0 | 47,6 | 3,8 |
| | B | 57 | 300 | 250 | 312,5 | 5,38E-06 | 79,9 | 2,5 | 21,1 | 80,5 | 0,92 | 51,5 | 55,8 | 4,5 |
| | C | 57 | 287,5 | 312,5 | 287,5 | 3,87E-06 | 64,6 | 5,1 | 18,7 | 65,8 | 0,93 | 45,3 | 49,0 | 3,9 |
| | D | 33 | 225 | 237,5 | 275 | 1,29E-06 | 0,8 | 116,5 | 15,1 | 28,8 | 0,90 | 35,1 | 38,8 | 3,1 |
| 3S-7 | A | 15 | 162,5 | 187,5 | 237,5 | 1,03E-06 | 20,4 | 18,0 | 23,9 | 24,8 | 0,87 | 32,1 | 36,9 | 3,0 |
| | B | 6 | 125 | 112,5 | 187,5 | 1,17E-06 | 22,8 | 27,3 | 26,2 | 29,4 | 0,82 | 30,7 | 37,4 | 3,0 |
| | C | 6 | 112,5 | 112,5 | 212,5 | 7,70E-07 | 19,1 | 12,8 | 15,6 | 22,2 | 0,81 | 26,7 | 33,0 | 2,6 |
| | D | 6 | 137,5 | 137,5 | 175 | 1,96E-06 | 39,2 | 38,4 | 47,3 | 48,4 | 0,82 | 31,2 | 38,1 | 3,1 |
| Erc-1 | A | 6 | 125 | 125 | 162,5 | 4,78E-06 | 98,5 | 11,9 | 36,6 | 101,4 | 0,83 | 36,3 | 43,9 | 3,5 |
| Lac-1 | A | 5 | 112,5 | 100 | 200 | 2,81E-06 | 59,9 | 60,8 | 80,4 | 74,5 | 0,79 | 28,9 | 36,5 | 2,9 |
| | B | 9 | 162,5 | 150 | 162,5 | 6,63E-07 | 11,0 | 19,0 | 43,7 | 15,5 | 0,86 | 32,3 | 37,6 | 3,0 |
| | C | 12 | 150 | 137,5 | 262,5 | 1,05E-06 | 17,3 | 31,9 | 47,4 | 24,9 | 0,85 | 32,1 | 37,9 | 3,0 |
| Lac-2 | A | 34 | 237,5 | 312,5 | 312,5 | 3,90E-06 | 89,6 | 2,9 | 20,0 | 90,3 | 0,90 | 33,3 | 37,2 | 3,0 |
| | B | 32 | 262,5 | 275 | 200 | 2,02E-06 | 60,3 | 5,2 | 15,2 | 61,5 | 0,92 | 25,4 | 27,7 | 2,2 |
| | D | 30 | 225 | 225 | 325 | 3,29E-06 | 76,0 | 7,4 | 20,4 | 77,8 | 0,89 | 32,6 | 36,7 | 2,9 |
| Foi-1 | A | 13 | 150 | 162,5 | 237,5 | 1,63E-06 | 35,5 | 33,6 | 41,8 | 43,5 | 0,83 | 28,8 | 34,5 | 2,8 |
| | B | 6 | 162,5 | 187,5 | 150 | 3,36E-06 | 45,8 | 62,1 | 71,3 | 60,7 | 0,83 | 42,5 | 50,9 | 4,1 |
| | C | 26 | 212,5 | 212,5 | 250 | 1,58E-06 | 17,1 | 30,9 | 34,6 | 24,5 | 0,90 | 49,3 | 55,0 | 4,4 |

Table 7 : Analytical results for ZHe analyses performed on Ariège massifs.

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | Rs (µm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3S-1 | D | 9 | 61,9 | 1,55E-07 | 322,9 | 104,8 | 1,2 | 348,1 | 0,82 | 82,8 | 101,4 | 6,1 |
| | E | 10 | 66,5 | 9,17E-07 | 1107,9 | 81,1 | 8,0 | 1127,3 | 0,83 | 151,0 | 181,8 | 10,9 |
| | F | 12 | 71,4 | 3,05E-07 | 863,6 | 69,5 | 7,4 | 880,3 | 0,84 | 64,4 | 76,5 | 4,6 |
| 3S-2 | D | 20 | 65,2 | 1,68E-07 | 412,6 | 115,1 | 7,9 | 440,2 | 0,83 | 71,0 | 86,0 | 5,2 |
| | E | 6 | 53,9 | 2,03E-07 | 723,6 | 82,6 | 1,0 | 743,4 | 0,79 | 50,6 | 63,9 | 3,8 |
| | F | 37 | 100,1 | 1,93E-07 | 741,4 | 50,9 | 2,5 | 753,6 | 0,89 | 47,5 | 53,7 | 3,2 |
| 3S-3 | D | 26 | 92,5 | 1,64E-07 | 345,3 | 86,2 | 4,8 | 366,0 | 0,88 | 83,5 | 95,3 | 5,7 |
| | E | 9 | 66,2 | 2,60E-07 | 868,5 | 103,7 | 7,2 | 893,4 | 0,83 | 54,1 | 65,2 | 3,9 |
| | F | 14 | 69,7 | 1,98E-07 | 557,7 | 157,7 | 0,8 | 595,6 | 0,84 | 61,7 | 73,7 | 4,4 |
| 3S-4 | D | 43 | 102,1 | 1,02E-07 | 354,9 | 55,4 | 2,4 | 368,2 | 0,89 | 51,5 | 58,0 | 3,5 |
| | E | 31 | 102,5 | 9,54E-08 | 335,0 | 48,7 | 5,1 | 346,7 | 0,89 | 51,1 | 57,6 | 3,5 |
| | F | 18 | 73,2 | 8,34E-08 | 272,6 | 79,4 | 3,5 | 291,6 | 0,84 | 53,1 | 63,0 | 3,8 |
| 3S-5 | D | 19 | 86,7 | 8,31E-08 | 244,8 | 68,4 | 4,3 | 261,2 | 0,87 | 59,1 | 68,1 | 4,1 |
| | E | 27 | 88,6 | 1,29E-07 | 361,7 | 127,0 | 1,7 | 392,1 | 0,87 | 61,3 | 70,4 | 4,2 |
| | F | 36 | 102,1 | 8,46E-08 | 249,0 | 68,9 | 3,1 | 265,5 | 0,89 | 59,2 | 66,7 | 4,0 |
| Erc-1 | D | 5 | 53,7 | 1,03E-07 | 496,0 | 135,6 | 26,9 | 528,6 | 0,79 | 36,3 | 45,9 | 2,8 |
| | E | 18 | 81,6 | 3,34E-07 | 3003,5 | 154,4 | 39,7 | 3040,6 | 0,86 | 20,4 | 23,7 | 1,4 |
| Lac-1 | D | 15 | 76,1 | 1,00E-07 | 387,5 | 101,6 | 7,5 | 411,9 | 0,85 | 45,3 | 53,3 | 3,2 |
| | E | 27 | 95,1 | 1,12E-07 | 476,6 | 142,1 | 6,2 | 510,7 | 0,88 | 40,8 | 46,4 | 2,8 |
| | F | 16 | 77,1 | 8,34E-08 | 213,0 | 65,0 | 1,8 | 228,6 | 0,85 | 67,8 | 79,6 | 4,8 |
| Lac-2 | D | 11 | 65,7 | 5,75E-07 | 890,4 | 211,0 | 15,9 | 941,1 | 0,83 | 113,6 | 137,4 | 8,2 |
| | E | 9 | 63,7 | 5,20E-08 | 294,4 | 45,7 | 8,4 | 305,3 | 0,82 | 31,6 | 38,5 | 2,3 |
| | F | 7 | 52,0 | 8,66E-08 | 396,7 | 111,0 | 9,4 | 423,3 | 0,78 | 38,0 | 48,4 | 2,9 |
| Foi-1 | D | 11 | 65,9 | 2,36E-07 | 755,1 | 189,0 | 19,1 | 800,5 | 0,83 | 54,8 | 66,2 | 4,0 |
| | E | 10 | 69,6 | 2,32E-07 | 2489,5 | 128,8 | 19,2 | 2520,4 | 0,84 | 17,1 | 20,4 | 1,2 |
| | F | 21 | 80,2 | 4,57E-07 | 2753,5 | 192,4 | 23,4 | 2799,6 | 0,86 | 30,3 | 35,3 | 2,1 |
| Bou-1 | D | 7 | 62,0 | 8,59E-08 | 346,9 | 38,9 | 3,5 | 356,2 | 0,82 | 44,8 | 54,7 | 3,3 |
| | E | 5 | 54,0 | 3,99E-08 | 216,7 | 57,2 | 3,5 | 230,4 | 0,79 | 32,1 | 40,6 | 2,4 |
| | F | 6 | 55,9 | 1,30E-07 | 395,8 | 129,3 | 8,8 | 426,8 | 0,80 | 56,5 | 70,8 | 4,2 |
| Mas-1 | D | 6 | 58,2 | 4,70E-07 | 3522,2 | 129,6 | 50,9 | 3553,3 | 0,81 | 24,6 | 30,4 | 1,8 |
| | E | 7 | 56,2 | 6,03E-07 | 3796,2 | 161,0 | 10,0 | 3834,9 | 0,80 | 29,2 | 36,4 | 2,2 |
| | F | 4 | 44,1 | 4,73E-07 | 2726,8 | 225,1 | 35,8 | 2780,8 | 0,75 | 31,6 | 41,9 | 2,5 |

Table 8 : Analytical results for ZHe analyses performed on the Cmd-1 detrital sample.

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | Rs (µm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cmd-1 | 3 | 3 | 50,6 | 1,26E-07 | 249,7 | 112,4 | 4,8 | 276,7 | 0,83 | 84,3 | 101,1 | 6,1 |
| | 5 | 1 | 37,2 | 5,28E-07 | 1145,8 | 639,0 | 14,5 | 1299,1 | 0,78 | 75,5 | 97,0 | 5,8 |
| | 11 | 4 | 49,5 | 2,30E-07 | 389,6 | 93,4 | 15,7 | 412,0 | 0,83 | 103,8 | 124,7 | 7,5 |
| | 13 | 2 | 49,6 | 4,35E-07 | 415,8 | 341,9 | 29,0 | 497,9 | 0,83 | 162,6 | 196,7 | 11,8 |
| | 16 | 5 | 47,7 | 2,02E-07 | 308,2 | 120,1 | 16,4 | 337,0 | 0,82 | 111,3 | 134,9 | 8,1 |
| | 17 | 3 | 50,4 | 1,71E-07 | 277,6 | 112,1 | 21,0 | 304,6 | 0,83 | 104,3 | 125,2 | 7,5 |
| | 18 | 58 | 53,6 | 8,42E-09 | 14,1 | 5,3 | 1,1 | 15,4 | 0,85 | 101,8 | 120,3 | 7,2 |
| | 19 | 24 | 52,3 | 4,39E-08 | 62,0 | 25,7 | 1,4 | 68,2 | 0,84 | 119,7 | 142,9 | 8,6 |
| | 21 | 16 | 43,9 | 5,33E-08 | 74,2 | 35,0 | 2,7 | 82,6 | 0,81 | 119,9 | 148,2 | 8,9 |
| | 28 | 13 | 37,5 | 6,94E-08 | 59,1 | 55,7 | 0,4 | 72,4 | 0,77 | 178,2 | 230,8 | 13,8 |
| | 34 | 4 | 47,6 | 4,89E-07 | 724,9 | 170,5 | 7,7 | 765,8 | 0,82 | 118,7 | 144,3 | 8,7 |
| | 36 | 4 | 47,6 | 2,67E-07 | 366,9 | 106,2 | 1,3 | 392,4 | 0,82 | 126,3 | 153,4 | 9,2 |
| | 41 | 25 | 90,9 | 2,60E-07 | 228,8 | 211,4 | 6,4 | 279,6 | 0,92 | 173,2 | 188,8 | 11,3 |
| | 44 | 3 | 38,4 | 2,66E-07 | 298,6 | 107,9 | 10,2 | 324,5 | 0,79 | 152,3 | 193,7 | 11,6 |
| | 51 | 5 | 45,3 | 1,16E-07 | 208,7 | 79,8 | 12,3 | 227,9 | 0,82 | 94,5 | 115,8 | 6,9 |
| | 56 | 5 | 51,3 | 2,96E-07 | 269,0 | 125,7 | 7,3 | 299,1 | 0,84 | 183,7 | 219,6 | 13,2 |
| | 58 | 5 | 42,4 | 1,65E-07 | 172,5 | 92,8 | 4,8 | 194,8 | 0,80 | 157,3 | 195,7 | 11,7 |
| | 63 | 2 | 50,5 | 3,66E-07 | 571,8 | 130,9 | 3,0 | 603,2 | 0,83 | 112,8 | 135,2 | 8,1 |

# Chapitre 6

# Relations sources-bassins au Nord des Pyrénées

This is the first draft of a publication we plan to submit to Basin Research.

# Rift-to collision sediment routing in the Pyrenees: new geochronological constraints from the northern Pyrenees

**Arnaud Vacherat (1,2,3), Frédéric Mouthereau (1,2,*), Raphaël Pik (3), Jean-Louis Paquette (4), Nicolas Loget (1,2), and Bouchaib Tibari (3)**

[1]*Sorbonne Universités. UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France (arnaud.vacherat@upmc.fr)*

[2]*CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France*

[3]*CRPG-CNRS, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France*

[4]*Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524, Université Blaise Pascal-CNRS, 5 rue Kessler F-63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

[*] *Now at Université Toulouse III - Paul-Sabatier, Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse, UMR 5563, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France*

## Abstract

Reconstructing long-term drainage evolution in collisional setting is key to deciphering between the drivers controlling the landscape (climate or tectonics) and time scales of transfer processes at play in foreland or orogens.

Here, we focus on the Pyrenees, a double vergent orogen that developed in response to the inversion of European and Iberian continental margins from Late Cretaceous to Miocene. The northern thrust belt on the retro-wedge side of the orogen is characterized by the inversion of hyper-extended rift basins that have recorded specific cooling histories. These constraints may be used to better understand how these margins have been inverted to form the current Pyrenean landscape. These relationships have been well studied for years in the South Pyrenean Zone but the northern wedge of the belt is largely unprocessed.

In this study, we aimed to evaluate the evolution of sediments routing in the northern basins of the Pyrenees from rift-related Mesozoic to Cenozoic collisional processes. Using compilaton of geochronological data and paleogeographical reconstructions in the Pyrenees and new U/Pb and ZHe analyses, we are able to identify the relative role of local versus regional structure and drainage system in an evolving tectonic context from rift to collision.

This study shows that the sediment routing system of the northern Pyrenees is dominated by the role of extensional structures from 110 Ma to 50 Ma, whereas it appears to be controlled by compressional structures in the south. These results suggest that the characteristic Pyrenean non-cylindrism and segmented patterns regarding exhumation and source-to-sink histories are assumed by rift-related inheritance.

## 1. Introduction

## 2. Geological setting

The Pyrenean orogen results from the inversion and the collision of the Iberian and European continental margins from Late Cretaceous to Early Miocene (Choukroune and ECORS Team, 1989; Munoz, 1992; Beaumont et al., 2000). It consists in an asymmetric doubly verging wedge composed of stacked crustal units, the Axial Zone, delimited by the South and North Pyrenean Zones (Fig. 1A).

The Axial Zone consists of southward-propagating crustal thrust units named from north to south: Lakhora, Gavarnie-Nogueres, Orri and Rialp (Teixell, 1998; Beaumont et al., 2000; Vergès et al., 2002). These units are composed of Paleozoic metasediments intruded by magmatic units, which are affected by an intense Variscan cleavage. The thrusting sequence is relatively well constrained for the Eocene-Oligocene period from low-temperature thermochronology (Yelland, 1990; Morris et al., 1998; Fitzgerlad et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Jolivet et al., 2007; Maurel et al., 2008; Metcalf et al., 2009; Gunnel et al., 2009). The belt developed diachronously, younging from East to West and

from North to South (Fitzgerald et al., 1999; Morris et al., 1998; Whitchurch et al., 2011; Mouthereau et al., 2014).

The South Pyrenean Zone (SPZ) separates the Axial Zone to the north from the Ebro foreland basin to the south. It is a classical thin-skin fold and thrust belt that consists of different basins filled by Mezosoic to Cenozoic sediments, decoupled and thrusted over the Triassic evaporates (Fig. 1B). The Organyà basin belongs in the South-Central Pyrenean Unit and is bordered to the north by the Axial Zone and to the south, by the Boixols Thrust. It is an extensional half-graben inverted since the Late Cretaceous that consists of a ~4.5 km-thick succession of Early Cretaceous marine shelf carbonates and hempelagic marls topped by siliciclastic Albian turbidites and deltaic sandstones (Puigdefabrégas and Souquet, 1986; Filleaudeau et al., 2011). To the South, the Tremp and the Ager subbasins consist in one piggyback basin divided by the Montsec Thrust. It is filled by a thin Triasic to Early Cretaceous shelf carbonates, followed by a thick Late Cretaceous – Eocene carbonates, marls and siliciclastic deposits succession (Nijman, 1998; LopezBlanco et al., 2003; Filleaudeau et al., 2011). The Ainsa basin, to the west, is bordered from west to east by the Boltaña and the Mediano anticlines, and by the Cotiella and Sierra Marginales Thrusts, to the north and to the south respectively. It consists of a thick Early Eocene deep-marine slope deposits succession followed, up to the Late Eocene, by ~5 km-thick of shallow marine to fluvial sediments (Dreyer et al., 1999). The Jaca basin, further to the west developed on top of the Gavarnie Nappe Unit. It is filled by deep marine turbidites from the Early- to the Mid-Eocene, followed by continental (conglomerates, fluvial sandstones, lacustrine carbonates) deposits (Mutti, 1984; Puigdefabrégas and Souquet, 1986; Pickering and Corregidor, 2005; Heard and Pickering, 2008). The Cantabrian basin is located west of the Pampelune structure, to the south of the Basques Massifs (Cinco-Villas, Aldudes, Labourd) and to the east of the Cantabrian Mountains. It is mostly filled by very thick Mesozoic to Cenozoic (up to the Eocene) deep marine siliciclastic flyschs and turbidites, pelagic marls and limestones deposits (Rat, 1988; Vergès and Garcia-Senz, 2001).

The North Pyrenean Zone (NPZ) consists of thick Mesozoic basins bordered by Paleozoic massifs that have been inverted during the Pyrenean convergence and thrusted over the Sub-Pyrenean domain (the southern part of the Aquitanian foreland basin) along the North Pyrenean Frontal Thrust (NPFT) (Fig. 1B). The Mauléon basin is the westernmost basin we focused on. It is limited to the west by the Labourd massif and extends eastward, including the Chaînons Béarnais structure. It is bordered to the south by the Lakhora Thrust and the

North Pyrenean Fault (NPF) to the east, and to the north, by the NPFT. The Arzacq basin is located north of the Mauléon basin in the Sub-Pyrenean domain. It is often interpreted as the continuity of the Mauléon basin, separated by the NPFT. To the east and to the southwest of the Barousse massif and east of Bagnères-de-Bigorre, the Baronnies basin is bordered by the NPFT to the north and the NPF to the south. The Ballongue basin is located southwest of Saint-Girons and is bordered to south by the NPF, to the east by the Castillon massif and to northwest by the Milhas massif. In the Ariège area, four basins are focused. The Aulus basin is caught between the NPF to the south and the Trois-Seigneurs massif to the north. The Oust-Massat basin lies on the northen edge of the Trois-Seigneurs massif and is bordered north by the Arize massif. The Camarade basin correspond to the northen cover of the Arize massif and is limited to the north by the NPFT. The Nalzen basin is located to the east of the Arize massif and is bordered to the south by the Saint-Barthélémy massif and to the north by the NPFT. Finally, further to the east, the Boucheville basin rests on the southern edge of the Agly massif, limited to the south by the NPF. These basins, except for the Upper Cretaceous Oust-Massat basin, are filled by variable amounts of Triasic to Lower Cretaceous, whose thickness and continuity are difficult to establish due to important reactivations and deformations since the Mid-Cretaceous. They behaved as a unique trough during the Albian to Cenomanian, filled by thick deep marine marls and turbidites successions. Since the Late Cretaceous, inversion recorded in the NPZ leads to the erosion and the re-individualization of these basins. Upper Cretaceous deposits have been preserved in the western part of the Mauléon basin and in the Oust-Massat basin as calcareous flyschs, in the Nalzen basin as sandstones, and further to the east in the Corbières area. The Sub-Pyrenean domain, especially the Arzacq basin, and the Aquitanian basin are also filled by shallow marine carbonates and marls during the Paleocene, followed by more continental silicilastic deposits (conglomerates and sandstones) during the Eocene and the Oligocene.

# 3. Overview of sediment routing system in the Pyrenees from geochronological and depositional patterns

## 3.1. U/Pb data

The pre-orogenic basement of the Pyrenean belt recorded a complex succession of tectono-magmatic events since the Archean that is retrieved in sediments by using U/Pb dating on

zircon. The detrital U/Pb dating on zircon approach is efficient to constrain the sediment routing system in orogenic systems, providing clues on the paleogeography of the Pyrenees.

In the following, we summarize the main tectono-magmatic events that affected the crystalline basement of the Pyrenees. The oldest terrains outcropping in the Pyrenees are Ediacaran (~600 Ma) to Early Cambrian (~500 Ma) in age (Canaveilles Group, Jujols Group) (Deloule et al., 2002; Laumonier et al., 2004; Cocherie et al., 2005; Castineiras et al., 2008). They consists of metasediments partly composed of volcanic tuff deposits, linked to the Avalonian and Cadomian volcanic arcs, and emplaced in a back-arc basin in response to the subduction of the Iapetus Ocean below the North Gondwana margin during the Cadomian orogeny (Chantraine et al., 2001; Linnemann et al., 2008, 2011; Fernandez-Suarez et al., 2013).

These metasediments were metamorphosed by magmatic granitic intrusions (~470 Ma) characterized by a calk-alkaline to aluminous magmatism. This thermal event developed during the collision of ribbons of crustal domains in the northern Gondwana margin such as the future Iberian and Aquitanian domains. This is underlined by the occurrence of metamorphosed granitic plutons including the Canigou, Roc de France, Aston, Hospitalet, and Nuria massifs (e.g. Deloule et al., 2002; Cocherie et al., 2005; Castineiras et al., 2008; Denèle et al., 2009, 2014; Martinez et al., 2011) (Fig. 2).

A major thermal event is dated to the Upper Carboniferous and the Early Permian and is associated to the thermal relaxation of the thickened european crust, which is possibly enhanced by the detachment of a cold lithospheric root (Vissers, 1992), and the development of an extensive rift system developed within the northern foreland of the Variscan orogenic belt (Burg et al., 1994; Wilson et al., 2004). This event is highlighted by high temperature – low pressure to barrovian metamorphisms (Laumonier et al., 2010) affecting former granitic plutons and sedimentary terrains, and by the intrusion of numerous granitic plutons in the Axial Zone and in the NPZ, whose ages range between ~295 Ma and ~320 Ma (Respaut and Lancelot, 1983 ; Paquette et al., 1997 ; Guerrot 1998 ; Roberts et al., 2000 ; Maurel et al., 2004 ; Ternet et al., 2004 ; Gleizes et al., 2006 ; Olivier et al., 2008 ; Denèle et al., 2014 ; Pik et al., in prep.) (Fig. 2). This per-aluminous to calk-alkalin magmatism results from the mixing of melts sourced from the mantle and from the fusion of a part of the crust (Gilbert et al., 1994; Michard-Vitrac et al., 1980; Wickham et Taylor, 1985; Vitrac-Michard and Allègre,

1975; Roberts et al., 2000). This type of plutonism seems at odd with the position of the Pyrenean domain in the foreland basin of the Hercynian belt (Delvolvé et al., 1998).

The magmatism is documented by volcanic tuffs in several basins such as the Rhune basin, the Aragon-Béarn basin, the Cadi basin (Barnolas and Chiron, 1996; Lago et al., 2004), and granitic sills, dykes and plutons as the Aya massif dated at 267.1 ± 1.1 Ma (Denèle et al., 2011) and the Pic du Midi d'Ossau massif at 272 ± 5 and 278 ± 5 Ma (Briqueu and Innocent, 1993) (Fig. 2).

A last magmatic episode recorded both in the NPZ and in the SPZ is Late Triassic in age. It corresponds to a widespread ophitic event associated with the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) (Marzoli et al., 1999; Rossi et al., 2003) predating the opening of the Central Atlantic Ocean. This major regional magmatic event is well documented in the detrital zircon record of southern Pyrenees foreland deposits using (U-Th)/He, AFT, and ZFT analyses (Filleaudeau et al., 2011; Whitchurch et al., 2011; Fillon et al., 2013).

### 3.2. Sediments routing system : Bay of Biscay opening and subsequent tectonic inversion in the SPZ

During the Lower Cretaceous, large marine carbonate platforms (Urgonian facies) developed over Iberia and Europe. In the pyrenean realm, they are especially preserved in the western (Cantabrian basin) and in the central SPZ (Organya basin). Extension related to the opening of the Bay of Biscay is recorded from the Barremian to the Cenomanian, when basins developed with rift-related exhumation and heating patterns (Vacherat et al., 2014; Vacherat et al., in prep). This is further indicated by the increase of subsidence (Vergès and Garcia-Senz, 2001; Vacherat et al., in prep; Daudet, 2014). This event is recorded in the detrital low-temperature thermochronology as well (Filleaudeau et al., 2011; Fillon et al., 2013). These basins were filled with siliciclastic deposits. This is recorded in southern Pyrenees in the Organya basin where 3 km thick of hemipelagic marls from the Aptian to the middle Albian are followed by the deposition of the turbidites and the deltaic sandstones on top of the Turbon Formation until the Cenomanian (Vergès and Garcia-Senz, 2001; Filleaudeau et al., 2011). Sources of clastics during the Albo-Cenomanian is debated but it is most likely they orogennated from erosion of the Iberian Meseta and the Cantabrian mountains with the Utrillas Sandstones Formation (Rat, 1964, 1988) or an equivalent from the Ebro block (Filleaudeau et al., 2011) (Fig. 3).

Thrusting initiated during the Campanian with the inversion of the Aptian-Albian Organya basin that was incorporated on top of the Boixols sheet (Bond and McClay, 1995). It results in a switch from an inter-supratidal environment supplied from the Ebro block to the South and from the Gulf of Lyon to the East, to a meandering fluvial environment as red beds sandstones sourced from the north, which are deposited in the Tremp basin (Rosell et al., 2001; Filleaudeau et al., 2011). This change was coeval with the onset of accelerated exhumation of the Gavarnie-Nogueres unit in the Axial Zone, as shown by some detrital AFT, ZFT and zircon (U-Th)/He ages (Metcalf et al., 2009 ; Beamud et al., 2011; Filleaudeau et al., 2011 ; Rahl et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011) (Fig. 4).

In the Cantabrian basin, this period is characterized by the filling of E-W directed trough basins (Orio, Saint-Jean de Luz, Plencia) by marls and calcareous flyschs following the activation of East-West normal faults (Leiza and Bilbao Faults) and the transverse Pamplona fault. The erosion of the Cinco Villas Paleozoic massif, which appears to be a paleohigh at this time, potentially supplies the basin (Rat, 1988; Mathey et al., 1999). Hemipelagic sedimentation marked the transition to the Paleocene (Rat, 1988). Development of carbonate platforms is then generalized in the South Pyrenees (Rasser et al., 2005).

During the Early Eocene (Ilerdian to Cuisian), the carbonate platforms are covered by southward siliciclastic flyschs in the Cantabrian basin and southward prograding deltaic systems as the Roda system in the Central Pyrenees and the Corones system in the eastern Pyrenees. This indicates sediment supply from the North (Puigdefabrégas et al., 1986) (Fig. 5). They are related to the activation of the Upper Pedraforca and Cadi thrust sheets (Puigdefabregas et al., 1986; Burbank et al., 1992) and the Montsec ramp, which is responsible for the individualization of the Tremp-Graus piggyback basin and the formation of the Mediano anticline (Farrell et al., 1987; Poblet et al., 1998). Associated cooling recorded by AFT analyses show the exhumation during Eocene was relatively slow (~0.2 km/Myr) and lasted until the Late Eocene (from 50 Ma to 37 Ma) (Fitzgerald et al., 1999). Exhumation is also supported by detrital low temperature thermochronology (Beamud et al., 2011; Filleaudeau et al., 2011; Whitchurch et al., 2011) that is well correlated with the growth of the Axial Zone topography, uplifted up to an altitude of 2 +- 0.5 km (Huyghe et al., 2012). At this time, the Ebro area became an underfilled marine basin (Vergès et al., 1998) and the SPZ recorded an important regression (Plaziat, 1981).

At Late Ypresian times, the rapid southwestward deposition of the terrigenous turbidites of the Campdevanol Formation in the eastern Pyrenees is linked to a relative fall of the sea level in the northeastern Pyrenees (Puigdefabrégas and Souquet, 1986; Puigdefabrégas et al, 1986). In the western Pyrenees, the deeper trough was filled with the turbidites of the Lower Hecho Group. Paleocurrent directions indicate northwestward sediment transport (Mutti, 1984; Plaziat, 1981).

Since the Lutetian, the development of the Bellmunt and the subsequent Milany deltaic complexes in the Eastern Pyrenees (Puigdefabrégas and Souquet, 1986; Puigdefabrégas et al, 1986), as well as the Corca, and Castissent fluvial sandstones and La Pobla de Segur and Sis conglomerates deposited from ~40 to ~27 Ma (Beamud et al., 2003, 2011) in the Ager and Tremp basins in the Central Pyrenees are observed. They show a westward sediment transport, supplied from the uplifting Axial Zone (Nijman, 1998; Filleaudeau et al., 2011), as the development of the Boltana anticline associated with the individualization of the Ainsa basin is related to the activation of the Sierra Marginales thrust, thought to have played from the Lutetian to Oligocene (Meigs et al., 1996; Farrell et al., 1987). This longitudinal transport is directed to the marine Jaca basin to the west (Fig. 6). The Cantabrian basin recorded the development of westward calciclastic submarine fan complexes (Anotz Formation) linked with the reactivation of the Pamplona Fault (Payros et al., 2006).

As recorded by AFT and AHe thermochronometers, the exhumation accelerated by a factor of ten (~2-4 km/Myr) in the southern Pyrenees during the Late Eocene 37 Ma to 30 Ma (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Fillon and Van der Beek, 2012). Uplift is also thought to have affected the western Pyrenees, closing connections with the Atlantic Ocean and forcing the Ebro basin to become endorheic (Costa et al., 2010). The upper part of the Hecho Group in the northern edge of the Jaca basin is characterized by important conglomeratic lobe systems (Jaca-Fiscal) derived from the north and progressively deflected to the west along the main basin axis (Mutti, 1984). This was concomitant with a progressive sea retreat from the SPZ during the Lower to Middle Priabonian (Plaziat, 1981). These sediments were then covered and recycled into fluvial deposits of the Campodarbe Formation, which was still dominated by paleotransport in the west direction (Turner, 1992), until Lower Oligocene. At this time, the basin is also filled by wave dominated coastal complexes as the Liedena Sandstone Formation supplied from the southeast (Payros et al., 2000).

During Upper Oligocene, the South Pyrenees are uplifted and eroded with the activation of the South Pyrenean Frontal Thrust and the Sierra Exteriores, toward the south, over the Ebro basin until the Miocene, individualizing the Gavarnie nappe unit with the Jaca piggyback basin on top, and marking the end of compressive deformation in the southern Pyrenees (Farrell et al., 1987; Meigs et al., 1996; Meigs and Burbank, 1997; Munoz et al., 1986). This is recorded in the Axial Zone by a brutal slowing of exhumation rate (0.02 km/Myr) as shown by AFT and AHe analyses (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Fillon and Van der Beek, 2012). Fluvial and alluvial fan deposits reworking the Campodarbe Formation are finally deposited in the northern part of the Ebro basin from Late Oligocene to Early Miocene (e.g., the Uncastillo Formation) (Nichols and Hirst, 1998; Arenas et al., 2001).

### 3.3. Sediments routing system during transition from rifting to orogenic growth in the NPZ

After deposition of Lower Cretaceous carbonate platforms, the Albian period is characterized by the formation of numerous highly subsiding troughs both in the NPZ and in the Sub-Pyrenean domain related to a component of strike-slip motions, oblique to normal extension, leading to extreme crustal thinning and deep crustal material and mantle exhumation (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009, 2010; Lagabrielle et al., 2010; Masini et al., 2014). Although modeling of time-temperature evolution from bedrocks and sediments show a distinctive heating/cooling pattern associated with stretching and thinning at this time, there are scarce direct detrital geochronological data consistent with exhumation at this time. Some detrital ZFT ages obtained on Albo-Cenomanian flyschs are consistent with a Lower Cretaceous (~135 Ma) rift-related cooling (Vacherat et al., 2014) and Ar-Ar analysis perfomed on biotite from a gabbroic dyke intruding the exhumed mantle body of Urdach yields a relative flat spectrum in the 105-108 Ma range (Masini et al., 2014). This extension phase occured coevally with the formation of alkaline magmatism, high-temperature (from 180-295°C in the Mauléon basin to 500-600°C in the Aulus and the Boucheville basins) low-pressure (HT-LP) metamorphism between 110 and 85 Ma (Montigny et al., 1986; Golberg and Leyreloup, 1990; Clerc and Lagabrielle, 2014), and hydrothermal circulations associated with talc-chlorite mineralization between 112 and 97 Ma (Boulvais et al., 2006 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014) and granitic albitisation at ~118 Ma (Boulvais et al., 2007). AFT data in the northern early Cenozoic foreland sediments show a clear grain-age population consistent with cooling at 105 Ma (Mouthereau et al.,

2014). Overall, these data suggests that although the Albian thermal overprint is clearly detected, evidences of erosional processes associated with extension are limited.

These highly subsiding basins are filled by three turbiditic megasequences of shales, sandstones and conglomerates that composed the Black Flysch Group (~4 km thick), during Middle Albian, Upper Albian, and Late Albian to Early Cenomanian (Souquet et al., 1985; Debroas, 1990). Paleocurrent directions measured in sandy turbidites in the Mauléon basin (northwestern Pyrenees) show West-East transports that turned to the East into a northwest – southeast direction (Geological maps of Mauléon-Licharre and Iholdy, 1:50,000 scale, BRGM) (Fig. 3). This suggests the occurrence of a positive topography in the western edge of the basin, which is coherent with the model of Jammes et al. (2009) where the Labourd-Ursuya Massif (Basque Massif) was exhumed along a north-dipping detachment at this time. This is also supported by the observation of Paleozoic clasts in the Bonloc Breccias in contact with the northeast flank of the massif. In the southern edge of the basin, the Igountze-Mendibelza Paleozoic Massif is overlaid by siliclastic turbidites. The contact with the basement is brecciated indicating a tectonic control of the stratigraphy (Johnson and Hall, 1989). Markers of paleotransport are orientated toward the North-Northeast suggesting the erosion of the basement, exhumed by an extensional fault system. Little information is available about the north source routing system but some basins have been studied showing a classical contact between extensional faults and Albian turbidites, highlighted by breccias. Toward the east, in the Baronnies basin, the position and the stratigraphic organization of the Castillon and Mauzevin breccias and the measured paleocurrent direction infer a West to East then a North to South transport of sediments, in relation with the orientation of the major fault controlling the opening of the basin (Fig. 3; Debroas, 1990; Geological map of Bagnères de Bigorre, 1:50,000 scale, BRGM). The Ballongue basin, west of the Castillon Paleozoic Massif shows East to West paleocurrent directions (Fig. 3; Debroas, 1987). In the Camarade basin, north of the Arize area, sediments came from the northern edge of the basin (Fig. 3; Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, Volume 2, Cycle Alpin, unpublished report, 2001). During the Early Cenomanian, the Black Flysch Formation spread away into a unique trough. A marine sedimentation dominated by calciclastic deposits is emplaced during Turonian (Flysch Gris formation in the Baronnies basin, Debroas, 1990, Flysch Bleu formation in the Mauléon basin, Flysch à Fucoïdes in the Ariège area) allowing the development of a large carbonate platform on the border of the Aquitanian basin (Biteau et al., 2006), or more localized in the NPZ as observed on top of the Aldudes in the western Pyrenees.

Inversion occured during Campanian at ~83 Ma (Rosenbaum et al., 2002) but markers of its impact are lacking in the north Pyrenean domain. Until Maastrichtian, the flysch trough is dominated by calcareous and marls alternations (Marnes de Nay formation in the Arzacq basin), although some sandstones suggest more proximal depositionnal environment as in the Nalzen basin with the Grès de Celles formation. Rare paleocurrent directions measured north of the Arize area inferred for a top to the north-northwest sediment transport (Geological map of Pamiers, 1:50,000 scale, BRGM). In the Mauléon basin, Upper Cretaceous calcareous turbidites are discordant with the eastern flank of the Labourd-Ursuya Massif. Moreover, paleocurrent directions indicate sediment paleotransport from northwest to southeast (Geological map of Iholdy, 1:50,000 scale, BRGM) suggesting the erosion of the Labourd-Ursuya Massif (Fig. 4). This is consistent with recent zircon (U-Th-Sm)/He analyses indicating cooling of the massif at this time (Vacherat et al., 2014).

The Paleocene is a period of relative quiescence (Biteau et al., 2006), where the western sub-Pyrenean domain and the western and central part of the NPZ (until Le Mas d'Azil) are characterized by marine environments with marls and limestone deposits (Lasseube Limestone formation in the Arzacq basin), especially during the Late Paleocene (Thanetian). A large carbonate platform circled this marine trough, which is filled from the north by the erosion of the eastern part of the Aquitanian basin, the Massif Central, and from the southeast by the Gulf of Lyon (Biteau et al., 2006; Plaziat, 1981; Gély and Sztràkos, 2000).

At Early Eocene times, a marine transgression flooded the Aquitanian basin and the north Pyrenean domain until the Corbières in the East. AFT analyses performed on granitic massif from the NPZ (Lacourt, Erce) indicate that exhumation of the Central NPZ and the Axial Zone was most active from ~50 Ma until ~35 Ma (Fitzgerald et al., 1999 ; Morris et al., 1998 ; Sinclair et al., 2005 ; Vacherat et al., in prep.). Detrital ZFT and (U-Th-Sm)/He on zircons analyses from the Mauléon basin also indicate that cooling and thrust-related exhumation of the basin begin at ~50 Ma (Vacherat et al., 2014). A larger fluvial system suddenly developed from the Massif Central to the north, from Provence and the Mouthoumet Massif to the east, and from the early-uplifted south domain from the eastern Axial Zone to the Mauléon basin. However, important sediments transport seems to be localized to the eastern part of the northern Pyrenean domain (Plaziat, 1981 ; Gély and Sztràkos, 2000 ; Christophoul et al., 2003) (Fig. 5). From Late Ypresian to Miocene, the ongoing marine regression led to the development of a large fluvial and alluvial environment from east to west (Serrano et al., 2001) (Fig. 6). The exhumation of the Axial Zone increased providing large

amount of siliciclastic deposits transported northward and westward (Palassou Conglomerate Formation, Lannemezan Formation) (Plaziat, 1981; Gély and Sztràkos, 2000; Biteau et al., 2006). Shortening in the Sub-Pyrenean domain until the Early Miocene is recorded by the development of the Mas d'Azil, the Lavelanet and the Plantaurel anticlines (Mouthereau et al., 2014). With the cessassion of the North Pyrenean shortening, a large fan system developed (Cône de Lannemezan), linked with the erosion of the uplifted NPZ and Axial Zone.

# 4. Samples and Methodologies

## 4.1. Samples

To evaluate the source to sink relations in the north Pyrenean foreland basin, we performed U/Pb and (U-Th-Sm)/He double datations on detrital zircons completed with some U/Pb and (U-Th-Sm)/He on zircon analyses on granitic bedrocks from two areas: the Mauléon basin (north-western Pyrenees) and the Ariège area (north-central Pyrenees).

### *4.1.1. Mauléon basin*

We have collected nine detrital samples, five are coming from the Black Flysch Group, Albo-Cenomanian in age, and four are from flyschs-like tertiary levels (Fig. 7).

The Black Flysch Group essentially consists in deep-water turbidites and pelites with shale, sandstone or conglomerate intercalations that rapidly fill tectonically controlled basin. We have collected coarse grained samples as the Schistes de Laurhibar (Ar-2, ca. 100 Ma) and the Poudingues d'Arthaburu (Mi-1, ca. 105 Ma) Formations that onlap the northern and western wedges of the paleozoic basement of the Mendibelza Massif, and the Poudingues d'Erretzu Formations that outcrop in the southern flank of the synclinorium structure of Roquiague (Su-1, ca. 98 Ma). We have also sampled finer grained deposits as the Pélites d'Escot Formation in the Chéraute Valley (Ch-1, ca. 101 Ma) and the Flysch de Mixe Formation (Lu-1, ca. 96 Ma), located in the center of the Mauléon basin.

We collected three samples deposited in different levels in the Late Paleocene (Thanetian to Sparnacian), located south and north of the North Pyrenean Frontal Thrust (NPFT) respectively (Urt-1, ca. 58 Ma; Sau-1, ca. 59 Ma; Cas-1, ca. 56 Ma) and during Bartonian,

365 south to the NPFT (Qn-1, ca. 38 Ma). These flysch-like series consist in alternations of
366 calcareous and sandstone deposits.

367 We also sampled a paragneiss (Lag-1), and a microgranite located near the Itxassou airport
368 (Itx-1), from the Labourd-Ursuya Massif. We used a sample published by Denèle et al. (2011)
369 (Aya-1) collected in the Aya leucogranite from the Cinco Villas Massif.

370 #### *4.1.2. Ariège area*

371 We collected two detrital flyschs-like deposits in the Ariège area (Fig. 8). The oldest sample
372 was deposited in the Albian Camarade pull-apart basin filled with turbidites as the
373 Conglomérats de Camarade Formation, a paleozoic elements dominated conglomerate
374 belonging to the Black Flysh Group (Cmd-1, ca. 100 Ma). The second sample was collected
375 in the Poudingue de Pailhès Formation, in the southern Aquitanian basin, north of the NPFT,
376 Early Oligocene in age (Cam-1, ca. 33 Ma). This formation is the last member of the
377 Poudingue de Palassou Formation, a fluvial sandstone system that develop from Ypresian to
378 Oligocene in a large band north of the NPZ from Pau to the Corbières.

379 We also collected four granite samples, from the Lacourt (Lac-2), the Foix (Foi-1), the Erce
380 (Erc-1), and the Trois Seigneurs (3S-1) plutons outcropping in the north Pyrenean Paleozoic
381 Massif of the Arize and Trois Seigneurs.

382 ### 4.2. Methods

383 #### *4.2.1. U/Pb geochronology*

384 Between 55 and 100 zircon grains per detrital samples and 25 to 32 zircon grains per bedrock
385 samples were selected from the 61-280 µm fraction, mounted in epoxy resin and slightly
386 polished. The U/Pb ages were determined by in-situ LA-ICPMS (Agilent 7500cs) following
387 Tiepolo (2003) and Paquette and Tiepolo (2007). Ages are standardized using the GJ-1
388 standard dated at 609 Ma (Jackson et al., 2004). Photographic maps were produced for each
389 detrital sample to locate the same grains for subsequent retrieval and (U-Th)/He analysis and
390 cathodoluminescence images were produced to locate zonations and the analytical spot for
391 bedrock zircons. The spot diameter is ~26 µm associated with a repetition frequency of 3 Hz
392 and a laser power of 3 mJ. As the measured zircons were generally larger than 70 µm in
393 diameter, we consider that the measured ages do not represent a mean of the various potential

age zonations in case of complicated metamorphic history, but rather the age of the oldest thermal event that affected the grain.

### *4.2.2. (U-Th-Sm)/He thermochronology*

After U/Pb analyses, we retrieved between 20 and 35 zircons per detrital samples from the epoxy mounts, chosen so as to represent the main peaks individualized in the U/Pb age distributions. Three replicates of six to seven zircon grains were also analysed for Aya-1. Zircon grains (prismatic to round-shaped, zero to two pyramids, with an equivalent spherical radius ranging from 35 to 80 μm) were measured, and loaded in Pt capsules for He extraction at CRPG. Zircons were outgassed at 1500°C for 20 min, and analyzed for He concentrations with a VG603 noble gas mass spectrometer (Pik et al., 2003). After total helium extraction, Pt capsules containing zircon grains were retrieved for U, Th, and Sm content measurements at SARM (Nancy, France). Pt capsules were opened, and fused in Pt crucibles along with ultra-pure $LiBO_2$ and ultra-pure $B(OH)_3$ for 2 hrs at 990°C in an automatic tunnel oven. Then, the Pt crucibles were dived 12 hrs into acid to dissolve the zircons. The preparation was then analysed using an inductively coupled plasma mass spectrometer combined with on-line liquid chromatography using a one point « linear through zero » calibration, following Carignan et al. (2001). The overall precision of He ages determined with this procedure is in within 5% (1σ). Zircons with He content less than $1.10^{-13}$ moles and those where U concentration in the solution is less than 100 ppb after blank correction were not considered for this study. Zircon ages were corrected for α-ejection following Ketcham et al. (2011). To account for the abrasion of the detrital zircon single grains, we consider that we deleted ~20 μm (the mean stopping distance (Ketcham et al., 2011)) and the half of the mean width of our zircon grains (~45 μm). Following Reiners et al. (2007), we corrected $F_T$ considering an abrasion of 45 μm for each detrital grain.

# 5. Results

## 5.1. Detrital samples

### *5.1.1. Zircon U/Pb age data*

Zircon U/Pb data from all detrital samples show a similar broad range of ages from ~250 Ma to >2500 Ma (Fig. 9 and Tables 1, 2). Because the number of U/Pb-dated zircons per sample is often in the range theoretically needed in provenance studies (Vermeesch, 2004), we will discuss about component populations for all detrital samples. We decomposed our age distribution into age components using DensityPlotter (Vermeesch, 2009, 2012). The software represents distribution of ages using KDE (Kernel Density Estimation), which is determined by stacks of Gaussian curves on top of each measurement, whose standard deviation is determined by the local probability density (errors are given as ±1σ). Deconvolution generally returns five to six age components (P1 to P6). When the oldest U/Pb ages (>1400 Ma) automatically returns two components (P5 and P6), we stack them into a unique old population (P5).

In the Mauléon basin (Table 1), the Albo-Cenomanian turbidites samples (Su-1, Ar-2, Ch-1, Lu-1, and Mi-1) show similar age components. Deconvolution for the combined data returns five populations at 309 ± 1 Ma (P1, 15%), 483 ± 2 Ma (P2, 12%), 644 ± 2 Ma (P3, 31%), 968 ± 3 Ma (P4, 23%), and 1997 ± 6 Ma (P5, 19%) (Fig. 9A). However, P1 and P2 are not represented in Mi-1, as well as P2 in Ch-1. The Late Paleocene flyschs samples (Sau-1, Cas-1, and Urt-1) also show similar age components. Deconvolution for the combined data returns five populations at 322 ± 2 Ma (P1, 14%), 481 ± 2 Ma (P2, 28%), 618 ± 3 Ma (P3, 31%), 928 ± 7 Ma (P4, 11%), and 1868 ± 10 Ma (P5, 16%) (Fig. 9B). However, P3 is not represented in Sau-1. The Bartonian flysch sample (Qn-1) shows five age components at 304 ± 4 Ma (P1, 12%), 474 ± 3 Ma (P2, 39%), 630 ± 6 Ma (P3, 22%), 904 ± 10 Ma (P4, 13%), and 1985 ± 20 Ma (P5, 14%).

In the Ariège area (Fig. 9C, Table 2), the Albo-Cenomanian conglomerates (Cmd-1) show five age components at 311 ± 5 Ma (P1, 4%), 472 ± 2 Ma (P2, 47%), 639 ± 3 Ma (P3, 32%), 901 ± 8 Ma (P4, 9%), and 1852 ± 17 Ma (P5, 8%). The Oligocene poundingue formation

447 (Cam-1) show five age components at 316 ± 2 Ma (P1, 31%), 454 ± 4 Ma (P2, 20%), 580 ± 5
448 Ma (P3, 27%), 843 ± 9 Ma (P4, 13%), and 2547 ± 29 Ma (P5, 9%).

449 To complete this dataset, we decided to add the three detrital samples described and analysed
450 in Mouthereau et al. (2014), sampled in the same area. Although the number of dated grains
451 are below what is theoretically need for provenance studies (Vermeesch, 2004), we consider
452 the resulting peaks as correct to the extent that they are similar to those previously
453 highlighted. The Paleocene fluvial sandstone formation (RAP-1, ca. 65 Ma) show five age
454 components at 315 ± 13 Ma (P1, 23%), 399 ± 10 Ma (P2, 24%), 600 ± 15 Ma (P3, 33%), 949
455 ± 51 Ma (P4, 10%), and 2194 ± 19 Ma (P5, 10%). The Ypresian coarse distal sandstone
456 formation (ESC-1, ca. 53 Ma) show age components at 318 ± 3 Ma (P1, 20%), 461 ± 3 Ma
457 (P2, 36%), 559 ± 3 Ma (P3, 40%), and 2721 ± 76 Ma (P5, 4%). The Mid-Eocene
458 conglomerate formation (MAU-1, ca. 40 Ma) show age components at 321 ± 1 Ma (P1, 31%),
459 464 ± 3 Ma (P2, 10%), 619 ± 2 Ma (P3, 46%), 970 ± 13 Ma (P4, 10%), and 1885 ± 18 Ma
460 (P5, 3%).

461 ### *5.1.2. Zircon (U-Th-Sm)/He age data*

462 Zircon (U-Th)/He analyses were performed on five samples: Mi-1, Cmd-1, Sau-1, Cas-1 and
463 Cam-1 and we decided to use data from the Mauléon basin already analysed by Vacherat et
464 al. (2014) (Su-1, Ch-1, Ar-2, and Lu-1 samples), and data from the Ariège area, analysed by
465 Mouthereau et al. (2014) (Esc-1 and Mau-1 samples). All zircon grains with (U-Th-Sm)/He
466 ages older than their respective U/Pb ages were excluded (Table 3).

467 Single zircon grain ages for Mi-1 (n = 27) show a scatter of age ranging from ~44 Ma to ~240
468 Ma suggesting they have been partially reset by post-deposition burial in agreement with
469 other analyses in the basin (Vacherat et al., 2014). The (U-Th-Sm)/He ages of the other
470 samples are ranging from ~97 Ma to ~231 Ma for Cmd-1 (n = 18), from ~45 Ma to ~260 Ma
471 for Sau-1 (n = 7), from ~65 Ma to ~446 Ma for Cas-1 (n = 31), and from ~94 Ma to ~321 Ma
472 for Cam-1 (n = 8). They seem to be unreset as they show ages that are systematically older or
473 very close to their respective depositional age. We note that the zonation of U and/or Th in
474 zircon can cause errors in the alpha ejection correction and therefore on age estimates
475 (Hourigan et al., 2005). However, the age distribution appear consistent between samples
476 with similar depositional ages, suggesting that this bias was relatively minor and may only
477 explain some of the observed age scattering. In order to gain maximum resolution on grain

age peak fitting, samples Cam-1 and Mau-1 were combined as well as Sau-1 and Cas-1. This is acceptable due to the short time span between samples and the low stratigraphic resolution on depositional ages. We decomposed our age distribution into age components using DensityPlotter (Vermeesch, 2009, 2012).

All Albo-Cenomanian detrital samples from the Mauléon basin (Su-1, Ar-2, Ch-1, Lu-1, and Mi-1) show zircon (U-Th-Sm)/He ages that are younger than their depositional age indicating a post-deposition reheating (Vacherat et al., 2014) althougth Mi-1 may have been less affected by this reset. Deconvolution for Cmd-1 (n = 18) returns two age components (Table 4) at 124 ± 4 Ma (P1, 67%) and 202 ± 9 Ma (P2, 33%). The combination of Sau-1 and Cas-1 (n = 38) yields four age components (Table 4) at 61 ± 2 Ma (P1, 13%), 129 ± 4 Ma (P2, 13%), 246 ± 5 Ma (P3, 26%), and 344 ± 6 Ma (P4, 48%). Esc-1 (n = 17) shows four age components (Table 4) at 63 ± 2 Ma (P1, 43%), 90 ± 3 Ma (P2, 36%), 184 ± 8 Ma (P3, 14%), and 392 ± 23 Ma (P4, 7%). The combination of Cam-1 and Mau-1 (n = 22) returns four age components (Table 4) at 50 ± 2 Ma (P1, 9%), 85 ± 2 Ma (P2, 32%), 175 ± 5 Ma (P3, 23%), and 281 ± 6 Ma (P4, 36%).

The lag time of zircons that has not been reset is defined as the difference between the youngest (U-Th-Sm)/He age component and the depositional age (Garver et al., 1999; Bernet et al., 2001). We only consider the two Tertiary samples from the Ariège area (Esc-1 and the combination of Cam-1 and Mau-1). During Ypresian in the Ariège area, data record lag times of ca. 10 Myrs, slightly increasing to 13 Myrs during deposition of the Late Eocene – Oligocene Palassou Conglomerates Formation.

## 5.2. Bedrock samples

### *5.2.1. Zircon U/Pb age data*

Twenty-five spots were analysed in the Itx-1 microgranite sample. One point provides a younger U/Pb age relative to Pb loss and was excluded. Twenty-four points plotted in a Tera-Wasserburg diagram define a lower intercept age of 276.8 ± 1.9 Ma (Fig 10A, Table 5). Twenty-eight spots analysed in the Lag-1 paragneiss sample (Fig. 10B, Table 5) returned an age distribution from ~296 Ma to ~2213 Ma statistically representated by four age components at 308 ± 6 Ma (P1, 11%), 626 ± 6 Ma (P3, 43%), 958 ± 13 Ma (P4, 21%), and 1804 ± 21 Ma (P5, 25%). Twenty-six spots were analysed in the Foi-1 granite sample and

yield a concordant lower intercept at 304.8 ± 2.4 Ma (Fig. 10C, Table 5). Twenty-nine spots were analysed in the Erc-1 granite sample. All spots plotted in a Tera-Wasserburg diagram define a lower intercept age of 306.6 ± 1.9 Ma (Fig. 10D, Table 5). Thirty-two spots were analysed in the Lac-2 granite sample. Thirty-one points are concordant and yield a lower intercept age of 302.2 ± 2.0 Ma (Fig. 10E, Table 5) and one point correspond to a slightly older zircon (~348 Ma) that could be interpreted as a mixture between the cristallisation age and an unknown inherited age. Thirty-one spots were analysed in the 3S-1 granite sample defining a lower intercept at 306.7 ± 1.6 Ma (Fig. 10F, Table 5).

#### *5.2.2. Zircon (U-Th-Sm)/He age data*

We performed (U-Th-Sm)/He analyses on the Aya leucogranitic Massif in the Cinco Villas paleozoic basement already sampled by Denèle et al., 2011 (sample Aya-1). Three replicates of 6 to 7 zircon grains yielded ages from 36.9 ± 2.2 Ma to 48.3 ± 2.9 Ma (Table 6).

## 6. Discussion

### 6.1. Comparison between magmatic ages and detrital component ages

By considering the magmatic bodies outcropping in the Pyrenees as the main sources of zircon grains in the sediments, we expect to find an exact correlation between the detrital age distribution well grouped around age components, and the age of these magmatic bodies. In this study, samples show detrital grain ages that are relatively scattered around representative age components. Morever, these age components does not exactly fit the age of the magmatic bodies even though they correspond to the same thermal event.

An explanation could reside in the fact that every thermal event considered in this study, apart from being defined by a plutonism event, are also characterized by a metamorphism episode (Laumonier et al., 2010) affecting the basement and so, the zircon grains inside. Despite no U/Pb analyses have been performed in the pyrenean crystalline basement besides the magmatic bodies to assess this hypothesis, we could expect from such a basement a more scattered age dispersion than for the magmatic bodies, recorded in the sediments after erosion.

## 6.2. Sediments source evolution in the Mauléon basin

### *6.2.1. Lower Cretaceous*

The U/Pb data from Albian turbidites (Fig. 9A) indicate a P1 population (from ~296 Ma to ~327 Ma) that correspond to the cristallization age signature of zircon grains formed during the Upper Carboniferous to Early Permian Variscan orogeny. The P2 population with U/Pb ages from ~467 Ma to ~493 Ma are related to the Early Ordovician thermal event well recognized in the eastern Pyrenees. The P3 population with ages ranging from ~526 Ma to ~663 Ma are probably linked with the Ediacaran / Early Cambrian thermal event resulting from the Cadomian orogeny. The oldest U/Pb ages (P4 and P5 populations) are potentially recycled from an ancient continental crystalline basement (Laumonier et al., 2004). The U/Pb age distribution for the Lag-1 sample (paragneiss) shows the same age components (except for P2) suggesting this sample could be considered as a detrital sample as it recorded the same thermal events. For instance, the youngest grain ages (P1 population) at ~308 Ma yields very low Th/U ratio (~0.01) consistent with a melting episode. As the thorium is more incompatible than the uranium, the thorium moves into the melt when the uranium stays in the crystal, decreasing the Th/U ratio of these grains.

Ar-2 and Su-1 samples show very young U/Pb ages ranging between ~270 Ma and ~290 Ma. We consider they refer to an Upper Permian thermal event (post-Variscan) also recognized in the Axial Zone.

During the Lower Cretaceous, the pyrenean domain recorded extension linked to the rotation of Iberia and the opening of the Bay of Biscay. It is generally admitted that this extensional phase is characterized by deep crustal and mantle material exhumation and cooling (Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Masini et al., 2014). This is consistent with a cooling age of ~135 Ma (P2 population) yielded by zircon (U-Th-Sm)/He age distribution in the Cam-1 and Sau-1 samples.

Paleotransport directions measured in Albo-Cenomanian deposits in the Mauléon basin are eastward and turned to southward, when moving to the east. Jammes et al. (2009) proposed that the Labourd-Ursuya Massif was exhumed along a north-dipping extensional detachment at this time. This is especially supported by the occurrence of Paleozoic, middle to lower crustal, and lherzolites clasts in the Bonloc Breccias that onlap the northeastern flank of the Labourd-Ursuya Massif. The Paleozoic Basques Massifs are intruded by the Aya granitic

pluton dated at ~267 Ma (Denèle et al., 2011) and by several microgranite bodies as the one of Itxassou (~277 Ma) indicating that the youngest growth phase of zircon grains in the massif is similar to the one found in the basin.

These findings imply that the Labourd-Ursuya Massif was outcropping during Albo-Cenomanian and fed the Mauléon basin.

Albian breccias in contact with the Paleozoic basement of the Mendibelza-Igountze Massif both with south-southwest to north-northeast paleocurrent directions indicate exhumation and erosion of these massifs during extension. They formed north-dipping tilted blocs (Johnson and Hall, 1989). U/Pb age distribution from the Ar-2 sample is significantly dominated by the P1 peak which is different from the other Albo-Cenomanian samples. This suggests the sediments on top of Mendibelza have different sources compare to the others in the Mauléon basin. We suppose that this south part of the basin is isolated from the main part of the basin. This is in agreement with a recent tectonic model proposed on the Mauléon basin (Masini et al., 2014), in which they identify two sub-basins, the South-Mauléon basin and the North-Mauléon basin, separated by the north-dipping tilted block of the Arbailles.

U/Pb data from the Ch-1 sample show no P2 population indicating a depleted source that is not mixed with the others sources in the basin. This suggests a confined deposition probably due to the occurrence of a transverse accident limiting the basin to the east.

U/Pb data from the Mi-1 sample show no P1 and no P2 populations also indicating a depleted source that is not mixed with the others in the basin. Mi-1 is a proximal conglomerate, probably deposited close to the source region. It has an external position relative to the basin, located in a north-south trough between the Mendibelza Massif to the east and the Aldudes Massif to the west, probably resulting from the activation of the transverse Saison Fault. As the Mendibelza Massif seems enriched in P1 zircons, we propose that Mi-1 was principally sourced from the Aldudes Massif, which had to be exhumed at this time.

This suggests that the drainage divide was located south to south-west of the Mendibelza Massif and prolongated westward, north of the Aldudes Massif (Fig. 11A).

### *6.2.2. Upper Cretaceous and Paleogene*

A few data are available for the Upper Cretaceous. The Calcareous Flyschs of Antzaramendi Formation are discordant with the eastern flank of the Labourd-Ursuya Massif. Paleocurrent

595 directions from northwest to southeast both with (U-Th-Sm)/He ages from 80 to 50 Ma
596 indicate that the Labourd-Ursuya Massif was exhumed at this time (Fig. 11B) and suggest the
597 erosion of its Lower Cretaceous carbonate cover.

598

599 U/Pb analyses performed on Paleogene flyschs-like deposits located north of the basin,
600 returned the same age distribution and similar representative age populations than for the
601 Albo-Cenomanian turbidites.

602 This suggests either that the sources filling the basin did not change from Albian to Paleogene
603 or sources come from the erosion of the Mauléon basin itself, or both. Vacherat et al. (2014)
604 show that the Mauléon basin was exhumed since 50 Ma. Zircon (U-Th-Sm)/He data from the
605 Labourd-Ursuya Massif indicate cooling initiates between ~80 Ma and ~50 Ma (Vacherat et
606 al., 2014) and continue between ~48 Ma and ~37 Ma as shown by zircon (U-Th-Sm)/He
607 analyses from the Aya granitic massif. It is also supported by AFT ages from Yelland (1991)
608 obtained in the Labourd-Ursuya Massif at ~48 Ma and ~42 Ma. Costa et al. (2010) show that
609 the western Pyrenees were uplifted at ~36 Ma, closing the connection between the Ebro basin
610 and the Atlantic Ocean. The zircon (U-Th-Sm)/He age distribution obtained from the Cam-1
611 and Sau-1 samples yield a cooling age of ~65 Ma (P1 population), which is consistent with
612 the exhumation of the Labourd-Ursuya Massif.

613 These findings suggest that the Tertiary deposits, north of the Mauléon basin, were sourced
614 from a relatively restricted drainage basin centered in the Basque Massifs during the
615 Paleocene and also from the Mauléon basin since the Eocene.

616 Paleocene and Eocene sediments are also deposited and preserved south to south-west of the
617 Mendibelza Massif and south to east of the Aldudes Massif indicating no significant variation
618 of the location of the drainage divide between Albian and Eocene times (Fig. 11C).

619 ## 6.3. Sediments source evolution in the Ariege area

620 ### *6.3.1. Lower Cretaceous (~100 Ma)*

621 Paleotransport directions measured in the Albo-Cenomanian deposits of the Camarade basin
622 are N-S, consistent with the orientation of tectonic breccias spreading (Synthèse Géologique
623 et Géophysique des Pyrénées, Volume 2, Cycle Alpin, unpublished report, 2001; Fig. 3). This

suggests a local source in relation with unroofing of the footwall of an active normal fault bounding the basin to the north (Fig. 12A). This is also observed in several basins of Albian to Cenomanian ages in the North Pyrenean Zone like in the Baronnies and in the Ballongue basin (Debroas, 1987; Debroas et al., 1990; Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, Volume 2, Cycle Alpin, unpublished report, 2001; Fig. 3). Zircon (U-Th-Sm)/He data from the Cmd-1 sample show a cooling age of ~125 Ma consistent with this extension-related exhumation phase. It also shows a P2 population of ~200 Ma coherent with the Late Triassic cooling event previously described.

U/Pb data from Albo-Cenomanian turbidites (Cmd-1) show ages ranging from 303.4 Ma to 2.3 Ga represented by P1 to P5 populations, previously described (Fig. 9). P1 population (hercynian ages) represents only 4% of this distribution. U/Pb data show that the hercynian crystalline massifs only very marginally contributed, directly or indirectly, as a source of zircon. We may infer these hercynian granite were not outcropping and/or the component of grains of hercynian/pre-hercynian ages observed in the record originated from first recycled zircon in older Late Paleozoic/Mesozoic sediments, like Permian and Triassic sandstones. A recent low-temperature thermochronological study in the Hercynian massifs of Trois-Seigneurs and Arize, indicate that during the Lower Cretaceous, these massifs cooled but did not reached surface temperatures before 33 Ma (Vacherat et al., in prep). Therefore, hercynian granite and gneisses outcropping in the Arize and Trois Seigneurs massifs are not the source of the Camarade basin. The source of older U/Pb zircon may rather be positionned to the north of these massifs, in the hangingwall of the normal fault, as suggested by the sense of mass transport of Albian breccias containing Paleozoic clasts (Fig. 12A).

### *6.3.2. Upper Cretaceous (~70 Ma)*

Detrital U/Pb analyses performed on Upper Cretaceous sandstones (Rap-1), near frontal anticline of Mas d'Azil/Lavelanet, show an increasing component of P1 population of hercynian grain ages to ~20%. To the south, the transgressive calcareous turbidites and breccias of the Flysch à Fucoïdes formation in the Oust-Massat basin reworks granites, and show paleotransport direction to the northeast. These deposits are Cenomanian to Turonian in age and are located on top of the northern flank of the Trois Seigneurs Massif. These findings indicate that at least part of this massif was exhumed at this time (Vacherat et al., in prep). This is consistent with some AFT ages indicating cooling of north pyrenean massifs (Foix massif, Yelland, 1998; Morris et al., 1998; Vacherat et al., in prep) and of the north-eastern

656 part of the future Axial Zone (Yelland, 1991; Morris et al., 1998; Whitchurch et al., 2011) at
657 this time. This is further consistent with zircon (U-Th-Sm)/He data obtained on Esc-1, Cam-1
658 and Mau-1 samples revealing a grain age population P2 of ~85 Ma. Paleotransport directions
659 and U/Pb data in the SPZ show that the Northeastern Pyrenees (e.g. Quérigut, Millas, Agly)
660 were exhumed during Late Cretaceous (Whitchurch et al., 2011). Filleaudeau et al. (2011)
661 added ZHe-U/Pb dates that indicate sediments sourced from hercynian granite, suggesting
662 sediment supply from the Axial Zone. The lack of significant acceleration of the subsidence
663 in the North Pyrenean Zone (Brunet, 1984) suggests that the uplift of the NPZ massifs was
664 not the main driver of accommodation to the north. Some unpublished ZHe constraints reveal
665 the Hercynian pluton in Agly massif was close to surface temperature at ~70 Ma and
666 therefore could have been the source of the hercynian grain-age population. This is in
667 agreement with inverse modeling of AFT data from the Cenozoic deposits in same region
668 (Esc-1 and Mau-1) that resolves the onset of the syn-orogenic cooling from near surface
669 temperature of 110°C at 70-75 Ma (Mouthereau et al, 2014). We suggest the drainage system
670 was relatively complex in the NPZ at this time, probably not well organized as it is in the
671 south, with a main source located to the East. The region of Agly characterized by hercynian
672 granite, gneiss and metamorphose Paleozoic strata is a good candidate, as AHe and ZHe data
673 suggest that the massif was close to surface temperature at ~70 Ma (Ford et al., in prep). We
674 suggest the main drainage divide was located to the north of the Northeastern Pyrenean
675 massifs and the basin was oriented E-W (Fig. 12B). The E-W orientation of the sediment
676 depositional pattern appears to be largely inherited from the rifting episode.

677 ### *6.3.3. Paleogene (~50-30 Ma)*

678 U/Pb detrital data from three Early to Late Eocene sandstone samples (Esc-1, Mau-1, Cam-1)
679 show similar age distributions than during the Late Cretaceous. Low-temperature
680 thermochronology data show that the North Pyrenean Massif and the Axial Zone are exhumed
681 to the surface and supplied both the NPZ and the SPZ until Late Eocene (Yelland, 1990,
682 1991 ; Morris et al., 1998 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Gibson et al., 2007 ;
683 Jolivet et al., 2007 ; Maurel et al., 2008 ; Gunnel et al., 2009 ; Metcalf et al., 2009 ;
684 Whitchurch et al., 2011 ; Mouthereau et al., 2014 ; Pik et al., in prep. ; Vacherat et al., in
685 prep.). This is consistent with paleotransport directions and widespread conglomerates
686 deposits represented by the Poudingues de Palassou Formation (Plaziat, 1981 ; Filleaudeau et
687 al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011). Cooling ages of ~58 Ma and ~50 Ma from zircon (U-Th-

Sm)/He age distribution of Esc-1 and Cam-1 – Mau-1 respectively, together with a relatively short lag-time of 10 Myrs during the Early Eocene or 13 Myrs during the Late Eocene, are consistent with the collision-related exhumation of the Axial Zone. This indicates that the widening of drainage basins with headwaters progressively shifted southward, incorporating exhuming massifs of the Axial Zone, between the Late Cretaceous and the Late Eocene (Fig. 12C).

### 6.4. Comparison with the sediments routing system of the SPZ

During the Albian, the sedimentation in the NPZ is localised against extensive structures that control the occurence of exhumed basement blocks. In the SPZ, there is a widespread supplies coming from the south. This is observed to the west, in the Cantabrian basin with sediments coming from the erosion of the Iberian Meseta and the Utrillas Sandstones Formation (Rat, 1964, 1988) and also farther to east, for instance in the Organya basin, where sediments can potentially be sourced from the erosion of the Ebro block (Filleaudeau et al., 2011).

As onset of convergence occured during the Late Cretaceous, in-situ and detrital low-temperature thermochonological data support the growth of topography in the eastern Pyrenees. This is coherent with detrital U/Pb data from Late Cretaceous sediments, showing the onset of erosion of hercynian and ordovician massifs from the eastern NPZ (Agly) and Axial Zone (Millas, Quérigut and Paleozoic cover) (Whitchurch et al., 2011; Filleaudeau et al., 2011). This is further supported by detrital AFT data indicating exhumation of the eastern Axial Zone (Beamud et al., 2011). We should expect an increase of subsidence, sedimentary fluxes, and of the proportion of Paleozoic clasts at this time, which is the case in the SPZ (Beamud et al., 2011; Filleaudeau, 2011; Whitchurch et al., 2011) but not in the NPZ. We suggest this is due to the position of the main topographic ridge located in the NPZ. This is indicated by a well-developed drainage system in the SPZ characterized by the establishment of well-developped longitudinal and transverse network. This pattern was absent in the North, where the growth of local paleohigh is only attested to the East in the Agly region and subsidence probably largely controlled by continuing thermal relaxation.

In the western Pyrenees, filling of the Cantabrian basin is controlled by East-West normal faults (Leiza and Bilbao Faults), and the transverse Pamplona fault. Occurrence of synsedimentary sliding on the south margin suggests the Leiza paleo-fault was active (Mathey et al., 1999). East-West troughs (Orio, Saint-Jean-de-Luz, Plencia) delimited by these faults

719 are supplied by longitudinal currents from East to West (Mathey, 1986). Sediments are also
720 sourced from the paleohigh of the Cinco Villas Paleozoic massif, as shown by several Upper
721 Cretaceous strata resting directly on the Paleozoic basement and by clasts of Urgnonian
722 limestones found in breccias intercalated in Upper Cretaceous layers (Feuillée, 1978; Rat,
723 1988; Mathey et al., 1999). In the Mauléon basin, sediments are provided by the erosion of
724 the Labourd-Ursuya Massif. The Basque Massifs of CincoVillas, Aldudes, and Labourd-
725 Ursuya exert a primary control on the western Pyrenees sediment routing system.

726 Exhumation and uplift in the Pyrenees increased by 50 Ma both in the Axial Zone and NPZ
727 (Fitzgerald et al., 1999 ; Whitchurch et al., 2011 ; Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al.,
728 2014 and in prep.). The Poudingue de Palassou Formation sourced from the Axial Zone were
729 deposited at this time. It is part of a larger fluvial environment in which sediments are
730 transported farther to the west, toward the Atlantic Ocean, as shown by paleotransport
731 directions (Plaziat, 1981, Serrano et al., 2001). The SPZ is also largely supplied from the
732 uplifted Axial Zone at the same time. Fluvial environment developed during the Eocene in the
733 southern part of the SPZ supplying sediments towards the Jaca basin and the Atlantic Ocean
734 to the west (Plaziat, 1981; Filleaudeau et al., 2011; Whitchurch et al., 2011).
735 Thermochronological data from the Axial Zone and from the SPZ record an acceleration of
736 exhumation between the Early and the Late Eocene (Fitzgerald et al., 1999; Fillon et al.,
737 2013). Modeling of low-temperature thermochronological data in the NPZ (Arize and Trois-
738 Seigneurs) further reveals a significant acceleration of cooling due to rapid exhumation
739 between 50 and 35 Ma (Vacherat et al., in prep). The reorganisation of the drainage at this
740 time from mainly longitudinal to transverse probably explains why the depositional
741 environment in the north suddenly shifted from marine to continental environment
742 (Poudingue de Palassou), during the Eocene. A rapid shift of the divide toward the south, in
743 the Axial Zone may also be responsible of such a sudden change in the sedimentation.

744 However, during the Late Eocene, the uplift of the western Pyrenees closed the connection
745 with the Atlantic Ocean forcing the Ebro basin, which became endorheic and initiated a large
746 regression in the SPZ.

## 747 7. Conclusion

748 In this study, we aimed to evaluate the evolution of sediments routing in the northern basins
749 of the Pyrenees from rift-related Mesozoic to Cenozoic collisional processes. Using

compilaton of geochronological data in the Pyrenees and new U/Pb and ZHe analyses, we are able to identify the relative role of local versus regional structure and drainage system in an evolving tectonic context from rift to collision. The role of rift-related structure appears determinent in several aspects. Both the studied Mauléon and Ariège regions show that the sediment routing system during the Early Cretaceous was controlled by local extensional faulting and rift-related basin segmentation (Fig. 13). By constrast, in the south, sediments are sourced from larger-scale feeding system probably originate from the North of Iberia plate (Cantabrian mountains, Ebro block, Fig. 13).

Starting from the Late Cretaceous, the onset of convergence and shortening, the sediment pattern changed drastically in the south with source rocks positioned in the growing mountains of the eastern Pyrenees (Fig. 13). Similarly, the northern Pyrenees sediment routing show sediment sourced from the East in the Agly region with probably the preponderance of local highs inherited from extension. While the south seems to be increasingly controlled by the initiation of southward-propagating units with the development of a first foreland basin, the basin subsidence in the central-northern Pyrenees show the depositional pattern was still largely structured by pre-orogenic E-W through. During the Paleogene, the exhumation of the southern Pyrenees was progressive leading to well-recorded coarsening upward succession related to the formation of a large scale Cenozoic foreland basin. By contrast, the central-northern foreland was rapidly filled by fluvial deposits of conglomerates form 50 Ma, that are in agreement with rapid exhumation recorded at 50-35 Ma associated with the growth of the Pyrenean retro-wedge (Fig. 13).

This study shows that the architecture of the marginal rift structures play a dominant role in the sediment routing system of the northern Pyrenees from 110 Ma to 50 Ma. This is inferred based on the lack of clear exhumational signal at onset of convergence. This is less apparent in the south where onset of exhumation at 70 Ma appears to have led to the formation of larger scale compressional E-W directed topographic ridge. Overall, these results suggest highly segmented and asymmetric patterns of exhumation and contrasting sediment routing related to rift-related inheritance.

## Figure Captions

Figure 1 : A) Intepretation of the ECORS Profile modified after Beaumont et al. (2000). B) Geological map of the Pyrenees with the location of the two studied areas, the Mauléon basin (Fig. 7) and the Ariège region (Fig. 8).

Figure 2 : Compilation of U/Pb ages from the Pyrenees after Respaut and Lancelot, 1983 ; Paquette et al., 1997 ; Guerrot 1998 ; Roberts et al., 2000 ; Deloule et al., 2002 ; Maurel et al., 2004 ; Ternet et al., 2004 ; Cocherie et al., 2005 ; Gleizes et al., 2006 ; Olivier et al., 2008 ; Castineiras et al., 2008 ; Denèle et al., 2009, 2014 ; Martinez et al., 2011 ; Pik et al., in prep. Granite massifs with * are dated in this study (Fig. 10).

Figure 3 : Compilation of exhumation data and paleotransport directions during the Albian. In the SPZ, there is a widespread supplies coming from the south, whereas in the NPZ, the sedimentation is localized against extensive structures.

Figure 4 : Compilation of exhumation data and paleotransport directions during the Late Cretaceous. Onset of convergence is recorded in the eastern Pyrenees as shown by low-temperature thermochronological data. This area provides larger amounts of sediments toward the SPZ, than toward the NPZ, ad the drainage divide is thought to be positioned north of these exhumed massifs. In the western Pyrenees, filling of both the Mauléon and the Cantabrian basins is related to uplift of the Basques massifs.

Figure 5 : Compilation of exhumation data and paleotransport directions during the Early Eocene. The orogenic prism is growing as low-temperature thermochronological data suggest an acceleration of cooling due to rapid exhumation leading to a reorganization of the drainage system.

Figure 6 : Compilation of exhumation data and paleotransport directions during the Middle Eocene. The orogenic prism is growing. Rapid exhumation in the belt leads to a transverse drainage system on both sides of the orogen.

Figure 7 : Geological map of the Mauléon basin. Red stars depict the position of studied in-situ and detrital samples.

Figure 8 : Geological map of the Ariège region. Red stars depict the position of studied in-situ and detrital samples. U/Pb ages of the Ercé, Trois-Seigneurs, Lacourt, and Foix granite massif are from this study. U/Pb ages for the Bassiès granite massif and for the Aston gneiss massif are from Paquette et al. (1997) and Denèle et al. (2009) respectively.

Figure 9 : Detrital U/Pb age distributions and age components obtained from albo-cenomanian (A) to paleogene sediments (B) in the Mauléon basin, as well as in the Ariège region (C), using DensityPlotter (Vermeesch, 2009, 2012). In the text, some sample age distributions are combined leading to mean age components P1 to P5, highlighted in different colors.

Figure 10 : Common-Pb uncorrected Tera and Wasserburg diagram from the (A) Itxassou granite sample Itx-1, (C) Foix granite sample Foi-1, (D) Ercé granite sample Erc-1, (E) Lacourt granite sample Lac-2, and (F) Trois-Seigneurs granite sample 3S-1. Data point ellipses are 2σ. The white ellipses are not taken into account for the age determination. The Lag-1 gneiss sample (B) yields a large age distribution with similar age components than for detrital samples (Fig. 9).

Figure 11 : Three stages reconstruction sketch of the tectono-sedimentary evolution of the Mauléon basin during (A) the Albo-Cenomanian, (B) the Late Cretaceous, and (C) the Eocene. Red stars represent the studied samples.

Figure 12 : Three stages reconstruction sketch of the tectono-sedimentary evolution of the Ariège area during (A) the Albo-Cenomanian, (B) the Late Cretaceous, and (C) the Eocene. Red stars represent the studied samples.

Figure 13 : Paleogeographical reconstruction of the Pyrenean domain from the end of the Lower Cretaceous to the Middle Eocene, modified after Choukroune et al. (1973), Feuillée et al. (1973), Mattauer and Henry (1974), , Plaziat (1981), Dercourt et al. (2000), Biteau et al. (2006), and François (2014).

## References


Arenas, C., Millan, H., Pardo, G., and Pocovi, A., 2001. Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia) : controls on basin margin fans and fluvial systems, Basin Research, 13, pp. 65–89.

Barnolas, A., and Chiron, J.C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Bureau de Rechercges Géologiques et Minières, Orléans, et Instituto Tecnologico Geominero de España, Madrid.

Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, L., Muñoz, J., and Almar, Y., 2003. A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain, Earth and Planetary Science Letters, 216, pp. 501–514.

Beamud, E., Muñoz, J., Fitzgerald, P., Baldwin, S., Garcés, M., Cabrera L., and Metcalf, J., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates : constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees, Basin Research, 23, 309-331.

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton J., and Fullsack P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. Journal of Geophysical Research, 105, 8121-8145.

859 Bernet, M., Zattin, M., Garver, J.I., Brandon, M.T., and Vance, J.A., 2001. Steady-state
860 exhumation of the European Alps. Geology, 29, 35-38.

861 Biteau, J.J., Le Marrec, A., Le Vot, M., and Masset, J.M., 2006. The Aquitaine Basin.
862 Petroleum Geoscience, 12, 247-273.

863 Bond, R.M.G., and McClay, K.R., 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin,
864 south central Pyrenees, Spain. In Basin Inversion, editors Buchanan, J.G., and
865 Buchanan, P.G., Geological Society, London, Special Publications, 88, 415-431.

866 Boulvais, P., de Parseval, P., D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated
867 with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St.
868 Barthelemy Massif. Mineralogy and Petrology 88, 499-526, doi: 10.1007/s00710-006-
869 0124-x.

870 Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., and Mermet, M., 2007. Cretaceous albitization and
871 dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French
872 Pyrénées). Lithos, 93, 89-106.

873 Briqueu, L., and Innocent, C., 1993. Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et
874 Nd du volcanisme Permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). Comptes
875 rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Séries 2, 165, 163-179.

876 Brunet, M.F., 1984. Subsidence history of the Aquitaine Basin determined from subsidence
877 curves. Geological Magazine, 121, 421-428.

878 Burbank D., Puigdefàbregas C. et Muñoz J., 1992. The chronology of Eocene tectonic and
879 stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain,
880 Geological Society of America Bulletin, 104, 1101–1120.

881 Burg, J.P., Van Den Driessche, J., and Brun, J.P., 1994. Syn- to post-thickening extension in
882 the Variscan Belt of Western Europe : Modes and structural consequences. Géologie de
883 la France, 3, 33-51.

884 Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., and Yeghicheyan, D., 2001. Routine Analyses
885 of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-
886 Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Materials
887 BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. Geostandards Newsletter, 25, 187-198.

888 Castiñeiras, P., Navidad, M., Liesa, M., Carreras, J., and Casas, J.M., 2008. U-Pb zircon age
889 (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees :
890 New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin.
891 Tectonophysics, 461, 228-239.

892 Chantraine, J., Egal, E., Thieblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballevre, M., and
893 Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a
894 segment of the North Atlantic Panafrican belt. Tectonophysics, 331, 1-18.

895 Choukroune, P., and ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep sismic profile
896 reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23-39, doi:
897 10.1029/TC005i002p00023.

898 Choukroune, P., Le Pichon, X., Séguret, M., and Sibuet, J.C., 1973. Bay of Biscay and
899 Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters, 18, 109-118.

900 Christophoul, F., Soula, J.C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessière, G., and
901 Déramond, J., 2003. Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as
902 recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-
903 foreland basins of the north-eastern Pyrenees. Journal of Geological Society, London,
904 Special Publications, 208, 229-252.

905 Clerc, C., 2012. Interactions fluides-sédiments, amincissement extrême de la croute
906 continentale et exhumation du manteau dans les bassins apto-albiens des Pyrénées. PhD
907 Thesis, Laboratoire de Géologie de l'Ecole normale supérieure, Paris.

908 Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M., and Laumonier, B., 2005.
909 U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of
910 metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the
911 Montagne Noire (France). Bulletin de la Société géologique de France, 176, 269-282.

912 Costa, E., Garcés, M., Lopez-Blanco, M., Beamud, E., Gomez-Paccard, M., and Larrasoanna,
913 J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE
914 Spain): magnetochronological constraints. Basin Research, 22, 904-917.

915 Debroas, E.J., 1987. Modèle du bassin triangulaire à l'intersection de décrochements
916 divergents pour le fossé albo-cénomanien de la Ballongue (Zone Nord-Pyrénéenne,
917 France). Bulletin de la Société Géologique de France, 5, 887-898.

Debroas, E.J., 1990. Le Flysch noir albo-cénomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 6, 273-285.

Deloule, E., Alexandropov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., and Barbey, P., 2002. In-situ U-Pb zircon ages for early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. International Journal of Earth Sciences, 91, 398-405.

Delvolvé, J.J., Vachard, D., and Souquet, P., 1998. Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). Geologische Rundschau, 87, 363-372.

Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelletier, E., Olivier, P., and Gleizes, G., 2009. Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. Bulletin de la Société géologique de France, 180, 209-216.

Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.L., Olivier, P., Gleizes, G., and Barbey, P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. Geological Society, London, Special Publications, 405, 265-287.

Denèle, Y., Paquette, J.L., Olivier, P., and Barbey, P., 2011. Permian granites in the Pyrenees : the Aya pluton (Basque Country). Terra Nova, 24, 105-113.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., and Sandulescu, M., 2000. Atlas Peri-Tethys – Paleogeographical maps – 24 maps and explanatory. Commision pour la Carte Géologique du Monde.

Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., and Puigdefabregas, C., 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain, Sedimentary Geology, 127, 127-169.

Farell, S.G., Williams, G.D., and Arkinson, C.D., 1987. Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella Thrusts, south central Pyrenees, Spain. Journal of the Geological Society, London, 144, 907-914.

Fernandez-Suarez, J., Gutierrez-Alonso, G., Pastor-Galan, D., Hofmann, M., Murphy, J.B.,

947 and Linnemann, U., 2013. The Ediacaran-Early Cambrian detrital zircon record of NW
948 Iberia: possible sources and paleogeographic constraints. International Journal of Earth
949 Sciences, 103, 1335-1357.

950 Feuillée, P., Villanova, M., and Winnock, E., 1973. La dynamique des fosses à “turbidites” et
951 de leur contenu sédimentaire dans le système pyrénéen. Bulletin de la Société Géologique
952 de France, 15, 61-76.
953 Filleaudeau, P.Y., 2011. Croissance et denudation des Pyrénées du Crétacé Supérieur au
954 Paléogène: Apports de l’analyse de basin et thermochronométrie détritique. University
955 Pierre et Marie Curie, Paris, PhD Thesis, 362p.
956 Filleaudeau, P.Y., Mouthereau, F., and Pik, R. 2011. Thermo-tectonic evolution of the south-
957 central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-
958 Th)/He thermochronometry. Basin Research 23, 1-17, doi: 10.1111/j.1365-
959 2117.2011.00535.x.
960 Fillon, C., Gautheron, C., and Van Der Beek, P., 2013. Oligocene-Miocene burial and
961 exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature
962 thermochronology. Journal of the Geological Society, London, 170, 67-77.

963 Fillon, C., and Van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees:
964 constraints from inverse thermo-kinematic modeling of low-temperature
965 thermochronology data. Basin Research, 23, 1-19.

966 Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., and Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation
967 across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional
968 orogeny. Earth and Planetary Science Letters 173, 157-170, doi: 10.1016/S0012-
969 821X(99)00225-3.
970 Ford, M., Christophoul, F., Prévost, M., and Vacherat, A. Amount, timing and kinematics of
971 deformation of the Eastern Pyrenees, inversion of a higly extended, salt-rich rift system.
972 In preparation.
973 François, C., 2014. Reconstitution paléogéographique et caractérisation sédimentologique de
974 l’Eocène de Corse, de la Sardaigne et des îles Baléares. Ms. Thésis, Université Pierre et
975 Marie Curie, Paris VI, 32p.

976 Garver, J.I., Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., and Kamp, P.J.J., 1999. Exhumation history
977 of orogenic highlands determined by detrital fi ssion track thermochronology. In:

978 Exhumation processes: Normal faulting, ductile flow, and erosion. Ring U, Brandon MT,
979 Willett SD, Lister GS (eds) Geological Society, London, Special Publications, 154:283-
980 304
981 Gély, J.P., and Sztrakos, K., 2000. L'évolution paléogéographique et géodynamique du
982 Bassin Aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne.
983 Géologie de la France, 2, 31-57.

984 Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., and Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic
985 exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological
986 data and modeling. Basin Redearch, 19, 323-334.

987 Gilbert, J.S., Bickle, M.J., and Chapman, H.J., 1994. The origin of pyrenean hercynian
988 volcanic rocks (France-Spain): REE and Sm-Nd isotope constraints. Chemical Geology,
989 111, 207-226.

990 Gleizes, G., Crevon, G., and Barbey, P., 2006. Structure, age and mode of emplacement of the
991 Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). International Journal of
992 Earth Sciences, 95, 1039-1052.

993 Golberg, J.M., and Leyreloup, A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous
994 metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France).
995 Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 194-207.

996 Guerrot, C., 1998. Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour le granite de
997 Cauterets, Pyrénées. Unpublished report, SMN/PEA/ISO 146/98 CG/NB. BRGM,
998 Orléans.

999 Gunnel, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.P., and Zeyen, H., 2009. Low long-
1000 term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and
1001 biochronology in the Eastern Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters 278, 208-
1002 218, doi: 10.1016/j.epsl.2008.12.004.
1003 Heard, T., and Pickering, K., 2008. Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine
1004 environments, Middle-Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees, Sedimentology, 55,
1005 809-844.
1006 Hourigan, J.K., Reiners, P.W., and Brandon, M.T., 2005. U-Th zonation-dependent alpha-
1007 ejection in (U-Th)/He chronometry. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69, 3349-3365.

1008 Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L.L., and Masini, E., 2009. Tectonosedimentary
1009 evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of
1010 the western Pyrenees. Tectonics, 28, TC4012.

1011 Jammes, S., Tiberi C., and Manatschal, G., 2010. 3D architecture of a complex transcurrent
1012 rift system: The example of the Bay of Biscay-Western Pyrenees. Tectonophysics, 489,
1013 210-226.

1014 Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., and Campani, M., 2007.
1015 Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean
1016 basement thrust system (France-Spaine). Tectonics 26, TC5007, doi:
1017 10.1029/2006TC002080.

1018 Johnson, J.A., and Hall, C.A.J., 1989. Tectono-stratigraphic model for the Massif D'Igountze-
1019 Mendibelza, western Pyrenees. Journal of the Geological Society, London, 146, 925-
1020 932.

1021 Ketcham, R.A., Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle
1022 stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case.
1023 Geochemica et Cosmochimica Acta 75, 7779-7791, doi: 10.1016/j.gca.2011.10.011.

1024 Lagabrielle, Y., and Bodinier, J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental
1025 mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova,
1026 20, 11-21.

1027 Lagabrielle, Y., Labaume, P., and De Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal
1028 denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW
1029 Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics, 29,
1030 TC4012.

1031 Lago, M., Arranz, E., Pocovi A., Gale, C., and Gil-Imaz, A., 2004. Permian magmatism and
1032 basin dynamics in the southern Pyrenees : a record of the transition from the late
1033 Variscan transtension to early Alpine extension. Dans Permo-Carboniferous
1034 Magmatism and Rifting in Europe, éditeurs Wilson M., Neumann E.R., Davies G.R.,
1035 Timmerman M.J., Heeremans M. & Larsen B.T., Geological Society, London, Special
1036 Publications, 223, 439-464.

1037 Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A., and Guerrot,
1038 C., 2004. Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des

séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) au sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). Bulletin de la Société Géologique de France, 175, 643-655.

Laumonier, B., Marignac, C., and Kister, P., 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogenèse varisque au Carbonifère supérieur. Bulletin de la Société géologique de France, 181, 411-428.

Linnemann, U., Gerdes, A., Hofmann, M., and Marko, L., 2014. The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – Constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). Precambrian Research, 244, 236-278.

Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., and Gerdes, A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics, 461, 21-43.

Lopez-Blanco, M., Marzo, M., and Muñoz, J., 2003. Low-Amplitude, synsedimantary folding of a deltaic complex : Roda Sandstone (lower Eocene), South-Pyrenean Foreland Basin, Basin Research, 15, 73-95.

Martinez, F.J., Iriondo, A., Dietsch, C., Aleinikoff, J.N., Peucat, J.J., Cires, J., Reche, J., and Capdevila, R., 2011. U-Pb SHRIMP-RG zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement of the Eastern Pyrenees. Lithos, 127, 10-23.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccrillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., and De Min, A., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. Science, 284, 616-618.

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., and Flament, J.M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). Tectonics, 103, 1569-1596.

Mathey, B., 1986. Les flyschs du Crétacé Supérieur des Pyrénées basques (France, Espagne). Mémoire de Géologie, Université de Dijon, 403p.

Mathey, B., Floquet, M., and Martinez-Torres, L.M., 1999. The Leiz paleo-fault : role and

1068 importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque
1069 Pyrenees (Spain). Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la
1070 terre et des planètes, 328, 393-399.

1071 Mattauer, M. and Henry, J., 1974. Pyrenees. Geological Society, London, Special
1072 Publications, 4, 3-21.

1073 Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., and Jolivet, M., 2008. The Meso-
1074 Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}Ar/^{39}Ar$ fission track
1075 and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs.
1076 International Journal of Earth Sciences, 97, 565-584.

1077 Maurel, O., Respaut, J.P., Monié, P., Arnaud, N., and Brunel, M. 2004. U-Pb emplacement
1078 and $^{40}Ar/^{39}Ar$ cooling ages of the Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees,
1079 France). Comptes rendus Geoscience 336, 1091-1098.

1080 Meigs, A.J., and Burbank, D.W., 1997. Growth of the South Pyrenean orogenic wedge.
1081 Tectonics, 16, 239-258.

1082 Meigs, A.J., Vergès, J., and Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet.
1083 Geological Society of America Bulletin, 108, 1608-1625.

1084 Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., and Muñoz, J.A., 2009. Thermochronology of a
1085 convergent orogeny: constraints on the timing of thrust faulting and subsequent
1086 exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. Earth and
1087 Planetary Science Letters 287, 488-503, doi: 10.1016/j.epsl.2009.08.036.

1088 Michard-Vitrac, A., Albarède, F., Dupuis, C., and Taylor, H.P.J., 1980. The genesis of
1089 Variscan (Hercynian) plutonic rocks : inferences from Sr, Pb, and O studies on the
1090 Maladeta ignous complex, central Pyrenees (Spain). Contribution to Mineralogy and
1091 Petrology, 72, 57-72.

1092 Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1986. K-Ar study of Cretaceaous
1093 magmatism and metamorphism in the Pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian
1094 Peninsula. Tectonophysics 129, 257-273, doi: 10.1016/0040-1951(86)90255-6.

1095 Morris, R.G., Sinclair, H.D., and Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen:
1096 implications for sediment discharge. Basin Research 10, 69-85, doi: 10.1040/j.1365-
1097 2117.1998.00053.x.

1098 Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G.,
1099 Castelltort, S., Christophoul, F., and Masini, E., 2014. Placing limits to shortening
1100 evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the
1101 Iberia/Europe convergence. Tectonics.
1102 Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal
1103 balanced cross-section. Dans MCCLAY K., éditeur, Thrust Tectonics, Chapman &
1104 Hall, London, 235-246.

1105 Muñoz, J.A., Martinez, A., and Vergès, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish
1106 Pyrenees. Journal of Structural Geology, 8, 399-405.

1107 Mutti, E., 1984. The Hecho Eocene submarine fan system, South-Central Pyrenees, Spain.
1108 Geo-Marine Letters, 3, 199-202.
1109 Nichols, G.J., Hirst, J.P., 1998. Alluvial fans and fluvial distributary system, Oligo-Miocene,
1110 northern Spain: constraining processes and products. Journal of Sedimentary Research,
1111 68, 879-889.
1112 Nijman W., 1998. Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin : towards modelling of
1113 the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. In : Mascle A., Puigdefabregas,
1114 C., Luterbacher, H., and Fernandez, M., éditeurs, Cenozoic Foreland Basins of Western
1115 Europe, Geological Society Special Publications, 134, London, 135-162.
1116 Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.L. et Munãz Sàez, C., 2008. Structure and U-Pb dating of
1117 the Saint-Arnac pluton and the Assignan charnockite (Agly Massif): a cross-section
1118 from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. Journal of
1119 Geological Society, London, 165, 141-152.

1120 Paquette, J.L., Gleizes, G., Leblanc, D., and Bouchez, J.L., 1997. Le granite de Bassiès
1121 (Pyrénées) : un pluton syntectonique d'âge Westphalien. Géochronologie U-Pb sur
1122 zircons. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, 324, 145-158.

1123 Payros, A., Astibia, H., Cearreta, A., Pereda-Suberbiola, X., Murelaga, X., and Badiola, A.,
1124 2000. The Upper Eocene South Pyrenean coastal deposits (Liedena Sandstone, Navarre):
1125 sedimentary facies, benthic foraminifera and avian ichnology. Facies, 42, 107-132.
1126 Payros, A., Orue-Etxebarria, X., and Pujalte, V., 2006. Covarying sedimentary and biotic
1127 fluctuations in Lower-Middle Eocene Pyrenean deep-sea deposits :
1128 Palaeoenvironmental implications, Palaeogeography, Palaeoclimatology,
1129 Palaeoecology, 234, pp. 258–276.

1130 Pik, R., Bellahsen, N., Vacherat, A., Mouthereau, F., Bernet, M., Denèle, Y., in preparation.
1131 Zircon (U-Th)/He ages from the Pyrenees and damage dependent sensitivity to thermal
1132 processes.
1133 Pickering, K., and Corregidor, J., 2005. Mass transport complexes and tectonic control on
1134 confined basin-floor submarine fans, Middle Eocene, south Spanish Pyrenees. In :
1135 Hodgson D. et Flint S., éditeurs, Submarine Slope Systems : Processes and Products,
1136 Geological Society Special Publications, 244, London, 51-74.
1137 Plaziat, J.C., 1981. Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of southwest
1138 Europe. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 36, 263-320.

1139 Poblet, J., Muñoz, J., Travé, A., and Serra-Kiel, J., 1998. Quantifying the kinematics of
1140 detachment folds using the 3D geometry : application to the Mediano Anticline
1141 (Pyrenees, Spain), Geological Society of America Bulletin, 110(1), pp. 111–125.

1142 Puigdefabrégas, C., Muñoz, J.A., and Marzo, M., 1986. Thrust belt development in the
1143 eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin.
1144 International Association of Sedimentology, Special Publications, 8, 229-246.
1145 Puigdefabrégas, C., and Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional
1146 sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics, 129, 173-
1147 203.

1148 Rahl, J.M., Haines, S.H., and Van Der Pluijm, B.A., 2011 Links between orogenic wedge
1149 deformation and erosional exhumation: evidence from illite age analyses of fault rock
1150 and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees.
1151 Earth and Planetary Science Letters, 307, 180-190.

1152 Rasser, M.W., Schneibner, C., and Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section
1153 for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France ; Pyrenees, Spain).
1154 Facies, 51, 217-232.

1155 Rat, P., 1964. Problèmes du Crétacé Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne.
1156 Geologische Rundschau, 205-220.

1157 Rat, P., 1988. The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates some
1158 facts but still many problems. Revista de la Sociedad Geológica de España, 1, 327-348.

1159 Reiners, P.W., Thomson, S.N., McPhillips, D., Donelick, R.A., and Roering, J.J., 2007.
1160 Wildfire thermochronology and the fate and transport of apatite in hillslope and fluvial
1161 environments. Journal of Geophysical REsearch, 112, F04001.

1162 Respaut, J.P., and Lancelot, J.R., 1983. Datation de la mise en place synmétamorphe de la
1163 charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U/Pb sur zircons et
1164 monazites. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 147, 21-34.

1165 Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., and Paquette, J.L., 2000. Petrogenesis of Mafic to
1166 Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French
1167 Pyrenees. Journal of Petrology, 41, 809-844.

1168 Rosell, J., Linarès, R., and Llompart, C., 2001. El "Garmniense" Prepirenaico. Revista de la
1169 Sociedad Geológica de España, 14, 47-56.

1170 Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and
1171 Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics, 359, 117-129.

1172 Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., and Ternet, Y., 2003. Datation U-Pb sur zircons des
1173 dolérites tholéiitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations
1174 avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens. Comptes rendus
1175 Geoscience, 335, 1071-1080.

1176 Serrano, O., Guillocheau, F., and Leroy, E., 2001. Evolution du basin compressif Nord-
1177 Pyrénéen au Paléogène (basin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques. Compte-Rendu
1178 de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes, 332, 37-44.

1179 Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., and Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the
1180 Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. American
1181 Journal of Science 305, 369-406, doi: 10.2475/ajs.305.5.369.

1182 Souquet, P., Debroas, E.J., Boirie, J.M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.C., Dol, J., Thieuloy,
1183 J.P., Bonnemaison, M., Manivit, H., and Peybernès, B., 1985. The black flysch (Albian-
1184 Early Cenomanian) from the Pyrenees. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-
1185 Production Elf-Aquitaine, 9, 183-252.

1186 Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees.
1187 Tectonics, 17, 395-406.

1188 Ternet, Y., Majesté-Menjoulas, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., and
1189 Rossi, P., 2004. Notice explicative de la feuille Laruns-Somport. 1/50000, BRGM,
1190 192p.

1191 Turner, J.P., 1992. Evolving alluvial stratigraphy and thrust front development in the West
1192 Jaca piggyback basin, Spanish Pyrenees. Journal of the Geological Society, London,
1193 149, 51-63.

1194 Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L.,
1195 Tibari, B., and Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as
1196 recorded in the Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters, accepted.

1197 Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Tibari, B.,
1198 and Pinna Jamme, R. Unravelling the long-term cooling history of the northern
1199 Pyrenees from rifting-to-orogenic evolution. In preparation.

1200 Vanderhaeghe, O., and Grabkowiak, A., 2014. Tectonic accretion and recycling of the
1201 continental lithosphere during the Alpine orogeny along the Pyrenees. Bulletin de la
1202 Société Géologique de France, 185, 257-277.

1203 Vergès, J., Fernandez, M., and Martinez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-
1204 collisional evolution. Journal of the Virtual Explorer, 8, 55-74.

1205 Vergès, J., and García-Senz, J., 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the
1206 Pyrenean Rift, in: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S.,
1207 (Eds.), Peri-Tethys Memoire 6, Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins,
1208 Mémoires Muséum National d'Histoire Naturelle 186, Paris, pp. 187-212.

1209 Vergès, J., Marzo, M., Santaeularia, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A., and
1210 Giménez-Montsant, J., 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the
1211 SE Pyrenean foreland basin. Journal of Geological Society, Special Publications, 134,
1212 107-134.

1213 Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? Earth and
1214 Planetary Science Letters, 224, 441-451.

1215 Vermeesch, P., 2009. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and
1216 other radial plots. Radiation Measurements 44, 409-410, doi:
1217 10.1016/j.radmeas.2009.05.003.
1218 Vermeesch, P., 2012. On the visualization of detrital age distributions. Chemical Geology
1219 312-313, 191-194, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.
1220 Vielzeuf, D., and Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean
1221 lherzolites and granulites. Earth and Planetary Science Letters 67, 87-96, doi:
1222 10.1016/0012-821X(94)90041-4.
1223 Vitrac-Michard, A., and Allègre, C.J., 1975. A study of the formation and history of a piece
1224 of continental crust by 87Rb-87Sr method : the case of the French oriental Pyrenees.
1225 Contribution to Mineralogy and Petrology, 50, 257-285.

1226 Vissers R., 1992. Variscan extension in the Pyrenees, Tectonics, 11, pp. 1369–1384.
1227 Wickham, S.M., and Taylor, H.P.J., 1985. Stable isotopic evidence for large-scale seawater
1228 infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois-Seigneurs Massif, Pyrenees,
1229 France. Contribution to Mineralogy and Petrology, 91, 122-137.

1230 Whitchruch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., and Allen, P.A.,
1231 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen:
1232 insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central
1233 Pyrenees. American Journal of Science, 311, 442-482.

1234 Wilson, M., Neumann, E.R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., and Larsen,
1235 B.T., 2004. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction. In
1236 Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe, editors Wilson M., Neumann
1237 E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. & Larsen B.T., Geological Society,
1238 London, Special Publications, 223, 1-10.
1239 Yelland, A.J., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. Nuclear Tracks
1240 Radiation Measurements 17, 293-299, doi: 10.1016/1359-0189(90)90049-4.

1241 Yelland, A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track
1242 studies. Ph.D. thesis, University of London.

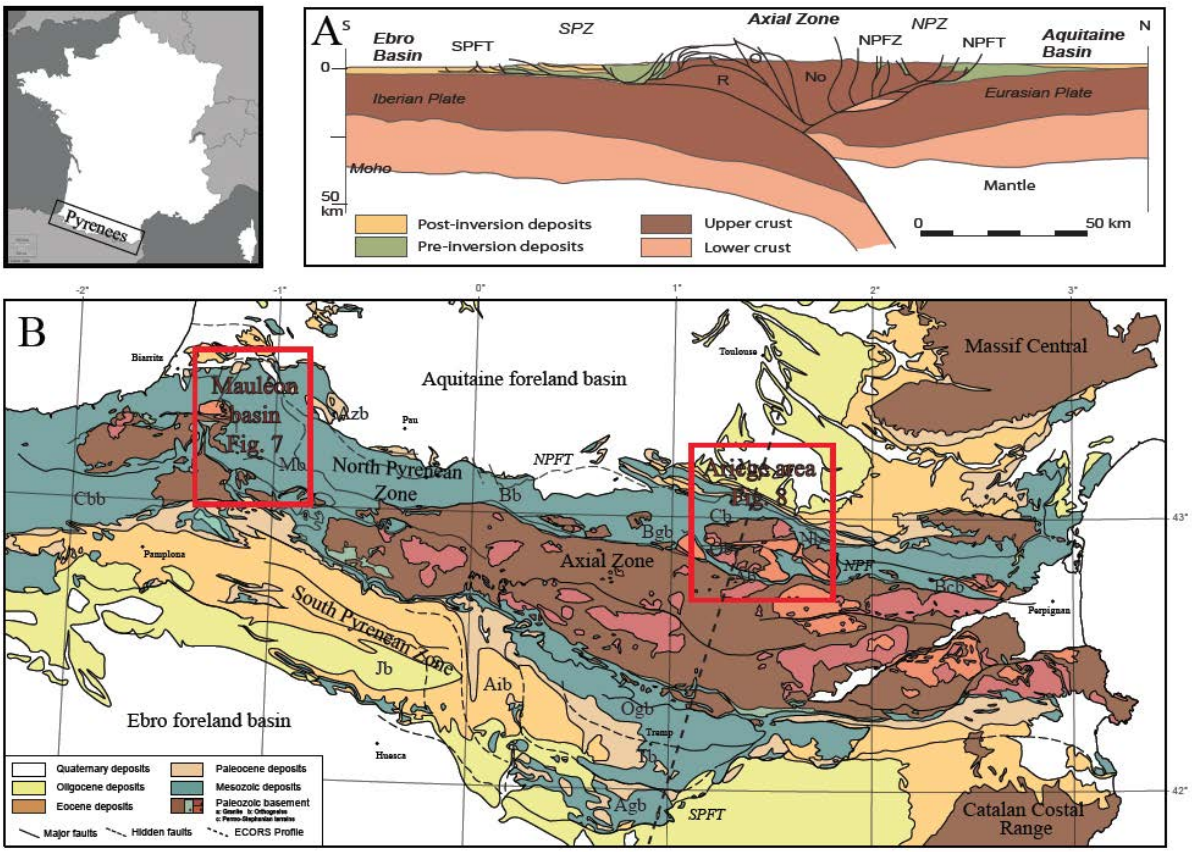

Pyrenees
A
S
N
Ebro Basin
SPFT
SPZ
Axial Zone
NPZ
NPFZ
NPFT
Aquitaine Basin
Iberian Plate
Eurasian Plate
Moho
Mantle
50 km
Post-inversion deposits
Pre-inversion deposits
Upper crust
Lower crust
B
Massif Central
Aquitaine foreland basin
Mauléon basin
Fig. 7
North Pyrenean Zone
NPFT
Ariège area
Fig. 8
Axial Zone
South Pyrenean Zone
Ebro foreland basin
Catalan Costal Range
SPFT
Quaternary deposits
Oligocene deposits
Eocene deposits
Paleocene deposits
Mesozoic deposits
Major faults
Hidden faults
ECORS Profile

Figure 1

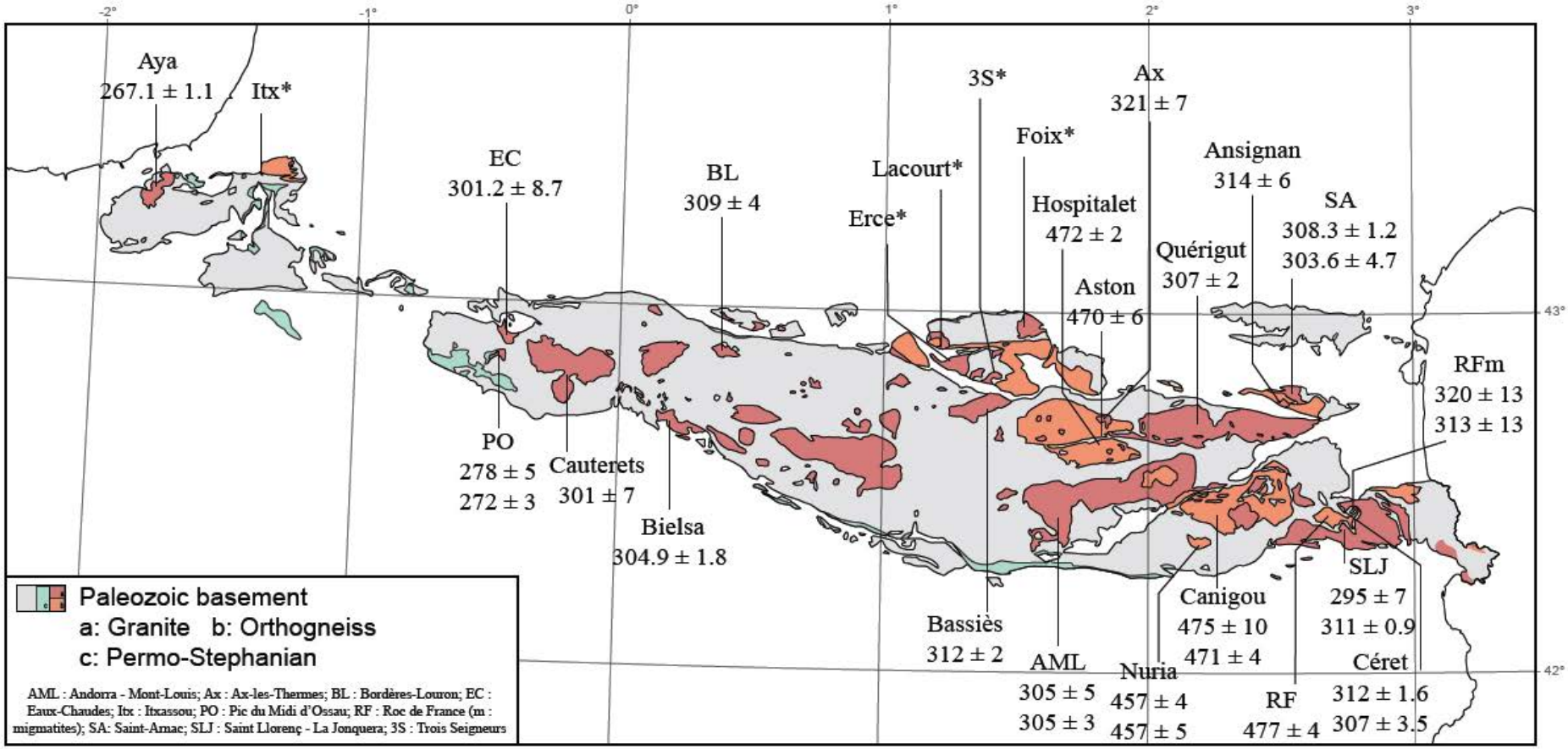

-2°
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
Aya
267.1 ± 1.1
Itx*
EC
301.2 ± 8.7
BL
309 ± 4
Lacourt*
Erce*
3S*
Foix*
Hospitalet
472 ± 2
Ax
321 ± 7
Ansignan
314 ± 6
SA
308.3 ± 1.2
303.6 ± 4.7
Quérigut
307 ± 2
Aston
470 ± 6
RFm
320 ± 13
313 ± 13
PO
278 ± 5
272 ± 3
Cauterets
301 ± 7
Bielsa
304.9 ± 1.8
Bassiès
312 ± 2
AML
305 ± 5
305 ± 3
Nuria
457 ± 4
457 ± 5
Canigou
475 ± 10
471 ± 4
RF
477 ± 4
SLJ
295 ± 7
311 ± 0.9
Céret
312 ± 1.6
307 ± 3.5
Paleozoic basement
a: Granite b: Orthogneiss
c: Permo-Stephanian
AML : Andorra - Mont-Louis; Ax : Ax-les-Thermes; BL : Bordères-Louron; EC : Eaux-Chaudes; Itx : Itxassou; PO : Pic du Midi d'Ossau; RF : Roc de France (m : migmatites); SA: Saint-Arnac; SLJ : Saint Llorenç - La Jonquera; 3S : Trois Seigneurs

Figure 2

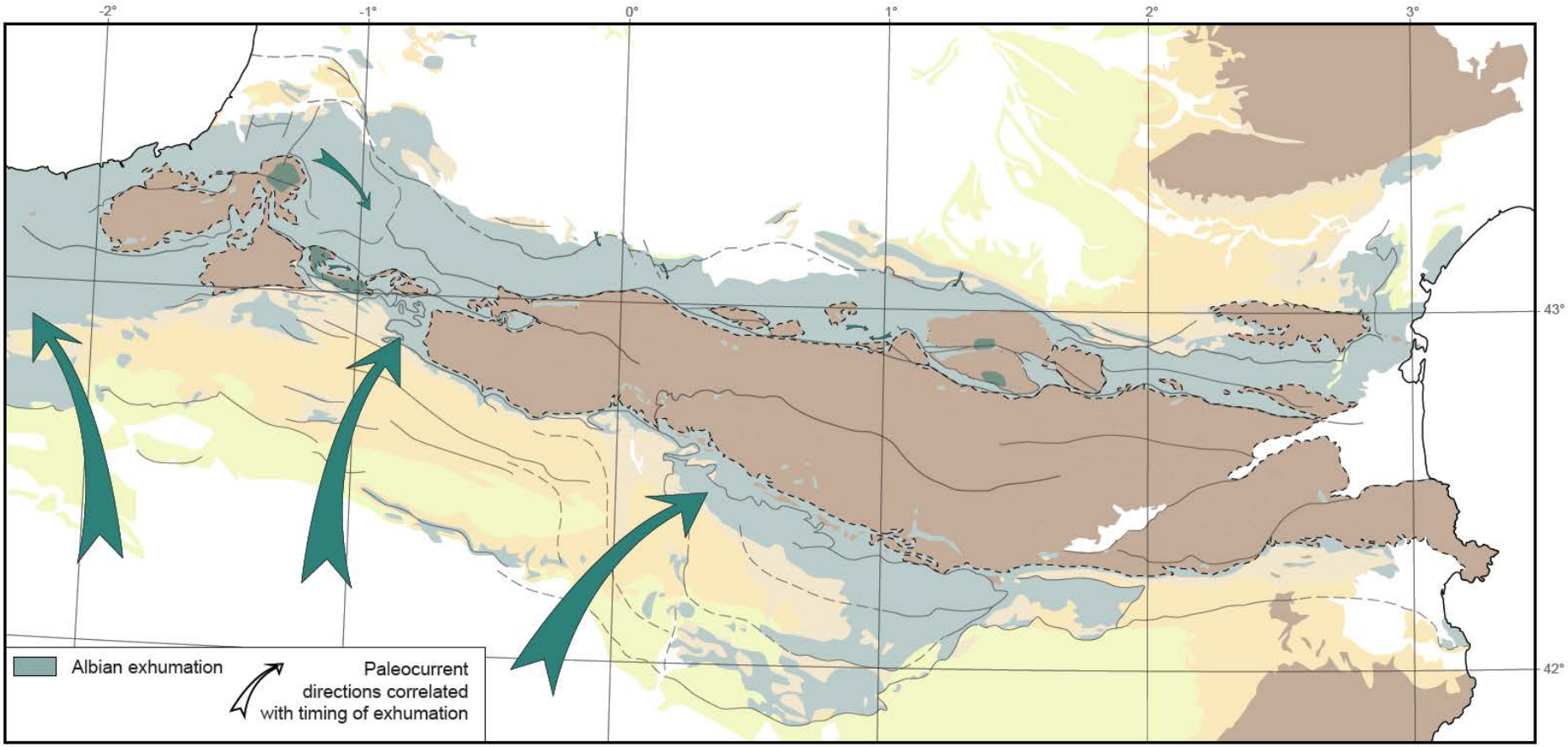

-2°
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
Albian exhumation
Paleocurrent directions correlated with timing of exhumation

Figure 3

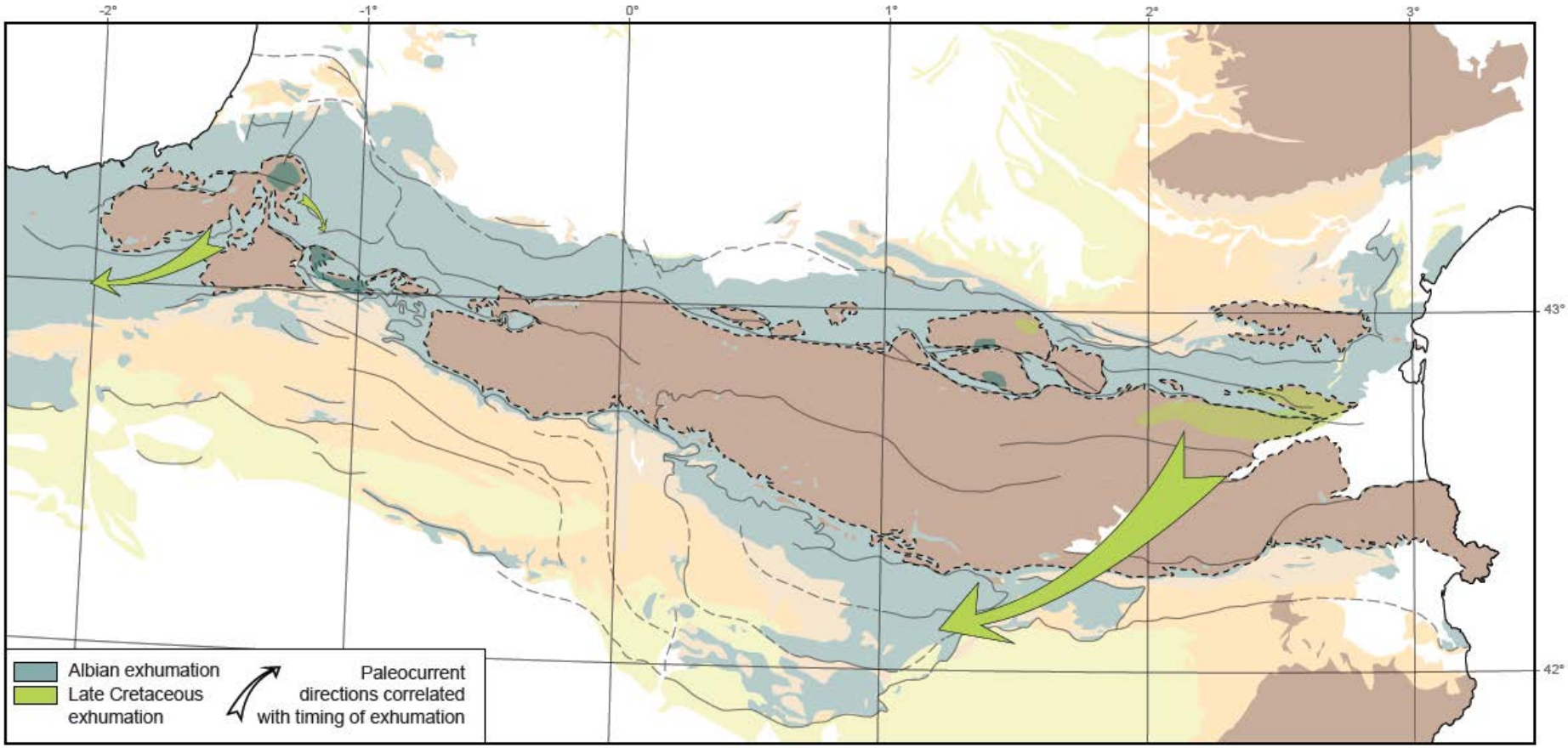

-2°
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
Albian exhumation
Late Cretaceous exhumation
Paleocurrent directions correlated with timing of exhumation

Figure 4

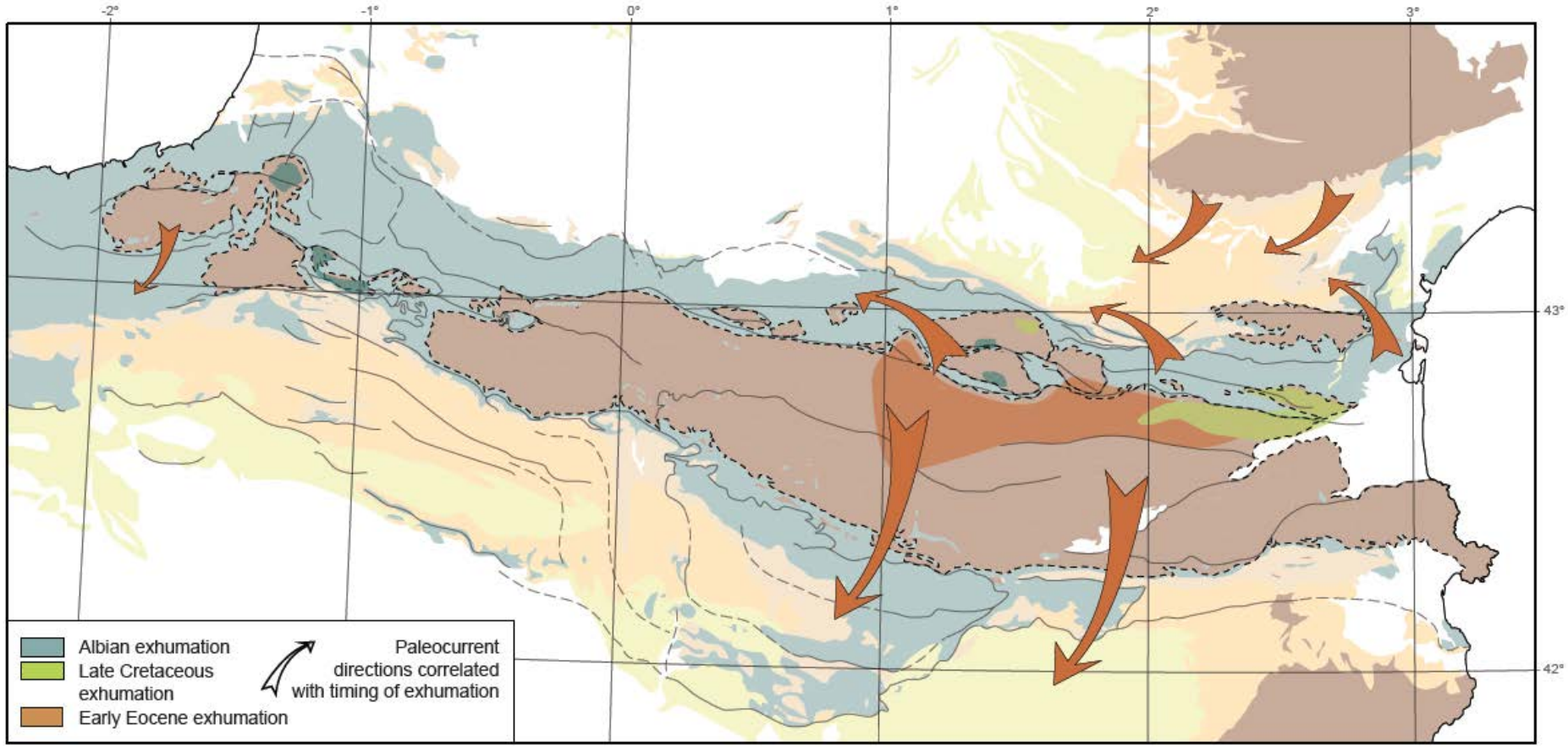

-2°
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
Albian exhumation
Late Cretaceous exhumation
Early Eocene exhumation
Paleocurrent directions correlated with timing of exhumation

Figure 5

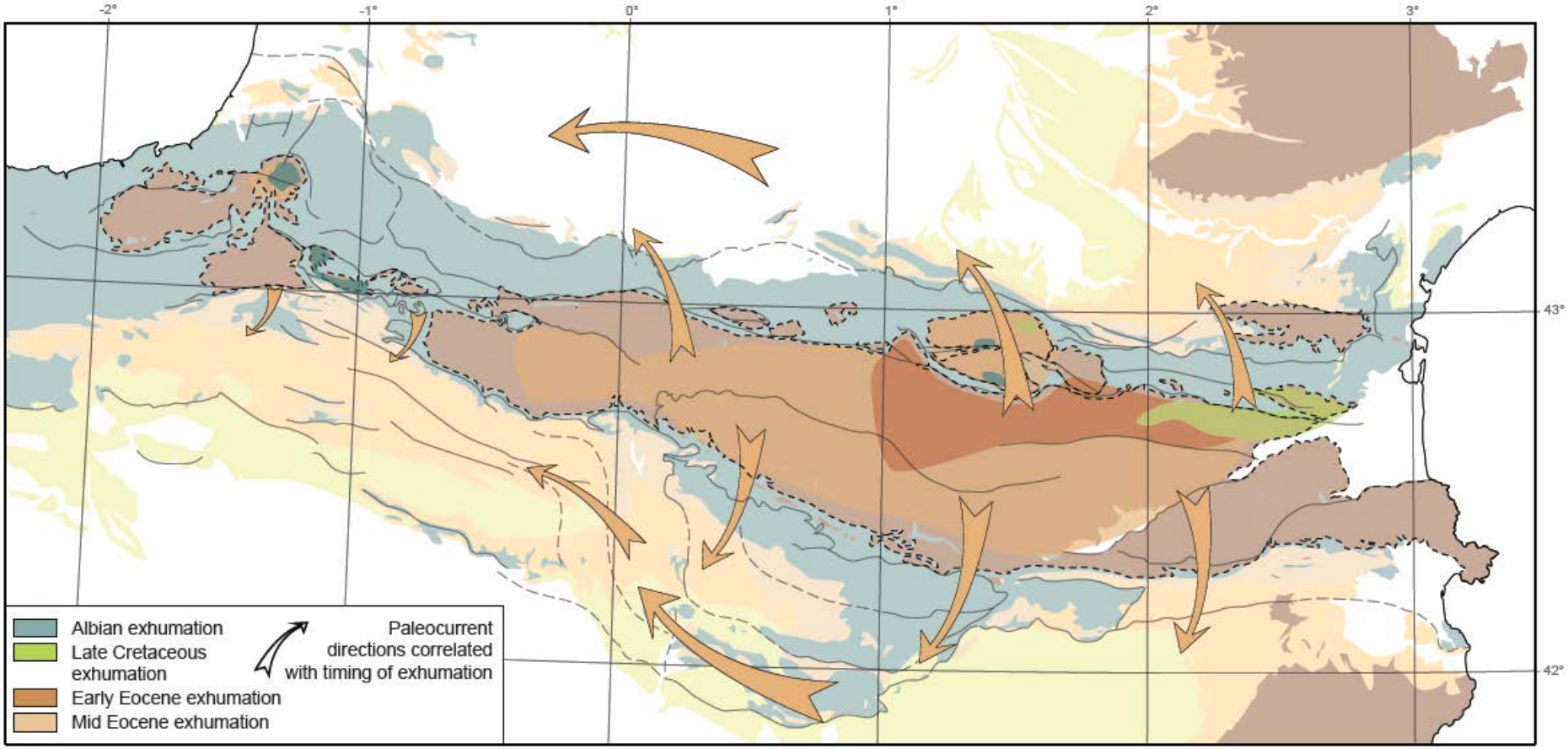

-2°
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
Albian exhumation
Late Cretaceous exhumation
Early Eocene exhumation
Mid Eocene exhumation
Paleocurrent directions correlated with timing of exhumation

Figure 6

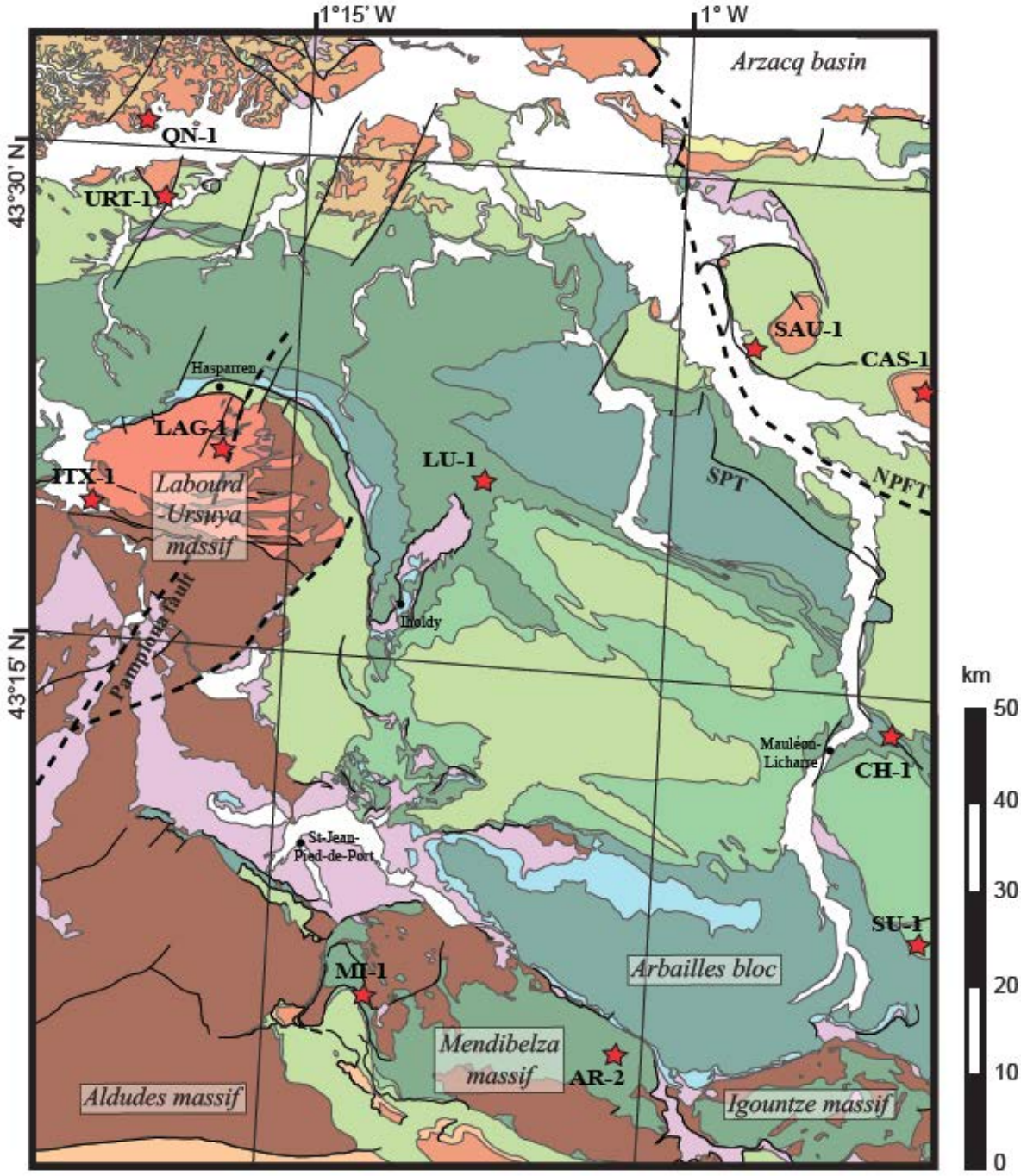

1°15' W
1° W
43°30' N
43°15' N
Arzacq basin
QN-1
URT-1
SAU-1
CAS-1
Hasparren
LAG-1
LU-1
ITX-1
Labourd
-Ursuya
massif
SPT
NPFT
Pamplona fault
Tholdy
Mauléon-
Licharre
CH-1
St-Jean-
Pied-de-Port
SU-1
MI-1
Arbailles bloc
Mendibelza
massif
AR-2
Aldudes massif
Igountze massif
km
50
40
30
20
10
0

Figure 7

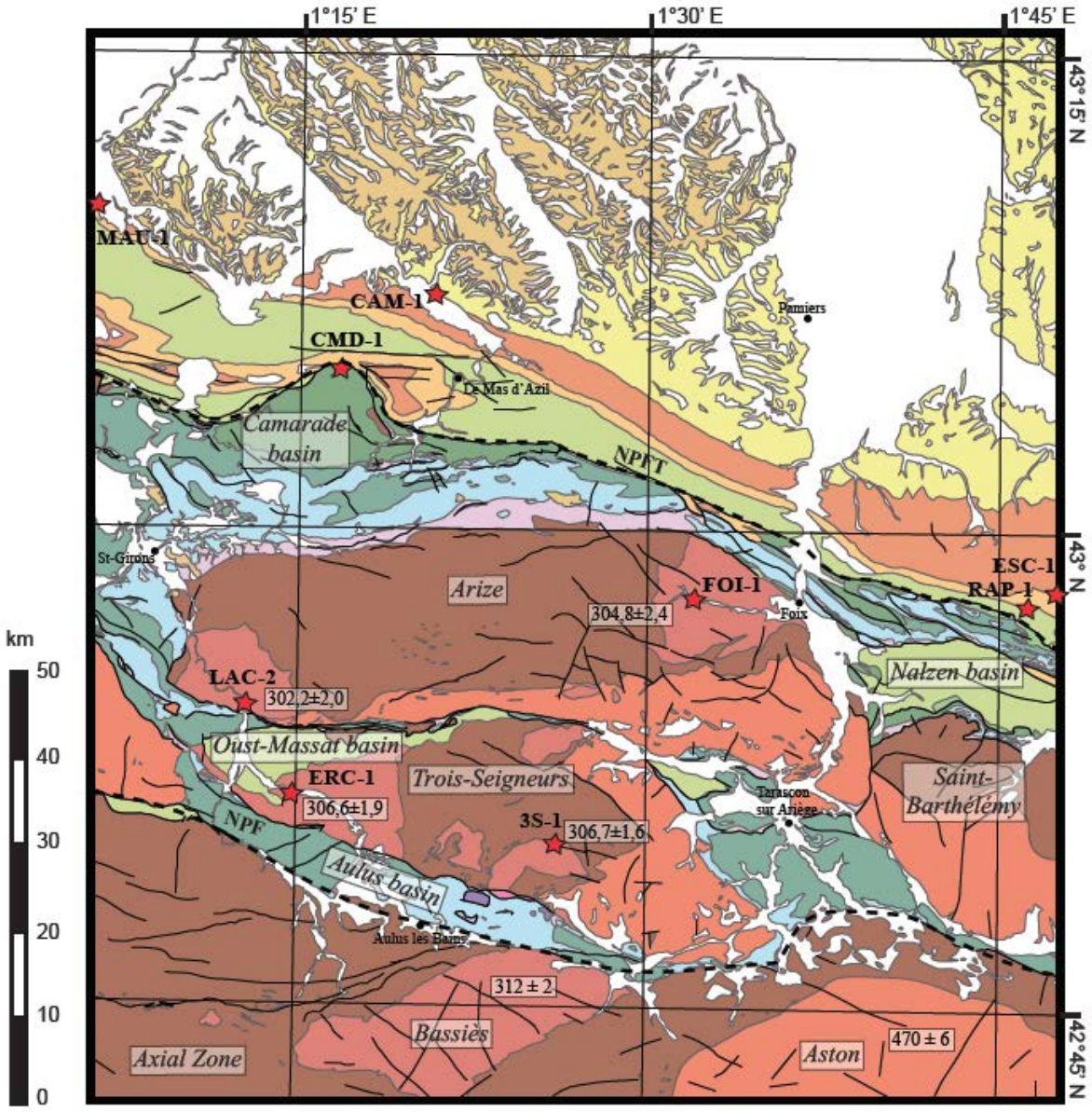

1°15' E
1°30' E
1°45' E
43°15' N
43° N
42°45' N
MAU-1
CAM-1
CMD-1
Pamiers
Le Mas d'Azil
Camarade basin
NPFT
St-Girons
Arize
FOI-1
304,8±2,4
Foix
ESC-1
RAP-1
Nalzen basin
LAC-2
302,2±2,0
Oust-Massat basin
ERC-1
306,6±1,9
Trois-Seigneurs
Saint-Barthélémy
Tarascon sur Ariège
3S-1
306,7±1,6
NPF
Aulus basin
Aulus les Bains
312 ± 2
Bassiès
Axial Zone
Aston
470 ± 6
km
50
40
30
20
10
0

Figure 8

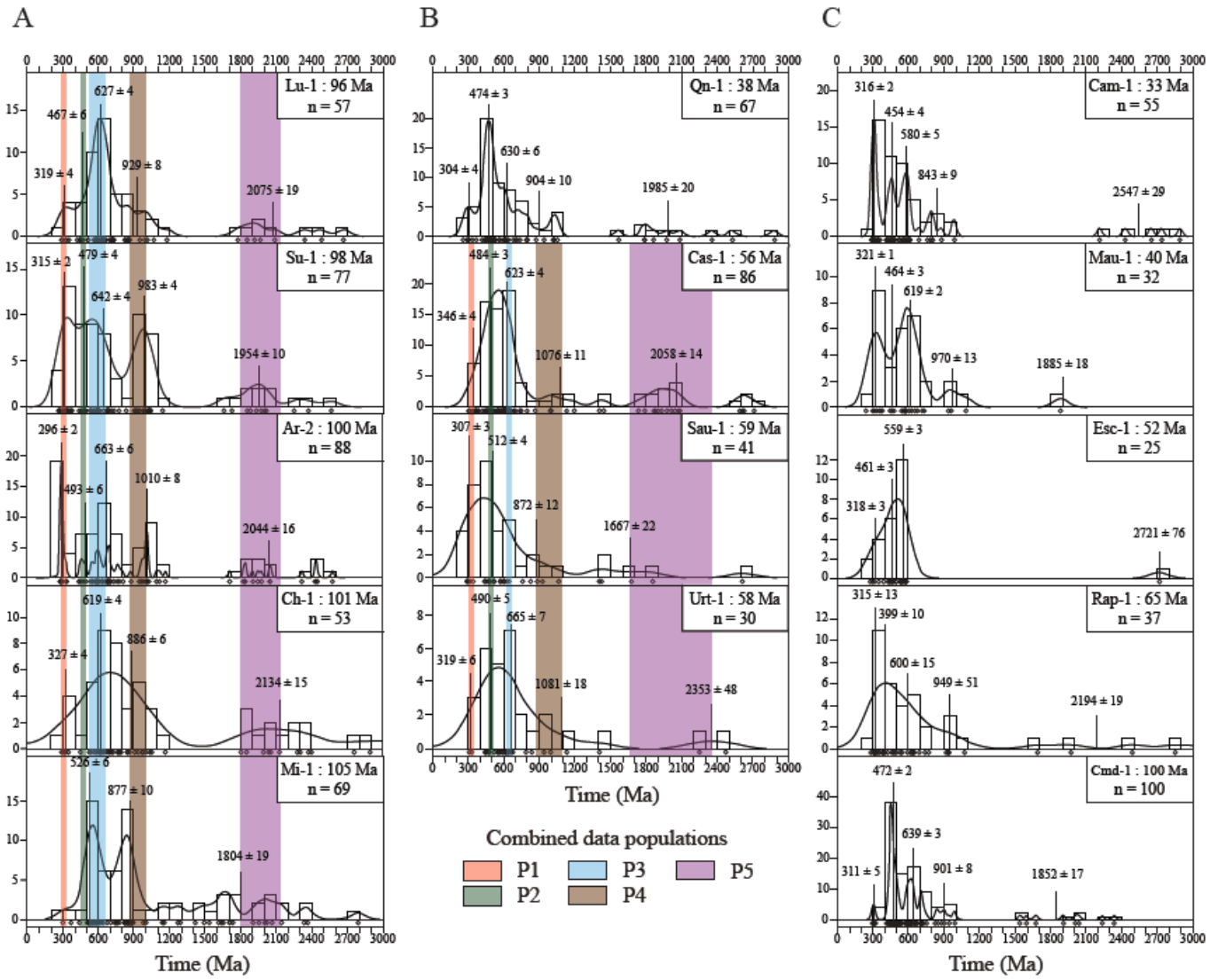

A
B
C
Lu-1 : 96 Ma
n = 57
627 ± 4
467 ± 6
319 ± 4
929 ± 8
2075 ± 19
Su-1 : 98 Ma
n = 77
479 ± 4
315 ± 2
642 ± 4
983 ± 4
1954 ± 10
Ar-2 : 100 Ma
n = 88
296 ± 2
663 ± 6
493 ± 6
1010 ± 8
2044 ± 16
Ch-1 : 101 Ma
n = 53
619 ± 4
327 ± 4
886 ± 6
2134 ± 15
Mi-1 : 105 Ma
n = 69
526 ± 6
877 ± 10
1804 ± 19
Qn-1 : 38 Ma
n = 67
474 ± 3
304 ± 4
630 ± 6
904 ± 10
1985 ± 20
Cas-1 : 56 Ma
n = 86
484 ± 3
623 ± 4
346 ± 4
1076 ± 11
2058 ± 14
Sau-1 : 59 Ma
n = 41
307 ± 3
512 ± 4
872 ± 12
1667 ± 22
Urt-1 : 58 Ma
n = 30
490 ± 5
665 ± 7
319 ± 6
1081 ± 18
2353 ± 48
Cam-1 : 33 Ma
n = 55
316 ± 2
454 ± 4
580 ± 5
843 ± 9
2547 ± 29
Mau-1 : 40 Ma
n = 32
321 ± 1
464 ± 3
619 ± 2
970 ± 13
1885 ± 18
Esc-1 : 52 Ma
n = 25
559 ± 3
461 ± 3
318 ± 3
2721 ± 76
Rap-1 : 65 Ma
n = 37
315 ± 13
399 ± 10
600 ± 15
949 ± 51
2194 ± 19
Cmd-1 : 100 Ma
n = 100
472 ± 2
639 ± 3
311 ± 5
901 ± 8
1852 ± 17
Time (Ma)
Combined data populations
P1
P2
P3
P4
P5

Figure 9

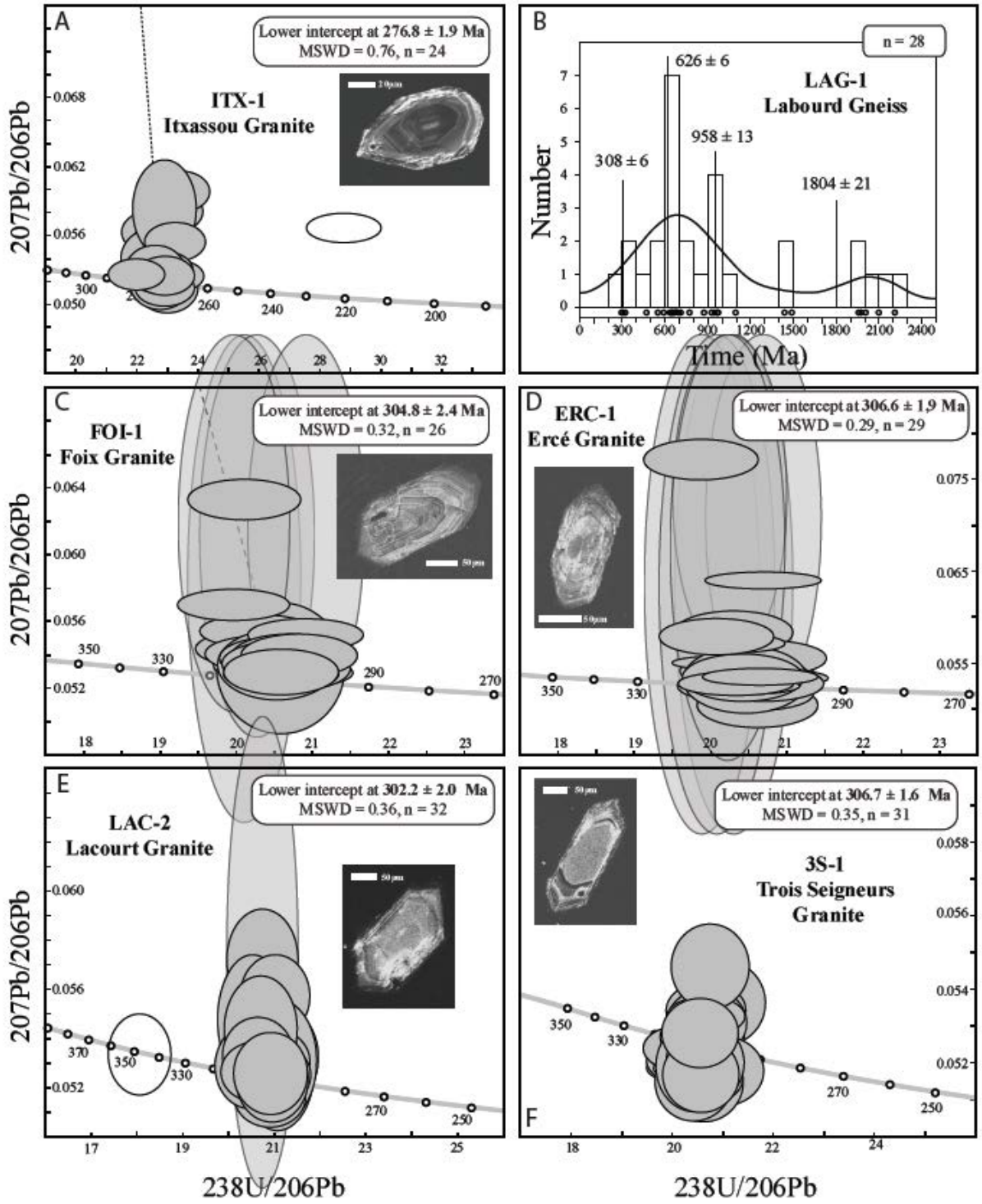

A
Lower intercept at 276.8 ± 1.9 Ma
MSWD = 0.76, n = 24
ITX-1
Itxassou Granite
B
n = 28
626 ± 6
LAG-1
Labourd Gneiss
958 ± 13
308 ± 6
1804 ± 21
Number
Time (Ma)
C
FOI-1
Foix Granite
Lower intercept at 304.8 ± 2.4 Ma
MSWD = 0.32, n = 26
D
ERC-1
Ercé Granite
Lower intercept at 306.6 ± 1.9 Ma
MSWD = 0.29, n = 29
E
LAC-2
Lacourt Granite
Lower intercept at 302.2 ± 2.0 Ma
MSWD = 0.36, n = 32
F
3S-1
Trois Seigneurs
Granite
Lower intercept at 306.7 ± 1.6 Ma
MSWD = 0.35, n = 31
207Pb/206Pb
238U/206Pb

Figure 10

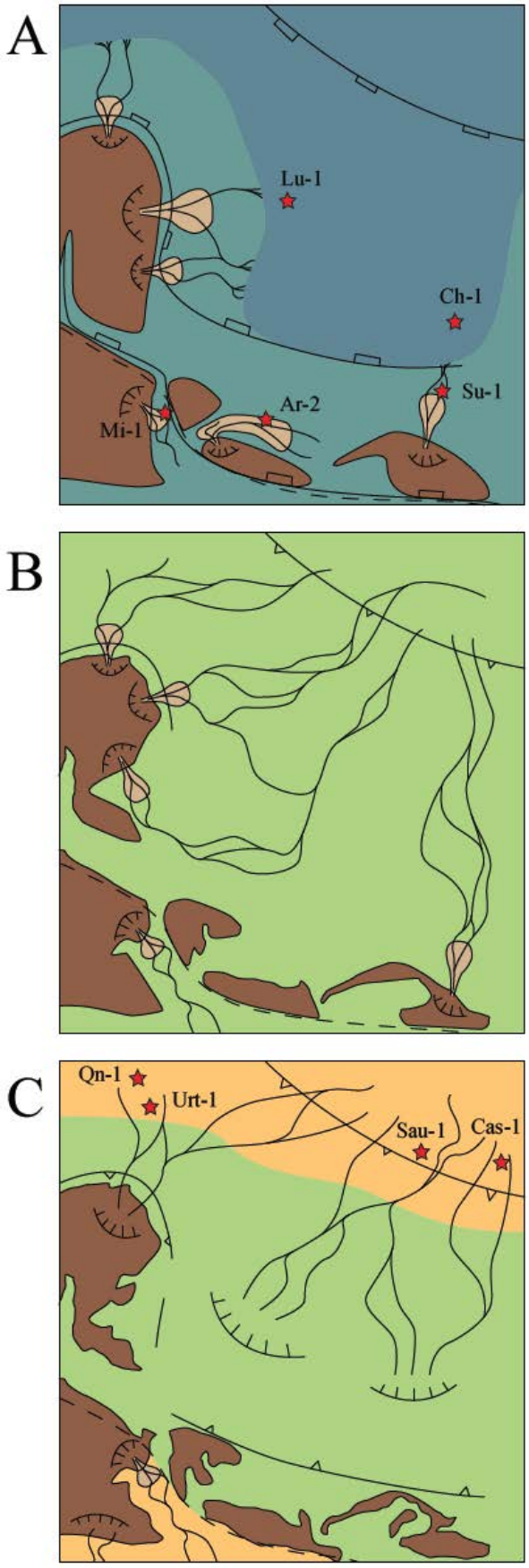



Figure 11

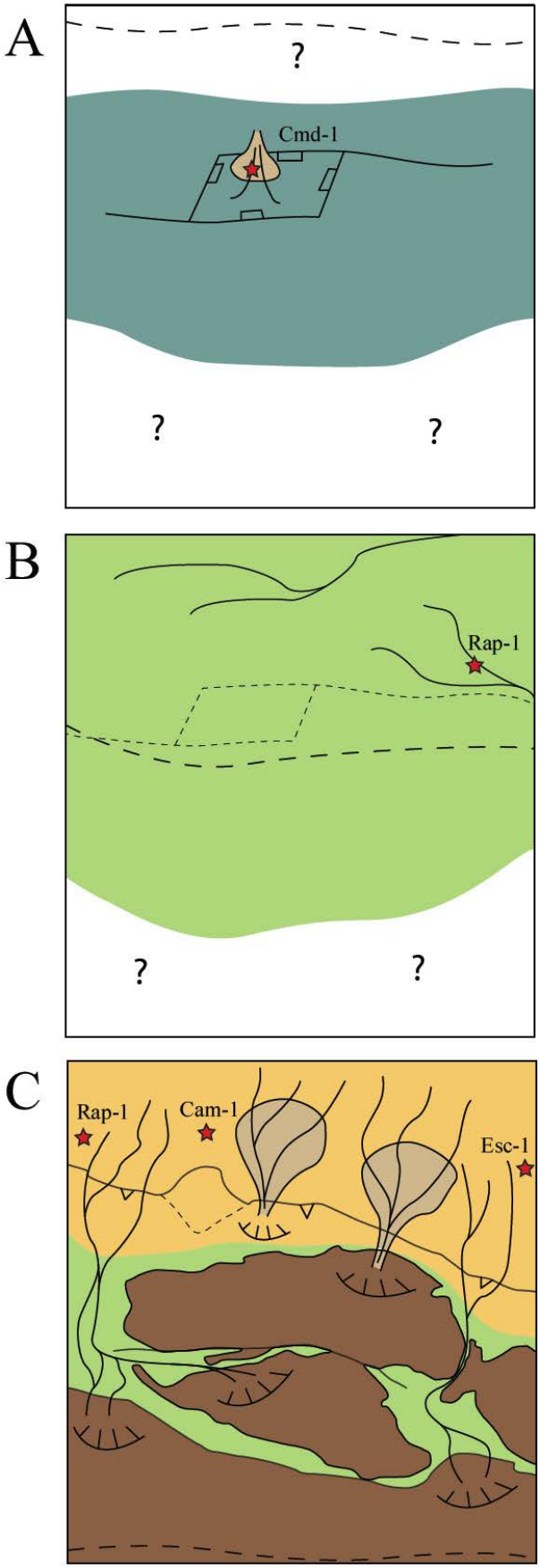



Figure 12

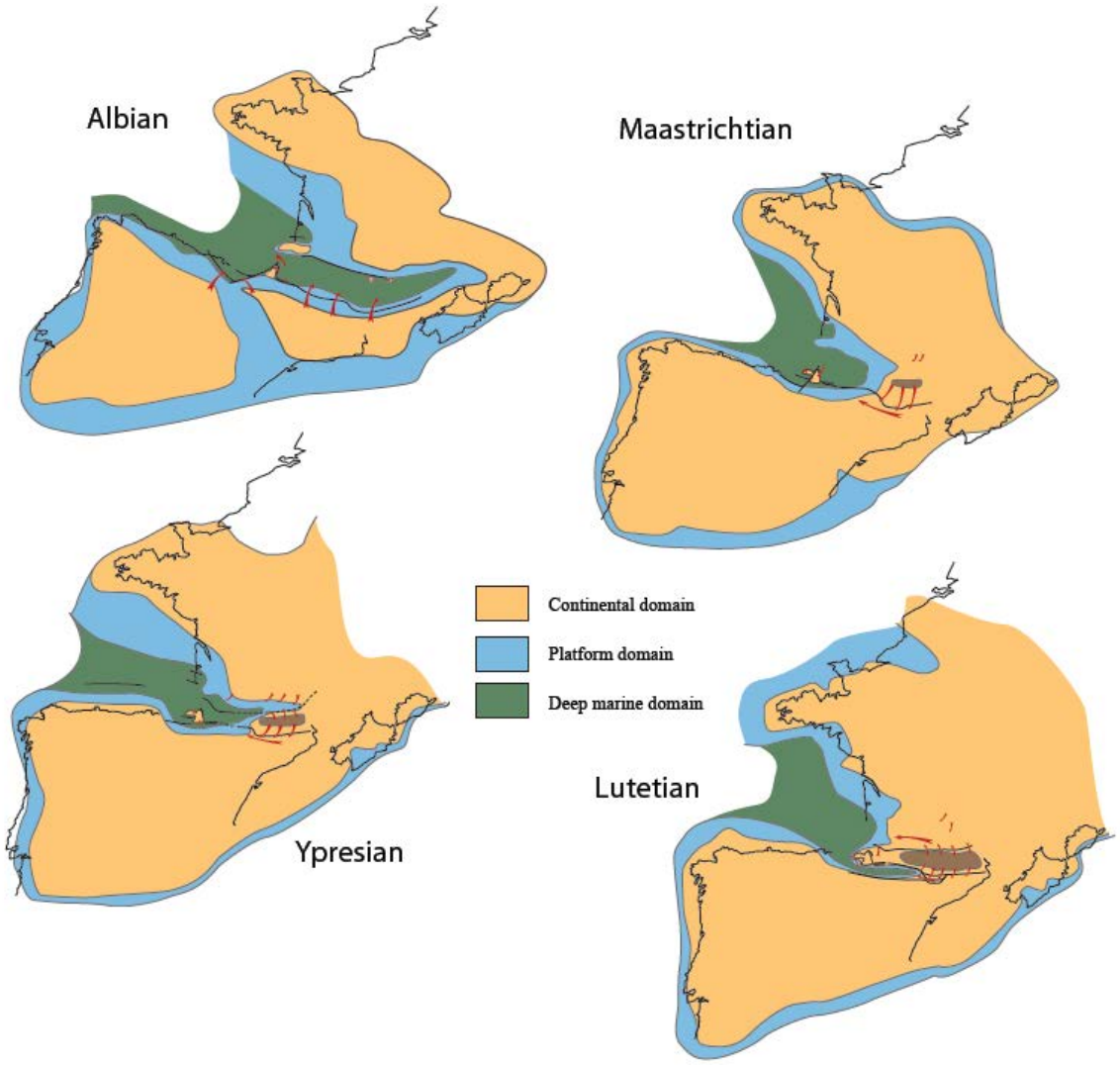

Albian
Maastrichtian
Continental domain
Platform domain
Deep marine domain
Ypresian
Lutetian

Figure 13

Table 1 : Detrital zircon U/Pb ages from the Mauléon basin.

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ar-2 | 1 | 26,2 | 157,9 | 330,0 | 0,58 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 461 | 65 | 465 | 15 |
| | 2 | 13,1 | 52,4 | 108,6 | 0,97 | 3,8E-02 | 0,11 | 3,8E-03 | 697 | 70 | 688 | 22 |
| | 3 | 13,0 | 51,8 | 108,5 | 0,98 | 4,0E-02 | 0,11 | 3,8E-03 | 715 | 74 | 684 | 22 |
| | 4 | 18,4 | 53,9 | 97,9 | 1,77 | 6,5E-02 | 0,17 | 5,8E-03 | 1073 | 60 | 1016 | 32 |
| | 5 | 18,3 | 62,8 | 236,8 | 0,60 | 2,3E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 483 | 68 | 479 | 16 |
| | 6 | 10,7 | 40,4 | 44,6 | 2,32 | 9,9E-02 | 0,19 | 6,5E-03 | 1393 | 71 | 1122 | 35 |
| | 8 | 17,6 | 37,5 | 178,8 | 0,84 | 3,2E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 622 | 67 | 617 | 20 |
| | 9 | 62,4 | 60,6 | 118,4 | 12,23 | 4,1E-01 | 0,43 | 1,5E-02 | 2865 | 42 | 2320 | 65 |
| | 10 | 65,2 | 128,3 | 154,5 | 5,83 | 2,0E-01 | 0,35 | 1,2E-02 | 1953 | 47 | 1950 | 56 |
| | 11 | 16,6 | 55,6 | 32,7 | 5,75 | 2,1E-01 | 0,34 | 1,2E-02 | 1973 | 54 | 1906 | 56 |
| | 12 | 47,9 | 151,7 | 244,6 | 1,91 | 7,5E-02 | 0,17 | 5,7E-03 | 1258 | 65 | 999 | 31 |
| | 13 | 50,7 | 87,1 | 497,5 | 0,90 | 3,1E-02 | 0,10 | 3,5E-03 | 673 | 58 | 643 | 20 |
| | 14 | 26,8 | 188,0 | 104,8 | 1,75 | 6,5E-02 | 0,17 | 5,8E-03 | 1030 | 60 | 1025 | 32 |
| | 15 | 8,6 | 62,1 | 182,3 | 0,34 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 313 | 85 | 294 | 10 |
| | 17 | 12,5 | 47,9 | 174,7 | 0,56 | 2,3E-02 | 0,07 | 2,4E-03 | 487 | 76 | 445 | 15 |
| | 18 | 23,3 | 74,0 | 247,4 | 0,77 | 2,8E-02 | 0,09 | 3,1E-03 | 589 | 65 | 575 | 18 |
| | 19 | 15,8 | 99,7 | 343,2 | 0,34 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 328 | 73 | 290 | 10 |
| | 20 | 10,4 | 75,4 | 223,8 | 0,33 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 328 | 82 | 288 | 10 |
| | 22 | 13,6 | 97,5 | 151,6 | 0,64 | 2,6E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 526 | 75 | 499 | 16 |
| | 23 | 13,7 | 50,5 | 55,5 | 2,18 | 8,5E-02 | 0,20 | 6,8E-03 | 1182 | 64 | 1170 | 36 |
| | 24 | 40,7 | 403,7 | 294,0 | 0,87 | 3,1E-02 | 0,10 | 3,5E-03 | 643 | 62 | 632 | 20 |
| | 25 | 29,3 | 22,2 | 271,3 | 1,00 | 3,6E-02 | 0,11 | 3,8E-03 | 723 | 61 | 696 | 22 |
| | 26 | 87,0 | 76,5 | 164,6 | 11,22 | 3,8E-01 | 0,46 | 1,5E-02 | 2626 | 43 | 2438 | 68 |
| | 27 | 17,8 | 142,5 | 366,3 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 360 | 71 | 295 | 10 |
| | 28 | 15,4 | 121,1 | 315,0 | 0,35 | 1,9E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 318 | 114 | 299 | 10 |
| | 29 | 16,9 | 71,0 | 232,8 | 0,57 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,4E-03 | 493 | 72 | 448 | 15 |
| | 30 | 8,1 | 31,8 | 35,2 | 2,15 | 1,0E-01 | 0,19 | 6,5E-03 | 1289 | 81 | 1098 | 35 |
| | 31 | 25,7 | 84,5 | 224,5 | 0,96 | 3,5E-02 | 0,11 | 3,7E-03 | 719 | 62 | 675 | 22 |
| | 33 | 8,8 | 55,7 | 187,2 | 0,34 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 352 | 85 | 294 | 10 |
| | 34 | 6,7 | 63,9 | 111,8 | 0,46 | 3,3E-02 | 0,05 | 2,0E-03 | 713 | 148 | 331 | 12 |
| | 35 | 49,3 | 164,1 | 358,4 | 1,17 | 4,1E-02 | 0,13 | 4,3E-03 | 805 | 58 | 782 | 25 |
| | 36 | 13,2 | 104,7 | 271,5 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 420 | 78 | 292 | 10 |

Table 1 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ar-2 | 37 | 16,2 | 101,2 | 143,8 | 0,84 | 3,3E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 623 | 71 | 615 | 20 |
| | 39 | 48,0 | 86,7 | 119,9 | 6,09 | 2,1E-01 | 0,33 | 1,1E-02 | 2148 | 47 | 1838 | 54 |
| | 40 | 25,3 | 30,2 | 161,4 | 1,59 | 5,8E-02 | 0,16 | 5,4E-03 | 986 | 59 | 956 | 30 |
| | 41 | 5,8 | 56,2 | 120,8 | 0,35 | 2,1E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 414 | 125 | 288 | 10 |
| | 42 | 44,0 | 37,4 | 84,9 | 10,43 | 3,6E-01 | 0,46 | 1,5E-02 | 2504 | 45 | 2437 | 68 |
| | 43 | 20,3 | 208,5 | 405,7 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 373 | 72 | 295 | 10 |
| | 44 | 95,1 | 323,5 | 600,3 | 1,42 | 4,9E-02 | 0,15 | 4,9E-03 | 950 | 54 | 878 | 27 |
| | 45 | 21,1 | 62,2 | 213,8 | 0,82 | 3,1E-02 | 0,10 | 3,3E-03 | 619 | 66 | 603 | 19 |
| | 46 | 11,7 | 44,3 | 253,4 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 373 | 81 | 299 | 10 |
| | 47 | 28,0 | 97,1 | 145,4 | 1,73 | 6,3E-02 | 0,17 | 5,7E-03 | 1033 | 58 | 1011 | 32 |
| | 48 | 16,0 | 89,7 | 71,7 | 1,73 | 6,7E-02 | 0,17 | 5,8E-03 | 1034 | 65 | 1012 | 32 |
| | 49 | 21,7 | 99,5 | 103,6 | 1,76 | 6,6E-02 | 0,17 | 5,8E-03 | 1066 | 61 | 1015 | 32 |
| | 50 | 21,2 | 81,3 | 171,5 | 1,06 | 4,2E-02 | 0,12 | 3,9E-03 | 816 | 69 | 706 | 23 |
| | 51 | 46,7 | 46,8 | 80,5 | 12,45 | 4,3E-01 | 0,49 | 1,7E-02 | 2684 | 44 | 2581 | 71 |
| | 52 | 19,3 | 155,2 | 413,1 | 0,33 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 314 | 73 | 286 | 9 |
| | 53 | 30,0 | 177,1 | 283,4 | 0,79 | 2,9E-02 | 0,10 | 3,2E-03 | 624 | 63 | 586 | 19 |
| | 54 | 62,0 | 556,8 | 567,2 | 0,74 | 2,6E-02 | 0,09 | 3,0E-03 | 585 | 61 | 555 | 18 |
| | 55 | 41,0 | 132,4 | 462,8 | 0,76 | 3,1E-02 | 0,09 | 3,0E-03 | 716 | 73 | 537 | 17 |
| | 56 | 5,7 | 46,8 | 117,5 | 0,33 | 1,7E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 255 | 105 | 295 | 10 |
| | 57 | 7,6 | 77,5 | 147,8 | 0,36 | 1,8E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 401 | 104 | 299 | 10 |
| | 58 | 17,5 | 66,9 | 88,0 | 1,78 | 6,7E-02 | 0,17 | 5,8E-03 | 1082 | 63 | 1017 | 32 |
| | 62 | 14,5 | 52,4 | 127,8 | 0,93 | 3,7E-02 | 0,11 | 3,7E-03 | 665 | 71 | 666 | 21 |
| | 63 | 17,3 | 174,2 | 308,7 | 0,37 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,8E-03 | 301 | 78 | 326 | 11 |
| | 64 | 40,7 | 83,0 | 323,5 | 1,13 | 4,0E-02 | 0,13 | 4,2E-03 | 774 | 59 | 766 | 24 |
| | 65 | 10,6 | 121,7 | 215,7 | 0,33 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 300 | 83 | 287 | 10 |
| | 66 | 33,9 | 80,1 | 74,1 | 6,18 | 2,2E-01 | 0,36 | 1,2E-02 | 2019 | 50 | 1984 | 58 |
| | 67 | 10,0 | 89,6 | 204,5 | 0,34 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 294 | 86 | 294 | 10 |
| | 68 | 24,2 | 91,1 | 198,8 | 1,03 | 3,8E-02 | 0,12 | 3,9E-03 | 758 | 64 | 704 | 22 |
| | 69 | 28,8 | 162,2 | 133,9 | 1,75 | 6,7E-02 | 0,17 | 5,6E-03 | 1118 | 63 | 985 | 31 |
| | 71 | 17,2 | 64,1 | 91,2 | 1,68 | 6,4E-02 | 0,17 | 5,6E-03 | 1031 | 63 | 985 | 31 |
| | 72 | 16,9 | 16,0 | 154,3 | 1,00 | 3,8E-02 | 0,12 | 3,9E-03 | 708 | 67 | 703 | 23 |
| | 73 | 44,3 | 213,7 | 419,4 | 0,84 | 3,0E-02 | 0,10 | 3,3E-03 | 661 | 62 | 606 | 19 |

Table 1 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ar-2 | 74 | 65,0 | 117,9 | 167,9 | 5,52 | 1,9E-01 | 0,33 | 1,1E-02 | 1969 | 48 | 1845 | 54 |
| | 75 | 18,6 | 85,1 | 137,1 | 1,13 | 4,4E-02 | 0,12 | 4,1E-03 | 867 | 67 | 732 | 23 |
| | 76 | 18,9 | 237,5 | 134,2 | 0,90 | 3,5E-02 | 0,10 | 3,3E-03 | 849 | 68 | 594 | 19 |
| | 77 | 38,2 | 108,7 | 71,9 | 6,54 | 2,4E-01 | 0,37 | 1,3E-02 | 2053 | 53 | 2050 | 60 |
| | 78 | 10,5 | 19,2 | 30,1 | 4,45 | 1,8E-01 | 0,30 | 1,0E-02 | 1734 | 61 | 1712 | 51 |
| | 79 | 8,2 | 31,4 | 107,4 | 0,58 | 2,8E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 422 | 96 | 469 | 16 |
| | 80 | 14,8 | 84,3 | 153,1 | 0,71 | 2,9E-02 | 0,09 | 3,0E-03 | 528 | 75 | 550 | 18 |
| | 81 | 23,9 | 206,3 | 420,3 | 0,40 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,8E-03 | 371 | 73 | 335 | 11 |
| | 82 | 4,7 | 39,0 | 51,5 | 0,64 | 3,4E-02 | 0,08 | 2,8E-03 | 538 | 108 | 496 | 17 |
| | 83 | 12,5 | 39,5 | 65,0 | 1,83 | 7,4E-02 | 0,17 | 5,8E-03 | 1148 | 67 | 1014 | 32 |
| | 84 | 82,7 | 166,0 | 210,3 | 5,40 | 1,9E-01 | 0,33 | 1,1E-02 | 1946 | 49 | 1830 | 54 |
| | 85 | 14,9 | 125,8 | 309,4 | 0,34 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 300 | 79 | 294 | 10 |
| | 86 | 25,0 | 249,4 | 202,1 | 0,79 | 3,1E-02 | 0,10 | 3,3E-03 | 594 | 70 | 592 | 19 |
| | 87 | 16,7 | 103,3 | 78,0 | 1,62 | 6,6E-02 | 0,16 | 5,5E-03 | 1005 | 69 | 969 | 31 |
| | 88 | 25,2 | 20,0 | 61,0 | 8,81 | 3,1E-01 | 0,38 | 1,3E-02 | 2559 | 47 | 2055 | 59 |
| | 89 | 9,7 | 82,6 | 208,0 | 0,33 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 341 | 86 | 285 | 10 |
| | 90 | 18,9 | 137,0 | 410,3 | 0,34 | 2,1E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 388 | 130 | 286 | 10 |
| | 91 | 20,9 | 72,6 | 145,1 | 1,31 | 5,0E-02 | 0,13 | 4,5E-03 | 953 | 65 | 810 | 26 |
| | 92 | 8,4 | 62,6 | 168,5 | 0,38 | 1,8E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 478 | 97 | 303 | 10 |
| | 93 | 88,2 | 136,5 | 150,9 | 10,88 | 3,8E-01 | 0,46 | 1,6E-02 | 2567 | 46 | 2447 | 68 |
| | 94 | 11,3 | 31,7 | 87,0 | 1,12 | 4,9E-02 | 0,13 | 4,3E-03 | 771 | 79 | 761 | 25 |
| | 95 | 9,3 | 19,1 | 51,3 | 1,83 | 7,6E-02 | 0,17 | 5,9E-03 | 1121 | 71 | 1025 | 32 |
| | 96 | 12,3 | 48,9 | 102,7 | 1,00 | 4,1E-02 | 0,11 | 3,8E-03 | 783 | 74 | 677 | 22 |
| | 97 | 17,1 | 119,4 | 378,6 | 0,33 | 1,3E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 327 | 77 | 283 | 9 |
| Cas-1 | 1 | 18,6 | 11,0 | 324,5 | 0,47 | 1,5E-02 | 0,06 | 1,9E-03 | 388 | 64 | 390 | 11 |
| | 2 | 11,8 | 32,5 | 66,3 | 1,72 | 5,7E-02 | 0,17 | 5,0E-03 | 1049 | 60 | 1003 | 28 |
| | 3 | 16,5 | 33,4 | 124,9 | 1,25 | 4,0E-02 | 0,13 | 3,9E-03 | 901 | 58 | 798 | 22 |
| | 4 | 136,7 | 96,0 | 227,4 | 14,01 | 4,1E-01 | 0,52 | 1,5E-02 | 2777 | 41 | 2714 | 65 |
| | 5 | 12,7 | 94,0 | 113,5 | 0,84 | 2,8E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 679 | 63 | 605 | 17 |
| | 6 | 32,5 | 217,3 | 414,0 | 0,61 | 2,4E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 588 | 78 | 461 | 13 |
| | 7 | 15,4 | 77,2 | 182,6 | 0,67 | 2,4E-02 | 0,08 | 2,5E-03 | 569 | 72 | 507 | 15 |
| | 8 | 22,3 | 81,4 | 293,1 | 0,61 | 2,3E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 506 | 74 | 480 | 14 |

Table 1 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cas-1 | 9 | 6,1 | 36,0 | 67,1 | 0,67 | 2,7E-02 | 0,09 | 2,6E-03 | 486 | 83 | 528 | 15 |
| | 10 | 5,7 | 101,1 | 34,4 | 0,84 | 4,7E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 690 | 115 | 603 | 18 |
| | 11 | 7,7 | 71,6 | 84,6 | 0,63 | 2,5E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 516 | 81 | 495 | 14 |
| | 13 | 7,2 | 73,7 | 57,4 | 0,78 | 3,2E-02 | 0,09 | 2,9E-03 | 609 | 84 | 577 | 17 |
| | 14 | 16,1 | 82,1 | 197,0 | 0,61 | 2,0E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 483 | 65 | 486 | 14 |
| | 15 | 29,8 | 206,2 | 249,0 | 0,86 | 2,8E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 695 | 60 | 611 | 17 |
| | 17 | 91,3 | 92,3 | 350,5 | 3,98 | 1,2E-01 | 0,24 | 7,2E-03 | 1926 | 46 | 1411 | 37 |
| | 18 | 39,0 | 195,7 | 138,1 | 3,20 | 1,0E-01 | 0,19 | 5,7E-03 | 1968 | 48 | 1133 | 31 |
| | 19 | 50,0 | 206,2 | 504,9 | 0,98 | 3,2E-02 | 0,09 | 2,6E-03 | 1204 | 58 | 545 | 16 |
| | 20 | 16,9 | 27,2 | 61,0 | 3,89 | 1,4E-01 | 0,25 | 7,7E-03 | 1835 | 61 | 1448 | 40 |
| | 21 | 12,1 | 43,2 | 124,9 | 0,78 | 2,7E-02 | 0,10 | 2,8E-03 | 583 | 67 | 585 | 17 |
| | 22 | 9,7 | 24,0 | 125,0 | 0,63 | 2,6E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 516 | 87 | 489 | 14 |
| | 23 | 36,2 | 34,9 | 62,4 | 11,98 | 3,6E-01 | 0,50 | 1,5E-02 | 2608 | 43 | 2597 | 63 |
| | 24 | 21,6 | 33,3 | 54,9 | 5,54 | 1,7E-01 | 0,34 | 1,0E-02 | 1907 | 50 | 1907 | 49 |
| | 25 | 12,6 | 106,3 | 92,0 | 0,92 | 3,7E-02 | 0,11 | 3,3E-03 | 678 | 80 | 659 | 19 |
| | 26 | 208,2 | 184,7 | 494,2 | 7,63 | 2,2E-01 | 0,38 | 1,1E-02 | 2281 | 43 | 2089 | 53 |
| | 27 | 20,2 | 110,8 | 196,9 | 0,77 | 2,5E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 585 | 63 | 581 | 16 |
| | 28 | 22,1 | 42,2 | 52,7 | 5,77 | 1,8E-01 | 0,35 | 1,0E-02 | 1954 | 48 | 1930 | 50 |
| | 29 | 11,7 | 114,5 | 86,5 | 0,90 | 3,2E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 647 | 69 | 651 | 18 |
| | 30 | 40,2 | 90,1 | 92,8 | 6,19 | 1,9E-01 | 0,36 | 1,1E-02 | 2025 | 46 | 1982 | 50 |
| | 31 | 14,7 | 83,2 | 86,7 | 1,39 | 4,8E-02 | 0,14 | 4,3E-03 | 929 | 63 | 868 | 24 |
| | 32 | 14,5 | 16,7 | 179,8 | 0,74 | 3,3E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 732 | 89 | 523 | 15 |
| | 33 | 21,8 | 165,5 | 212,5 | 0,75 | 2,8E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 573 | 73 | 570 | 16 |
| | 34 | 38,8 | 285,0 | 338,4 | 0,85 | 2,6E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 629 | 58 | 622 | 18 |
| | 36 | 28,5 | 19,3 | 137,6 | 3,04 | 9,6E-02 | 0,20 | 6,1E-03 | 1765 | 51 | 1197 | 32 |
| | 37 | 8,4 | 75,2 | 66,2 | 0,93 | 4,8E-02 | 0,11 | 3,3E-03 | 738 | 105 | 648 | 19 |
| | 38 | 4,7 | 26,3 | 37,8 | 1,01 | 4,4E-02 | 0,11 | 3,5E-03 | 771 | 86 | 692 | 20 |
| | 39 | 28,0 | 36,2 | 69,0 | 6,39 | 2,1E-01 | 0,37 | 1,1E-02 | 2040 | 51 | 2021 | 52 |
| | 40 | 52,6 | 95,9 | 135,8 | 5,40 | 1,6E-01 | 0,34 | 1,0E-02 | 1888 | 46 | 1880 | 48 |
| | 41 | 103,7 | 187,2 | 239,3 | 6,56 | 2,0E-01 | 0,37 | 1,1E-02 | 2065 | 45 | 2042 | 52 |
| | 42 | 11,3 | 39,3 | 108,3 | 0,86 | 3,0E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 623 | 67 | 630 | 18 |
| | 43 | 2,2 | 25,9 | 15,1 | 0,92 | 5,6E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 733 | 126 | 640 | 20 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cas-1 | 44 | 44,0 | 41,7 | 76,4 | 12,84 | 3,9E-01 | 0,50 | 1,5E-02 | 2709 | 43 | 2615 | 64 |
| | 45 | 19,4 | 168,5 | 231,9 | 0,58 | 2,0E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 467 | 67 | 466 | 13 |
| | 47 | 34,5 | 154,3 | 353,7 | 0,78 | 2,4E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 607 | 59 | 577 | 16 |
| | 48 | 15,0 | 121,4 | 135,9 | 0,93 | 4,3E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 948 | 89 | 590 | 17 |
| | 49 | 14,7 | 103,4 | 122,0 | 0,86 | 3,0E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 634 | 69 | 631 | 18 |
| | 50 | 18,1 | 105,8 | 298,1 | 0,43 | 2,4E-02 | 0,06 | 1,9E-03 | 306 | 120 | 374 | 11 |
| | 51 | 17,0 | 112,4 | 189,4 | 0,67 | 2,3E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 592 | 66 | 508 | 15 |
| | 52 | 33,6 | 210,9 | 403,7 | 0,61 | 1,9E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 495 | 62 | 483 | 14 |
| | 53 | 14,2 | 140,1 | 148,8 | 0,61 | 2,2E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 497 | 71 | 483 | 14 |
| | 54 | 62,8 | 463,2 | 745,2 | 0,60 | 1,9E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 509 | 59 | 473 | 13 |
| | 55 | 119,2 | 275,2 | 278,7 | 7,03 | 2,1E-01 | 0,32 | 9,5E-03 | 2444 | 44 | 1793 | 46 |
| | 56 | 9,7 | 20,9 | 101,8 | 0,80 | 3,0E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 592 | 76 | 596 | 17 |
| | 57 | 15,4 | 144,3 | 243,3 | 0,43 | 1,5E-02 | 0,06 | 1,7E-03 | 385 | 72 | 359 | 10 |
| | 58 | 4,6 | 36,8 | 34,1 | 0,90 | 4,1E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 678 | 92 | 645 | 19 |
| | 59 | 50,3 | 259,3 | 638,1 | 0,65 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 725 | 63 | 461 | 13 |
| | 60 | 16,1 | 99,2 | 286,0 | 0,40 | 1,4E-02 | 0,06 | 1,7E-03 | 322 | 70 | 347 | 10 |
| | 61 | 41,0 | 198,1 | 356,1 | 0,89 | 2,8E-02 | 0,11 | 3,1E-03 | 636 | 59 | 648 | 18 |
| | 63 | 17,0 | 94,8 | 341,8 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 300 | 69 | 312 | 9 |
| | 64 | 48,6 | 549,4 | 597,8 | 0,52 | 1,8E-02 | 0,07 | 2,0E-03 | 429 | 68 | 424 | 12 |
| | 65 | 28,1 | 150,3 | 252,8 | 0,86 | 2,9E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 691 | 63 | 616 | 17 |
| | 67 | 17,7 | 71,6 | 173,1 | 0,80 | 2,8E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 584 | 69 | 603 | 17 |
| | 68 | 24,2 | 154,3 | 172,9 | 1,00 | 3,5E-02 | 0,11 | 3,4E-03 | 715 | 66 | 701 | 20 |
| | 69 | 4,8 | 43,6 | 50,1 | 0,68 | 4,2E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 678 | 130 | 491 | 15 |
| | 70 | 27,8 | 93,6 | 267,9 | 0,88 | 3,3E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 714 | 74 | 620 | 18 |
| | 72 | 2,3 | 19,1 | 24,5 | 0,67 | 3,9E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 589 | 124 | 505 | 16 |
| | 73 | 15,0 | 73,9 | 175,7 | 0,66 | 2,3E-02 | 0,08 | 2,5E-03 | 519 | 69 | 510 | 15 |
| | 74 | 3,6 | 45,0 | 22,1 | 0,90 | 5,5E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 679 | 127 | 641 | 20 |
| | 75 | 16,8 | 51,6 | 166,6 | 0,83 | 3,0E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 621 | 71 | 612 | 17 |
| | 77 | 5,8 | 31,1 | 69,0 | 0,63 | 2,6E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 493 | 85 | 494 | 14 |
| | 78 | 17,4 | 57,3 | 225,3 | 0,62 | 2,1E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 500 | 67 | 484 | 14 |
| | 79 | 8,7 | 59,2 | 142,4 | 0,45 | 1,7E-02 | 0,06 | 1,8E-03 | 404 | 80 | 369 | 11 |
| | 80 | 29,5 | 155,8 | 135,6 | 1,74 | 5,5E-02 | 0,17 | 5,0E-03 | 1058 | 57 | 1005 | 28 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cas-1 | 81 | 16,6 | 124,8 | 155,4 | 0,74 | 2,6E-02 | 0,09 | 2,7E-03 | 579 | 68 | 560 | 16 |
| | 82 | 9,6 | 44,2 | 102,2 | 0,70 | 3,5E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 481 | 107 | 555 | 16 |
| | 83 | 7,6 | 15,5 | 21,0 | 4,58 | 1,9E-01 | 0,31 | 9,7E-03 | 1755 | 73 | 1739 | 48 |
| | 84 | 26,0 | 55,6 | 64,3 | 5,40 | 1,8E-01 | 0,34 | 1,0E-02 | 1897 | 55 | 1873 | 49 |
| | 86 | 22,3 | 103,7 | 163,7 | 1,09 | 3,5E-02 | 0,12 | 3,7E-03 | 735 | 61 | 751 | 21 |
| | 87 | 41,9 | 304,3 | 521,3 | 0,61 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 630 | 59 | 457 | 13 |
| | 88 | 29,3 | 165,2 | 395,2 | 0,59 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 593 | 75 | 444 | 13 |
| | 89 | 51,8 | 483,3 | 1009,3 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 302 | 62 | 308 | 9 |
| | 90 | 10,0 | 12,3 | 23,6 | 6,71 | 2,4E-01 | 0,38 | 1,2E-02 | 2076 | 56 | 2071 | 54 |
| | 91 | 7,9 | 59,0 | 66,9 | 0,83 | 3,2E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 618 | 78 | 612 | 18 |
| | 92 | 38,7 | 241,1 | 170,2 | 1,69 | 5,6E-02 | 0,17 | 5,0E-03 | 1025 | 59 | 997 | 27 |
| | 93 | 99,9 | 315,8 | 778,4 | 1,27 | 4,1E-02 | 0,12 | 3,6E-03 | 1104 | 57 | 736 | 21 |
| | 94 | 46,3 | 39,6 | 80,6 | 12,55 | 3,9E-01 | 0,50 | 1,5E-02 | 2660 | 45 | 2629 | 64 |
| | 96 | 18,6 | 43,1 | 248,6 | 0,62 | 2,1E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 512 | 67 | 482 | 14 |
| Ch-1 | 1 | 10,2 | 95,5 | 73,1 | 0,95 | 3,7E-02 | 0,11 | 3,5E-03 | 679 | 74 | 680 | 20 |
| | 2 | 10,0 | 28,4 | 58,2 | 1,64 | 5,6E-02 | 0,16 | 5,1E-03 | 1010 | 61 | 975 | 28 |
| | 3 | 10,5 | 185,1 | 38,6 | 1,26 | 4,8E-02 | 0,13 | 4,1E-03 | 934 | 71 | 787 | 23 |
| | 4 | 16,8 | 123,8 | 84,6 | 1,51 | 5,2E-02 | 0,15 | 4,7E-03 | 987 | 62 | 911 | 26 |
| | 5 | 11,4 | 17,2 | 91,4 | 1,17 | 4,1E-02 | 0,13 | 3,9E-03 | 831 | 64 | 769 | 22 |
| | 6 | 31,4 | 222,5 | 312,8 | 0,71 | 2,3E-02 | 0,09 | 2,7E-03 | 542 | 62 | 542 | 16 |
| | 7 | 52,3 | 31,5 | 434,0 | 1,29 | 4,2E-02 | 0,13 | 3,9E-03 | 1051 | 57 | 764 | 22 |
| | 8 | 16,4 | 51,0 | 96,0 | 1,51 | 5,1E-02 | 0,16 | 4,8E-03 | 933 | 60 | 934 | 27 |
| | 9 | 8,0 | 92,6 | 61,8 | 0,77 | 3,1E-02 | 0,09 | 2,9E-03 | 609 | 78 | 574 | 17 |
| | 10 | 10,7 | 91,8 | 207,8 | 0,36 | 1,7E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 364 | 97 | 307 | 9 |
| | 11 | 8,6 | 28,2 | 61,5 | 1,20 | 4,5E-02 | 0,13 | 4,1E-03 | 820 | 69 | 796 | 23 |
| | 12 | 58,8 | 144,3 | 137,4 | 5,32 | 1,7E-01 | 0,33 | 1,0E-02 | 1894 | 49 | 1852 | 49 |
| | 13 | 22,7 | 161,0 | 97,3 | 1,69 | 6,2E-02 | 0,16 | 5,0E-03 | 1068 | 66 | 973 | 28 |
| | 14 | 17,0 | 101,5 | 165,5 | 0,76 | 2,6E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 591 | 64 | 571 | 17 |
| | 15 | 27,2 | 32,1 | 278,6 | 0,90 | 3,0E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 756 | 60 | 625 | 18 |
| | 16 | 7,9 | 34,0 | 70,7 | 0,89 | 4,5E-02 | 0,10 | 3,3E-03 | 709 | 101 | 628 | 19 |
| | 17 | 57,3 | 101,4 | 103,3 | 9,58 | 3,0E-01 | 0,43 | 1,3E-02 | 2479 | 45 | 2299 | 59 |
| | 18 | 60,2 | 41,2 | 93,5 | 14,39 | 4,6E-01 | 0,53 | 1,6E-02 | 2791 | 44 | 2755 | 69 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ch-1 | 19 | 11,0 | 3,3 | 17,6 | 16,46 | 5,6E-01 | 0,57 | 1,8E-02 | 2911 | 48 | 2893 | 73 |
| | 20 | 18,3 | 28,7 | 107,2 | 1,70 | 5,6E-02 | 0,17 | 5,1E-03 | 1026 | 58 | 1003 | 28 |
| | 21 | 101,0 | 110,3 | 204,2 | 10,21 | 3,1E-01 | 0,42 | 1,3E-02 | 2600 | 43 | 2283 | 58 |
| | 22 | 24,4 | 74,6 | 44,8 | 6,65 | 2,2E-01 | 0,38 | 1,1E-02 | 2077 | 49 | 2056 | 54 |
| | 24 | 34,8 | 47,7 | 77,0 | 7,14 | 2,4E-01 | 0,39 | 1,2E-02 | 2127 | 52 | 2131 | 56 |
| | 26 | 14,9 | 102,5 | 104,8 | 0,99 | 3,5E-02 | 0,12 | 3,5E-03 | 694 | 66 | 702 | 20 |
| | 27 | 6,7 | 25,5 | 42,6 | 1,43 | 5,8E-02 | 0,14 | 4,3E-03 | 1049 | 75 | 844 | 25 |
| | 28 | 3,5 | 41,1 | 23,1 | 0,88 | 4,4E-02 | 0,10 | 3,2E-03 | 704 | 102 | 623 | 19 |
| | 29 | 96,0 | 228,9 | 198,0 | 6,51 | 2,1E-01 | 0,37 | 1,1E-02 | 2060 | 48 | 2034 | 53 |
| | 30 | 6,4 | 31,2 | 85,9 | 0,57 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 497 | 78 | 451 | 13 |
| | 31 | 45,8 | 233,7 | 460,0 | 0,79 | 2,5E-02 | 0,09 | 2,9E-03 | 611 | 59 | 583 | 17 |
| | 32 | 44,9 | 62,5 | 84,3 | 10,31 | 3,2E-01 | 0,45 | 1,3E-02 | 2536 | 44 | 2375 | 60 |
| | 33 | 22,2 | 105,0 | 463,5 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 65 | 311 | 9 |
| | 34 | 6,7 | 37,2 | 111,9 | 0,50 | 2,3E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 798 | 94 | 345 | 11 |
| | 35 | 25,6 | 113,5 | 124,9 | 1,76 | 5,7E-02 | 0,17 | 5,2E-03 | 1029 | 57 | 1032 | 29 |
| | 36 | 5,3 | 19,8 | 42,1 | 1,34 | 6,2E-02 | 0,11 | 3,6E-03 | 1348 | 86 | 687 | 21 |
| | 37 | 4,9 | 9,2 | 51,1 | 0,84 | 5,2E-02 | 0,10 | 3,3E-03 | 660 | 128 | 611 | 19 |
| | 39 | 22,6 | 90,2 | 204,2 | 0,90 | 2,9E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 654 | 61 | 651 | 19 |
| | 40 | 10,0 | 7,2 | 125,8 | 0,76 | 3,4E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 796 | 87 | 522 | 16 |
| | 42 | 53,5 | 119,4 | 135,9 | 5,28 | 1,7E-01 | 0,33 | 1,0E-02 | 1879 | 49 | 1854 | 48 |
| | 43 | 33,2 | 70,7 | 197,5 | 1,70 | 5,5E-02 | 0,16 | 4,9E-03 | 1076 | 57 | 976 | 27 |
| | 45 | 11,8 | 152,2 | 222,8 | 0,40 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 671 | 81 | 296 | 9 |
| | 47 | 6,1 | 12,3 | 26,8 | 2,83 | 1,1E-01 | 0,20 | 6,1E-03 | 1679 | 65 | 1171 | 33 |
| | 48 | 7,7 | 72,7 | 64,3 | 0,83 | 3,2E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 632 | 76 | 605 | 18 |
| | 49 | 14,8 | 37,1 | 113,8 | 1,16 | 4,9E-02 | 0,13 | 3,9E-03 | 792 | 82 | 778 | 23 |
| | 50 | 22,7 | 125,3 | 198,6 | 0,89 | 3,0E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 656 | 63 | 643 | 18 |
| | 51 | 63,4 | 580,3 | 1152,0 | 0,39 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 394 | 61 | 326 | 9 |
| | 52 | 10,8 | 55,2 | 65,4 | 1,37 | 4,9E-02 | 0,14 | 4,2E-03 | 947 | 67 | 847 | 24 |
| | 53 | 7,1 | 5,7 | 61,6 | 1,13 | 4,7E-02 | 0,12 | 3,7E-03 | 884 | 80 | 728 | 21 |
| | 54 | 58,3 | 70,0 | 107,2 | 11,71 | 3,7E-01 | 0,45 | 1,3E-02 | 2729 | 46 | 2397 | 60 |
| | 55 | 76,2 | 229,1 | 634,4 | 1,02 | 3,2E-02 | 0,12 | 3,5E-03 | 717 | 57 | 716 | 20 |
| | 56 | 21,3 | 31,7 | 58,2 | 5,30 | 1,7E-01 | 0,32 | 9,6E-03 | 1944 | 51 | 1802 | 47 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 59 | 45,7 | 124,8 | 240,4 | 1,81 | 5,7E-02 | 0,18 | 5,2E-03 | 1057 | 56 | 1047 | 29 |
| Ch-1 | 60 | 40,1 | 88,8 | 90,1 | 6,31 | 2,0E-01 | 0,36 | 1,1E-02 | 2045 | 49 | 1995 | 51 |
| | 61 | 6,7 | 29,6 | 42,2 | 1,34 | 5,1E-02 | 0,14 | 4,3E-03 | 857 | 73 | 864 | 24 |
| | 1 | 16,9 | 53,2 | 253,4 | 0,61 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,1E-03 | 777 | 70 | 422 | 12 |
| | 2 | 31,8 | 96,2 | 185,1 | 1,57 | 4,9E-02 | 0,16 | 4,8E-03 | 975 | 55 | 953 | 26 |
| | 3 | 32,3 | 261,2 | 277,4 | 0,82 | 2,7E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 614 | 63 | 603 | 17 |
| | 4 | 105,1 | 662,4 | 954,5 | 0,85 | 2,7E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 694 | 59 | 606 | 17 |
| | 5 | 11,2 | 172,6 | 192,9 | 0,38 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 489 | 77 | 302 | 9 |
| | 6 | 2,1 | 0,4 | 21,9 | 0,92 | 4,7E-02 | 0,09 | 3,0E-03 | 967 | 101 | 576 | 18 |
| | 7 | 69,4 | 49,9 | 211,3 | 5,06 | 1,5E-01 | 0,32 | 9,4E-03 | 1886 | 46 | 1779 | 46 |
| | 8 | 112,8 | 761,8 | 593,5 | 1,42 | 4,3E-02 | 0,14 | 4,3E-03 | 983 | 53 | 864 | 24 |
| | 9 | 12,0 | 83,0 | 94,4 | 0,98 | 3,4E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 840 | 65 | 652 | 19 |
| | 10 | 60,3 | 60,4 | 118,3 | 10,69 | 3,2E-01 | 0,44 | 1,3E-02 | 2625 | 43 | 2342 | 58 |
| | 11 | 190,7 | 291,6 | 464,0 | 6,27 | 1,9E-01 | 0,36 | 1,1E-02 | 2059 | 45 | 1971 | 50 |
| | 12 | 11,6 | 72,4 | 91,2 | 1,02 | 5,2E-02 | 0,11 | 3,4E-03 | 868 | 101 | 664 | 20 |
| | 13 | 62,5 | 358,8 | 461,7 | 1,05 | 3,2E-02 | 0,12 | 3,5E-03 | 729 | 56 | 726 | 20 |
| | 14 | 14,9 | 65,6 | 96,2 | 1,35 | 4,5E-02 | 0,14 | 4,1E-03 | 953 | 61 | 833 | 23 |
| Lu-1 | 15 | 36,7 | 37,7 | 173,3 | 3,15 | 1,0E-01 | 0,20 | 6,0E-03 | 1855 | 51 | 1182 | 32 |
| | 16 | 15,9 | 36,4 | 78,3 | 3,60 | 1,2E-01 | 0,18 | 5,5E-03 | 2283 | 54 | 1071 | 30 |
| | 17 | 29,6 | 78,4 | 399,5 | 0,59 | 1,9E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 477 | 63 | 471 | 14 |
| | 18 | 10,4 | 69,5 | 188,8 | 0,43 | 2,0E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 601 | 96 | 330 | 10 |
| | 19 | 57,7 | 524,8 | 1076,6 | 0,43 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 634 | 61 | 324 | 9 |
| | 20 | 10,8 | 40,1 | 87,2 | 1,04 | 3,6E-02 | 0,12 | 3,5E-03 | 746 | 66 | 714 | 20 |
| | 21 | 22,5 | 153,8 | 204,9 | 0,81 | 2,6E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 642 | 61 | 595 | 17 |
| | 22 | 82,7 | 511,0 | 378,9 | 1,67 | 5,1E-02 | 0,17 | 5,0E-03 | 1002 | 53 | 995 | 27 |
| | 23 | 6,5 | 46,1 | 53,1 | 0,91 | 3,8E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 799 | 82 | 620 | 18 |
| | 24 | 14,6 | 78,2 | 108,7 | 1,07 | 3,7E-02 | 0,12 | 3,6E-03 | 747 | 65 | 733 | 21 |
| | 25 | 11,3 | 67,0 | 101,0 | 0,84 | 3,2E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 654 | 76 | 611 | 18 |
| | 26 | 40,0 | 66,3 | 388,8 | 0,90 | 2,8E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 649 | 58 | 650 | 18 |
| | 27 | 51,6 | 332,2 | 557,2 | 0,70 | 2,2E-02 | 0,08 | 2,5E-03 | 622 | 58 | 523 | 15 |
| | 28 | 32,9 | 225,5 | 427,9 | 0,62 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,1E-03 | 706 | 63 | 447 | 13 |
| | 29 | 8,9 | 54,3 | 149,2 | 0,43 | 1,6E-02 | 0,06 | 1,7E-03 | 412 | 77 | 357 | 10 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lu-1 | 30 | 37,7 | 164,2 | 241,8 | 1,30 | 4,1E-02 | 0,14 | 4,1E-03 | 882 | 57 | 832 | 23 |
| | 31 | 44,4 | 223,9 | 444,0 | 0,81 | 2,7E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 679 | 63 | 579 | 16 |
| | 32 | 108,0 | 305,1 | 149,2 | 11,36 | 3,4E-01 | 0,47 | 1,4E-02 | 2606 | 43 | 2486 | 61 |
| | 33 | 124,9 | 79,7 | 352,0 | 5,68 | 1,7E-01 | 0,35 | 1,0E-02 | 1936 | 46 | 1922 | 49 |
| | 34 | 11,9 | 69,8 | 97,4 | 0,98 | 3,5E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 820 | 67 | 654 | 19 |
| | 35 | 37,6 | 115,0 | 397,0 | 0,81 | 2,6E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 674 | 61 | 583 | 17 |
| | 36 | 18,8 | 97,4 | 91,9 | 1,71 | 5,7E-02 | 0,17 | 5,0E-03 | 1057 | 60 | 994 | 27 |
| | 37 | 6,8 | 36,7 | 65,0 | 0,92 | 3,5E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 993 | 72 | 569 | 16 |
| | 38 | 45,5 | 82,9 | 453,9 | 0,87 | 2,7E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 646 | 58 | 634 | 18 |
| | 39 | 6,1 | 28,2 | 67,9 | 0,68 | 3,1E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 565 | 93 | 516 | 15 |
| | 40 | 11,8 | 80,7 | 100,0 | 0,86 | 3,0E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 630 | 68 | 628 | 18 |
| | 41 | 33,8 | 285,6 | 266,6 | 0,88 | 2,8E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 638 | 61 | 641 | 18 |
| | 42 | 55,7 | 218,2 | 567,4 | 0,79 | 2,5E-02 | 0,10 | 2,8E-03 | 602 | 59 | 587 | 17 |
| | 43 | 6,1 | 16,8 | 50,3 | 1,05 | 4,7E-02 | 0,12 | 3,6E-03 | 763 | 89 | 720 | 21 |
| | 44 | 35,1 | 401,9 | 242,7 | 0,89 | 2,9E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 659 | 61 | 642 | 18 |
| | 45 | 16,6 | 16,8 | 175,3 | 0,83 | 2,8E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 602 | 66 | 615 | 17 |
| | 46 | 10,6 | 17,0 | 76,4 | 1,30 | 4,6E-02 | 0,14 | 4,2E-03 | 845 | 66 | 846 | 24 |
| | 47 | 20,4 | 229,1 | 407,2 | 0,34 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 330 | 96 | 297 | 9 |
| | 48 | 22,3 | 160,3 | 119,8 | 1,37 | 4,5E-02 | 0,14 | 4,3E-03 | 893 | 61 | 867 | 24 |
| | 49 | 26,3 | 93,7 | 139,4 | 1,71 | 5,5E-02 | 0,17 | 5,1E-03 | 1005 | 58 | 1014 | 28 |
| | 50 | 11,1 | 34,3 | 93,9 | 1,02 | 3,7E-02 | 0,11 | 3,5E-03 | 763 | 70 | 700 | 20 |
| | 51 | 21,4 | 35,1 | 308,8 | 0,58 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 490 | 66 | 456 | 13 |
| | 52 | 114,3 | 219,5 | 296,0 | 5,38 | 1,7E-01 | 0,33 | 9,9E-03 | 1905 | 48 | 1861 | 48 |
| | 53 | 15,4 | 179,6 | 126,4 | 0,80 | 2,8E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 615 | 68 | 592 | 17 |
| | 54 | 16,0 | 70,5 | 166,2 | 0,77 | 2,6E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 576 | 67 | 578 | 16 |
| | 55 | 75,4 | 103,8 | 121,4 | 12,91 | 4,0E-01 | 0,51 | 1,5E-02 | 2673 | 44 | 2672 | 65 |
| | 57 | 57,7 | 127,7 | 123,3 | 7,11 | 2,2E-01 | 0,38 | 1,1E-02 | 2158 | 47 | 2091 | 53 |
| | 58 | 7,7 | 37,2 | 64,4 | 1,11 | 4,2E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 1086 | 70 | 649 | 19 |
| Mi-1 | 7 | 120,3 | 578,3 | 353,7 | 8,97 | 4,6E-01 | 0,40 | 2,0E-02 | 2500 | 6 | 2150 | 91 |
| | 8 | 159,1 | 252,9 | 710,0 | 3,64 | 2,3E-01 | 0,26 | 1,7E-02 | 1646 | 7 | 1494 | 85 |
| | 10 | 216,6 | 307,9 | 881,9 | 5,00 | 2,5E-01 | 0,29 | 1,4E-02 | 2054 | 9 | 1621 | 69 |
| | 11 | 29,5 | 134,3 | 235,4 | 1,48 | 7,5E-02 | 0,15 | 6,9E-03 | 1033 | 18 | 879 | 39 |

Table 1 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 12 | 594,5 | 872,8 | 1274,2 | 20,34 | 9,4E-01 | 0,54 | 2,5E-02 | 3316 | 6 | 2796 | 102 |
| | 13 | 11,1 | 44,1 | 34,9 | 3,63 | 3,5E-01 | 0,37 | 1,8E-02 | 968 | 82 | 2023 | 83 |
| | 14 | 19,2 | 156,9 | 245,8 | 0,77 | 5,1E-02 | 0,09 | 4,5E-03 | 654 | 47 | 560 | 27 |
| | 15 | 107,1 | 583,0 | 965,7 | 1,29 | 6,8E-02 | 0,13 | 6,5E-03 | 1005 | 17 | 782 | 37 |
| | 16 | 27,1 | 92,8 | 127,5 | 2,10 | 1,2E-01 | 0,25 | 1,1E-02 | 664 | 39 | 1423 | 58 |
| | 18 | 788,5 | 1053,0 | 2099,3 | 12,45 | 5,9E-01 | 0,44 | 2,1E-02 | 2879 | 4 | 2338 | 92 |
| | 19 | 50,3 | 70,2 | 131,7 | 10,65 | 5,9E-01 | 0,44 | 2,3E-02 | 2594 | 18 | 2371 | 101 |
| | 20 | 182,6 | 684,9 | 702,5 | 4,97 | 2,8E-01 | 0,30 | 1,7E-02 | 1943 | 12 | 1704 | 82 |
| | 21 | 137,5 | 435,0 | 594,4 | 4,40 | 2,1E-01 | 0,27 | 1,2E-02 | 1935 | 15 | 1537 | 62 |
| | 22 | 15,8 | 19,5 | 186,0 | 0,85 | 6,0E-02 | 0,10 | 4,7E-03 | 685 | 55 | 607 | 27 |
| | 23 | 95,4 | 1309,8 | 671,3 | 1,67 | 8,9E-02 | 0,17 | 8,0E-03 | 1024 | 22 | 987 | 44 |
| | 24 | 396,7 | 584,7 | 1301,3 | 7,89 | 4,4E-01 | 0,35 | 1,9E-02 | 2470 | 16 | 1958 | 89 |
| | 25 | 24,7 | 64,0 | 129,1 | 3,01 | 1,9E-01 | 0,22 | 1,2E-02 | 1583 | 34 | 1297 | 61 |
| | 26 | 13,0 | 40,3 | 145,5 | 0,96 | 7,2E-02 | 0,10 | 5,4E-03 | 833 | 55 | 639 | 32 |
| | 28 | 19,7 | 81,8 | 263,6 | 0,72 | 5,4E-02 | 0,09 | 4,3E-03 | 618 | 60 | 537 | 25 |
| Mi-1 | 29 | 15,9 | 194,9 | 258,9 | 0,59 | 4,7E-02 | 0,07 | 3,7E-03 | 598 | 64 | 445 | 22 |
| | 30 | 32,5 | 132,7 | 130,2 | 4,84 | 2,7E-01 | 0,29 | 1,4E-02 | 1968 | 26 | 1644 | 70 |
| | 33 | 71,4 | 575,1 | 269,1 | 5,07 | 3,2E-01 | 0,31 | 1,7E-02 | 1942 | 27 | 1734 | 83 |
| | 34 | 27,1 | 65,8 | 258,9 | 1,10 | 8,2E-02 | 0,12 | 5,7E-03 | 801 | 59 | 740 | 33 |
| | 35 | 28,3 | 80,0 | 298,0 | 0,97 | 7,4E-02 | 0,11 | 5,6E-03 | 732 | 59 | 675 | 33 |
| | 39 | 17,1 | 44,1 | 143,6 | 1,35 | 1,2E-01 | 0,14 | 8,0E-03 | 949 | 66 | 835 | 45 |
| | 40 | 28,6 | 122,3 | 113,8 | 4,53 | 2,8E-01 | 0,29 | 1,4E-02 | 1837 | 37 | 1655 | 68 |
| | 41 | 5,8 | 28,6 | 49,5 | 1,35 | 1,5E-01 | 0,14 | 7,3E-03 | 968 | 98 | 828 | 41 |
| | 42 | 7,2 | 20,7 | 42,8 | 1,64 | 3,4E-01 | 0,20 | 1,3E-02 | 620 | 198 | 1157 | 71 |
| | 43 | 35,0 | 56,1 | 323,0 | 1,28 | 1,4E-01 | 0,13 | 8,9E-03 | 1030 | 78 | 766 | 51 |
| | 44 | 115,9 | 222,3 | 694,6 | 3,29 | 2,2E-01 | 0,19 | 9,4E-03 | 1996 | 42 | 1144 | 51 |
| | 45 | 109,8 | 128,6 | 338,0 | 9,10 | 6,4E-01 | 0,38 | 2,2E-02 | 2602 | 33 | 2067 | 102 |
| | 46 | 7,9 | 54,7 | 66,9 | 1,35 | 1,7E-01 | 0,14 | 7,5E-03 | 980 | 107 | 826 | 42 |
| | 51 | 57,2 | 153,8 | 219,5 | 5,18 | 3,5E-01 | 0,30 | 1,5E-02 | 2012 | 40 | 1707 | 74 |
| | 52 | 21,6 | 103,5 | 171,4 | 1,43 | 1,2E-01 | 0,15 | 6,9E-03 | 948 | 70 | 882 | 37 |
| | 53 | 32,8 | 231,4 | 305,3 | 1,20 | 1,1E-01 | 0,12 | 6,6E-03 | 911 | 76 | 759 | 38 |

Table 1 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 54 | 13,5 | 52,3 | 104,8 | 1,45 | 1,6E-01 | 0,15 | 7,2E-03 | 931 | 97 | 898 | 40 |
| | 55 | 108,6 | 166,0 | 320,1 | 9,53 | 1,1E+00 | 0,39 | 4,0E-02 | 2607 | 44 | 2146 | 182 |
| | 56 | 13,1 | 115,9 | 90,6 | 1,71 | 2,1E-01 | 0,17 | 9,2E-03 | 1035 | 107 | 1002 | 51 |
| | 57 | 3,3 | 15,9 | 40,9 | 0,77 | 1,0E-01 | 0,09 | 5,3E-03 | 585 | 124 | 577 | 31 |
| | 58 | 288,2 | 577,4 | 920,5 | 8,82 | 5,5E-01 | 0,36 | 2,0E-02 | 2611 | 24 | 2003 | 94 |
| | 59 | 34,4 | 215,0 | 275,2 | 1,47 | 1,1E-01 | 0,15 | 7,4E-03 | 1026 | 50 | 875 | 42 |
| | 60 | 16,1 | 160,1 | 186,3 | 0,83 | 8,0E-02 | 0,10 | 5,0E-03 | 605 | 86 | 619 | 29 |
| | 61 | 11,1 | 116,9 | 144,2 | 0,75 | 1,3E-01 | 0,09 | 4,8E-03 | 639 | 164 | 554 | 28 |
| | 62 | 21,6 | 98,9 | 257,4 | 0,72 | 6,3E-02 | 0,10 | 4,8E-03 | 358 | 79 | 600 | 28 |
| | 63 | 12,2 | 205,4 | 159,3 | 0,72 | 1,1E-01 | 0,09 | 5,2E-03 | 543 | 141 | 553 | 31 |
| | 64 | 16,1 | 130,7 | 230,9 | 0,70 | 1,3E-01 | 0,08 | 5,7E-03 | 695 | 176 | 502 | 34 |
| | 65 | 5,9 | 46,9 | 59,1 | 1,14 | 2,3E-01 | 0,12 | 8,8E-03 | 966 | 184 | 705 | 51 |
| | 69 | 11,7 | 37,6 | 95,5 | 1,38 | 3,6E-01 | 0,14 | 1,1E-02 | 929 | 238 | 859 | 60 |
| | 70 | 17,8 | 169,0 | 233,5 | 0,69 | 1,2E-01 | 0,09 | 4,7E-03 | 466 | 167 | 549 | 28 |
| | 71 | 29,8 | 40,2 | 328,5 | 0,83 | 1,0E-01 | 0,11 | 5,3E-03 | 488 | 121 | 647 | 31 |
| Mi-1 | 71 | 7,3 | 51,2 | 61,9 | 1,26 | 2,1E-01 | 0,14 | 8,3E-03 | 816 | 151 | 832 | 47 |
| | 72 | 21,3 | 146,8 | 192,3 | 1,26 | 3,1E-01 | 0,13 | 7,8E-03 | 954 | 228 | 781 | 45 |
| | 73 | 7,5 | 32,0 | 62,1 | 1,16 | 3,6E-01 | 0,14 | 9,7E-03 | 583 | 298 | 851 | 55 |
| | 74 | 6,5 | 30,3 | 53,3 | 1,39 | 2,4E-01 | 0,14 | 1,4E-02 | 972 | 139 | 852 | 77 |
| | 76 | 12,1 | 153,6 | 148,1 | 0,78 | 2,4E-01 | 0,10 | 6,3E-03 | 587 | 296 | 588 | 37 |
| | 77 | 15,9 | 123,4 | 150,7 | 1,14 | 3,7E-01 | 0,12 | 1,0E-02 | 845 | 298 | 746 | 58 |
| | 78 | 21,3 | 167,1 | 166,5 | 1,40 | 3,5E-01 | 0,15 | 1,2E-02 | 882 | 230 | 894 | 65 |
| | 82 | 17,4 | 38,4 | 58,9 | 6,96 | 8,6E-01 | 0,34 | 2,1E-02 | 2309 | 90 | 1905 | 100 |
| | 83 | 37,3 | 117,4 | 198,3 | 3,22 | 5,8E-01 | 0,22 | 1,5E-02 | 1744 | 145 | 1276 | 81 |
| | 86 | 19,2 | 163,0 | 164,0 | 1,33 | 2,9E-01 | 0,14 | 1,1E-02 | 946 | 196 | 824 | 61 |
| | 88 | 16,0 | 92,6 | 222,5 | 0,70 | 1,3E-01 | 0,08 | 5,6E-03 | 612 | 177 | 518 | 33 |
| | 89 | 18,9 | 236,1 | 461,6 | 0,39 | 8,1E-02 | 0,05 | 3,6E-03 | 582 | 197 | 300 | 22 |
| | 90 | 5,2 | 60,1 | 71,9 | 0,59 | 1,5E-01 | 0,08 | 4,7E-03 | 232 | 263 | 525 | 28 |
| | 91 | 4,3 | 38,9 | 58,7 | 0,77 | 3,4E-01 | 0,09 | 9,1E-03 | 767 | 403 | 531 | 54 |
| | 92 | 8,2 | 45,5 | 109,5 | 0,57 | 3,5E-01 | 0,09 | 7,3E-03 | 62 | 609 | 537 | 43 |
| | 93 | 6,8 | 29,9 | 86,5 | 0,79 | 3,5E-01 | 0,09 | 8,1E-03 | 701 | 404 | 565 | 48 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mi-1 | 96 | 31,6 | 784,7 | 618,0 | 0,44 | 1,3E-01 | 0,06 | 3,5E-03 | 367 | 297 | 373 | 21 |
| | 97 | 16,6 | 107,0 | 230,6 | 0,63 | 3,4E-01 | 0,08 | 7,3E-03 | 412 | 507 | 518 | 44 |
| | 98 | 24,3 | 139,9 | 198,5 | 1,31 | 5,7E-01 | 0,14 | 1,2E-02 | 820 | 392 | 860 | 66 |
| | 99 | 8,1 | 118,2 | 110,3 | 0,66 | 4,5E-01 | 0,09 | 8,9E-03 | 457 | 613 | 528 | 53 |
| Qn-1 | 1 | 25,6 | 18,7 | 409,0 | 0,52 | 2,5E-02 | 0,07 | 2,3E-03 | 456 | 95 | 421 | 14 |
| | 2 | 13,6 | 51,7 | 157,7 | 0,68 | 2,7E-02 | 0,08 | 2,8E-03 | 570 | 74 | 515 | 17 |
| | 3 | 10,3 | 54,7 | 118,0 | 0,66 | 2,9E-02 | 0,08 | 2,8E-03 | 560 | 84 | 505 | 17 |
| | 4 | 73,8 | 77,2 | 128,8 | 11,99 | 4,0E-01 | 0,48 | 1,6E-02 | 2661 | 43 | 2529 | 70 |
| | 5 | 3,4 | 3,9 | 60,6 | 0,49 | 3,9E-02 | 0,06 | 2,3E-03 | 614 | 166 | 369 | 14 |
| | 6 | 8,6 | 41,4 | 69,2 | 0,99 | 4,4E-02 | 0,11 | 3,9E-03 | 737 | 82 | 686 | 22 |
| | 8 | 82,8 | 129,4 | 184,8 | 7,11 | 2,4E-01 | 0,38 | 1,3E-02 | 2163 | 46 | 2085 | 60 |
| | 9 | 21,5 | 53,7 | 281,3 | 0,62 | 2,3E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 483 | 68 | 488 | 16 |
| | 10 | 10,7 | 91,6 | 109,2 | 0,67 | 3,1E-02 | 0,08 | 2,9E-03 | 530 | 90 | 520 | 17 |
| | 11 | 13,2 | 18,2 | 183,8 | 0,60 | 2,4E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 504 | 74 | 470 | 15 |
| | 12 | 29,2 | 119,9 | 233,0 | 1,02 | 3,7E-02 | 0,12 | 4,0E-03 | 712 | 63 | 712 | 23 |
| | 13 | 26,1 | 303,2 | 281,3 | 0,61 | 2,3E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 587 | 66 | 461 | 15 |
| | 14 | 22,6 | 23,7 | 322,1 | 0,59 | 2,3E-02 | 0,07 | 2,6E-03 | 508 | 73 | 464 | 15 |
| | 16 | 12,7 | 14,2 | 168,6 | 0,64 | 3,5E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 637 | 110 | 472 | 16 |
| | 17 | 33,8 | 364,8 | 792,5 | 0,30 | 1,1E-02 | 0,04 | 1,4E-03 | 329 | 69 | 257 | 9 |
| | 18 | 12,2 | 23,4 | 62,7 | 1,87 | 7,5E-02 | 0,18 | 6,1E-03 | 1099 | 67 | 1055 | 33 |
| | 19 | 6,5 | 26,7 | 59,4 | 0,91 | 4,2E-02 | 0,10 | 3,6E-03 | 728 | 86 | 639 | 21 |
| | 20 | 2,1 | 26,8 | 30,0 | 0,51 | 3,5E-02 | 0,06 | 2,2E-03 | 666 | 140 | 372 | 13 |
| | 21 | 17,7 | 57,2 | 127,6 | 1,19 | 4,7E-02 | 0,13 | 4,5E-03 | 815 | 69 | 791 | 25 |
| | 23 | 12,0 | 49,7 | 137,3 | 0,69 | 2,9E-02 | 0,08 | 2,9E-03 | 575 | 76 | 523 | 17 |
| | 24 | 20,4 | 85,2 | 99,3 | 1,77 | 6,6E-02 | 0,17 | 5,9E-03 | 1042 | 61 | 1029 | 32 |
| | 25 | 24,4 | 139,2 | 222,7 | 0,83 | 3,1E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 639 | 66 | 608 | 20 |
| | 27 | 29,8 | 228,6 | 254,4 | 0,84 | 3,2E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 657 | 66 | 610 | 20 |
| | 28 | 5,8 | 39,0 | 34,2 | 1,25 | 6,3E-02 | 0,13 | 4,7E-03 | 885 | 94 | 798 | 27 |
| | 29 | 21,4 | 71,3 | 233,4 | 0,74 | 2,8E-02 | 0,09 | 3,1E-03 | 568 | 67 | 562 | 18 |
| | 30 | 23,2 | 99,6 | 316,4 | 0,57 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 467 | 71 | 453 | 15 |
| | 31 | 17,8 | 15,8 | 252,5 | 0,61 | 2,6E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 551 | 81 | 467 | 16 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 32 | 107,4 | 150,6 | 300,5 | 5,06 | 1,8E-01 | 0,32 | 1,1E-02 | 1875 | 48 | 1791 | 53 |
| | 33 | 97,8 | 210,7 | 803,6 | 1,11 | 3,8E-02 | 0,12 | 4,1E-03 | 813 | 56 | 737 | 24 |
| | 34 | 84,4 | 46,3 | 257,4 | 5,39 | 1,9E-01 | 0,32 | 1,1E-02 | 1988 | 48 | 1789 | 53 |
| | 35 | 8,5 | 30,8 | 47,3 | 1,58 | 6,8E-02 | 0,16 | 5,5E-03 | 1011 | 75 | 944 | 31 |
| | 36 | 27,2 | 25,4 | 404,5 | 0,55 | 2,4E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 447 | 80 | 447 | 15 |
| | 37 | 6,1 | 6,0 | 46,9 | 0,92 | 7,0E-02 | 0,10 | 3,9E-03 | 785 | 156 | 625 | 23 |
| | 38 | 22,2 | 47,9 | 164,9 | 1,20 | 4,5E-02 | 0,13 | 4,5E-03 | 801 | 62 | 803 | 26 |
| | 39 | 18,6 | 66,6 | 228,9 | 0,66 | 2,6E-02 | 0,08 | 2,8E-03 | 571 | 72 | 500 | 17 |
| | 40 | 20,0 | 148,4 | 172,9 | 0,83 | 3,4E-02 | 0,10 | 3,5E-03 | 609 | 75 | 613 | 20 |
| | 41 | 94,7 | 127,2 | 182,1 | 9,84 | 3,4E-01 | 0,44 | 1,5E-02 | 2475 | 45 | 2355 | 67 |
| | 42 | 9,7 | 17,6 | 134,8 | 0,61 | 2,7E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 524 | 84 | 471 | 16 |
| | 43 | 17,6 | 168,7 | 373,1 | 0,34 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 340 | 74 | 288 | 10 |
| | 44 | 25,2 | 34,5 | 354,1 | 0,59 | 2,2E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 470 | 67 | 470 | 16 |
| | 45 | 19,3 | 17,3 | 296,6 | 0,55 | 2,7E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 488 | 97 | 435 | 15 |
| | 46 | 34,1 | 196,9 | 196,2 | 1,42 | 5,3E-02 | 0,15 | 5,0E-03 | 957 | 60 | 873 | 28 |
| Qn-1 | 47 | 26,3 | 57,5 | 275,2 | 0,84 | 3,4E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 673 | 71 | 603 | 20 |
| | 48 | 12,9 | 33,5 | 145,8 | 0,74 | 3,2E-02 | 0,09 | 3,1E-03 | 575 | 80 | 558 | 19 |
| | 49 | 10,5 | 23,0 | 139,3 | 0,65 | 3,1E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 610 | 92 | 483 | 16 |
| | 50 | 35,7 | 113,6 | 461,3 | 0,62 | 2,3E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 488 | 67 | 490 | 16 |
| | 51 | 15,2 | 66,8 | 158,0 | 0,75 | 3,4E-02 | 0,09 | 3,3E-03 | 565 | 87 | 573 | 19 |
| | 52 | 19,0 | 27,3 | 272,3 | 0,57 | 2,3E-02 | 0,07 | 2,6E-03 | 444 | 72 | 462 | 15 |
| | 54 | 41,4 | 135,3 | 221,2 | 1,76 | 6,8E-02 | 0,17 | 5,9E-03 | 1055 | 64 | 1019 | 33 |
| | 55 | 11,6 | 26,9 | 100,7 | 1,02 | 4,2E-02 | 0,11 | 4,0E-03 | 764 | 73 | 700 | 23 |
| | 57 | 7,3 | 61,2 | 154,0 | 0,34 | 1,7E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 400 | 99 | 287 | 10 |
| | 58 | 9,8 | 134,1 | 91,1 | 0,63 | 3,0E-02 | 0,08 | 2,8E-03 | 516 | 92 | 493 | 17 |
| | 59 | 109,4 | 64,2 | 293,4 | 6,11 | 2,2E-01 | 0,36 | 1,2E-02 | 2009 | 48 | 1973 | 58 |
| | 60 | 37,8 | 13,5 | 60,1 | 16,51 | 5,9E-01 | 0,56 | 1,9E-02 | 2923 | 44 | 2884 | 80 |
| | 61 | 34,5 | 90,0 | 80,6 | 5,34 | 2,0E-01 | 0,34 | 1,2E-02 | 1888 | 52 | 1865 | 56 |
| | 62 | 35,9 | 115,4 | 189,2 | 1,75 | 6,5E-02 | 0,17 | 5,9E-03 | 1031 | 59 | 1023 | 33 |
| | 64 | 20,0 | 19,4 | 295,3 | 0,58 | 2,4E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 506 | 75 | 452 | 15 |
| | 65 | 58,1 | 84,0 | 492,8 | 1,07 | 3,9E-02 | 0,12 | 4,2E-03 | 747 | 60 | 739 | 24 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Qn-1 | 66 | 23,3 | 70,1 | 326,1 | 0,56 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 472 | 71 | 451 | 15 |
| | 67 | 8,7 | 59,0 | 171,6 | 0,37 | 1,8E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 397 | 97 | 308 | 11 |
| | 68 | 18,3 | 22,4 | 240,3 | 0,64 | 2,7E-02 | 0,08 | 2,8E-03 | 502 | 78 | 499 | 17 |
| | 71 | 5,6 | 36,4 | 56,6 | 0,77 | 4,2E-02 | 0,09 | 3,1E-03 | 788 | 103 | 528 | 18 |
| | 72 | 31,2 | 100,4 | 87,9 | 3,77 | 1,4E-01 | 0,28 | 9,6E-03 | 1608 | 56 | 1569 | 48 |
| | 74 | 34,1 | 331,6 | 663,9 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 362 | 72 | 301 | 10 |
| | 75 | 7,3 | 28,4 | 70,0 | 0,84 | 4,0E-02 | 0,10 | 3,5E-03 | 658 | 89 | 610 | 21 |
| | 76 | 14,4 | 19,8 | 208,3 | 0,57 | 2,4E-02 | 0,07 | 2,6E-03 | 452 | 77 | 456 | 15 |
| | 77 | 3,5 | 30,4 | 57,8 | 0,44 | 3,5E-02 | 0,05 | 2,1E-03 | 585 | 163 | 338 | 13 |
| Sau-1 | 1 | 42,9 | 106,3 | 102,7 | 5,34 | 1,9E-01 | 0,33 | 1,1E-02 | 1889 | 50 | 1861 | 55 |
| | 4 | 9,5 | 105,3 | 68,9 | 0,84 | 4,2E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 661 | 96 | 608 | 20 |
| | 5 | 15,1 | 286,9 | 252,8 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 343 | 81 | 297 | 10 |
| | 6 | 18,0 | 252,9 | 305,7 | 0,37 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 348 | 84 | 317 | 11 |
| | 7 | 17,0 | 18,3 | 233,9 | 0,61 | 2,8E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 493 | 89 | 479 | 16 |
| | 8 | 8,7 | 15,2 | 105,9 | 0,72 | 3,3E-02 | 0,08 | 2,9E-03 | 676 | 87 | 519 | 17 |
| | 9 | 25,9 | 79,0 | 246,7 | 0,90 | 3,6E-02 | 0,10 | 3,5E-03 | 751 | 71 | 626 | 20 |
| | 10 | 18,8 | 46,4 | 109,0 | 1,93 | 7,3E-02 | 0,15 | 5,3E-03 | 1436 | 60 | 928 | 29 |
| | 11 | 16,8 | 19,9 | 241,5 | 0,59 | 2,4E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 554 | 75 | 452 | 15 |
| | 12 | 13,3 | 22,5 | 44,6 | 3,71 | 1,7E-01 | 0,24 | 8,7E-03 | 1795 | 77 | 1412 | 45 |
| | 13 | 18,2 | 300,8 | 311,3 | 0,37 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 446 | 74 | 299 | 10 |
| | 14 | 23,1 | 20,9 | 348,0 | 0,56 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,4E-03 | 514 | 67 | 441 | 14 |
| | 15 | 25,1 | 110,3 | 253,9 | 0,80 | 3,3E-02 | 0,09 | 3,2E-03 | 699 | 74 | 571 | 19 |
| | 16 | 20,6 | 318,3 | 354,1 | 0,37 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 428 | 76 | 303 | 10 |
| | 18 | 20,2 | 53,9 | 270,4 | 0,60 | 2,3E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 487 | 71 | 473 | 15 |
| | 20 | 7,9 | 133,1 | 117,6 | 0,40 | 2,0E-02 | 0,05 | 1,8E-03 | 467 | 99 | 322 | 11 |
| | 21 | 12,2 | 34,6 | 92,7 | 1,19 | 4,9E-02 | 0,13 | 4,3E-03 | 899 | 73 | 762 | 24 |
| | 22 | 16,8 | 229,2 | 318,7 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 396 | 83 | 293 | 10 |
| | 23 | 29,8 | 45,3 | 444,8 | 0,56 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,4E-03 | 512 | 66 | 440 | 14 |
| | 24 | 38,7 | 25,3 | 850,9 | 0,37 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 372 | 71 | 310 | 10 |
| | 26 | 13,1 | 75,8 | 156,9 | 0,66 | 3,2E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 640 | 93 | 487 | 16 |
| | 27 | 16,1 | 27,3 | 192,1 | 0,81 | 3,8E-02 | 0,08 | 2,9E-03 | 912 | 86 | 526 | 17 |

Table 1 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sau-1 | 28 | 6,8 | 36,4 | 28,2 | 2,21 | 1,1E-01 | 0,18 | 6,3E-03 | 1412 | 82 | 1062 | 34 |
| | 29 | 83,6 | 23,9 | 335,1 | 4,96 | 1,8E-01 | 0,25 | 8,4E-03 | 2289 | 52 | 1428 | 43 |
| | 31 | 16,0 | 249,9 | 260,7 | 0,37 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 388 | 83 | 310 | 10 |
| | 32 | 32,2 | 126,4 | 285,4 | 0,94 | 3,6E-02 | 0,11 | 3,5E-03 | 764 | 66 | 645 | 21 |
| | 33 | 35,8 | 106,6 | 225,7 | 1,39 | 5,3E-02 | 0,15 | 5,0E-03 | 882 | 66 | 884 | 28 |
| | 36 | 23,9 | 3,8 | 532,9 | 0,38 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 516 | 73 | 304 | 10 |
| | 39 | 220,2 | 178,6 | 709,0 | 5,10 | 1,8E-01 | 0,30 | 9,9E-03 | 2021 | 48 | 1677 | 49 |
| | 40 | 11,1 | 48,4 | 98,8 | 0,94 | 4,1E-02 | 0,10 | 3,6E-03 | 775 | 80 | 644 | 21 |
| | 42 | 40,0 | 397,2 | 325,1 | 0,83 | 3,4E-02 | 0,09 | 3,2E-03 | 750 | 74 | 579 | 19 |
| | 43 | 40,6 | 37,4 | 556,4 | 0,63 | 2,5E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 581 | 72 | 481 | 16 |
| | 44 | 17,3 | 207,4 | 327,1 | 0,36 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 410 | 86 | 297 | 10 |
| | 46 | 3,1 | 32,2 | 50,5 | 0,42 | 3,2E-02 | 0,05 | 2,0E-03 | 437 | 163 | 344 | 12 |
| | 48 | 15,8 | 65,0 | 103,1 | 1,27 | 5,3E-02 | 0,14 | 4,7E-03 | 841 | 75 | 832 | 26 |
| | 50 | 25,4 | 11,8 | 346,7 | 0,65 | 2,5E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 612 | 70 | 488 | 16 |
| | 51 | 8,1 | 46,4 | 164,0 | 0,36 | 1,7E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 333 | 99 | 309 | 10 |
| | 53 | 39,1 | 43,3 | 416,4 | 0,85 | 3,7E-02 | 0,10 | 3,3E-03 | 698 | 82 | 605 | 20 |
| | 55 | 194,5 | 31,7 | 375,4 | 12,20 | 4,3E-01 | 0,50 | 1,7E-02 | 2625 | 47 | 2614 | 72 |
| | 56 | 9,5 | 35,3 | 120,1 | 0,67 | 3,5E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 653 | 103 | 488 | 16 |
| | 57 | 26,3 | 42,4 | 355,7 | 0,66 | 2,7E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 670 | 76 | 483 | 16 |
| Su-1 | 1 | 31,2 | 148,8 | 103,7 | 5,54 | 9,6E-02 | 0,35 | 5,6E-03 | 1875 | 6 | 1935 | 27 |
| | 2 | 26,8 | 62,7 | 177,3 | 1,79 | 3,4E-02 | 0,18 | 2,9E-03 | 1031 | 9 | 1045 | 16 |
| | 3 | 57,3 | 65,6 | 599,4 | 0,90 | 2,0E-02 | 0,11 | 1,8E-03 | 553 | 17 | 680 | 11 |
| | 4 | 98,4 | 88,3 | 1248,6 | 0,74 | 3,1E-02 | 0,09 | 3,5E-03 | 552 | 16 | 566 | 21 |
| | 5 | 15,1 | 47,9 | 36,0 | 11,45 | 4,0E-01 | 0,49 | 1,5E-02 | 2556 | 15 | 2566 | 63 |
| | 6 | 12,8 | 60,3 | 98,5 | 1,45 | 6,4E-02 | 0,15 | 2,7E-03 | 926 | 41 | 905 | 15 |
| | 7 | 9,2 | 63,2 | 204,7 | 0,38 | 1,1E-01 | 0,05 | 3,2E-03 | 294 | 292 | 328 | 20 |
| | 8 | 18,0 | 106,5 | 370,3 | 0,42 | 1,5E-02 | 0,06 | 9,7E-04 | 363 | 34 | 354 | 6 |
| | 9 | 11,7 | 101,9 | 185,7 | 0,56 | 1,5E-02 | 0,07 | 1,3E-03 | 427 | 22 | 456 | 8 |
| | 10 | 44,7 | 790,3 | 523,6 | 0,81 | 1,4E-02 | 0,10 | 1,4E-03 | 562 | 11 | 611 | 8 |
| | 11 | 10,2 | 121,9 | 166,9 | 0,55 | 6,1E-02 | 0,07 | 1,6E-03 | 431 | 117 | 444 | 9 |
| | 12 | 44,8 | 150,4 | 117,0 | 10,96 | 2,3E-01 | 0,45 | 8,5E-03 | 2639 | 7 | 2375 | 38 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 13 | 40,5 | 516,3 | 958,8 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 302 | 17 | 309 | 9 |
| | 14 | 10,0 | 81,3 | 75,5 | 1,48 | 7,1E-02 | 0,15 | 5,5E-03 | 924 | 32 | 924 | 31 |
| | 15 | 5,6 | 22,2 | 71,3 | 0,66 | 7,9E-02 | 0,09 | 2,7E-03 | 326 | 127 | 559 | 16 |
| | 16 | 9,8 | 72,2 | 74,6 | 1,47 | 2,0E-01 | 0,15 | 4,1E-03 | 919 | 132 | 918 | 23 |
| | 17 | 5,1 | 19,3 | 56,6 | 0,91 | 2,2E-01 | 0,11 | 4,9E-03 | 685 | 241 | 646 | 28 |
| | 18 | 26,4 | 107,0 | 177,1 | 1,73 | 3,4E-02 | 0,17 | 3,0E-03 | 992 | 9 | 1031 | 17 |
| | 19 | 10,4 | 73,1 | 72,6 | 1,65 | 4,2E-01 | 0,17 | 9,0E-03 | 971 | 233 | 999 | 50 |
| | 20 | 66,0 | 256,2 | 249,0 | 4,77 | 9,7E-02 | 0,31 | 6,1E-03 | 1837 | 4 | 1732 | 30 |
| | 21 | 4,4 | 68,3 | 59,1 | 0,67 | 4,5E-01 | 0,09 | 1,2E-02 | 459 | 602 | 534 | 69 |
| | 22 | 19,5 | 63,9 | 135,2 | 1,67 | 5,2E-02 | 0,17 | 4,6E-03 | 983 | 16 | 1002 | 25 |
| | 23 | 29,8 | 216,9 | 199,1 | 1,74 | 3,1E-02 | 0,17 | 2,9E-03 | 1001 | 7 | 1035 | 16 |
| | 24 | 7,0 | 58,4 | 143,4 | 0,42 | 6,9E-02 | 0,06 | 2,4E-03 | 345 | 171 | 355 | 14 |
| | 25 | 4,1 | 6,3 | 40,7 | 1,03 | 4,2E-02 | 0,12 | 2,3E-03 | 739 | 37 | 714 | 13 |
| | 26 | 53,8 | 314,7 | 372,2 | 1,66 | 3,6E-02 | 0,17 | 2,9E-03 | 970 | 13 | 1002 | 16 |
| | 27 | 90,2 | 92,8 | 540,6 | 2,14 | 1,5E-01 | 0,19 | 1,1E-02 | 1194 | 38 | 1144 | 60 |
| Su-1 | 28 | 17,3 | 114,6 | 117,0 | 1,74 | 4,1E-02 | 0,17 | 3,0E-03 | 1023 | 16 | 1022 | 17 |
| | 29 | 34,0 | 330,8 | 250,6 | 1,53 | 4,0E-01 | 0,16 | 7,4E-03 | 931 | 245 | 946 | 41 |
| | 30 | 61,3 | 36,1 | 428,8 | 1,60 | 7,5E-02 | 0,17 | 3,6E-03 | 919 | 42 | 992 | 20 |
| | 31 | 22,8 | 304,9 | 264,9 | 0,83 | 2,4E-02 | 0,10 | 2,7E-03 | 608 | 12 | 615 | 16 |
| | 32 | 18,0 | 179,0 | 216,4 | 0,79 | 8,4E-02 | 0,10 | 2,0E-03 | 590 | 108 | 594 | 12 |
| | 33 | 47,1 | 137,4 | 153,0 | 6,16 | 1,5E-01 | 0,36 | 8,5E-03 | 2025 | 5 | 1973 | 40 |
| | 34 | 102,1 | 783,0 | 985,5 | 1,05 | 7,9E-02 | 0,12 | 2,5E-03 | 711 | 75 | 734 | 14 |
| | 36 | 11,9 | 61,1 | 255,3 | 0,40 | 1,0E-02 | 0,05 | 9,5E-04 | 334 | 21 | 341 | 6 |
| | 37 | 9,8 | 223,3 | 214,9 | 0,39 | 1,7E-02 | 0,05 | 2,3E-03 | 324 | 12 | 335 | 14 |
| | 38 | 4,0 | 44,7 | 27,7 | 1,67 | 1,4E-01 | 0,17 | 4,4E-03 | 993 | 79 | 1000 | 24 |
| | 39 | 23,4 | 118,8 | 386,1 | 0,54 | 2,0E-02 | 0,07 | 1,8E-03 | 443 | 30 | 440 | 11 |
| | 40 | 115,9 | 286,7 | 1438,0 | 0,76 | 1,5E-02 | 0,09 | 1,7E-03 | 573 | 7 | 578 | 10 |
| | 41 | 382,8 | 731,1 | 1210,2 | 9,01 | 1,8E-01 | 0,37 | 7,2E-03 | 2629 | 3 | 2021 | 34 |
| | 42 | 35,3 | 118,6 | 386,4 | 0,88 | 3,0E-02 | 0,11 | 2,0E-03 | 614 | 30 | 651 | 11 |
| | 43 | 12,1 | 107,4 | 321,2 | 0,31 | 1,9E-02 | 0,04 | 1,2E-03 | 255 | 63 | 276 | 7 |
| | 44 | 12,9 | 125,0 | 201,0 | 0,57 | 4,7E-02 | 0,07 | 3,3E-03 | 439 | 76 | 465 | 20 |

Table 1 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 45 | 41,8 | 493,4 | 611,3 | 0,63 | 3,1E-02 | 0,08 | 2,0E-03 | 497 | 46 | 494 | 12 |
| | 46 | 37,1 | 272,1 | 757,8 | 0,42 | 7,8E-03 | 0,06 | 8,5E-04 | 327 | 13 | 357 | 5 |
| | 47 | 51,7 | 320,8 | 798,0 | 0,59 | 9,7E-03 | 0,08 | 1,1E-03 | 470 | 9 | 468 | 7 |
| | 48 | 13,1 | 118,3 | 307,1 | 0,36 | 2,1E-01 | 0,05 | 6,2E-03 | 304 | 549 | 312 | 38 |
| | 49 | 15,3 | 60,2 | 337,9 | 0,38 | 9,3E-03 | 0,05 | 1,1E-03 | 313 | 13 | 331 | 7 |
| | 50 | 14,5 | 178,6 | 105,5 | 1,52 | 4,1E-02 | 0,16 | 2,8E-03 | 895 | 21 | 956 | 16 |
| | 51 | 8,3 | 48,0 | 169,3 | 0,43 | 2,5E-02 | 0,06 | 1,3E-03 | 383 | 58 | 359 | 8 |
| | 52 | 13,4 | 36,3 | 137,4 | 0,96 | 4,0E-02 | 0,11 | 3,0E-03 | 650 | 34 | 691 | 18 |
| | 53 | 22,2 | 125,8 | 202,7 | 1,16 | 1,2E-01 | 0,13 | 3,7E-03 | 797 | 102 | 774 | 21 |
| | 54 | 42,0 | 135,8 | 620,4 | 0,59 | 1,9E-02 | 0,08 | 1,9E-03 | 373 | 24 | 489 | 11 |
| | 55 | 26,6 | 90,1 | 176,0 | 1,78 | 3,0E-02 | 0,18 | 2,7E-03 | 1032 | 6 | 1043 | 15 |
| | 56 | 17,1 | 100,7 | 203,4 | 0,79 | 6,7E-02 | 0,10 | 2,6E-03 | 543 | 86 | 601 | 15 |
| | 57 | 207,6 | 163,0 | 661,3 | 7,77 | 2,0E-01 | 0,37 | 8,9E-03 | 2394 | 5 | 2007 | 42 |
| | 58 | 198,7 | 61,9 | 553,2 | 9,17 | 1,7E-01 | 0,42 | 6,7E-03 | 2446 | 9 | 2251 | 30 |
| | 59 | 18,5 | 48,5 | 141,0 | 1,44 | 1,0E-01 | 0,15 | 4,2E-03 | 888 | 67 | 915 | 23 |
| Su-1 | 60 | 23,7 | 318,6 | 346,8 | 0,64 | 5,9E-01 | 0,08 | 1,3E-02 | 534 | 776 | 492 | 80 |
| | 61 | 10,7 | 71,2 | 132,3 | 0,77 | 1,4E-01 | 0,09 | 3,1E-03 | 570 | 179 | 583 | 18 |
| | 62 | 45,8 | 106,1 | 353,7 | 1,40 | 2,9E-02 | 0,15 | 2,4E-03 | 850 | 14 | 905 | 14 |
| | 63 | 36,3 | 224,2 | 549,7 | 0,60 | 1,2E-02 | 0,08 | 1,3E-03 | 476 | 12 | 478 | 8 |
| | 64 | 17,7 | 190,2 | 448,5 | 0,33 | 3,6E-02 | 0,05 | 1,2E-03 | 319 | 115 | 289 | 7 |
| | 65 | 55,8 | 339,2 | 1513,3 | 0,32 | 8,8E-03 | 0,04 | 7,4E-04 | 346 | 24 | 271 | 5 |
| | 66 | 167,0 | 863,9 | 580,6 | 5,27 | 8,7E-02 | 0,33 | 5,4E-03 | 1868 | 3 | 1861 | 26 |
| | 67 | 13,4 | 195,2 | 178,5 | 0,70 | 4,6E-01 | 0,09 | 1,2E-02 | 555 | 576 | 538 | 72 |
| | 68 | 41,6 | 867,3 | 1117,8 | 0,31 | 7,3E-03 | 0,04 | 8,5E-04 | 282 | 15 | 273 | 5 |
| | 69 | 25,3 | 26,9 | 334,6 | 0,71 | 1,5E-02 | 0,09 | 1,3E-03 | 557 | 15 | 544 | 8 |
| | 70 | 42,5 | 82,8 | 145,8 | 5,50 | 1,0E-01 | 0,34 | 5,7E-03 | 1920 | 7 | 1882 | 27 |
| | 71 | 37,5 | 47,5 | 388,7 | 0,98 | 1,8E-02 | 0,11 | 1,8E-03 | 709 | 10 | 686 | 10 |
| | 72 | 8,9 | 97,5 | 174,4 | 0,44 | 3,0E-02 | 0,06 | 2,3E-03 | 340 | 63 | 373 | 14 |
| | 73 | 11,0 | 23,3 | 43,8 | 4,90 | 1,2E-01 | 0,29 | 5,7E-03 | 1973 | 14 | 1659 | 29 |
| | 74 | 15,3 | 180,0 | 372,5 | 0,35 | 2,8E-02 | 0,05 | 2,9E-03 | 329 | 58 | 302 | 18 |
| | 75 | 17,6 | 129,5 | 124,5 | 1,65 | 4,8E-02 | 0,16 | 2,5E-03 | 1012 | 24 | 981 | 14 |

Table 1 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Su-1 | 76 | 19,7 | 283,1 | 481,2 | 0,34 | 1,9E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 254 | 55 | 300 | 8 |
| | 77 | 13,0 | 23,0 | 109,4 | 1,17 | 1,0E+00 | 0,14 | 2,8E-02 | 657 | 705 | 835 | 158 |
| | 97 | 7,4 | 78,7 | 89,7 | 0,79 | 6,8E-01 | 0,10 | 1,8E-02 | 589 | 720 | 591 | 106 |
| Urt-1 | 5 | 9,1 | 25,5 | 42,5 | 2,05 | 8,8E-02 | 0,19 | 6,8E-03 | 1136 | 72 | 1131 | 37 |
| | 6 | 12,3 | 19,6 | 166,0 | 0,62 | 2,6E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 538 | 79 | 480 | 16 |
| | 7 | 27,7 | 179,7 | 231,5 | 0,90 | 4,1E-02 | 0,10 | 3,7E-03 | 710 | 84 | 636 | 21 |
| | 8 | 39,9 | 187,0 | 364,5 | 0,87 | 3,3E-02 | 0,10 | 3,5E-03 | 672 | 64 | 623 | 21 |
| | 9 | 15,5 | 35,0 | 205,7 | 0,69 | 2,7E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 793 | 68 | 471 | 16 |
| | 10 | 26,8 | 39,3 | 261,5 | 0,92 | 3,4E-02 | 0,11 | 3,7E-03 | 712 | 62 | 645 | 21 |
| | 11 | 28,4 | 37,8 | 410,0 | 0,56 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,6E-03 | 447 | 66 | 456 | 15 |
| | 14 | 29,9 | 151,7 | 259,4 | 0,90 | 3,7E-02 | 0,10 | 3,7E-03 | 683 | 74 | 643 | 21 |
| | 15 | 28,4 | 21,2 | 356,7 | 0,68 | 2,9E-02 | 0,08 | 3,0E-03 | 552 | 77 | 524 | 18 |
| | 16 | 74,3 | 431,8 | 700,1 | 0,81 | 3,0E-02 | 0,10 | 3,3E-03 | 652 | 63 | 590 | 20 |
| | 18 | 12,8 | 25,8 | 73,2 | 1,71 | 9,2E-02 | 0,17 | 6,1E-03 | 1046 | 99 | 999 | 34 |
| | 19 | 21,7 | 47,0 | 228,6 | 0,92 | 3,9E-02 | 0,10 | 3,5E-03 | 867 | 75 | 604 | 20 |
| | 20 | 9,9 | 32,1 | 69,9 | 1,25 | 5,4E-02 | 0,13 | 4,6E-03 | 910 | 75 | 789 | 26 |
| | 21 | 61,7 | 123,8 | 464,7 | 1,34 | 5,6E-02 | 0,13 | 4,6E-03 | 1063 | 70 | 790 | 26 |
| | 22 | 29,1 | 62,6 | 392,1 | 0,62 | 2,3E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 573 | 64 | 475 | 16 |
| | 24 | 17,6 | 42,2 | 100,4 | 1,81 | 9,7E-02 | 0,16 | 5,8E-03 | 1276 | 95 | 942 | 32 |
| | 25 | 111,5 | 90,0 | 235,5 | 9,93 | 3,4E-01 | 0,42 | 1,4E-02 | 2581 | 43 | 2250 | 66 |
| | 26 | 12,3 | 16,2 | 142,0 | 0,74 | 3,1E-02 | 0,09 | 3,1E-03 | 620 | 74 | 546 | 18 |
| | 27 | 17,6 | 63,9 | 186,5 | 0,78 | 3,5E-02 | 0,09 | 3,2E-03 | 652 | 82 | 566 | 19 |
| | 28 | 23,1 | 5,8 | 500,9 | 0,38 | 2,3E-02 | 0,05 | 1,8E-03 | 396 | 124 | 315 | 11 |
| | 29 | 9,5 | 52,8 | 94,1 | 0,85 | 4,8E-02 | 0,09 | 3,3E-03 | 873 | 108 | 558 | 20 |
| | 30 | 8,6 | 33,5 | 176,5 | 0,37 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,8E-03 | 377 | 85 | 313 | 11 |
| | 35 | 77,9 | 58,1 | 146,4 | 11,64 | 4,1E-01 | 0,47 | 1,6E-02 | 2657 | 44 | 2474 | 71 |
| | 36 | 11,2 | 98,8 | 196,7 | 0,42 | 2,0E-02 | 0,05 | 1,9E-03 | 530 | 91 | 330 | 11 |
| | 37 | 15,6 | 61,4 | 97,0 | 1,43 | 7,1E-02 | 0,14 | 5,0E-03 | 1070 | 89 | 835 | 28 |
| | 38 | 6,7 | 34,6 | 89,3 | 0,56 | 3,4E-02 | 0,07 | 2,6E-03 | 489 | 124 | 447 | 16 |
| | 39 | 4,0 | 9,6 | 36,4 | 0,96 | 5,2E-02 | 0,11 | 3,9E-03 | 760 | 104 | 660 | 23 |
| | 41 | 46,0 | 192,5 | 382,5 | 0,99 | 3,7E-02 | 0,11 | 3,9E-03 | 765 | 61 | 677 | 22 |
| | 43 | 64,5 | 28,1 | 962,1 | 0,57 | 2,0E-02 | 0,07 | 2,5E-03 | 496 | 60 | 451 | 15 |
| | 44 | 59,9 | 76,1 | 234,9 | 3,05 | 1,1E-01 | 0,24 | 8,5E-03 | 1438 | 54 | 1407 | 44 |

Table 2 : Detrital zircon U/Pb ages for the Ariège area.

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cmd-1 | 1 | 8 | 43 | 96 | 0,60 | 2,6E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 462 | 92 | 477 | 14 |
| | 2 | 15 | 62 | 196 | 0,59 | 2,0E-02 | 0,08 | 2,2E-03 | 477 | 70 | 468 | 13 |
| | 3 | 8 | 46 | 69 | 0,90 | 3,8E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 644 | 84 | 657 | 19 |
| | 4 | 14 | 72 | 168 | 0,64 | 2,5E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 532 | 79 | 493 | 14 |
| | 5 | 12 | 115 | 122 | 0,76 | 2,7E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 916 | 66 | 494 | 14 |
| | 6 | 114 | 138 | 400 | 4,33 | 1,3E-01 | 0,27 | 7,9E-03 | 1898 | 46 | 1544 | 40 |
| | 7 | 21 | 73 | 203 | 0,87 | 2,9E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 682 | 65 | 624 | 18 |
| | 8 | 12 | 39 | 125 | 0,82 | 2,9E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 617 | 68 | 604 | 17 |
| | 9 | 15 | 209 | 164 | 0,63 | 2,2E-02 | 0,08 | 2,2E-03 | 645 | 69 | 466 | 13 |
| | 10 | 10 | 89 | 67 | 1,11 | 6,7E-02 | 0,12 | 3,8E-03 | 907 | 122 | 709 | 22 |
| | 11 | 8 | 44 | 104 | 0,58 | 2,2E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 497 | 76 | 460 | 13 |
| | 12 | 13 | 57 | 77 | 1,46 | 4,9E-02 | 0,15 | 4,4E-03 | 979 | 62 | 884 | 24 |
| | 13 | 51 | 263 | 421 | 0,95 | 2,9E-02 | 0,11 | 3,3E-03 | 672 | 57 | 678 | 19 |
| | 14 | 16 | 190 | 174 | 0,59 | 2,0E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 494 | 69 | 462 | 13 |
| | 15 | 13 | 54 | 99 | 1,07 | 3,8E-02 | 0,12 | 3,5E-03 | 797 | 68 | 721 | 20 |
| | 16 | 14 | 51 | 110 | 0,98 | 3,8E-02 | 0,12 | 3,5E-03 | 644 | 77 | 712 | 20 |
| | 17 | 7 | 37 | 72 | 0,78 | 4,5E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 790 | 118 | 533 | 16 |
| | 18 | 14 | 108 | 175 | 0,56 | 2,0E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 444 | 70 | 455 | 13 |
| | 19 | 25 | 63 | 217 | 1,00 | 3,1E-02 | 0,12 | 3,4E-03 | 701 | 59 | 705 | 20 |
| | 20 | 8 | 93 | 53 | 0,85 | 3,4E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 630 | 81 | 624 | 18 |
| | 21 | 16 | 85 | 139 | 0,86 | 3,1E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 643 | 71 | 629 | 18 |
| | 22 | 13 | 56 | 177 | 0,56 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 445 | 66 | 455 | 13 |
| | 23 | 34 | 172 | 167 | 1,66 | 5,2E-02 | 0,17 | 4,9E-03 | 982 | 56 | 997 | 27 |
| | 24 | 16 | 142 | 204 | 0,57 | 2,6E-02 | 0,07 | 2,1E-03 | 610 | 96 | 427 | 13 |
| | 25 | 220 | 33 | 802 | 4,42 | 1,3E-01 | 0,28 | 8,2E-03 | 1864 | 46 | 1597 | 41 |
| | 26 | 21 | 116 | 246 | 0,64 | 2,5E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 501 | 79 | 500 | 14 |
| | 27 | 23 | 254 | 184 | 0,79 | 2,6E-02 | 0,10 | 2,8E-03 | 597 | 64 | 588 | 17 |

Table 2 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 28 | 30 | 148 | 273 | 0,86 | 2,7E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 628 | 60 | 628 | 18 |
| | 29 | 3 | 29 | 25 | 0,89 | 5,8E-02 | 0,11 | 3,5E-03 | 645 | 137 | 647 | 20 |
| | 30 | 61 | 186 | 98 | 9,84 | 3,1E-01 | 0,42 | 1,2E-02 | 2575 | 46 | 2239 | 56 |
| | 31 | 41 | 196 | 405 | 0,80 | 2,5E-02 | 0,10 | 2,8E-03 | 633 | 58 | 590 | 17 |
| | 32 | 9 | 80 | 106 | 0,58 | 2,3E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 459 | 84 | 463 | 13 |
| | 33 | 5 | 11 | 42 | 1,03 | 4,3E-02 | 0,12 | 3,6E-03 | 727 | 84 | 718 | 21 |
| | 34 | 9 | 67 | 165 | 0,39 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 370 | 78 | 326 | 9 |
| | 35 | 18 | 79 | 237 | 0,60 | 2,0E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 463 | 65 | 479 | 14 |
| | 36 | 7 | 41 | 93 | 0,58 | 2,4E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 509 | 82 | 459 | 13 |
| | 37 | 11 | 70 | 86 | 0,89 | 3,6E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 648 | 81 | 647 | 19 |
| | 38 | 8 | 50 | 99 | 0,57 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 455 | 75 | 458 | 13 |
| | 39 | 34 | 207 | 334 | 0,77 | 2,4E-02 | 0,09 | 2,7E-03 | 609 | 60 | 573 | 16 |
| | 40 | 389 | 101 | 1030 | 8,54 | 2,5E-01 | 0,37 | 1,1E-02 | 2547 | 43 | 2015 | 51 |
| Cmd-1 | 41 | 15 | 142 | 179 | 0,58 | 2,0E-02 | 0,08 | 2,2E-03 | 460 | 69 | 469 | 13 |
| | 42 | 42 | 69 | 512 | 0,69 | 2,2E-02 | 0,09 | 2,5E-03 | 550 | 61 | 527 | 15 |
| | 43 | 21 | 72 | 247 | 0,77 | 2,5E-02 | 0,08 | 2,5E-03 | 835 | 61 | 516 | 15 |
| | 44 | 35 | 195 | 473 | 0,56 | 1,8E-02 | 0,07 | 2,1E-03 | 475 | 62 | 449 | 13 |
| | 45 | 8 | 35 | 55 | 1,28 | 4,6E-02 | 0,14 | 4,1E-03 | 847 | 68 | 831 | 23 |
| | 46 | 7 | 47 | 92 | 0,67 | 3,0E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 898 | 88 | 437 | 13 |
| | 47 | 26 | 138 | 369 | 0,54 | 1,7E-02 | 0,07 | 2,1E-03 | 427 | 63 | 440 | 12 |
| | 48 | 24 | 122 | 210 | 0,92 | 3,4E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 776 | 71 | 631 | 18 |
| | 49 | 5 | 39 | 49 | 0,64 | 3,9E-02 | 0,08 | 2,6E-03 | 511 | 132 | 504 | 16 |
| | 50 | 6 | 33 | 87 | 0,61 | 3,9E-02 | 0,07 | 2,3E-03 | 693 | 133 | 444 | 14 |
| | 51 | 8 | 58 | 89 | 0,64 | 2,4E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 501 | 77 | 500 | 14 |
| | 52 | 133 | 181 | 319 | 6,44 | 1,9E-01 | 0,37 | 1,1E-02 | 2032 | 45 | 2044 | 51 |
| | 53 | 15 | 91 | 87 | 1,33 | 4,4E-02 | 0,14 | 4,2E-03 | 872 | 62 | 857 | 24 |
| | 54 | 12 | 130 | 227 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 329 | 72 | 303 | 9 |

Table 2 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 55 | 14 | 64 | 179 | 0,61 | 2,7E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 542 | 92 | 471 | 14 |
| | 56 | 12 | 115 | 138 | 0,59 | 2,1E-02 | 0,08 | 2,2E-03 | 476 | 70 | 471 | 13 |
| | 57 | 28 | 83 | 361 | 0,65 | 2,0E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 532 | 62 | 501 | 14 |
| | 58 | 18 | 62 | 147 | 1,02 | 3,4E-02 | 0,12 | 3,5E-03 | 724 | 64 | 714 | 20 |
| | 59 | 36 | 73 | 90 | 5,57 | 1,8E-01 | 0,35 | 1,0E-02 | 1912 | 52 | 1912 | 49 |
| | 60 | 49 | 1058 | 272 | 0,79 | 2,6E-02 | 0,10 | 2,8E-03 | 591 | 63 | 594 | 17 |
| | 61 | 27 | 158 | 206 | 1,00 | 3,3E-02 | 0,12 | 3,4E-03 | 719 | 62 | 702 | 20 |
| | 62 | 2 | 5 | 15 | 1,46 | 7,6E-02 | 0,15 | 4,8E-03 | 932 | 104 | 904 | 27 |
| | 63 | 12 | 53 | 146 | 0,59 | 2,1E-02 | 0,08 | 2,2E-03 | 486 | 73 | 469 | 13 |
| | 64 | 17 | 32 | 191 | 0,75 | 2,5E-02 | 0,09 | 2,7E-03 | 559 | 64 | 572 | 16 |
| | 65 | 16 | 93 | 207 | 0,57 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 456 | 66 | 456 | 13 |
| | 66 | 15 | 60 | 188 | 0,60 | 2,0E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 493 | 68 | 477 | 14 |
| | 67 | 18 | 121 | 225 | 0,60 | 2,0E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 540 | 68 | 461 | 13 |
| Cmd-1 | 68 | 6 | 23 | 82 | 0,60 | 2,4E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 489 | 81 | 476 | 14 |
| | 69 | 8 | 49 | 65 | 0,88 | 3,4E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 691 | 76 | 629 | 18 |
| | 70 | 24 | 106 | 299 | 0,59 | 2,0E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 418 | 66 | 484 | 14 |
| | 71 | 61 | 183 | 744 | 0,71 | 2,2E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 694 | 58 | 512 | 14 |
| | 72 | 5 | 46 | 42 | 0,83 | 3,7E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 627 | 92 | 609 | 18 |
| | 73 | 47 | 341 | 462 | 0,71 | 2,2E-02 | 0,09 | 2,6E-03 | 553 | 60 | 545 | 15 |
| | 74 | 17 | 127 | 196 | 0,62 | 2,2E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 533 | 73 | 483 | 14 |
| | 75 | 73 | 120 | 216 | 5,23 | 1,6E-01 | 0,30 | 8,8E-03 | 2060 | 47 | 1683 | 43 |
| | 76 | 11 | 39 | 150 | 0,59 | 2,1E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 466 | 75 | 469 | 13 |
| | 77 | 38 | 397 | 289 | 0,82 | 2,6E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 608 | 61 | 606 | 17 |
| | 78 | 22 | 236 | 246 | 0,56 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 433 | 67 | 458 | 13 |
| | 79 | 12 | 29 | 166 | 0,57 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 472 | 75 | 453 | 13 |
| | 80 | 17 | 49 | 231 | 0,59 | 2,0E-02 | 0,08 | 2,3E-03 | 466 | 67 | 475 | 13 |
| | 81 | 30 | 480 | 284 | 0,57 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 451 | 73 | 456 | 13 |

Table 2 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cmd-1 | 82 | 60 | 517 | 218 | 1,67 | 8,2E-02 | 0,17 | 5,2E-03 | 999 | 95 | 999 | 29 |
| | 83 | 8 | 71 | 161 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 321 | 83 | 307 | 9 |
| | 84 | 51 | 259 | 371 | 1,06 | 3,3E-02 | 0,12 | 3,5E-03 | 739 | 58 | 735 | 20 |
| | 85 | 6 | 19 | 38 | 1,60 | 6,2E-02 | 0,15 | 4,5E-03 | 1117 | 72 | 905 | 25 |
| | 86 | 10 | 46 | 126 | 0,65 | 2,4E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 521 | 74 | 505 | 14 |
| | 87 | 26 | 77 | 274 | 0,78 | 2,5E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 589 | 63 | 582 | 16 |
| | 88 | 22 | 60 | 224 | 0,83 | 2,9E-02 | 0,10 | 2,9E-03 | 641 | 70 | 607 | 17 |
| | 89 | 11 | 105 | 225 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 323 | 73 | 311 | 9 |
| | 90 | 13 | 13 | 183 | 0,57 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 459 | 68 | 459 | 13 |
| | 91 | 4 | 8 | 36 | 1,14 | 4,9E-02 | 0,12 | 3,8E-03 | 808 | 86 | 757 | 22 |
| | 92 | 39 | 387 | 318 | 0,84 | 2,7E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 618 | 60 | 618 | 17 |
| | 93 | 18 | 49 | 124 | 1,32 | 4,7E-02 | 0,14 | 4,2E-03 | 855 | 68 | 855 | 24 |
| | 94 | 31 | 34 | 62 | 9,04 | 2,8E-01 | 0,44 | 1,3E-02 | 2347 | 47 | 2337 | 58 |
| | 95 | 15 | 79 | 196 | 0,57 | 2,0E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 460 | 69 | 460 | 13 |
| | 96 | 17 | 54 | 235 | 0,58 | 2,0E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 470 | 69 | 460 | 13 |
| | 97 | 26 | 267 | 292 | 0,67 | 2,3E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 792 | 64 | 461 | 13 |
| | 98 | 23 | 41 | 221 | 0,90 | 2,9E-02 | 0,11 | 3,1E-03 | 650 | 62 | 649 | 18 |
| | 99 | 30 | 93 | 177 | 1,55 | 5,3E-02 | 0,16 | 4,7E-03 | 961 | 64 | 945 | 26 |
| | 100 | 9 | 51 | 72 | 0,90 | 3,5E-02 | 0,11 | 3,2E-03 | 654 | 76 | 653 | 19 |
| Cam-1 | 1 | 14 | 55 | 100 | 1,26 | 4,2E-02 | 0,13 | 4,0E-03 | 898 | 61 | 801 | 23 |
| | 2 | 15 | 129 | 296 | 0,36 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 380 | 78 | 300 | 9 |
| | 3 | 15 | 114 | 287 | 0,37 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 376 | 69 | 312 | 9 |
| | 4 | 13 | 2 | 24 | 13,24 | 4,3E-01 | 0,51 | 1,6E-02 | 2732 | 47 | 2650 | 67 |
| | 5 | 20 | 13 | 279 | 0,57 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,1E-03 | 647 | 64 | 424 | 12 |
| | 6 | 15 | 9 | 324 | 0,38 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 512 | 83 | 304 | 9 |
| | 7 | 8 | 3 | 73 | 1,07 | 4,1E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 1159 | 69 | 608 | 18 |
| | 8 | 33 | 10 | 375 | 0,75 | 2,5E-02 | 0,09 | 2,7E-03 | 616 | 62 | 553 | 16 |

Table 2 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 16 | 11 | 105 | 168 | 0,43 | 1,6E-02 | 0,06 | 1,8E-03 | 354 | 75 | 361 | 11 |
| | 10 | 127 | 151 | 264 | 10,44 | 3,2E-01 | 0,41 | 1,3E-02 | 2693 | 43 | 2218 | 57 |
| | 11 | 14 | 70 | 292 | 0,37 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 340 | 72 | 316 | 9 |
| | 12 | 11 | 16 | 150 | 0,58 | 2,3E-02 | 0,07 | 2,3E-03 | 495 | 81 | 460 | 14 |
| | 13 | 20 | 346 | 174 | 0,90 | 3,1E-02 | 0,07 | 2,3E-03 | 1396 | 58 | 456 | 14 |
| | 14 | 12 | 26 | 105 | 0,97 | 3,4E-02 | 0,11 | 3,5E-03 | 695 | 67 | 688 | 20 |
| | 15 | 18 | 72 | 226 | 0,63 | 2,1E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 516 | 63 | 493 | 15 |
| | 17 | 15 | 55 | 156 | 0,81 | 2,8E-02 | 0,09 | 2,9E-03 | 723 | 64 | 574 | 17 |
| | 18 | 46 | 266 | 442 | 0,97 | 3,0E-02 | 0,09 | 2,7E-03 | 1166 | 53 | 551 | 16 |
| | 19 | 28 | 222 | 245 | 0,82 | 2,7E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 660 | 61 | 593 | 17 |
| | 20 | 22 | 198 | 194 | 0,77 | 2,6E-02 | 0,09 | 2,8E-03 | 657 | 64 | 563 | 17 |
| | 21 | 9 | 84 | 181 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 298 | 77 | 305 | 9 |
| | 22 | 15 | 143 | 273 | 0,39 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 428 | 68 | 317 | 10 |
| Cam-1 | 23 | 31 | 198 | 555 | 0,41 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 379 | 64 | 342 | 10 |
| | 24 | 16 | 159 | 307 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 436 | 68 | 295 | 9 |
| | 25 | 7 | 35 | 65 | 0,76 | 3,0E-02 | 0,09 | 2,9E-03 | 568 | 79 | 572 | 17 |
| | 26 | 67 | 142 | 438 | 1,76 | 5,5E-02 | 0,15 | 4,5E-03 | 1379 | 51 | 877 | 25 |
| | 27 | 15 | 57 | 79 | 1,70 | 5,8E-02 | 0,17 | 5,1E-03 | 1052 | 60 | 990 | 28 |
| | 28 | 22 | 108 | 108 | 1,57 | 6,0E-02 | 0,17 | 5,2E-03 | 881 | 72 | 991 | 29 |
| | 30 | 26 | 73 | 357 | 0,59 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,3E-03 | 483 | 63 | 465 | 14 |
| | 31 | 7 | 34 | 58 | 0,92 | 3,6E-02 | 0,10 | 3,2E-03 | 824 | 74 | 617 | 18 |
| | 32 | 7 | 41 | 133 | 0,49 | 1,8E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 952 | 69 | 316 | 10 |
| | 33 | 9 | 37 | 63 | 1,12 | 4,2E-02 | 0,13 | 3,9E-03 | 773 | 70 | 761 | 22 |
| | 34 | 9 | 46 | 166 | 0,44 | 1,7E-02 | 0,06 | 1,7E-03 | 507 | 73 | 351 | 11 |
| | 38 | 9 | 16 | 73 | 1,17 | 4,3E-02 | 0,13 | 4,1E-03 | 780 | 69 | 787 | 23 |
| | 39 | 33 | 248 | 292 | 0,85 | 2,8E-02 | 0,10 | 3,0E-03 | 748 | 59 | 592 | 17 |
| | 41 | 16 | 127 | 318 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 367 | 69 | 306 | 9 |

Table 2 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cam-1 | 42 | 7 | 55 | 58 | 0,78 | 4,4E-02 | 0,09 | 3,1E-03 | 606 | 117 | 581 | 18 |
| | 43 | 22 | 156 | 133 | 1,27 | 5,4E-02 | 0,13 | 4,3E-03 | 898 | 81 | 806 | 24 |
| | 44 | 41 | 42 | 64 | 14,25 | 4,5E-01 | 0,53 | 1,6E-02 | 2788 | 43 | 2737 | 69 |
| | 45 | 44 | 23 | 68 | 16,34 | 5,1E-01 | 0,57 | 1,8E-02 | 2898 | 42 | 2895 | 72 |
| | 47 | 32 | 108 | 314 | 0,82 | 2,7E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 622 | 60 | 606 | 18 |
| | 48 | 14 | 54 | 133 | 0,84 | 3,1E-02 | 0,10 | 3,1E-03 | 685 | 69 | 603 | 18 |
| | 49 | 9 | 63 | 164 | 0,39 | 1,9E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 418 | 101 | 320 | 10 |
| | 50 | 24 | 85 | 270 | 0,68 | 2,4E-02 | 0,09 | 2,7E-03 | 509 | 66 | 530 | 16 |
| | 51 | 18 | 21 | 256 | 0,59 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,3E-03 | 534 | 67 | 461 | 14 |
| | 53 | 9 | 53 | 181 | 0,38 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 383 | 79 | 317 | 10 |
| | 54 | 21 | 158 | 295 | 0,53 | 1,9E-02 | 0,07 | 2,1E-03 | 502 | 70 | 418 | 13 |
| | 55 | 184 | 173 | 350 | 10,22 | 3,2E-01 | 0,46 | 1,4E-02 | 2474 | 44 | 2431 | 63 |
| | 56 | 15 | 21 | 204 | 0,61 | 2,2E-02 | 0,08 | 2,5E-03 | 481 | 69 | 488 | 15 |
| | 59 | 6 | 25 | 122 | 0,37 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 373 | 91 | 310 | 10 |
| | 60 | 9 | 68 | 177 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 303 | 81 | 308 | 9 |
| | 61 | 27 | 122 | 369 | 0,59 | 2,4E-02 | 0,07 | 2,2E-03 | 682 | 76 | 431 | 13 |
| | 64 | 22 | 67 | 287 | 0,65 | 2,4E-02 | 0,08 | 2,4E-03 | 660 | 70 | 477 | 14 |
| | 70 | 9 | 53 | 181 | 0,38 | 1,8E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 356 | 98 | 323 | 10 |
| | 68 | 23 | 92 | 267 | 0,70 | 2,4E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 594 | 64 | 524 | 16 |
| | 71 | 31 | 107 | 425 | 0,62 | 2,1E-02 | 0,07 | 2,3E-03 | 695 | 61 | 448 | 14 |
| Esc-1 | 1 | 293 | 307 | 649 | 13,24 | 4,7E-01 | 0,53 | 1,8E-02 | 2721 | 76 | 2697 | 33 |
| | 3 | 22 | 27 | 282 | 0,80 | 1,0E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 571 | 7 | 598 | 6 |
| | 4 | 132 | 385 | 1653 | 0,80 | 1,2E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 573 | 8 | 594 | 7 |
| | 6 | 14 | 41 | 244 | 0,59 | 1,1E-02 | 0,07 | 1,0E-03 | 428 | 7 | 473 | 7 |
| | 7 | 12 | 18 | 158 | 0,80 | 2,0E-02 | 0,09 | 2,0E-03 | 535 | 11 | 598 | 11 |
| | 8 | 24 | 173 | 307 | 0,82 | 1,5E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 571 | 8 | 609 | 8 |
| | 9 | 35 | 53 | 546 | 0,81 | 7,7E-02 | 0,08 | 6,0E-03 | 468 | 38 | 601 | 42 |

Table 2 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Esc-1 | 10 | 35 | 304 | 579 | 0,59 | 1,1E-02 | 0,07 | 1,0E-03 | 442 | 7 | 469 | 7 |
| | 11 | 9 | 34 | 108 | 0,98 | 2,4E-02 | 0,10 | 1,0E-03 | 583 | 8 | 693 | 12 |
| | 12 | 31 | 715 | 378 | 0,84 | 1,4E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 581 | 9 | 617 | 8 |
| | 13 | 13 | 17 | 196 | 0,68 | 1,1E-02 | 0,08 | 1,0E-03 | 467 | 5 | 524 | 6 |
| | 15 | 18 | 212 | 241 | 0,86 | 1,6E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 535 | 6 | 632 | 9 |
| | 16 | 32 | 19 | 739 | 0,39 | 8,0E-03 | 0,05 | 1,0E-03 | 315 | 6 | 334 | 6 |
| | 17 | 61 | 341 | 1272 | 0,45 | 1,2E-02 | 0,06 | 1,0E-03 | 348 | 8 | 375 | 8 |
| | 18 | 22 | 108 | 314 | 0,82 | 1,7E-02 | 0,08 | 1,0E-03 | 506 | 8 | 609 | 10 |
| | 19 | 38 | 914 | 980 | 0,37 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,0E-03 | 285 | 8 | 320 | 8 |
| | 20 | 37 | 157 | 562 | 0,69 | 1,2E-02 | 0,08 | 1,0E-03 | 473 | 6 | 534 | 7 |
| | 21 | 9 | 85 | 121 | 0,92 | 2,1E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 539 | 8 | 663 | 11 |
| | 22 | 19 | 30 | 304 | 0,63 | 1,3E-02 | 0,07 | 1,0E-03 | 451 | 8 | 493 | 8 |
| | 25 | 13 | 12 | 275 | 0,45 | 9,0E-03 | 0,06 | 1,0E-03 | 350 | 6 | 377 | 6 |
| | 26 | 11 | 76 | 204 | 0,60 | 8,1E-02 | 0,06 | 2,0E-03 | 395 | 10 | 478 | 50 |
| | 27 | 11 | 95 | 141 | 0,94 | 4,1E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 549 | 7 | 671 | 21 |
| | 28 | 26 | 39 | 334 | 0,80 | 1,3E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 560 | 8 | 595 | 7 |
| | 29 | 31 | 430 | 756 | 1,25 | 3,8E-02 | 0,05 | 1,0E-03 | 299 | 5 | 825 | 17 |
| | 30 | 56 | 652 | 809 | 0,67 | 1,2E-02 | 0,08 | 1,0E-03 | 500 | 8 | 523 | 7 |
| Mau-1 | 1 | 34 | 94 | 118 | 5,41 | 6,5E-02 | 0,34 | 4,0E-03 | 1885 | 18 | 1887 | 10 |
| | 2 | 5 | 29 | 68 | 0,78 | 3,6E-02 | 0,09 | 1,0E-03 | 573 | 7 | 583 | 20 |
| | 3 | 26 | 107 | 542 | 0,41 | 6,0E-03 | 0,06 | 1,0E-03 | 351 | 4 | 348 | 5 |
| | 4 | 11 | 78 | 254 | 0,36 | 1,0E-02 | 0,05 | 0,0E+00 | 312 | 3 | 308 | 7 |
| | 6 | 28 | 27 | 365 | 0,74 | 1,9E-02 | 0,09 | 2,0E-03 | 546 | 10 | 563 | 11 |
| | 7 | 34 | 206 | 541 | 0,58 | 8,0E-03 | 0,07 | 1,0E-03 | 459 | 5 | 461 | 5 |
| | 8 | 15 | 152 | 175 | 0,80 | 5,0E-02 | 0,10 | 1,0E-03 | 610 | 7 | 599 | 28 |
| | 11 | 65 | 226 | 736 | 0,85 | 1,1E-02 | 0,10 | 1,0E-03 | 626 | 7 | 622 | 6 |
| | 11bis | 15 | 60 | 108 | 1,56 | 1,5E-01 | 0,16 | 8,0E-03 | 943 | 44 | 956 | 59 |

Table 2 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 12 | 31 | 196 | 365 | 0,81 | 9,0E-03 | 0,10 | 1,0E-03 | 610 | 6 | 605 | 5 |
| | 12bis | 86 | 51 | 621 | 1,76 | 3,9E-02 | 0,16 | 3,0E-03 | 961 | 14 | 1032 | 14 |
| | 13 | 23 | 454 | 548 | 0,35 | 4,0E-03 | 0,05 | 1,0E-03 | 303 | 3 | 304 | 3 |
| | 13bis | 17 | 101 | 223 | 0,75 | 2,8E-02 | 0,09 | 3,0E-03 | 559 | 19 | 569 | 16 |
| | 14 | 11 | 67 | 130 | 0,76 | 2,7E-02 | 0,09 | 2,0E-03 | 581 | 9 | 571 | 16 |
| | 15bis | 167 | 199 | 1056 | 3,48 | 1,7E-01 | 0,18 | 8,0E-03 | 1089 | 44 | 1522 | 38 |
| | 16 | 30 | 264 | 350 | 0,84 | 1,0E-02 | 0,10 | 1,0E-03 | 611 | 6 | 618 | 5 |
| | 16bis | 38 | 329 | 474 | 0,77 | 3,0E-02 | 0,09 | 3,0E-03 | 581 | 20 | 579 | 17 |
| | 17 | 3 | 0 | 55 | 0,36 | 2,0E-02 | 0,06 | 1,0E-03 | 360 | 4 | 309 | 15 |
| | 18 | 14 | 142 | 326 | 0,38 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,0E-03 | 314 | 5 | 329 | 10 |
| | 19 | 10 | 83 | 106 | 0,95 | 2,2E-02 | 0,11 | 2,0E-03 | 674 | 12 | 678 | 11 |
| Mau-1 | 20 | 10 | 61 | 232 | 0,33 | 6,0E-03 | 0,05 | 1,0E-03 | 304 | 4 | 293 | 5 |
| | 21 | 13 | 121 | 165 | 0,78 | 1,6E-02 | 0,10 | 1,0E-03 | 584 | 7 | 585 | 9 |
| | 22 | 47 | 71 | 458 | 1,05 | 1,5E-02 | 0,12 | 1,0E-03 | 730 | 8 | 730 | 7 |
| | 23 | 19 | 168 | 366 | 0,48 | 6,0E-02 | 0,06 | 2,0E-03 | 382 | 11 | 399 | 41 |
| | 24 | 21 | 89 | 205 | 1,04 | 2,3E-02 | 0,12 | 2,0E-03 | 719 | 9 | 721 | 11 |
| | 25 | 68 | 589 | 2026 | 0,31 | 4,8E-02 | 0,04 | 1,0E-03 | 248 | 8 | 275 | 37 |
| | 26 | 13 | 23 | 215 | 0,57 | 1,2E-02 | 0,07 | 1,0E-03 | 452 | 6 | 461 | 8 |
| | 28 | 51 | 527 | 604 | 0,83 | 9,0E-03 | 0,10 | 1,0E-03 | 608 | 6 | 611 | 5 |
| | 29 | 21 | 119 | 231 | 0,91 | 1,5E-02 | 0,11 | 1,0E-03 | 661 | 8 | 659 | 8 |
| | 30 | 15 | 105 | 345 | 0,36 | 6,0E-03 | 0,05 | 1,0E-03 | 311 | 4 | 311 | 5 |
| | 31 | 45 | 400 | 994 | 0,41 | 7,0E-03 | 0,05 | 0,0E+00 | 332 | 3 | 346 | 5 |
| | 32 | 30 | 92 | 446 | 0,59 | 2,2E-02 | 0,08 | 1,0E-03 | 483 | 6 | 473 | 14 |
| | 1 | 13 | 73 | 114 | 1,17 | 1,3E+00 | 0,13 | 1,8E-02 | 775 | 100 | 787 | 469 |
| | 2 | 15 | 180 | 276 | 0,65 | 4,8E-01 | 0,06 | 2,0E-03 | 390 | 10 | 510 | 260 |
| | 3 | 19 | 144 | 217 | 0,90 | 5,2E-01 | 0,10 | 6,0E-03 | 623 | 36 | 650 | 246 |
| | 5 | 12 | 144 | 275 | 0,75 | 3,7E-01 | 0,05 | 5,0E-03 | 319 | 28 | 566 | 194 |
| Rap-1 | 6 | 25 | 175 | 380 | 0,43 | 9,0E-01 | 0,08 | 1,3E-02 | 476 | 78 | 366 | 496 |
| | 7 | 10 | 43 | 64 | 1,94 | 1,3E+00 | 0,18 | 1,9E-02 | 1078 | 102 | 1097 | 378 |
| | 8 | 11 | 41 | 86 | 1,43 | 1,5E+00 | 0,16 | 2,0E-02 | 934 | 111 | 903 | 481 |
| | 9 | 27 | 19 | 421 | 0,54 | 3,9E-01 | 0,07 | 5,0E-03 | 459 | 28 | 437 | 230 |
| | 10 | 15 | 160 | 351 | 0,28 | 4,2E-01 | 0,05 | 5,0E-03 | 313 | 34 | 251 | 286 |

Table 2 : (Continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Rap-1 | 11 | 14 | 75 | 265 | 0,58 | 4,9E-01 | 0,06 | 7,0E-03 | 392 | 43 | 465 | 272 |
| | 12 | 31 | 154 | 548 | 0,09 | 1,0E+00 | 0,07 | 2,5E-02 | 405 | 149 | 88 | 661 |
| | 14 | 8 | 21 | 59 | 2,40 | 2,3E+00 | 0,16 | 5,8E-02 | 941 | 315 | 1241 | 532 |
| | 15 | 55 | 90 | 116 | 15,54 | 2,2E+00 | 0,56 | 1,8E-02 | 2854 | 74 | 2849 | 127 |
| | 16 | 122 | 193 | 302 | 11,77 | 5,1E-01 | 0,47 | 7,0E-03 | 2490 | 29 | 2586 | 40 |
| | 17 | 21 | 50 | 283 | 0,76 | 3,9E-01 | 0,09 | 4,0E-03 | 545 | 21 | 572 | 205 |
| | 18 | 9 | 214 | 242 | 0,38 | 3,1E-01 | 0,05 | 4,0E-03 | 288 | 25 | 326 | 203 |
| | 19 | 15 | 73 | 181 | 0,91 | 1,1E+00 | 0,10 | 1,5E-02 | 596 | 90 | 656 | 446 |
| | 20 | 14 | 116 | 212 | 0,59 | 6,1E-01 | 0,08 | 8,0E-03 | 486 | 47 | 473 | 329 |
| | 21 | 12 | 64 | 165 | 0,63 | 8,3E-01 | 0,08 | 1,2E-02 | 505 | 70 | 497 | 417 |
| | 22 | 14 | 168 | 337 | 0,36 | 3,3E-01 | 0,05 | 4,0E-03 | 309 | 23 | 313 | 219 |
| | 23 | 13 | 9 | 188 | 0,72 | 7,8E-01 | 0,08 | 1,2E-02 | 488 | 73 | 549 | 381 |
| | 24 | 138 | 5 | 447 | 5,95 | 7,1E-01 | 0,36 | 7,0E-03 | 1978 | 31 | 1968 | 98 |
| | 25 | 16 | 151 | 373 | 0,31 | 4,6E-01 | 0,05 | 7,0E-03 | 320 | 44 | 277 | 306 |
| | 26 | 12 | 38 | 120 | 0,98 | 1,2E+00 | 0,11 | 1,9E-02 | 693 | 108 | 693 | 496 |
| | 27 | 12 | 37 | 164 | 0,63 | 8,4E-01 | 0,09 | 1,2E-02 | 538 | 68 | 498 | 421 |
| | 28 | 10 | 58 | 208 | 0,52 | 6,5E-01 | 0,05 | 9,0E-03 | 335 | 56 | 427 | 359 |
| | 29 | 19 | 225 | 378 | 0,52 | 4,8E-01 | 0,06 | 6,0E-03 | 360 | 37 | 425 | 278 |
| | 30 | 56 | 157 | 216 | 4,23 | 1,0E+00 | 0,30 | 9,0E-03 | 1692 | 45 | 1680 | 179 |
| | 31 | 14 | 71 | 157 | 0,84 | 1,2E+00 | 0,10 | 2,0E-02 | 638 | 116 | 621 | 501 |
| | 32 | 26 | 174 | 448 | 0,60 | 7,0E-01 | 0,07 | 1,0E-02 | 426 | 58 | 480 | 365 |
| | 33 | 39 | 448 | 442 | 0,91 | 4,6E-01 | 0,10 | 5,0E-03 | 632 | 28 | 656 | 218 |
| | 34 | 8 | 52 | 149 | 0,49 | 1,1E+00 | 0,06 | 2,3E-02 | 392 | 137 | 407 | 546 |
| | 35 | 19 | 148 | 422 | 0,36 | 4,5E-01 | 0,05 | 6,0E-03 | 321 | 40 | 315 | 290 |
| | 37 | 148 | 694 | 1117 | 1,38 | 1,0E+00 | 0,15 | 1,1E-02 | 925 | 61 | 880 | 357 |
| | 38 | 11 | 83 | 242 | 0,33 | 6,5E-01 | 0,06 | 1,3E-02 | 344 | 79 | 286 | 406 |
| | 39 | 42 | 135 | 393 | 1,05 | 6,7E-01 | 0,12 | 7,0E-03 | 747 | 40 | 731 | 288 |
| | 40 | 20 | 220 | 219 | 0,74 | 1,1E+00 | 0,11 | 1,6E-02 | 651 | 91 | 564 | 489 |

Table 3 : Detrital zircon (U-Th-Sm)/He ages from the Mauléon basin and the Ariège area.

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | Rs (µm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cmd-1 | 3 | 3 | 50,6 | 1,26E-07 | 249,7 | 112,4 | 4,8 | 276,7 | 0,83 | 84,3 | 101,1 | 6,1 |
| | 5 | 1 | 37,2 | 5,28E-07 | 1145,8 | 639,0 | 14,5 | 1299,1 | 0,78 | 75,5 | 97,0 | 5,8 |
| | 11 | 4 | 49,5 | 2,30E-07 | 389,6 | 93,4 | 15,7 | 412,0 | 0,83 | 103,8 | 124,7 | 7,5 |
| | 13 | 2 | 49,6 | 4,35E-07 | 415,8 | 341,9 | 29,0 | 497,9 | 0,83 | 162,6 | 196,7 | 11,8 |
| | 16 | 5 | 47,7 | 2,02E-07 | 308,2 | 120,1 | 16,4 | 337,0 | 0,82 | 111,3 | 134,9 | 8,1 |
| | 17 | 3 | 50,4 | 1,71E-07 | 277,6 | 112,1 | 21,0 | 304,6 | 0,83 | 104,3 | 125,2 | 7,5 |
| | 18 | 58 | 53,6 | 8,42E-09 | 14,1 | 5,3 | 1,1 | 15,4 | 0,85 | 101,8 | 120,3 | 7,2 |
| | 19 | 24 | 52,3 | 4,39E-08 | 62,0 | 25,7 | 1,4 | 68,2 | 0,84 | 119,7 | 142,9 | 8,6 |
| | 21 | 16 | 43,9 | 5,33E-08 | 74,2 | 35,0 | 2,7 | 82,6 | 0,81 | 119,9 | 148,2 | 8,9 |
| | 28 | 13 | 37,5 | 6,94E-08 | 59,1 | 55,7 | 0,4 | 72,4 | 0,77 | 178,2 | 230,8 | 13,8 |
| | 34 | 4 | 47,6 | 4,89E-07 | 724,9 | 170,5 | 7,7 | 765,8 | 0,82 | 118,7 | 144,3 | 8,7 |
| | 36 | 4 | 47,6 | 2,67E-07 | 366,9 | 106,2 | 1,3 | 392,4 | 0,82 | 126,3 | 153,4 | 9,2 |
| | 41 | 25 | 90,9 | 2,60E-07 | 228,8 | 211,4 | 6,4 | 279,6 | 0,92 | 173,2 | 188,8 | 11,3 |
| | 44 | 3 | 38,4 | 2,66E-07 | 298,6 | 107,9 | 10,2 | 324,5 | 0,79 | 152,3 | 193,7 | 11,6 |
| | 51 | 5 | 45,3 | 1,16E-07 | 208,7 | 79,8 | 12,3 | 227,9 | 0,82 | 94,5 | 115,8 | 6,9 |
| | 56 | 5 | 51,3 | 2,96E-07 | 269,0 | 125,7 | 7,3 | 299,1 | 0,84 | 183,7 | 219,6 | 13,2 |
| | 58 | 5 | 42,4 | 1,65E-07 | 172,5 | 92,8 | 4,8 | 194,8 | 0,80 | 157,3 | 195,7 | 11,7 |
| | 63 | 2 | 50,5 | 3,66E-07 | 571,8 | 130,9 | 3,0 | 603,2 | 0,83 | 112,8 | 135,2 | 8,1 |
| Cam-1 | 11 | 4 | 33,0 | 2,35E-07 | 178,7 | 56,7 | 17,4 | 192,3 | 0,75 | 226,6 | 301,1 | 18,1 |
| | 12 | 8 | 57,9 | 4,36E-07 | 293,3 | 62,4 | 8,1 | 308,3 | 0,86 | 262,6 | 305,5 | 18,3 |
| | 28 | 2 | 37,6 | 5,69E-07 | 414,5 | 362,6 | 13,0 | 501,5 | 0,77 | 211,2 | 274,7 | 16,5 |
| | 30 | 3 | 31,3 | 1,90E-07 | 238,7 | 29,3 | 7,2 | 245,7 | 0,75 | 143,4 | 192,4 | 11,5 |
| | 47 | 4 | 44,3 | 2,72E-07 | 193,8 | 73,7 | -3,3 | 211,5 | 0,81 | 238,6 | 295,8 | 17,7 |
| | 50 | 2 | 35,1 | 7,88E-07 | 558,3 | 146,0 | 23,9 | 593,3 | 0,77 | 246,7 | 321,4 | 19,3 |
| | 54 | 4 | 34,8 | 2,02E-07 | 178,0 | 52,0 | 7,6 | 190,5 | 0,76 | 197,2 | 258,7 | 15,5 |
| | 55 | 3 | 36,8 | 2,39E-07 | 562,5 | 216,4 | 2,9 | 614,4 | 0,77 | 72,2 | 93,9 | 5,6 |

Table 3 : (Continued)

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | Rs (µm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Esc-1 | 1 | 7 | 55,5 | 3,21E-07 | 751,2 | 43,9 | 2,5 | 761,7 | 0,85 | 78,3 | 91,8 | 5,5 |
| | 3 | 2 | 47,2 | 9,33E-07 | 1998,9 | 88,4 | 51,9 | 2020,1 | 0,83 | 85,8 | 103,6 | 6,2 |
| | 4 | 4 | 44,0 | 7,15E-08 | 255,9 | 31,4 | 4,5 | 263,5 | 0,81 | 50,4 | 62,0 | 3,7 |
| | 9 | 4 | 61,6 | 1,41E-07 | 433,3 | 57,5 | 17,3 | 447,1 | 0,87 | 58,6 | 67,5 | 4,0 |
| | 10 | 2 | 46,9 | 3,01E-07 | 704,3 | 102,8 | 16,4 | 729,0 | 0,82 | 76,7 | 93,0 | 5,6 |
| | 13 | 3 | 36,4 | 2,69E-07 | 706,0 | 63,9 | 3,6 | 721,4 | 0,78 | 69,2 | 88,9 | 5,3 |
| | 15 | 3 | 50,6 | 1,22E-07 | 330,3 | 41,8 | 18,2 | 340,3 | 0,84 | 66,8 | 79,6 | 4,8 |
| | 17 | 8 | 56,5 | 1,27E-07 | 350,1 | 109,1 | 0,0 | 376,3 | 0,86 | 62,8 | 73,5 | 4,4 |
| | 20 | 7 | 44,5 | 5,12E-07 | 597,6 | 43,3 | 6,9 | 608,0 | 0,82 | 156,4 | 191,3 | 11,5 |
| | 21 | 2 | 47,0 | 1,71E-07 | 739,6 | 54,1 | 20,4 | 752,6 | 0,82 | 42,2 | 51,2 | 3,1 |
| | 22 | 2 | 52,1 | 1,07E-06 | 587,8 | 62,3 | 40,8 | 602,7 | 0,84 | 328,6 | 391,6 | 23,5 |
| | 25 | 4 | 60,1 | 1,43E-07 | 409,7 | 37,9 | 3,6 | 418,8 | 0,86 | 63,4 | 73,4 | 4,4 |
| | 29 | 2 | 29,3 | 2,73E-07 | 358,9 | 126,3 | 0,0 | 389,2 | 0,73 | 130,1 | 177,5 | 10,6 |
| | 30 | 2 | 41,1 | 1,34E-07 | 484,9 | 67,3 | 0,0 | 501,1 | 0,80 | 49,7 | 62,3 | 3,7 |
| Mau-1 | 3 | 3 | 62,5 | 8,39E-07 | 682,0 | 179,6 | n.r. | 725,1 | 0,87 | 214,9 | 247,7 | 14,9 |
| | 4 | 1 | 63,9 | 7,96E-07 | 759,7 | 310,1 | n.r. | 834,1 | 0,87 | 177,3 | 203,7 | 12,2 |
| | 13 | 3 | 58,8 | 5,45E-07 | 1121,1 | 721,2 | n.r. | 1294,2 | 0,86 | 78,3 | 91,4 | 5,5 |
| | 16 | 4 | 60,8 | 5,63E-07 | 416,8 | 96,5 | n.r. | 439,9 | 0,87 | 237,9 | 274,8 | 16,5 |
| | 21 | 1 | 65,7 | 1,45E-06 | 1490,0 | 364,8 | n.r. | 1577,6 | 0,87 | 171,1 | 195,9 | 11,8 |
| | 22 | 1 | 60,5 | 6,83E-07 | 1002,3 | 110,3 | n.r. | 1028,8 | 0,86 | 123,3 | 142,7 | 8,6 |
| | 23 | 1 | 36,2 | 1,71E-06 | 2291,3 | 381,3 | n.r. | 2382,8 | 0,78 | 133,3 | 171,5 | 10,3 |
| | 24 | 1 | 51,3 | 2,80E-07 | 836,6 | 149,6 | n.r. | 872,5 | 0,84 | 59,6 | 71,2 | 4,3 |
| | 25 | 1 | 53,9 | 1,43E-06 | 2979,6 | 1278,9 | n.r. | 3286,6 | 0,84 | 81,0 | 96,0 | 5,8 |
| | 26 | 1 | 52,6 | 8,88E-07 | 2550,6 | 435,8 | n.r. | 2655,2 | 0,84 | 62,1 | 73,5 | 4,4 |
| | 28 | 3 | 54,1 | 1,10E-07 | 228,3 | 114,2 | n.r. | 255,7 | 0,84 | 80,0 | 95,1 | 5,7 |
| | 30 | 8 | 56,1 | 1,00E-07 | 224,9 | 67,1 | n.r. | 241,1 | 0,85 | 77,3 | 90,8 | 5,4 |
| | 20 | 7 | 45,7 | 2,28E-08 | 95,6 | 25,9 | n.r. | 101,8 | 0,82 | 41,7 | 50,8 | 3,0 |
| | 32 | 14 | 48,9 | 6,73E-08 | 277,2 | 134,2 | n.r. | 309,5 | 0,82 | 40,4 | 49,1 | 2,9 |

Table 3 : (continued)

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | Rs (µm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 4 | 2 | 60,8 | 7,73E-07 | 384,7 | 229,0 | 2,6 | 439,7 | 0,86 | 326,9 | 379,5 | 22,8 |
| | 5 | 6 | 52,6 | 1,84E-07 | 616,5 | 88,9 | 15,9 | 637,9 | 0,84 | 53,5 | 63,4 | 3,8 |
| | 8 | 14 | 68,2 | 2,74E-07 | 355,5 | 96,6 | 8,7 | 378,6 | 0,88 | 134,3 | 151,8 | 9,1 |
| | 9 | 12 | 78,0 | 4,43E-07 | 176,3 | 121,9 | 16,3 | 205,6 | 0,90 | 401,1 | 446,3 | 26,8 |
| | 11 | 18 | 76,2 | 2,09E-07 | 90,9 | 73,3 | 2,1 | 108,5 | 0,90 | 358,2 | 400,2 | 24,0 |
| | 15 | 11 | 80,6 | 6,20E-07 | 480,9 | 381,9 | 23,6 | 572,6 | 0,90 | 201,4 | 223,5 | 13,4 |
| | 20 | 12 | 77,1 | 1,84E-07 | 104,8 | 55,9 | 1,3 | 118,2 | 0,90 | 289,3 | 322,0 | 19,3 |
| | 21 | 7 | 54,8 | 1,90E-07 | 522,9 | 135,9 | 9,8 | 555,5 | 0,85 | 63,7 | 75,2 | 4,5 |
| | 22 | 4 | 55,1 | 1,04E-06 | 532,1 | 157,4 | 10,6 | 569,9 | 0,85 | 338,9 | 399,0 | 23,9 |
| | 24 | 5 | 63,6 | 6,40E-07 | 340,2 | 113,2 | 8,6 | 367,3 | 0,87 | 323,6 | 371,9 | 22,3 |
| | 25 | 10 | 67,4 | 4,56E-07 | 243,8 | 128,4 | 14,4 | 274,6 | 0,88 | 308,6 | 350,8 | 21,0 |
| | 26 | 8 | 58,4 | 1,29E-06 | 770,5 | 289,7 | 26,9 | 840,1 | 0,86 | 285,9 | 332,8 | 20,0 |
| | 29 | 13 | 54,6 | 8,52E-08 | 62,6 | 58,4 | 2,4 | 76,6 | 0,85 | 206,9 | 244,6 | 14,7 |
| | 30 | 5 | 58,5 | 2,19E-07 | 139,2 | 63,7 | 2,1 | 154,5 | 0,86 | 263,5 | 307,6 | 18,5 |
| | 31 | 1 | 47,1 | 2,63E-06 | 1447,2 | 641,4 | 123,1 | 1601,2 | 0,82 | 305,0 | 370,3 | 22,2 |
| Cas-1 | 36 | 8 | 60,9 | 2,36E-07 | 109,9 | 30,8 | 4,5 | 117,3 | 0,87 | 373,6 | 431,3 | 25,9 |
| | 37 | 7 | 59,8 | 2,28E-07 | 146,4 | 68,7 | 3,7 | 162,9 | 0,86 | 260,0 | 302,4 | 18,1 |
| | 39 | 9 | 67,1 | 6,16E-07 | 386,8 | 165,2 | 20,5 | 426,5 | 0,88 | 268,4 | 306,7 | 18,4 |
| | 41 | 10 | 81,5 | 8,89E-08 | 105,9 | 33,7 | 3,1 | 113,9 | 0,90 | 144,9 | 160,3 | 9,6 |
| | 42 | 10 | 76,5 | 3,52E-07 | 203,5 | 134,2 | 13,3 | 235,8 | 0,90 | 277,4 | 309,3 | 18,6 |
| | 45 | 7 | 64,1 | 1,11E-06 | 753,6 | 229,3 | 27,8 | 808,6 | 0,87 | 254,0 | 290,6 | 17,4 |
| | 47 | 10 | 69,1 | 4,19E-07 | 235,7 | 120,3 | 7,8 | 264,6 | 0,88 | 294,1 | 334,1 | 20,0 |
| | 49 | 7 | 65,0 | 1,53E-06 | 906,5 | 340,8 | 22,3 | 988,3 | 0,87 | 287,3 | 328,3 | 19,7 |
| | 51 | 10 | 76,2 | 6,55E-07 | 448,8 | 168,5 | 4,2 | 489,2 | 0,90 | 248,8 | 277,5 | 16,6 |
| | 56 | 9 | 79,9 | 2,70E-07 | 152,2 | 37,6 | 0,6 | 161,2 | 0,90 | 310,9 | 344,0 | 20,6 |
| | 57 | 7 | 70,6 | 1,09E-06 | 614,1 | 279,6 | 15,6 | 681,2 | 0,88 | 296,8 | 335,7 | 20,1 |
| | 60 | 19 | 82,1 | 2,82E-07 | 505,8 | 160,8 | 6,8 | 544,4 | 0,91 | 96,4 | 106,4 | 6,4 |
| | 61 | 3 | 51,0 | 1,58E-06 | 1270,0 | 376,2 | 43,3 | 1360,3 | 0,84 | 216,0 | 257,9 | 15,5 |
| | 82 | 7 | 59,2 | 6,05E-07 | 466,6 | 173,1 | 17,1 | 508,1 | 0,86 | 221,2 | 256,6 | 15,4 |
| | 86 | 15 | 79,9 | 2,58E-07 | 201,1 | 89,5 | 9,0 | 222,6 | 0,90 | 215,3 | 238,6 | 14,3 |
| | 89 | 8 | 61,1 | 6,67E-07 | 2103,7 | 382,3 | 9,7 | 2195,5 | 0,87 | 56,4 | 65,0 | 3,9 |

Table 3 : (Continued)

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | Rs (µm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 14 | 7 | 83,7 | 3,3E-07 | 523,6 | 268,6 | 8,7 | 588,1 | 0,91 | 105,2 | 115,8 | 6,9 |
| | 28 | 1 | 59,8 | 4,0E-07 | 726,3 | 138,8 | 40,2 | 759,6 | 0,86 | 97,4 | 113,0 | 6,8 |
| | 12 | 4 | 64,9 | 2,9E-07 | 528,9 | 511,5 | 129,3 | 651,7 | 0,87 | 81,5 | 93,6 | 5,6 |
| | 17 | 4 | 64,8 | 3,2E-07 | 528,4 | 356,6 | 64,0 | 614,0 | 0,87 | 96,5 | 110,4 | 6,6 |
| | 18 | 4 | 56,3 | 2,1E-07 | 341,5 | 174,6 | 17,6 | 383,4 | 0,85 | 99,5 | 116,6 | 7,0 |
| | 19 | 3 | 65,1 | 7,1E-08 | 231,1 | 115,1 | 266,2 | 258,7 | 0,87 | 50,9 | 58,2 | 3,5 |
| | 23 | 2 | 64,5 | 1,8E-07 | 387,7 | 224,6 | 17,2 | 441,6 | 0,87 | 75,6 | 86,8 | 5,2 |
| | 24 | 3 | 60,9 | 3,4E-07 | 730,4 | 220,2 | 19,5 | 783,2 | 0,86 | 80,9 | 93,9 | 5,6 |
| | 25 | 11 | 82,2 | 9,1E-08 | 257,6 | 101,9 | 24,1 | 282,0 | 0,91 | 59,8 | 66,0 | 4,0 |
| | 26 | 9 | 62,3 | 1,5E-07 | 241,3 | 113,1 | 26,8 | 268,5 | 0,87 | 105,9 | 122,2 | 7,3 |
| | 27 | 9 | 81,1 | 1,9E-07 | 142,4 | 190,2 | 9,2 | 188,1 | 0,90 | 187,6 | 208,1 | 12,5 |
| | 28 | 6 | 60,3 | 1,1E-07 | 114,8 | 93,0 | 11,5 | 137,2 | 0,86 | 152,7 | 177,7 | 10,7 |
| | 31 | 4 | 56,0 | 1,0E-07 | 255,9 | 88,9 | 18,1 | 277,2 | 0,85 | 69,0 | 81,1 | 4,9 |
| Mi-1 | 33 | 4 | 55,6 | 2,3E-07 | 285,3 | 139,7 | 4,5 | 318,8 | 0,85 | 135,2 | 159,3 | 9,6 |
| | 34 | 11 | 79,2 | 4,1E-08 | 63,2 | 51,6 | 4,9 | 75,6 | 0,90 | 100,6 | 111,9 | 6,7 |
| | 35 | 6 | 86,8 | 3,5E-07 | 489,8 | 474,0 | 10,3 | 603,6 | 0,91 | 106,9 | 117,5 | 7,0 |
| | 20 | 14 | 74,1 | 8,8E-08 | 62,3 | 59,6 | 3,5 | 76,6 | 0,89 | 213,2 | 239,7 | 14,4 |
| | 11 | 13 | 57,3 | 4,8E-08 | 57,2 | 54,3 | 4,9 | 70,2 | 0,85 | 126,9 | 148,5 | 8,9 |
| | 7 | 24 | 90,3 | 2,7E-08 | 58,6 | 40,4 | 7,6 | 68,3 | 0,92 | 74,0 | 80,6 | 4,8 |
| | 8 | 23 | 79,0 | 7,8E-08 | 126,2 | 55,4 | 4,9 | 139,5 | 0,90 | 103,8 | 115,1 | 6,9 |
| | 35 | 19 | 78,8 | 6,2E-08 | 100,0 | 53,4 | 8,5 | 112,8 | 0,90 | 102,6 | 113,7 | 6,8 |
| | 33 | 16 | 61,1 | 6,9E-08 | 244,4 | 162,8 | 14,9 | 283,5 | 0,86 | 45,0 | 52,1 | 3,1 |
| | 41 | 16 | 68,5 | 6,0E-08 | 78,6 | 108,5 | 7,5 | 104,7 | 0,88 | 106,4 | 121,0 | 7,3 |
| | 25 | 17 | 66,8 | 1,4E-07 | 150,2 | 58,5 | 3,3 | 164,2 | 0,88 | 159,6 | 181,4 | 10,9 |
| | 26 | 14 | 57,6 | 1,4E-08 | 57,2 | 29,2 | 10,0 | 64,2 | 0,86 | 40,4 | 47,2 | 2,8 |
| | 62 | 9 | 76,0 | 5,3E-08 | 219,7 | 115,1 | 7,6 | 247,4 | 0,89 | 40,0 | 44,9 | 2,7 |
| | 90 | 14 | 51,4 | 3,3E-08 | 148,9 | 67,8 | 5,4 | 165,1 | 0,84 | 36,9 | 44,0 | 2,6 |

Table 3 : (Continued)

| Sample | Alliquote | Weight (µg) | Rs (µm) | [$^{4}$He] (mol/g) | [$^{238}$U] (ppm) | [$^{232}$Th] (ppm) | [$^{147}$Sm] (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Measured age (Ma) | Corrected age (Ma) | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sau-1 | 5 | 3 | 46,7 | 4,58E-07 | 427,9 | 308,5 | 6,8 | 501,9 | 0,82 | 169,8 | 206,6 | 12,4 |
| | 16 | 1 | 59,4 | 1,09E-06 | 742,4 | 806,8 | 18,6 | 936,1 | 0,86 | 216,6 | 252,9 | 15,2 |
| | 20 | 1 | 36,9 | 1,32E-07 | 664,6 | 160,5 | 0,0 | 703,1 | 0,77 | 34,8 | 45,2 | 2,7 |
| | 21 | 3 | 49,5 | 1,78E-07 | 320,1 | 104,0 | 3,7 | 345,0 | 0,84 | 96,1 | 115,1 | 6,9 |
| | 23 | 2 | 42,7 | 6,99E-07 | 622,3 | 37,1 | 0,0 | 631,2 | 0,79 | 205,8 | 259,6 | 15,6 |
| | 24 | 3 | 41,4 | 2,97E-07 | 466,6 | 26,7 | 0,0 | 473,0 | 0,80 | 116,8 | 145,8 | 8,7 |
| | 46 | 1 | 55,7 | 5,73E-07 | 1234,1 | 1158,6 | 536,4 | 1512,2 | 0,86 | 70,4 | 81,8 | 4,9 |

Table 4 : Detrital zircon (U-Th-Sm)/He age populations

| Sample | Nb grain | Deposition age (Ma) | P1 | error (1σ) | P2 | error (1σ) | P3 | error (1σ) | P4 | error (1σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cam1 + Mau1 | 22 | 36,5 | 49,9 | 2,1 | 85 | 1,9 | 175 | 4,7 | 281 | 6 |
| Esc1 | 17 | 53 | 63 | 1,6 | 90 | 2,6 | 183,9 | 7,8 | 392 | 23 |
| Sau1 + Cas1 | 38 | 58,5 | 60,6 | 1,7 | 128,8 | 3,5 | 245,9 | 5,3 | 344,2 | 5,6 |
| Cmd1 | 18 | 100 | 123,6 | 3,6 | 202,2 | 8,6 | | | | |

Table 5 : U/Pb ages of bedrock samples

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 33 | 60 | 728 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 309 | 9 |
| | 2 | 52 | 55 | 1138 | 0,36 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 311 | 9 |
| | 3 | 40 | 55 | 875 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 4 | 43 | 72 | 950 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 5 | 15 | 81 | 314 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 300 | 9 |
| | 6 | 23 | 78 | 495 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 7 | 15 | 69 | 311 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 8 | 89 | 44 | 1970 | 0,36 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 310 | 9 |
| | 9 | 96 | 59 | 2127 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 309 | 9 |
| | 10 | 65 | 62 | 1437 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 311 | 9 |
| | 11 | 37 | 71 | 804 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 309 | 9 |
| | 12 | 22 | 129 | 457 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 13 | 39 | 78 | 839 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 311 | 9 |
| | 14 | 23 | 74 | 492 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 15 | 28 | 71 | 624 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| 3S-1 | 16 | 16 | 88 | 330 | 0,34 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 300 | 9 |
| | 17 | 25 | 60 | 532 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 310 | 9 |
| | 18 | 36 | 49 | 774 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 312 | 9 |
| | 19 | 46 | 56 | 1020 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 20 | 14 | 69 | 290 | 0,34 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 21 | 14 | 47 | 306 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 308 | 9 |
| | 22 | 98 | 73 | 2200 | 0,36 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 23 | 38 | 68 | 833 | 0,34 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 24 | 163 | 69 | 3639 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 309 | 9 |
| | 25 | 33 | 62 | 713 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 26 | 21 | 74 | 446 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 27 | 34 | 59 | 757 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 28 | 10 | 35 | 212 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 308 | 9 |
| | 29 | 16 | 108 | 325 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 30 | 19 | 88 | 393 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 31 | 36 | 53 | 804 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |

Table 5: (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 6 | 48 | 113 | 0,34 | 1,7E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 2 | 18 | 92 | 363 | 0,40 | 1,8E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 310 | 9 |
| | 3 | 7 | 57 | 140 | 0,36 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 4 | 30 | 116 | 633 | 0,37 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 5 | 12 | 71 | 254 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 6 | 21 | 101 | 438 | 0,36 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 309 | 9 |
| | 7 | 11 | 96 | 221 | 0,36 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 8 | 7 | 44 | 133 | 0,37 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 309 | 9 |
| | 9 | 20 | 141 | 410 | 0,36 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 10 | 24 | 148 | 501 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 303 | 9 |
| | 11 | 13 | 75 | 261 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 308 | 9 |
| | 12 | 33 | 173 | 675 | 0,43 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 13 | 10 | 61 | 202 | 0,36 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 14 | 11 | 102 | 208 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| Erc-1 | 15 | 13 | 87 | 271 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 308 | 9 |
| | 16 | 42 | 213 | 877 | 0,38 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 311 | 9 |
| | 17 | 7 | 72 | 146 | 0,36 | 2,3E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 308 | 10 |
| | 18 | 15 | 88 | 304 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 19 | 14 | 83 | 283 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 20 | 7 | 53 | 153 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 21 | 15 | 88 | 321 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 22 | 25 | 106 | 510 | 0,39 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 311 | 9 |
| | 23 | 5 | 34 | 102 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 24 | 11 | 71 | 227 | 0,36 | 1,8E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 308 | 9 |
| | 25 | 26 | 92 | 547 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 308 | 9 |
| | 26 | 11 | 65 | 221 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 310 | 9 |
| | 27 | 7 | 35 | 121 | 0,54 | 2,1E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 317 | 9 |
| | 28 | 52 | 222 | 1110 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 29 | 8 | 55 | 147 | 0,40 | 1,7E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 313 | 9 |

Table 5 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Foi-1 | 1 | 22 | 345 | 392 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 2 | 12 | 97 | 233 | 0,36 | 2,5E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 306 | 10 |
| | 3 | 14 | 123 | 277 | 0,37 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 311 | 9 |
| | 4 | 17 | 125 | 337 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 5 | 16 | 152 | 311 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 6 | 16 | 143 | 315 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 7 | 19 | 152 | 363 | 0,38 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 310 | 9 |
| | 8 | 15 | 164 | 277 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 308 | 9 |
| | 9 | 17 | 154 | 320 | 0,43 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 313 | 9 |
| | 10 | 14 | 125 | 285 | 0,37 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 309 | 9 |
| | 11 | 24 | 176 | 409 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 12 | 23 | 144 | 465 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 13 | 12 | 98 | 236 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 14 | 10 | 89 | 197 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 15 | 18 | 139 | 351 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 16 | 33 | 247 | 692 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 303 | 9 |
| | 17 | 14 | 157 | 262 | 0,36 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 18 | 16 | 124 | 317 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 19 | 17 | 162 | 333 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 20 | 32 | 240 | 656 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 301 | 9 |
| | 21 | 12 | 99 | 236 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 22 | 63 | 307 | 1259 | 0,39 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 315 | 9 |
| | 23 | 11 | 93 | 217 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 24 | 17 | 128 | 351 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 302 | 9 |
| | 25 | 25 | 179 | 500 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 26 | 38 | 141 | 817 | 0,36 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |

Table 5 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 19 | 43 | 453 | 0,32 | 1,3E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 278 | 9 |
| | 2 | 18 | 24 | 433 | 0,33 | 1,3E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 282 | 10 |
| | 3 | 14 | 28 | 334 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 281 | 10 |
| | 4 | 13 | 32 | 319 | 0,32 | 1,4E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 279 | 10 |
| | 5 | 12 | 35 | 293 | 0,32 | 1,4E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 279 | 10 |
| | 6 | 27 | 135 | 802 | 0,27 | 1,1E-02 | 0,03 | 1,2E-03 | 221 | 8 |
| | 7 | 12 | 26 | 280 | 0,32 | 1,4E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 276 | 9 |
| | 8 | 21 | 24 | 505 | 0,33 | 1,3E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 282 | 10 |
| | 9 | 14 | 39 | 331 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 273 | 9 |
| | 10 | 11 | 25 | 264 | 0,33 | 1,5E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 277 | 10 |
| | 11 | 8 | 15 | 192 | 0,33 | 1,8E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 281 | 10 |
| | 12 | 20 | 50 | 485 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 270 | 9 |
| Itx-1 | 13 | 7 | 17 | 154 | 0,35 | 2,5E-02 | 0,04 | 1,7E-03 | 276 | 10 |
| | 14 | 77 | 43 | 1904 | 0,32 | 1,2E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 278 | 9 |
| | 15 | 25 | 37 | 629 | 0,31 | 1,5E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 275 | 10 |
| | 16 | 11 | 12 | 274 | 0,32 | 1,5E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 278 | 10 |
| | 17 | 21 | 54 | 495 | 0,32 | 1,4E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 278 | 10 |
| | 18 | 20 | 48 | 493 | 0,31 | 1,3E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 272 | 9 |
| | 19 | 7 | 21 | 170 | 0,31 | 1,6E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 278 | 10 |
| | 20 | 20 | 29 | 484 | 0,33 | 1,4E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 272 | 9 |
| | 21 | 18 | 33 | 447 | 0,31 | 1,3E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 276 | 9 |
| | 22 | 17 | 67 | 411 | 0,32 | 1,4E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 277 | 9 |
| | 23 | 9 | 23 | 209 | 0,32 | 1,5E-02 | 0,04 | 1,6E-03 | 280 | 10 |
| | 24 | 15 | 34 | 368 | 0,32 | 1,4E-02 | 0,04 | 1,5E-03 | 276 | 9 |
| | 25 | 26 | 51 | 622 | 0,33 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,6E-03 | 287 | 10 |

Table 5 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lac-2 | 1 | 11 | 72 | 221 | 0,36 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 304 | 9 |
| | 2 | 10 | 52 | 225 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 301 | 9 |
| | 3 | 3 | 26 | 67 | 0,36 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 4 | 5 | 39 | 106 | 0,38 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 5 | 7 | 44 | 145 | 0,34 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 300 | 9 |
| | 6 | 4 | 24 | 71 | 0,37 | 1,8E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 307 | 9 |
| | 7 | 22 | 34 | 495 | 0,34 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 300 | 9 |
| | 8 | 8 | 72 | 151 | 0,37 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 300 | 9 |
| | 9 | 14 | 70 | 304 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 303 | 9 |
| | 10 | 17 | 72 | 374 | 0,34 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,4E-03 | 302 | 9 |
| | 11 | 5 | 40 | 101 | 0,35 | 1,5E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 298 | 9 |
| | 12 | 3 | 24 | 68 | 0,35 | 1,7E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 299 | 9 |
| | 13 | 12 | 81 | 248 | 0,35 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 14 | 6 | 54 | 120 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 300 | 9 |
| | 15 | 9 | 94 | 165 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 299 | 9 |
| | 16 | 32 | 98 | 683 | 0,35 | 1,1E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 17 | 10 | 66 | 200 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 18 | 3 | 15 | 57 | 0,35 | 1,7E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 299 | 9 |
| | 19 | 10 | 91 | 209 | 0,34 | 1,2E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 302 | 9 |
| | 20 | 7 | 64 | 146 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 21 | 6 | 36 | 119 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 303 | 9 |
| | 22 | 9 | 93 | 170 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 300 | 9 |
| | 23 | 9 | 39 | 197 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 303 | 9 |
| | 24 | 6 | 44 | 122 | 0,36 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 308 | 9 |
| | 25 | 6 | 54 | 110 | 0,36 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 304 | 9 |
| | 26 | 5 | 34 | 101 | 0,36 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 27 | 8 | 65 | 147 | 0,36 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 305 | 9 |
| | 28 | 6 | 31 | 115 | 0,41 | 1,6E-02 | 0,06 | 1,7E-03 | 348 | 10 |
| | 29 | 10 | 55 | 220 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 300 | 9 |
| | 30 | 10 | 62 | 211 | 0,35 | 1,3E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 306 | 9 |
| | 31 | 6 | 34 | 119 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 301 | 9 |
| | 32 | 7 | 42 | 137 | 0,35 | 1,4E-02 | 0,05 | 1,5E-03 | 301 | 9 |

Table 5 : (continued)

| Sample | Alliquote | [Pb] (ppm) | [Th] (ppm) | [U] (ppm) | $^{207}Pb/^{235}U$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) | Age (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | error (2σ) | $^{206}Pb/^{238}U$ | error (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lag-1 | 1 | 39 | 45 | 87 | 8,86 | 3,6E-01 | 0,39 | 1,4E-02 | 2525 | 57 | 2102 | 64 |
| | 2 | 32 | 154 | 158 | 1,61 | 6,2E-02 | 0,16 | 5,7E-03 | 979 | 63 | 971 | 31 |
| | 3 | 59 | 100 | 281 | 3,82 | 1,4E-01 | 0,19 | 6,4E-03 | 2341 | 48 | 1095 | 35 |
| | 4 | 14 | 83 | 157 | 0,72 | 3,1E-02 | 0,08 | 2,7E-03 | 897 | 75 | 470 | 16 |
| | 5 | 190 | 223 | 392 | 9,81 | 3,5E-01 | 0,41 | 1,4E-02 | 2593 | 44 | 2213 | 65 |
| | 6 | 23 | 110 | 57 | 3,60 | 1,5E-01 | 0,26 | 9,2E-03 | 1633 | 65 | 1491 | 47 |
| | 7 | 21 | 54 | 130 | 1,50 | 6,1E-02 | 0,15 | 5,4E-03 | 942 | 68 | 926 | 30 |
| | 8 | 79 | 240 | 738 | 0,92 | 3,4E-02 | 0,10 | 3,6E-03 | 750 | 60 | 638 | 21 |
| | 9 | 51 | 93 | 118 | 6,20 | 2,3E-01 | 0,36 | 1,2E-02 | 2052 | 50 | 1959 | 59 |
| | 10 | 18 | 68 | 179 | 0,83 | 3,5E-02 | 0,10 | 3,4E-03 | 690 | 74 | 595 | 20 |
| | 11 | 22 | 95 | 113 | 1,71 | 6,9E-02 | 0,16 | 5,7E-03 | 1096 | 66 | 976 | 32 |
| | 12 | 31 | 55 | 191 | 1,66 | 7,1E-02 | 0,16 | 5,6E-03 | 1099 | 72 | 947 | 31 |
| | 13 | 45 | 71 | 103 | 7,89 | 3,0E-01 | 0,36 | 1,3E-02 | 2445 | 50 | 1982 | 60 |
| | 14 | 8 | 7 | 159 | 0,42 | 2,3E-02 | 0,05 | 1,9E-03 | 578 | 109 | 321 | 11 |
| | 15 | 16 | 58 | 148 | 0,89 | 3,7E-02 | 0,10 | 3,6E-03 | 678 | 75 | 635 | 21 |
| | 16 | 18 | 78 | 126 | 1,19 | 4,9E-02 | 0,13 | 4,5E-03 | 850 | 70 | 776 | 26 |
| | 17 | 55 | 103 | 117 | 8,24 | 3,1E-01 | 0,37 | 1,3E-02 | 2490 | 49 | 2011 | 60 |
| | 18 | 19 | 52 | 172 | 1,04 | 4,2E-02 | 0,11 | 3,7E-03 | 963 | 68 | 651 | 22 |
| | 19 | 9 | 1 | 188 | 0,41 | 2,1E-02 | 0,05 | 1,8E-03 | 620 | 97 | 309 | 11 |
| | 20 | 38 | 118 | 329 | 0,99 | 3,8E-02 | 0,11 | 3,9E-03 | 754 | 66 | 681 | 23 |
| | 21 | 51 | 224 | 397 | 1,09 | 4,3E-02 | 0,12 | 4,1E-03 | 855 | 67 | 714 | 24 |
| | 22 | 6 | 50 | 41 | 1,12 | 6,6E-02 | 0,11 | 4,1E-03 | 1040 | 112 | 669 | 24 |
| | 23 | 40 | 83 | 138 | 5,34 | 2,1E-01 | 0,25 | 8,8E-03 | 2401 | 53 | 1439 | 45 |
| | 24 | 19 | 133 | 134 | 1,14 | 5,5E-02 | 0,11 | 4,1E-03 | 994 | 88 | 696 | 24 |
| | 25 | 3 | 31 | 31 | 0,89 | 7,6E-02 | 0,09 | 3,7E-03 | 978 | 168 | 555 | 22 |
| | 26 | 28 | 80 | 185 | 1,46 | 6,7E-02 | 0,15 | 5,2E-03 | 1007 | 80 | 878 | 29 |
| | 27 | 46 | 110 | 438 | 0,96 | 3,8E-02 | 0,11 | 3,7E-03 | 811 | 68 | 645 | 21 |
| | 28 | 11 | 1 | 255 | 0,35 | 1,6E-02 | 0,05 | 1,7E-03 | 344 | 87 | 296 | 10 |

# Conclusions et Perspectives

Au cours de cette thèse, je me suis intéressé à l'évolution thermique des marges passives et des bassins hyper-étirés depuis leur formation jusqu'à leur inversion dans les chaînes de collision. Je me suis notamment concentré sur l'impact d'un tel héritage sur les premiers stades de formation du prisme orogénique.

La chaîne des Pyrénées et plus particulièrement la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) est une zone d'étude clé pour aborder ces processus, car elle a enregistré à la fois l'hyper-extension des domaines continentaux ibériques et européens, ainsi que leur collision dans un intervalle de temps relativement court. Ainsi, de nombreux marqueurs à la fois de l'extension extrême comme la croûte profonde et le manteau exhumés, le pic de haute température dans les séries syn-extensives et de l'inversion de la marge associée aux déformations compressives chaudes et à la réactivation de failles normales ont été préservés.

Pour mieux contraindre l'histoire thermique de la Zone Nord-Pyrénéenne, nous avons combiné plusieurs thermochronomètres de basse-température, en nous focalisant sur deux zones d'études particulières : le bassin de Mauléon, à l'Ouest de la ZNP, où l'extension est mieux préservée du fait d'une exhumation relativement faible au toit des structures, et la région de l'Ariège, au centre de la ZNP, où la phase compressive est beaucoup plus marquée. Enfin, l'apport de ces nouvelles données thermochronologiques basse température combinées à la datation U/Pb dans les massifs et les bassins de la ZNP a permis de proposer un modèle de reconstruction des réseaux de drainage à l'échelle de toute la chaîne des Pyrénées.

Le bassin de Mauléon au Nord-Ouest des Pyrénées est un bassin hyper-étiré qui s'est formé par le jeu de détachements plats de l'Aptien au Cénomanien suite à l'ouverture plus à l'Ouest du Golfe de Gascogne. L'amincissement extrême de la lithosphère sous-jacente s'accompagne de l'exhumation de matériel profond (péridotites du manteau sous-continental et croûte moyenne) et d'un pic de métamorphisme haute température / basse pression qui s'enregistre dans les séries Mésozoïques. Pour déterminer l'histoire thermique du bassin, nous avons collecté plusieurs échantillons de flysch albo-cénomaniens, que nous avons daté par les méthodes (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur zircons détritiques. L'inversion de ces données indique que nos échantillons ont enregistré une phase de réchauffement rapide jusqu'à ~180°C depuis leur dépôt à 100 Ma jusqu'à 70 Ma, alors seulement enfouis par 2 km de sédiments. Cela suggère la mise en place d'un gradient thermique très élevé (~80°C/km). Ces températures ont été maintenues jusqu'à la phase de collision (50 Ma). La

comparaison de ces résultats avec un modèle thermo-cinématique 1D confirme que ces fortes températures héritées de l'hyper-extension peuvent affecter les premiers stades de constructions orogéniques et que la relaxation thermique n'est efficace que dans les derniers stades de formation du prisme, quand le domaine hyper-étiré chevauche la plaque européenne, moins amincie et plus froide.

Dans une seconde étude, je me suis intéressé à la région ariégeoise au centre de la ZNP où de nombreux blocs Paléozoïques, intrudés par des plutons granitiques, sont bordés par des bassins Mésozoïques dont les pics de températures enregistrés sont de plus en plus importants vers la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP). Ce domaine est classiquement interprété comme la zone de suture entre les plaques ibériques et européennes entrées en collision. Les quantités de raccourcissement sont nettement plus importantes dans ce domaine à l'Est qu'à l'Ouest, car cette zone était initialement plus étroite. De ce fait, les structures extensives et notamment le domaine hyper-étiré sont relativement plus difficiles à étudier. Cependant, les histoires temps-températures modélisées à partir de données de datation par thermochronologie basse température ((U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatites et zircons) dans tous les massifs granitiques de la zone permettent de distinguer pour la première fois, à la fois l'héritage extensif et le contrôle de la collision. De plus, les nouvelles observations structurales de terrain et l'analyse de la subsidence dans les bassins de la partie interne apportent des précisions sur la position relative des bassins les plus chauds (Aulus et Tarascon) par rapport aux massifs cristallins. Je montre que ces massifs ont enregistré des températures entre 400°C et 200°C entre le début de l'extension mésozoïque et le début de la convergence vers 80-70 Ma. Cela suggère fortement que les massifs ne sont pas le socle de la couverture déformée ductilement. L'exhumation et le refroidissement rapide des massifs entre 50 Ma et 35 Ma impose que la déformation ductile observée dans les bassins s'est effectuée avant 50 Ma. Ce résultat est en accord avec une autre étude à laquelle j'ai collaboré, indiquant que ce domaine chaud mis en place sur une croûte très amincie a commencé à se refroidir à partir de 70 Ma. Entre 70 et 50 Ma, ces bassins hyper-étirés ont donc été accrétés sous forme d'un prisme de couverture de manière indépendante des unités de socle étudiées. Je montre également que le raccourcissement et l'exhumation de ces unités de socle sont fortement contrôlés par l'héritage pré-orogénique extensif du domaine pyrénéen. Des études structurales et tectoniques plus poussées sont nécessaires pour quantifier la flèche totale de déplacement de ces bassins.

Ces deux études ont mis en évidence l'influence de l'héritage hyper-extensif sur la construction des prismes orogéniques en apportant de nombreuses contraintes à la fois temporelles, thermiques et structurales. L'apport de ces nouvelles données au Nord des Pyrénées, couplées à de nombreuses datations U/Pb et (U-Th-Sm)/He sur zircons détritiques dans les bassins et dans les massifs nord-pyrénéens, offre un regard nouveau sur l'évolution des systèmes drainants au Nord de la chaîne. En

associant ces données aux mesures de directions de paléo-courants et aux modèles préexistants au Sud, nous pouvons proposer une reconstruction des relations sources-bassin à l'échelle de toute la chaîne de l'Albien à la fin de l'Eocène.

A l'Albien, alors que les bassins au Sud des Pyrénées sont largement fournis par l'érosion du Nord de l'Ibérie, les bassins dans la ZNP ont des bassins versants plus locaux en relation avec structures extensives bordant ces bassins. Au Crétacé Supérieur, les premiers âges de refroidissement dans la chaîne montrent que le prisme orogénique se développe d'abord au Nord-Est de l'actuelle Zone Axiale. Son érosion est principalement enregistrée dans la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP). Cela implique que la ligne de partage des eaux soit positionnée au Nord de ces massifs exhumés, dans la ZNP. De plus, les flux sédimentaires enregistrés au Nord semblent encore fortement contrôlés par des structures Est-Ouest pré-orogéniques. Au Paléogène, la ZSP enregistre une sédimentation détritique très importante, en réponse à l'exhumation progressive de la Zone Axiale du Nord-Est jusqu'au Sud-Ouest. Au Nord, cette sédimentation apparaît beaucoup plus brusquement au milieu de l'Eocène et peut être liée au déplacement soudain de la ligne de partage des eaux vers le Sud, dans la Zone Axiale. Le système sédimentaire dans la ZNP est donc fortement dépendant de l'architecture extensive depuis 110 Ma jusqu'à 50 Ma avant d'être contrôlé par la formation du prisme pendant l'Eocène. Ainsi, ces résultats suggèrent que la forte segmentation et l'asymétrie caractéristiques de la chaîne des Pyrénées, soulignées par son histoire d'exhumation et ses relations sources-bassins sédimentaires sont le résultat de son héritage extensif.

Ces trois études ont fait l'objet de publications en tant que premier auteur, soit acceptée (Chapitre 4) soit en préparation et bientôt soumises (Chapitres 5 et 6). D'autres études ont été menées, cette fois-ci en collaboration, et sont également acceptées ou en préparation. Ainsi, dans une première étude, acceptée à Tectonics (Mouthereau et al., 2014, Annexe 1), nous nous sommes intéressés à la reconstruction du profil ECORS en reconsidérant les quantités de convergence et de raccourcissement, notamment dans la zone de suture, ce qui n'avait pas été pris en compte jusqu'à ce jour. Deux autres études ont été menées en collaboration avec Nicolas Bellahsen (MCF, UPMC) et Raphaël Pik (DR, CRPG) sur la datation (U/Pb, ZHe et ZFT) des massifs de Bielsa, Néouvielle et Bordères Louron dans la Zone Axiale. L'objectif est de contraindre à la fois l'histoire thermique et l'histoire structurale de ces différents massifs le long d'une coupe Nord-Sud, et de réévaluer les modèles de diffusion ZHe. Une étude relativement similaire a été menée en collaboration avec Mary Ford (Pr, CRPG) sur le massif de Salvezines à l'Est de la ZNP. Enfin, les nombreuses analyses effectuées au cours de cette thèse m'ont également porté sur le chemin du développement de méthode avec notamment une publication en préparation, menée en collaboration avec Bouchaïb Tibari (AI, CRPG) et Raphaël Pik

(DR, CRPG). L'objectif est de proposer une nouvelle méthode de dissolution chimique des zircons pour rendre la méthode (U-Th-Sm)/He plus rapide (Annexe 3).

# Références bibliographiques


AGUILAR C., LIESA M., CASTIÑEIRAS P. et NAVIDAD M., 2013. Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U-Pb age zircon dating. *Journal of the Geological Society, London, 171, 181-192.*

ALBARÈDE F. et MICHARD-VITRAC A., 1978. Age and significance of the north Pyrenean metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters, 40, 327-332.*

ARTHAUD F. et MATTE P., 1975. Les décrochements tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics, 25, 139-171.*

AUDET P. et BÜRGMANN R., 2011. Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. *Nature Geoscience, 4, 184-187.*

AZAMBRE B. et ROSSY M., 1976. Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque ; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France, 18, 1725-1728.*

BABAULT J. et Van Den DRIESSCHE J., 2005. L'érosion des chaines de montagnes : influence de la sédimentation de piedmont. *Comptes rendus Geoscience, 337, 1431-1438.*

BABY P., 1988. Chevauchement dans une zone à structure complexe : la Zone Nord-Pyrénéenne ariègeoise, utilisation de coupes équilibrées et de données sismiques profondes (ECORS Pyrénées), *Université Paul Sabatier, Toulouse 3, 189p.*

BACHMANN O., OBERLI F., DUNGAN M.A., MEIER M., MUNDIL R. et FISCHER H., 2007. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and U-Pb dating of the Fish Canyon magmatic system San Juan Volcanic field, Colorado: Evidence for an extended crystallization history. *Chemical Geology, 236, 134-166.*

BARBARAND J., HURFORD T. et CARTER A., 2003a. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modeling. *Chemical Geology, 198, 77-106.*

BARBARAND J., CARTER A., WOOD I. et HURFORD T., 2003b. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology, 198, 107-137.*

BARBEY P., CHEILLETZ A. et LAUMONIER B., 2001. The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *Earth and Planetary Sciences, 332, 129-136.*

BARNOLAS A. et CHIRON J.C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. *Bureau de Rechercges Géologiques et Minières, Orléans, et Instituto Tecnologico*

*Geominero de España, Madrid.*

BARRUOL G., SOURIAU A., VAUCHEZ A., DIAZ J., GALLART J., TUBIA J. et CUEVAS J., 1998. Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting. *Journal of Geophysical Research, 103, 30039-30053.*

BAYER B., De CABISSOLE B., Casas B., CORPEL J. et DEBEGLIA N., 1996. Anomalie de Bouguer des Pyrénées. *Dans Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, éditeurs Barnolas A. & Chiron J.C., BRGM-ITGE, Orléans, 1, 38-41.*

BEAMUD E., MUÑOZ J.A., FITZGERALD P.G., BALDWIN S.L., GARCES M., CABRERA L. et METCALF J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates : constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Research, 23, 309-331.*

BEAUMONT C., MUÑOZ J.A., HAMILTON J. et FULLSACK P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research, 105, 8121-8145.*

BELTRANDO M., RUBATTO D. et MANATSCHAL G., 2010. From passive margins to orogens : The link between ocean-continent transition zones and (ultra)high-pressure metamorphism. *Geological Society of America, 38, 559-562.*

BENGSTON A., EWING R.C. et BECKER U., 2012. He diffusion and closure temperatures in apatite and zircon : A density functional theory investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 86, 228-238.*

BERNET M. et GARVER J.I., 2005. Fission-track analysis of detrital zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, 205-238.*

BERNET M., ZATTIN M., GARVER J.I., BRANDON M.T. et VANCE J.A., 2001. Steady-state exhumation of the European Alps. *Geology, 29, 35-38.*

BEZIAT D., JORON J.L., MONCHOUX P., TREUIL M. et WALGENWITZ F., 1991. Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). *Chemical Geology, 89, 243-262.*

BITEAU J.J., LE MARREC A., LE VOT M. et MASSET J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience, 12, 247-273.*

BLACKBURN T.J., STOCKLI D.F. et WALKER J.D., 2007. Magnetite (U-Th)/He dating and its application to the geochronology of intermediate to mafic volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters, 259, 360-371.*

BOILLOT G., 1986. Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics, 129, 243-255.*

BOILLOT G., GRIMAUD S., MAUFFRET A., MOUGENOT D., KORNPROBST J., MERGOIL-DANIEL J. et TORRENT G., 1980. Ocean-Continent boundary off the Iberian margin : a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters, 48, 23-34.*

BOILLOT G., RECQ M., WINTERER E.L., MEYER A.W., APPLEGATE J., BALTUCK M., BERGEN J.A., COMAS M.C., DAVIES T.A., DUNHAM K., EVANS C.A., GIRARDEAU J., GOLBERG G., HAGGERTY J., JANSA L.F., JOHNSON J.A., KASAHARA J., LOREAU J.P., LUNA-SIERRA E., MOULLADE M., OGG J., SARTI M., THUROW J. et WILLIAMSON M., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins : a model based on drilling results (odp leg 103, western gallicia margin, spain), *Tectonophysics, 132, 335–342.*

BOND R.M.G. et MCCLAY K.R., 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. *Dans Basin Inversion, éditeurs Buchanan J.G. & Buchanan P.G., Geological Society, London, Special Publications, 88, 415-431.*

BOULVAIS P., de PARSEVAL P., D'HUSLT A. et PARIS P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineralogy and Petrology, 88, 499-526.*

BOULVAIS P., RUFFET G., CORNICHET J. et MERMET M., 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos, 93, 89-106.*

BOURROUILH R., RICHERT J.P. et ZOLNAÏ G., 1995. The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: Evolution and Hydrocarbons. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79, 831-853.*

BRACE W.F., et KOHLSTEDT D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research, 85, 6248-6252.*

BRANDON M.T. et VANCE J.A., 1992. Tectonic evolution of the cenozoic Olympic Subduction Complex, Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircons. *American Journal of Science, 292, 565-636.*

BRANDON M.T., 1992, Decomposition of fission-track grain-age distributions. *American Journal of Science, 292, 535-564.*

BRANDON M.T. et VANCE J.A., 1992. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircons. *American Journal of Science, 292, 565-636.*

BRAUN J., 2002a. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters, 200, 331-343.*

BRAUN J., 2002b. Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets. *Terra Nova, 14, 210-214.*

BRAUN J., 2003. Pecube: a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of time-varying, finite amplite surface topography. *Computers & Geosciences, 29, 787-794.*

BRAUN J., Van Der BEEK P. et BATT G., 2005. Quantitative Thermochronology. Numerical methods for the interpretation of thermochronological data. *Cambridge University Press, 271 p.*

BRAUN J., Van Der BEEK P., VALLA P., ROBERT X., HERMAN F., GLOTZBACH C., PEDERSEN V., PERRY C., SIMON-LABRIC T. et PRIGENT C., 2012. Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE. *Tectonophysics, 524-525, 1-28.*

BRIQUEU L. et INNOCENT C., 1993. Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme Permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Séries 2, 165, 163-179.*

BRUN J.P., 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insoights from brittle-ductile models. Journal of *Geological Society of London, Special Publications, 200, 355-370.*

BRUN J.P. et BALE P., 1990. Cadomian tectonics in Northern Brittany. *Dans The Cadomian Orogeny, éditeurs D'Lemos R.S. & Topley C.G., Geological Society, London, Special Publication, 51, 95-114.*

BRUNE S., HEINE C., PEREZ-GUSSINYE M. et SOBOLEV S.V., 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nature communications, 5, open*.

BRUNET M.F., 1991. Subsidence et géodynamique du bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 288 p.

BUCK W.R., 1991. Modes of Continental Lithospheric Extension. *Journal of Geophysical Research, 96, 20161-20178.*

BUCK W.R., 2007. Dynamic processes in extensional and compressional ettings : the dynamics of continental breakup and extension. *Dans Treatise on Geophysics, 6, Crust and Lithosphere Dynamics, éditeurs Watts A.B., Elsevier, 335-376.*

BULLARD E., EVERETT J.E. et SMITH A.G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. *Philisophical Transactions of the Royal Society, London A, 258, 6-51.*

BURG J.P., Van Den DRIESSCHE J. et BRUN J.P., 1994. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe : Modes and structural consequences. *Géologie de la France, 3, 33-51.*

BÜRGMANN R. et DRESEN G., 2008. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle : Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Science, 36, 531-567.*

BUROV E.B. et DIAMENT M., 1995. The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere : What does it really mean? *Journal of Geophysical Research, 100, 3905-3927.*

BUROV E.B. et WATTS A.B., 2006. The long-term strength of continental lithosphere: « jelly sandwich » or « crème brûlée »? *Geological Society of America Today, 16, 4-10.*

BUROV E.B., 2011. Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology, 28, 1402-1443.*

BYRLEE J., 1978. Friction of rocks. *Pure Application of Geophysics, 116, 615-626.*

CANÉROT J. et LENOBLE J.-L., 1993. Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales : exemple du pic de Lauriolle ; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales. *Bulletin de la Société géologiue de France, 164, 719-726.*

CANÉROT J., 2008. Les Pyrénées : Histoire géologique. *Atlantica, BRGM éditions, Biarritz, 516 p.*

CANNAT M., MANATSCHAL G., SAUTER D. et PERON-PINVIDIC G., 2009. Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges? *Comptes rendus Geoscience, 341, 406-427.*

CARIGNAN J., HILD P., MEVELLE G., MOREL J. et YEGHICHEYAN D., 2001. Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter, 25, 187-198.*

CARLSON W.D., 1990. Mechanisms and kinetics of apatite fission-track annealing. *American Mineralogist, 65, 1120-1139.*

CARRERAS J. et DRUGUET E., 2014. Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. *Dans The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust, éditeurs Schulmann K., Martinez-Catalan J.R., Lardeaux J.M., Janousek V. & Oggiano G., Geological Society, London, Special Publications, 405, 249-264.*

CASAS A., KEAREY P., RIVERO L. et ADAM C.R., 1997. Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters, 150, 65-78.*

CASSATA W.S., RENNE P.R. et SHUSTER D.L., 2011. Argon diffusion in pyroxenes: Implications for thermochronometry and mantle degassing. *Earth and Planetary Science Letters, 304, 407-416.*

CASTERAS M., 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrdn6es centrales et orientales. *Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France, 189, 37, 525 p.*

CASTINEIRAS P., NAVIDAD M., LIESA M., CARRERAS J. et CASAS J.M., 2008. U-Pb zircon age (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees : New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics, 461, 228-239.*

CAWOOD P.A., 2005. Terra Australis Orogen : Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews, 69, 249-279.*

CHANTRAINE J., EGAL E., THIEBLEMONT D., Le GOFF E., GUERROT C.,

BALLEVRE M. et GUENNOC P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics, 331, 1-18.*

CHEN W.P. et MOLNAR P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research, 83, 4183-4214.*

CHERNIAK D.J. et WATSON E.B., 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology, 172, 5-24.*

CHERNIAK D.J. et WATSON E.B., 2011. Helium diffusion in rutile and titanite, and consideration of the origin and implications of diffusional anisotropy. *Chemical Geology, 288, 149-161.*

CHERNIAK D.J., WATSON E.B. et THOMAS J.B., 2009. Diffusion of helium in zircon and apatite. *Chemical Geology, 268, 155-166.*

CHEVROT S., VILLASEÑOR A. et SYLVANDER M., 2014. High resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. *Journal of Geophysical Research, accepté.*

CHI W.C. et REED D.L., 2008. Evolution of shallow, crustal thermal structure from subduction to collision: An example from Taiwan. *Geological Society of America Bulletin, 120, 679-690.*

CHOUKROUNE P. et MATTAUER M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France, 20, 689-700.*

CHOUKROUNE P. et Team ECORS, 1989. The ECORS pyrenean deep sismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics, 8, 23-39.*

CHOUKROUNE P., 1974. Structure et évolution tectonique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité verticale. *Thèse de 3ème cycle - Université Des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 276 p.*

CHOUKROUNE P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Science, 20, 143-158.*

CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SEGURET M. et SIBUET J.C., 1973. Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters, 18, 109-118.*

CHOUKROUNE P., PINET B., ROURE F. et CAZES M., 1990. Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrenees and Biscay lines. *Bulletin de la Société géologique de France, 6, 313-320.*

CHRISTOPHOUL F., SOULA J.C., BRUSSET S., ELIBANA B., RODDAZ M., BESSIERE G. et DERAMOND J., 2003. Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and

Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. *Journal of Geological Society, London, Special Publications, 208, 229-252.*

CLARIANA P. et GARCIA-SANSEGUNDO J., 2009. Variscan structure in the eastern part of the Pallarezsa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France, 180, 501-511.*

CLERC C., LAGABRIELLE Y., NEUMANIER M., REYNAUD J.Y. et de SAINT BLANQUAT M., 2012. Exhumation of subcontinental mantlerocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France, 183, 443-459.*

CLERC C. et LAGABRIELLE Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation. Insights from Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics, 33, 1340-1359.*

COCHERIE A., BAUDIN T., AUTRAN A., GUERROT C., FANNING C.M. et LAUMONIER B., 2005. U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). *Bulletin de la Société géologique de France, 176, 269-282.*

COCKS L.R.M. et TORSVIK T.H., 2011. The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins. *Earth-Science Reviews, 106, 1-51.*

COCKS L.R.M. et FORTEY R.A., 2009. Avalonia: a long-lived terrane in the Lower Palaeozoic ? *Geological Society, London, Special Publications, 325, 141-155.*

CORSINI M. et ROLLAND Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes rendus Geoscience, 341, 214-223.*

COSTA E., GARCÉS M., LOPEZ-BLANCO M., BEAMUD E., GOMEZ-PACCARD M. et LARRASOANA J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research, 22, 904-917.*

COUTAND I., WHIPP D.M.J., GRUJIC D., BERNET M., GIUDITTA FELLIN M., BOOKHAGEN B., LANDRY K.R., GHALLEY S.K. et DUNCAN C., 2014. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 119, 1446-1481.*

CRANK J., 1956. The mathematics of diffusion. Oxford University Press, London, Clarendon Press.

CROWLEY K.D., CAMERON M., SCHAEFER R.L., 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica acta 55, 1449-1465.*

CROWLEY P.D., REINERS P.W., REUTER J.M., KAYLE G.D., 2002. Laramide exhumation of the Bighorn Mountains, Wyoming: an apatite (U–Th)/He thermochronology study. *Geology, 30, 27–30.*

DAHLEN F.A., 1984. Noncohesive critical coulomb wedges : an exact solution. *Journal of Geophysical Research, 89, 10125-10133.*

DAHLEN F.A., SUPPE J. et DAVIS D., 1984. Mechanics of fodl-and-thrust belts and accretionary wedges : cohesive coulomb theory. *Journal of Geophysical Research, 89, 10087-10101.*

DAIGNIERES M., de CABISSOLE B., GALLART J., HIRN A., SURINACH E. et TORNE M., 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line. *Tectonics, 8, 1051-1058.*

DAIGNIERES M., GALLART J., BANDA E. et HIRN A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. *Earth and Planetary Science Letters, 57, 88-100.*

DALZIEL I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics : Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin, 109, 16-42.*

DAVIS D., SUPPE J. et DAHLEN F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research, 88, 1153-1172.*

DAVY P., CHOUKROUNE P. et SUZANNE P., 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées. *Bulletin de la Société géologique de France, 6, 219-228.*

De JONG K., 1990. Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia. *Tectonophysics, 184, 279-296.*

DEBROAS E.J., 1987. Modèle du bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomanien de la Ballongue (Zone Nord-Pyrénéenne, France). *Bulletin de la Société Géologique de France, 5, 887-898.*

DEBROAS E.J., 1990. Le Flysch noir albo-cénomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Géologique de France, 6, 273-285.*

DEBROAS E.J., 2010. The Urdach Breccias evidence the exhumation of the Pyrenean mantle in a Vraconnian to Lower Cenomanian fault scarp (North Pyrenean zone, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France, 2, 53-64.*

DELAPERRIERE E., De SAINT BLANQUAT M., BRUNEL M. et LANCELOT J., 1994. Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France) : discussion des âges des événements varisques et pré-varisques. *Bulletin de la Société Géologique de France, 165, 101-112.*

DELOULE E., ALEXANDROV P., CHEILLETZ A., LAUMONIER B. et BARBEY P., 2002. In-situ U-Pb zircon ages for early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *International Journal of Earth Sciences, 91, 398-405.*

DELVOLVE J.J., VACHARD D. et SOUQUET P., 1998. Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). *Geologische Rundschau, 87, 363-372.*

DENÈLE Y., 2007. Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet. *Thèse de 3ème cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse 3, 284 p.*

DENÈLE Y., BARBEY P., DELOULE E., PELLETER E., OLIVIER P. et GLEIZES G., 2009. Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bulletin de la Société géologique de France, 180, 209-216.*

DENÈLE Y., LAUMONIER B., PAQUETTE J.L., OLIVIER P., GLEIZES G. et BARBEY P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Dans The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust, éditeurs Schulmann K., Martinez-Catalan J.R., Lardeaux J.M., Janousek V. & Oggiano G., Geological Society, London, Special Publications, 405, 265-287.*

DENÈLE Y., PAQUETTE J.-L., OLIVIER P. et BARBEY P., 2011. Permian granites in the Pyrenees : the Aya pluton (Basque Country). *Terra Nova, 24, 105-113*.

DÉRAMOND J., BABY P., SPECHT M. et CROUZET G., 1990. Géométrie des chevauchements dans la Zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS. *Bulletin de la Société géologique de France, 6, 287-294.*

DÉRAMOND J., GRAHAM R.H., HOSSACK J.R., BABY P. et CROUZET G., 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris, 301, 1213-1216.*

DERCOURT J., GAETANI M., VRIELYNCK B., BARRIER E., BRUNET M.F., CADET J.P., CRASQUIN S. et SANDULESCU M., 2000. Atlas Peri-Tethys – Paleogeographical maps – 24 maps and explanatory. *Commision pour la Carte Géologique du Monde.*

DESEGAULX P. et BRUNET M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times. *Bulletin Géologique de France, 6, 295-306.*

DESEGAULX P., ROURE F. et VILLEIN A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics, 182, 211-225.*

DEVOLVE J.J., VACHARD D. et SOUQUET P., 1998. Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France-Spain). *Geologische Rundschau, 87, 363-372.*

DINARES-TURELL J. et GARCIA-SENZ J., 2000. Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. *Journal of Geophysical Research, 105, 19405-19418.*

DODSON M.H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 40, 259-274.*

DOMEIER M. et TORSVIK T.H., 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers, 5, 303-350.*

DOMEIER M., Van Der VOO R. et TORSVIK T.H., 2012. Paleomagnetism and Pangea: The road to reconciliation. *Tectonophysics, 514-517, 14-43.*

DONELICK R.A., 1993. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. *U.S. Patent Number 6,267,274.*

DONELICK R.A., KETCHAM R.A. et CARLSON W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist, 84, 1224-1234.*

DONELICK R.A., O'SULLIVAN P.B. et KETCHAM R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, 49-94.*

DOUVILLE E., SALLÉ E., FRANK N., EISELE M., PONS-BRANCHU E. et AYRAULT S., 2010. Rapid and accurate U-Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Chemical Geology, 272, 1-11.*

DUMITRU T.A., 1993. A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis. *Nuclear Tracks Radiation Measurement, 21, 575-580.*

DUNAI T.J. et ROSELIEB K., 1996. Sorption and diffusion of helium in garnet : implications for volatile tracing and dating. *Earth and Planetary Science Letters, 139, 411-421.*

EDEL J.B., 2012. *Dans Variscan 2012 – Length scales, time scales and relative contribution of Variscan orogenic events to formation of European crust, Géologie de la France 2012, 1, BRGM/SGF, Orléans/ Paris, Rear cover.*

EHLOU S., BELOUSOVA E., GRIFFIN W.L., PEARSON N.J. et O'REILLY S.Y., 2006 (résumé). Trace element and isotopic composition of G-J-red zircon standard by laser ablation. *Goldschmidt Conference Abstracts. A158.*

ELHERS T.A., ARMSTRONG P.A. et CHAPMAN D.S., 2001. Normal fault thermal regimes and the interpretation of low-temperature thermochronometers. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 126, 179-194.*

ELHERS T.A. et FARLEY K.A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. Earth and *Planetary Science Letters, 206, 1-14.*

ERDOS Z., Van Der BEEK P. et HUISMANS R., 2014. Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: A case study from the Central Pyrenees. *Tectonics, 33, 617-634.*

EVANS N.J., BYRNE J.P., KEEGAN J.T. et DOTTER L.E., 2005. Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite : Application to Laser (U-Th)/He Thermochronology. *Journal of Analytical Chemistry, 60, 1159-1165.*

FABRIÈS J., LORAND J.P. et BODINIER J.L., 1998. Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics, 292, 145-167.*

FABRIÈS J., TOURET J. et WEISBROD A., 1982. Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant de Marcel Roubault. *Edition Lamane-Poinot, 4ème edition, 382 p.*

FALLOURD S., POUJOL M., BOULVAIS P., PAQUETTE J.L., de SAINT BLANQUAT M. et REMY P., 2014. In situ LA-ICP-MS U-Pb titanite dating of Na-Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *International Journal of Earth Sciences, 103, 667-682.*

FARLEY K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research, 105, 2903-2914.*

FARLEY K.A., 2002. (U-Th)/ He dating; techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 47, 819–844.*

FARLEY K.A., 2007. He diffusion systematics in minerals: Evidence from synthetic monazite and zircon structure phosphates. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, 4015-4024.*

FARLEY K.A. et STOCKLI D.F., 2002. (U-Th)He Dating of Phosphates: Apatite, Monazite, and Xenotime. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48, 559-577.*

FARLEY K.A., WOLF R.A. et SILVER L.T., 1996. The effects of long-alpha stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 4223-4229.*

FARRELL S.G., WILLIAMS G.D. et ATKINSON C.D., 1987. Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella Thrusts, south central Pyrenees, Spain. *Journal of the Geological Society, London, 144, 907-914.*

FAURE M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics, 14, 132-153.*

FERNANDEZ-SUAREZ J., GUTIERREZ-ALONSO G., PASTOR-GALAN D., HOFMANN M., MURPHY J.B. et LINNEMANN U., 2013. The Ediacaran-Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: possible sources and paleogeographic constraints. *International Journal of Earth Sciences, 103, 1335-1357.*

FERRER O., ROCA E., JACKSON M.P.A. et MUÑOZ J.A., 2009. Effects of Pyrenean contraction on salt structures of the offshore Parentis Basin (Bay of Biscay). *Trabajos de Geologia, Universidad de Oviedo, 29, 271-275.*

FEUILLEE P., VILLANOVA M. et WINNOCK E., 1973. La dynamique des fosses à "turbidites" et de leur contenu sédimentaire dans le système pyrénéen. *Bulletin de la Société Géologique de France, 15, 61-76.*

FILLEAUDEAU P.Y., MOUTHEREAU F. et PIK R., 2011. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research, 23, 1-17.*

FILLEAUDEAU P.Y., 2011. Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé Supérieur au Paléogène : Apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique. *Thèse de 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 362 p.*

FILLON C., GAUTHERON C. et Van Der BEEK P., 2013. Oligocene-Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society, London, 170, 67-77.*

FILLON C. et Van der BEEK P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modeling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research, 23, 1-19.*

FITZGERALD P.G., SORKHABI R.B., REDFIELD T.F. et STUMP E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research, 100, 20175-20191.*

FITZGERALD P.G., STUMP E. et REDFIELD T.F., 1993. Late Cenozoic uplift of Denali and its relation to relative plate motion and fault morphology. *Science, 259, 497-499.*

FITZGERALD P.G., MUNOZ J.A., CONEY P.J. et BALDWIN S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orogeny. *Earth and Planetary Science Letters, 173, 157-170.*

FLEISCHER R.L. et HART H.R., 1972. Fission track dating: techniques and problems. *Calibration of hominoïd evolution, édition Bishop W.W. et Miller A., University of Toronto Press, 135-170.*

FLEISCHER R.L. et PRICE P.B., 1964. Glass Dating by Fission Fragment Tracks. *Journal of Geophysical Research, 69, 331-339.*

FLEISCHER R.L., PRICE P.B. et WALKER R.M., 1965a. Neutron flux measurement by fission tracks in solids. *Nuclear Science and Engineering, 22, 153-156a.*

FLEISCHER R.L., PRICE P.B. et WALKER R.M., 1965b. Effects of Temperature, Pressure, and Ionization of the Formation and Stability of Fission Tracks in Minerals and Glasses. *Journal of Geophysical Research, 70, 1497-1502.*

FLEISCHER R.L., PRICE P.B. et WALKER R.M., 1975. Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications. *University of California Press, Berkeley.*

FLOWERS R.M., KETCHAM R.A., SHUSTER D.L. et FARLEY K.A., 2009. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica acta, 73, 2347-2365.*

FRANCOIS C., 2014. Reconstitution paléogéographique et caractérisation sédimentologique de l'Eocène de Corse, de la Sardaigne et des îles Baléares. *Mémoire de Master 2, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 32p.*

GALBRAITH R.F., 2005. Statistics for fission track analysis. *Interdisciplinary Statistics, édition Chapman and Hall.*

GALDEANO A., MOREAU M.G., POZZI J.P., BERTHOU P.Y. et MALOD J.A., 1989. New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters, 92, 95-106.*

GALLAGHER K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research, 117, B02408.*

GALLAGHER K., BROWN R. et JOHNSON C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Science, 26, 519-572.*

GALLAGHER K., CHARVIN K., NIELSEN S., SAMBRIDGE M. et STEPHENSON J., 2009. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology, 26, 525-535.*

GARCIA-SANSEGUNDO J., 1996. Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France). *Journal of Structural Geology, 18, 1315-1325.*

GARCIA-SANSEGUNDO J., POBLET J., ALONSO J.L. et CLARIANA P., 2011. Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Dans Kinematic and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts, éditeurs Poblet J. & Lisle R.J., Geological Society, London, Special Publications, 349, 169-184.*

GAUTHERON C., ESPURT N., BARBARAND J., RODDAZ M., BABY P., BRUSSET S., TASSAN-GOT L. et DOUVILLE E., 2013. Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry. *Basin Research, 25, 419-425.*

GAUTHERON C. et TASSAN-GOT L., 2010. A Monte Carlo approach of diffusion applied to noble Gas/helium thermochronology. *Chemical Geology, 273, 212-224.*

GAUTHERON C., TASSAN-GOT L. et FARLEY K.A., 2006. (U-Th)/Ne chronometry. *Earth and Planetary Science Letters, 243, 520-535.*

GAUTHERON C., TASSAN-GOT L., BARBARAND J. et PAGEL M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. *Chemical Geology, 266, 157-170.*

GAUTHERON C., TASSAN-GOT L., KETCHAM R.A. et DOBSON K.J., 2012. Accounting for long-alpha stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 96, 44-56.*

GELY J.P. et SZTRAKOS K., 2000. L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin quitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France, 2, 31-57.*

GENTNER W. et KLEY W., 1957. Argonbestimmungen an Kaliummineralien-IV, Die Frage der Argonverluste in Kalifeldspäten und Glimmermineralien. *Geochimica et Cosmochimica acta, 12, 323-329.*

GENTNER W. et TRENDELENBURG E.A., 1954. Experimentale Untersuchunger über die Diffusion von Helium in Steinsalzen und Sylvinen. *Geochimica et Cosmochimica acta, 6, 261-267.*

GEHRELS G., 2014. Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. *Annual Review of Earth Planetary Science, 42, 127-149.*

GIBSON M., SINCLAIR H.D., LYNN G.J. et STUART F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modeling. *Basin Redearch, 19, 323-334.*

GILBERT J.S., BICKLE M.J. et CHAPMAN H.J., 1994. The origin of pyrenean hercynian volcanic rocks (France-Spain): REE and Sm-Nd isotope constraints. *Chemical Geology, 111, 207-226.*

GLEADOW A.J.W. et LOVERING J.F., 1977. Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Track Detection, 1, 99-106.*

GLEADOW A.J.W., HURFORD A.J. et QUAIFE R.D., 1976. Fission track dating of zircon: Improved etching techniques. *Earth and Planetary Science Letters, 33, 273-276.*

GLEIZES G., CREVON G. et BARBEY P., 2006. Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). *International Journal of Earth Sciences, 95, 1039-1052.*

GODARD V., PIK R., LAVE J., CATTIN R., TIBARI B., De SIGOYER J., PUBELLIER M. et ZHU J., 2009. Late Cenozoic evolution of the central Longmen Shan, eastern Tibet: Insight from (U-Th)/He thermochronometry. *Tectonics, 28, TC5009.*

COETZE C., et EVANS B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society, 59, 463-478.*

GOLBERG J.M. et LEYRELOUP A.F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 194-207.*

GONG Z., Van HINSBERGEN D.J.J., VISSERS R.L.M. et DEKKERS M.J., 2009a. Early

Cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin – new constraints on the palinspatic position of Iberia during its rotation. Tectonophysics,

GONG Z., LANGEREIS C.G. et MULLENDER T.A.T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters, 273, 80-93.*

GONG Z., van HINSBERGEN D.J.J. et DEKKERS M.J., 2009. Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. *Earth and Planetary Science Letters, 284, 292-301.*

GREEN P.F., 1985. Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 58, 1-22.*

GREEN P.F., DUDDY I.R., GLEADOW A.J.W., TINGATE P.R. et LASLETT G.M., 1985. Fission-track annealing in apatite : Track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 10, 255-257.*

GREEN P.F., DUDDY I.R., GLEADOW A.J.W., TINGATE P.R. et LASLETT G.M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite : 1. A qualitative description. *Chemical Geology : Isotope Geoscience Section, 59, 237-253.*

GRIFFIN W.L., O'REILLY S.Y., ABE N., AULBACH S., DAVIES R .M., PEARSON N.J., DOYLE B.J. et KIVI K., 2003. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle. *Precambrian Research, 127, 19-41.*

GROVE M. et HARRISON T.M., 1996. $^{40}$Ar diffusion in Fe-rich biotite. *American Mineralogist, 81, 940-951.*

GUENTHNER W.R., REINERS P.W., KETCHAM R.A., NASDALA L. et GIESTER G., 2013. Helium diffusion in natural zircon: radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. *American Journal of Science, 313, 145-198.*

GUERROT C., 1998. Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour le granite de Cauterets, Pyrénées. *Unpublished report, SMN/PEA/ISO 146/98 CG/NB. BRGM, Orléans.*

GUILLOT F., SCHALTEGGER U., BERTRAND J.M., DELOULE E. et BAUDIN T., 2002. Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Ruitor Massif (Internal W Alps). *International Journal of Earth Sciences, 91, 964-978.*

GUIMERA J., MAS R. et ALONSO A., 2004. Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society, London, 161, 291-303.*

GUNNELL Y., CALVET M., BRICHAU S., CARTER A., AGUILAR J.P. et ZEYEN H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters, 278, 208-218.*

HALL C.A. et BENETT V.C., 1979. Significance of lherzolite at the Etang de Lherz, central Pyrenees, southern France. *Earth and Planetary Science Letters, 45, 349-354.*

HANDY M.R., SCHMID S.M., BOUSQUET R., KISSLING E. et BERNOULLI D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews, 102, 121-158.*

HARRISON T.M., 1981. Diffusion of 40Ar in Hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 78, 324-331.*

HELBING H. et TIEPOLO M., 2005. Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution. *Journal of the Geological Society, London, 162, 689-700.*

HENRY P., AZAMBRE B., MONTIGNY R. et STEVENSON R.K., 1998. Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Sm/Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). *Tectonophysics, 296, 103-123.*

HERMAN F., COPELAND P., AVOUAC J.P., BOLLINGER L., MAHEO G., Le FORT P., RAI S., FOSTER D., PÊCHER A., STÜWE K. et HENRY P., 2010. Exhumation, crustal deformation, and thermal structure of the Nepal Himalaya derived from the inversion of thermochronological and thermobarometric data and modelin of the topography. *Journal of Geophysical Research, 115, B06407.*

HEWITT D.F., 1953. Geology of the Brudenell-Raglan Area. *Annual Report 62 of the Ontario Department of Mines, 5, 85-86.*

HIESS J., CONDON D.J., McLEAN N. et NOBLE S.R., 2012. 238U/235U systematics in terrestrial U-bearing minerals. *Science, 335, 1610-1614.*

HIRTH G., et KOHLSTEDT D., 2003. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: a view from the experimentalists. *Geophysical Monograph, 138, 83-105.*

HOURIGAN J.K., REINERS P.W. et BRANDON M.T., 2005. U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 69, 3349-3365.*

HOUSE M.A, FARLEY K.A. et STOCKLI D.F., 2000. Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating. *Earth and Planetary Science Letters, 183, 365-368.*

HUISMANS R. et BEAUMONT C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature, 473, 74-79.*

HURFORD A.J. et GREEN P.F., 1982. A user's guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters, 59, 343-354.*

HURFORD A.J. et GREEN P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geoscience, 1, 285-317.*

HURFORD A.J. et WATKINS R.T., 1987. Fission-track age of the tuffs of the Buluk Member, Bakate Formation, northern Kenya: A suitable fission-track age standard. *Chemical Geology : Isotope Geoscience Section, 66, 209-216.*

HURFORD A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration : Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. *Chemical Geology : Isotope Geoscience Section, 80, 171-178.*

HUYGHE D., MOUTHEREAU F., CASTELLTORT S., FILLEAUDEAU P.Y. et EMMANUEL L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. *Earth and Planetary Science Letters, 288, 421-433.*

HUYGHE D., MOUTHEREAU F. et EMMANUEL L., 2012. Oxygen isotopes of marine mollusk shells record Eocene elevation change in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters, 345-348, 131-141.*

INNOCENT C., BRIQUEU L. et CABANIS B., 1994. Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees: magmatism in post-orogenic extension ? *Tectonophysics, 238, 161-181.*

IRVING E., 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature, 270, 304-309.*

JACKSON J., MCKENZIE D., PRIESTLEY K. et EMMERSON B., 2008. New views on the structure and rheology of the lithosphere. *Journal of Geological Society, London, 165, 453-465.*

JACKSON J. 2002. Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *Geological Society of America Today, 12, 4–10.*

JACKSON S.E., PEARSON N.J., GRIFFIN W.L., BELOUSOVA E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology, 211, 47-69.*

JAMMES S. et HUISMANS R.S., 2012. Structural styles of mountain building : Controls of lithospheric rheologic stratification and extensional inheritance. *Journal of Geophysical Research, 117, 22 p.*

JAMMES S., LAVIER L.L. et MANATSCHAL G., 2010c. Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and Western Pyrenees: From observations to modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11. 26 p.*

JAMMES S., MANATSCHAL G. et LAVIER L.L., 2010b. Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The example of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay-western Pyrenees). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 94, 957-975.*

JAMMES S., MANATSCHAL G., LAVIER L.L. et MASINI E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics, 28, 24 p.*

JAMMES S., TIBERI C. et MANATSCHAL G., 2010a. 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay-Western Pyrenees. *Tectonophysics, 489, 210-226.*

JAUPART C. et MARESCHAL J.C., 1999. The thermal structure and thickness of continental roots. *Lithos, 48, 93-114.*

JAUPART C. et MARESCHAL J.C., 2004. Heat flow and thermal structure of the lithosphere. *Dans Treatise on Geochemistry, The Crust, éditeur Rudnick R.I., Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 3, 65-84.*

JAUPART C. et MARESCHAL J.C., 2007. Heat flow and thermal structure of the lithosphere. *Dans Treatise on Geophysics, The Crust, éditeur Watts A.B., Elsevier, New-York, 6, 217-251.*

JOHANSSON A., 2013. From Rodinia to Gondwana with the « SAMBA » model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research, 244, 226-235.*

JOHNSON J.A. et HALL C.A.J., 1989. Tectono-stratigraphic model for the Massif D'Igountze-Mendibelza, western Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London, 146, 925-932.*

JOLIVET L. et NATAF H.C., 1998. Géodynamique. *2$^{e}$ cycle capes, agrégation, édition Dunod, 226 p.*

JOLIVET M., LABAUME P., MONIE P., BRUNEL M., ARNAUD N. et CAMPANI M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the southe Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics, 26, TC5007.*

KEEN C., PEDDY C., de VOOGD B. et MATTHEWS D., 1989. Conjugate margins of Canada and Europe: Results from deep reflection profiling. *Geology, 17, 173-176.*

KETCHAM R.A., 2005. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, 275-314.*

KETCHAM R.A., CARTER A., DONELICK R.A., BARBARAND J. et HURFORD A.J., 2007a. Improved modeling of fission-track annealing in apatite using c-axis projection. *American Mineralogist, 92, 789-798.*

KETCHAM R.A., CARTER A., DONELICK R.A., BARBARAND J. et HURFORD A.J., 2007b. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist, 92, 799-810.*

KECTHAM R.A., DONELICK R.A. et CARLSON W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist, 84, 1235-1255.*

KETCHAM R.A., GAUTHERON C. et TASSAN-GOT L., 2011. Accounting for long-alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology : Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 75, 7779-7791.*

KETCHAM R.A., GUENTHNER W.R. et REINERS P.W., 2013. Geometric analysis of radiation damage connectivity in zircon, and its implications for helium diffusion. *American Mineralogist, 98, 350-360.*

KRAML M., PIK R., RAHN M., SELBEKK R., CARIGNAN J. et KELLER J., 2006. A New Multi-Mineral Age Reference Material for $^{40}Ar/^{39}Ar$, (U-Th)/He and Fission Track Dating Methods : The Limberg t3 Tuff. *Geostandards and Geoanalytical Research, 30, 73-86.*

LABAILS C., OLIVET J.L., ASLANIAN D. et ROEST W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters, 297, 355-368.*

LACAN P., 2008. Activité sismotectonique Plio-Quaternaire de l'Ouest des Pyrénées. *Thèse de 3ème cycle, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 286p.*

LAGABRIELLE Y. et BODINIER J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova, 20, 11-21.*

LAGABRIELLE Y., LABAUME P. et de SAINT BLANQUAT M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics, 29, 26 p.*

LAGO M., ARRANZ E., POCOVI A., GALE C. et GIL-IMAZ A., 2004. Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees : a record of the transition from the late Variscan transtension to early Alpine extension. *Dans Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe, éditeurs Wilson M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. & Larsen B.T., Geological Society, London, Special Publications, 223, 439-464.*

LARRASOANA J.C., PARÉS J.M., del VALLE J. et MILLAN H., 2003a. Triassic paleomagntism from the Western Pyrenees revisited: implications for the Iberian-Eurasian Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics, 362, 161-182.*

LARRASOANA J.C., PARÉS J.M., MILLAN H., Del VALLE J. et PUEYO E.L., 2003b. Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics, 22, 1-22.*

LASLETT G.M., GREEN P.F., DUDDY I.R. et GLEADOW A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 65, 1-13.*

LAUMONIER B., AUTRAN A., BARBEY P., CHEILLETZ A., BAUDIN T., COCHERIE A. et GUERROT C., 2004. Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) au sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bulletin de la Société Géologique de France, 175, 643-655.*

LAUMONIER B., MARIGNAC C. et KISTER P., 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogenèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bulletin de la Société géologique de France, 181, 411-428.*

LAVIER L. et MANATSCHAL G., 2006. Mechanism to thin the continental lithosphere at magma poor margins. *Nature, 440, 324-328.*

LE PICHON X., BONNIN J. et SIBUET J.-C., 1970. La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences Paris, 271, 1941-1944.*

LE PICHON X. et FOX P.J., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research, 76, 6294-6308.*

LE PICHON X. et HAYES D.E., 1971. Marginal Offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. Journal of Geophysical Research, 76, 6283-6293.

LEE J.K.W., WILLIAMS I.S. et ELLIS D.J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature, 390, 159-162.*

LEMOINE M., TRICART P. et BOILLOT G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the ligurian tethys (alps, corsica, apennines) : In search of a genetic model. *Geology, 15, 622–625.*

LI Z.X., BOGDANOVA S.V., COLLINS A.S., DAVIDSON A., De WAELE B., ERNST R.E., FITZSIMONS I.C.W., FUCK R.A., GLADKOCHUB D.P., JACOBS J., KARLSTROM K.E., LU S., NATAPOV L.M., PEASE V., PISAREVSKY S.A., THRANE K. et VERNIKOVSKY V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research, 160, 179-210.*

LI Z.X., EVANS D.A.D. et HALVERSON G.P., 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global paleogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sedimentary Geology, 294, 219-232.*

LINNEMANN U., GERDES A., HOFMANN M. et MARKO L., 2014. The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – Constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). *Precambrian Research, 244, 236-278.*

LINNEMANN U., PEREIRA F., JEFFRIES T.E., DROST K. et GERDES A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics, 461, 21-43.*

LIPPOLT H.J., LEITZ M., WERNICKE R.S. et HAGEDORN B., 1994. (Uranium + thorium)/helium dating of apatite : experience with samples from different geochemical environments. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 112, 179-191.*

LISTER G.S. et DAVIS G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the norther Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology, 11, 65-94.*

LOWRY A.R. et PÉREZ-GUSSINYÉ M., 2011. The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation. *Nature, 471, 353-357.*

LUCAZEAU F., LEROY S., ROLANDONE F., d'ACREMONT E., WATREMEZ L., BONNEVILLE A., GOUTORBE B. et DÜSÜNUR D., 2010. Heat-flow and hydrothermal circulation at the ocean–continent transition of the eastern gulf of Aden. *Earth and Planetary Science Letters, 295, 554-570.*

MAGGI A., JACKSON A., PRIESTLEY K. et BAKER C., 2000. A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India : do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophysical Journal International, 143, 629-661.*

MALAVIEILLE J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. *Bulletin de la Société Géologique de France, 26, 129-138.*

MANATSCHAL G., FROITZHEIM N., RUBENACH M. et TURRIN B.D., 2001. The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition; insights from the iberia abyssal plain. *Journal of Geological Society of London, Special publication, 187, 405–428.*

MANATSCHAL G. et MÜNTENER O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition : the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics, 473, 4-19.*

MANATSCHAL G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences, 93, 432-466.*

MANATSCHAL G., ENGSTRÖM A., DESMURS L., SHALTEGGER U., COSCA M., MÜNTENER O. et BERNOULLI D., 2006. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the Tasna Ocean-Continent-Transition. *Journal of Structural Geology, 28, 1849-1869.*

MARTINEZ F.J., IRIONDO A., DIETSCH C., ALEINIKOFF J.N., PEUCAT J.J., CIRES J., RECHE J. et CAPDEVILA R., 2011. U-Pb SHRIMP-RG zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement of the Eastern Pyrenees. *Lithos, 127, 10-23.*

MARTINEZ F.J., RECHE J. et IRIONDO A., 2008. U-Pb Shrimp-RG zircon ages of Variscan igneous rocks from the Guilleries massif (NE Iberia pre-Mesozoic basement). Geological implications. *Comptes rendus Geoscience, 340, 223-232.*

MARZOLI A., RENNE P.R., PICCRILLO E.M., ERNESTO M., BELLIENI G. et De MIN A., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science, 284, 616-618.*

MASINI E., MANATSCHAL G., MOHN G. et MÜNTENER P., 2012. Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system : The example of the Err detachment (central Alps, SE Switzerland). *Geological Society of America, 124, 1535-1551.*

MASINI E., MANATSCHAL G., TUGEND J., MOHN G. et FLAMENT J.M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *Tectonics, 103, 1569-1596.*

MATHEY B., FLOQUET M. et MARTINEZ-TORRES L.M., 1999. The Leiz paleo-fault : role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes, 328, 393-399.*

MATTAUER M., 1990. Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bulletin de la Société géologique de France, 6, 307-311.*

MATTAUER M. et HENRY J., 1974. Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications, 4, 3-21.*

MATTE P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics, 126, 329-374.*

MATTE P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova, 13, 122-128.*

MAUREL O., MONIE P., PIK R., ARNAUD N., BRUNEL M. et JOLIVET M., 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}Ar/^{39}Ar$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *International Journal of Earth Sciences, 97, 565-584.*

MAUREL O., RESPAUT J.P., MONIE P., ARNAUD N., and BRUNEL M. 2004. U-Pb emplacement and $^{40}Ar/^{39}Ar$ cooling ages of the Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes rendus Geoscience 336, 1091-1098.*

MCDOUGALL I. et WATKINS R.T., 1985. Age of hominoid-bearing sequence at Buluk, northern Kenya. *Nature, 318, 175-178.*

MCDOWELL F.W. et KEIZER R.P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 88, 1479-1487.*

MCINTOSH K., Van AVENDONK H., LAVIER L., LESTER W.R., EAKIN D., WU F., LIU C.S. et LEE C.S., 2013. Inversion of a hyper-extended rifted margin in the southern Central Range of Taiwan. *Geology, 41, 871-874.*

MCKENZIE D. et FAIRHEAD D., 1997. Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research, 102, 27523-27552.*

MCKENZIE D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters, 40, 25-32.*

MEIGS A.J. et BURBANK D.W., 1997. Growth of the South Pyrenean orogenic wedge. *Tectonics, 16, 239-258.*

MEIGS A.J., VERGES J. et BURBANK D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin, 108, 1608-1625.*

METCALF J.R., FITZGERALD P.G., BALDWIN S.L et MUÑOZ J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters, 287, 488-503.*

METELKIN D.V., VERNIKOVSKY V.A. et KAZANSKY A.Y., 2006. Neoproterozoic evolution of Rodinia: constraints from new paleomagnetic data on the western margin of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics, 48, 32-45.*

MICHARD-VITRAC A., ALBAREDE F., DUPUIS C. et TAYLOR H.P.J., 1980. The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks : inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta ignous complex, central Pyrenees (Spain). *Contribution to Mineralogy and Petrology, 72, 57-72.*

MINNIGH L.D., van CALSTEREN P.W.C. et den TEX E., 1980. Quenching: An additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees). *Geology, 8, 18-21.*

MOHN G., MANATSCHAL G., BELTRANDO M. et HAUPERT I., 2014. The role of rift-inherited hyper-extension in Alpine-type orogens. *Terra Nova, accepted.*

MOHN G., MANATSCHAL G., MASINI E. et MÜNTENER O., 2011. Rift-related inheritance in orogens : a case study from the Austroalpine nappes in Central Alps (SE-Switzerland and N-Italy). *International Journal of Earth Sciences, 100, 937-961.*

MOHN G., MANATSCHAL G., MÜNTENER O., BELTRANDO M. et MASINI E., 2010. Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. *International Journal of Earth Sciences, 99, 75-101.*

MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M. et THUIZAT R., 1986. K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics 129, 257-273.*

MOREAU M.G., BERTHOU J.Y. et MALOD J.A., 1997. New paleomagnetic Mesozoic data from the Algarve (Portugal) : fast rotation of Iberia between the Hauterivian and the Aptian. *Earth and Planetary Science Letters, 146, 689-701.*

MOREAU M.G., CANEROT J. et MALOD J.A., 1992. Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberia, Chain (Spain). Suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. *Bulletin de la Société Géologique de France, 163, 393-402.*

MORRIS R.G., SINCLAIR H.D. et YELLAND A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen : implications for sediment discharge. *Basin Research, 10, 69-85.*

MOSAR J., LEWIS G. et TORSVIK T.H., 2002. North Atlantic sea-floor spreading rates : implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian-Greenland Sea. *Journal of the Geological Society, London, 159, 503-515.*

MOUTHEREAU F., FILLEAUDEAU P.Y., VACHERAT A., PIK R., LACOMBE O., GIUDITTA FELLIN M., CASTELLTORT S., CHRISTOPHOUL F. et MASINI E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees : role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics, accepté.*

MOUTHEREAU F., WATTS A.B. et BUROV E., 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. *Nature Geoscience.6, 785-789.*

MÜLLER W., SHELLEY M., MILLER P. et BROUDE S., 2009. Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 24, 209-214.*

MUÑOZ J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Dans MCCLAY K., éditeur, Thrust Tectonics, Chapman & Hall, London, 235-246.*

MUÑOZ J.A., MARTINEZ A. et VERGES J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology, 8, 399-405.*

NAESER C.W., 1967. The use of apatite and sphene for fission track age determinations. *Geological Society of America Bulletin, 78, 1523-1526.*

NAESER C.W., ZIMMERMANN R.A. et CEBULA G.T., 1981. Fission-track dating of apatite and zircon: An interlaboratory comparison. *Nuclear Tracks, 5, 65-72.*

NANCE R.D. et LINNEMANN U., 2008. The Rheic ocean : origin, evolution and significance. *Geological Society of Amrica Today, 18, 4-12.*

NANCE R.D., MURPHY J.B., STRACHAN R.A., KEPPIE J.D., GUTIERREZ-ALONSO G., FERNANDEZ-SUAREZ J., QUESADA C., LINNEMANN U., D'LEMOS R. et PISAREVSKY S.A., 2008. Neoproterozoic – early Palaeozoic tectonostratigraphy and paleogeography of the peri-Gondwana terranes : Amazonian v. West African connections. *Dans The Boundaries of the West African Craton, éditeurs Ennih N. & Liégeois J.P., Geological Society, London, Special Publications, 297, 345-383.*

OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.-M., 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Rapports Scientifiques et Techniques n°54, Centre National pour l'Exploitation des Océans, 103 p.*

OLIVET J.L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 20, 131-195.*

OLIVIER P., GLEIZES G., PAQUETTE J.L. et MUNÃZ SÀEZ C., 2008. Structure and U-Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Assignan charnockite (Agly Massif): a cross-

section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. *Journal of Geological Society, London, 165, 141-152.*

OLSEN P.E., 1997. Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana rift system. *Annual Review of Earth and Planetary Science, 25, 337-401.*

PAQUETTE J.L. et TIEPOLO M., 2007. High resolution (5 μm) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology, 240, 222-237.*

PAQUETTE J.L., GLEIZES G., LEBLANC D. et BOUCHEZ J.L., 1997. Le granite de Bassiès (Pyrénées) : un pluton syntectonique d'âge Westphalien. Géochronologie U-Pb sur zircons. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, 324, 145-158.*

PEDREIRA D., PULGAR J.A., GALLART J. et TORNÉ M., 2007. Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. *Journal of Geophysical Research, 112, 1-19.*

PEREIRA M.F., CHICHORRO M., LINNEMANN U., EGUILUZ L. et SILVA J.B., 2006. Inherited ar signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): Paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research, 144, 297-315.*

PÉREZ-GUSSINYÉ M. et RESTON T.J., 2001. Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins' Onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup. *Journal of Geophysical Research, 106, 3961-3975.*

PÉREZ-GUSSINYÉ M. et WATTS A.B., 2005. The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature, 436, 381-384.*

PÉRON-PINVIDIC G. et MANATSCHAL G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland : a new point of view. *International Journal of Earth Sciences, 98, 1581-1597.*

PÉRON-PINVIDIC G., MANATSCHAL G., MINSHULL T.A. et SAWYER D.S., 2007. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics, 26, 1-19.*

PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.J. et COMBES P.J., 2003. Le front de la "Zone des marbres" (Pyrénées basco-cantabriques, Espagne), un chevauchement fini-crétacé fossilize par les brèches marines paléocènes ? *Comptes rendus Geoscience, 335, 335-344.*

PEYBERNÈS B. et SOUQUET P., 1984. Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geological Magazine, 121, 397-405.*

PIK R., MARTY B., CARIGNAN J. et LAVÉ J., 2003. Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. *Earth and Planetary Science Letters, 215, 73-88.*

PIK R., BELLAHSEN N., VACHERAT A., MOUTHEREAU F., BERNET M., DENELE Y., en préparation. Zircon (U-Th)/He ages from the Pyrenees and damage dependent sensitivity to thermal processes.

PISAREVSKY S.A., WINGATE M.T.D., POWELL C.M.C.A., JOHNSON S. et EVANS D.A.D., 2003. Models of Rodinia assembly and fragmentation. Dans Proterozoic East Gondwana: Supercontinent assembly and breakup, éditeurs Yoshida M., Windley B.F. & Dasgupta S., *Geological Society, London, Special Publications, 206, 35-55.*

PLATZMAN E. et LOWRIE W., 1992. Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the external Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters, 108, 45-60.*

PLAZIAT J.C., 1981. Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 36, 263-320.*

POLLACK H.N., 1986. Cratonization and thermal evolution of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters, 80, 175-182.*

POUDJOM DJOMANI Y.H., NNANGE J.M., DIAMENT M., EBINGER C.J. et FAIRHEAD J.D., 1995. Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west central Africa inferred from gravity data. *Journal of Geophysical Research, 100, 22047- 22070.*

POUDJOM DJOMANI Y.H., O'REILLY S.Y., GRIFFIN W.L. et MORGAN P., 2001. The density structure of subcontinental lithosphere through time. *Earth and Planetary Science Letters, 184, 605-621.*

POUJOL M., BOULVAIS P. et KOSLER J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. *Journal of the Geological Society, London, 167, 751-767.*

POUPINET G., SOURIAU A., VADELL M. et NJIKE-KASSALA J.D., 1992. Constraints on the lithospheric structure beneath the North Pyrenean fault from teleseismic observations. *Geology, 20, 157-160.*

PRECIGOUT J., GUEYDAN F., GAPAIS D., GARRIDO C.J. et ESSAIFI A., 2007. Strain localization in the subcontinental mantle, a ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics, 445, 318-336.*

PRICE P.B. et FLEISCHER R.L., 1971. Identification of Energetic Heavy Nuclei With Solid Dielectric Track Detectors: Applications to Astrophysical and Planetary Studies. *Annual Review of Nuclear Science, 21, 295-334.*

PRICE P.B. et WALKER R.M., 1962a. Chemical Etching of Charged Particle Tracks in Solids. *Journal of Applied Physics, 33, 3407-3412.*

PRICE P.B. et WALKER R.M., 1962b. A new track detector for heavy particle studies. *Physics Letters, 3, 113-115.*

PRICE P.B. et WALKER R.M., 1962c. Observation of fossil particle tracks in natural micas.

*Nature, 196, 732-734.*

PRICE P.B. et WALKER R.M., 1963a. Fossil tracks od charges particles in mica, and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research, 68, 4847-4862.*

PRICE P.B. et WALKER R.M., 1963b. A simple method of measuring low uranium concentrations in natural crystals. *Applied Physics Letters, 2, 23-25.*

PUIGDEFABREGAS C. et SOUQUET P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics, 129, 173-203.*

RAHL J.M., HAINES S.H. et Van Der PLUIJM B.A., 2011 Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: evidence from illite age analyses of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters, 307, 180-190.*

RAHL J.M., REINERS P.W., CAMPBELL I.H., NICOLESCU S. et ALLEN C.M., 2003. Combined single-grain (U-Th)/He and U/Pb dating of detrital zircons from Navajo Sandstone, Utah. *Geology, 31, 761-764.*

RASSER M.W., SCHEIBNER C. et MUTTI M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France ; Pyrenees, Spain). *Facies, 51, 217-232.*

RAT P., 1964. Problèmes du Crétacé Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne. *Geologische Rundschau, 205-220.*

RAT P., 1988. The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems. *Revista de la Sociedad Geológica de España, 1, 327-348.*

REINERS P.W., 2005. Zircon (U-Th)/He Thermochronometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, 151-179.*

REINERS P.W. et FARLEY K.A., 1999. Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 3845-3859.*

REINERS P.W., FARLEY K.A. et HICKES H.J., 2002. He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. *Tectonophysics, 349, 297-308.*

REINERS P.W., SPELL T.L., NICOLESCU S. et ZANETTI K.A., 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with 40Ar/39Ar dating. *Geochimica et Cosmochimica acta, 68, 1857-1887.*

REINERS P.W., THOMSON S.N., McPHILLIPS D., DONELICK R.A. et ROERING J.J., 2007. Wildfire thermochronology and the fate and transport of apatite in hillslope and fluvial environments. *Journal of Geophysical REsearch, 112, F04001.*

RESPAUT J.P. et LANCELOT J.R., 1983. Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de m'Agly) par la méthode U/Pb sur zircons et monazites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 147, 21-34.*

RIBEIRO A., MUNHA J., DIAS R., MATEUS A., PEREIRA E., RIBEIRO L., FONSECA P., ARAUJO A., OLIVEIRA T., ROMÃO J., CHAMINE H., COKE C. et PEDRO J., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics, 26, TC6009.*

ROBBINS G. A., 1972. Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions. Master's Thesis, Brown University, Providence, 84 p.

ROBERTS M.P., PIN C., CLEMENS J.D. et PAQUETTE J.L., 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology, 41, 809-844.*

ROCA E., MUNOZ J.A., FERRER O. et ELLOUZ N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen : Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics, 30, 1-33.*

ROEST W.R. et SRIVASTAVA S.P., 1991. Kinezmatics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology, 19, 613-616.*

ROLANDONE, F., LUCAZEAU F., LEROY S., MARESCHAL J.-C., JORAND R., GOUTORBE B. et BOUQUEREL H., 2013. New heat flow measurements in Oman and the thermal state of the Arabian Shield and Platform. *Tectonophysics, 589, 77-89.*

ROMER R.L. et SOLER A., 1995. U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita, 30, 374-383.*

ROSELIEB K., DERSCH O., BÜTTNER H. et RAUCH F., 2006. Diffusivity and solubility of He in garnet: An exploratory study using nuclear reaction analysis. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, 244, 412-418.*

ROSELL J., LINARES R. et LLOMPART C., 2001. El "Garmniense" Prepirenaico. *Revista de la Sociedad Geológica de España, 14, 47-56.*

ROSENBAUM G., LISTER G.S. et DUBOZ C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics, 359, 117-129.*

ROSSI P., COCHERIE A., FANNING C.M. et TERNET Y., 2003. Datation U-Pb sur zircons des dolérites tholéiitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens. *Comptes rendus Geoscience, 335, 1071-1080.*

ROURE F., CHOUKROUNE P., BERASTEGUI X., MUNOZ J.A., VILLIEN A., MATHERON P., BAREYT M., SEGURET M., CAMARA P. et DÉRAMOND J., 1989. ECORS deep sismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics, 8, 41-50.*

RUDNICK R.L. et GAO S., 2003. Composition of the Continental Crust. *Chapitre 3 dans Treatise on Geochemistry, édition Elsevier, 1-64.*

RUTHERFORD E., 1905. Present problems in radioactivity. *Popular Science Monthly, May, 1-34. Disponible à la lecture :*

*http://books.google.fr/books?id=1iMDAAAAMBAJ&lpg=PA5&dq=Present%20problems%20in%20radioactivity%20rutherford%201905%20popular%20science%20monthly&hl=fr&pg=PA14#v=onepage&q=Present%20problems%20in%20radioactivity%20rutherford%201905%20popular%20science%20monthly&f=false*

SEGURET M. et DAIGNIERES M., 1986. Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees ; Discussion. *Tectonophysics, 129, 303-318.*

SERRANO O., DELMAS J., HANOT F., VIALLY R., HERBIN J.P., HOUEL P. et TOURLIERE B., 2006. Le Bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. *Edition BRGM, 245 p.*

SERRANO O., GUILLOCHEAU F. et LEROY E., 2001. Evolution du basin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (basin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes, 332, 37-44.*

SHAW J., GUTIEREZ-ALONSO G., JOHNSTON S.T. et PASTOR-GALAN D., 2014. Provenance variability along the Early Ordovician north Gondwana margin: Paleogeographic and tectonic implications of U-Pb detrital zircon ages from the Armorican Quartzite of the Iberian Variscan belt. *Geological Society of America Bulletin, 126, 702-719.*

SHUSTER D.L. et FARLEY K.A., 2009. The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 183-196.*

SHUSTER D.L., FLOWERS R.M. et FARLEY K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters, 249, 148-161.*

SHUSTER D.L., VASCONCELOS P.M., HEIM J.A. et FARLEY K.A., 2005. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 69, 659-673.*

SIBUET J.C., SRIVASTAVA S. et MANATSCHAL G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland- Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research, 112, 1-23.*

SIBUET J.C., SRIVASTAVA S.P. et SPAKMAN W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research, 109, 18 p.*

SILK E.C.H. et BARNES R.S., 1959. Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Philosophical Magazine, 4, 970-972.*

SINCLAIR H.D., GIBSON M., NAYLOR M. et MORRIS R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science, 305, 369-406.*

SMITH A.G. et LIVERMORE R.A., 1991. Pangea in Permian to Jurassic time. *Tectonophysics, 187, 135-179.*

SMITHSON S .B., 1978. Modeling continental crust: structural and chemical constraints. *Geophysical Research Letters, 5, 4 p.*

SOBEL E.R. et SEWARD D., 2010. Influence of etching conditions on apatite fission-track etch pit diameter. *Chemical Geology, 271, 59-69.*

SOUQUET P., DEBROAS E.J., BOIRIE J.M., PONS P., FIXARI G., ROUX J.C., DOL J., THIEULOY J.P., BONNEMAISON M., MANIVIT H. et PEYBERNES B., 1985. The black flysch (Albian-Early Cenomanian) from the Pyrenees. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 9, 183-252.*

SOURIAU A. et GRANET M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *Journal of Geophysical Research, 100, 18117-18134.*

SOURIAU A., CHEVROT S. et OLIVERA C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. *Tectonophysics, 460, 206-214.*

SRIVASTAVA S.P., ROEST W.R., KOVACS L.C., OAKEY G., LEVEQUE S., VERHOEF J. et MACNAB R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics, 184, 229-260.*

SRIVASTAVA S.P., SIBUET J.C., CANDE S., ROEST W.R. et REID I.D., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters, 182, 61-76.*

STAMPFLI G.M. et BOREL G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic contrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters, 196, 17-33.*

STAMPFLI G.M., Von RAUMER J.F. et BOREL G.D., 2002. Paleozoic evolution of Pre-Variscan teranes: From Gondwana to the Variscan collision. *Geological Society of America Special Paper, 364, 263-280.*

STEVEN T.A., MEHNERT H.H. et OBRADOVICH J.D., 1967. Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado. *Geological Survey Professional Paper, 575-D, 47-55.*

STOCKLI D.F. et FARLEY K.A., 2004. Empirical constraints on the titanite (U-Th)/He partial retention zone from the KTB drill hole. *Chemical Geology, 207, 223-236.*

STOCKLI D.F., 2005. Application of Low-Temperature Thermochronometry to Extensional Tectonic Settings. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, 411-448.*

STÜWE K., WHITE L. et BROWN R., 1994.The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters, 124, 63-74.*

SUTRA E., MANATSCHAL G., MOHN, G. et UNTERNEHR P., 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.*

SYKES L.R., 1978. Intraplate Seismicity, Reactivation of Preexisting Zones of Weakness, Alkaline Magmatism, and Other Tectonism Postdating Continental Fragmentation. *Reviews of Geophysics and Space Physics, 16, 621-688.*

TAGAMI T., 1987. Determination of zeta calibration constant for fission track dating. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 13, 127-130.*

TAGAMI T., FARLEY K.A. et STOCKLI D.F., 2002. (U-Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. *Earth and Planetary Science Letters, 207, 57-67.*

TAGAMI T., GALBRAITH R.F., YAMADA R. et LASLETT G.M., 1998. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. *Dans Advances in Fission-track Geochronology, éditeurs Van den HauteP. & De Corte F., Kluwer academic publishers, Dordrecht, The Netherlands, 99-112.*

TALAVERA C., MONTERO P., MARTINEZ-POYATOS D. et WILLIAMS I.S., 2012. Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist-Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain) : Evidence from detrital zircon SHRIMP U-Pb geochronology. *Gondwana Research, 22, 928-942.*

TAYLOR S.R. et MCLENNAN S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics, 33, 241-265.*

TAYLOR S.R. et MCLENNAN S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell Scientific, Boston, Mass. 312 p.*

TEIXELL A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees : basement and cover thrust geometries. *Journal of Geological Society of London, 153, 301-310.*

TEIXELL A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics, 17, 395-406.*

TERNET Y., MAJESTE-MENJOULAS C., CANEROT J., BAUDIN T., COCHERIE A., GUERROT C. et ROSSI P., 2004. Notice explicative de la feuille Laruns-Somport. *1/50000, BRGM, 192p.*

TIEPOLO M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chemical Geology, 199, 159-177.*

TORNÉ M., DE CABISSOLE B., BAYER R., CASAS A., DAIGNIERES M. et RIVERO A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics, 165, 105-116.*

TORSVIK T.H., 2003. The Rodinia jigsaw puzzle. *Science, 300, 1379-1381.*

TORSVIK T.H., CARTER L.M., ASHWAL L.D., BHUSHAN S.K., PANDIT M.K. et JAMTVEIT B., 2001. Rodinia refined or obscured : paleomagnetism of the Malani igneous suite (NW India). *Precambrian Research, 108, 319-333.*

TORSVIK T.H., ROUSSE S., LABAILS C. et SMETHURST M.A., 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the discussion of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International, 177, 1315-1333.*

TORSVIK T.H., Van Der VOO R., PREEDEN U., MAC NIOCAILL C., STEINBERGER B., DOUBROVINE P.V., Van HINSBERGEN D.J.J., DOMEIER M., GAINA C., TOHVER E., MEERT J.G., McCAUSLAND P.J.A. et COCKS I.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews, 114, 325-368.*

TRELOAR P.J. et STRACHAN R.A., 1990. Cadomian strike-slip tectonics in NE Brittany. *Dans The Cadomian Orogeny, éditeurs D'Lemos R.S. & Topley C.G., Geological Society, London, Special Publication, 51, 151-168.*

TUGEND J., MANATSCHAL G., KUZNIR N.J., MASINI E., MOHN G. et THINON I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems: insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics, accepté.*

TURNER J.P., 1992. Evolving alluvial stratigraphy and thrust front development in the West Jaca piggyback basin, Spanish Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London, 149, 51-63.*

UBIDE T., WIJBRANS J.R., GALE C., ARRANZ E., LAGO M. et LARREA P., 2014. Age of Cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia : implications for the Alpine cycle in the Pyrenees. *Tectonics, 33, 1444-1460.*

UNTERNEHR P., PÉRON-PINVIDIC G., MANATSCHAL G. et SUTRA E., 2010. Hyper-extended crust in the South Atlantic : in search of a model. *Petroleum Geoscience, 16, 207-215.*

VACHER P. et SOURIAU A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. *Geophysical Journal International, 145, 460-470.*

VALLE-AGUADO B., AZEVEDO M.R., SCHALTEGGER U., MARTINEZ-CATALAN J.R. et NOLAN J., 2005. U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos, 82, 169-184.*

VALVERDE-VAQUERO P. et DUNNING G.R., 2000. New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society, London, 157, 15-26.*

Van AVENDONK, H.J.A., LAVIER L.L., SHILLINGTON D.J. et MANATSCHAL G., 2008. Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland. *Tectonophysics, 468, 131-148.*

Van Der VOO R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics, 7, 5-56.*

Van Der VOO R. et FRENCH R.B., 1974. Apparent polar wandering for the Atlantic-bordeing continents: Late Carboniferous to Eocene. *Earth-Science Reviews, 10, 99-119.*

Van Der VOO R., PEINADO J. et SCOTESE C.R., 1984. A paleomagnetic reevaluation of Pangea reconstructions. *Geodynamics Series, 12, 11-25.*

VAUCHEZ A. et BARRUOL., 1996. Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees: importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 95, 127-138.*

VERA J., 2004. Geologia de España. *Sociedad Geologica de España, Instituti Geologicao y Minero de España, 890p.*

VERGÈS J., FERNANDEZ M. et MARTINEZ A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer, 8, 55-74.*

VERGÈS J. et GARCIA-SENZ J., 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of Pyrenean Rift. *Dans Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, éditeurs Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. & Crasquin-Soleau S., Mémoires du Museum national d'Histoire naturelle, Paris, ISBN 186, 186-212.*

VERGÈS J., MARZO M., SANTAEULARIA T., SERRA-KIEL J., BURBANK D.W., MUNOZ J.A. et GIMÉNEZ-MONTSANT J., 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. Journal of *Geological Society, Special Publications, 134, 107-134.*

VERGÈS J., MILLAN H., ROCA E., MUNOZ J.A., MARZO M., CIRÈS J., Den BEZEMER T., ZOETEMEIJER R. et CLOETINGH S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology, 12, 893-915.*

VERMEESCH P., 2009. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements, 44, 409-410.*

VERMEESCH P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology, v.312-313, 190-194.*

VIELZEUF D. et KORNPROBST J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters, 67, 87-96.*

VISSERS R.L.M. et MEIJER P.T., 2012a. Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees*? Earth-Science Reviews, 110, 93-110.*

VISSERS R.L.M. et MEIJER P.T., 2012b. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews, 114, 61-83.*

VITRAC-MICHARD A. et ALLEGRE C.J., 1975. A study of the formation and history of a

piece of continental crust by 87Rb-87Sr method : the case of the French oriental Pyrenees. *Contribution to Mineralogy and Petrology, 50, 257-285.*

WAGNER G.A., 1972. The geological interpretation of fission track ages. *Transactions of the American Nuclear Society, 15, 117.*

WAGNER G.A. et REIMER G.M., 1972. Fission track tectonics: The tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth and Planetary Science Letters, 14, 263-268.*

WAGNER G.A. et STORZER D., 1972. Fission-track-length-reductions in minerals and the history of rocks. *Transaction of the American Nuclear Society, 15, 127.*

WAGNER G.A. et VAN DEN HAUTE P., 1992. Fission-Track Dating. *Edition Klüwer, Michigan, 285 p.*

WAGNER G.A., 1981. Fission-track ages and their geological interpretation. *Nuclear Tracks, 5, 15-25.*

WAGNER G.A., 1988. Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60°C : Projected length studies. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 72, 145-153.*

WAGNER G.A., GLEADOW A.J.W. et FITZGERALD P.G., 1989. The significance of the partial annealing zone in apatite fission-track analysis: Projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 79, 295-305.*

WATKINS R.T., 1989. The Buluk Member, a fossil humanoid-bearing sedimentary sequence of Miocene age from northern Kenya. *Journal of African Earth Sciences, 8, 107-112.*

WATTS A.B., 1992. The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. *Basin Research, 4, 169-178.*

WATTS A.B., 2007. An Overview. *Dans Treatise on Geophysics, 6, Crust and Lithosphere Dynamics, éditeurs Watts A.B., Elsevier, 1-48.*

WERNICKE B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province : nappe tectonics in an existing orogen. *Nature, 291, 645-648.*

WETHERILL G.W., 1956. Discordant Uranium-Lead Ages, I. *Transactions, American Geophysical Union, 37, 320-326.*

WHITCHURCH A.L., CARTER A., SINCLAIR H.D., DULLER R.A., WHITTAKER A.C. et ALLEN P.A., 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science, 311, 442-482.*

WIEDENBECK M., ALLE P., CORFU F., GRIFFIN W.L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.C. et SPIEGEL W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses. *Geostandards Newsletter, 19, 1-23.*

WICKHAM S.M. et TAYLOR H.P.J., 1985. Stable isotopic evidence for large-scale seawater

infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois-Seigneurs Massif, Pyrenees, France. *Contribution to Mineralogy and Petrology, 91, 122-137.*

WILLETT S.D., BEAUMONT C. et FULLSACK P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology, 21, 371-374.*

WILLETT S.D., FISHER D., FULLER C., EN-CHAO Y. et CHIA-YU L., 2003. Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry. *Geology, 31, 945-948.*

WILLETT S.D., SLINGERLAND R. et HOVIUS N., 2001. Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. *American Journal of Science, 301, 455-485.*

WILLIAMS G.D. et FISCHER M.W., 1984. A balanced section across the pyrenean orogenic belt. *Tectonics, 3, 773-780.*

WILSON J.T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature, 211, 676-681.*

WOLF R.A., FARLEY K.A. et KASS D.M. 1998. Modeling of the temperature of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology, 148, 105-114.*

WOLF R.A., FARLEY K.A. et SILVER L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 4231-4240.*

WOLFE M.R., 2009. Calibration of Rutile (U-Th)/He Thermochronology : assessing the thermal evolution of the KTB drill hole, Germany and adjacent Bohemian Massif. *Master's Thesis, University of Kansas, 275 p.*

YAMADA R., MURAKAMI M. et TAGAMI T., 2007. Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon ; Reassessment of laboratory experiments. *Chemical Geology, 236, 75-91.*

YELLAND A.J., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. Nuclear Tracks Radiation Measurement, 17, 293-299.

YELLAND A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track studies. PhD thesis, University of London.

ZEITLER P.K., HERCZEG A.L., MCDOUGALL I. et HONDA M., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, 2865-2868.*

ZIEGLER J.F., 2008. The stopping range of ions in matter. *United States Naval Academy, Annapolis. http://www.srim.org.*

ZIEGLER P.A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. distributed by Elsevier Scientific Publishing Compagny, Amsterdam, 130 p.*

# Annexe 1

# Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence

# Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence

**Frédéric Mouthereau[1,2,*], Pierre-Yves Filleaudeau[3], Arnaud Vacherat[1,2,4], Raphaël Pik[4], Olivier Lacombe[1,2], Maria Giuditta Fellin[5], Sébastien Castelltort[6], Frédéric Christophoul[7], Emmanuel Masini[8]**

[1]*Sorbonne Universités. UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France (frederic.mouthereau@upmc.fr)*

[2]*CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France*

[3]*Beicip-Franlab, 232, Avenue Napoléon Bonaparte, F-92500 Rueil-Malmaison, France*

[4]*CRPG-CNRS, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France*

[5]*Institute for Geochemistry and Petrology, ETH Zürich, NW D 84 Clausiusstrasse 25, 8092 Zuerich, Switzerland*

[6]*Department of Earth Sciences, University of Geneva, Rue des Maraîchers 13, 1205 Geneva, Switzerland*

[7]*Université Toulouse III - Paul-Sabatier, Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse, UMR 5563, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France*

[8]*TOTAL, CTSJF, Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex France*

**Now at Université Toulouse III - Paul-Sabatier, Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse, UMR 5563, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France*

## ABSTRACT

Estimating shortening in collision belts is critical to reconstruct past plate motions. Balanced cross-section techniques are efficient in external domains, but lack resolution in the hinterland. The role and the original extent of the continental margins during the earliest stages of continental convergence are debated. Here, we combine existing and new sequentially-restored cross-sections in the central Pyrenees, with Iberia/Europe (IB/EU) plate kinematic reconstructions and new apatite fission-track, zircon (U-Th)/He and U/Pb ages to discuss higher and lower bounds of crustal shortening and determine the amount of distal margin sutured during collision.

We show that after extension in the Albian (~110 Ma), a 50 km wide extremely-thinned crustal domain underwent subduction at 83 Ma. Low-temperature data and thermal modelling show that synorogenic cooling started at 75-70 Ma. This date marks the transition from suturing of the highly-extended margin, to collision of the more proximal margin and orogenic growth. We infer a relatively low crustal shortening of 90 km (30%) that reflects the dominant thick-skinned tectonic style of shortening in the Pyrenees, as expected for young (Mesozoic) and weak lithospheres. Our proposed reconstruction agrees with IB/EU kinematic models that consider initially rapid convergence of Iberia, reducing from ca. 70 Ma onwards. This study suggests that plate reconstructions are consistent with balanced cross-sections if shortening predicted by age-dependent properties of the continental lithosphere is taken into account.

## INTRODUCTION

Providing constraints on the temporal and spatial evolution of shortening across collision zones is critical to reconstruct past plate motions. In most cases, shortening estimates are retrieved using balanced cross-section techniques in non-metamorphic, external domains of collisional orogens where pre-collisional markers are preserved. One main difficulty remains in estimating shortening in collisional setting and it is due to the poor constraints on the original extent of continental margins and on the original position of the plate boundaries or suture domain.

Strain partitioning during collision is thought to be highly sensitive to the original rift-related rheology and architecture of continental margins e.g. [*Jammes and Huismans*, 2012]. This is particularly obvious for young margins that are dominated by thick-skinned structural style due to age-dependent properties of the continental lithosphere [*Mouthereau et al.*, 2013]. The reactivation and inversion of variably thinned parts of the crust is known to exert a significant control on the early stages of collision (e.g. Alps [*Masini et al.*, 2011; *Mohn et al.*, 2012; *Bellahsen et al.*, 2014], Taiwan [*Mouthereau and Lacombe*, 2006; *Byrne et al.*, 2011; *McIntosh et al.*, 2014; *Mesalles et al.*, 2014], Zagros [*Wrobel-Daveau et al.*, 2010; *Mouthereau et al.*, 2012], Pyrenees [*Jammes et al.*, 2009; *Lagabrielle et al.*, 2010]). For instance, collision between continental plates characterized by different buoyancies, thermal structure and rheological stratification shows variable components of underthrusting (subduction) and crustal accretion, which in turn result in a multistage collisional evolution or a complex suturing evolution (e.g. Zagros [*Mouthereau et al.*, 2012] or Taiwan [*Mesalles et*

63 *al.*, 2014]). Therefore, comparing the collision evolution of an orogen with reconstructions of
64 plate convergence history requires to carefully evaluate higher and lower bounds of crustal
65 shortening, as inferred from balanced cross-section techniques. This comparison is possible
66 only in regions where proposed plate reconstructions can be tested against well-dated
67 sequential restoration of geological cross-sections.

68 Here, we investigate the case of the Pyrenees (Fig. 1), which is the result of the collision of
69 the Iberian and European continental margins from Late Cretaceous to Late Oligocene
70 [*Choukroune and ECORS-Pyrenees-Team*, 1989; *Roure et al.*, 1989; *Roure and Choukroune*,
71 1998; *Beaumont et al.*, 2000]. Positioned between the Atlantic and the western Tethyan
72 domains, the kinematics of plate boundaries surrounding the Iberian plate during the Aptian-
73 Albian extension, and subsequent movement in the Cretaceous, are strongly debated [*Olivet*,
74 1996; *Sibuet et al.*, 2004; *Jammes et al.*, 2009; *Vissers and Meijer*, 2012a; 2012b].

75 Three types of models are generally proposed (Figs. 2A, B and C). A transtensional rift model
76 (Fig. 2A), which involves a significant component of dextral strike-slip reactivation and
77 inversion of the Iberian and European margins during oblique convergence [*Choukroune and*
78 *Mattauer*, 1978; *Savostin et al.*, 1986; *Olivet*, 1996]. The scissor opening model (Fig. 2B)
79 implies a significant subduction beneath the Pyrenees synchronous with the opening in the
80 Bay of Biscay during the Albian [*Srivastava et al.*, 1990; *Sibuet et al.*, 2004; *Vissers and*
81 *Meijer*, 2012a; 2012b]. A third model (Fig. 2C) accounts for transcurrent motion of Iberia
82 during the Late Jurassic (Tithonian ~147 Ma) [*Schettino and Turco*, 2010], arc-normal
83 (orthogonal) stretching in the Mid-Late Cretaceous, and the subsequent frontal convergence
84 of Iberia [*Jammes et al.*, 2009]. All these models assume contrasting amounts of subduction
85 of oceanic/transitional crust (0 to 400 km) and continental crust (0 to more than 100 km). The
86 role of the Mesozoic North Pyrenean Fault, a strike-slip plate boundary fault, is also
87 questioned. In the first model, the North Pyrenean Fault (NPF) plays an important role. It is a
88 transform fault boundary that localizes eastward displacement of Iberia during the Aptian-
89 Albian. In this model, Iberia also took part of the plate reorganization into the Alpine Tethys
90 and Adria plate domain, leading to the Eo-Alpine orogen and subduction of Iberia below
91 Adria [*Handy et al.*, 2010]. In the second model, the NPF strike-slip is only active during the
92 collision from 83 Ma onwards, and plays a minor role by accommodating the strike-slip
93 component of the convergence. In the third model, the NPF accommodates about 400 km of
94 eastward displacement of Iberia relative to Europe during the Late Jurassic-to-Aptian. As a

result, Iberia has virtually no movement to the east after the Late Jurassic and therefore has no role during the early stages of the Eo-Alpine orogeny.

Despite an apparent consensus on the total amount of Iberia plate convergence, which is about 180 km since 83 Ma [*Olivet*, 1996; *Rosenbaum et al.*, 2002; *Sibuet et al.*, 2004; *Vissers and Meijer*, 2012a], current interpretations of the structure of the central Pyrenees imply different amount and temporal distribution of shortening. For instance, *Beaumont et al.* [2000] estimate shortening of 165 km while *Roure et al.* [1989] propose 100 km. This outlines the different views of crustal shortening processes in the Pyrenees. The main difference lies in the vertical distribution of shortening. While *Roure et al.* [1989] assume the stacking of the whole Iberian crust above a detachment in the lower crust (thick-skin style of deformation), *Beaumont et al.* [2000] suggest a prominent subduction of the whole crust beneath the Axial Zone (thin-skin style of deformation).

Hyper-extension of the European margin during the Aptian-Albian is thought to have led to widespread exhumation of the sub-continental mantle along the strike of the Pyrenees [*Jammes et al.*, 2009; *Lagabrielle et al.*, 2010]. Pre-orogenic extension is also argued by the occurrence of ductile extensional shear zones active during the formation of the Albian basins [*Vauchez et al.*, 2013]. This tectonic event was associated with a regional thermal anomaly, as revealed by the age of HT metamorphism and K-magmatism. Of particular interest for the early tectonic evolution of the Pyrenees is whether the anomaly was still present during the onset of shortening.

Apatite fission-track (AFT) thermochronology in the Pyrenees suggest onset of significant exhumation at 55 Ma [*Fitzgerald et al.*, 1999]. However, detrital zircon fission-track (ZFT) and (U-Th)/He thermochronology in the southern Pyrenees [*Beamud et al.*, 2011; *Filleaudeau et al.*, 2011; *Rahl et al.*, 2011; *Whitchurch et al.*, 2011], including modeling of AFT data on granitic cobbles [*Beamud et al.*, 2011] allowed to resolve an earlier collision event ca. 70 Ma. Independent plate reconstructions argue that the onset of convergence between Iberia and Europe started at least in the Santonian, at ~83 Ma [*Roest and Srivastava*, 1991; *Olivet*, 1996; *Rosenbaum et al.*, 2002]. The apparent mismatch between the timing of initiation of plate convergence and collision/shortening-related cooling age may express the time needed to erode the non-reset part of the crust, depending on the initial crustal thickness, and rates of shortening. It may otherwise reflect a change in the thermal structure of the crust as convergence involves successively a hot and extremely thinned crust at distal margin, where

extension was the largest, followed by a cooler and thicker crustal portion of the proximal margin. This emphasizes the need to gain better resolution on the timing of cooling and/or exhumation during the earliest stages of collision. Low-temperature thermochronological data are available mainly for the southern Pyrenees. We therefore lack key elements to understand the whole cooling history of the Pyrenees and also the resolution of the integrated kinematic picture. Confronting new time-temperature constraints from northern Pyrenees with plate kinematics and sequentially restored geological cross-sections is required to advance on the role of rift-related margin architecture.

To this aim, we develop an approach in which shortening data derived from balanced cross-section techniques are used in combination with plate kinematic constraints and new detrital AFT and zircon (U-Th)/He (ZHe) ages from the northern Pyrenees. This material is used to propose a restoration of the suture zone in the Central Pyrenees.

## 2. THE PYRENEAN COLLISION: OVERVIEW OF GEODYNAMIC AND GEOLOGICAL SETTING AND MAIN ISSUES

### 2.1 Iberia / Europe plate motion: inconsistencies between plate kinematics and geological constraints

Main critical issues regarding the collision period in the Pyrenees account for existing uncertainties on the Iberia plate position relative to Europe (Figure 2). The position of the Pyrenean domain during the Variscan orogeny is poorly constrained, although the structure and stratigraphy of the Variscan units in the Pyrenees are relatively well defined [*García-Sansegundo et al.*, 2011]. The collapse of the Variscan orogeny during the Permian-Trias [*Vissers*, 1992; *Vissers and Meijer*, 2012a] was followed in the Late Jurassic by rifting in the Alpine Tethys [*Choukroune*, 1992] and by opening of Central Atlantic domain [*Schettino and Turco*, 2010], which is recorded in the subsidence patterns of Mesozoic basins in the Pyrenees and Bay of Biscay [*Vergés and García-Senz*, 2001; *Biteau et al.*, 2006]). A second stretching phase spans the Barremian-to-Albian (130-112 Ma) leading during the Aptian to break-up in the Bay of Biscay [*Olivet*, 1996; *Vergés and García-Senz*, 2001]. Because Iberia moved relative to Europe from the end of the M0 anomaly (118 Ma) throughout the Cretaceous Normal Super-Chron (C34), there are no sea-floor anomalies to constrain its position.

In a first attempt to reconstruct plate motions *Le Pichon and Sibuet* [1971], *Choukroune et al.* [1973], *Choukroune and Mattauer* [1978] later updated by *Olivet* [1996] and *Fidalgo*

158 *González* [2001], interpreted the Cretaceous basins observed in the Pyrenees to be pull-apart
159 basins, accommodating distributed continental extension along a major transcurrent plate
160 boundary fault, the North Pyrenean Fault (NPF; Fig. 1 and Fig. 2A). The NPF is assumed to
161 be transtensional to purely strike-slip associated with polyphase rifting from Barremian (107
162 Ma) up to the Coniacian (~90 Ma) [*Olivet*, 1996]. From the Middle Albian to the Coniacian,
163 the rotation pole is located on the European plate, leading to significant sinistral strike-slip
164 motion. The amount of rotation of Iberia induced by this reconstruction and paleomagnetic
165 analyses [*Gong et al.*, 2008] range between 27° and 35° during the Aptian (121-112 Ma),
166 which is not taken into account in earlier reconstructions by Olivet [1996].

167 In addition, while [*Olivet*, 1996] relies upon the "J" anomaly between Iberia and New-
168 Foundland, the scissors-like opening model of the Bay of Biscay (Fig. 2B) is based on the
169 perfect fitting of M0 magnetic anomaly between Iberia and New-Foundland [*Srivastava et al.*,
170 1990; 2000; *Sibuet et al.*, 2004; *Vissers and Meijer*, 2012a]. Contrary to previous models, the
171 rotation of Iberia occurred between 118 Ma and 80 Ma. The IB/EU pole being located to the
172 west of the Pyrenees, a significant subduction occurred during the Albian south of the
173 Pyrenees [*Sibuet et al.*, 2004]. Because geological constraints show that extension prevailed at
174 this time in the Pyrenees [*Dinarès-Turell and García-Senz*, 2000; *García-Senz*, 2002], *Sibuet*
175 *et al.* [2004] inferred back-arc extension. *Vissers and Meijer* [2012b] suggested that
176 subduction of oceanic to transitional lithosphere of the Neotethys occurred at 120 Ma in the
177 Pyrenees. This implies a N-directed subduction of a large Neotethyan oceanic domain that is
178 incompatible with current reconstructions of the Alpine Tethys [*Manatschal*, 2004; *Handy et*
179 *al.*, 2010; *Schettino and Turco*, 2010].

180 The third model (Fig. 2C) is intended to better account for processes of extension at magma-
181 poor continental margins [*Jammes et al.*, 2009]. In this regard, the occurrence of ultramafic
182 bodies in the Pyrenees in rifted basins, a well-known example of "orogenic peridotites"
183 [*Bodinier and Godard*, 2007], is used to argue that the sub-continental mantle was
184 tectonically emplaced in the Albian during extreme crustal thinning. Continent extension
185 occurred contemporaneously with oceanic accretion in the Bay of Biscay and rotation of
186 Iberia in the Aptian [*Gong et al.*, 2008]. In this model, the accommodation of the eastward
187 motion of Iberia of 300-500 km relative to Europe was taken up by extension between
188 Newfoundland and Iberia margins in the Late Jurassic and the Lower Cretaceous. This is a
189 major difference with respect to *Vissers and Meijers* [2012b], in which mantle exhumation is
190 thought to have occurred between the Jurassic and the Barremian.

For *Srivastava et al.* [2000], the convergence began with the Cretaceous Normal Super-Chron (118 Ma) while reconstruction proposed by *Olivet* [1996] suggests that the onset of convergence and the collision are nearly coeval with the end of Cretaceous Normal Super-Chron (83 Ma). In agreement with geological data showing that the Pyrenean domain started to be contractional by late Santonian, both models agree that convergence (including a component of strike-slip movement or not) was ongoing at ~83 Ma (chron C33). This is consistent with the end of oceanic accretion in the Bay of Biscay. They, however, imply different component of total plate convergence ranging from 100 km [*Olivet*, 1996] to up to 400 km or more [*Srivastava et al.*, 2000; *Rosenbaum et al.*, 2002; *Vissers and Meijer*, 2012b].

Available estimates of shortening across the Pyrenees based on N-S balanced geological sections [*Choukroune and ECORS-Pyrenees-Team*, 1989; *Roure et al.*, 1989; *Teixell*, 1998; *Vergés et al.*, 2002; *Martinez-Peña and Casas-Sainz*, 2003] increase eastwards from 75 km to 125 km, with a maximum of 165 km in the Central Pyrenees [*Beaumont et al.*, 2000] (Figure 3). Because plate reconstructions account for a homogeneous convergence of 180 km along-strike since 83 Ma [*Rosenbaum et al.*, 2002], the difference in crustal shortening resolved from balanced cross-sections should indicate variable amount of subduction. This could reflect lateral changes in the architecture of the continental margins at onset of IB/EU convergence. For instance, the early stages of convergence may include prominent thin-skin continental accretion at distal hyper-extended crust. Conversely, thick-skin collisional-style deformation reflects distributed shortening of more proximal domains of the Mesozoic continental margin in agreement with shortening style in external parts of collisional orogens [e.g. *Mouthereau et al.*, 2013].

The temporal evolution of shortening established for the Pyrenees e.g. [*Beaumont et al.*, 2000] includes a period of accelerated contraction between 30 and 20 Ma. During this period 45 km of convergence were accommodated in the southern Pyrenees as indicated by the subduction of the Iberia basement (Fig. 3). This acceleration, positioned at the end of the collision, is difficult to integrate in classical kinematic evolution of collisional orogens, in which plate convergence rates decrease or stabilize in the course of collision (e.g. Himalaya [*Molnar and Stock*, 2009; *Copley et al.*, 2010]). The increasing resistive forces opposed to forces driving plate at the origin of the slowing of plate motion. Moreover, the increase of potential energy in the upper plate related to mountain building and buoyancy forces are recognized as prime factors. In the case of the Pyrenees, plate reconstructions show either decreasing rate of IB/EU convergence after 33-35 Ma [*Fidalgo González*, 2001], increasing

[*Vissers and Meijer*, 2012a] or constant rates since ~50 Ma [*Rosenbaum et al.*, 2002]. The long-term rates of thrust propagation is also expected to diminish in order to maintain the balance of forces necessary for the growth of the mountain belt [*DeCelles and DeCelles,* 2001].

In an effort to propose a suitable plate circuit *Vissers and Meijer* [2012a] showed that a combination of finite reconstruction poles is needed to be consistent with geological reconstructions of *Beaumont et al.* [2000]. These difficulties reveal the limitations of using a single cross-section to validate plate kinematic reconstructions. For instance, most structural and stratigraphic analyses used in existing cross-sections, including subsurface data that have been used to build cross-sections, were obtained in the southern Pyrenees. The northern Pyrenees therefore lacks chronological constraints, and especially those relevant to the early stage of shortening. Moreover, there are uncertainties on internal deformation of the Iberian plate away from the Pyrenees that is not taken into consideration in existing plate reconstructions. A better definition of the range of shortening values and timing of crustal accretion that examine the role of the margin architecture is therefore required to discuss the validity of plate reconstructions.

### 2.2 Tectono-stratigraphic and thermo-tectonic evolution of the Pyrenees

The Pyrenean mountain belt consists of stacked Iberian and European crustal units forming an asymmetric doubly vergent orogenic wedge [Séguret, 1972; *Choukroune and ECORS-Pyrenees-Team*, 1989; *Roure et al.*, 1989; *Muñoz*, 1992; *Beaumont et al.*, 2000]. It can be divided into two opposite vergent thrust belts, the South and the North Pyrenean zones, and a basement core, the Axial Zone (Figs. 1 and 3). In the following, we describe in details the thermo-tectonic and stratigraphic evolution of the central part of the Pyrenees, parallel to the ECORS section.

*The Axial Zone*

The Axial Zone is formed by southward-propagating crustal thrust units named, from bottom (south) to top (north), Rialp, Orri and Gavarnie-Nogueres (Figs. 1 and 3; e.g. [*Muñoz*, 1992]). These units are composed of slightly metamorphosed, thick Paleozoic sedimentary clastic succession, and magmatic units. The Paleozoic series are intruded by Late Variscan (Carboniferous)-Permian granitoids [*Vissers*, 1992; *Deloule et al.*, 2002; *Laumonier et al.*, 2004; *Castiñeiras et al.*, 2008; *Denèle et al.*, 2009]. Late Cadomian and Ordovician magmatic

255 rocks are also present, especially in the eastern Pyrenees and in the North Pyrenean Zone
256 (NPZ). The intense Variscan cleavage is overprinted by Alpine cleavage in the North
257 Pyrenean domain, in the vicinity of the NPF and at the transition between the Axial Zone and
258 the southern Pyrenean thrust belt [*Choukroune and Séguret*, 1973].

259 Thanks to the numerous bedrock low-temperature thermochronological studies, the timing of
260 thrust-related exhumation in the Pyrenees, from east to west, is well constrained for the
261 Eocene-Oligocene [*Morris et al.*, 1998; *Fitzgerald et al.*, 1999; *Sinclair et al.*, 2005; *Gibson*
262 *et al.*, 2007; *Jolivet et al.*, 2007; *Maurel et al.*, 2008; *Metcalf et al.*, 2009]. Figure 4 shows a
263 synthesis of available low-temperature thermochronological, both detrital and in-situ, across
264 the orogen. They show a southward younging of AFT and apatite (U-Th)/He (AHe) ages from
265 50-40 Ma until 20 Ma, revealing an asymmetric orogenic-related exhumation pattern in the
266 central Pyrenees [*Fitzgerald et al.*, 1999]. A noticeable acceleration of exhumation in the
267 Axial Zone is reported in the Late Eocene-Early Oligocene (37-30 Ma) [*Fitzgerald et al.*,
268 1999; *Fillon and van der Beek*, 2012]. The cause for this increase in erosion rates is debated.
269 It could be related to an acceleration of IB/EU plate convergence but the Late Eocene-Early
270 Oligocene period shows declining convergence rates in this region [*Jolivet and Facenna*,
271 2000]. Therefore, it has been argued that faster erosion may reflect a component of climatic
272 forcing [*Huyghe et al.*, 2009]. Alternatively, temporal consistency of the increase in erosion
273 rates in the central Pyrenees with the transition towards post-orogenic extension and slab
274 retreat in the western Mediterranean sea [*Dewey et al.*, 1989; *Jolivet and Facenna*, 2000] may
275 suggest a causal correlation.

276 *The south Pyrenean thrust belt*

277 The South Pyrenean Zone (SPZ) forms a typical fold-thrust belt made of Mesozoic sediments
278 detached in the Triassic evaporites (Fig. 1 and 3). Thrust sheets propagated southwards,
279 within the foreland basin, individualizing piggy-back basins. The thrust sequence initiated
280 during the Campanian ~72 Ma, with the inversion of the Aptian-Albian Organyà basin and
281 Boíxols thrust [*Bond and McClay*, 1995; *Rahl et al.*, 2011] and exhumation of the Gavarnie-
282 Nogueres unit in the Axial Zone [*Filleaudeau et al.*, 2011; *Whitchurch et al.*, 2011]. Older
283 ZHe cooling ages recovered from the Late Cretaceous sandstones suggest that cooling may
284 have started earlier in the Late Santonian (~84 Ma) [*Filleaudeau et al.*, 2011] (Fig. 4).
285 Tectono-stratigraphic relationships in the Cotiella massif further reveal southward inversion

of the extensional fault system at this time [*McClay et al.*, 2004], coeval with the movement of the Riberot or Eaux-Chaudes/Lakhora units in the north.

As plate convergence accelerated, activity of the Nogueres unit resumed during the Late Ypresian and Early Lutetian ~48 Ma [*Farrell et al.*, 1987; *Poblet et al.*, 1998]. This is marked by the development of the Montsec ramp and the wedge-top Tremp-Graus basin. Both detrital ZFT [*Whitchurch et al.*, 2011] and detrital AFT ages [*Beamud et al.*, 2011] consistently indicate growth of the Axial Zone topography at ca. 50 Ma, with exhumation rates of ~0.2 km/Myr. A paleoelevation study shows that the Pyrenees were uplifted up to an altitude of about 2000±500 m at that time (49-41 Ma) [*Huyghe et al.*, 2012a]. At the Lutetian-Bartonian boundary (~40 Ma), the last carbonate platform disappeared and was replaced by foreland siliciclastic deposition [*Huyghe et al.*, 2012b]. The final stage of deformation occurred between 37 Ma and ~25 Ma in the Sierras Marginales [*Meigs et al.*, 1996]. At this time, the out-of-sequence Morreres backthrust onto the southern Axial Zone was active and the Orri and Rialp unit exhumed [*Beamud et al.*, 2011]. Exhumation rates in the Axial Zone accelerated up to 2-4 km/Myr at 35-30 Ma, as inferred from AFT data [*Fitzgerald et al.*, 1999] or 1-1.5 km/Myr at 31-29 Ma from AHe ages [*Gibson et al.*, 2007]. Detrital ZFT ages show cooling at 30 Ma and short lag times, indicating rapid exhumation rates up to 3-4 km/Myr [*Whitchurch et al.*, 2011]. Starting in the Late Priabonian (37-35 Ma), the onset of rapid cooling in the Axial Zone overlaps with the continental-to-marine transition of the sedimentation in the Ebro basin at 36 Ma [*Costa et al.*, 2010]. The increased sediment supply resulted in the accumulation of continental conglomerates, up to 1.6 km [*Fillon et al.*, 2013], aggrading onto the southern fold-thrust belt and the Axial Zone [*Mellere*, 1993; *Coney et al.*, 1996; *Babault et al.*, 2005]. From 31 to 24 Ma, exhumation progressively slowed down in the Axial Zone [*Beamud et al.*, 2011]. A late post-orogenic burial and exhumation at 20-5 Ma is then recorded only by few in-situ AFT and AHe in the Axial Zone [*Gibson et al.*, 2007; *Jolivet et al.*, 2007], by detrital AFT and AHe data in the SPZ [*Fillon and van der Beek*, 2012] and in central and eastern Spanish Pyrenees [*Rushlow et al.*, 2013]. The exact cause for late post-orogenic exhumation is still debated, but the excavation of paleovalleys filled by Oligocene-Miocene conglomerates could account for the observed ages [*Fillon and van der Beek*, 2012]. The Ebro basin was re-connected to the Mediterranean domain in the Tortonian at 10-7 Ma [*Garcia-Castellanos et al.*, 2003; *Urgeles et al.*, 2011; *Fillon and van der Beek*, 2012; *Fillon et al.*, 2013], although a connection during the Messinian [*Coney et al.*, 1996] or after [*Babault et al.*, 2006] has been proposed.

*North Pyrenean Zone and Aquitaine foreland Basin*

The northern Pyrenean fold-and-thrust belt constitutes the retro-wedge of the Pyrenees (Fig. 1 and 5). It is divided into the North Pyrenean Zone (NPZ) and the Sub-Pyrenean domain, separated by the North-Pyrenean Frontal Thrust (NPFT). The NPZ consists of variably metamorphosed Mesozoic "black flysch" of Albian age, some of them involving penetrative Alpine cleavages, and Paleozoic crystalline basement (Fig. 5). The northern Pyrenean crystalline massif are interpreted as the basement of Albian half-grabens reactivated and inverted during the Late Cretaceous [*Desegaulx et al.*, 1990].

The Pyrenean HT-LP metamorphism characterizes a narrow band of 10 km. This metamorphism lasted almost 25 Ma between 110 and 85 Ma [*Albarède and Michard-Vitrac*, 1978; *Montigny et al.*, 1986] and was associated with Albo-Cenomanian K-volcanism [*Montigny et al.*, 1986] and crustal thinning [*Golberg and Leyreloup*, 1990]. In the Central Pyrenees, magmatism is 110-100 Ma and metamorphism appears slightly younger 93-95 Ma. Temperature estimates along the NPF reach 500°C in the Jurassic-Cretaceous pelitic assemblage [*Golberg and Leyreloup*, 1990], 340-390°C in the mylonitic limestones in the eastern Pyrenees [*Vauchez et al.*, 2013], increasing to 600°C in the Aulus basin. Overall, the RSCM (Raman Spectrometry on Carbonaceous Material) data indicate decreasing temperature from east to west in the northern Pyrenees [*Clerc and Lagabrielle*, 2014]. Both metamorphism and magmatism appears temporally and geographically associated with the occurrence of peridodites (lherzolites) or mid-to-lower crustal materials, suggesting a genetic link with extension and mantle exhumation [*Vielzeuf and Kornprobst*, 1984; *Lagabrielle and Bodinier*, 2008; *Jammes et al.*, 2009; *Lagabrielle et al.*, 2010; *Clerc et al.*, 2012; *Clerc and Lagabrielle*, 2014].

Mylonitic deformation is dated at 110-100 Ma [*Costa and Maluski*, 1988] across extensional shear bands and is associated with HT metamorphism as reported in the Variscan gneiss of Saint-Barthelemy [*Passchier*, 1984; *de Saint-Blanquat et al.*, 1990; *Vauchez et al.*, 2013]. The extension is found associated with talc-chlorite mineralization dated at 112-97 Ma [*Schärer et al.*, 1999] and granite albitization at 117 Ma [*Boulvais et al.*, 2007] suggesting a single tectonic-hydrothermal event. There are synkinematic mineral assemblages in ductile shear zones that indicate top-to-the north stretching associated with extension under HT conditions [*Golberg and Leyreloup*, 1990; *Vauchez et al.*, 2013]. In addition, stretching lineations

associated with the metamorphosed and folded sediments support N-S shortening under HT conditions [*Choukroune*, 1974]. However, the age of HT deformation is not well constrained.

To summarize, both tectonic and sedimentary processes can be accounted for by hyper-extension and exhumation of the subcontinental mantle during the Aptian-Albian [*Lagabrielle and Bodinier*, 2008; *Jammes et al.*, 2009; *Lagabrielle et al.*, 2010]. In this context, part of the exhumation of middle to lower crustal rocks found in the northern Pyrenees (e.g. granulite) can be linked to the Aptian-Albian extension.

The Coniacian-Santonian (88-83 Ma) marks a period of transition in the NPZ as the foreland basin developed in a transpressional context ([*Déramond et al.*, 1993]; Foix geological map). Turbiditic sandstones of this age were deposited in association with mass and debris flows and contain Paleozoic clasts supplied from the south. As Figure 6 shows, the syn-rift series composed of Lower Cretaceous flyschs and breccias are thrusted along the NPFT on top of synorogenic Late Cretaceous and Paleogene wedge-top deposits of the Sub-Pyrenean domain. In the Aquitaine basin the foreland subsidence shifted towards the north and became more important at the Cretaceous-Paleocene transition ~65 Ma [*Desegaulx et al.*, 1990; 1991]. Danian series overlapped on the NPFT along the western continuation of the Pech de Foix structure, showing that at least part of NPFT movement ceased by this period (Fig 6; [*Desegaulx*,1990]). The Late Cretaceous flysch basin was topped by Early Paleocene continental deposits and marine Ypresian series. From Late Ypresian to Mio-Pliocene, the Aquitaine retro-foreland basin was filled with up to 4700 m of alluvial and fluvial deposits (e.g. Oligocene to Miocene Molasses of the Palassou Formation and Lannemezan Formation) [*Plaziat*, 1981; *Biteau et al.*, 2006].

Few bedrock ZFT ages reported in the northern Pyrenees massifs suggest that syn-convergence cooling initiated as early as 70 Ma [*Whitchurch et al.*, 2011]. AFT ages in the Lacourt massif and in the western part of the Arize massif (Fig. 5), yielded ages ranging between 55 and 37 Ma with a break-in-slope in the age-elevation profile that suggests an acceleration at about 50 Ma [*Fitzgerald et al.*, 1999]. However, as pointed out by *Sinclair et al.* [2005] these data could fit equally well another scenario in which exhumation was slow and steady after 50 Ma and accelerated only after 38 Ma.

The timing of deformation in the Sub-Pyrenean domains, including folding in the Lavelanet and Mas d'Azil anticline, is provided by the observation of a sharp decrease in bedding dips within the Palassou Formation of Early Oligocene (Lower Rupelian) age ~33 Ma (Fig. 6).

These formations are overlain by late Early Rupelian deposits, which are slightly inclined toward the north. This indicates that frontal accretion in the northern Pyrenees ceased before 28 Ma, in agreement with the sharp decrease of N-S shortening amount after 30 Ma observed in the foreland of the western Pyrenees [*Rocher et al.*, 2000].

## 4. GEOCHRONOLOGICAL AND LOW-TEMPERATURE THERMOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS IN THE NORTHERN PYRENEES

### 4.1 Sampling in the northern Pyrenees and analytical methods

To improve our understanding of the early stages of compressional deformation and to bridge the gap with tectono-stratigraphic datasets in the northern Pyrenees, we have carried out a detrital study combining U/Pb, ZHe and AFT dating. Three sandstones samples have been collected in Paleocene-Early Eocene synorogenic deposits of the northern Pyrenees, in the footwall of the NPFT (Fig. 7).

The oldest sandstones were sampled in the northern limb of Roquefixade anticline (Fig. 7A). They correspond to Paleocene meandering fluvial sandstones of the Auzas Marls Formation, deposited in a semiarid flood-plain environment (RAP1; ca. 65 Ma). These sediments are stratigraphically equivalent to the upper Garumnian red beds dated to the Maastrichtian-Palaeocene boundary in the SPZ [*Plaziat*, 1981; *Ardèvol et al.*, 2000; *Schmitz and Pujalte*, 2007]. Paleogeographic reconstructions suggest that these sandstones were sourced from the rising Axial Zone in the east [*Plaziat*, 1981]. In the southern Aquitaine basin, the Auzas Marls Formation overlies the Maastrichtian Labarre fluvial sandstones, which are covered by the Thanetian Milliolid Limestones.

The second sample (ESC1) was collected in the northern limb of Lavelanet anticline (Fig. 7A), above the last marine deposits of the North Pyrenean basins (Nummulite Limestones). The ESC1 sandstones were sampled in the “Couches de Léran” coarse distal sandstones interbedded with floodplain marls. They are dated to Ypresian (ca. 52-53 Ma). This formation is the first member of the Poudingues de Palassou Formation (Ypresian to Oligo-Miocene). The sedimentary sources are also located in the Axial Zone to the south [*Plaziat*, 1981].

The third sandstone sample was collected in the Palassou Conglomerate Formation (Fig. 7B), in coarse-grained sandstones interbedded within conglomerates (MAU1; ca. 40 Ma).

*Zircon U-Pb geochronology*

A total of 94 zircon grains were selected randomly from the 50–500 μm fraction of the three studied samples, mounted in the epoxy resin and slightly polished (about 20 μm). The U/Pb ages were determined by in situ SIMS analysis (CRPG's CAMECA IMS1270) following the approach described in [*Deloule et al.*, 2002], using results from the 91500 standard dated at 1062.4 ± 0.4 Ma [*Wiedenbeck et al.*, 1995]. Photographic maps were produced for each sample to locate the same grains for subsequent retrieval and (U-Th)/He analysis. The spot size of the ion microprobe varied between 30 x 40 and 40 x 50 μm, with the beam positioned in the centre of each grain. As the measured zircons were generally larger than 100 μm in diameter, we consider that the measured ages do not represent a mean of the various potential age zonations in case of complicated metamorphic history, but rather the age of the oldest thermal event that affected the grain. Correction for common lead was made using the amount of $^{204}Pb$ and applied to the $^{207}Pb/^{206}Pb$ age following the model of *Stacey and Kramers* [1975].

*Zircon (U-Th)/He thermochronometry*

Among the 94 zircon grains, we have selected 31 zircons for (U-Th)/He thermochronometry on samples ESC1 and MAU1. These were chosen so as to represent the main peaks individualized in the U/Pb age distributions. Zircon grains from the previously U/Pb-dated populations were retrieved from the SIMS mounts, loaded in Pt capsules, outgassed at 1300°C for 20 minutes, and analysed for He concentrations with a VG603 noble gas mass spectrometer [*Pik et al.*, 2003]. The U and Th were measured (based on reference materials) with accuracy and reproducibility of 2–3% during this period of analysis. Total procedure blanks were generally less than 2% (maximum 5%) of the U and Th concentrations in the solution. The overall precision of He ages determined with this procedure is *ca.* 8% (2σ). Zircon ages were calculated and corrected for α emission following the procedure of for pyramidal tetragonal prisms [*Ketcham et al.*, 2011]. Abrasion prior to running the samples has been restricted to about 25% of the grains, to limit the amplitude of additional uncertainties during Ft correction.

*Apatite fission-track thermochronology*

Samples were prepared for AFT analysis at ETH Zurich. Apatite grains were separated from from *ca.* 5 kg bulk samples using standard heavy liquids and magnetic separation techniques. Spontaneous tracks were revealed through polishing of grain mounts and etching with 5.5 N $HNO_3$ at 21°C for 20s. Samples were irradiated with thermal neutrons at the Oregon State

University Triga reactor (USA) with a nominal neutron fluence of $1e^{16}$ n $cm^{-2}$. The standard glass CN-5 was used as a dosimeter to measure the neutron fluence. After irradiation, induced fission tracks in the external detectors (low-U muscovite) were etched in 40% HF at 21°C for 40 min. Apatite fission-track central ages (±1σ; [*Galbraith and Laslett*, 1993]) were measured and calculated using the zeta calibration methods with IUGS age standards [*Hurford and Green*, 1983]. In case of non-reset detrital samples, showing multiple source rocks with different cooling ages or varying exhumation rates, we have decomposed grain-age distributions using the kernel distribution estimation (KDE) peak-fitting method [*Vermeesch*, 2009; 2012]. To bring better constraints on both pre- and post-depositional thermal histories of our samples, we modeled our AFT data using QTQt [*Gallagher et al.*, 2009; *Gallagher*, 2012] taking into account the most recent multi-kinetic AFT annealing model of [*Ketcham et al.*, 2007]. The inversion procedure allows us to determine the best time-temperature path reproducing our data through a large number (>200,000) of randomly tested solutions. Details of the modeling procedure are given by [*Gallagher*, 2012].

### 4.2 Results

*Zircon U-Pb age data*

Results of the 94 U/Pb analyses are reported in Supplementary Table DR1 (Supplementary Material). Because the number of U/Pb-dated zircons per sample is below the number of zircons per detrital sample, theoretically needed in provenance studies [*Vermeesch*, 2004], we only discuss age peaks for combined samples (Fig. 8).

All samples present similar U/Pb age peaks, although their proportions are variable (Fig. 8). When combined, two main populations are observed. The first age peak is Cambrian (573±2 Ma, 62.5%) and the second is represented by Variscan zircon grains (329±1 Ma, 31.1%). A third subordinate population shows grains with Paleo-Proterozoic age (2125±13 Ma, 6.4%).

*Apatite fission-track thermochronology and inverse modeling*

In the ESC1 sample, 95 grains were counted and they give a range of ages between 30 and 147 Ma that can be separated into two populations by KDE peak fitting (Fig. 9 and Table 1). The youngest population P1 is Paleocene (58.8±4 Ma, 83%), and therefore displays a syn-orogenic signature. The oldest, and less well-resolved, population P2 is Albian (106±13 Ma, 17%). 89 grains were measured in MAU1 sample, showing single-grain ages scattered between 21 and 131 Ma. Two age peaks are also identified. The youngest syn-orogenic

475 population P1 is Late Cretaceous-Paleocene (63±4 Ma, 74%). The oldest population P2
476 recognized in MAU1 is Cenomanian (96±7, 26% of grains). Although our age populations are
477 older than the depositional ages for both samples, a non-negligible proportion of the grains
478 are younger. This is most obvious for the oldest, and more deeply buried ESC1 sample, where
479 10-15 single grain ages overlap with the depositional age (~50 Ma) or are younger. The
480 scattering of detrital AFT ages in ESC1 and MAU1 suggests different sources and pre-
481 depositional thermal histories. To test the possible effect of reheating in the Pyrenean foreland
482 and define a consistent thermal history for both samples we conducted an inverse modeling
483 approach using QTQt [e.g. *Gallagher*, 2012].

484 In our inverse model of the detrital AFT ages, we assumed that the dated grains belong to
485 either one of the populations defined by the peak-fitting (Esc1-P1/Esc1-P2 and Mau1-
486 P1/Mau1-P2). In order to resolve the syn-collisional evolution, we focus on the modeling of
487 the youngest populations P1, which is treated as one sample with 79 and 66 grains for ESC1
488 and MAU1, respectively (Fig. 10). Resetted grains are included to gain constraints on post-
489 depositional burial. The inversion procedure assumes that each grain within each sample "P1"
490 (ESC1-P1 and MAU1-P1) shared the same pre-depositional cooling history. Despite bias
491 inherent to the analysis of detrital data, this approach returns probabilities from which the
492 most statistically representative time-temperature history for P1 populations is deduced. As
493 such it is intended to define cooling rates better than a more direct lag time approach.

494 The diameter of the track etch pits ($D_{par}$) was not measured. Therefore, to examine the effect
495 of different AFT kinetic parameters on the levels of annealing, we used in the modeling
496 different average low (1.5 μm) and high (2.5 μm) Dpar values. We also tested the impact of
497 the youngest grains on the model solutions. These tests emphasize that modifying the
498 annealing properties of the grains or adding young grains only slightly affect the model
499 results. The inversion starts from 200 Ma and includes time-temperature constraints for
500 deposition at 50±5 Ma (ESC1) or 40±5 (MAU1), with a temperature of 10±5 °C (surface
501 conditions). We run 200,000 simulations, a number high enough to obtain a stable and robust
502 solution (see discussion by Gallagher 2012). The results are presented in Figure 10.

503 The models show very similar time-temperature paths for both samples. Post-depositional
504 heating for populations P1 appears limited (10-35°C) suggesting maximum burial in the
505 foreland basin of less than 1.15 km at 30-20 Ma, assuming a geothermal gradient of
506 maximum 30°C/km. Cooling resumed after 20 Ma. The P1 models allow to resolve a pre-

depositional cooling from 70-75 Ma and temperatures of maximum 110°C. These results indicate a cooling rate of about 5.5°C/Ma (exhumation rates of 0.18 km/Ma for a geotherm of 30°C/km). For comparison, a lag time approach would have resulted in higher cooling rates ranging between 6°C/Ma (MAU1) and 12°C/Ma (ESC1).

*Zircon (U-Th)/He age*

ZHe analyses were performed also on samples ESC1 and MAU1 (Fig. 11 and Supplementary Table DR2). Single zircon grain ages show a scatter of age ranging from 51±4 Ma to 390±31 Ma for ESC1 (n=17) and from 48±4 Ma to 276±22 Ma for MAU1 (n=14). Given the uncertainties on depositional ages, ZHe data suggest a possible partial post-depositional resetting for ESC1 (depositional age of 50±5 Ma). However, the time-temperature history deduced from AFT data (Fig. 11) indicates maximum burial temperatures far below the closure temperature of the ZHe system. We therefore infer that ZHe data are not reset. In order to gain maximum resolution on grain age peak fitting, samples ESC1 and MAU1 were combined. This is acceptable due to the 10 Ma time span between samples and ±5 Ma stratigraphic resolution on depositional ages as well as the consistent age distribution between samples. The combined 31 (U-Th)/He grain ages of ESC1 And MAU1 are reported and plotted on the age density diagram of Figure 11, which also shows the four age components recovered by peak fitting analyses. One dominant peak is Santonian (82±2 Ma; 50.3%). Two equally represented populations are Paleocene (53±2 Ma; 20.7%) and Lower Jurassic (176±5 Ma; 19.4%). A poorly resolved age peak is Permian at 285±14 Ma (10%). The Paleogene population indicates lag times lower than ~10 Myr, similarly to those based on the AFT data. Nevertheless, given the uncertainly of the depositional age, inferring an exhumation rate would be speculative. The 82 Ma age peak is represented by a group of zircon grains ranging between 80 Ma and 105 Ma that overlap the age of the onset of convergence. The occurrence of pre-orogenic and syn-orogenic populations with long lag times (30-50 Myrs) in the same paleodrainage area suggests that during the Pyrenean orogenesis the source rocks of the dated zircons recorded a low thermal overprint (close to the ZHe closure temperature ~180 ºC) that caused only either partial or local resetting.

### 4.3 Cooling/exhumation patterns in the Northern Pyrenees: from rifting to orogeny

The distribution of the detrital U/Pb ages (Fig. 8) is characterized by predominant Cambrian ages associated with the Cadomian orogeny, subordinate Late Paleozoic ages related to the Variscan orogeny and rare Paleoproterozoic-Archean grains of the pre-Cadomian basement.

A similar U/Pb age distribution has been recognized in the southern Pyrenees from Maastrichtian sediments [*Whitchurch et al.*, 2011]. We interpret the Variscan ages as related to first-cycle zircons eroded from granitic bodies. Cadomian grains reflect the U/Pb signature of magmatic, and volcano-clastic rocks now exposed in the eastern Pyrenean Axial Zone and the North Pyrenean Zone [*Deloule et al.*, 2002; *Laumonier et al.*, 2004; *Castiñeiras et al.*, 2008; *Denèle et al.*, 2009]. Alternatively, they can be recycled zircon preserved in Ordovician orthogneisses exposed in the Arize, Trois Seigneurs, Aston and Hospitalet massifs or from Cadomian rocks outcropping in the eastern Pyrenees. We ascribe the rare Proterozoic grains as inherited and recycled from ancient continental crystalline pre-Cadomian basement not observed in the Pyrenees.

In addition to the similarities in the U/Pb detrital record between the northern and southern Pyrenees, our detrital ZHe ages show a Late Triassic-Early Jurassic population similar to one recovered in older Late Cretaceous samples of the southern Pyrenees [*Filleaudeau et al.*, 2011]. This can be correlated with the widespread ophitic magmatism, and more generally with a major magmatic episode associated with the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP; [*Marzoli et al.*, 1999]) at ca. 200 Ma.

While age populations older than 150 Ma are retained only by the ZHe and U/Pb systems, two age populations in the ranges of 80-105 Ma and 50-65 Ma, respectively, are found in both the AFT and ZHe distributions (Figs. 9 and 11). A ZFT population in the range 95-111 Ma was reported also in the southern Pyrenees [*Whitchurch et al.*, 2011]. Thus, thermochronometric signatures at ~100 Ma recur in the southern and northern Pyrenees and in three dating systems. These signatures can be related to cooling after the maximum crustal thinning in the Albian, when peak temperatures related to crustal break-up were reached. The signature at 50-65 Ma records an early syn-orogenic stage of cooling. Our inverse modeling of AFT data allows resolving the onset of the syn-orogenic, in the northern Pyrenees, back to 70-75 Ma and exhumation of ~0.2 km/Myr until 40-50 Ma (Fig. 10). These rates are in good agreement with other estimates from southern Pyrenees *ca*. 70-60 Ma [*Beaumud et al.*, 2011].

Other bedrock fission-track data in the Lacourt massif complement these results by showing accelerated thrust-related exhumation at similar rate of 0.2 km/Myr from 50 Ma to 36 Ma [*Fitzgerald et al.*, 1999]. Finally, our samples experienced burial in a foreland basin before final post-orogenic exhumation after 20 Ma (Fig. 10).

570 The wide age range (40 to 400 Ma) of our ZHe data as opposed to the absence of ages older
571 than 150 Ma in our AFT record may be interpreted as indicative of cooling and exhumation
572 from very shallow crustal levels, assuming that apatites and zircons came from the same
573 source rocks. This interpretation fits well with an early syn-orogenic scenario when deeply
574 exhumed rocks are unlikely to have yet been exposed.

575 **5. LIMITS TO SHORTENING MAGNITUDE IN THE CENTRAL PYRENEES FROM**
576 **BALANCED CROSS-SECTIONS AND THERMAL HISTORY**

577 **5.1 Northern Pyrenees**

578 Figure 5 presents the main geological features of the northern central Pyrenees. Two balanced
579 cross-sections available in the region [*Baby*, 1988] suggest deformation is the result of the
580 reactivation and inversion of Albo-Cenomanian extensional basins and its crystalline
581 basement (Fig. 6). They reveal shortening magnitude of 28-30 km, mostly accommodated by
582 thrusting in the hangingwall of south-dipping NPFT. This main thrust is imaged on the wide-
583 angle ECORS seismic profile [*Roure et al.*, 1989] and is seen to connect with an anomalous
584 positive gravity anomaly below the 3S massif. These values represent minimum shortening.
585 First, because footwall cutoff is determined from the position of the lower Cretaceous, which
586 is not constrained by subsurface data. A minimum distance is therefore assumed based on the
587 restored length of upper Cretaceous (Senonian) foreland strata. Second, the exact position of
588 the Albo-Cenomanian basin before tectonic inversion is unknown. It is largely dependent on
589 the extensional movements assumed on the faults bordering the 3S and Arize massifs. For
590 instance, the presence of north-facing variscan thrusts reactived during Permian extension
591 (see line drawing of Fig. 6; see also *Choukroune et al.* [1990] or *Roure and Choukroune*,
592 [1998]) are not taken into account in the interpretation shown in section 1. Moreover, this
593 estimate does not include mesoscale folds and faults nor a component of ductile shortening
594 that could locally account for up to 50% [*Choukroune*, 1974].

595 The determination of shortening magnitude in the region of Lherz (Aulus Basin) is not
596 straightforward because both the kinematics of deformation and exact internal structure of the
597 basin is not well constrained, despite recent attempts [*Clerc et al.*, 2012]. The positions of
598 hangingwall cutoffs that limit the Aulus basin are unknown due to erosion. Finally, the Aulus
599 basin is located in the suture zone and cannot, alone, inform us on the total shortening
600 absorbed in this domain due to the lack of continuous stratigraphic markers and loss of
601 material in subduction. Searching for a genetic link between this feature and a mechanism

responsible for mantle exhumation in Lherz suggest that the NPFT inverted a low-angle detachment system cutting the whole crust down to the mantle [*Lagabrielle et al.*, 2010]. This reveals that a significant part of the total convergence was partitioned in the region of Lherz but cannot be estimated from classical balancing techniques alone.

Low-temperature thermochronological data can be helpful here to distinguish between different crustal fragments that recorded variable thinning, and subsequent cooling during thermal relaxation and exhumation. Deformation in the distal margin, located in the Aulus basin likely started after convergence initiation at 83 Ma. Widespread E-W cleavages in the Mesozoic cover, close to the NPF, argue for ductile shortening at shallow crustal level. Preliminary results, in the western Pyrenees, reveal that the residual high geothermal gradient inherited from the Albo-Cenomanian extension may last up to 30 Myrs after convergence onset [*Vacherat et al.*, 2014 and submitted]. This process may explain compressional ductile deformation recorded in this region without significant tectonic burial. Cooling recorded at 75-70 Ma from our AFT data (Fig. 10) likely correlates with onset of thrust-related exhumation. From this time until 36 Ma, erosion and mountain building led to foreland deposition in the Aquitaine Basin. Syntectonic deposition in the Sub-Pyrenean Zone reveals that NPFT movement lasted until 28 Ma. A shortening of 28-30 km estimated from sections of Fig. 6 reflects a minimum amount because it does not account for convergence absorbed in the suture region, i.e., the distal hyper-extended margin.

### 5.2 Southern thrust belt

The southern Pyrenees is by far the most documented part of the orogen, thanks to numerous good quality wells, seismic and outcrop conditions, allowing tectono-stratigraphic relationships to be well constrained. Most data and structural interpretations are presented in [*Vergés*, 1993]. A cross-section of the southern Pyrenees (Figure 3) shows division of the thrust belts into the Sierras Marginales, Montsec and Bóixols thrust sheets [*Muñoz*, 1992; *Beaumont et al.*, 2000]. The main component of shortening is taken up by a main thrust ramp that carries Triassic rocks on top of Eocene rocks south of the Sierras Marginales and Montsec units. The magnitude of shortening is constrained from the position of the footwall cutoff. It is first defined by Comiols-1 and Isona-1 wells [*Lanaja*, 1987; *Vergés*, 1993; *Filleaudeau*, 2011] where the Triassic is seen to lie tectonically above the Eocene (Fig. 12). The décollement in the Triassic may extend to the north but it is limited by the position of the San Corneli-1 well, because the well shows no evidence for tertiary rocks below the Bóixols

thrust ramp. A maximum N-S shortening value is obtained if we assume that the footwall of the Montsec thrust, as inferred from the position of the Eocene, terminates at the Bóixols thrust [*Beràstegui et al.*, 1990; *Vergés and Muñoz*, 1990]. Following this interpretation (Model A, Figure 3), a post-Oligocene N-S shortening of 45 km is reconstructed, of which 29 km is accommodated by translation (no internal shortening) of the cover thrust sheets [*Meigs and Burbank*, 1997]. Overall, the total amount of shortening inferred is 165 km [*Beaumont et al.*, 2000].

An alternative interpretation (Model B) of the same subsurface data [*Desegaulx et al.*, 1990; *Choukroune*, 1992; *Meigs and Burbank*, 1997] relies on the importance given to Isona-1 for constraining N-S shortening. Isona-1 is located laterally to the ECORS section, in a region where tectonic transport occurred oblique to the N-S shortening, i.e. in the SE direction in association with the Segre oblique ramp (Fig. 12). It is therefore possible that Isona-1 constrain the position of the footwall oblique ramp cutoff rather than N-S deformation along the ECORS section further to the west. If this hypothesis is correct, a much lower shortening value of 55 km is obtained for the southern Pyrenees. In this interpretation, deformation in the Axial Zone involves the stacking of the lower Iberian crust, in agreement with reconstruction from *Roure et al.* [1989].

These two interpretations provide lower and upper bounds of crustal shortening, which are necessary for evaluating existing plate kinematic reconstructions.

### 5.3 Stepwise restoration

In this section we propose a stepwise restoration of a section that assumes minimum shortening in the southern Pyrenees (Model B) (Fig. 13). Temporal constraints used in the reconstructions are from published tectono-stratigraphic data and low-temperature constraints combined with our new low-temperature data. As recently exemplified in the Pyrenees, the use of quantitative interpretation of low-temperature data to assess a kinematic field inferred from balancing cross-sections is far from being straightforward [*Erdős et al.*, 2014]. Poor resolution on topographic evolution from balanced cross-sections and the impossibility to distinguish rapid versus slow cooling event due to the dependence on time intervals of the restoration, renders the solution at best non-unique. We therefore use these constraints with cautions. Our reconstruction accounts for recent P-wave tomography and migration of converted P waves that revealed new details at the crustal and lithospheric scales (Fig. 14; *Chevrot et al.* [2014a, b]). P-wave tomography data confirm results from resistivity

measurements [*Campanyà et al.*, 2011] revealing an increase of the lithosphere thickness to ~130 km north of the NPF. This outlines the underthrusting of the Iberian lithosphere below the European lithosphere (Figs. 13 and 14). A noticeable high P wave anomaly (blue) located at about 60 km below the northern Pyrenees appears to be well correlated with the northern extent of the Iberian Moho in contact with the European mantle. *Chevrot et al.* [2014b] interpret the interface between the top of the Iberian crust and the European mantle to be dipping 20° toward the north. In this region, the Iberian crust appears to be 10-20 km thick. This has been interpreted as the hyper-extended Iberian margin subucted below the European mantle [*Chevrot et al.*, 2014b]. Alternatively, the thin Iberian crust could be only apparent and would simply result from the faulting of the Iberian crust, which was originally thicker. In our interpretation the contact between Iberian crust and European mantle is dipping 56° to the north but the different is limited as seen on Figure 14. Taking into account the uncertainties on absolute velocities in this particular region, we suggest our structural solution remains valid.

Restorations have been obtained relative to the Cenomanian level, which is considered our pre-orogenic surface of reference. To account for the originally discontinuous syn-/pre-rift markers we have considered variable thickness for pre-Cenomanian margin stratigraphic succession. The total shortening is reconstructed assuming a regional foreland pin-line, which is the northern limit of the non-deformed European crust. In this reconstruction we assume crustal area and stratigraphic length conservation during shortening. In order to account for the upper lithospheric thickness in our reconstruction, we approximate the initial thickness of the mantle lithosphere prior to shortening using the approach of [*Vergés et al.*, 2011]. The thickness of the lithospheric mantle $H_{lm}$ is given by $H_{lm}=\rho_{asth}$ ($\square_{wd}+H_0$) − $H_c$ ($\rho_{asth}-\rho_{cr}$)/($\rho_{asth}-\rho_{mant}$) [*Lachenbruch and Morgan*, 1990] with $H_c$ the thickness of the originally thinned crust for different margin sections, $\square_{wd}$ the paleobathymetry in rifted basins, $H_0$ is taken equal to 2.4 km and expresses the height of the sea level relative to the asthenosphere free surface, $\rho_{asth}$, $\rho_{mant}$, $\rho_{cr}$ are the asthenosphere density, mantle lithosphere and crust densities. Details of the results are summarized in Table 2. Four exploration wells have been used (available on request to Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures, http://www.beph.net) to constrain the geometry of the northern Pyrenees (Muret, Lezat, Pailhes and Mas d'Azil). Five wells in the southern Pyrenees (Lerida, Guisona, Comiols, San Corneli, Boíxols) most of them published in [*Lanaja*, 1987].

*Early Oligocene-Miocene (34-20 Ma): transition towards cessation of collision*

In the SPZ, a late stage of deformation between 37 Ma and ~25 Ma involved thrusting in the Sierras Marginales [*Meigs et al.*, 1996] and out-of-sequence movement along the Morreres backthrust (Fig. 13). In the Axial Zone, exhumation is recorded in the Orri unit then Rialp unit [*Beamud et al.*, 2011]. The shortening magnitude estimated in the Sierras Marginales is ca.15 km between 36.5 and 24.7 Ma [*Meigs et al.*, 1996]. Within the time interval studied, the situation shown in Figure 13 corresponds to the 29.5 Ma stage when the Sierras Marginales propagated to the south. The significant passive translation of southern thrust sheets between 36 and 30 Ma characteristics of Model A is therefore not shown here. Late deformation on the southern border of the Axial Zone appears coeval with increasing exhumation rates in the Orri unit up to 2-4 km/Myr during the period ranging from 35 to 32-30 Ma, followed by a sharp reduction until 20 Ma [*Fitzgerald et al.*, 1999]. The cause of this relatively short-lived period of rapid exhumation is unclear. Focused exhumation in the south may have triggered accrued deformation by internal shortening of the orogenic wedge, through thrust reactivation of existing thrusts or folding. Because most thrust units were already emplaced at 35 Ma, an increased of incoming fluxes may have two different origins. If Model A is preferred, this could be related to the indentation of the subducting Iberian basement below the Axial Zone, thus reactivating deformation in the Orri unit [*Beaumont et al.*, 2000; *Erdős et al.*, 2014]. Otherwise, as suggested by *Huyghe et al.* [2009] rapid exhumation requires an external climatic forcing at the Eocene-Oligocene boundary. This interpretation may reconcile the observation of the progressive reduction of shortening in the wedge, backstepping of thrust activity and the retrogradation of continental deposits towards the Axial Zone. A third explanation, not yet explored, is the growth of dynamic topography possibly triggered by Late Eocene-Early Oligocene slab roll-back in the Mediterranean [*Jolivet and Faccenna*, 2000].

A late stage of deformation is apparent in the NPZ at ca. 33 Ma as outlined by folding-related progressive unconformities. Shortening across the Mas d'Azil anticline is ~5 km (Fig. 13). AFT data are too scarce to provide a clear picture of thrust-related exhumation above the NPFT or to confirm the possible role of climate. The youngest AFT cooling age of 37 Ma found in the Arize massif suggests a maximum exhumation of 2-3 km (assuming 30°C/km geothermal gradient). Assuming exhumation corresponds to the movement above the existing NPFT ramp dipping 30° we roughly derive a horizontal displacement of 3.5-5 km.

729 We infer a total amount of shortening for this period of 20 km, with the main component
730 accommodated in southern Pyrenees in the Rialp unit. The shortening in the northern
731 Pyrenees is accommodated by thrusting along the NPFT. This amount contrasts with that of
732 [*Beaumont et al.*, 2000] in which a total shortening of 75 km is reconstructed since the
733 Priabonian (36 Ma) or 45 km since (30 Ma). These differences are maximum and minimum
734 bounds that reflect whether Isona-1 well is considered in the reconstruction or not (see section
735 5.2 for details).

736 *Middle Eocene-Early Oligocene (47-34 Ma): crustal stacking and thrust wedge widening*

737 Deformation in the outer SPZ is accommodated by the emplacement of the Montsec thrust
738 and onset of deformation in the frontal units of the Sierras Marginales. Both the exhumation
739 of the Maladeta massif of the Orri unit and Riberot pluton in the Nogueres unit are thought to
740 have shared the same low exhumation rates of 0.2 km/Myr from 44 to 35 Ma, as inferred from
741 one age-elevation profile from the Riberot massif [*Fitzgerald et al.*, 1999]. Although thermal
742 histories were probably different for both units more low-temperature constraints are needed.
743 In the NPZ, convergence is accommodated by thrusting in the hangingwall of the NPFT and
744 distributed shortening within NP crystalline massifs and Albo-Cenomanian basin. Our study
745 combined with that of *Fitzgerald et al.* [1999] suggest exhumation in the northern Pyrenees
746 from ~70 Ma until 36 Ma at a rate of ~0.2 km/Myr. Using the approach presented above, we
747 infer a minimum cumulative shortening of 5 km above the NPFT, in the range of value
748 proposed in other interpretation [*Beaumont et al.*, 2000]. Again, shortening was essentially
749 accommodated in the southern Pyrenees. Low-temperature and stratigraphic data indicate that
750 starting from 50 Ma all tectonic units composing the Pyrenean orogenic wedge were active.
751 This led to the growth of the topography up to altitude close to 2000 m at 41-49 Ma, as
752 indicated by paleoelevation estimates [*Huyghe et al.*, 2012a].

753 Figure 13 shows that accretion focuses on the southern Pyrenees, consistent with the
754 asymmetric growth of the orogen. As a result of the southward migration of thrusting and/or
755 indentation by the upper plate, subsidence rates are maximum in the southern foreland basin,.
756 On the other hand, the shortening in the northern Pyrenees is localized along the NPFT ramp,
757 thus revealing little accretion. The different pattern of accretion may explain the limited
758 outward migration of the flexural wave in the northern Pyrenees [*Naylor and Sinclair*, 2008].
759 We infer a total shortening of 20 km close to that originally proposed [*Beaumont et al.*, 2000].

760 *Early Paleocene-Middle Eocene (63-47 Ma): southward propagation and crustal stacking*

This stage records the ongoing exhumation of the Nogueres unit associated with the onset of Montsec thrust. Transition from burial of the Maladetta massif (Orri unit), below the Nogueres unit, to onset of cooling occurred at 50 Ma [*Metcalf et al.*, 2009]. This is also documented in southern pro-foreland strata by a marked subsidence at 54-52 Ma. The increase of ZHe lag times between ~65 Ma ~40 Ma further suggests decreasing exhumation rates [*Filleaudeau et al.*, 2012]. However, modelling of our AFT grain-age populations from the northern Pyrenees rather indicates a continuous cooling event since 70-75 Ma and ongoing shortening (Figure 10). Based on these constraints, we suggest that 20 km of shortening was accommodated in the northern Pyrenees. The remaining shortening was accommodated by both internal deformation in the Nogueres unit and thrusting along the Montsec frontal unit. Internal deformation in Nogueres unit may reflect the rheological properties of this unit, originally positioned in the most extended part of the Iberian margin. As a result, thrust movement is not entirely transferred upsection into the shallow thin-skinned deformation of the SPZ.

This period reflects a major change in the dynamics of the orogenic wedge. The accretion/exhumation of the Orri unit in the southern Pyrenees and outward propagation and accretion/exhumation of the Arize massif accounts for wedge widening. Increasing flexural subsidence occurred in both forelands at this time; acceleration is most apparent after 50 Ma [*Sinclair et al.*, 2005; *Naylor and Sinclair*, 2008]. We estimate a shortening magnitude of 32 km, which is slightly higher than value of 25 km obtained for a shorter period ranging between 60 and 50 Ma [*Beaumont et al.*, 2000].

*Late Campanian-Early Paleocene (71-63 Ma): onset of tectonic inversion*

Detrital AFT data from proximal deposits of the south-central Pyrenees and thermal modeling of thermochronological data from Orri unit document a cooling phase in the Nogueres unit at 70-60 Ma [*Metcalf et al.*, 2009; *Beamud et al.*, 2011; *Rahl et al.*, 2011b]. Growth strata in Late Campanian sandstones ~72 Ma [*Bond and McClay*, 1995; *Rahl et al.*, 2011a] are consistent with onset of Boíxols thrust and exhumation of the Nogueres basement [*Whitchurch et al.*, 2011; *Filleaudeau et al.*, 2012]. Our AFT data and modeling also confirm cooling by 70-75 Ma (Fig. 10). Together with the pattern of ZHe data from this study and scarce ZFT ages reported from the northern Pyrenees [*Whitchurch et al.*, 2011], consistent low-temperature thermochronological data between the northern and southern Pyrenees suggest that the space between the European and Iberian continent was suturing at 75-70 Ma.

Mountain building started to be more apparent at that time. In the southern Pyrenees, this reflected in the deposition of 1-km-thick Santonian-Campanian turbidites, topped by 400 m of latest Cretaceous/Palaeocene 'Garumnian' continental fluvial deposits and lacustrine limestones [e.g. *Bond and McClay*, 1995; *Ardèvol et al*., 2000; *Rosell et al.*, 2001]. This is also suggested in the northern Pyrenees by the coarsening-upward succession of Campanian age in the northern foreland basin (Corbières) [*Christophoul et al*., 2003]. Based on our reconstruction we finally estimate an amount of shortening of about 20 km during the period ranging between 70 and 63 Ma (Fig. 13).

*Santonian-Late Campanian (84-71 Ma): collisional suturing*

Shortening since the Coniacian-Santonian cannot be directly deduced from balanced cross-sections because this would necessitate restoring the suture domain. We hereafter discuss lower and upper bounds for crustal shortening that can be constrained from the temporal evolution of the Pyrenees. Westwards, tectono-stratigraphic relationships in the Cotiella massif indicate that thrusting may have started in the Late Santonian ~83 Ma in the Lakhora unit [*McClay et al.*, 2004]. In the northern Pyrenees, our low-temperature thermochronological data (ZHe) reveal cooling at 82 Ma. More generally this ZHe age is represented by a group of zircon grains ranging between 80 Ma and 105 Ma. The HT Pyrenean metamorphism lasted also between 110 and 85 Ma [*Albarède and Michard-Vitrac*, 1978; *Montigny et al.*, 1986] and was associated with K-volcanism [*Montigny et al.*, 1986]. We interpret these age constraints as diagnostic of a transitional period ranging from 83 Ma to 75 Ma at the beginning of convergence. During this period cooling occurred in abnormally hot Mesozoic basins positioned on the highly-extended crust of the European margin. Stretching lineations in that domain [*Choukroune*, 1974] reveal ductile shortening induced by prevailing HT conditions in the NPZ. Overall, these data are coincident with generally proposed age of the onset of convergence in the Pyrenees. Our data indicate this period is the time at which the hyper-extended domain was closing. It terminates when the thicker portions of the continental margins collided at 75-70 Ma. In our reconstruction we assume that thin-skinned shortening prevailed during inversion of the hyper-extended domain (Fig. 13). At present, little field arguments are preserved in the suture zone to confirm this possibility. The accreted pre-orogenic sediments may have been eroded away or subducted. More field investigation and subsurface geophysical data will be needed to advance on this question.

## 6. DISCUSSION

### 6.1 Temporal evolution of shortening and implications for kinematic reconstructions

We infer from the reconstructions of Figure 13 a shortening of 92 km across the Central Pyrenees. This amount is in the low range of published shortening estimates [*Roure et al.*, 1989; *Teixell*, 1998; *Vergés et al.*, 2002; *Martinez-Peña and Casas-Sainz*, 2003] and is noticeably lower than shortening of 165 km [*Beaumont et al.*, 2000]. In the following, we compare the temporal distribution of shortening implied by our sequential restoration (Figure 15) and that of *Beaumont et al.* [2000] with plate kinematic constraints [*Olivet*, 1996; *Fidalgo González*, 2001; *Rosenbaum et al.*, 2002; *Vissers and Meijer*, 2012a; 2012b].

First, we must consider intraplate shortening in the Iberia plate that is not reproduced in our restoration. *Guimera et al.* [2004] estimated a shortening between 38 and 66 km since Late Cretaceous, in the Iberian Range. The range of shortening estimates reflects different interpretations of the deep geometry of basement thrust ramp. A lower value of 40 km is preferred, here, which has the quality of being in better agreement with mid-crustal detachment and thick-skin deformation characteristics of the Iberian Range [*de Vicente et al.*, 2007]. Among the total IB/EU convergence of ~180 km, these 40 km of shortening were accommodated from the Paleogene (~63 Ma) to the early Miocene (~20 Ma). This deformation must be added to the cumulated shortening of ~70 km after 63 Ma as proposed in our study. This provides an explanation for the differences between Beaumont's reconstruction and ours after 63 Ma. Prior to 63 Ma, ~70 km of shortening has to be accommodated in the Pyrenees. This amount was variably accommodated by crustal accretion and north-directed subduction of the distal extremely-thinned margin. Among them, 20 km was taken up between 71 and 63 Ma with a transition towards accretion of more proximal segments of the margins as suggested by cooling after 70-75 Ma and tectono-stratigraphic data in the forelands. The remaining ~50 km of shortening were therefore accommodated by subduction.

Figure 15 shows that restorations from *Beaumont et al.* [2000] and ours conform both with a total convergence of ~180 km since the Santonian. However, the deformation histories are quite different. *Beaumont et al.* [2000] assume highest shortening rates (~4.5 km/Myr) after 40 Ma, but we place the most rapid shortening rates at the onset of convergence at 80-60 Ma (~3.5 km/Myr) reducing to about 2 km/Myr as shortening is transferred to the Iberian Range at 63 Ma. Both reconstructions are overall consistent on the interval 60-40 Ma, showing stable shortening rates of ~2 km/Myr.

The deformation rates history inferred from our reconstruction (Fig. 15B) better fits with models proposed by *Rosenbaum et al.* [2002] or *Fidalgo-Gonzalez* [2001]. These models assume an initially rapid convergence at 83 Ma with a marked slowdown at 65-50 Ma. Such a reduction in the rates of convergence in the N-S direction expresses significant strike-slip motion (Fig. 15A). This is seen to occur slightly later for *Fildago-Gonzalez.* [2001] at 53-43 Ma. The generally decreasing rates of shortening and the sharp change at 63 Ma related to the migration of deformation in the Iberian Range agree with the two reconstructions cited above. This result is in marked contrast with *Vissers and Meijer* [2012a] in which the initial convergence is rather slow, then accelerated at 60 Ma then at 40 Ma.

We infer that a cross-section of the Central Pyrenees implying minimum shortening of ~90 km may be reconciled with plate reconstructions if strain is partitioned between intraplate deformation (40 km), subduction of the extremely-thinned margin (from 50 km) and crustal thickening in the Pyrenees (90 km) (Figure 16). Our scenario accounts for most recent geological models from the northern Pyrenees in which a domain of hyper-extension, formed during divergence between Iberia and Europe, has been recognized [*Jammes et al.*, 2009; *Lagabrielle et al.*, 2010]. It reproduces well time-temperature constraints indicating a most significant cooling starting after 75-70 Ma. Although the constraints presented in this study are representative of the evolution of the Central Pyrenees only, the amount of shortening is consistent with other estimates in the Pyrenees [*Roure et al.*, 1989; *Vergés et al.*, 1995; *Teixell*, 1998; *Martinez-Peña and Casas-Sainz*, 2003]. The timing and amount of underthrusting of the distal margin may however vary along the strike of the belt due to variable amount of extension and rift-related margin architecture.

Overall, a limited intraplate and Pyrenean shortening agree with kinematic models in which the main part of the Africa/Iberia convergence relative to Europe since 84 Ma of at least 1000 km, was accommodated further to the East in the Alpine Tethys [*Capitanio and Goes*, 2006; *Handy et al.*, 2010]. During our studied time interval, Africa was moving relative to Iberia but the exact nature of the deformation at the plate boundary is debated. Ages of peak HP metamorphism in the Betics imply Late Cretaceous continental subduction south of Iberia. In the Late Cretaceous, models include either a S-dipping subduction of the Tethys below North Africa [*Vergés and Fernàndez*, 2012] or a N-dipping subduction [*Sainz and Faccenna*, 2001]. Other models suggest a transitional plate boundary between strike-slip and extensional since the Late Jurassic [*Schettino and Turco*, 2010], or purely strike-slip along a transform fault boundary [*Rosenbaum et al.*, 2002; *Sibuet et al.*, 2004; *van Hinsbergen et al.*, 2014]. These

models pose the question of the driving forces at the origin of the N-S collisional shortening in the Pyrenees and intra-Iberia shortening.

### 6.2 Transition from subduction to collision in the Pyrenees: the role of margin architecture

Crustal accretion that contributes to the growth of the orogenic wedge reflects ~30% of shortening (ratio of shortening to the length of the restored section). This value is in general agreement with shortening expected for thrust belts built on lithosphere with peri-tethyan Mesozoic thermotectonic ages [*Mouthereau et al.*, 2013]. It illustrates a dominant thick-skin deformation style characterized by vertically distributed strain within the Iberian and European crust above mid-to-lower crustal ramps and décollement. Such weak crustal layers are thought to be absent in more thinned distal margin due to shear localization in the middle crust [*Mohn et al.*, 2012] or lower crustal flow [*Brune et al.*, 2014] in the necking domain. The distal margin is also denser. This probably explains prominent underthrusting of this part of the margin of which we have increasing evidence, for instance, from geophysical data in active Taiwan orogen [*McIntosh et al.*, 2013; *Eakin et al.*, 2014], or suggested from tectonic reconstructions in the Zagros [*Mouthereau et al.*, 2012].

We interpreted our ZHe data and AFT models suggest a relatively slow cooling period from 105 and 75 Ma, followed by faster cooling after 75-70 Ma (5.5°C/Myr). The first period is transitional between the timing of maximum crustal thinning in the Albian, and the onset of plate convergence at 83 Ma. This may reflect a period of underthrusting/shortening of originally hot and thin portions at the suture zone and near the NPFT. In the NPZ, it has been suggested that a significant part if not all the ductile deformation observed in Mesozoic basins could have occurred during this critical period [*Vacherat et al*. 2014 and *submitted*]. This study carried out in Albo-Cenomanian Mauléon basin of Western Pyrenees reveals that rift-related high geothermal gradients (~80°C/km) inherited from crustal breakup at 100 Ma were maintained over a period of 20-30 Myr after onset of convergence.

The inversion of Mesozoic basins during the Late Santonian is recorded in the southern Pyrenees (e.g. Cotiella Massif). This occurred coevally with the movement of the Riberot or Eaux-Chaudes/Lakhora (Fig. 13). However, significant foreland subsidence did not seem to have occurred before 70 Ma, consistent with our AFT ages indicating the onset of cooling rates after 75-70 Ma. The transition from underthrusting to accretion of the less thinned

portions of the continental margins may be responsible for the acceleration of cooling observed.

In our restoration (Figs. 13 and 15) we have proposed that during the earliest stage of convergence, the deformation was accommodated by thin-skin shortening (shallow crust)/subduction (lithospheric mantle) of the distal Iberian margin to the south and by thrusting above the NPTF in the north. As the proximal margins of Iberia and Europe came into contact, thick-skin shortening started to involve deep crustal décollement and inherited north-dipping hercynian thrust ramps. This marks the onset of the growth of the doubly-vergent orogenic wedge.

As illustrated in Figure 13, the transition from continental underthrusting to collisional thickening in the latest Cretaceous reflects the juxtaposition of Iberia and Europe lithospheres of different thicknesses and properties along the North Pyrenean Fault (i.e. the suture region). This variation likely illustrates evolution of the NPF as a transform margin that underwent hyper-extension during the Albian. This is supported in several aspects by the most recent geological studies [*Lagabrielle and Bodinier*, 2008; *Jammes et al.*, 2009; *Lagabrielle et al.*, 2010; *Clerc et al.*, 2012; *Vauchez et al.*, 2013]. We infer that initiation of the continental subduction started at 83 Ma at a transform plate boundary. Our model agrees with a relatively limited subduction prior to 83 Ma in accordance plate reconstruction proposed by *Jammes et al.* [2009] or *Olivet* [1996]. Rifting in the Albian caused by extensional boundary conditions agrees with cooling history, indicating cooling from 105 Ma. The lack of geological and geophysical evidence throughout the Pyrenees for 300 km subduction of Neotethyan ocean, slab foundering and detachment in the Pyrenees at 120-83 Ma [*Souriau et al.*, 2008; *Chevrot et al*., 2014] lead us not to favor the model of *Vissers and Meijer* [2012a].

Upper bounds for shortening since 83 Ma may be otherwise preferred [*Beaumont et al.*, 2001] but it does not leave room for the extreme thinning induced by N-S extension in Mid-Cretaceous documented in the Pyrenees. Alternatively, crustal thinning and mantle exhumation may have occurred in narrow/deep rhomboidal Albian-Cenomanian flysch basins along the NPF [*Clerc et al.*, 2012], which would reduce the amount of N-directed subduction. Overall, our model and the increasing number of new geological and geophysical constraints in the Pyrenees support N-S extension, including the development of 70-50 km of extremely-thinned domain in the Albian, along the NPF, an older transform plate boundary. The lack of

952 significant convergence prior to 83 Ma, in the Pyrenees reveals the need for the revision of
953 pre-83 Ma Iberia plate motion as discussed recently [*Bronner et al.*, 2011].

954 We show that initiation of underthrusting few myrs after extreme thinning explains apparent
955 underevaluation of shortening after 83 Ma using balanced cross-sections. This study
956 demonstrates the key role tectonic inheritance, and in particular rift-related margin
957 architecture, play in plate reconstructions.

958

959 **7. CONCLUSION**

960 In this paper, we aimed to evaluate the role of the margin architecture in the shortening
961 history of the Pyrenees, discuss higher and lower bounds of crustal shortening inferred from
962 balanced cross-sections and examine implications for plate kinematic reconstructions. We
963 have reconstructed shortening evolution in the Pyrenees by taking into account past and
964 recent geological data, as well as new low-temperature detrital thermochronology constraints
965 from the northern Pyrenees.

966 We show that following extension in the Albian (~110 Ma), an extremely-thinned domain of
967 the northern Iberia margin underwent a limited N-directed subduction (50 km) starting at 83
968 Ma. The proposed reconstruction fits well with an initiation of convergence at a transform
969 plate boundary, the North Pyrenean Fault. This model implies the opening of a minimum 50
970 km wide basin at the distal margins of Iberia/Europe plates during the Albian, which provides
971 support for a N-S extension along the NPF. Both constraints are best reconciled by temporally
972 decouple, strike-slip movement and N-S extension along the North Pyrenean Fault. This
973 implies that the eastward displacement of Iberia must have occurred before the Albian hyper-
974 extension. There are evidence of pre-breakup extension of about 400 km between
975 Newfoundland and Galicia margins during the Jurassic and before oceanic accretion in the
976 Albian [e.g. *Sutra et al.*, 2013; *Reston and McDermott*, 2014] in agreement with *Jammes et*
977 *al.* [2009].

978 The earliest stage of convergence at the distal margin occurred from 83 Ma to 71 Ma.
979 Evidences for this early stage are lacking but corresponding deformation must be found close
980 to the suture zone and HT metamorphic domain in the vicinity of the North Pyrenean Fault.
981 Due to the originally hot extensional basins in the northern Pyrenees, shortening occurred in
982 the ductile regime. High geothermal gradient on the distal margin is supported by the range of

AFT and ZHe thermochronological ages that overall suggest slow cooling prior to 75-70 Ma. We proposed that such cooling, which is consistent with previous constraints from the south, marks the transition from convergence of the highly-extended distal margin (collisional suturing) that leaves little information at the surface, to the main episode of orogenic growth. From 71 to 20 Ma about 90 km of crustal shortening contribute to the building of the collision belt and account for long-lived south-migrating exhumation of Iberian and European basement units, and development of foreland basins.

We conclude that relatively low crustal shortening of 90 km (30%) reflects the dominant thick-skin tectonic style of shortening during collision of European and Iberian margins. This is in agreement with shortening expected for proximal margins that have preserved a ductile mid-to-lower crust able of be activated as deep decoupling level during convergence. This study suggests that plate reconstructions that use non-unique scenario of shortening evolution from balanced cross-section should evaluate their hypotheses in the light of shortening predicted by inherited age-dependent properties of the continental lithosphere.

## ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by French National Research Agency (PYRAMID) - ANR-11-BS56-0031. Data supporting Figures 8 and 11 are available as in Supporting Information Table DR1 and Table DR2. We thank S. Chevrot for providing the P-wave tomography data of Figure 14 and sharing other recent results from the PYROPE project.

## Figure captions

Figure 1: Tectonic and geological framework of the Pyrenees. A) Main collision-related geological features of the Iberia/Europe collision zone. B) Geological map of the Pyrenees (after one-million scale Geological Map of France and the Geological Map of Spain draped on a 3 arc seconds DEM. NPF: North Pyrenean Fault, NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust, SCPU: South Central Pyrenean Thrust Unit, SPFT: South Pyrenean Front Thrust. Magnetic anomaly An34 (83 Ma) recognized in Bay of Biscay [*Srivastava et al.*, 1990; *Roest and Srivastava*, 1991] corresponds to change from spreading to collision. From An34 onwards Iberia became part of Africa.

Figure 2: Proposed kinematic reconstructions of Iberia motion in the Lower Cretaceous (M0 anomaly ~118 Ma) and at onset of convergence in Late Cretaceous (anomaly An33 at 80 Ma). A) Transtensional rift model after *Olivet* [1996], which accounts for dextral strike-slip

reactivation and inversion of the Iberian and European margins during oblique convergence. B) Kinematic reconstruction of Mesozoic motion of Iberia after *Jammes et al.* [2009] that includes transcurrent motion of Iberia during the Late Jurassic, followed by orthogonal stretching in the Mid-Late Cretaceous, and subsequent frontal convergence of Iberia. C) Scissor opening model after *Srivastava et al.* [2000] that implies large oceanic subduction beneath the Pyrenees during the Albian. The position of North America (NA), Africa (AF), Iberia (IB) relative to fixed Eurasia (EU) is shown as well as location of IB/EU rotation poles (blue circles). Anomaly A33 and M0 are shown as green and blue segments, respectively.

Figure 3: Tectonic division and evolution of Central Pyrenees assuming 165 km of shortening. A) Main thrust sheets in the Pyrenees with distinction of pre- and syn-orogenic basins. B) Sequential restoration of the Central Pyrenees after Beaumont et al. (2000). Shortening is reconstructed by progressive restoration of the originally continuous and undeformed Cenomanian reference level. Note that restoration in the pre-orogenic configuration (Cenomanian) considers a narrow rift zone centered on the northern Pyrenees with no breakup of the crust. Also note the significant internal shortening of the Gavarnie/Nogueres units, as well as the occurrence of south-vergent variscan thrust ramps in the lower crust of Iberia and European upper crust.

Figure 4: Synthesis of bedrock cooling ages and ages of K-magmatism and high-temperature metamorphism plotted against main tectonic events. Thermochronometers are Apatite (U-Th)/He (AHe), Apatite fission-tracks (AFT), Zircon (U-Th)/He (ZHe) and Zircon fission-tracks (ZFT). No: Nogueres, Mda: Maladetta, Mna: Marimaña, Rt: Riberot, 3S: Trois-Seigneurs, Az: Arize. Ages constraints are from (1) [*Fitzgerald et al.*, 1999] (2) [*Morris et al.*, 1998], (3) [*Sinclair et al.*, 2005], (4) [*Jolivet et al.*, 2007], (5) [*Gibson et al.*, 2007], (6) [*Yelland*, 1991] and compilation from [*Whitchurch et al.*, 2011]. Cross-section with main tectonic units is shown with the same color code as in Fig. 3.

Figure 5: Geological map of the northern-central Pyrenees (see location on Fig. 1). Low-temperature thermo-chronological constraints from apatite and fission-track data and U/Pb ages from Bassiès pluton and Aston massif are shown. The map was established from compilation of 50,000 scale maps.

Figure 6: Geological balanced sections across the northern Pyrenees redrawn after [*Baby*, 1988] (location in Figure 5) and line drawing from interpretation of the ECORS profile parallel to section 1 [*Choukroune et al.*, 1990] showing the north-facing variscan thrusts

1046 negatively inverted during the Permian. The sections outline an overall thick-skinned style
1047 with prominent basement-involved shortening. According to the interpretation of the ECORS
1048 profile [*Baby*, 1988; *Roure et al.*, 1989; *Muñoz*, 1992], the NPFT is a low-angle, south-
1049 dipping, crustal thrust ramp rooting into the layered lower crust or the mantle.

1050 Figure 7: Sampling sites for U/Pb, ZHe and AFT analyses in the northern Pyrenees (location
1051 of maps in Fig.1). Samples RAP1, ESC1 and MAU1 are replaced on a generic litho-
1052 stratigraphic section.

1053 Figure 8: Detrital age distribution of zircon U-Pb ages for Cenozoic strata in the southern
1054 Aquitaine basin (Early Paleogene, RAP1; Middle Eocene, ESC1; Late Eocene, MAU1). Both
1055 histograms in 20 Ma bins and age probability plots are shown.

1056 Figure 9: AFT age distribution for a) 89 counted grains in MAU1 sample and b) 95 counted
1057 grains in ESC1 sample. For each sample, the black curve represents the probability density
1058 plots with associated error as a grey envelop. This is derived from histogram representations
1059 using RadialPlotter program [*Vermeesch*, 2009].

1060 Figure 10: Time-temperature paths defined from inverse modeling of AFT data for grains of
1061 populations P1 in samples ESC1 and MAU1 (see also Figure 9). Colors refer to the
1062 probability of a model time-temperature path to be resolved at a given time-temperature point
1063 (scale in the right side varies for each model). The grey boxes represent time-temperature
1064 constraint adopted in the modeling that is the depositional age. The different time scales are
1065 constrained by the oldest single-grain AFT age modeled. Number shows the amount of
1066 individual grain per population P1 in each sample. The black lines represent the expected
1067 models (the weighted mean model and its 95% confidence interval) and the white line is the
1068 maximum likelihood model that corresponds to the best data fit.

1069 Figure 11: Detrital zircon (U-Th)/He ages for Cenozoic strata in the southern Aquitaine basin
1070 (Middle Eocene, ESC1; Late Eocene, MAU1). Both histograms in 20 Ma bins and age
1071 probability plots are shown.

1072 Figure 12: Position of possible footwall cutoffs below the main frontal detachment in the
1073 southern Pyrenees as constrained from available well data. Both scenarios define maximum
1074 and minimum estimates of shortening in the southern Pyrenees (see text for explanation).
1075 Below is a cross-section across the Segre oblique thrust ramp.

Figure 13: Sequential restoration of Central Pyrenees from 83 Ma to Present. Restoration of our lithospheric-scale cross-section are presented for six key intervals: Present ~20 Ma, Early Oligocene ~34 Ma; Middle Eocene ~47 Ma; Early Paleocene ~47 Ma; Maastrichtian-Paleocene ~63 Ma and Late Santonian ~83 Ma. The thickness of undeformed crust below both Aquitaine (~30 km) and Ebro foreland basins (~35 km) are those inferred from the ECORS experiment [*Choukroune and the ECORS-Pyrenees-Team*, 1989; *Roure et al.*, 1989]. Exploration wells used in the study are shown as vertical thick black lines on the present configuration of the Pyrenees. N: Gavarnie-Nogueres; O: Orri; R: Rialp; 3S: Trois Seigneurs; Az: Arize. Graphs on the right show temporal evolution of shortening in the Pyrenees and Iberian Range that is assumed to represent the total convergence between Iberia plate relative to Europe. The pre-orogenic configuration crustal and lithosphere thicknesses of Iberian and European margins are constrained, assuming variable but low thinning factors β lower than 2 (see Table A in Data Repository). Present-day constraints on the deep structure are from LAB depth (Lithosphere-Asthenopshere Boundary) defined by resistivity data [*Campanyà et al.*, 2011] and new P-wave tomography (see Figure 14).

Figure 14: N-S vertical cross-section of P-wave tomography data projected along our cross-section of Figure 13, in the Central Pyrenees, after data obtained in *Chevrot et al.* [2014a]. Results from migration of converted P waves [*Chevrot et al.*, 2014b] outline the geometry of the Moho (black dashed lines) and the top of the Iberian crust (grey dashed line). Results from resistivity measurements [*Campanyà et al.*, 2011] are also shown. They reveal an increase of the lithosphere thickness to ~130 km north of the NPF.

Figure 15: Comparison between convergence history inferred from three plate kinematic models and shortening reconstructed in Figure 13. A) Motion of Iberia relative to Europe since the start of convergence at 83 Ma. The figure show trajectories of a point (0.8075°E, 41.7925°N) currently positioned at the southern tip of the ECORS profile. Results are plotted as a function of time for three distinct kinematic reconstructions. B) Plot showing the position of the same point on Iberia plate relative to Europe. Distances have been projected in the direction of the ECORS profile to show the arc-normal component of convergence. These histories are compared with shortening inferred from balanced cross-sections. We have distinguished between shortening inferred from balanced cross-section since the beginning of cooling at 75-70 (gray line) from shortening of ~50 km that corresponds to the early stage of underthrusting needed to account for total convergence of 180 km (gray dashed line). The

offset in our model corresponds to the component of shortening taken in the Iberian Range after 63 Ma.

Figure 16: Strain distribution in the Africa/Iberia/Europe plate framework as inferred from the Pyrenean shortening (in roughly N-S direction, parallel to the ECORS profile). IB/EU plate convergence of 180 km is accommodated between intraplate deformation in the Iberian Range, underthrusting of distal margin (thin-skin deformation) and crustal thickening (thick-skin deformation in red). Africa moved faster northward in the alpine region by accommodating up to 1000 km of convergence since 83 Ma [*Capitanio and Goes*, 2006].

**TABLES**

Table 1: Detrital apatite fission-track analytical data. No. of grains: total number of counted grains; $N_d$ and $\rho_d$: total number and density of induced tracks on dosimeter; $N_s$ and $\rho_s$: total number and density of spontaneous tracks; $N_i$ and $\rho_i$: total number and density of induced tracks on samples. All samples were counted by Pierre-Yves Filleaudeau using a zeta of 332.46 ± 13.48. $\zeta$ calibration factor has been determined by using CN5 glass strandard. P ($\chi^2$) is chi-squared probability that grain ages are concordant and Disp. is the grain-age dispersion. A sample may contains multiple age populations if P ($\chi^2$) <5 and/or Disp. >15 [*Galbraith and Green*, 1990; *Galbraith and Laslett*, 1993]. P1 and P2 are age populations calculated using the KDE peak fitting and are given ± 1$\sigma$. Also given is the percentage of grains in a specific peak.

Table 2: Table summarizing parameters adopted to estimate the mantle lithosphere thickness below the Iberian and European proximal margins at Albo-Cenomanian, together with paleobathymetry/altitude for each reconstructed segment of the Pyrenees. $\rho_w$=1030 kg/m$^3$ ; $\rho_{asth}$= 3200 kg/m$^3$ ; $\rho_{mant}$=3250 kg/m$^3$ ; $\rho_{cr}$=2850 kg/m$^3$. Paleobathymatry and the original crustal thickness is used to estimate the beta factors such that $\beta=H_{lm}^r/H_{lm}=H_c^r/H_c$ where $H_{lm}^r$ and $H_{lm}^r$, $H_{lm}$ and $H_c$ are the restored and present lithospheric and crustal thickness, respectively. In this calculation, we assume pure-shear and homogenous thinning between crust and lithospheric mantle.

Table 3: Euler poles of rotation and finite rotation angles and best fitting kinematic parameters for models R2002 of *Rosenbaum et al.* [2002], F2001 of *Fidalgo González* [2001] and V&M of *Vissers and Meijer* [2012a].

## SUPPORTING MATERIAL

Table DR1 presents U/Pb analytical data for single grains of zircon in each sample. Table DR2 presents (U-Th)/He analytical data for single zircon grain in studied sandstones.

## REFERENCES


Albarède, F., and A. Michard-Vitrac (1978), Age and significance of the North Pyrenean metamorphism, *Earth and Planetary Science Letters*, *40*(3), 327–332.

Ardèvol, L., J. Klimowitz, J. Malagon, and P. J. C. Nagtegaal (2000), Depositional Sequence Response to Foreland Deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain, *Bulletin*, *84*(4), 566–587.

Babault, J., J. Van den Driessche, S. Bonnet, S. Castelltort, and A. Crave (2005), Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, *24*(TC2010), doi:10.1029/2004TC001697.

Babault, J., Loget, N., van den Driessche, J., Castelltort, S., Bonnet, S. & Davy P. (2006) Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? Geomorphology, 81, 155–165.

Baby, P. (1988), Chevauchements dans une zone à structure complexe: La zone nord-pyrénéenne ariégeoise, Ph.D., Université Paul Sabatier Toulouse III, 145 p..

Beamud, E., J. A. Muñoz, P. G. Fitzgerald, S. L. Baldwin, M. Garcés, L. Cabrera, and J. R. Metcalf (2011), Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates:constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees, *Basin Res*, doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x.

Beaumont, C., J. A. Muñoz, J. Hamilton, and P. Fullsack (2000), Factors controlling the Alpine evolution of the Central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *J. Geophys. Res.*, *105*(B4), 8121–8145.

Bellahsen, N., F. Mouthereau, A. Boutoux, M. Bellanger, O. Lacombe, L. Jolivet, and Y. Rolland (2014), Collision kinematics in the western external Alps, Tectonics, n/a–n/a, doi:10.1002/2013TC003453.

Beràstegui, X., J. M. García-Senz, and M. Losantos (1990), Tecto-sedimentary evolution of

1166 the Organya extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower
1167 Cretaceous, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *VI*(2), 251–264,
1168 doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.251.

1169 Biteau, J.-J., A. Le Marrec, M. Le Vot, and J.-M. Masset (2006), The Aquitaine Basin,
1170 *Petroleum Geoscience*, *12*, 247–273.

1171 Bodinier, J. L., and M. Godard (2007), 2.04 - Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites,
1172 in *Treatise on Geochemistry*, edited by D. H. Editors-in-Chief Heinrich and K. T. Karl,
1173 pp. 1–73, Pergamon, Oxford.

1174 Bond, R. M. G., and K. R. McClay (1995), Inversion of a Lower Cretaceous extensional
1175 basin, south central Pyrenees, Spain, *Geological Society, London, Special Publications*,
1176 *88*(1), 415–431, doi:10.1144/GSL.SP.1995.088.01.22.

1177 Boulvais, P., G. Ruffet, J. Cornichet, and M. Mermet (2007), Cretaceous albitization and
1178 dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French
1179 Pyrénées), *LITHOS*, *93*(1–2), 89–106, doi:10.1016/j.lithos.2006.05.001.

1180 Bronner, A., D. Sauter, G. Manatschal, G. Peron-Pinvidic, and M. Munschy (2011),
1181 Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted
1182 margins, *Nature Geoscience*, *4*(8), 549–553, doi:10.1038/nphys1201.

1183 Brune, S., C. Heine, and M. Pérez-Gussinyé (2014), Rift migration explains continental
1184 margin asymmetry and crustal hyper-extension, Nature, doi:10.1038/ncomms5014.

1185 Byrne, T., Y. C. Chan, R. J. Rau, C. Y. Lu, Y. H. Lee, and Y. J. Wang (2011), The Arc–
1186 Continent Collision in Taiwan, in *Frontiers in Earth Sciences*, pp. 213–245, Springer
1187 Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

1188 Campanyà, J., J. Ledo, P. Queralt, A. Marcuello, M. Liesa, and J. A. Muñoz (2011),
1189 Lithospheric characterization of the Central Pyrenees based on new magnetotelluric data,
1190 *Terra Nova*, 23(3), 213–219, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01001.x.

1191 Capitanio, F. A., and S. Goes (2006), Mesozoic spreading kinematics: consequences for
1192 Cenozoic Central and Western Mediterranean subduction, *Geophysical Journal*
1193 *International*, *165*(3), 804–816, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02892.x.

1194 Castiñeiras, P., M. Navidad, M. Liesa, J. Carreras, and J. K. Casas (2008), U-Pb zircon ages
1195 (SHRIMP) for Cadomian and Early Cadomian magmatism in the Eastern Pyrenees: new
1196 insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin,
1197 *Tectonophysics*, *461*, 228–239.

1198 Chevrot, S. et al. (2014a), High resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from
1199 the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments, *J. Geophys. Res.*
1200 *Solid Earth*, 119(8), 6399–6420, doi:10.1002/2014JB010953.

1201 Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, D., Paul, A., and the PYROPE Working Group
1202 (2014b), The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves
1203 recorded along two dense transects, in *revision to Geophysical Journal International*.

1204 Choukroune, P., B. Pinet, F. Roure, and M. Cazes (1990), Major Hercynian thrusts along the
1205 ECORS Pyrenees and Biscay lines, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, VI(2),
1206 313–320, doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.313.

1207 Choukroune, P. (1992), Tectonic evolution of the Pyrenees, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *20*,
1208 143.

1209 Choukroune, P., and M. Mattauer (1978), Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le
1210 fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne: comparaison avec des
1211 modèles actuels, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *20*(5), 689–700.

1212 Choukroune, P., and the ECORS-Pyrenees-Team (1989), The ECORS-Pyrenean deep
1213 seismic profile reflection data and the overall structure of the orogenic belt, *Tectonics*, *8*,
1214 23–29.

1215 Choukroune, P., X. Le Pichon, M. Seguret, and J.-C. Sibuet (1973), Bay of Biscay and
1216 Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, *18*(1), 109–118, doi:10.1016/0012-
1217 821X(73)90041-1.

1218 Christophoul, F., J. C. Soula, S. Brusset, B. Elibana, M. Roddaz, G. Bessiere, and J.
1219 Déramond (2003), Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as
1220 recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-
1221 foreland basins of the north-eastern Pyrenees, *Geological Society, London, Special*
1222 *Publications*, 208, 229–252, doi:10.1144/GSL.SP.2003.208.01.11.

1223 Clerc, C. (2012), Evolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé : amincissement crustal
1224 extrême et thermicite élevée : un analogue pour les marges passives, Universite Paris 6.

1225 Clerc, C., Y. Lagabrielle, M. Neumaier, J.-Y. Reynaud, and M. de Saint Blanquat (2012),
1226 Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic
1227 deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees, *Bulletin de la Societe*
1228 *Geologique de France*, *183*(5), 443–459, doi:10.2113/gssgfbull.183.5.443.

1229 Clerc, C., and Y. Lagabrielle (2014), Thermal control on the modes of crustal thinning
1230 leading to mantle exhumation. Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins,
1231 Tectonics, n/a–n/a, doi:10.1002/2013TC003471.

1232 Coney, P. J., J. A. Muñoz, K. R. McClay, and C. A. Evenchick (1996), Syntectonic burial and
1233 post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt, *Journal of*
1234 *the Geological Society*, *153*(1), 9–16, doi:10.1144/gsjgs.153.1.0009.

1235 Copley, A., J.-P. Avouac, and J.-Y. Royer (2010), India-Asia collision and the Cenozoic
1236 slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions, *J.*
1237 *Geophys. Res.*, *115*(B3), n–a–n–a, doi:10.1029/2009JB006634.

1238 Costa, E., M. Garcés, M. Lopez-Blanco, E. Beamud, M. Gomez-Paccard, and J. C. Larrasoaña
1239 (2010), Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain):
1240 magnetochronological constraints, *Basin Res*, *22*(6), 904–917.

1241 Costa, S., and H. Maluski (1988), Use of the 40Ar-39Ar stepwise heating method for dating
1242 mylonite zones: An example from the St. Barthélémy massif (Northern Pyrenees,
1243 France), *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, *72*(2), 127–144,
1244 doi:10.1016/0168-9622(88)90061-9.

1245 de Saint-Blanquat, M., J. M. Lardeaux, and M. Brunel (1990), Petrological arguments for
1246 high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint
1247 Barthélémy Massif, Ariège, France), *Tectonophysics*, *177*(1–3), 245–262,
1248 doi:10.1016/0040-1951(90)90284-f.

1249 de Vicente, G. et al. (2007), Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of
1250 the Spanish Central System, *Global and Planetary Change*, *58*(1-4), 335–381,
1251 doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.042.

DeCelles, P. G., DeCelles, P.C. (2001), Rates of shortening, propagation, underthrusting, and flexural wave migration in continental orogenic systems, *Geology*, *29*(2), 135–138.

Deloule, E., P. Alexandrov, A. Cheilletz, B. Laumonier, and P. Barbey (2002), In-situ U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, *91*(3), 398–405.

Denèle, Y., P. Barbey, E. Deloule, E. Pelleter, P. Olivier, and G. Gleizes (2009), Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *180*(3), 209–216.

Desegaulx, P., F. Roure, and A. Villien (1990), Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust, *Tectonophysics*, *182*(3–4), 211–225, doi:10.1016/0040-1951(90)90164-4.

Desegaulx, P., H. Kooi, and S. CLOETINGH (1991), Consequence of foreland basin development on thinned continental lithosphere: application to the Aquitaine basin (SW France), *Earth and Planetary Science Letters*, *106*, 106–132.

Dewey, J. F., M. L. Helman, S. D. Knott, E. Turco, and D. H. W. Hutton (1989), Kinematics of the western Mediterranean,

Déramond, J., P. Souquet, M.-J. Fondecave-Wallez, and M. Specht (1993), Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain), 10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09, *Geological Society, London, Special Publications*, *71*(1), 193–219.

Dinarès-Turell, J., and J. García-Senz (2000), Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution, *J. Geophys. Res.*, *105*(B8), 19–405–19–418.

Eakin, D. H., K. D. McIntosh, H. J. A. Van Avendonk, L. Lavier, R. Lester, C.-S. Liu, and C.-S. Lee (2014), Crustal-scale seismic profiles across the Manila subduction zone: The transition from intraoceanic subduction to incipient collision, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, n/a–n/a, doi:10.1002/2013JB010395.

1281 Erdős, Z., P. van der Beek, and R. S. Huismans (2014), Evaluating balanced section
1282 restoration with thermochronology data: a case study from the Central Pyrenees,
1283 *Tectonics*, n/a–n/a, doi:10.1002/2013TC003481.

1284 Farrell, S. G., G. D. Williams, and C. D. Atkinson (1987), Constraints on the age of
1285 movement of the Montsech and Cotiella Thrusts, south central Pyrenees, Spain,
1286 doi.10.1144/gsjgs.144.6.0907, *Journal of the Geological Society*, *144*(6), 907–914.

1287 Fidalgo González, L. (2001), *La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la*
1288 *déformation intraplaque*, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

1289 Filleaudeau, P. Y. (2011), Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé Supérieur au
1290 Paléogène, Ph. D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, April, 334 p.

1291 Filleaudeau, P.-Y., F. Mouthereau, and R. Pik (2011), Thermo-tectonic evolution of the
1292 south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-
1293 Th)/He thermochronometry, *Basin Res*, *24*(4), 401–417, doi:10.1111/j.1365-
1294 2117.2011.00535.x.

1295 Fillon, C., and P. van der Beek (2012), Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees:
1296 constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature
1297 thermochronology data, *Basin Res*, *24*(4), 418–436, doi:10.1111/j.1365-
1298 2117.2011.00533.x.

1299 Fillon, C., C. Gautheron, and P. van der Beek (2013), Oligocene–Miocene burial and
1300 exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature
1301 thermochronology, *Journal of the Geological Society*, *170*(1), 67–77,
1302 doi:10.1144/jgs2012-051.

1303 Fitzgerald, P. G., J. A. Muñoz, P. J. Coney, and S. L. Baldwin (1999), Asymmetric
1304 exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a
1305 collisional orogen, *Earth and Planetary Science Letters*, *173*, 157–170.

1306 Fortane, A., G. Duee, Y. Lagabrielle, and A. Coutelle (1986), Lherzolites and the western
1307 "Chainons bearnais" (French Pyrenees): Structural and paleogeographical pattern,
1308 *Tectonophysics*, *129*(1–4), 81–98, doi:http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(86)90247-7.

1309 Galbraith, R. F., and Green, P. F. (1990), Estimating the component ages in a finite mixture:
1310 *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, 197-206.

1311 Galbraith, R. F., and G. M. Laslett (1993), Statistical models for mixed fission track ages,
1312 *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear*
1313 *Tracks and Radiation Measurements*, *21*(4), 459–470.

1314 Gallagher, K. (2012), Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative
1315 thermochronology, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B2), n/a–n/a,
1316 doi:10.1029/2011JB008825.

1317 Gallagher, K., K. Charvin, S. Nielsen, M. Sambridge, and J. Stephenson (2009), Markov
1318 chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model
1319 resolution and model choice for Earth Science problems, *Marine and Petroleum Geology*,
1320 *26*(4), 525–535, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.01.003.

1321 Garcia-Castellanos, D., J. Vergés, J. Gaspar-Escribano, and S. Cloetingh (2003), Interplay
1322 between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the
1323 Ebro Basin (NE Iberia), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *108*(B7, 2347), n/a–n/a,
1324 doi:10.1029/2002JB002073.

1325 García-Senz, J. (2002), *Cuencas extensivas del Cretacico Inferior en los Pirineos Centrales,*
1326 *formación y subsecuente inversión*, University of Barcelona.

1327 Gibson, M., H. D. Sinclair, G. J. Lynn, and F. M. Stuart (2007), Late- to post-orogenic
1328 exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data
1329 and modelling, *Basin Res*, *19*, 323–334, doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x.

1330 Golberg, J. M., and A. F. Leyreloup (1990), High temperature-low pressure Cretaceous
1331 metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France),
1332 *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *104*(2), 194–207, doi:10.1007/BF00306443.

1333 Gong, Z., C. G. Langereis, and T. A. T. Mullender (2008), The rotation of Iberia during the
1334 Aptian and the opening of the Bay of Biscay, *Earth and Planetary Science Letters*, *273*,
1335 80–93, doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016.

1336 Guimera, J., R. Mas, and Á. Alonso (2004), Intraplate deformation in the NW Iberian Chain:

Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion, *Journal of the Geological Society*, *161*(2), 291–303.

Handy, M. R., S. M Schmid, R. Bousquet, E. Kissling, and D. Bernoulli (2010), Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps, *Earth Science Reviews*, *102*(3-4), 121–158, doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002.

Hourigan, J. K., P. W. Reiners, and M. T. Brandon (2005), U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *69*(13), 3349–3365, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.024.

Hurford, A. J., and P. F. Green (1983), The zeta age calibration of fission-track dating, *Chemical Geology*, *41*, 285–317.

Huyghe, D., F. Mouthereau, and L. Emmanuel (2012a), Oxygen isotopes of marine mollusc shells record Eocene elevation change in the Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, *345-348*(C), 131–141, doi:10.1016/j.epsl.2012.06.035.

Huyghe, D., F. Mouthereau, S. Castelltort, P. Y. Filleaudeau, and L. Emmanuel (2009), Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: implications for mountain building, *Earth and Planetary Science Letters*, *288*(3-4), 421–433, doi:10.1016/j.epsl.2009.10.002.

Huyghe, D., S. Castelltort, F. Mouthereau, J. Serra-Kiel, P.-Y. Filleaudeau, L. Emmanuel, B. Berthier, and M. Renard (2012b), Large scale facies change in the middle Eocene South-Pyrenean foreland basin: The role of tectonics and prelude to Cenozoic ice-ages, *Sedimentary Geology*, *253–254*(0), 25–46, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.01.004.

Jammes, S., and R. S. Huismans (2012), Structural styles of mountain building: Controls of lithospheric rheologic stratification and extensional inheritance, *J. Geophys. Res.*, *117*(B10), B10403, doi:10.1029/2012JB009376.

Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier, and E. Masini (2009), Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees, *Tectonics*, *28*, TC4012–doi:10.1029–2008TC002406.

1366 Jolivet, L., and C. Facenna (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision,
1367 *Tectonics*, *19*(6), 1095–1106.

1368 Jolivet, M., P. Labaume, P. Monié, M. Brunel, N. Arnaud, and M. Campani (2007),
1369 Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean
1370 basement thrust system (France-Spain), *Tectonics*, *26*, doi:10.1029–2006TC002080.

1371 Ketcham, R. A., A. Carter, R. A. Donelick, J. Barbarand, and A. J. Hurford (2007), Improved
1372 modeling of fission-track annealing in apatite, *Am. Miner.*, *92*(5-6), 799–810,
1373 doi:10.2138/am.2007.2281.

1374 Ketcham, R. A., C. Gautheron, and L. Tassan-Got (2011), Accounting for long alpha-particle
1375 stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case,
1376 *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *75*(24), 7779–7791,
1377 doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.011.

1378 Lachenbruch, A. H., and P. Morgan (1990), Continental extension, magmatism and elevation;
1379 formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, *174*(1–2), 39–62,
1380 doi:http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(90)90383-J.

1381 Lagabrielle, Y., and J. L. Bodinier (2008), Submarine reworking of exhumed subcontinental
1382 mantle rocks : field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees, *Terra Nova*,
1383 *20*(1), 11–21, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x.

1384 Lagabrielle, Y., P. Labaume, and M. de Saint-Blanquat (2010), Mantle exhumation, crustal
1385 denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW
1386 Europe) : Insights from the geological setting of the lherzolite bodies, *Tectonics*,
1387 *29*(TC4012), doi:10.1029/2009TC002588.

1388 Lanaja (1987), *Contribución de la Exploración Petrolífera al Conocimiento de la Geología*
1389 *deEspaña*, Insi. Geo. y Minero de Esp., Madrid.

1390 Laumonier, B., A. Autran, P. Barbey, A. Cheilletz, T. Baudin, A. Cocherie, and C. Guerrot
1391 (2004), Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des
1392 séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne
1393 Noire), *Bulletin de la Societe Geologique de France*, *175*(6), 643–655.

1394 Le Pichon, X., and J.-C. Sibuet (1971), Western extension of boundary between European and
1395 Iberian plates during the Pyrenean orogeny, *Earth and Planetary Science Letters*, 12(1),
1396 83–88, doi:10.1016/0012-821X(71)90058-6.

1397 Manatschal, G. (2004), New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a
1398 review of data and concepts from West Iberia and the Alps, *Int J Earth Sci (Geol*
1399 *Rundsch)*, *93*(3), doi:10.1007/s00531-004-0394-7.

1400 Martinez-Peña, M., and A. Casas-Sainz (2003), Cretaceous–Tertiary tectonic inversion of the
1401 Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain), *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, *92*(1), 99–113,
1402 doi:10.1007/s00531-002-0283-x.

1403 Marzoli, A., P. R. Renne, E. M. Piccirillo, M. Ernesto, G. Bellieni, and A. De Min (1999),
1404 Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic
1405 Magmatic Province, *Science*, *284*(5414), 616–618.

1406 Masini, E., G. Manatschal, G. Mohn, J.-F. Ghienne, and F. Lafont (2011), The tectono-
1407 sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted
1408 margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland,
1409 *Basin Res*, *23*(6), 652–677, doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00509.x.

1410 Maurel, O., P. Monié, R. Pik, N. Arnaud, M. Brunel, and M. Jolivet (2008), The Meso-
1411 Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an Ar-40/Ar-39 fission track
1412 and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs, *Int J*
1413 *Earth Sci (Geol Rundsch)*, *97*(3), 565–584.

1414 McClay, K., J. A. Muñoz, and J. García-Senz (2004), Extensional salt tectonics in a
1415 contractional orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees, *Geology*,
1416 *32*(9), 737–740, doi:10.1130/g20565.1.

1417 McIntosh, K., H. van Avendonk, L. Lavier, W. R. Lester, D. Eakin, F. Wu, C.-S. Liu, and C.-
1418 S. Lee (2013), Inversion of a hyper-extended rifted margin in the southern Central Range
1419 of Taiwan, *Geology*, *41*(8), 871–874, doi:10.1130/G34402.1.

1420 Meigs, A. J., and D. W. Burbank (1997), Growth of the South Pyrenean orogenic wedge,
1421 *Tectonics*, *16*(2), 239–258.

1422 Meigs, A., J. Vergés, and D. W. Burbank (1996), Ten-million-year history of a thrust sheet,
1423 *Geol Soc America Bull*, *108*(12), 1608–1625.

1424 Mesalles, L., F. Mouthereau, M. Bernet, C.-P. Chang, A. Tien-Shun Lin, C. Fillon, and X.
1425 Sengelen (2014), From submarine continental accretion to arc-continent orogenic
1426 evolution: The thermal record in southern Taiwan, *Geology*, 42(10), 907–910.

1427 Metcalf, J. R., P. G. Fitzgerald, S. L. Baldwin, and J. A. Muñoz (2009), Thermochronology of
1428 a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent
1429 exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone, *Earth and*
1430 *Planetary Science Letters*, *287*, 488–503.

1431 Minnigh, L. D., P. W. C. van Calsteren, and E. den Tex (1980), Quenching: An additional
1432 model for emplacement of the Iherzolite at Lers (French Pyrenees), *Geology*, *8*(1), 18–21.

1433 Mohn, G., G. Manatschal, M. Beltrando, E. Masini, and N. Kusznir (2012), Necking of
1434 continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys
1435 margins, *Tectonics*, *31*, doi:10.1029/2011tc002961.

1436 Molnar, P., and J. M. Stock (2009), Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma
1437 and its implications for Tibetan mantle dynamics, *Tectonics*, *28*(3), n–a–n–a,
1438 doi:10.1029/2008tc002271.

1439 Montigny, R., B. Azambre, M. Rossy, and R. Thuizat (1986), K-Ar Study of cretaceous
1440 magmatism and metamorphism in the pyrenees: Age and length of rotation of the Iiberian
1441 Peninsula, *Tectonophysics*, *129*(1-4), 257–273, doi:10.1016/0040-1951(86)90255-6.

1442 Morris, R. G., H. D. Sinclair, and A. J. Yelland (1998), Exhumation of the Pyrenean orogen:
1443 implications for sediment discharge, *Basin Res*, *10*, 69–85.

1444 Mouthereau, F., A. B. Watts, and E. Burov (2013), Structure of orogenic belts controlled by
1445 lithosphere age, *Nature Geoscience*, *6*(8), 785–789, doi:10.1038/ngeo1902.

1446 Mouthereau, F., and O. Lacombe (2006), Inversion of the Paleogene Chinese continental
1447 margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan, *Journal of*
1448 *Structural Geology*, *28*(11), 1977–1993, doi:10.1016/j.jsg.2006.08.007.

1449 Mouthereau, F., O. Lacombe, and J. Vergés (2012), Building the Zagros collisional orogen:

Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, *532-535*(0), 27–60, doi:10.1016/j.tecto.2012.01.022.

Muñoz, J. A. E. (1992), Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in *Thrust Tectonics*, edited by K. McClay, pp. 235–246, Chapman & Hall.

Naylor, M., and H. D. Sinclair (2008), Pro- versus Retro-Foreland Basins, *Basin Res*, *20*, 285–303.

Olivet, J. L. 1. (1996), La cinématique de la plaque Ibérique, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, *20*, 131–195.

Passchier, C. W. (1984), Mylonite-dominated footwall geometry in a shear zone, central Pyrenees, *Geological Magazine*, *121*(5), 429–436, doi:10.1017/S0016756800029964.

Pik, R., B. Marty, J. Carignan, and J. Lavé (2003), Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U–Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome, *Earth and Planetary Science Letters*, *215*(1-2), 73–88, doi:10.1016/S0012-821X(03)00457-6.

Plaziat, J. C. (1981), Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *36*, 236–320.

Poblet, J., J. A. Muñoz, A. Trave, and J. Serra-Kiel (1998), Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry; application to the Mediano Anticline (Pyrenees, Spain), *Geol. Soc. Am. Bull.*, *110*(1), 111–125.

Rahl, J. M., S. H. Haines, and B. A. van der Pluijm (2011), Earth and Planetary Science Letters, *Earth and Planetary Science Letters*, *307*(1-2), 180–190, doi:10.1016/j.epsl.2011.04.036.

Reston, T., and K. McDermott (2014), An assessment of the cause of the “extension discrepancy”with reference to the west Galicia margin, Basin Res, 26(1), 135–153, doi:10.1111/bre.12042.

Rocher, M., O. Lacombe, J. Angelier, B. Deffontaines, and F. Verdier (2000), Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France): insights from combined

structural and paleostress analyses, *Journal of Structural Geology*, *22*(5), 627–645, doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00181-9.

Roest, W. R., and P. S. Srivastava (1991), Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, *19*(June), 613–616.

Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, *359*(1-2), 117–129, doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.

Rosell, J., Linares, R. and Llompart, C. (2001) El «Garumniense» prepirenaico. *Rev. Soc. Geol. Espana*, 14(1–2), 47–56.

Roure, F., P. Choukroune, X. Beràstegui, J. A. Muñoz, A. Villien, P. Matheron, M. Bareyt, M. Séguret, P. Camara, and J. Déramond (1989), ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, *8*(1), 41–50.

Roure F. and Choukroune P. (1998). Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology : crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. In Damotte B., ed., The Ecors Pyrenean deep seismic surveys, 1985-1994, *Mém. Soc. Géol. France*, 1998, 37-52.

Rushlow, C. R., J. B. Barnes, T. A. Ehlers, and J. Vergés (2013), Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay, *Tectonics*, n/a–n/a, doi:10.1002/tect.20030.

Sainz, A. M. C., and C. Faccenna (2001), Tertiary compressional deformation of the Iberian plate, *Terra Nova*, *13*(4), 281–288, doi:10.1046/j.1365-3121.2001.00355.x.

Savostin, L. A., J.-C. Sibuet, L. P. Zonenshain, X. Le Pichon, and M.-J. Roulet (1986), Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, *123*(1–4), 1–35, doi:http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(86)90192-7.

Schärer, P. De, Polvé, and B. De Saint (1999), Formation of the Trimouns talc-chlorite

1506 deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma, *Terra*
1507 *Nova*, *11*(1), 30–37, doi:10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x.

1508 Schettino, A., and E. Turco (2010), Tectonic history of the western Tethys since the Late
1509 Triassic, *Geol Soc America Bull*, *123*(1-2), 89–105, doi:10.1130/B30064.1.

1510 Schmitz, B., and V. Pujalte (2007), Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the
1511 Paleocene-Eocene boundary, *Geology*, *35*(3), 215–218, doi:10.1130/G23261A.1.

1512 Séguret, M. (1972), Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie
1513 centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère syn-sédimentaire, rôle de la
1514 compression et de la gravité, PhD. Thesis, Montpellier, 150 p.

1515 Sibuet, J.-C., S. P. Srivastava, and W. Spakman (2004), Pyrenean orogeny and plate
1516 kinematics, *J. Geophys. Res.*, *109*(B08104), doi:10.1029–2003JB002514.

1517 Sinclair, H. D., M. Gibson, M. Naylor, and R. G. Morris (2005), Asymmetric growth of the
1518 Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes, *American*
1519 *Journal of Science*, *305*(May), 369–406.

1520 Souriau, A., S. Chevrot, and C. Olivera (2008), A new tomographic image of the Pyrenean
1521 lithosphere from teleseismic data, *Tectonophysics*, *460*(1–4), 206–214,
1522 doi:10.1016/j.tecto.2008.08.014.

1523 Srivastava, S. P., H. Schouten, W. R. Roest, K. D. Klitgord, L. C. Kovacs, J. Verhoef, and R.
1524 Macnab (1990), Iberian plate kinematics - a jumping plate boundary between Eurasia and
1525 Africa, *Nature*, *344*(6268), 756–759, doi:10.1038/344756a0.

1526 Srivastava, S. P., J. C. Sibuet, S. Cande, W. R. Roest, and I. D. Reid (2000), Magnetic
1527 evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and
1528 Iberian margins, *Earth and Planetary Science Letters*, *182*(1), 61–76, doi:10.1016/s0012-
1529 821x(00)00231-4.

1530 Stacey, J. S., and J. D. Kramers (1975), Approximation of terrestrial lead isotope evolution by
1531 a two-stage model, *Earth and Planetary Science Letters*, *26*(2), 207–221,
1532 doi:http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6.

1533 Sutra, E., G. Manatschal, G. Mohn, and P. Unternehr (2013), Quantification and restoration of

1534 extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins,
1535 *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *14*(8), 2575–2597, doi:10.1002/ggge.20135.

1536 Teixell, A. (1998), Crustal structure and orogenic material budget in the west central
1537 Pyrenees, *Tectonics*, *17*(3), 395–406.

1538 Urgeles, R., A. Camerlenghi, D. Garcia-Castellanos, B. De Mol, M. Garcés, J. Vergés, I.
1539 Haslam, and M. Hardman (2011), New constraints on the Messinian sealevel drawdown
1540 from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean, *Basin Res*, *23*(2), 123–
1541 145, doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00477.x.

1542 Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L.,
1543 Tibari, B., Lahfid, A., Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in
1544 the Pyrenees, *submitted*.

1545 Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L.,
1546 Tibari, B., Lahfid, A., (2014), Thermal imprint of rift-related processes in orogens as
1547 recorded in the Pyrenees, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 16, EGU2014-4302-2,
1548 EGU General Assembly, Vienna, Austria.

1549 van Hinsbergen, D. J. J., R. L. M. Vissers, and W. Spakman (2014), Origin and consequences
1550 of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation, *Tectonics*, n/a–
1551 n/a, doi:10.1002/2013TC003349.

1552 Vauchez, A., C. Clerc, L. Bestani, Y. Lagabrielle, A. Chauvet, A. Lahfid, and D. Mainprice
1553 (2013), Preorogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees-
1554 France), *Tectonics*, *32*(2), 95–106, doi:10.1002/tect.20015.

1555 Vergés, J. (1993), Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central, Evolució
1556 cinemàtica en 3D, Universitat de Barcelona, Barcelona, 27 November.

1557 Vergés, J., and J. A. Muñoz (1990), Thrust sequence in the southern central Pyrenees, *Bulletin*
1558 *de la Societe Geologique de France*, *VI*(2), 265–271, doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.265.

1559 Vergés, J., and J. García-Senz (2001), Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the
1560 Pyrenean rift, *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, *186*, 187–212.

1561 Vergés, J., and M. Fernàndez (2012), Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa

1562 plate boundary: The Betic–Rif orogenic system, *Tectonophysics*, *579*(0), 144–172.

1563 Vergés, J., E. Saura, E. Casciello, M. Fernàndez, A. Villaseñor, I. Jiménez-Munt, and D.
1564 Garcia-Castellanos (2011), Crustal-scale cross-sections across the NW Zagros belt:
1565 implications for the Arabian margin reconstruction, *Geol. Mag.*, *148*(5-6), 739–761,
1566 doi:10.1017/S0016756811000331.

1567 Vergés, J., H. Millán, J. A. Muñoz, M. Marzo, J. Cirès, T. Den Bezemer, R. Zoetemeijer, and
1568 S. CLOETINGH (1995), Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and
1569 post-collisional crustal-scale cross-sections, *Marine and Petroleum Geology*, *12*(8), 893–
1570 915.

1571 Vergés, J., M. Fernàndez, and A. Martínez (2002), The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-
1572 collisional evolution, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*,
1573 vol. 8, edited by G. Rosenbaum and G. Lister, pp. 55–74, Journal of the Virtual Explorer.

1574 Vermeesch, P. (2004), How many grains are needed for a provenance study ? *Earth and*
1575 *Planetary Science Letters*, *224*(3-4), 441–451, doi:10.1016/j.epsl.2004.05.037.

1576 Vermeesch, P. (2009), RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and
1577 other radial plots, *Radiation Measurements*, *44*(4), 409–410,
1578 doi:10.1016/j.radmeas.2009.05.003.

1579 Vermeesch, P. (2012), On the visualisation of detrital age distributions, *Chemical Geology*,
1580 *312-313*(C), 190–194, doi:10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.

1581 Vielzeuf, D., and J. Kornprobst (1984), Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean
1582 lherzolites and granulites, *Earth and Planetary Science Letters*, *67*(1), 87–96,
1583 doi:10.1016/0012-821x(84)90041-4.

1584 Vissers, R. L. M. (1992), Variscan extension in the Pyrenees, *Tectonics*, *11*(6), 1369–1384.

1585 Vissers, R. L. M., and P. T. Meijer (2012a), Iberian plate kinematics and Alpine collision in
1586 the Pyrenees, *Earth Science Reviews*, *114*(1–2), 61–83,
1587 doi:10.1016/j.earscirev.2012.05.001.

1588 Vissers, R. L. M., and P. T. Meijer (2012b), Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the
1589 Pyrenees? *Earth Science Reviews*, *110*(1–4), 93–110,

1590 doi:10.1016/j.earscirev.2011.11.001.

1591 Whitchurch, A. L., A. Carter, H. D. Sinclair, R. A. Duller, A. C. Whittaker, and P. A. Allen
1592 (2011), Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen:
1593 insights from detrital zircon thermochronological analyses from the south-central
1594 pyrenees, *American Journal of Science*, *311*(5), 442–482, doi:10.2475/05.2011.03.

1595 WIedenbeck, M., P. Allé, F. Corfu, W. L. Griffin, M. Meier, F. Oberli, A. V. Quadt, J. C.
1596 Roddick, and W. Spiegel (1995), Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf,
1597 trace element and REE analyses, *Geostandards Newsletter*, *19*(1), 1–23,
1598 doi:10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x.

1599 Wrobel-Daveau, J.-C., J.-C. Ringenbach, S. Tavakoli, G. M. H. Ruiz, P. Masse, and D. Frizon
1600 de Lamotte (2010), Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the
1601 Zagros (Kermanshah area, Iran), *Arab J Geosci*, *3*(4), 499–513.

1602 Yelland, A. J. (1991), Thermo-Tectonics of the Pyrenees and Provenance from Fission-track
1603 Studies, Birbeck College, University of London, London, England.

| Sample | Lon(°E) | Lat(°N) | N | Gain-age Range (Ma) | $\chi^2$ (%) | Dispersion (%) | P1 (Ma) | P2 (Ma) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ESC1 | 1.83675 | 42.981367 | 95 | 30-147 | 5.9 | 21 | 58.8±4 (83%) | 106±13 (17%) |
| MAU1 | 1.039733 | 43.19225 | 90 | 21-131 | 0.7 | 17 | 63±4 (74%) | 96±7 (26%) |

Table 1: Detrital apatite fission-track analytical data. ZFT ages in which P1 is interpreted as a reset low-retention zircon population. N: Total number of counted grains; KDE peak fitting are given ± 1□. Also given is the percentage of grains in a specific peak. All samples were counted by Pierre-Yves Filleaudeau using a zeta of 332.46 ± 13.48. ζ calibration factor has been determined by using CN5 glass strandard. P ($\chi^2$) is chi-squared probability that grain ages are concordant. A sample may contains multiple age populations if P ($\chi^2$) <5 and/or Disp >15 [*Galbraith and Green*, 1990; *Galbraith and Laslett*, 1993].

| Tectonic units | Ebro basin | Ager and Tremp basins | Organya basin | Nogueres units | Trois Seigneurs | Arize | Aquitaine basin |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Width (km) | 71 | 38 | 48 | 32 | 20 | 27 | 63 |
| Paleoelevation (km) | 0 | -0.1 | -0.2 | 0 | -0.5 | -0.2 | 0 |
| Crustal thickness Hc (km) | 34.5 | 32 | 29 | 25 | 14 | 20 | 29 |
| Upper mantle thickness Hlm (km) | 88 | 83 | 79 | 88 | 28 | 40 | 49 |
| Lithospheric thickness (km) | 122 | 115 | 108 | 113 | 42 | 60 | 78 |
| β factor | 1 | 1.05 | 1.1 | 1 | 1.8 | 1.2 | 1 |

Table 2 : Parameters adopted to estimate the mantle lithosphere thickness below the Iberian and European proximal margins at Albo-Cenomanian, together with paleobathymetry/altitude for each reconstructed segment of the Pyrenees. $\rho_w$=1030 kg/m$^3$ ; $\rho_{asth}$= 3200 kg/m$^3$ ; $\rho_{mant}$=3250 kg/m$^3$ ; $\rho_{cr}$=2850 kg/m$^3$. Paleobathymatry and the original crustal thickness is used to estimate the beta factors such that $\beta=H_{lm}{}^{r}/H_{lm}=H_c{}^{r}/H_c$ where $H_{lm}{}^{r}$ and $H_{lm}{}^{r}$, $H_{lm}$ and $H_c$ are the restored and present lithospheric and crustal thickness, respectively. In this calculation, we assume pure-shear and homogenous thinning between crust and lithospheric mantle.

| | Age (Ma) | Latitude (° N) | Longitude(° W) | Rotation (°) |
|---|---|---|---|---|
| Model R2002 | 9.9 | 0 | 0 | 0 |
| | 19.2 | 77.93 | 59.14 | 0.24 |
| | 33.1 | -31.21 | 166.79 | 1.73 |
| | 46.3 | -23.85 | 157.12 | 1.72 |
| | 52.4 | -21.6 | 157.88 | 2.1 |
| | 55.9 | -20.72 | 162.4 | 2.61 |
| | 65.6 | -12.95 | 165.77 | 3.02 |
| | 67.7 | -16.45 | 167.49 | 3.1 |
| | 79.1 | -37.17 | 169 | 8.04 |
| | 83 | -38.86 | 169.85 | 10 |
| Model F2001 | 10 | 0 | 0 | 0 |
| | 33 | 33.14 | -9.91 | -1.16 |
| | 43 | 33.55 | -11.43 | -3.05 |
| | 47 | 36.13 | -11.2 | -3.6 |
| | 53 | 34.21 | -10.08 | -3.57 |
| | 56 | 34.95 | -10.2 | -4.61 |
| | 68 | 36.83 | -14.23 | -5.65 |
| | 78 | 38.15 | -10.94 | -8.12 |
| | 84 | 40.43 | -11.49 | -9.49 |
| Model V&M | 19.5 | 0 | 0 | 0 |
| | 33.3 | -31.77 | 161.02 | 1.302 |
| | 39.2 | -14.1 | 140.1 | 1.16 |
| | 47 | -30.59 | 158.88 | 2.81 |
| | 53.1 | -29.15 | 160.91 | 3.591 |
| | 56.1 | -28.68 | 159.71 | 3.941 |
| | 67.1 | -35.27 | 165.43 | 6.061 |
| | 79 | -37.67 | 166.88 | 7.597 |
| | 83 | -39.36 | 170.34 | 9.8 |

Table 3 : Euler poles of rotation and finite rotation angles and best fitting kinematic parameters for the three models described in the text.

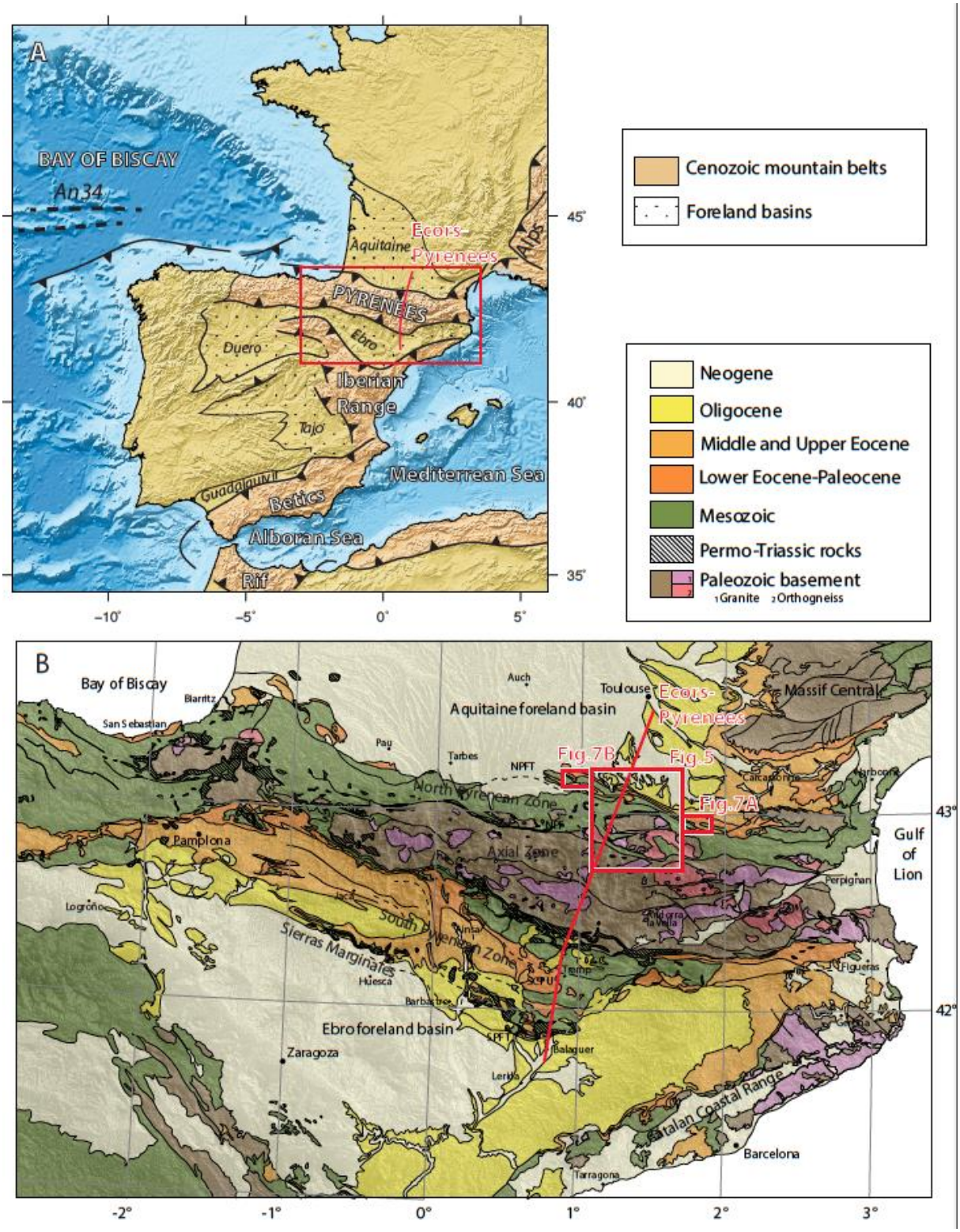

A
BAY OF BISCAY
An34
Aquitaine
Ecors-Pyrenees
Albs
PYRENEES
Ebro
Duero
Iberian Range
Tajo
Guadalquivir
Betics
Alboran Sea
Rif
Mediterrean Sea
45°
40°
35°
-10°
-5°
0°
5°
Cenozoic mountain belts
Foreland basins
Neogene
Oligocene
Middle and Upper Eocene
Lower Eocene-Paleocene
Mesozoic
Permo-Triassic rocks
Paleozoic basement
1 Granite 2 Orthogneiss
B
Bay of Biscay
Biarritz
San Sebastian
Auch
Toulouse
Ecors-Pyrenees
Massif Central
Aquitaine foreland basin
Pau
Tarbes
NPFT
Fig.7B
Fig.5
Fig.7A
North Pyrenean Zone
Axial Zone
Pamplona
Gulf of Lion
Perpignan
Logroño
South Pyrenean Zone
Sierras Marginales
Huesca
Barbastro
Ebro foreland basin
Zaragoza
Balaguer
Lerida
Catalan Coastal Range
Barcelona
Tarragona
Figueras
43°
42°
-2°
-1°
0°
1°
2°
3°

Figure 1

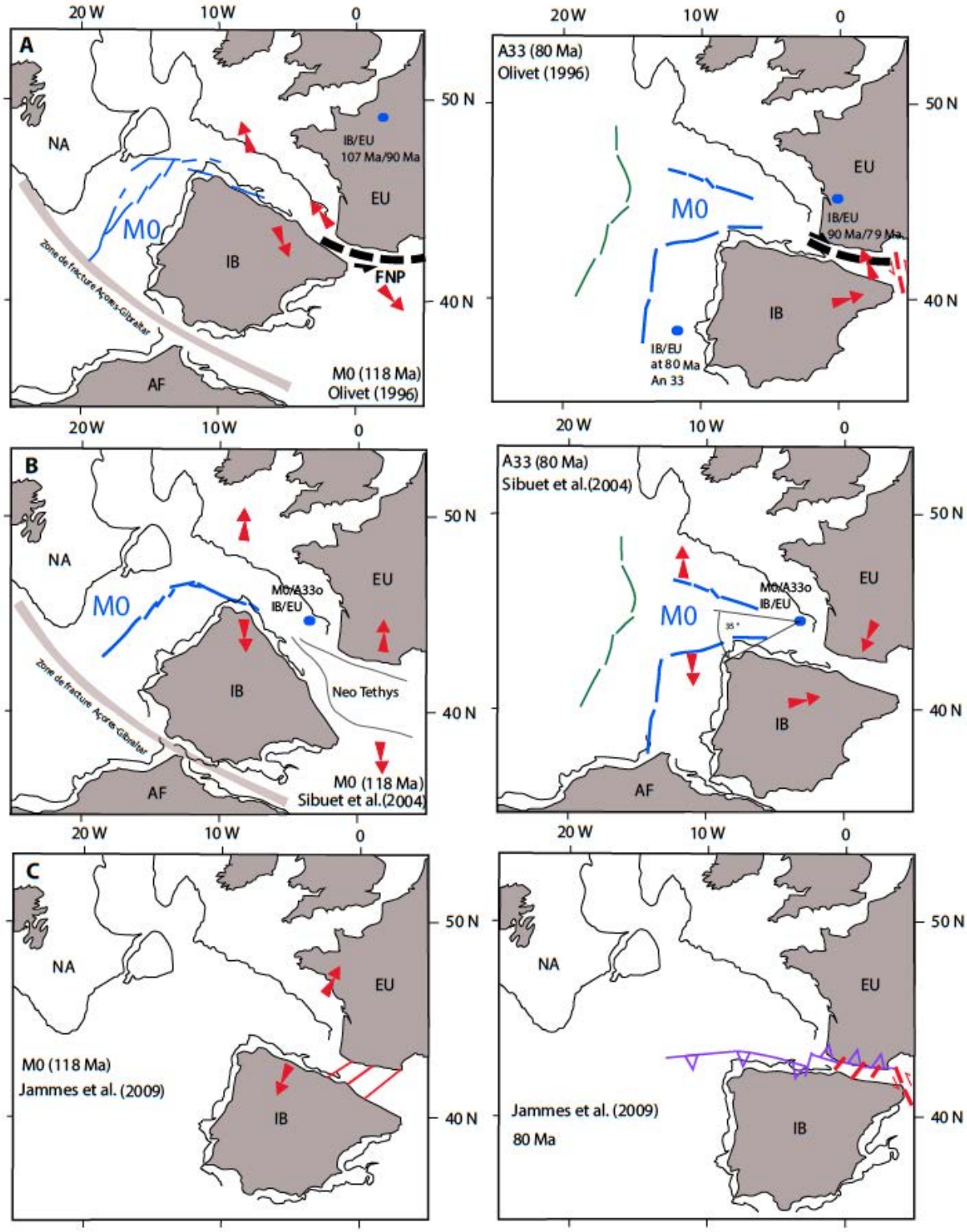

A
20 W
10 W
0
50 N
40 N
NA
IB/EU
107 Ma/90 Ma
EU
M0
IB
FNP
Zone de fracture Açores-Gibraltar
AF
M0 (118 Ma)
Olivet (1996)
A33 (80 Ma)
Olivet (1996)
IB/EU
90 Ma/79 Ma
IB/EU
at 80 Ma
An 33
B
M0/A33o
IB/EU
Neo Tethys
M0 (118 Ma)
Sibuet et al.(2004)
A33 (80 Ma)
Sibuet et al.(2004)
C
M0 (118 Ma)
Jammes et al. (2009)
Jammes et al. (2009)
80 Ma

Figure 2

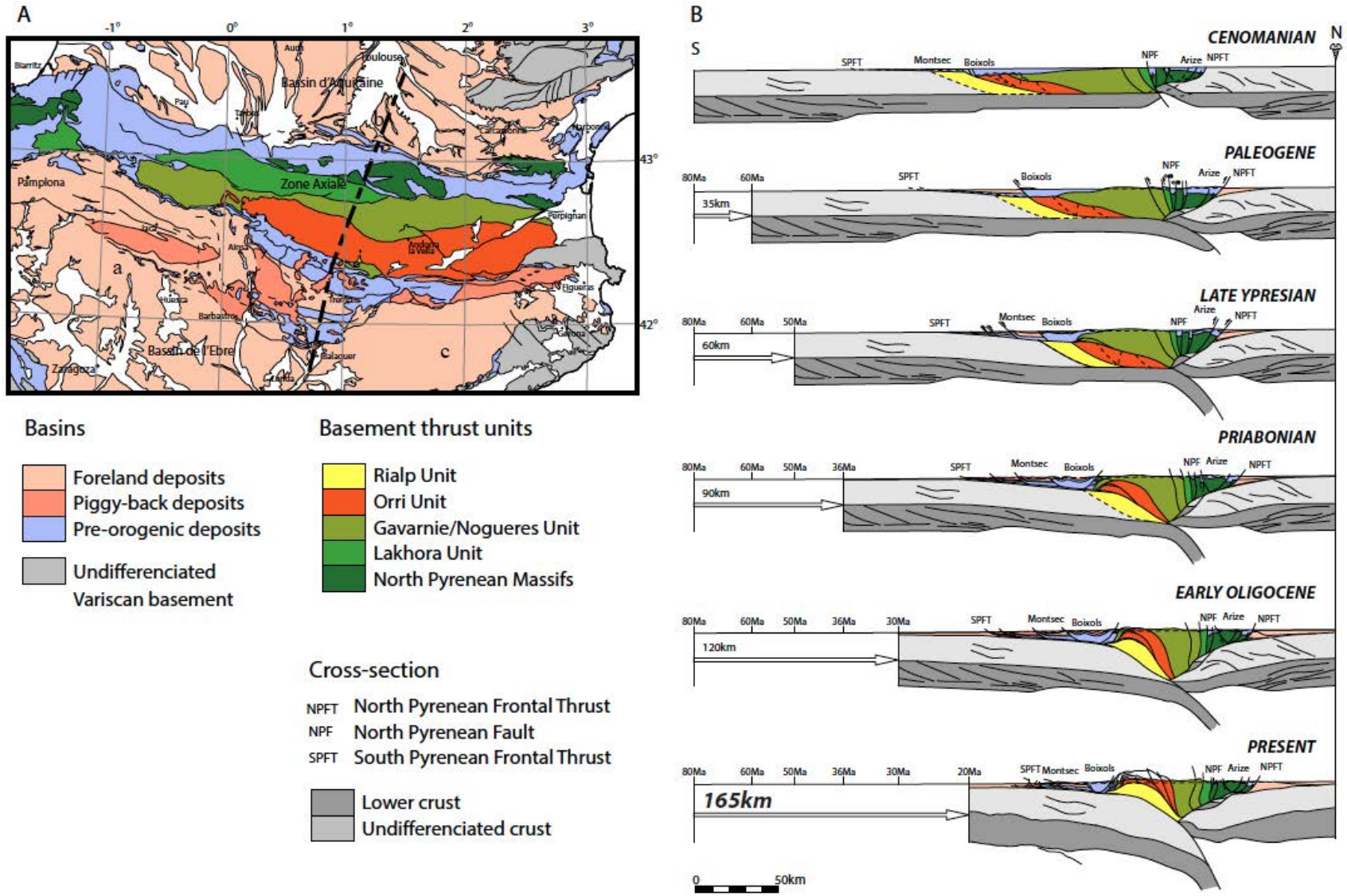

A
B
Basins
Foreland deposits
Piggy-back deposits
Pre-orogenic deposits
Undifferenciated Variscan basement
Basement thrust units
Rialp Unit
Orri Unit
Gavarnie/Nogueres Unit
Lakhora Unit
North Pyrenean Massifs
Cross-section
NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
NPF North Pyrenean Fault
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust
Lower crust
Undifferenciated crust
Bassin d'Aquitaine
Zone Axiale
Bassin de l'Ebre
Pamplona
Zaragoza
Perpignan
Barbastro
Balaguer
Figueras
Blanes
Toulouse
Pau
Biarritz
Huesca
Lleida
Tarragona
Andorra la Vella
Girona
Barcelona
a
c
-1°
0°
1°
2°
3°
43°
42°
S
N
CENOMANIAN
PALEOGENE
LATE YPRESIAN
PRIABONIAN
EARLY OLIGOCENE
PRESENT
SPFT
Montsec
Boixols
NPF
Arize
NPFT
80Ma
60Ma
50Ma
36Ma
30Ma
20Ma
35km
60km
90km
120km
165km
0
50km

Figure 3

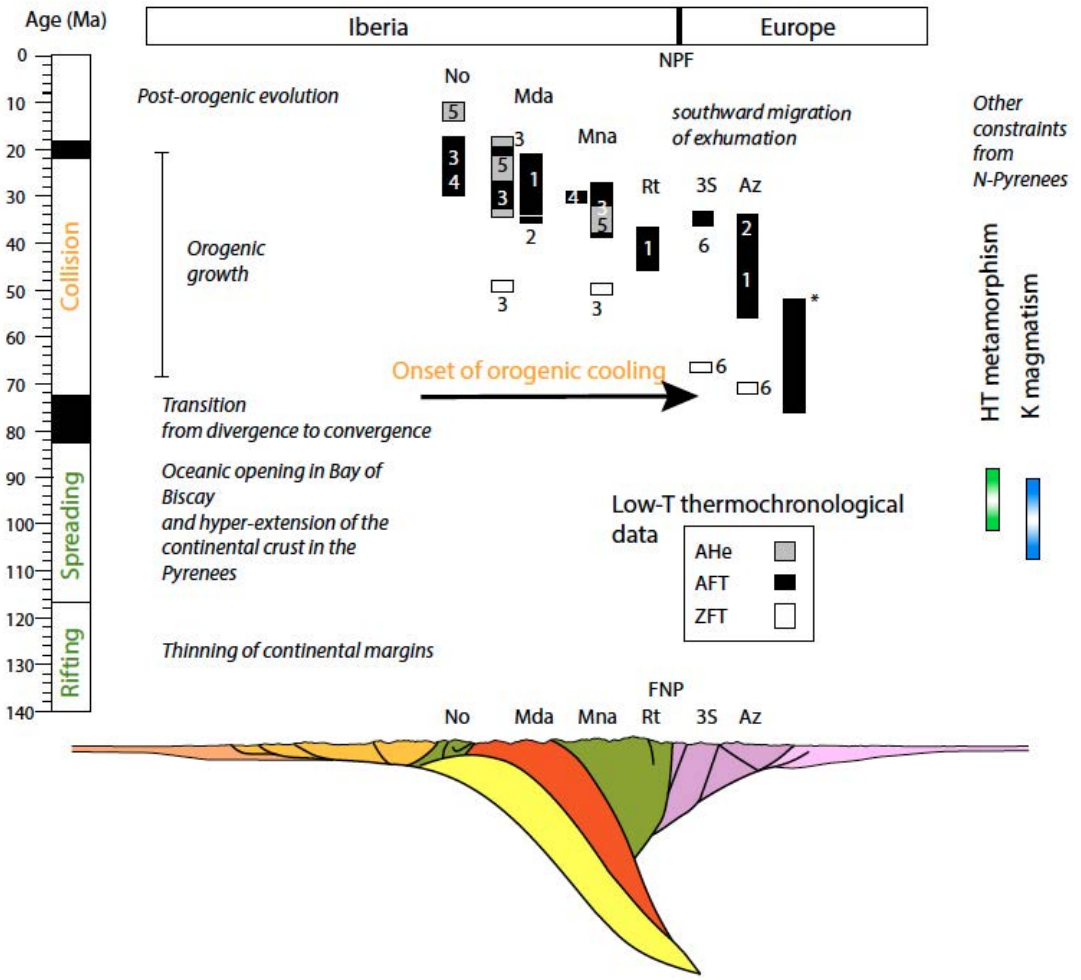

Age (Ma)
Iberia
Europe
NPF
FNP
No
Mda
Mna
Rt
3S
Az
Post-orogenic evolution
Orogenic growth
Transition from divergence to convergence
Oceanic opening in Bay of Biscay and hyper-extension of the continental crust in the Pyrenees
Thinning of continental margins
southward migration of exhumation
Onset of orogenic cooling
Other constraints from N-Pyrenees
HT metamorphism
K magmatism
Low-T thermochronological data
AHe
AFT
ZFT
Collision
Spreading
Rifting

Figure 4

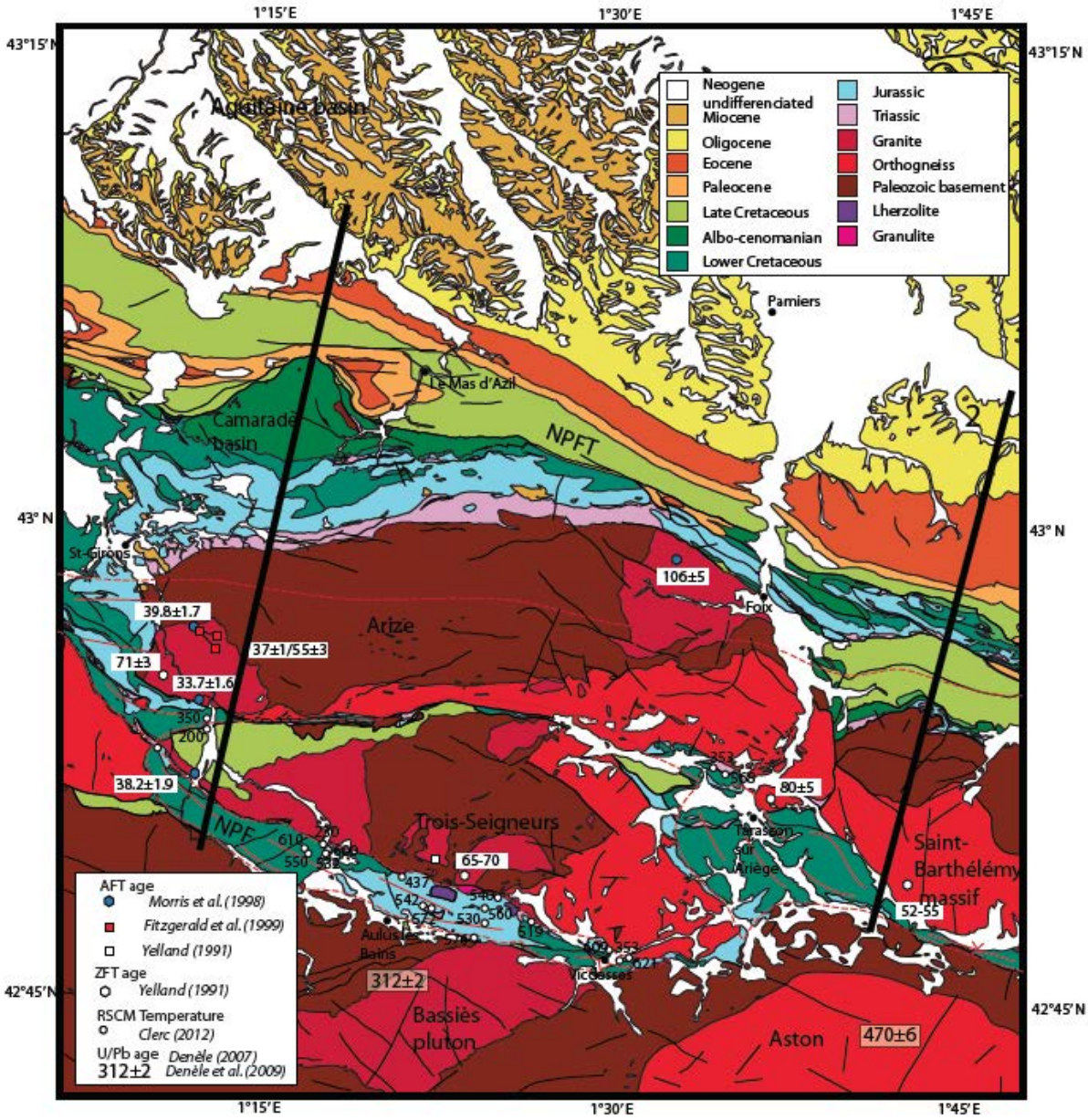

1°15'E
1°30'E
1°45'E
43°15'N
43° N
42°45'N
Aquitaine basin
Camarade basin
NPFT
NPF
Le Mas d'Azil
Pamiers
Foix
St-Girons
Arize
Trois-Seigneurs
Bassiès pluton
Aston
Saint-Barthélémy massif
Tarascon-sur-Ariège
Ax-les-Thermes
Aulus-les-Bains
Neogene undifferenciated Miocene
Oligocene
Eocene
Paleocene
Late Cretaceous
Albo-cenomanian
Lower Cretaceous
Jurassic
Triassic
Granite
Orthogneiss
Paleozoic basement
Lherzolite
Granulite
AFT age
Morris et al. (1998)
Fitzgerald et al. (1999)
Yelland (1991)
ZFT age
Yelland (1991)
RSCM Temperature
Clerc (2012)
U/Pb age
312±2 Denèle (2007) Denèle et al. (2009)
106±5
39.8±1.7
37±1/55±3
71±3
33.7±1.6
38.2±1.9
80±5
65-70
52-55
312±2
470±6

Figure 5

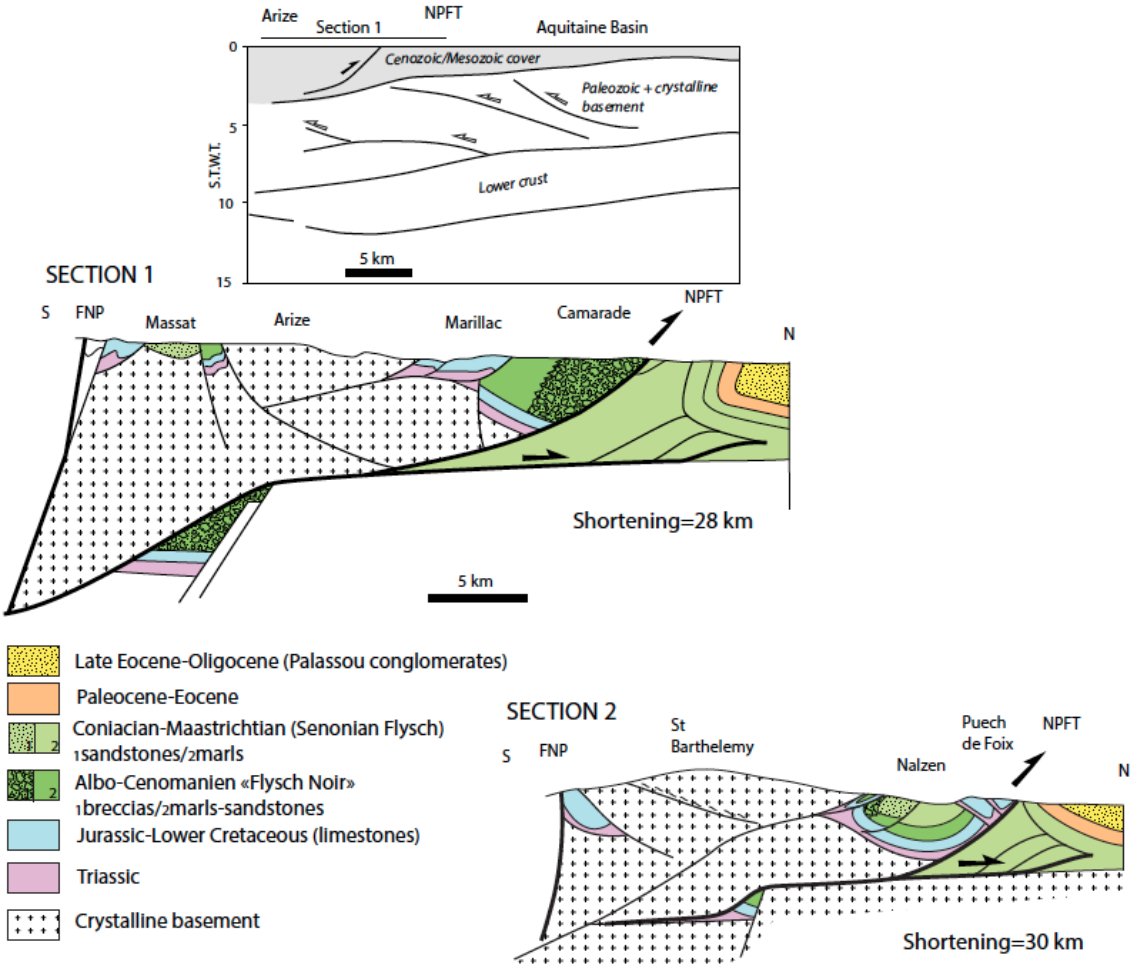

Arize
Section 1
NPFT
Aquitaine Basin
Cenozoic/Mesozoic cover
Paleozoic + crystalline basement
Lower crust
S.T.W.T.
0
5
10
15
5 km
SECTION 1
S
FNP
Massat
Arize
Marillac
Camarade
NPFT
N
Shortening=28 km
5 km
Late Eocene-Oligocene (Palassou conglomerates)
Paleocene-Eocene
Coniacian-Maastrichtian (Senonian Flysch)
1sandstones/2marls
Albo-Cenomanien «Flysch Noir»
1breccias/2marls-sandstones
Jurassic-Lower Cretaceous (limestones)
Triassic
Crystalline basement
SECTION 2
S
FNP
St Barthelemy
Nalzen
Puech de Foix
NPFT
N
Shortening=30 km

Figure 6

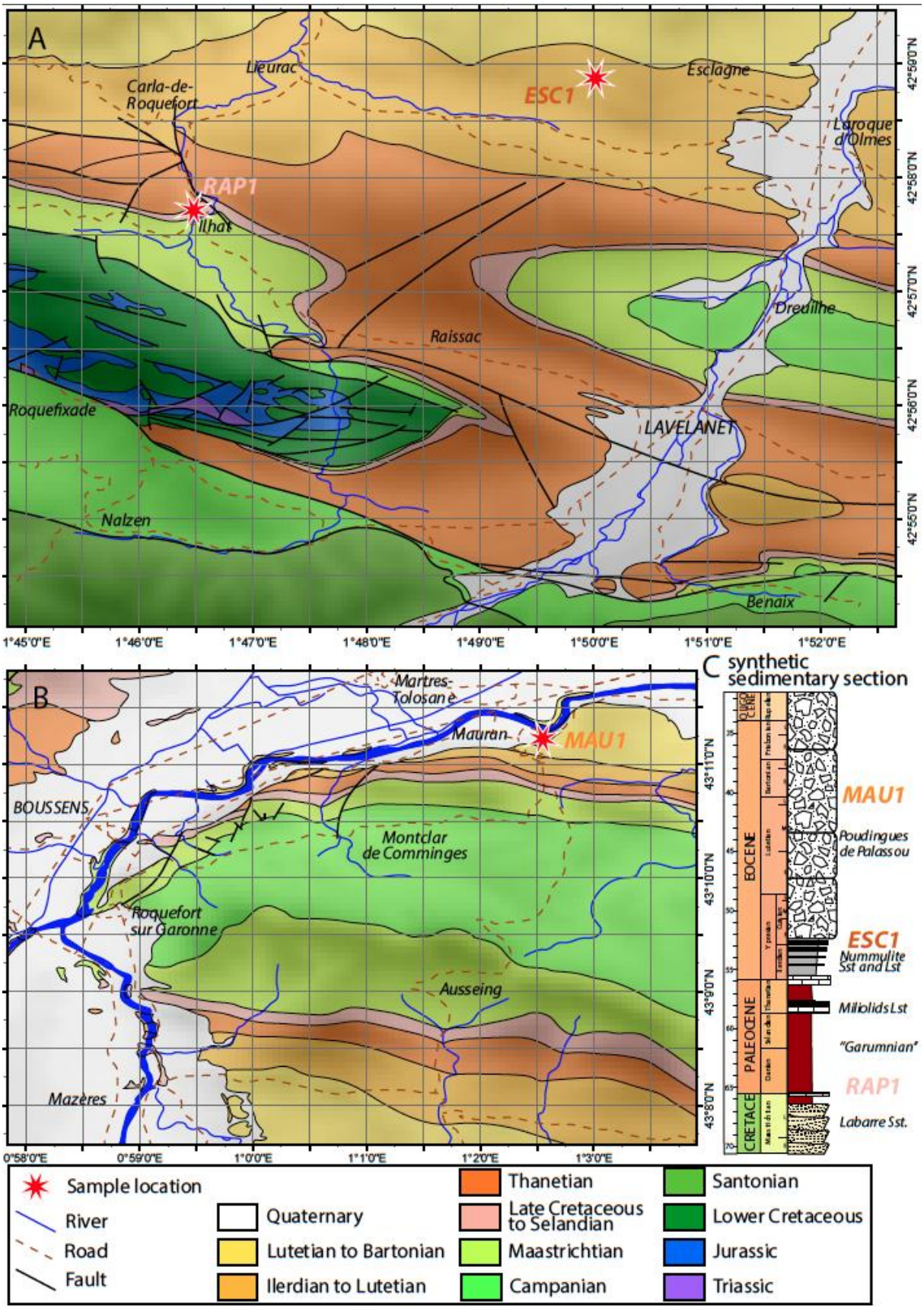

A
Lieurac
Carla-de-Roquefort
ESC1
Esclagne
Laroque d'Olmes
RAP1
Ilhat
Dreuilhe
Raissac
Roquefixade
LAVELANET
Nalzen
Benaix
1°45'0"E
1°46'0"E
1°47'0"E
1°48'0"E
1°49'0"E
1°50'0"E
1°51'0"E
1°52'0"E
42°59'0"N
42°58'0"N
42°57'0"N
42°56'0"N
42°55'0"N
B
Martres-Tolosane
Mauran
MAU1
BOUSSENS
Montclar de Comminges
Roquefort sur Garonne
Ausseing
Mazères
0°58'0"E
0°59'0"E
1°0'0"E
1°1'0"E
1°2'0"E
1°3'0"E
43°11'0"N
43°10'0"N
43°9'0"N
43°8'0"N
C synthetic sedimentary section
QUAT.
NEO.
EOCENE
PALEOCENE
CRETACE
MAU1
Poudingues de Palassou
ESC1
Nummulite Sst and Lst
Miliolids Lst
"Garumnian"
RAP1
Labarre Sst.
Sample location
River
Road
Fault
Quaternary
Lutetian to Bartonian
Ilerdian to Lutetian
Thanetian
Late Cretaceous to Selandian
Maastrichtian
Campanian
Santonian
Lower Cretaceous
Jurassic
Triassic

Figure 7

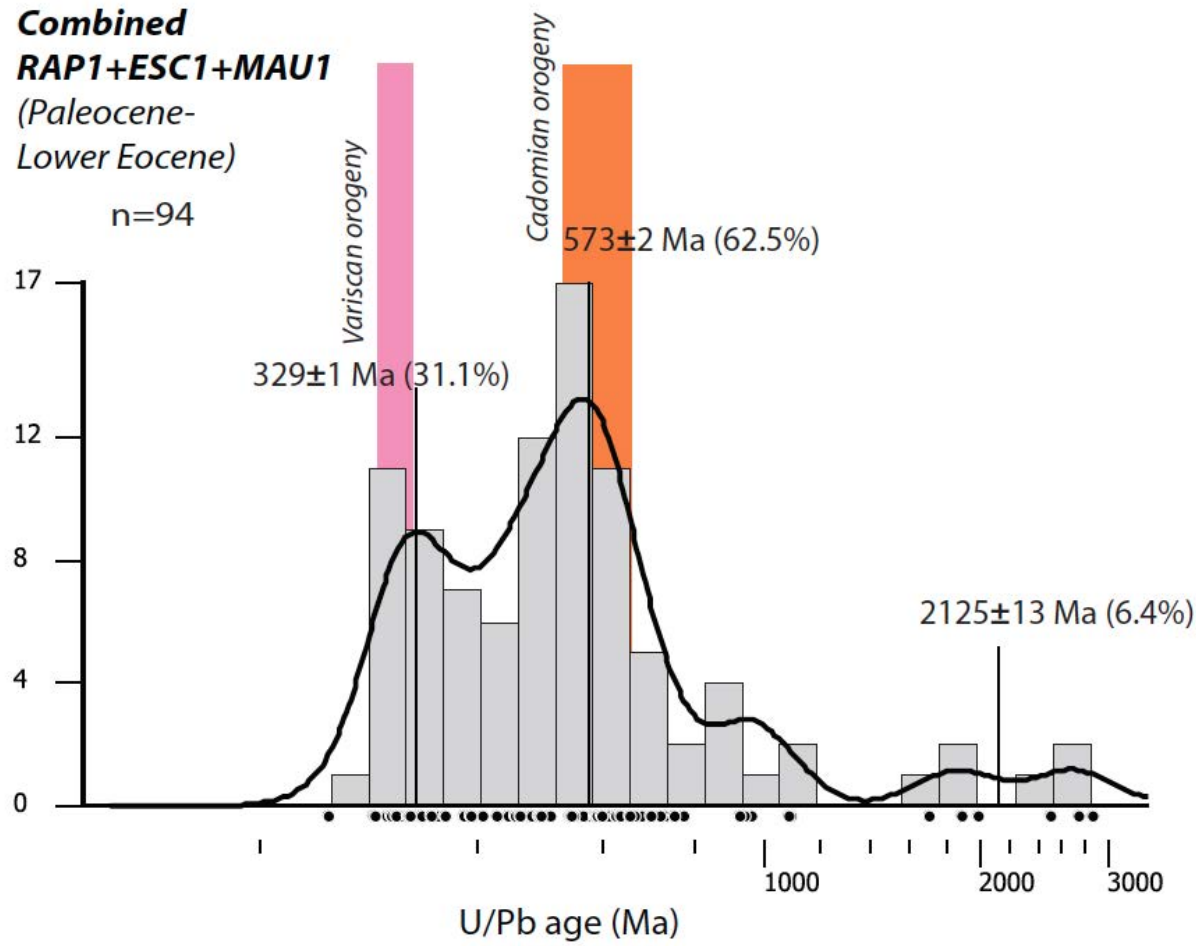

Combined
RAP1+ESC1+MAU1
(Paleocene-
Lower Eocene)
n=94
Variscan orogeny
Cadomian orogeny
573±2 Ma (62.5%)
329±1 Ma (31.1%)
2125±13 Ma (6.4%)
17
12
8
4
0
1000
2000
3000
U/Pb age (Ma)

Figure 8

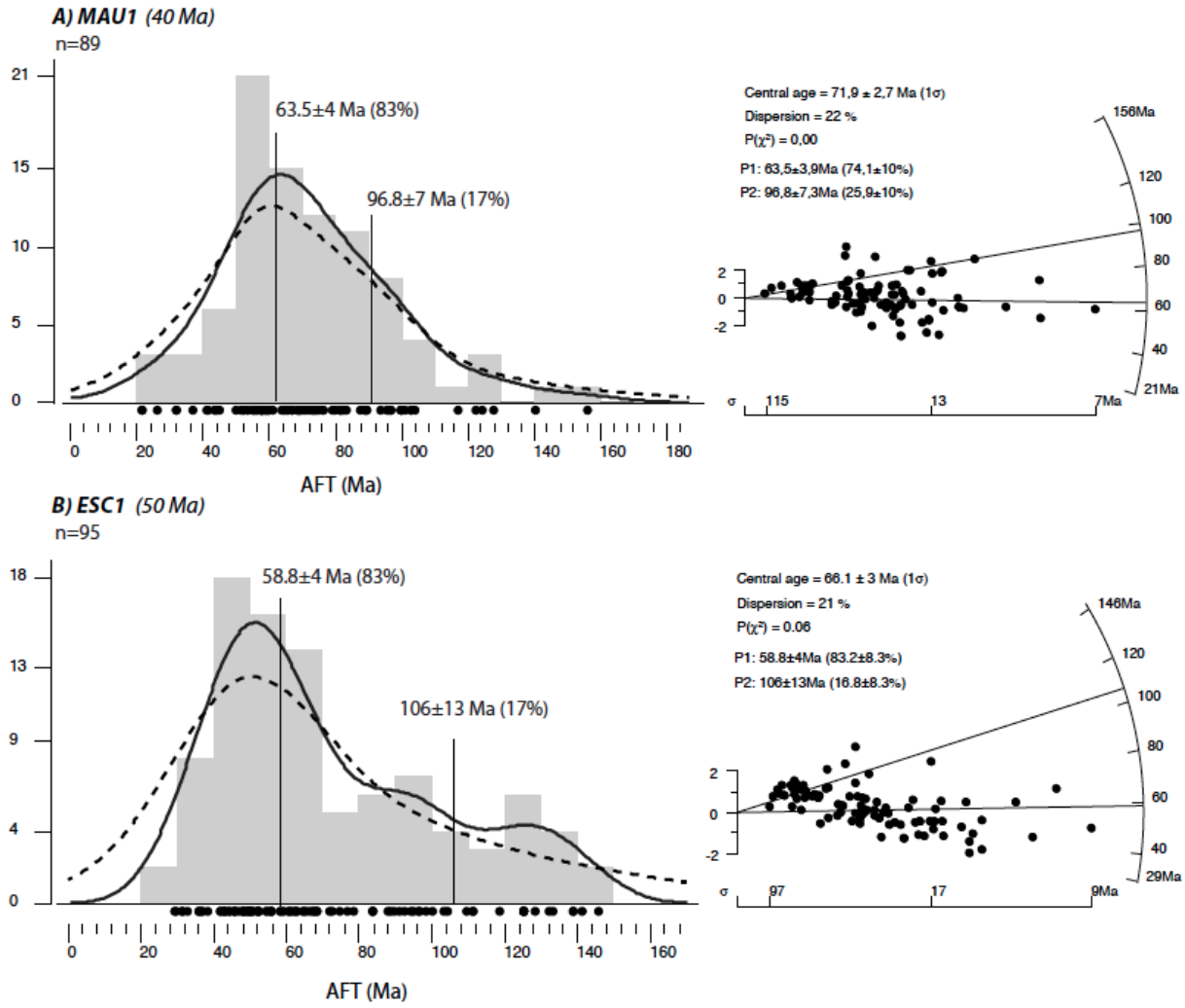

A) MAU1 (40 Ma)
n=89
63.5±4 Ma (83%)
96.8±7 Ma (17%)
AFT (Ma)
Central age = 71,9 ± 2,7 Ma (1σ)
Dispersion = 22 %
P(χ²) = 0,00
P1: 63,5±3,9Ma (74,1±10%)
P2: 96,8±7,3Ma (25,9±10%)
B) ESC1 (50 Ma)
n=95
58.8±4 Ma (83%)
106±13 Ma (17%)
AFT (Ma)
Central age = 66.1 ± 3 Ma (1σ)
Dispersion = 21 %
P(χ²) = 0.06
P1: 58.8±4Ma (83.2±8.3%)
P2: 106±13Ma (16.8±8.3%)

Figure 9

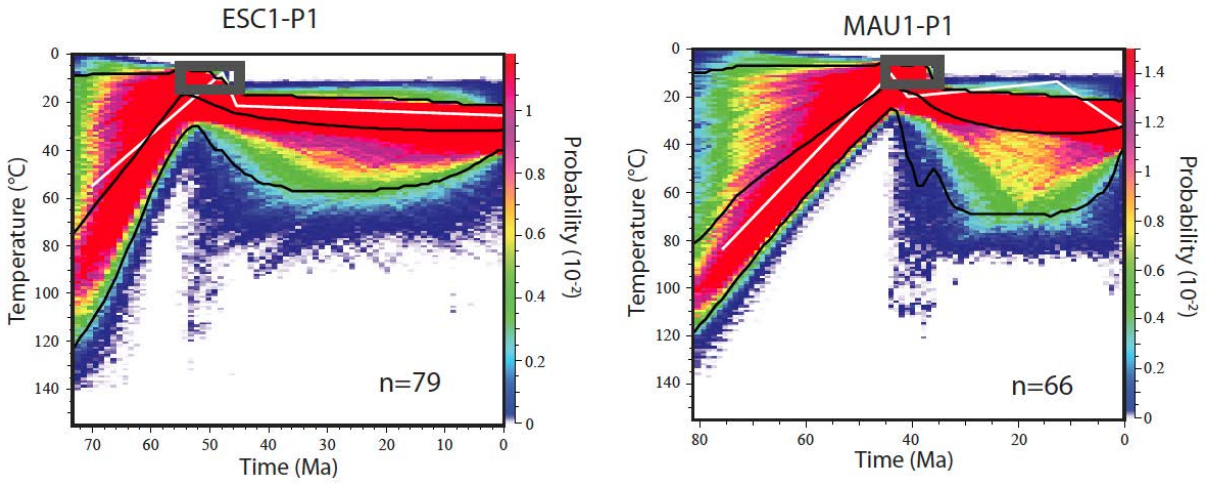

ESC1-P1
MAU1-P1
Temperature (°C)
Time (Ma)
Probability (10⁻²)
n=79
n=66

Figure 10

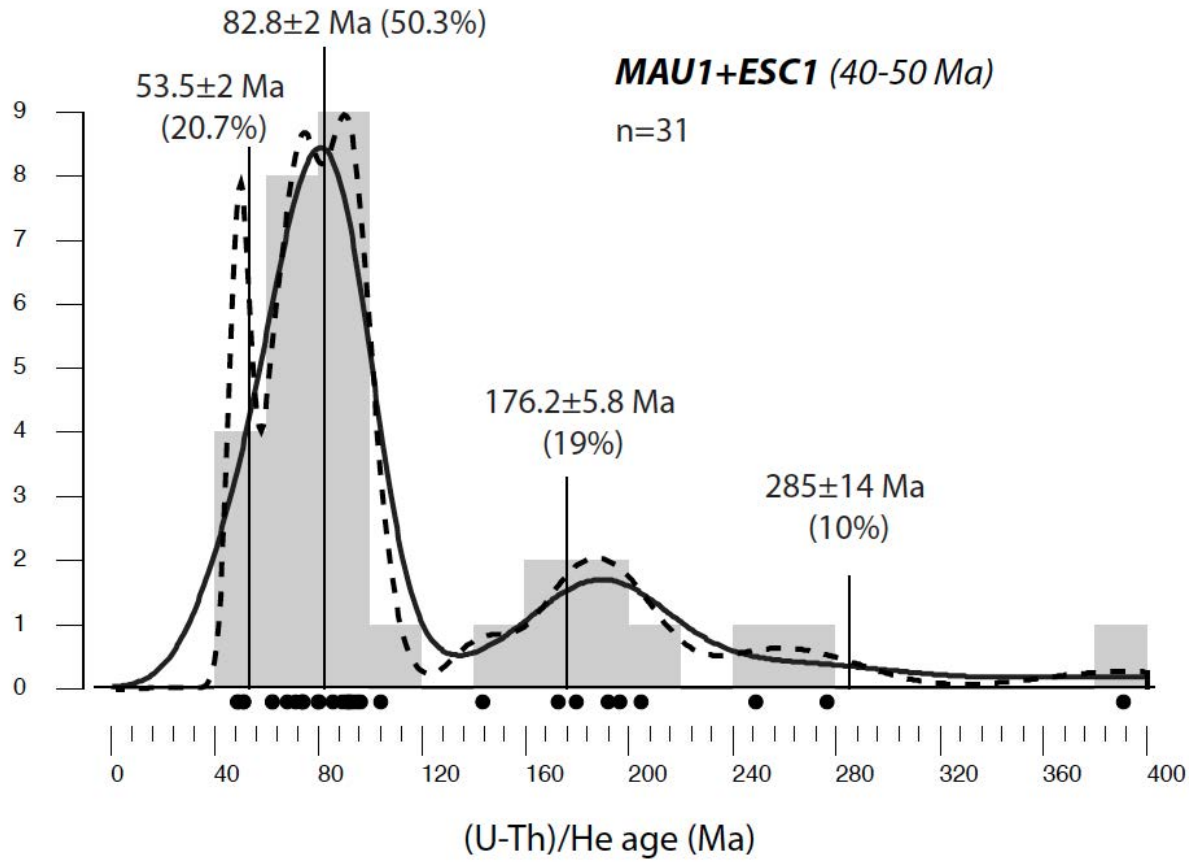

82.8±2 Ma (50.3%)
53.5±2 Ma
(20.7%)
MAU1+ESC1 (40-50 Ma)
n=31
176.2±5.8 Ma
(19%)
285±14 Ma
(10%)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0
40
80
120
160
200
240
280
320
360
400
(U-Th)/He age (Ma)

Figure 11

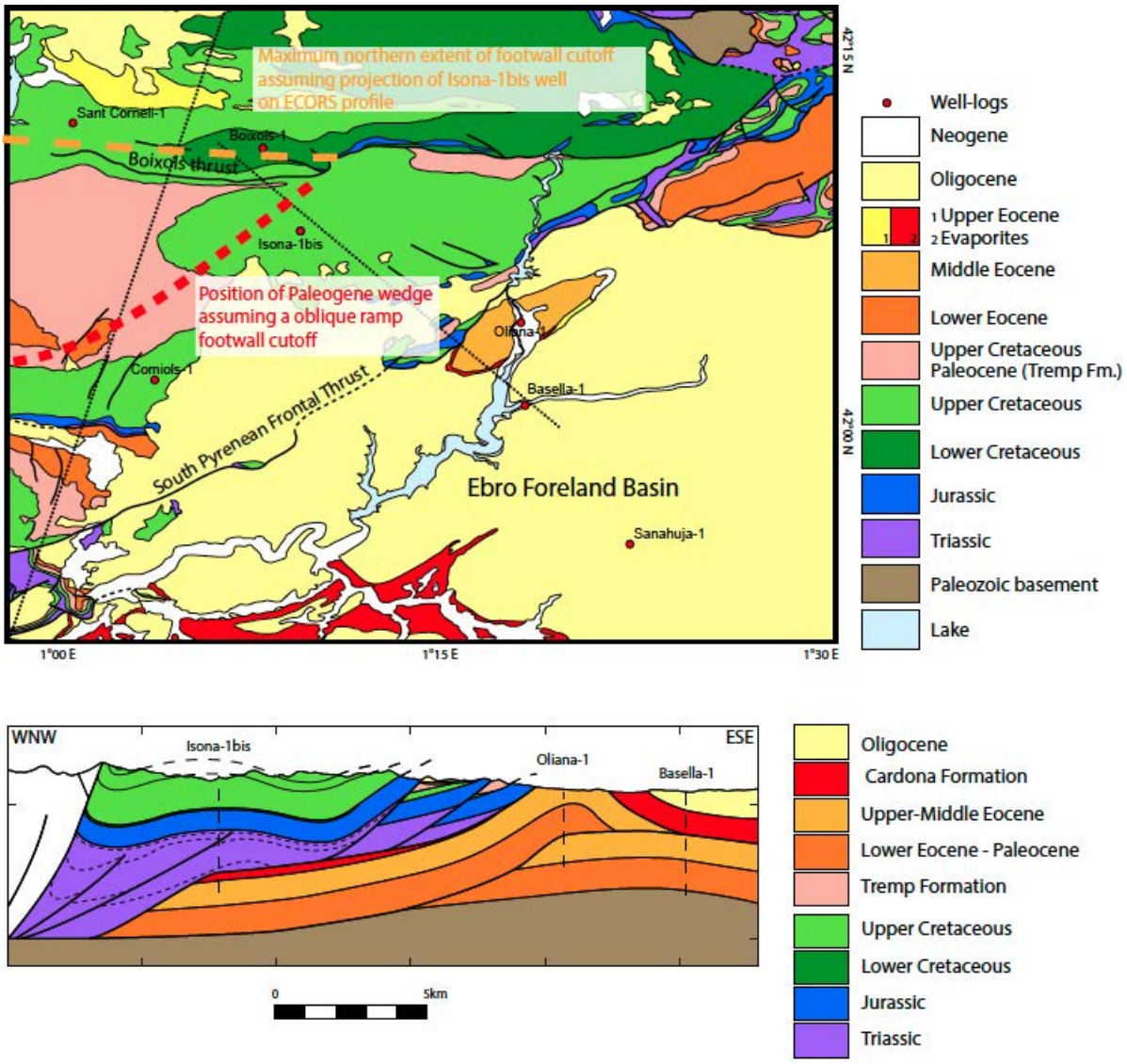

Maximum northern extent of footwall cutoff assuming projection of Isona-1bis well on ECORS profile
Sant Corneli-1
Boixols-1
Boixols thrust
Isona-1bis
Position of Paleogene wedge assuming a oblique ramp footwall cutoff
Oliana-1
Cornlols-1
Basella-1
South Pyrenean Frontal Thrust
Ebro Foreland Basin
Sanahuja-1
42°15 N
42°00 N
1°00 E
1°15 E
1°30 E
Well-logs
Neogene
Oligocene
1 Upper Eocene
2 Evaporites
Middle Eocene
Lower Eocene
Upper Cretaceous Paleocene (Tremp Fm.)
Upper Cretaceous
Lower Cretaceous
Jurassic
Triassic
Paleozoic basement
Lake
WNW
ESE
Isona-1bis
Oliana-1
Basella-1
0
5km
Oligocene
Cardona Formation
Upper-Middle Eocene
Lower Eocene - Paleocene
Tremp Formation
Upper Cretaceous
Lower Cretaceous
Jurassic
Triassic

Figure 12

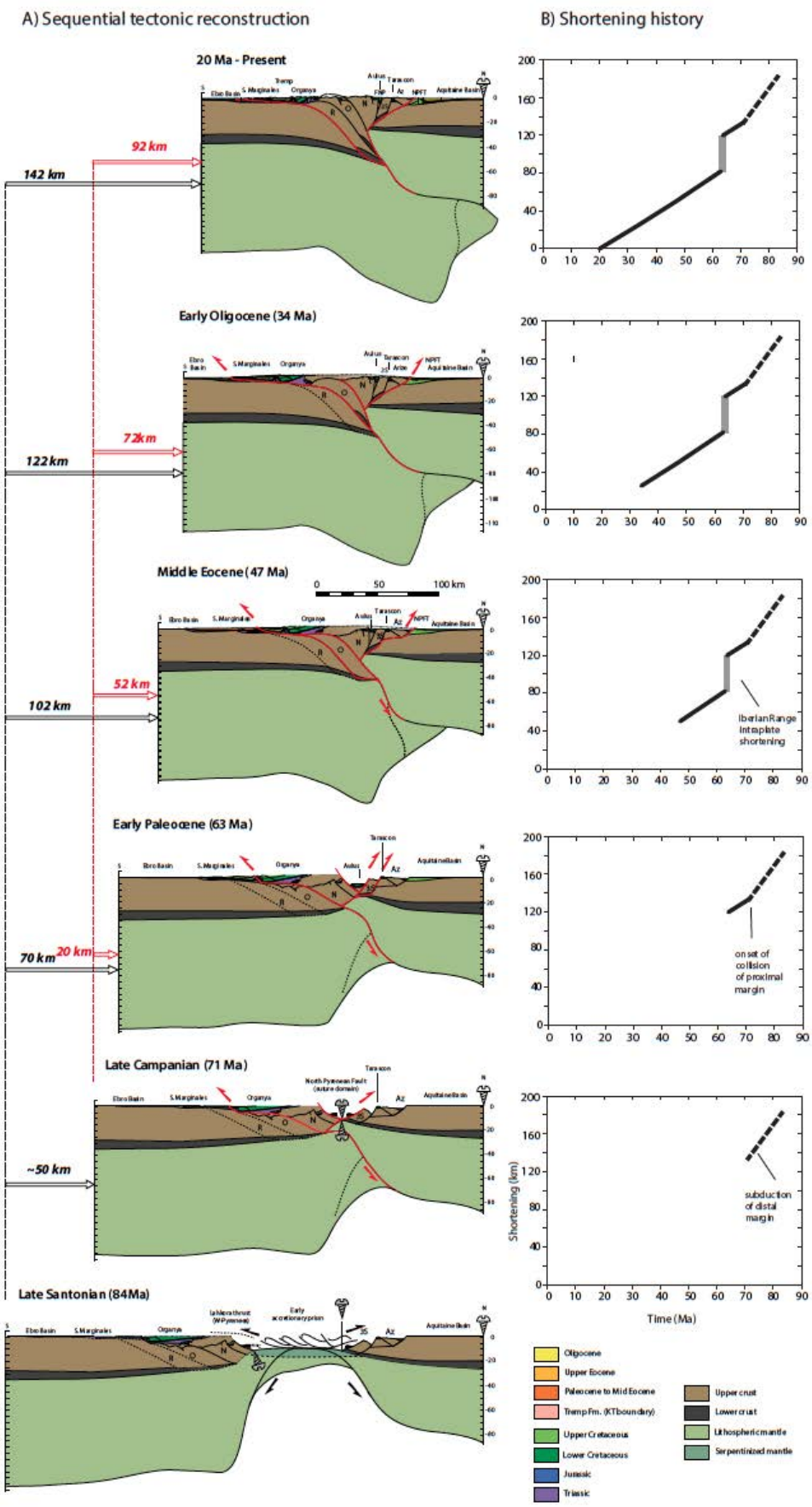

A) Sequential tectonic reconstruction
B) Shortening history
20 Ma - Present
92 km
142 km
Early Oligocene (34 Ma)
72km
122 km
Middle Eocene (47 Ma)
0 50 100 km
52 km
102 km
Early Paleocene (63 Ma)
70 km
20 km
Late Campanian (71 Ma)
~50 km
Late Santonian (84Ma)
Iberian Range Intraplate shortening
on set of collision of proximal margin
subduction of distal margin
Shortening (km)
Time (Ma)
Oligocene
Upper Eocene
Paleocene to Mid Eocene
Tremp Fm. (KTboundary)
Upper Cretaceous
Lower Cretaceous
Jurassic
Triassic
Upper crust
Lower crust
Lithospheric mantle
Serpentinized mantle

Figure 13

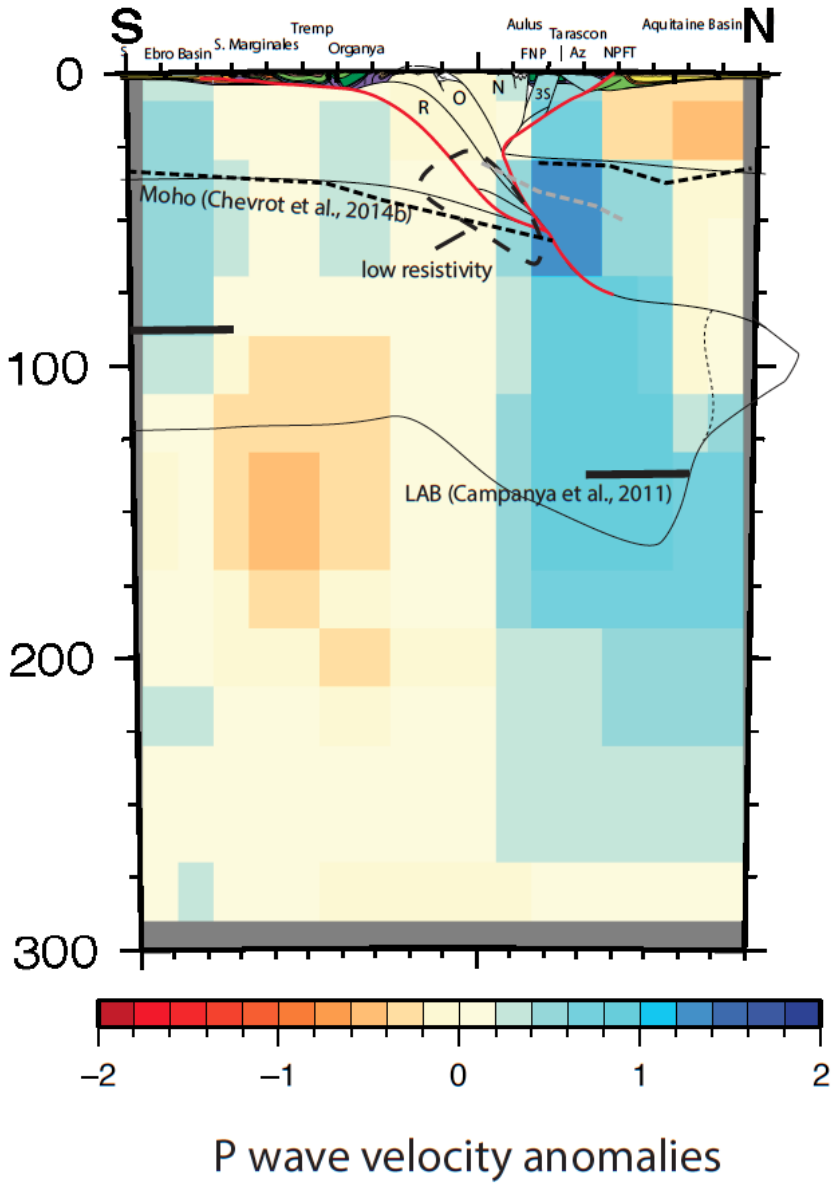

S
N
Ebro Basin
S. Marginales
Tremp
Organya
Aulus
Tarascon
FNP
Az
NPFT
Aquitaine Basin
R
O
N
3S
Moho (Chevrot et al., 2014b)
low resistivity
LAB (Campanya et al., 2011)
0
100
200
300
−2
−1
0
1
2
P wave velocity anomalies

Figure 14

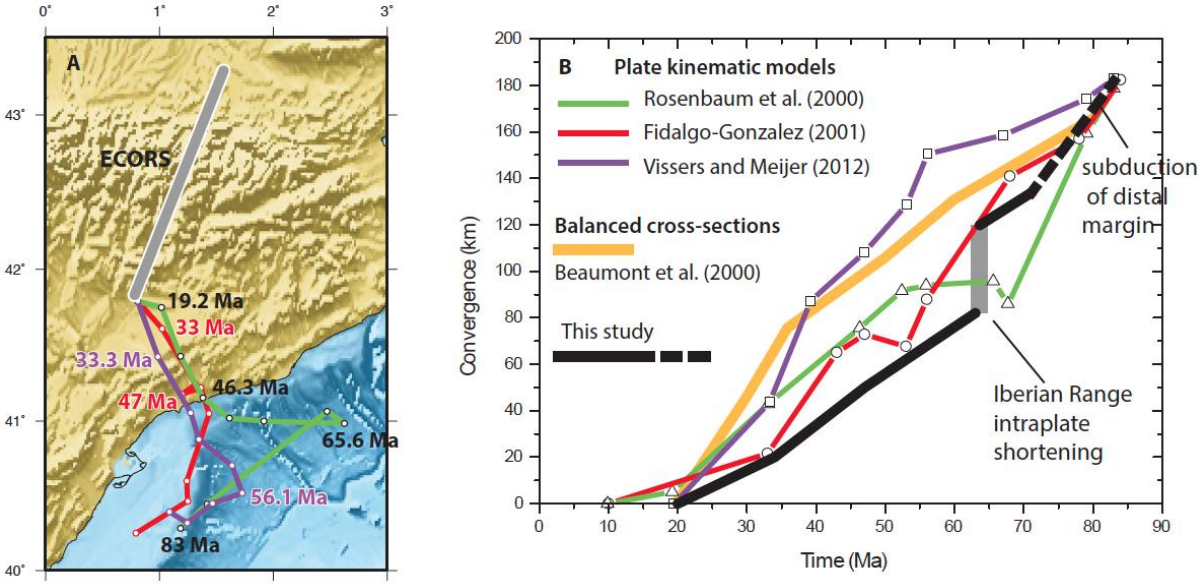

A
ECORS
19.2 Ma
33 Ma
33.3 Ma
46.3 Ma
47 Ma
65.6 Ma
56.1 Ma
83 Ma
0°
1°
2°
3°
43°
42°
41°
40°
B
Plate kinematic models
Rosenbaum et al. (2000)
Fidalgo-Gonzalez (2001)
Vissers and Meijer (2012)
Balanced cross-sections
Beaumont et al. (2000)
This study
subduction of distal margin
Iberian Range intraplate shortening
Convergence (km)
Time (Ma)

Figure 15

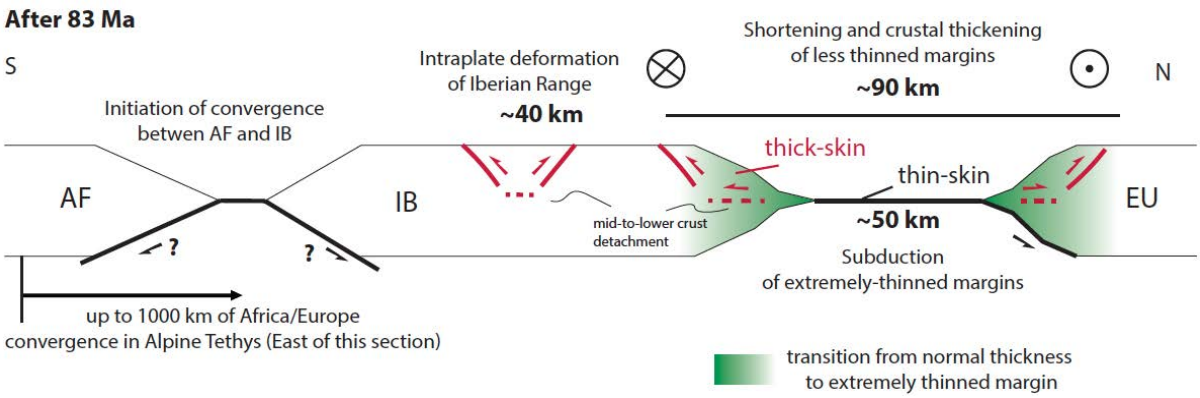

After 83 Ma
S
N
Initiation of convergence
betwen AF and IB
Intraplate deformation
of Iberian Range
~40 km
Shortening and crustal thickening
of less thinned margins
~90 km
thick-skin
thin-skin
~50 km
AF
IB
EU
mid-to-lower crust
detachment
Subduction
of extremely-thinned margins
up to 1000 km of Africa/Europe
convergence in Alpine Tethys (East of this section)
transition from normal thickness
to extremely thinned margin

Figure 16

| SAMPLE | Content in ppm | | | | | Corrected ratios | | | | | | U/Pb Ages | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Aliquot | Pb | U | Th | Th/U | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±σ |
| | E1 | 293 | 649 | 307 | 0,47 | 0,182 | 0,001 | 13,237 | 0,467 | 0,525 | 0,018 | 2721 | 76 | 2697 | 33 |
| | E3 | 22 | 282 | 27 | 0,1 | 0,059 | 0 | 0,803 | 0,01 | 0,093 | 0,001 | 571 | 7 | 598 | 6 |
| | E4 | 132 | 1653 | 385 | 0,23 | 0,063 | 0 | 0,796 | 0,012 | 0,093 | 0,001 | 573 | 8 | 594 | 7 |
| | E6 | 14 | 244 | 41 | 0,17 | 0,057 | 0 | 0,593 | 0,011 | 0,069 | 0,001 | 428 | 7 | 473 | 7 |
| | E7 | 12 | 158 | 18 | 0,11 | 0,062 | 0,001 | 0,801 | 0,02 | 0,087 | 0,002 | 535 | 11 | 598 | 11 |
| | E8 | 24 | 307 | 173 | 0,56 | 0,062 | 0,001 | 0,822 | 0,015 | 0,093 | 0,001 | 571 | 8 | 609 | 8 |
| | E9 | 35 | 546 | 53 | 0,1 | 0,076 | 0,003 | 0,807 | 0,077 | 0,075 | 0,006 | 468 | 38 | 601 | 42 |
| | E10 | 35 | 579 | 304 | 0,52 | 0,058 | 0 | 0,587 | 0,011 | 0,071 | 0,001 | 442 | 7 | 469 | 7 |
| | E11 | 9 | 108 | 34 | 0,31 | 0,065 | 0,001 | 0,979 | 0,024 | 0,095 | 0,001 | 583 | 8 | 693 | 12 |
| | E12 | 31 | 378 | 715 | 1,89 | 0,062 | 0 | 0,836 | 0,014 | 0,094 | 0,001 | 581 | 9 | 617 | 8 |
| | E13 | 13 | 196 | 17 | 0,08 | 0,059 | 0,001 | 0,675 | 0,011 | 0,075 | 0,001 | 467 | 5 | 524 | 6 |
| | E15 | 18 | 241 | 212 | 0,88 | 0,068 | 0,001 | 0,864 | 0,016 | 0,086 | 0,001 | 535 | 6 | 632 | 9 |
| ESC1 | E16 | 32 | 739 | 19 | 0,03 | 0,053 | 0 | 0,389 | 0,008 | 0,05 | 0,001 | 315 | 6 | 334 | 6 |
| | E17 | 61 | 1272 | 341 | 0,27 | 0,058 | 0,001 | 0,446 | 0,012 | 0,055 | 0,001 | 348 | 8 | 375 | 8 |
| | E18 | 22 | 314 | 108 | 0,34 | 0,069 | 0,001 | 0,821 | 0,017 | 0,082 | 0,001 | 506 | 8 | 609 | 10 |
| | E19 | 38 | 980 | 914 | 0,93 | 0,058 | 0,001 | 0,37 | 0,011 | 0,045 | 0,001 | 285 | 8 | 320 | 8 |
| | E20 | 37 | 562 | 157 | 0,28 | 0,062 | 0,001 | 0,692 | 0,012 | 0,076 | 0,001 | 473 | 6 | 534 | 7 |
| | E21 | 9 | 121 | 85 | 0,71 | 0,068 | 0,001 | 0,922 | 0,021 | 0,087 | 0,001 | 539 | 8 | 663 | 11 |
| | E22 | 19 | 304 | 30 | 0,1 | 0,057 | 0 | 0,625 | 0,013 | 0,073 | 0,001 | 451 | 8 | 493 | 8 |
| | E25 | 13 | 275 | 12 | 0,04 | 0,056 | 0 | 0,45 | 0,009 | 0,056 | 0,001 | 350 | 6 | 377 | 6 |
| | E26 | 11 | 204 | 76 | 0,37 | 0,089 | 0,006 | 0,601 | 0,081 | 0,063 | 0,002 | 395 | 10 | 478 | 50 |
| | E27 | 11 | 141 | 95 | 0,68 | 0,082 | 0,002 | 0,937 | 0,041 | 0,089 | 0,001 | 549 | 7 | 671 | 21 |
| | E28 | 26 | 334 | 39 | 0,12 | 0,059 | 0 | 0,796 | 0,013 | 0,091 | 0,001 | 560 | 8 | 595 | 7 |
| | E29 | 31 | 756 | 430 | 0,57 | 0,19 | 0,005 | 1,252 | 0,038 | 0,048 | 0,001 | 299 | 5 | 825 | 17 |
| | E30 | 56 | 809 | 652 | 0,81 | 0,059 | 0 | 0,674 | 0,012 | 0,081 | 0,001 | 500 | 8 | 523 | 7 |

| SAMPLE | Content in ppm | | | | | Corrected ratios | | | | | | U/Pb Ages | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Aliquot | Pb | U | Th | Th/U | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±σ |
| | M1 | 34 | 118 | 94 | 0,8 | 0,117 | 0 | 5,414 | 0,065 | 0,34 | 0,004 | 1885 | 18 | 1887 | 10 |
| | M2 | 5 | 68 | 29 | 0,43 | 0,07 | 0,001 | 0,776 | 0,036 | 0,093 | 0,001 | 573 | 7 | 583 | 20 |
| | M3 | 26 | 542 | 107 | 0,2 | 0,056 | 0 | 0,409 | 0,006 | 0,056 | 0,001 | 351 | 4 | 348 | 5 |
| | M4 | 11 | 254 | 78 | 0,31 | 0,056 | 0 | 0,355 | 0,01 | 0,05 | 0 | 312 | 3 | 308 | 7 |
| | M6 | 28 | 365 | 27 | 0,07 | 0,068 | 0 | 0,742 | 0,019 | 0,088 | 0,002 | 546 | 10 | 563 | 11 |
| | M7 | 34 | 541 | 206 | 0,38 | 0,058 | 0 | 0,575 | 0,008 | 0,074 | 0,001 | 459 | 5 | 461 | 5 |
| | M8 | 15 | 175 | 152 | 0,86 | 0,07 | 0,002 | 0,804 | 0,05 | 0,099 | 0,001 | 610 | 7 | 599 | 28 |
| | M11 | 65 | 736 | 226 | 0,31 | 0,063 | 0 | 0,845 | 0,011 | 0,102 | 0,001 | 626 | 7 | 622 | 6 |
| | M11bis | 15 | 108 | 60 | 0,55 | 0,077 | 0,002 | 1,564 | 0,153 | 0,157 | 0,008 | 943 | 44 | 956 | 59 |
| | M12 | 31 | 365 | 196 | 0,54 | 0,061 | 0 | 0,814 | 0,009 | 0,099 | 0,001 | 610 | 6 | 605 | 5 |
| | M12bis | 86 | 621 | 51 | 0,08 | 0,08 | 0,001 | 1,764 | 0,039 | 0,161 | 0,003 | 961 | 14 | 1032 | 14 |
| | M13 | 23 | 548 | 454 | 0,83 | 0,054 | 0 | 0,349 | 0,004 | 0,048 | 0,001 | 303 | 3 | 304 | 3 |
| MAU1 | M13bis | 17 | 223 | 101 | 0,45 | 0,062 | 0 | 0,751 | 0,028 | 0,091 | 0,003 | 559 | 19 | 569 | 16 |
| | M14 | 11 | 130 | 67 | 0,52 | 0,068 | 0,001 | 0,755 | 0,027 | 0,094 | 0,002 | 581 | 9 | 571 | 16 |
| | M15bis | 167 | 1056 | 199 | 0,19 | 0,141 | 0,002 | 3,476 | 0,17 | 0,184 | 0,008 | 1089 | 44 | 1522 | 38 |
| | M16 | 30 | 350 | 264 | 0,75 | 0,062 | 0 | 0,839 | 0,01 | 0,099 | 0,001 | 611 | 6 | 618 | 5 |
| | M16bis | 38 | 474 | 329 | 0,69 | 0,062 | 0 | 0,769 | 0,03 | 0,094 | 0,003 | 581 | 20 | 579 | 17 |
| | M17 | 3 | 55 | 0 | 0 | 0,059 | 0,001 | 0,355 | 0,02 | 0,057 | 0,001 | 360 | 4 | 309 | 15 |
| | M18 | 14 | 326 | 142 | 0,43 | 0,065 | 0,001 | 0,383 | 0,013 | 0,05 | 0,001 | 314 | 5 | 329 | 10 |
| | M19 | 10 | 106 | 83 | 0,78 | 0,065 | 0,001 | 0,95 | 0,022 | 0,11 | 0,002 | 674 | 12 | 678 | 11 |
| | M20 | 10 | 232 | 61 | 0,26 | 0,054 | 0 | 0,334 | 0,006 | 0,048 | 0,001 | 304 | 4 | 293 | 5 |
| | M21 | 13 | 165 | 121 | 0,73 | 0,064 | 0 | 0,779 | 0,016 | 0,095 | 0,001 | 584 | 7 | 585 | 9 |
| | M22 | 47 | 458 | 71 | 0,15 | 0,066 | 0 | 1,052 | 0,015 | 0,12 | 0,001 | 730 | 8 | 730 | 7 |
| | M23 | 19 | 366 | 168 | 0,46 | 0,073 | 0,004 | 0,481 | 0,06 | 0,061 | 0,002 | 382 | 11 | 399 | 41 |
| | M24 | 21 | 205 | 89 | 0,43 | 0,069 | 0,001 | 1,035 | 0,023 | 0,118 | 0,002 | 719 | 9 | 721 | 11 |

| SAMPLE | Content in ppm | | | | | Corrected ratios | | | | | | U/Pb Ages | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Aliquot** | **Pb** | **U** | **Th** | **Th/U** | **$^{207}Pb/^{206}Pb$** | **±σ** | **$^{207}Pb/^{235}U$** | **±σ** | **$^{206}Pb/^{238}U$** | **±σ** | **$^{206}Pb/^{238}U$** | **±σ** | **$^{207}Pb/^{235}U$** | **±σ** |
| MAU1 | M25 | 68 | 2026 | 589 | 0,29 | 0,166 | 0,006 | 0,312 | 0,048 | 0,039 | 0,001 | 248 | 8 | 275 | 37 |
| | M26 | 13 | 215 | 23 | 0,11 | 0,06 | 0,001 | 0,574 | 0,012 | 0,073 | 0,001 | 452 | 6 | 461 | 8 |
| | M28 | 51 | 604 | 527 | 0,87 | 0,061 | 0 | 0,826 | 0,009 | 0,099 | 0,001 | 608 | 6 | 611 | 5 |
| | M29 | 21 | 231 | 119 | 0,52 | 0,063 | 0 | 0,913 | 0,015 | 0,108 | 0,001 | 661 | 8 | 659 | 8 |
| | M30 | 15 | 345 | 105 | 0,3 | 0,055 | 0 | 0,358 | 0,006 | 0,049 | 0,001 | 311 | 4 | 311 | 5 |
| | M31 | 45 | 994 | 400 | 0,4 | 0,071 | 0 | 0,407 | 0,007 | 0,053 | 0 | 332 | 3 | 346 | 5 |
| | M32 | 30 | 446 | 92 | 0,21 | 0,061 | 0,001 | 0,594 | 0,022 | 0,078 | 0,001 | 483 | 6 | 473 | 14 |

| SAMPLE | Content in ppm | | | | | Corrected ratios | | | | | | | | U/Pb Ages | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Aliquot** | **Pb** | **U** | **Th** | **Th/U** | **$^{207}Pb/^{206}Pb$** | **±σ** | **$^{207}Pb/^{235}U$** | **±σ** | **$^{206}Pb/^{238}U$** | **±σ** | **$^{206}Pb/^{238}U$** | **±σ** | **$^{207}Pb/^{235}U$** | **±σ** |
| | R1 | 13 | 114 | 73 | 0,64 | 0,248 | 0,029 | 1,171 | 1,276 | 0,128 | 0,018 | 775 | 100 | 787 | 469 |
| | R2 | 15 | 276 | 180 | 0,65 | 0,228 | 0,028 | 0,653 | 0,483 | 0,062 | 0,002 | 390 | 10 | 510 | 260 |
| | R3 | 19 | 217 | 144 | 0,67 | 0,158 | 0,019 | 0,896 | 0,52 | 0,102 | 0,006 | 623 | 36 | 650 | 246 |
| | R5 | 12 | 275 | 144 | 0,52 | 0,207 | 0,028 | 0,747 | 0,368 | 0,051 | 0,005 | 319 | 28 | 566 | 194 |
| | R6 | 25 | 380 | 175 | 0,46 | 0,283 | 0,039 | 0,434 | 0,902 | 0,077 | 0,013 | 476 | 78 | 366 | 496 |
| | R7 | 10 | 64 | 43 | 0,66 | 0,24 | 0,026 | 1,944 | 1,329 | 0,182 | 0,019 | 1078 | 102 | 1097 | 378 |
| | R8 | 11 | 86 | 41 | 0,48 | 0,266 | 0,029 | 1,434 | 1,476 | 0,156 | 0,02 | 934 | 111 | 903 | 481 |
| | R9 | 27 | 421 | 19 | 0,05 | 0,152 | 0,019 | 0,537 | 0,391 | 0,074 | 0,005 | 459 | 28 | 437 | 230 |
| | R10 | 15 | 351 | 160 | 0,46 | 0,222 | 0,029 | 0,281 | 0,417 | 0,05 | 0,005 | 313 | 34 | 251 | 286 |
| | R11 | 14 | 265 | 75 | 0,28 | 0,217 | 0,028 | 0,581 | 0,486 | 0,063 | 0,007 | 392 | 43 | 465 | 272 |
| | R12 | 31 | 548 | 154 | 0,28 | 0,447 | 0,038 | 0,091 | 1,002 | 0,065 | 0,025 | 405 | 149 | 88 | 661 |
| | R14 | 8 | 59 | 21 | 0,37 | 0,549 | 0,027 | 2,396 | 2,338 | 0,157 | 0,058 | 941 | 315 | 1241 | 532 |
| RAP1 | R15 | 55 | 116 | 90 | 0,78 | 0,254 | 0,01 | 15,543 | 2,196 | 0,557 | 0,018 | 2854 | 74 | 2849 | 127 |
| | R16 | 122 | 302 | 193 | 0,64 | 0,198 | 0,004 | 11,771 | 0,512 | 0,472 | 0,007 | 2490 | 29 | 2586 | 40 |
| | R17 | 21 | 283 | 50 | 0,18 | 0,139 | 0,016 | 0,757 | 0,394 | 0,088 | 0,004 | 545 | 21 | 572 | 205 |
| | R18 | 9 | 242 | 214 | 0,88 | 0,187 | 0,025 | 0,379 | 0,305 | 0,046 | 0,004 | 288 | 25 | 326 | 203 |
| | R19 | 15 | 181 | 73 | 0,4 | 0,349 | 0,031 | 0,908 | 1,054 | 0,097 | 0,015 | 596 | 90 | 656 | 446 |
| | R20 | 14 | 212 | 116 | 0,55 | 0,222 | 0,024 | 0,594 | 0,61 | 0,078 | 0,008 | 486 | 47 | 473 | 329 |
| | R21 | 12 | 165 | 64 | 0,39 | 0,271 | 0,032 | 0,632 | 0,829 | 0,081 | 0,012 | 505 | 70 | 497 | 417 |
| | R22 | 14 | 337 | 168 | 0,5 | 0,211 | 0,026 | 0,36 | 0,328 | 0,049 | 0,004 | 309 | 23 | 313 | 219 |
| | R23 | 13 | 188 | 9 | 0,05 | 0,271 | 0,032 | 0,717 | 0,783 | 0,079 | 0,012 | 488 | 73 | 549 | 381 |
| | R24 | 138 | 447 | 5 | 0,01 | 0,151 | 0,005 | 5,948 | 0,707 | 0,359 | 0,007 | 1978 | 31 | 1968 | 98 |
| | R25 | 16 | 373 | 151 | 0,41 | 0,244 | 0,03 | 0,313 | 0,462 | 0,051 | 0,007 | 320 | 44 | 277 | 306 |
| | R26 | 12 | 120 | 38 | 0,32 | 0,289 | 0,036 | 0,978 | 1,245 | 0,113 | 0,019 | 693 | 108 | 693 | 496 |
| | R27 | 12 | 164 | 37 | 0,23 | 0,23 | 0,031 | 0,632 | 0,838 | 0,087 | 0,012 | 538 | 68 | 498 | 421 |

| | | Content in ppm | Corrected ratios | U/Pb Ages | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Aliquot** | **Pb** | **U** | **Th** | **Th/U** | **$^{207}Pb/^{206}Pb$** | **±σ** | **$^{207}Pb/^{235}U$** | **±σ** | **$^{206}Pb/^{238}U$** | **±σ** | **$^{206}Pb/^{238}U$** | **±σ** | **$^{207}Pb/^{235}U$** | **±σ** |
| | R28 | 10 | 208 | 58 | 0,28 | 0,304 | 0,035 | 0,523 | 0,646 | 0,053 | 0,009 | 335 | 56 | 427 | 359 |
| | R29 | 19 | 378 | 225 | 0,6 | 0,265 | 0,029 | 0,52 | 0,479 | 0,057 | 0,006 | 360 | 37 | 425 | 278 |
| | R30 | 56 | 216 | 157 | 0,73 | 0,156 | 0,012 | 4,232 | 1,006 | 0,3 | 0,009 | 1692 | 45 | 1680 | 179 |
| | R31 | 14 | 157 | 71 | 0,45 | 0,294 | 0,034 | 0,844 | 1,176 | 0,104 | 0,02 | 638 | 116 | 621 | 501 |
| | R32 | 26 | 448 | 174 | 0,39 | 0,237 | 0,033 | 0,604 | 0,695 | 0,068 | 0,01 | 426 | 58 | 480 | 365 |
| | R33 | 39 | 442 | 448 | 1,01 | 0,151 | 0,018 | 0,909 | 0,456 | 0,103 | 0,005 | 632 | 28 | 656 | 218 |
| RAP1 | R34 | 8 | 149 | 52 | 0,35 | 0,44 | 0,038 | 0,493 | 1,063 | 0,063 | 0,023 | 392 | 137 | 407 | 546 |
| | R35 | 19 | 422 | 148 | 0,35 | 0,228 | 0,029 | 0,363 | 0,451 | 0,051 | 0,006 | 321 | 40 | 315 | 290 |
| | R37 | 148 | 1117 | 694 | 0,62 | 0,238 | 0,023 | 1,379 | 1,003 | 0,154 | 0,011 | 925 | 61 | 880 | 357 |
| | R38 | 11 | 242 | 83 | 0,34 | 0,339 | 0,034 | 0,325 | 0,652 | 0,055 | 0,013 | 344 | 79 | 286 | 406 |
| | R39 | 42 | 393 | 135 | 0,34 | 0,157 | 0,018 | 1,053 | 0,674 | 0,123 | 0,007 | 747 | 40 | 731 | 288 |
| | R40 | 20 | 219 | 220 | 1,01 | 0,274 | 0,033 | 0,742 | 1,077 | 0,106 | 0,016 | 651 | 91 | 564 | 489 |

| SAMPLE | ALIQUOT | W (µm) | H (µm) | L (µm) | WEIGHT (mg) | Radius (Rs) (µm) | 4He (mol/g) | 238U (ppm) | 235U (ppm) | 232Th (ppm) | 147Sm (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Age (Ma) | Age corrected (Ma) | Age corrected Ft-1/4 | Error at 8% |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Esc-1 | 1 | 98 | 247,2 | 78 | 0,007 | 55,5 | 3,21E-07 | 751,2 | 5,4 | 43,9 | 2,5 | 761,7 | 0,80 | 78,3 | 98,1 | 92,3 | 7,4 |
| | 3 | 82,6 | 255,1 | 62,6 | 0,002 | 47,2 | 9,33E-07 | 1998,9 | 14,5 | 88,4 | 51,9 | 2020,1 | 0,77 | 85,8 | 112,1 | 104,1 | 8,3 |
| | 4 | 78,9 | 216,9 | 58,9 | 0,004 | 44,0 | 7,15E-08 | 255,9 | 1,9 | 31,4 | 4,5 | 263,5 | 0,75 | 50,4 | 67,3 | 62,1 | 5,0 |
| | 8 | 68,8 | 232,3 | 48,8 | 0,001 | 38,5 | 2,31E-07 | 621,9 | 4,5 | 69,2 | 51,9 | 638,5 | 0,72 | 67,1 | 93,9 | 85,4 | 6,8 |
| | 9 | 117,3 | 180,8 | 97,3 | 0,004 | 61,6 | 1,41E-07 | 433,3 | 3,1 | 57,5 | 17,3 | 447,1 | 0,82 | 58,6 | 71,5 | 67,8 | 5,4 |
| | 10 | 83,3 | 230,8 | 63,3 | 0,002 | 46,9 | 3,01E-07 | 704,3 | 5,1 | 102,8 | 16,4 | 729,0 | 0,76 | 76,7 | 100,5 | 93,3 | 7,5 |
| | 13 | 67 | 196,4 | 47 | 0,003 | 36,4 | 2,69E-07 | 706,0 | 5,1 | 63,9 | 3,6 | 721,4 | 0,70 | 69,2 | 98,5 | 89,1 | 7,1 |
| | 15 | 86,8 | 290,9 | 66,8 | 0,003 | 50,6 | 1,22E-07 | 330,3 | 2,4 | 41,8 | 18,2 | 340,3 | 0,78 | 66,8 | 85,7 | 80,0 | 6,4 |
| | 17 | 103,4 | 204,3 | 83,4 | 0,008 | 56,5 | 1,27E-07 | 350,1 | 2,5 | 109,1 | 0,0 | 376,3 | 0,80 | 62,8 | 78,3 | 73,8 | 5,9 |
| | 20 | 78,7 | 243 | 58,7 | 0,007 | 44,5 | 5,12E-07 | 597,6 | 4,3 | 43,3 | 6,9 | 608,0 | 0,75 | 156,4 | 207,7 | 192,0 | 15,4 |
| | 21 | 85,2 | 206,5 | 65,2 | 0,002 | 47,0 | 1,71E-07 | 739,6 | 5,4 | 54,1 | 20,4 | 752,6 | 0,76 | 42,2 | 55,2 | 51,3 | 4,1 |
| | 22 | 102 | 159,9 | 82 | 0,002 | 52,1 | 1,07E-06 | 587,8 | 4,3 | 62,3 | 40,8 | 602,7 | 0,79 | 328,6 | 417,2 | 390,9 | 31,3 |
| | 25 | 115,9 | 183,6 | 95,9 | 0,004 | 60,1 | 1,43E-07 | 409,7 | 3,0 | 37,9 | 3,6 | 418,8 | 0,81 | 63,4 | 77,8 | 73,6 | 5,9 |
| | 27 | 82,5 | 192,1 | 62,5 | 0,003 | 44,9 | 4,36E-08 | 197,8 | 1,4 | 28,1 | 7,4 | 204,6 | 0,75 | 39,6 | 52,6 | 48,6 | 3,9 |
| | 28 | 107 | 137,5 | 87 | 0,002 | 53,4 | 1,14E-07 | 302,7 | 2,2 | 44,7 | 29,7 | 313,4 | 0,79 | 67,4 | 84,9 | 79,7 | 6,4 |
| | 29 | 55,2 | 206,6 | 35,2 | 0,002 | 29,3 | 2,73E-07 | 358,9 | 2,6 | 126,3 | 0,0 | 389,2 | 0,63 | 130,1 | 205,2 | 179,3 | 14,3 |
| | 30 | 76,2 | 181 | 56,2 | 0,002 | 41,1 | 1,34E-07 | 484,9 | 3,5 | 67,3 | 0,0 | 501,1 | 0,73 | 49,7 | 67,9 | 62,2 | 5,0 |

| SAMPLE | ALIQUOT | W (µm) | H (µm) | L (µm) | WEIGHT (mg) | Radius (Rs) (µm) | 4He (mol/g) | 238U (ppm) | 235U (ppm) | 232Th (ppm) | 147Sm (ppm) | eU (ppm) | $F_T$ | Age (Ma) | Age corrected (Ma) | Age corrected Ft-1/4 | Error at 8% |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mau-1 | 3 | 116,9 | 218,6 | 96,9 | 0,003 | 62,5 | 8,39E-07 | 682,0 | 4,9 | 179,6 | 0,0 | 725,1 | 0,82 | 214,9 | 262,4 | 248,7 | 19,9 |
| | 4 | 119,7 | 221,8 | 99,7 | 0,001 | 63,9 | 7,96E-07 | 759,7 | 5,5 | 310,1 | 0,0 | 834,1 | 0,82 | 177,3 | 215,7 | 204,6 | 16,4 |
| | 13 | 106,2 | 231,8 | 86,2 | 0,003 | 58,8 | 5,45E-07 | 1121,1 | 8,1 | 721,2 | 0,0 | 1294,2 | 0,81 | 78,3 | 97,2 | 91,7 | 7,3 |
| | 16 | 107,5 | 256 | 87,5 | 0,004 | 60,8 | 5,63E-07 | 416,8 | 3,0 | 96,5 | 0,0 | 439,9 | 0,81 | 237,9 | 292,3 | 276,5 | 22,1 |
| | 21 | 128,4 | 208,5 | 108,4 | 0,001 | 65,7 | 1,45E-06 | 1490,0 | 10,8 | 364,8 | 0,0 | 1577,6 | 0,83 | 171,1 | 206,7 | 196,5 | 15,7 |
| | 22 | 113,4 | 212,8 | 93,4 | 0,001 | 60,5 | 6,83E-07 | 1002,3 | 7,3 | 110,3 | 0,0 | 1028,8 | 0,81 | 123,3 | 151,4 | 143,2 | 11,5 |
| | 23 | 65,4 | 224,4 | 45,4 | 0,001 | 36,2 | 1,71E-06 | 2291,3 | 16,6 | 381,3 | 0,0 | 2382,8 | 0,70 | 133,3 | 191,0 | 172,3 | 13,8 |
| | 24 | 94,6 | 200,9 | 74,6 | 0,001 | 51,3 | 2,80E-07 | 836,6 | 6,1 | 149,6 | 0,0 | 872,5 | 0,78 | 59,6 | 76,2 | 71,3 | 5,7 |
| | 25 | 98,8 | 209,6 | 78,8 | 0,001 | 53,9 | 1,43E-06 | 2979,6 | 21,6 | 1278,9 | 0,0 | 3286,6 | 0,79 | 81,0 | 102,5 | 96,1 | 7,7 |
| | 26 | 92,6 | 248,5 | 72,6 | 0,001 | 52,6 | 8,88E-07 | 2550,6 | 18,5 | 435,8 | 0,0 | 2655,2 | 0,79 | 62,1 | 78,9 | 73,9 | 5,9 |
| | 28 | 105,2 | 180,3 | 85,2 | 0,003 | 54,1 | 1,10E-07 | 228,3 | 1,7 | 114,2 | 0,0 | 255,7 | 0,79 | 80,0 | 101,1 | 94,8 | 7,6 |
| | 30 | 103 | 214,3 | 83 | 0,008 | 56,1 | 1,00E-07 | 224,9 | 1,6 | 67,1 | 0,0 | 241,1 | 0,80 | 77,3 | 96,8 | 91,0 | 7,3 |
| | 20 | 80,3 | 248,4 | 60,3 | 0,007 | 45,7 | 2,28E-08 | 95,6 | 0,7 | 25,9 | 0,0 | 101,8 | 0,76 | 41,7 | 55,1 | 51,0 | 4,1 |
| | 32 | 95,5 | 166,5 | 75,5 | 0,014 | 48,9 | 6,73E-08 | 277,2 | 2,0 | 134,2 | 0,0 | 309,5 | 0,77 | 40,4 | 52,5 | 48,8 | 3,9 |

# Annexe 2

# Les protocoles analytiques utilisés en datation thermochronologique

L'objectif principal de cette thèse a été de reconstituer l'évolution du système orogénique du Nord des Pyrénées en appliquant des contraintes sur l'évolution thermique de ses massifs et de ses bassins sédimentaires. Pour cela, il a été nécessaire de coupler plusieurs méthodes de datations dites de haute (U/Pb sur zircons) et de basses températures ((U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatites et zircons). L'utilisation de ces différentes méthodes a permis de déterminer l'histoire thermique relativement complète pour chaque échantillon préalablement trié.

Cette partie décrit et explique le fonctionnement de ces méthodes, le protocole que j'ai suivi et les calculs que j'ai effectués pour l'obtention de mes données.

## I) Les standards utilisés

La calibration d'un outil ou d'une méthode d'analyse se fait via l'utilisation de standards. C'est donc le cas pour chacune des méthodes utilisées au cours de cette étude, qui nécessitent l'analyse comparative de plusieurs zircons et apatites considérés comme standards du fait de leur homogénéité et de leur reproductibilité.

91500 : Ce standard provient d'une carrière ouverte à l'extrémité Est de Kuehl Lake (Lot 1, Concession V de Brudennel Township, Renfrew County) en Ontario au Canada. Il a cristallisé au sein d'une syénite dans la sub-province de Grenville (*Hewitt, 1953*).

Il est daté par la méthode U/Pb à 1065,4 ± 0,3 Ma (*Wiedenbeck et al., 1995*) et sera utilisé comme standard pour l'analyse U/Pb sur zircons (au CRPG).

GJ-1 : Il provient d'un distributeur spécialisé dans la vente de gemmes (G&J), basé à Sydney. Il est issu d'une pegmatite Est-africaine et se retrouve sous différents coloris, rouge à rose, jaune-vert et marron (*Elhou et al., 2006, résumé*).

Il est daté par la méthode U/Pb à 608,5 ± 0,4 Ma (*Jackson et al., 2004*) et à 610 ± 1,7 Ma (*Elhou et al., 2006, résumé*). Il sera utilisé comme standard pour l'analyse U/Pb sur zircons à l'OPGC.

FCT (Fish Canyon Tuff) : Ce standard est issu de la Formation de Fish Canyon Tuff. Le système magmatique de Fish Canyon appartient à la séquence d'ignimbrites calco-alcalines à haute teneur en potassium (K) du champ volcanique de San Juan au Colorado aux Etats-Unis (*Bachmann et al., 2006*).

Il est daté à 27,9 ± 0,7 Ma, à 28,6 ± 1,4 Ma, à 28,4 ± 0,7 Ma et à 23,6 ± 1,0 Ma respectivement d'après les méthodes K/Ar sur sanidine, biotite, amphibole et plagioclase (*Steven et al., 1967*), (U-Th)/He sur zircons (*Tagami et al.,2002*) et traces de fission sur zircons et apatites (*Naeser et al., 1981*). Il sera utilisé comme standard pour les mesures de traces de fission sur zircons.

Buluk : Il provient de tuffs pantelleritiques du sommet du Buluk Member de la Formation Bakate à l'extrémité Nord de la vallée de Bakate au Nord du Kenya (*Watkins, 1989*).

Il est daté à 16,3 ± 0,2 Ma, à 16,2 ± 0,6 Ma et à 16,1 ± 2,2 Ma respectivement d'après les méthodes K/Ar sur feldspath alcalin (*McDougall et Watkins, 1985*), traces de fission sur

zircons (*Hurford et Watkins, 1987*) et (U-Th)/He sur zircons (*Tagami et al., 2002*). Il est utilisé comme standard pour les mesures des traces de fission sur zircons.

Lim T3 : Ce standard est issu d'un tephra phonolitique (Limberg t3) appartenant au complexe volcanique du Kaiserstuhl en Allemagne (*Kraml et al., 2006*).

Il est daté à 16,8 ± 1,3 Ma, à 16,8 ± 1,0 Ma et à 16,3 ± 0,4 Ma respectivement d'après les méthodes traces de fission sur apatites, (U-Th)/He sur apatites et Ar/Ar sur sanidine (*Kraml et al., 2006*) et sert de standard au cours des analyses (U-Th)/He sur apatites.

Durango : Ce standard provient du système volcanique de la Sierra Madre Occidental à la Cerro de Mercado, près de Durango au Mexique (*McDowell et Keizer, 1977*).

Il est daté à 32,1 ± 1,7 Ma et à 31,4 ± 0,5 Ma respectivement d'après les méthodes (U-Th)/He sur apatites (*House et al., 2000*) et traces de fission sur apatites (*Green, 1985*). Il est utilisé comme standard pour les analyses (U-Th)/He et traces de fission sur apatites.

## II) Séparation des minéraux

Ce travail a été réalisé au laboratoire de séparation des minéraux au CRPG de Nancy à partir d'un protocole de tri physico-chimique classique (broyage, tamisage, tri aux liqueurs denses, tri magnétique et tri manuel).

Le broyage a été effectué tout d'abord grâce à un broyeur à mâchoires qui a permis l'obtention de morceaux centimétriques qui sont ensuite passés par deux broyeurs à disques pour récupérer au final une fraction millimétrique que l'on tamise pour isoler la fraction comprise entre 61 et 280 µm utilisée par la suite.

Un premier tri par densité, avec utilisation du bromoforme (densité = 2,9) a permis d'éliminer la fraction la plus légère, en suspension. La fraction restante, plus lourde, a été récupérée, triée à l'aide d'un séparateur magnétique Frantz et la partie non-magnétique a été récupérée. Un second tri par densité en utilisant du Iodure de Méthylène (densité = 3 ,3), permet de séparer d'un côté la fraction comprise entre d =2,9 et d=3,3 qui servira pour isoler manuellement les apatites (d = 3,1 à 3,36), d'une fraction plus dense (d >3,3) où sont présents les zircons (d=3,9 à 4,8).

Les apatites et les zircons ont été triés manuellement sous loupe binoculaire.

## III) Procédures de la datation U/Pb

Les analyses U/Pb sur zircons ont été effectuées au CRPG à Nancy sous la direction de Raphaël Pik et au laboratoire Magmas et Volcans de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand sous la direction de Jean-Louis Paquette. Ces deux laboratoires utilisent des procédures différentes, détaillées ci-après.

### 1) CRPG-Nancy

Les mesures isotopiques ont été effectuées avec l'aide de Denis Mangin, Michel Champenois et Etienne Deloule (CRPG) sur la sonde ionique CAMECA IMS 1270.

Les zircons à analyser à l'U/Pb sont montés avec des fragments d'un standard (ZR-91500, *Wiedenbeck et al., 1995*) sur des bagues dans lesquelles est coulée une résine (Araldite). Elles sont ensuite polies (polissage abrasif) pour faire affleurer les zircons. Les bagues sont alors photographiées au microscope pour en sortir une carte (Fig. 1) qui servira à diriger le faisceau de la sonde.

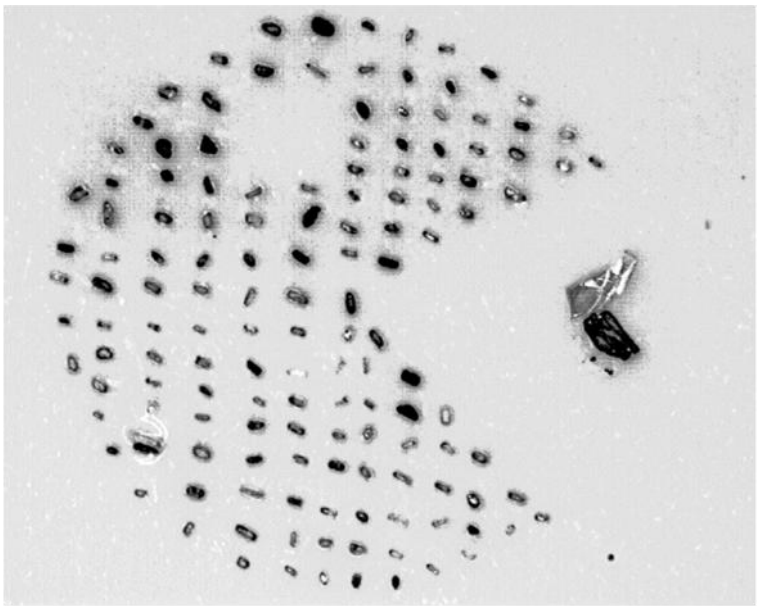


**Figure 1 : Carte d'une bague U/Pb. Les gros cristaux sur la droite correspondent à des morceaux du standard 91500.**

Chaque bague est ensuite dorée puis placée dans la sonde et après deux premières mesures sur le standard et calibrage de la sonde, on vise chaque zircon en évitant les zones de fractures et les inclusions à raison de 5 zircons analysés pour 2 mesures de standard. Les zircons issus d'un échantillon in-situ ont préalablement été analysés par cathodoluminescence (au CRPG)

pour différencier de façon certaine le cœur et les couronnes de chaque grain. Pour les grains provenant des massifs, l'analyse se fera systématiquement au niveau de la couronne la plus externe pour dater l'événement le plus récent tandis que pour les grains issus de bassins détritiques, c'est le cœur qui sera préférentiellement visé (ou à défaut d'une cartographie par cathodoluminescence, le centre du grain). Chaque mesure à la sonde s'effectue selon la procédure analytique décrite par *Deloule et al. (2002)* et le déroulement des mesures isotopiques est décrit ci-dessous :

- Un faisceau primaire de molécules chargées $O^{2-}$ est créé à partir d'un gaz dans une source appelée Duoplasmotron ;
- ces particules sont accélérées dans la colonne primaire sous tension et focalisées sur une zone de l'échantillon (taille du faisceau variant entre 40 et 50 µm) ;
- sur l'échantillon, la zone d'impact du faisceau primaire est pulvérisée et émet une partie des éléments qui la constitue sous forme d'ions secondaires qui sont à leur tour accélérés et envoyés dans la partie spectromètre de la machine ;
- les ions secondaires sont focalisés de manière spatiale grâce à l'optique de transfert, en énergie via la combinaison de deux secteurs électrostatique et magnétique, et en masse grâce au secteur magnétique ;
- les ions sont dirigés vers un système de comptage qui réalise, pour chaque analyse, une série de douze cycles de mesures sur un multiplicateur d'électrons. Les intensités sont mesurées sur la masse 203,5 pour le bruit et les masses $ZrO_2$, $^{204}Pb$, $^{206}Pb$, $^{208}Pb$, U, UO, ThO.

Les rapports $^{206}Pb^*/^{238}U$ et $^{207}Pb^*/^{235}U$ sont obtenus à partir des rapports isotopiques bruts après trois étapes :

- correction du bruit ;
- correction du plomb mesuré du « plomb commun » à partir de la mesure de $^{204}Pb$ ;
- correction du rapport Pb/U du « plomb commun » et calibration à partir des mesures du standard.

Ces rapports corrigés permettent de calculer les deux âges vus précédemment qui, exportés sur Isoplot v.3.0, donnent les diagrammes concordia utilisés par la suite.

### 2) OPGC Clermont-Ferrand

Les mesures isotopiques ont été effectuées avec l'aide de Jean-Louis Paquette (Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC) via l'utilisation d'un LA-ICPMS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICPMS : Agilent 7500cs).

Les bagues en résine supportant les échantillons à dater (zircons) sont montées de la même manière que précédemment sauf qu'il n'est nécessaire ni d'y ajouter un fragment de standard, ni de la dorer. Les zircons à dater sont montés séparément du standard (GJ-1, *Jackson et al., 2004*). La bague échantillon est placée dans une chambre à ablation, aux côtés d'un verre à composition connue et homogène (NIST-612) qui permet l'obtention d'un signal stable pour les mesures (observation du signal en $^{238}U$ et minimisation du rapport $ThO^+/Th^+$ (>1%)), et du standard, nécessaire au calcul des âges, tous placés sur une platine XY dont les déplacements sont suivis par caméra. Chaque analyse d'un échantillon (une bague) débute par des mesures calibratives sur le verre et 4 mesures sur le standard. On vise ensuite chaque zircon à raison de 8 zircons analysés pour 2 standards. On termine par 4 mesures du standard. Chaque tir est effectué par un système laser ATL (Atlex Excimer Laser) opérant à une longueur d'onde de 193 nm pour des micro-pulse d'une durée inférieure à 4 ns (*Müller et al., 2009*). Le diamètre du spot est de 26 µm associé à une fréquence de répétition de 3 Hz et une puissance laser de 3 mJ soit une fluence de 6 J/cm² (relativement faible pour limiter le fractionnement). Chaque mesure est effectuée selon une procédure décrite par *Tiepolo (2003)* et *Paquette et Tiepolo (2007)* et son déroulement est décrit ci-dessous :

- 20 secondes où le laser est éteint pour mesurer le blanc ;
- 60 secondes où le laser est en action avec une fréquence de répétition de 3 Hz. Durant cette période, le matériel ablaté est transporté avec un flux d'hélium qui est mélangé ensuite avec de l'azote et de l'argon jusqu'à la source plasma de l'ICP-MS. On mesure alors le signal des masses de $^{204}$(Pb+Hg), $^{206}Pb$, $^{207}Pb$, $^{208}Pb$, $^{232}Th$ et de $^{238}U$. L'évolution de la quantité de Pb commun ($^{204}Pb$) peut être suivie en analysant l'évolution de l'intensité du signal de $^{204}$(Pb+Hg) mais ne peut pas être mesurée séparément du fait d'une trop grande interférence isobarique du Hg.
- 30 secondes où le laser est éteint pour nettoyer la chambre avant la prochaine analyse.

Le laser génère un plasma. L'uranium est plus réfractaire que le plomb qui est plus volatil. Il y a donc un fractionnement entre U et Pb qu'il faut corriger en fonction du volume de matière ablatée et donc en fonction du diamètre du trou (la profondeur d'un tel trou est en moyenne de

20 µm). La dérive instrumentale est corrigée grâce aux mesures répétées sur le standard tout au long de l'analyse de l'échantillon.

On obtient également les deux âges vus précédemment qui, exportés sur Isoplot v.3.0, donnent les diagrammes concordia utilisés par la suite.

## IV) La datation (U-Th-Sm)/He

### 1) Correction de l'α-éjection

Lors de l'une des réactions de désintégration régissant le système (U-Th-Sm)/He, la particule α émise diffuse à travers le minéral sur une distance d'environ 20 µm, appelée R (distance d'arrêt (Stopping distance, *Farley et al., 1996 ; Farley et Stockli, 2002 ; Ketcham et al., 2011*). Il est alors possible qu'elle soit expulsée du minéral, c'est pourquoi elle ne sera pas comptabilisée par le spectromètre de masse. Il faut donc appliquer une correction pour prendre en compte ce phénomène d'éjection α.

*Farley et al. (1996)* ont défini la variable $F_T$ comme étant la fraction de $^4$He radiogénique retenu dans le grain. L'âge est corrigé des pertes par α-éjection via la formule :

$$t = \frac{\mathrm{t}}{F_T} \quad (1)$$

Où *t* est l'âge corrigé et *t'*, l'âge mesuré, sans correction.

Dans la pratique, la correction de l'α-éjection se fait en modélisant la rétention de l'hélium de plusieurs grains avec des dimensions différentes et en calculant une fonction polynomiale de tendance du type :

$$F_T = 1 + A_1\beta + A_2\beta \quad (2)$$

Où $A_1$ et $A_2$ sont des paramètres dérivés de la modélisation Monte Carlo sur plusieurs grains de tailles et de géométries différentes prenant également en compte les distances d'éjection pour chaque minéral (prismes tétragonaux à terminaisons pinacoïdales : *Farley, 2002*, prismes tétragonaux à terminaisons pinacoïdales et pyramidales : *Hourigan et al., 2005*). $\beta$ correspond au rapport de la surface sur le volume du minéral considéré.

Ce facteur de correction ($F_T$) dépend également de la réaction de désintégration d'où provient l'atome de $^4$He radiogénique :

$$F_T = \frac{\sum a_n * F_{T\,n}}{\sum a_n} \quad (3) \qquad \text{avec } a_n = \alpha_n * \lambda_n * C_n \quad (4)$$

Où $n$ est l'isotope qui se désintègre ($^{238}$U, $^{235}$U, $^{232}$Th ou $^{147}$Sm), $F_{T\,n}$ est le facteur de correction calculé pour l'isotope $n$, $a$ est la productivité de $^4$He par cet isotope au cours de sa chaîne de désintégration, $\alpha_n$ est le nombre de $^4$He produit par cette chaîne, $\lambda_n$ est la constante de désintégration et $C_n$ est la concentration isotopique.

Au cours de cette thèse, plusieurs méthodes de calculs du $F_T$ ont été étudiées (*Farley et al., 1996 ; Rahl et al., 2003 ; Hourigan et al., 2005 ; Ketcham et al., 2011*) et les méthodes les plus complètes ont été comparées.

*Hourigan et al. (2005)* se sont appuyés sur l'équation (2) ainsi que sur les distances d'éjection définies par *Farley et al. (1996)*, redéfinissant les paramètres $A_1$ et $A_2$ pour des zircons tétragonaux à terminaisons pyramidales à base carrée (Fig. 2). Le paramètre $\beta$ a été précisé de manière à adopter la forme idéale d'un zircon de ce type. Une partie de leur étude s'est également concentrée sur la prise en compte de la zonation des zircons en U et Th et ont montré que ces zonations peuvent grandement influer sur la valeur de $F_T$ et donc sur l'âge du minéral. Cependant, certains détails de leurs travaux sont problématiques. Par exemple, on ne peut jamais vraiment modéliser la forme exacte d'un zircon car il est peu courant, du moins dans cette étude, d'avoir une forme idéale. En effet, souvent les pyramides ne sont pas droites et ont des hauteurs qui diffèrent d'une face à l'autre, elles peuvent être cassées lors des phases de tri, ou bien, les zircons sont arrondis (échantillons détritiques) et bien qu'il existe certains modèles essayant de prendre cela en compte (*Rahl et al., 2003*), ils ne permettent pas d'obtenir la forme initiale des zircons considérés. Enfin, les valeurs de $A_1$ et $A_2$ sont trop dépendantes de paramètres qui ne sont qu'approximativement connus : les distances d'éjection. Ces distances sont souvent réévaluées (*Farley et al., 1996 ; Farley et Stockli, 2002 ; Ziegler, 2008 ; Ketcham et al., 2011*) et l'âge obtenu varie donc d'un lot de données à un autre.

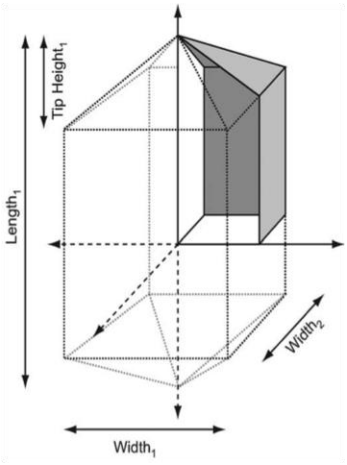



**Figure 2 : Représentation d'un zircon d'après *Hourigan et al. (2005)*. Sa géométrie permet de calculer avec précision le paramètre β pour l'équation (2).**

*Ketcham et al. (2011)* sont partis des équations de *Farley et al. (1996)* (équation (8)) pour une sphère qui est un cas particulier de l'équation (5)) et les ont dérivées pour chaque géométrie (notamment pour les prismes tétragonaux (équation (16)) et hexagonaux (équation (17)) avec ou sans pyramides terminales) en individualisant la distance d'éjection afin de déterminer $F_T$ de manière purement géométrique. Cette méthode permet donc d'adapter facilement ces équations à toute révision de ces distances d'éjection.

$$\mathrm{F_T} = 1 - \frac{3}{4}\frac{R}{R_S} + b_2 \left(\frac{\mathrm{R}}{\mathrm{R_S}}\right)^2 + b_3 \left(\frac{\mathrm{R}}{\mathrm{R_S}}\right)^3 \quad (5)$$

où $b_2$ et $b_3$ sont des paramètres dépendant de la forme calculés à partir d'une modélisation Monte Carlo, $R$ est la distance d'arrêt et $R_S$ est le radius équivalent du solide considéré comme étant une sphère.

$$\mathrm{R_S} = \frac{3\,V}{S} \quad (6)$$

$V$ étant le volume du solide considéré et $S$ sa surface. Le radius équivalent est obtenu en prenant $V$ le volume d'une sphère :

$$V = \frac{4}{3} \quad \mathrm{a\ b\ c} \quad (7)$$

où $a$, $b$ et $c$ sont les rayons dans les cas d'une sphère et d'une ellipsoïde de révolution dans les 3 directions de l'espace et correspondent respectivement à $W$ (largeur), $L$ (profondeur) et $H$ (qui prend en compte la hauteur des pyramides, Np étant le nombre de pyramide) dans le cas d'un prisme (Fig. 2).

$$F_T = 1 - \frac{3R}{4R_S} + \frac{R^3}{16{R_S}^3} \quad (8)$$

$$F_T = 1 - \frac{3}{4}\frac{R}{R_S} + \left(0{,}2095(a+b+c) - \left(0.096 - 0.013\,\frac{a^2+b^2}{c^2}\right)(a+b)N_P\right)\frac{R^2}{V} \quad (9)$$

$$F_T = 1 - \frac{3}{4}\frac{R}{R_S} + \left[\begin{array}{c}(0{,}2093 - 0{,}0465N_P)\left(W + \frac{L}{\sqrt{3}}\right) \\ + \left(0.1062 + \frac{0.2234R}{R+6(\sqrt{3}-L)}\right) * \left(H - N_P\,\frac{W\sqrt{3/2}+L}{4}\right)\end{array}\right]\frac{R^2}{V} \quad (10)$$

De plus, *Gautheron et al. (2006, 2010)* et *Ketcham et al. (2011*) ont mis à disposition plusieurs logiciels permettant de calculer rapidement ce facteur de correction pour une distance d'éjection donnée. Le logiciel Qt$F_T$ permet de prendre en compte la zonation des grains considérés (aussi bien pour l'apatite que pour les zircons) ainsi que la cassure d'une ou plusieurs faces (Fig. 3). Dans les cas des zircons et des apatites, les pyramides terminales sont souvent cassées lors des phases de broyage. Ce logiciel considère le minéral comme s'il était entier, modélise les réactions de désintégration à l'origine de l'émission des $^4$He radiogéniques, puis, comptabilise ces particules α qui sont restées au sein du minéral et celles qui en sont sorties, et enfin, soustrait les particules présentes dans les parties cassées.

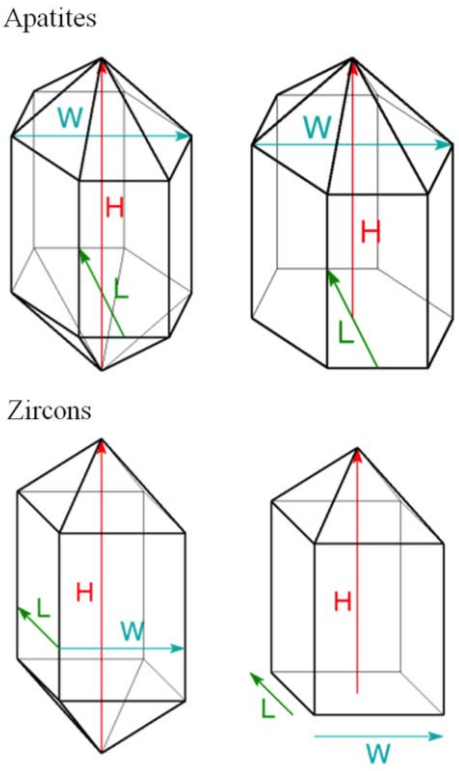



**Figure 3 : Représentation des apatites et des zircons dans le logiciel Qt$F_T$ avec à gauche 2 pyramides et à droite 1 pyramide et 1 face considérée comme cassée. (Voir équations 11 à 14)**

Equations du volume (*V*) et de la surface (*S*) :

Zircon :

$$\mathrm{V} = WLH - Np\frac{Min(W,L)}{4}\left(Max(W,L)^2 + \frac{Min(W,L)^2}{3}\right) \quad (11)$$

$$\mathrm{S} = 2(WL + WH + LH) - Np\left(\frac{W^2+L^2}{2} + \left(2-\sqrt{2}\right)WL\right) \quad (12)$$

Apatite :

$$\mathrm{V} = LH\left(W - \frac{L}{2\sqrt{3}}\right) - Np\left(\frac{\sqrt{3}}{8}W^2L - \left(\frac{1}{6\sqrt{3}}\left(L - \frac{\sqrt{3}}{2}W\right)^3\right)\right) \quad (13)$$

$$\mathrm{S} = 2H\left(W + \frac{L}{\sqrt{3}}\right) + 2L\left(W - \frac{L}{2\sqrt{3}}\right) - Np\left(\frac{\sqrt{3}}{4}W^2 + \left(2-\sqrt{2}\right)WL + \frac{\sqrt{2}-1}{2\sqrt{3}}L^2\right) \quad (14)$$

L'inconvénient de ce logiciel est qu'il effectue cette correction au cas par cas, c'est-à-dire que pour chaque grain, il faut lancer une modélisation de la correction sur chaque isotope radiogénique soit quatre fois ($^{238}$U, $^{235}$U, $^{232}$Th, $^{147}$Sm), par grain. J'ai donc utilisé les formules adaptées au zircon (équation (9)) et à l'apatite (équation (10)) pour chaque grain en pondérant l'influence de chaque isotope sur la valeur du $F_T$ final (équations (3 et 4)).

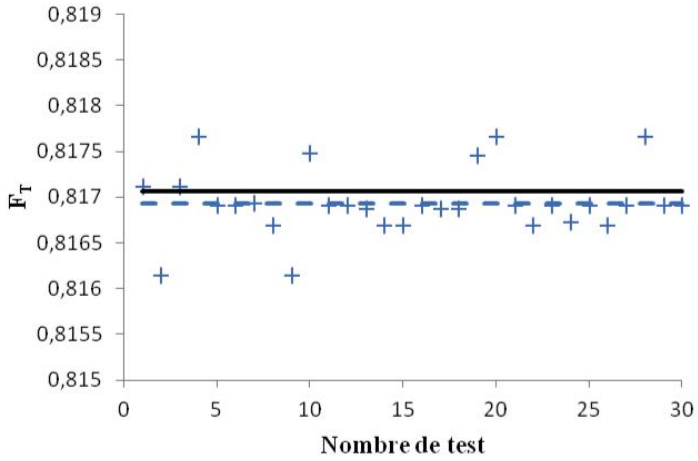



**Figure 4 : Représentation de l'évolution du $F_T$ calculé par le logiciel QtF$_T$ pour chaque isotope après sommation (équations (3 et 4)) et répété 30 fois pour le zircon albien 1 de l'échantillon Su-1 (croix bleues) Les distances d'arrêt sont issues de Ketcham et al. (2011). La moyenne de ces $F_T$ est de 0.81693 (ligne pointillée bleue). Le $F_T$ calculé au cours de cette thèse avec les équations de volume et de surface (équations 11 à 14) et en suivant l'équation (9) pour le zircon (*Ketcham et al., 2011*) est représenté par la ligne noir et donne une valeur de $F_T$ de 0,81706, soit une différence inférieure à 1‰.**

Evidemment, le résultat donné par le tableur Excel est moins précis que celui d'une modélisation Monte Carlo. Cependant, dans le cas du calcul des *Ft,* la différence est négligeable (Fig. 4).

Au cours de cette étude, de nombreux zircons détritiques ont été double-datés (U/Pb puis (U-Th-Sm)/He). Ces grains ont subi un polissage abrasif avant l'analyse (U-Th-Sm)/He. Pour éviter une surcorrection de l'α-éjection, il faut considérer la partie qui est abrasée. L'épaisseur exacte affectée par cette abrasion n'est pas connue. Cependant, elle ne dépasse pas la moitié de l'épaisseur du grain et elle est supérieure à l'épaisseur de la couche externe concernée par les pertes en α-éjection (environ 20 µm).

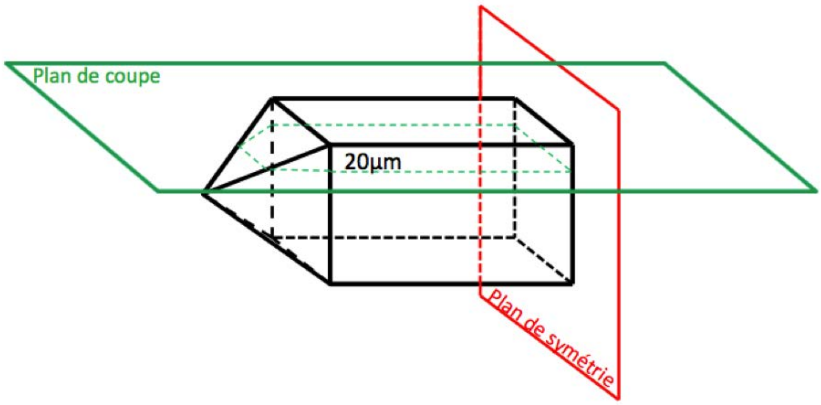



**Figure 5 : Schéma d'un zircon poli de 20 µm sur une face lors de l'analyse U/Pb.**

*Reiners et al. (2007)* ont montré que pour une telle abrasion, la correction à apporter au FT conventionnel est minime, entre 2 et 5% (Fig. 6). La plupart de nos zircons détritiques ont une épaisseur d'environ 90 µm. L'abrasion n'a donc pas dépassé les 45 µm, ce qui implique une correction du $F_T$ de l'ordre de 4,5%.

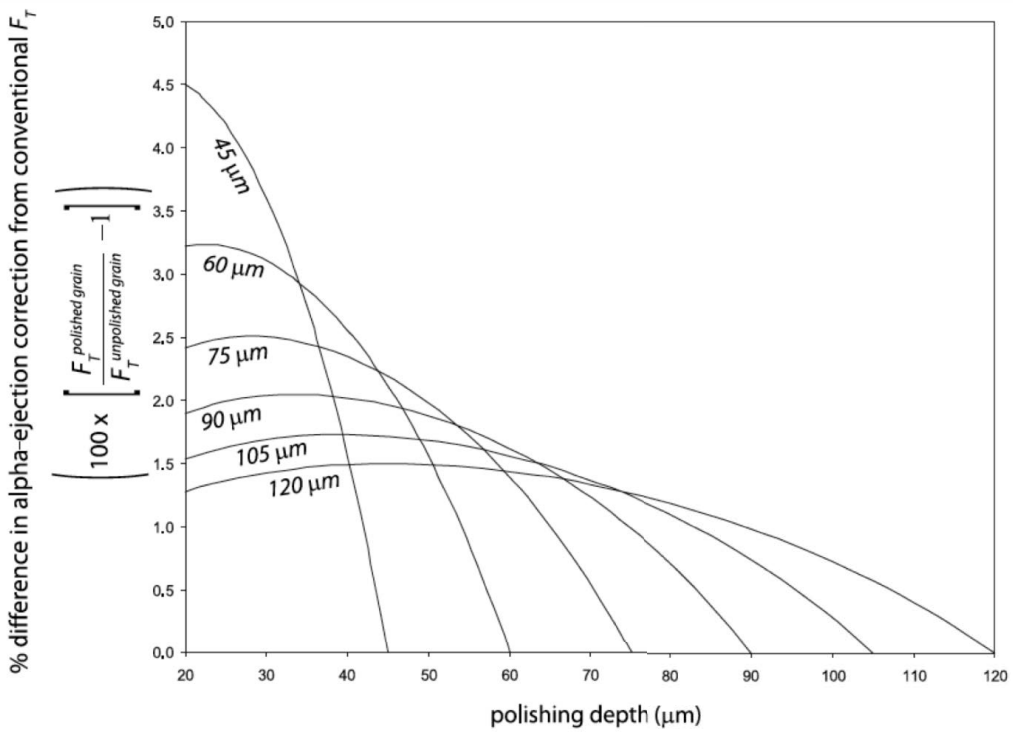



**Figure 6 : Relation entre l'épaisseur de grain abrasé pendant le polissage et la correction à apporter (en %) au $F_T$ calculé pour un grain entier, d'après *Reiners et al. (2007).***

### 2) Procédures

Les analyses (U-Th-Sm)/He sur zircons ont été faites au CRPG de Nancy sous la direction de Raphaël Pik avec l'aide de Bouchaib Tibari et celles pour les apatites ont été menées à l'IDES à Orsay sous la direction de Cécile Gautheron, avec l'aide de Rosella Pinna-Jamme. Les procédures utilisées par chacun de ces deux laboratoires sont détaillées ci-après.

CRPG-Nancy :

La datation (U-Th-Sm)/He se fait en deux étapes.

- Mesure du $^4$He :

Les zircons analysés sont de deux types : les zircons détritiques (échantillons des bassins sédimentaires) et les zircons in-situ (échantillons des massifs cristallins). Les échantillons détritiques font l'objet d'une double datation sur monograins et par conséquent, ont déjà fait l'objet d'une datation U/Pb. Il faut donc les décoller de la résine où ils ont été placés. Pour cela on utilise un fer à soudé pour faire fondre la résine autour de chaque grain à prélever. Ces grains sont ensuite placés dans des capsules de platine individuelle (Fig. 7A). Pour les échantillons in-situ, les zircons issus de la phase de picking sont également placés

individuellement dans des capsules de platine. En général, pour un échantillon détritique, environ 30 capsules sont préparées et pour un échantillon in-situ, 3 capsules sont préparées. Le poids de chaque grain est calculé en fonction de son volume et d'une densité moyenne (d = 4,65).

Ces capsules sont placées dans un four, sous vide (environ $3.10^{-8}$ mbar), chauffé autour de 1500°C pour les zircons et 1200°C pour les apatites, pendant 20 minutes pour extraire tout l'hélium. En cas de forte quantité d'hélium mesurée, un deuxième chauffage est fait pour vérifier qu'il ne reste plus de gaz dans la capsule. Le volume gazeux ainsi libéré est envoyé dans une colonne de purification (avec getters à mousse de titane et charbons actifs) avant d'être introduit dans un spectromètre de masse (VG 603 ; Fig. 7B) préalablement calibré pour mesurer le $^{4}$He via des mesures répétées sur des standards.

- Mesures de U, Th et Sm :

La méthode utilisée ici (attaque acide des zircons, utilisation de petits creusets) a été mise au point pendant cette thèse et fera l'objet d'une publication (voir Annexe 3).

En résumé, les capsules sont retirées du four, ouvertes, et placées dans des creusets en platine contenant un fondant (mélange de 60 mg de métaborate de lithium et de 40 mg d'acide borique) permettant la fusion des cristaux placés dans un four à 1000°C. Le verre ainsi formé est attaqué à l'acide en présence de $HNO_3$ 2% (X7). La solution qui en résulte est alors diluée plusieurs fois au $HNO_3$ 2% (X7) avant d'être analysée à l'ICP-MS au SARM (*Pik et al., 2003 ; Godard et al., 2009 ; Tibari et al., en préparation* (Annexe 3) ; Fig. 7C).

Ce dernier est étalonné à partir d'un standard de basalte (BR), dont les concentrations en traces sont connues (*Carignan et al., 2001*), auquel on fait subir les mêmes étapes de fonte, d'attaque acide et de dilution que les échantillons. On obtient alors des concentrations en $^{238}$U, $^{232}$Th et $^{147}$Sm en ppb pour chaque échantillon. Plusieurs séries de blancs ont été effectuées afin de connaître les concentrations en $^{238}$U, $^{232}$Th et $^{147}$Sm dans les creusets, et également pour les nettoyer et les purifier. On considère une erreur analytique de 6% sur les âges mesurés (1σ).




**Figure 7 : Photos (A) d'une capsule en platine dans laquelle est placé un zircon à analyser, (B) du spectromètre de masse utilisé au CRPG pour quantifier le $^{4}$He (VG 603) et (C) de l'ICP-MS du SARM utilisé pour mesuré U, Th et Sm.**

IDES-Orsay :

L'utilisation d'un spectromètre à quadripôle améliore grandement la limite de détection. C'est pourquoi l'étude de monograins d'apatites est pour l'instant plus aisée qu'au CRPG.

- Mesure du $^{4}$He :

Les apatites, après avoir été sélectionnées et mesurées, sont placées individuellement dans des capsules en platine ou en niobium puis celles-ci sont déposées sur une plaque de cuivre creusée de 25 trous. L'hélium est extrait de chaque grain par chauffage (jusqu'à une température de ~1030°C pendant 5 minutes) sous vide à l'aide d'une diode laser d'une puissance de 10 W et focalisée sur 70 µm. Le gaz extrait est ensuite libéré dans la ligne de purification et mélangé avec une quantité de $^{3}$He pur connu (spike). Le mélange est purifié pendant 15 min au travers d'un getter et de filtres à charbon actif. Après purification, le gaz est introduit dans un spectromètre de masse à quadripôle prismatique afin d'analyser la quantité de $^{4}$He (ainsi que celles de $H_2$, HD ou $^{3}$He, $H_2O$, $^{40}$Ar et $CO_2$ pour contrôler la pureté du gaz). Pour calibrer les mesures, des mélanges de $^{4}$He et de $^{3}$He aux ratios connus sont analysés au moins deux fois par jour. De même qu'un niveau de blanc est mesuré après chaque chargement d'échantillon. Chaque apatite subit deux voire trois cycles de chauffage-dégazage-analyse en fonction de la concentration de gaz mesuré à la fin du second cycle.

- Mesures de U et Th :

Les capsules sont ensuite retirées du four, ouvertes, et placées dans des ampoules en polypropylène. Les apatites sont ensuite dissoutes (dissolution en bombe) pendant une heure à 90°C dans 50 µl de $HNO_3$ (solution spike) dont les concentrations en $^{235}$U et $^{230}$Th sont

connues (*Gautheron et al., 2013*). Les ampoules sont ensuite remplies avec 1 ml d'eau MQ ultrapure. Les concentrations en U et Th sont mesurées avec un ICP-QMS au LSCE (Gif sur Yvette, France).

La qualité des solutions spikes et des blancs est contrôlée à chaque série d'analyses en suivant un protocole similaire à celui décrit par *Evans et al. (2005)*. La reproductibilité pour U et Th est de l'ordre de ±0,5% (2σ) (*Douville et al., 2010*).

Les erreurs analytiques sont calculées pour chaque série d'échantillons en comparant les âges mesurés sur des standards d'apatites (Lim T3 et Durango notamment). En général cette erreur varie autour de 8% de l'âge mesuré.

## V) La datation par traces de fission

### 1) Calcul de l'âge

On a vu précédemment (Chapitre 3, partie IV-2) que le calcul de l'âge traces de fission se résout en utilisant un proxy, ζ (zêta).

Par substitution de la formule de ζ (équation 11 du Chapitre 3, partie IV-2) dans l'équation de l'âge (équation 9 du Chapitre 3, partie IV-2), cette dernière devient :

$$t = \frac{1}{\lambda_D}\, ln\left(1 + g\lambda_D \zeta \rho_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)\right) \quad (15)$$

Pour finalement déterminer le facteur ζ, on utilise des échantillons standards d'âges connus, à l'aide de l'équation suivante :

$$\zeta = \frac{\exp\left(\lambda_D t_{std} - 1\right)}{\lambda_D \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_{std} g \rho_d} \quad (16)$$

Les densités de traces $\rho_s$, $\rho_i$ et $\rho_d$ sont estimées à partir du nombre respectif de traces moyennes spontanées ($N_s$), induites sur l'échantillon ($N_i$) et sur le dosimètre ($N_d$) observées sur une surface ($A$ pour les échantillons et $A_d$ pour le dosimètre) comme suit :

$$\widehat{\rho_s} = \frac{N_s}{A}, \ \widehat{\rho_i} = \frac{N_i}{A} \text{ et } \widehat{\rho_d} = \frac{N_d}{A_d}$$

En substituant ces termes dans l'équation (15) on obtient une estimation de l'âge (*Galbraith, 2005* ; *Donelick et al., 2005*) :

$$\hat{t} = \frac{1}{\lambda_D} ln\left(1 + g\lambda_D \hat{\zeta} \widehat{\rho_d} \left(\frac{N_s}{N_i}\right)\right) (17)$$

Cet âge estimé diffère légèrement de l'âge, calculé par Binomfit (équation (15), *Brandon, 1992*) ou par RadialPlotter (*Vermeesch, 2009*). Toutefois, la différence est comprise dans l'erreur.

L'erreur approximative de $\hat{t}$ est donnée par l'équation suivante (*Galbraith, 2005* ; *Donelick et al., 2005*) :

$$\frac{\sigma(\hat{t})}{\hat{t}} \approx \left(\frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_i} + \frac{1}{N_d} + \left(\frac{\sigma(\hat{\zeta})}{\hat{\zeta}}\right)^2\right)^{1/2} (18)$$

C'est la somme quadratique des erreurs relatives standards sur $\widehat{\rho_s}$, $\widehat{\rho_i}$, $\widehat{\rho_d}$ et $\hat{\zeta}$. C'est une erreur symétrique d'ordre 1.

### 2) Procédure

L'objectif étant de dater individuellement des apatites et des zircons, la procédure utilisée à l'ISTERRE est celle dite du détecteur externe (*Gleadow et al., 1976* ; Fig. 8).

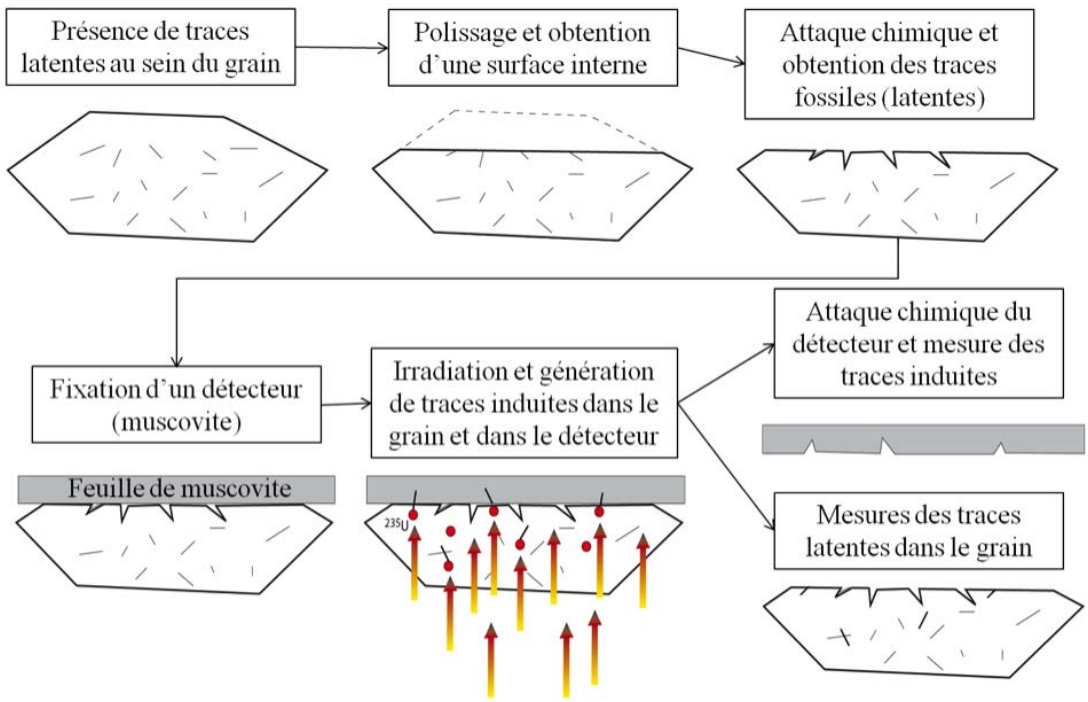



**Figure 8 : Procédure utilisée pour observer les traces de fission et pour dater les échantillons d'après *Gleadow et al. (1976).***

Après tri, les apatites sont montées dans un plot de résine (araldite) et les zircons dans une feuille de téflon. Après séchage, les grains sont polis (polissage abrasif) pour faire affleurer une surface interne de chaque grain. Les grains contiennent déjà des traces issues de la fission spontanée de $^{238}U$. Cependant, du fait de leurs tailles limitées (quelques nanomètres), l'observation de ces traces latentes n'est possible que via l'utilisation d'un MET. Pour rendre ces traces visibles par utilisation d'un simple microscope optique, il existe plusieurs techniques dites de révélation des traces (*Fleischer et al., 1975 ; Wagner et Van den Haute, 1992*). La technique utilisée ici consiste en une attaque chimique de la surface des grains (chemical etching). C'est une méthode destructrice où l'acide utilisé attaque le grain, préférentiellement le long des traces qui intersectent sa surface polie augmentant grandement leur dimension (jusqu'à plusieurs µm) (*Fleischer et Price, 1964 ; Price et Fleischer, 1971 ;* Fig. 9). Pour les apatites, on utilise du $HNO_3$ à une température de 21°C pendant environ 20 à 30 secondes. Pour les zircons, on utilise une solution de NaOH-KOH à une température de 228°C (température de fusion eutectique, d'où l'utilisation du téflon, la résine ne résistant pas à une telle température) pendant plusieurs heures (entre 5 et 100 heures).

La surface des grains est ensuite recouverte d'une feuille de muscovite qui jouera le rôle de détecteur externe. Le montage est alors irradié (dans un réacteur nucléaire) ce qui génère la fission induite de $^{235}U$ au sein des grains à dater. Cette irradiation provoque la formation de traces de fission induites au sein du grain mais aussi du détecteur, le mica. Celui-ci est ensuite décollé du grain et est attaqué chimiquement (chemical etching) avec un acide (HF à 48%, à 20°C, pendant 18 minutes) pour révéler ces traces induites afin de les observer au microscope optique. Ainsi, les traces induites comptées sur le mica et les traces latentes comptées sur le grain sont relatives à la même surface (Fig. 10). Cependant, il existe une différence géométrique dans l'origine des traces (facteur g). En effet, au sein du minéral, les traces de fission sont générées par des atomes de $^{238}U$ provenant de l'intérieur du grain (partie restante après abrasion) et du volume qui a été abradé, on parle d'une géométrie 4 . Au sein du détecteur externe, les traces de fission induite ont été générées uniquement par la partie restante du grain, on parle donc d'une géométrie 2 . Le facteur géométrique g correspond au rapport de la densité de traces mesurées sur le détecteur externe sur la densité de traces mesurées sur le grain. On considère que ce rapport, pour cette méthode, renvoie une valeur unique : g = 0,5 (*Gleadow et Lovering, 1977*).

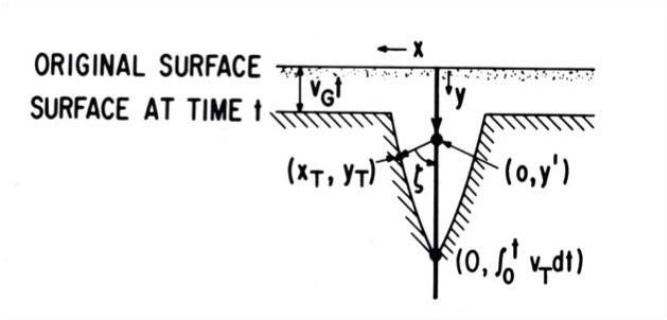



**Figure 9 : Schéma du résultat d'une attaque chimique sur une trace de fission d'après *Fleischer et al. (1969)*. Toute la surface du minéral considéré est attaquée mais préférentiellement au niveau des traces dont la taille augmente fortement pour être observable au microscope.**

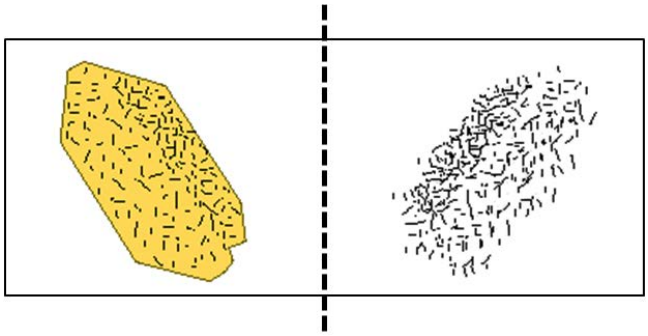


**Figure 10 : Montage pour la datation, l'échantillon et son détecteur sont décollés et disposé symétriquement l'un par rapport à l'autre : à gauche, l'échantillon (ici 1 seul grain) avec les traces spontanées fossiles et à droite ses traces induites sur le détecteur.**

Le comptage des traces sur apatites (Fig. 11A), et zircons (Fig. 11B) ainsi que la mesure des longueurs de traces confinées et leur DPar se font à l'aide d'un microscope optique (Olympus BH2, Fig. 11C) en utilisant le système FTStage 4.04 de Dumitru (1993).




**Figure 11 : Photos (A) de traces de fission sur une apatite et (B) sur un zircon. (C) Photos du microscope optique utilisé à l'ISTERRE.**

# Annexe 3

# An alternative protocol for single zircon analysis by ICP-MS

# An alternative protocol for single zircon analysis by ICP-MS

**Bouchaïb Tibari (1), Arnaud Vacherat (1,2,3), Martin Stab (1,2,3), Raphaël Pik (1), Delphine Yeghicheyan (1,4) and Pascal Hild (1,4)**

*(1) CRPG, UMR 7358, CNRS- Université de Lorraine, BP20, 54501 Vandoeuvre-Lès-Nancy Cedex, France*

*(2) Sorbonne Université. UPMC Univ Paris 06, CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France*

*(3) CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu, F-75005 Paris, France*

*(4) Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM), CNRS-CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France*

## ABSTRACT

Zircon (U-Th-Sm)/He (ZHe) thermochronometry is a powerful tool widely used in geology to constrain exhumation histories of orogens. In this study, we propose an alternative process of alkali fusion for dissolving zircon grains for determination of parents nuclides, developed at the SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux), Nancy, France. This process is faster (requiring only 2 days, cleaning included), easier, and requires lower amounts of acids and fluxes than the classical other methods. U, Th and Sm determinations are performed using an ICP-MS. This procedure is tested for two different reference materials: Fish Canyon Tuff and Buluk, which exhibit standard precision and accuracy for ZHe age estimations (14% and 6 % respectively, 1σ). We additionally demonstrate that Buluk is chemically more homogenous and exhibit a better reproducibility than Fish Canyon Tuff. We therefore

consider that Buluk is a more suitable (U-Th-Sm)/He thermochronometry standard than the widely used Fish Canyon Tuff to asses confidence interval of the whole integrated procedure.

## INTRODUCTION

Over the last two decades, the comprehension of (U-Th-Sm)/He thermochronometry principles and implications regarding tectonic/erosion/exhumation applications has considerably advanced. It has been shown notably that $^{4}He$ diffusivity in apatites (Shuster et al., 2006; Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009) and in zircons (Guenthner et al., 2013) is dependent on the degree of α-recoil damage, which is proportional to U and Th concentration (Uranium equivalent: eU = U + 0.24 Th). In order to take into account such eU dependency, high precision U and Th measurements on single grain are necessary when performing the dating. Moreover, the use of zircon (U-Th-Sm)/He detrital thermochronology to reconstruct the denudation history of orogens (Filleaudeau et al., 2013 ; Vacherat et al., in press) requires to be able to perform rapidly large amounts of single grain datings.

The analytical technique for (U-Th-Sm)/He thermochronometry typically consists of two successive phases: (1) an *in vacuo* heating phase allowing complete outgassing of $^{4}He$ which is purified in a dedicated high vacuum system before measurement in a noble gas mass spectrometer, and (2) a dissolution phase for quantifying U, Th and Sm contents in solution by ICP-MS. The duration of this dissolution process depends on the analysed mineral, It requires ~ 1 hour for an apatite (Gautheron et al., 2013) but takes several days for a zircon (Reiners et al., 2002; Wolfe and Stockli, 2010). Each laboratory developed its own but similar protocol for zircon dissolution which has been mainly inherited from U/Pb geochronology (Krog, 1973). After $^{4}He$ measurement, zircon grains are retrieved from their container, usually encapsulated in Pt tubes or foil. The samples are then spiked with $^{235}U$, $^{230}Th$ and $^{149}Sm$, and dissolved with a HF-$HNO_3$ mixture for 3 to 4 days at 220 to 235°C in a teflon bomb. A second Teflon-bomb phase with concentrated HCl during 12 to 24 hours at 200°C is sometimes required. At this point complete evaporation of HF is necessary. The samples are then rehydrated with 5% $HNO_3$. The resulting solution is finally analyzed for $^{238}U/^{235}U$, $^{232}Th/^{230}Th$ and $^{147}Sm/^{149}Sm$ ratios. The overall time for such a dissolution protocol is 4 days per series of samples. This method is therefore very labor-intensive and the quantity of solvents used is often greater than that required to dissolve these quantities of zircon (individual grains weigh between $10^{-6}$ and $10^{-5}$ g).

In this study, we propose an alternative, faster chemical protocol for dissolving zircon grains for ZHe thermochronometry. This protocol has been tested for two different reference materials: Fish Canyon Tuff (FCT) and Buluk Fm Tuff. We additionally demonstrate that Buluk zircon standard is a better reference material than FCT for ZHe thermochronometry.

## ANALYSIS PROTOCOL

The routine preparation protocol developed by the SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux) for REEs, Pb, U and Th measurement consists of alkali fusion. The amounts of reactants and fluxes used for refractory minerals (zircon, olivine) are reported in Table 1. 100mg samples are weighed into Pt crucibles used routinely in the laboratory (custom-made 12g of 95%Pt and 5%Au, 20 mm high, 20 mm diameter and 0.40 mm basal thickness), fused at 990°C during 2 hours with 1: 9 of home-made ultra-pure $LiBO_2$ and 1: 6 of ultra-pure $B(OH)_3$. The 1: 9 and 1: 6 ratios are the ratios relative to BR (Reference Materiel). After cooling to room temperature, each Pt crucible is plunged into 100 mL of acid solution ($HNO_3$ 7% v/v) for 12 hours to dissolve the fusion bead. This sample solution is then diluted with $HNO_3$ (2% v/v) to reach the dilution coefficient of the routine protocol.

This procedure is specific for refractory minerals such as olivines and zircons and differs from the routine procedure used for bulk rock, which only involves LiBO2. The importance of mixing LiBO2 with B(OH)3 for complete dissolution of zircons has been tested with various granulometric sizes of the zircon standard #91500 used for SIMS and La-ICPMS calibration (Wiedenbeck et al., 1995, 2004). Results are presented on Figure 1 and clearly demonstrate that, whatever the grain size (from powder to 250 □m), the dissolution is not complete for the experience with Li-metaborate alone. This incomplete dissolution appears also incongruent with a severe fractionation of the U/Th ratio. Whereas about half of the U is retrieved with this procedure, only 1/5 of the Th is measured. The complex behavior of Th in presence of potential remaining crystal structure during incomplete dissolution likely explains this fractionation between U and Th. Such large fractionation of the U/Th ratio could be potentially used during future routine measurements as an indicator of accidental incomplete dissolution. These experiments, on the other hand, highlight the very efficient and complete dissolution of zircons when Li-metaborate is mixed with boric acid. Whatever the grain size (from powder to 250 □m) the concentrations measured for U and Th are reproducible within about 5 % and their means in agreement with this standard recommended values within 2 %.

To take into account the very small amounts of material compared to the routine analysis (~ 1/15 to 1/10), the quantities of reactants and solutions, as well as the Pt crucibles size, have been reduced in order to limit blank pollution. This adjustment was performed relative to the proportions of fluxes/solutions routinely used by the SARM that give the same dilution coefficient before analysis (Table 1). Therefore, after complete dissolution of the fusion bead, the solution is diluted 10 times with ultrapure HNO3 (2% v/v) for analysis.

After He extraction at CRPG (Nancy, France, Pik et al., 2003 ; Godard et al., 2009), grains are retrieved from their Pt capsules and placed into the small Pt-crucibles. A set of 25 custom crucibles of 6g with 95% of Pt and 5% Au, with polished surface, is used for this study (specific dimensions: 10 mm diameter, 10.50 mm height and 0.70 mm thickness of bottom). These are called "small" crucibles compared to the larger “routine” crucibles.

One of the 25 small crucibles is used in each batch to determine the environment blank i.e. crucible and chemical contributions. This is used to calculate the ICP-MS detection limit. The reference material alkali basalt BR (Carignan et al., 2001) is also fused 3 times per batch. Two 66.66 mg aliquots are weighed using SARM larger routine crucibles in order to calibrate the instrument. One of these is doped with U and Th (with mono elementary 1000 µg/mL Accustandards solutions) in order to obtain a high calibration point at 200 µg/g for the ICP-MS. The second aliquot is used as a quality control for the routine procedure. The third, 6.66 mg aliquot of Basalt reference material is weighed into a small crucible in order to control the preparation quality of the specific procedure of this study. Then, the blank, the quality controls and the samples, are analyzed by ICP-MS (Thermo Fischer Scientific X7) using a one point « linear through zero » calibration (Carignan et al., 2001). Individual analyses last 26s with a washing delay of 120s using the blank solution. Every five samples, a linear regression calibration is performed in order to correct for the instrumental drift.

Typical blanks with this procedure are listed in table 2 and are significantly higher for U (29.3 +/- 6.3 ppm) than for Th (1.8 +/- 2.2 ppm) and Sm (2.4 +/- 2.3 ppm). Such reproducible and low blanks have been obtained only after a significant number of cleaning for this set of new "small" crucibles consisting of repeated blank procedures (see Appendix).

We consider an analysis as valid if the analyzed concentrations are above the limit of quantification (LOQ) for a given element. U, Th and Sm limits of quantification (LOQ) have been calculated using the mean of the 9 fusion blanks presented in table 2, plus 10 times the standard deviation. LOQ calculated for this “small” crucibles procedure are much lower than

the LOQ calculated for “routine” crucibles (170 µg/g for U and 210 µg/g for Th). The LOQ for U and Th are 92.2 µg/g and 23.5 µg/g respectively. Because Sm participation to total He budget is about 0.0001% for FCT zircons (table 4), we do not take the Sm LOQ into consideration in this study.

U, Th and Sm measurement accuracy is calculated using the alkali basalt reference material BR (Table 3). BR-solutions prepared both in “routine” and “small” Pt-crucibles, following their relative dilution factors, yielded U, Th and Sm concentrations that are within the range of the working values (Govindaraju, 1995). Measurement accuracy for the "small" crucible protocol is similar to the routine protocol. Reproducibility of U, Th and Sm are ~5% (1σ) after 69 analyses in “routine” Pt crucibles and after 16 analyses in “small” Pt crucibles.

## STANDARD ANALYSIS

In order to test the validity of this analytical protocol, we measured the He ages in zircons of two well known (U-Th-Sm)/He thermochronometry standards: Fish Canyon Tuff (FCT) and Buluk Tuff. We analysed 30 aliquots of FCT and 23 aliquots of Buluk, results are reported in Table 4. Aliquots consist of single grains selected so that they are as much as possible of the same dimensions. Zircon grains are then analyzed and $^{4}He$, $^{238}U$, $^{232}Th$ and $^{147}Sm$ are extracted and measured following the protocol described above. He age and $F_T$ correction factor (Table 4) are calculated following Ketcham et al. (2011).

## RESULTS

(U-Th-Sm)/He ages of 23 Buluk zircons range from 14.1 and 18.0 Ma with a mean of 16.0 ± 1.0 Ma (1σ). (U-Th-Sm)/He ages of 30 FCT zircons range from 22.5 to 38.8 Ma with a mean of 28.0 ± 4.0 Ma (1σ). They are both in good agreement with the reported values of these standards in the literature (Table 5).

ZHe-age values are reported on figure 1 as a function of the U concentration of the solutions that have been injected in the ICPMS. Dissolution of single zircon grains with this procedure provides typical U concentrations far from the blanks of the Pt crucible, and significantly above the calculated LOQ. There appears no specific correlation between the ZHe-ages and the concentration of U in the solution, which indicates that (i) the quantity of elements present in the solution for a single grain is not a limitation of this dissolution procedure, and (ii) the proposed LOQ value is reasonable. Even in the case of FCT data, which exhibit the worse

reproducibility, the oldest outlier ages do not seem to be specifically linked to small concentrations that could have triggered less precise U and Th measurements.

The S-shaped curve showing dispersion around the average age of FCT is more pronounced than it is for Buluk zircons in figure 3A, illustrating the better age reproducibility of Buluk (~6%) compared to FCT (~14%). The Th/U ratio values (Fig. 3B) are scattered and similar for the two standards, ranging from 0.47 to 1.05 except for a single outlier for Buluk at 2.02. The three FCT outliers with ages above 35 Ma encompass the whole range of Th/U and do not show any specific low Th/U values that could have been indicative of accidental incomplete dissolution, as observe on figure 1. We note that there is no correlation between ages and grain dimension suggesting a successful dissolution of zircon grains over the whole range and consistent with the well scattered Th/U ratio values.

The eU values ranges from 45 to 271 µg/g for Buluk and from 50 to 1278 µg/g for FCT (Fig. 1c), indicating that Buluk has a better chemical homogeneity than FCT and could therefore represent a more suitable reference material. Moreover, even if there is no direct correlation on figure 3C, the observed important age dispersion for FCT could be related to potential complex zoning as already pointed out by Dobson et al. (2008).

The reproducibility of ages for the Buluk reference material with this dissolution method is about 6 % (1□), which is comparable to what has been obtained with other methods for zircons (Reiners, 2005 ; Dobson et al., 2008) and for apatites (Farley, 2002 ; Kraml et al., 2006). However, because this procedure is more straightforward and rapid it could represent a significant advantage for performing large dataset as those required for detrital thermochronology.

Such an external reproducibility for the whole dating procedure includes analytical uncertainty and precision for the determination of He and U, Th concentrations, but also includes uncertainties linked to the alpha ejection correction. This correction is fundamentally based on the assumption that U and Th are uniformly distributed in the minerals, and therefore represents the most important source of uncertainties for zircons, which are frequently zoned. For a thermochronological purpose, a reproducibility of ~ 6 % is not a problem because all the interpretations are usually model dependent, which trigger higher uncertainties and therefore less precision on the determination of the dates of geological events. However, such a relatively poor precision on a reference material for the (U-Th-Sm)/He dating method with this bulk dissolution of zircons prevents its use for precise dating

of volcanic material such as rhyolites. For this specific purpose, a better precision would probably emerge in the future from new technical advances of in situ measurements.

## CONCLUSIONS

In this study we detail and propose a new procedure for single zircon dissolution applied to (U-Th-Sm)/He geochronology. This new alternative preparation protocol is more rapid (2 days, cleaning included) than traditional dissolution procedures and allows comparable measurement accuracy and reproducibility. It could therefore represent significant advantages for performing large datasets as those required for detrital thermochronlogy.

We additionally demonstrate that Buluk is chemically more homogenous and exhibit a better reproducibility than Fish Canyon Tuff. We therefore consider that Buluk is a more suitable (U-Th-Sm)/He thermochronometry standard than the widely used Fish Canyon Tuff to asses confidence interval of the whole integrated procedure.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank Yves Marrocchi for sampling Fish Canyon Tuff, Etienne Deloule for providing the #91500 zircon standard powder, as well as the CRPG staff and SARM laboratory for their precious help during data acquisition.

## REFERENCES

Carpena J. and Mailhe D. (1987) Fission-track dating calibration of the Fish Canyon Tuff standard in French reactors. Chemical Geology, 66, 53–59.

Carignan J., Hild P., Mevelle G., Morel J. and Yeghicheyan D. (2001) Routine analyses of trace element in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. Geostandards Newsletter, 25, 187-198.

Dobson K.J., Stuart F., Dempster T.J., EIMF (2008) U and Th zonation in Fish Canyon Tuff zircons: Implications for a zironc (U)Th)/He standard, Geochimica et Cosmochimica Acta, 72, 4745-4755.

Flowers R.M., Ketcham R.A., Shuster D.L. and Farley K.A. (2009) Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 2347-2365.

212 Gautheron C., Barbarand J., Ketcham R. A., Tassan-Got L., Van der Beek P., Pagel M.,
213 Pinna-Jamme R., Couffignal F. and Fialin M. (2013) Chemical influence on α-recoil
214 damage annealing in apatite: Implications for (U-Th)/He dating. Chemical Geology,
215 351, 257-267.

216 Gautheron C., Tassan-Got L., Barbarand J. and Pagel M. (2009) Effect of alpha-damage
217 annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. Chemical Geology, 266, 157-170.

218 Godard V., R. Pik, J. Lavé, R. Cattin, B. Tibari, J. de Sigoyer, M. Pubelier, J. Zhu (2009)
219 Exhumation History of the Central Longmen Shan (Eastern Tibet) from (U-Th)/He
220 Thermochronometry. Tectonics, 2009, 28, TC5009, doi:10.1029/2008TC002407.

221 Guenthner W. R., Reiners P. W., Ketcham R. A., Nasdala L. and Giester G. (2013) Helium
222 diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of
223 zircon (U-Th)/He thermochronology. American Journal of Science, 313, 145-198.

224 Govindaraju K. (1995) Working values with confidence limits for twenty-six CRPG, ANRT
225 and IWG-GIT geostandards. Geostandards Newsletter, 19 (Special Issue), 32pp.

226 House M.A., Farley K.A. and Stockli D.F. (2000) Helium chronometry of apatite and titanite
227 using Nd-YAG laser heating. Earth and Planetary Science Letters, 183, 365-368.

228 Hurford A.J. and Hammerschmidt K. (1985) 40Ar-39Ar and K/Ar dating of the Bishop and
229 Fish Canyon Tuffs: Calibration of ages for fission-track dating standards. Chemical
230 Geology, 58, 23-32.

231 Hurford A.J. and Watkins R.T. (1987) Fission-track age of the tufts of the Buluk Member,
232 Bakate Formation, Northern Kenya: a suitable fission-track standard. Chemical
233 Geology, 66, 209-216.

234 Ketcham R.A., Gautheron C. and Tassan-Got L. (2011) Accounting for long alpha-particle
235 stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case.
236 Geochemica et Cosmochimica Acta, 75, 7779-7791.

237 Kraml M., Pik R., Rahn M., Selbeck R., Carignan J., Keller J. (2006) A potential single grain
238 40Ar/39Ar, (U-Th)/He and FT age standard: the Limberg t3 tuff, GGR, 30, 73-86.

239 Krog T.E. (1973). A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon
240 and extraction of U and Pb for isotopic age determination. Geochim. Cosmochim. Acta
241 37, 485-494.

242 Kuiper K.F., Deino A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Renne P.R. and Wijbrans J.R. (2008)
243 Synchronizing Rock Clocks of Earth. HistoryScience, 320, 500-504.

244 McDougall I. and Watkins R. T. (1988) Potassium–argon ages of volcanic rocks from
245 northeast of Lake Turkana, northern Kenya. Geological Magazine, 125, 15-23.

246 Pik R., Marty B., Carignan J. and Lavé J. (2003) Stability of the Upper Nile drainage network
247 (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift and
248 erosion of the Afar plume dome. Earth and Planetary Science Letters, 215, 73-88.

249 Reiners P. W. and Farley K. A. (1999) Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry
250 of titanite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 3845–3859.

251 Reiners P. W., Farley K. A. and Hickes H. J. (2002) He diffusion and (U-Th)/He
252 thermochronometry of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte.
253 Tectonophysics, 349, 297-308.

254 Reiners P.W. (2005) Zircon (U-Th)/He thermochronometry, Reviews in Mineralogy and
255 Geochemistry, 58, 151-179

256 Renne P.R., Deino A.L., Walter R.C., Turrin B.D., Swisher III C.C., Becker T.A., Curtis
257 G.H., Sharp W.D. and Jaouni A.R. (1994) Intercalibration of astronomical and
258 radioisotopic time. Geology, 22, 783-786.

259 Shuster D. L., Flowers R. M. and Farley K. A. (2006) The influence of natural radiation
260 damage on helium diffusion kinetics in apatite. Earth and Planetary Science Letters,
261 249, 148-161.

262 Tagami T., Farley K.A. and Stockli D.F. (2003) (U-Th)/He geochronology of single zircon
263 grains of known Tertiary eruption age. Earth and Planetary Science Letters, 207, 57-67.

264 Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A.,
265 Roddick, J.C. and Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-
266 Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter, 19, 1-23

267 Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M.,
268 Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood,
269 R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli., P.M. ,
270 Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, Ø., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle,
271 A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q. and Zheng, Y.-F. (2004). Further
272 characterisation of the 91500 zircon crystal. Geostandards and Geoanalytical Research,
273 28, 9-39.

274 Wolfe M.R. and Stockli D.F. (2010) Zircon (U-Th)/He thermochronometry in the KTB drill
275 hole, Germany, and its implications for bulk He diffusion kinetics in zircon. Earth and
276 Planetary Science Letters, 295, 69- 82.

**TABLES**

Table 1: Amounts, ratios of fluxes and reactants and calculated dilution coefficient used in routine and in this study at the SARM laboratory. (*) Acid solution =$HNO_3$ (0.7% v/v) suprapure (Carlo Erba). BR corresponds to the SARM Basalt reference material, from Essey-la-Côte, near Nancy, Meurthe-et-Moselle.

| | BR (mg) | $LiBO_2$ (mg) | $B(OH)_3$ (mg) | Acid solution (mL) (*) | Final dilution | Dilution coefficient |
|---|---|---|---|---|---|---|
| SARM routine protocol | 100 | 900 | 600 | 100 | 1 mL /9 mL $HNO_3$ 2% v/v | 1000 |
| This study (small Pt crucible) | 6.66 | 60 | 40 | 6.6 $HNO_3$ 2% v/v + 6.6 acid dilution | 1 mL /4 mL $HNO_3$ 2% v/v | 500*2 = 1000 |
| Ratio routine/this study | 15 | 15 | 15 | 7.5 | 2 | |

Table 2: Blanks measured during this study and calculation of the running LOQ (limit of quantification) for this procedure.

| #Series | U | Th | Sm |
|---|---|---|---|
| 1 | 20.9 | 3.6 | 0.0 |
| *2* | 37.3 | 4.8 | 3.9 |
| *3* | 28.0 | 5.4 | 2.6 |
| *4* | 20.7 | 0.0 | 3.5 |
| *5* | 38.1 | 0.0 | 0.0 |
| *6* | 29.8 | 0.9 | 2.2 |
| *7* | 25.2 | 0.5 | 0.0 |
| *8* | 32.2 | 0.0 | 6.9 |
| *9* | 31.4 | 1.2 | 2.0 |
| Mean | 29.3 | 1.8 | 2.4 |
| STD* | 6.3 | 2.2 | 2.3 |
| %RSD ** | *21* | *119* | *97* |
| LOQ *** | 92.2 | 23.5 | 25.1 |

* 1 standard deviation

** Relative standard deviation

*** Limite of quantification. LOQ = Mean + 10*STD

Table 3: Calculated accuracy (errors are given as 1σ) relative to BR analysis using working values from Govindaraju (1995): U = 2.5 ± 0.3 μg/g, Th= 11.0 ± 1 μg/g, Sm= 12.2 ± 0.3 μg/g. RSTD = Relative standard deviation of the mean.

| | $^{238}U$ | $^{232}Th$ | $^{147}Sm$ |
|---|---|---|---|
| n=69 | SARM "routine" Pt crucibles | | |
| Average | 2.5 | 10,4 | 11.7 |
| STD | 0.1 | 0.4 | 0.6 |
| RSTD | 5.8% | 4.3% | 5.0% |
| n=16 | "Small" Pt crucibles (this study) | | |
| Average | 2.6 | 11 | 12.5 |
| STD | 0.1 | 0.5 | 0.7 |
| RSTD | 4.6% | 4.7% | 5.2% |

Table 4. Results of (U-Th-Sm)/He analyses on FCT and Buluk geostandards. (a) FT correction factor calculated from Ketcham et al. (2011), (b) mass of zirons is calculated using a mean density of 4.65, (c) blank sessions are related to table 2, (d) Corrected age = Raw He age /$F_T$.

| Sample | Width | Lenght | FT [a] | Mass [b] | Blank [c] | $^4$He | U | Th | Sm | eU | He age | Corrected He age [d] | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | □m | □m | | □g | # | nmol/g | □g/g | □g/g | □g/g | □g/g | Ma | Ma | ± |
| FC Tuff-2-Zr | 119 | 193 | 0.82 | 7.5 | 1 | 19.4 | 155 | 108 | 1 | 181 | 20.1 | 24.5 | 1.5 |
| FC Tuff-9-Zr | 157 | 243 | 0.86 | 15.9 | 1 | 21.5 | 151 | 78 | 3 | 170 | 23.7 | 27.5 | 1.7 |
| FC Tuff-8-Zr | 117 | 353 | 0.85 | 17.5 | 1 | 36.1 | 254 | 142 | 4 | 288 | 23.4 | 27.6 | 1.7 |
| FC Tuff-1-Zr | 108 | 189 | 0.81 | 6.4 | 1 | 37.0 | 250 | 206 | 1 | 300 | 23.1 | 28.5 | 1.7 |
| FC Tuff-4-Zr | 88 | 230 | 0.8 | 6.2 | 1 | 45.9 | 296 | 170 | 1 | 337 | 25.5 | 31.9 | 1.9 |
| FC Tuff-7-Zr | 127 | 188 | 0.83 | 7.8 | 1 | 44.9 | 276 | 137 | 7 | 309 | 27.2 | 32.8 | 2.0 |
| FC Tuff-6-Zr | 157 | 214 | 0.85 | 12.5 | 1 | 61.0 | 349 | 221 | 1 | 402 | 28.4 | 33.4 | 2.0 |
| FC Tuff-5-Zr | 110 | 184 | 0.81 | 6.2 | 1 | 37.6 | 198 | 153 | 7 | 235 | 29.9 | 37.0 | 2.2 |
| FC Tuff-3-Zr | 79 | 156 | 0.75 | 3.0 | 1 | 44.3 | 236 | 220 | 4 | 289 | 28.7 | 38.2 | 2.3 |
| FC Tuff-10-Zr | 169 | 219 | 0.86 | 14.1 | 1 | 44.7 | 224 | 105 | 2 | 249 | 33.5 | 39.0 | 2.3 |
| FCTuff*5-15 | 109 | 213 | 0.82 | 7.8 | 2 | 19.0 | 148 | 72 | 2 | 166 | 21.4 | 26.1 | 1.6 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| FC Tuff-17-Zr | 206 | 543 | 0.91 | 79.7 | 3 | 15.1 | 101 | 75 | 2 | 119 | 23.7 | 26.0 | 1.6 |
| FCT-01-ZR | 95 | 234 | 0.81 | 7.2 | 4 | 84.7 | 743 | 390 | 15 | 837 | 18.9 | 23.4 | 1.4 |
| FCT-03-ZR | 55 | 110 | 0.66 | 1.0 | 4 | 88.6 | 895 | 662 | 711 | 1054 | 15.7 | 23.8 | 1.4 |
| FCT-02-ZR | 77 | 166 | 0.76 | 3.2 | 4 | 79.1 | 689 | 361 | 15 | 776 | 19.1 | 25.1 | 1.5 |
| FCT-05-Zr | 144 | 344 | 0.87 | 23.8 | 5 | 51.5 | 372 | 227 | 10 | 427 | 22.6 | 25.9 | 1.6 |
| FCT-11-SG | 128 | 460 | 0.86 | 28.4 | 5 | 46.7 | 312 | 227 | 4 | 367 | 23.8 | 27.7 | 1.7 |
| FCT-09-Zr | 163 | 304 | 0.88 | 24.2 | 5 | 104.5 | 665 | 360 | 13 | 751 | 26.0 | 29.6 | 1.8 |
| FCT-06-Zr | 130 | 265 | 0.85 | 14.0 | 5 | 124.2 | 803 | 509 | 11 | 925 | 25.1 | 29.6 | 1.8 |
| FCT-08-SG | 197 | 476 | 0.9 | 62.0 | 5 | 33.6 | 186 | 195 | 7 | 233 | 27.0 | 30.0 | 1.8 |
| FCT-07-Zr | 163 | 301 | 0.87 | 23.7 | 5 | 100.7 | 617 | 391 | 23 | 711 | 26.5 | 30.4 | 1.8 |
| FCT-10-SG | 275 | 384 | 0.91 | 70.6 | 5 | 20.8 | 118 | 85 | 4 | 139 | 28.0 | 30.8 | 1.8 |
| FCT-Zr-e-5 | 81 | 197 | 0.78 | 4.4 | 7 | 162.8 | 1317 | 622 | 16 | 1467 | 20.8 | 26.6 | 1.6 |
| FCT-Zr-c-5 | 113 | 247 | 0.83 | 10.2 | 7 | 116.6 | 848 | 568 | 33 | 984 | 22.2 | 26.7 | 1.6 |
| FCT-Zr-d-4 | 125 | 272 | 0.85 | 13.7 | 7 | 148.1 | 996 | 601 | 20 | 1140 | 24.3 | 28.6 | 1.7 |
| FCT-Zr-a-4 | 113 | 271 | 0.84 | 11.7 | 7 | 202.9 | 1338 | 702 | 25 | 1506 | 25.2 | 30.0 | 1.8 |
| fct-18 | 186 | 374 | 0.89 | 40.2 | 8 | 16.3 | 120 | 70 | 2 | 137 | 22.3 | 25.0 | 1.5 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| fct-17 | 125 | 288 | 0.85 | 14.8 | 8 | 68.3 | 519 | 286 | 19 | 588 | 21.7 | 25.6 | 1.5 |
| fct-15 | 110 | 218 | 0.82 | 8.1 | 8 | 125.7 | 936 | 495 | 8 | 1055 | 22.3 | 27.2 | 1.6 |
| fct-16 | 87 | 171 | 0.78 | 4.0 | 8 | 115.2 | 862 | 497 | 65 | 981 | 22.0 | 28.2 | 1.7 |
| | | | | | | | | | | | | | |
| Buluk-Zr-5 | 124 | 378 | 0.86 | 21.1 | 1 | 7.0 | 83 | 66 | 39 | 99 | 13.2 | 15.3 | 0.9 |
| Buluk-Zr-9 | 159 | 344 | 0.88 | 27.9 | 1 | 8.9 | 106 | 68 | 37 | 123 | 13.6 | 15.5 | 0.9 |
| Buluk-Zr-12 | 157 | 389 | 0.88 | 32.5 | 1 | 2.6 | 31 | 16 | 28 | 35 | 14.0 | 15.9 | 1.0 |
| Buluk-Zr-6 | 137 | 387 | 0.87 | 25.7 | 1 | 4.5 | 52 | 29 | 52 | 59 | 14.3 | 16.4 | 1.0 |
| Buluk-Zr-11 | 132 | 324 | 0.86 | 19.0 | 1 | 10.8 | 119 | 73 | 28 | 136 | 14.8 | 17.2 | 1.0 |
| Buluk-Zr-10 | 122 | 319 | 0.87 | 16.4 | 1 | 11.5 | 117 | 82 | 36 | 137 | 15.7 | 18.1 | 1.1 |
| BU-02 SG | 186 | 428 | 0.9 | 49.0 | 5 | 3.3 | 42 | 22 | 24 | 48 | 12.8 | 14.2 | 0.9 |
| BU-08 | 211 | 492 | 0.91 | 72.7 | 5 | 6.7 | 76 | 57 | 54 | 90 | 13.9 | 15.2 | 0.9 |
| BU-01 SG | 246 | 439 | 0.91 | 77.2 | 5 | 8.3 | 91 | 81 | 106 | 110 | 14.0 | 15.4 | 0.9 |
| BU-06 | 132 | 417 | 0.87 | 26.6 | 5 | 15.0 | 170 | 118 | 61 | 199 | 14.1 | 16.2 | 1.0 |
| BU-05-SG | 227 | 380 | 0.91 | 54.8 | 5 | 8.4 | 91 | 61 | 31 | 106 | 14.9 | 16.4 | 1.0 |
| BU-03-SG | 205 | 352 | 0.9 | 42.0 | 5 | 12.9 | 136 | 109 | 119 | 163 | 14.8 | 16.5 | 1.0 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| BU-07 | 162 | 353 | 0.88 | 30.0 | 5 | 20.1 | 215 | 165 | 148 | 255 | 14.8 | 16.8 | 1.0 |
| BU-04-SG | 169 | 400 | 0.89 | 38.3 | 5 | 5.1 | 53 | 30 | 41 | 61 | 15.6 | 17.5 | 1.1 |
| BU-12-SG | 170 | 405 | 0.89 | 39.1 | 6 | 3.2 | 36 | 23 | 27 | 42 | 14.1 | 15.8 | 1.0 |
| BU-14-SG | 212 | 436 | 0.91 | 61.6 | 6 | 9.7 | 100 | 97 | 124 | 123 | 14.7 | 16.2 | 1.0 |
| BU-13-SG | 202 | 411 | 0.9 | 52.3 | 6 | 10.9 | 94 | 189 | 437 | 140 | 14.6 | 16.2 | 1.0 |
| BU-16-SG | 185 | 411 | 0.89 | 45.9 | 6 | 4.0 | 45 | 26 | 28 | 51 | 14.8 | 16.6 | 1.0 |
| BU-15-SG | 225 | 347 | 0.9 | 46.4 | 6 | 8.9 | 90 | 77 | 74 | 109 | 15.2 | 16.9 | 1.0 |
| BU-11 | 124 | 157 | 0.8 | 5.3 | 6 | 26.7 | 284 | 271 | 311 | 349 | 14.3 | 17.9 | 1.1 |
| Bu-19 | 243 | 407 | 0.91 | 67.1 | 9 | 8.7 | 104 | 77 | 83 | 123 | 13.3 | 14.6 | 0.9 |
| Bu-17 | 143 | 266 | 0.86 | 16.2 | 9 | 23.1 | 284 | 209 | 111 | 335 | 12.9 | 15.0 | 0.9 |
| Bu-20 | 44 | 88 | 0.59 | 0.5 | 9 | 373.7 | 5778 | 2785 | 3273 | 6447 | 10.8 | 18.4 | 1.1 |

| Age | Datation method | References |
|---|---|---|
| Fish Canyon Tuff | | |
| 27.08 ± 0.2 | Biotite Ar/Ar | Hurford and Hammerschmidt, 1985 |
| 26.8 ± 4.2 | Apatite fission tracks | Carpéna and Mailjé, 1987 |
| 27.0 ± 2.2 | Zircon fission tracks | |
| 28.03 ± 0.18 | Feldspar Ar/Ar | Renne et al., 1994 |
| 30.1 ± 1.0 | Titanite He age | Reiners and Farley, 1999 |
| 27.9 ± 1.1 | | House et al., 2000 |
| 27.8 ± 0.7 | Zircon He age | Tagami et al., 2002 |
| 28.2 ± 0.05 | Sanidine Ar/Ar | Kuiper et al., 2008 |
| Buluk | | |
| 16.3 ± 0.2 | Sanidine K/Ar | McDougall and Watkins, 1985 |
| 16.2 ± 0.6 | Zircon fission tracks | Hurford and Watkins, 1987 |
| 16.1 ± 0.8 | Zircon He age | Tagami et al., 2002 |

Table 5. Compilation of literature ages for Fish Canyon Tuff and Buluk Fm. Tuff.

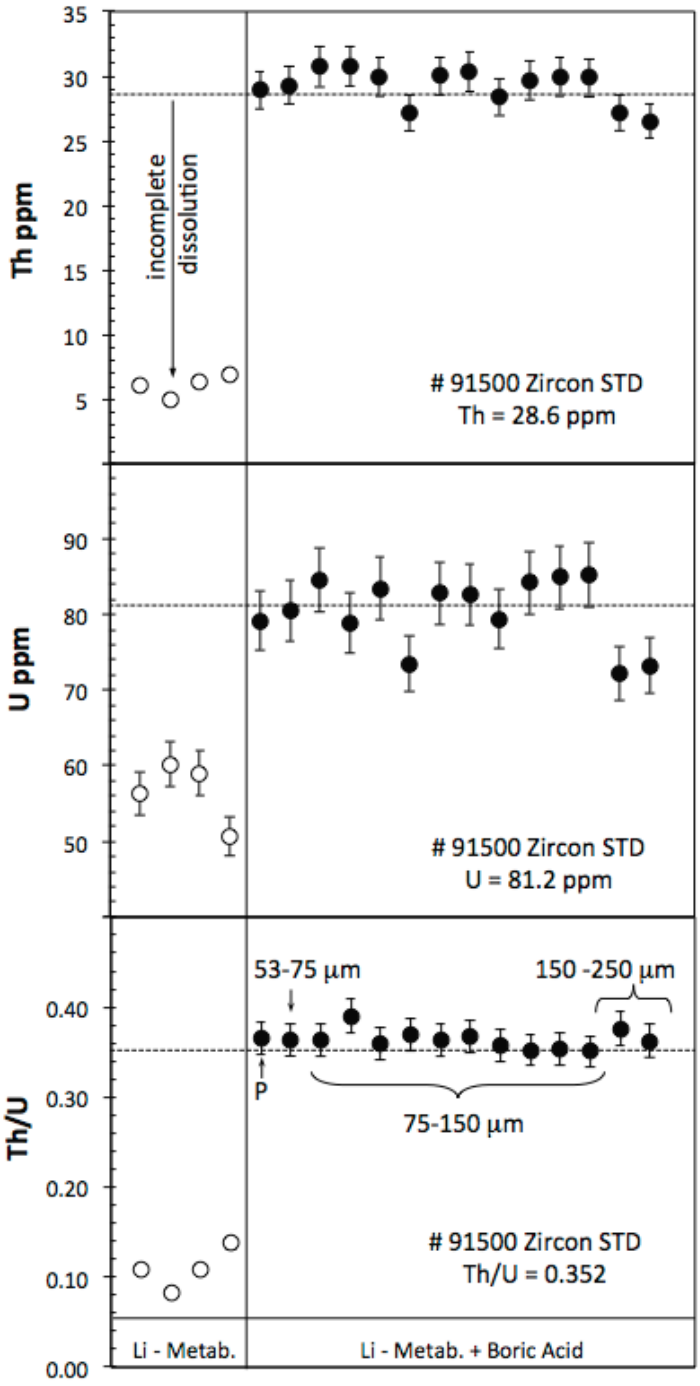



Figure 1 : comparison of dissolution procedure for zircons using Li-metaborate and a mixing of Li-metaborate with boric acid. These tests have been carried out on remaining powder after preparation of the SIMS standard #91500 for which the concentration of U and Th is well known and has been schown to be particularly homogeneous (Wiedenbeck et al., 1995, 2004).

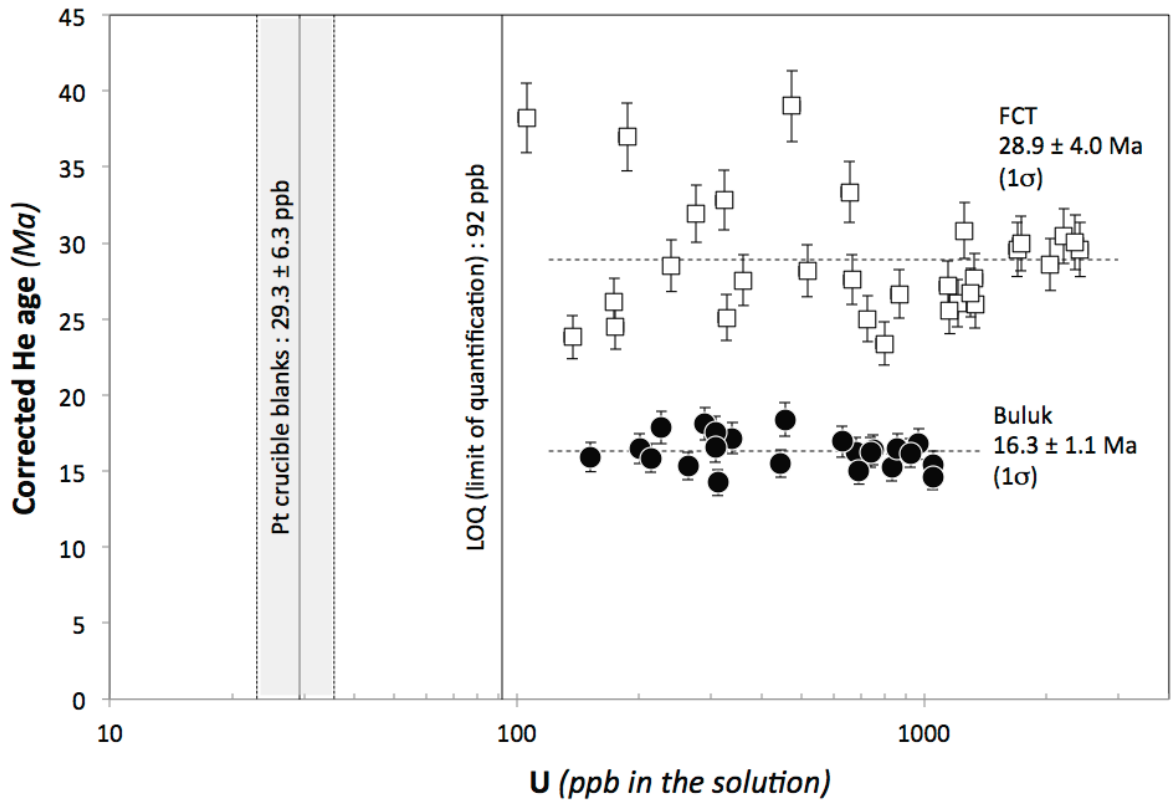



Figure 2: comparison of final ZHe-age determination with the concentration of U injected in the ICPMS for FCT and Buluk zircons. The dispersion of ages dataset do not show any correlations with U concentration and the concentration of U in the solution for dissolution of a single grain is significantly above the propose Limit of Quantification (LOQ) which is used as a criteria of selection of valid analyses.

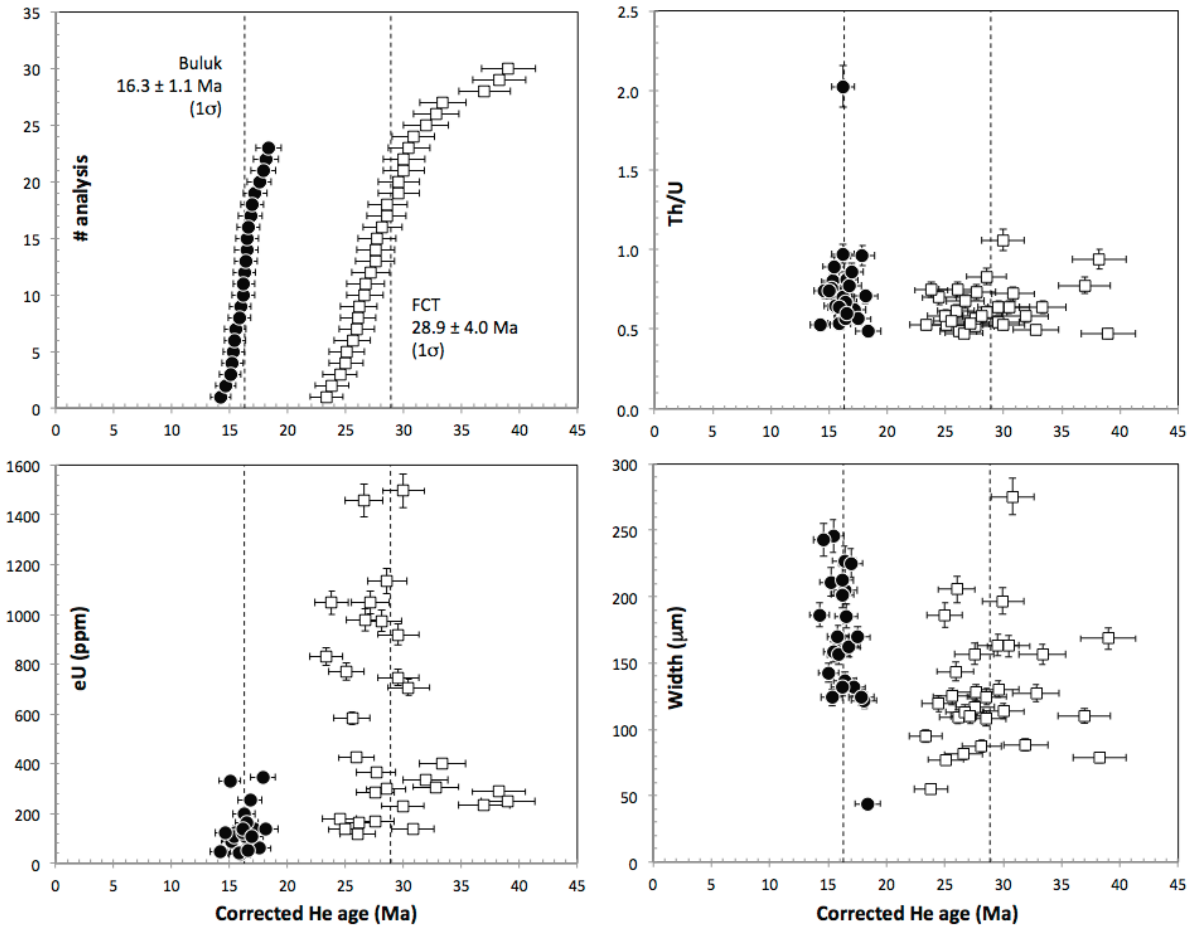



Figure 3 : Corrected (U-Th-Sm)/He ages plotted versus number of analyses (upper left panel, A), Th/U ratio (upper right panel, B). eU concentration (bottom left panel, C) and Grain diameters (bottom right panel, D). Individual error bars are given at 6% based on the reproducibility of Buluk.

## APPENDIX

Cleaning process for new small crucible set:

Cleaning of the new Platinum crucibles set has been conducted as follows: Lithium tetraborate is weighed into each small crucible and fused at 1000°C during 3 hours. Then, they are boiled for 3 hours in a solution of 2 L of distilled water and 300 mL of HCl 65%.

Next, they are cleaned with distilled water and put in an oven at 100°C for at least 12 hours.

Blanks with the standard procedure have been measured for each crucible after 4, 5, 6 and 1 sequences of cleaning. The measured values for U, Th and Sm are presented in the following figures and indicate that with these new commercial crucibles it is necessary to perform a minimum of 11 cleaning sequences before reaching standard low blanks for U.

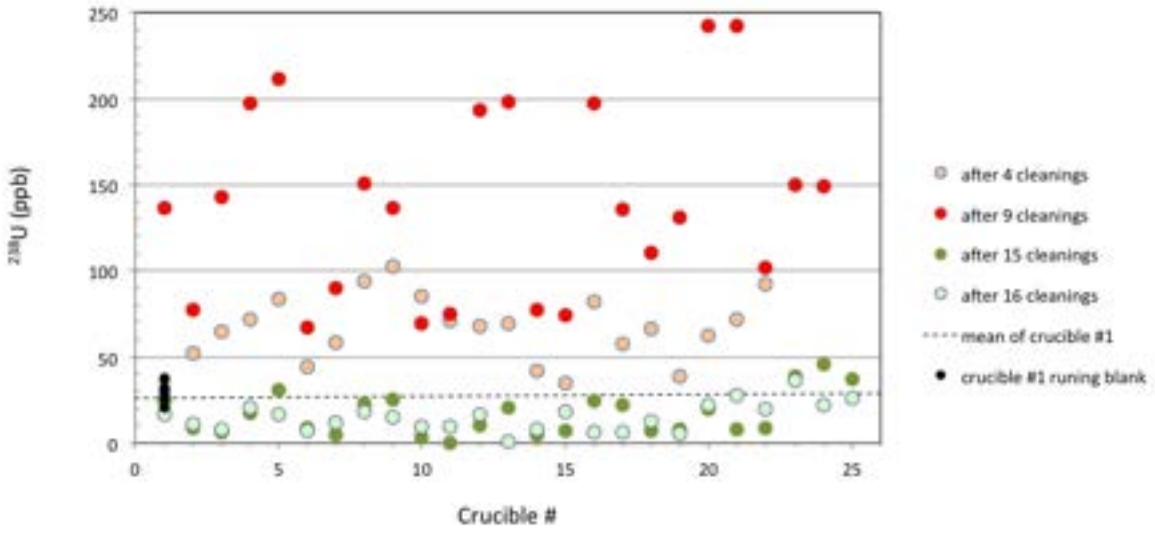



Figure A1. $^{238}U$ (µg/g) first analysis after 4 cleanings, second analysis after 9 (5+4) cleanings, third analysis after 15 (9+6) cleanings and fourth analysis after 16 cleaning.

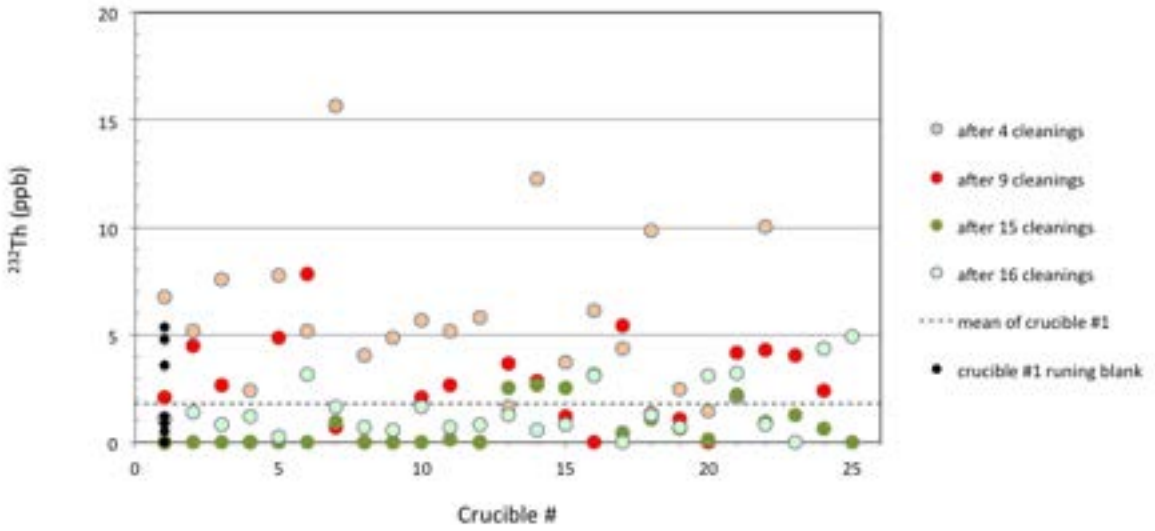



Figure A2. $^{232}$Th (µg/g) first analysis after 4 cleanings, second analysis after 5 cleanings, third analysis after 6 cleanings and fourth analysis after 1 cleaning.

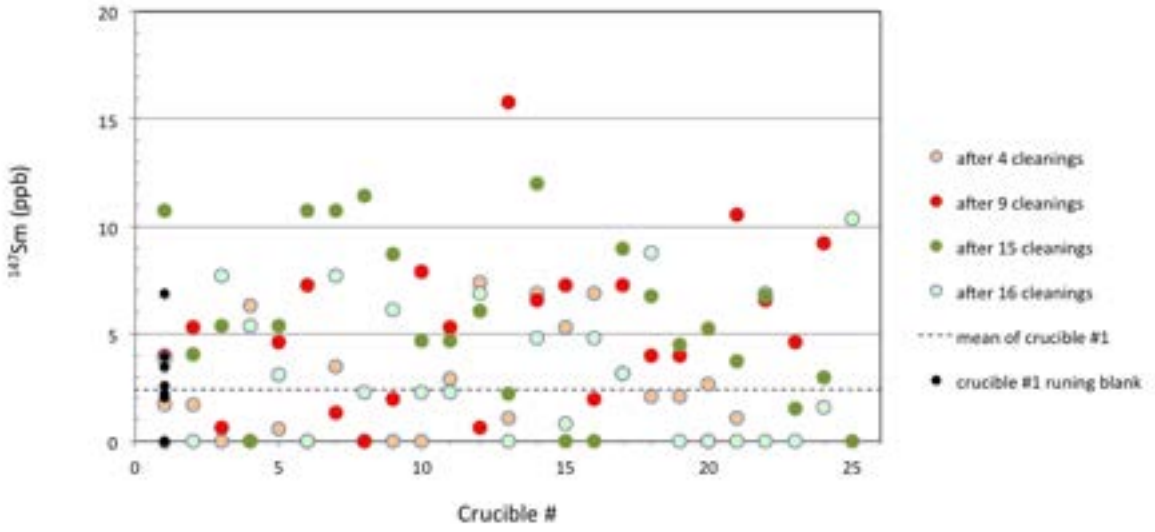



Figure A3. $^{147}$Sm (µg/g) first analysis after 4 cleanings, second analysis after 5 cleanings, third analysis after 6 cleanings and fourth analysis after 1 cleaning.

# Annexe 4

# Rapport de Stage M1 de Maxime Daudet

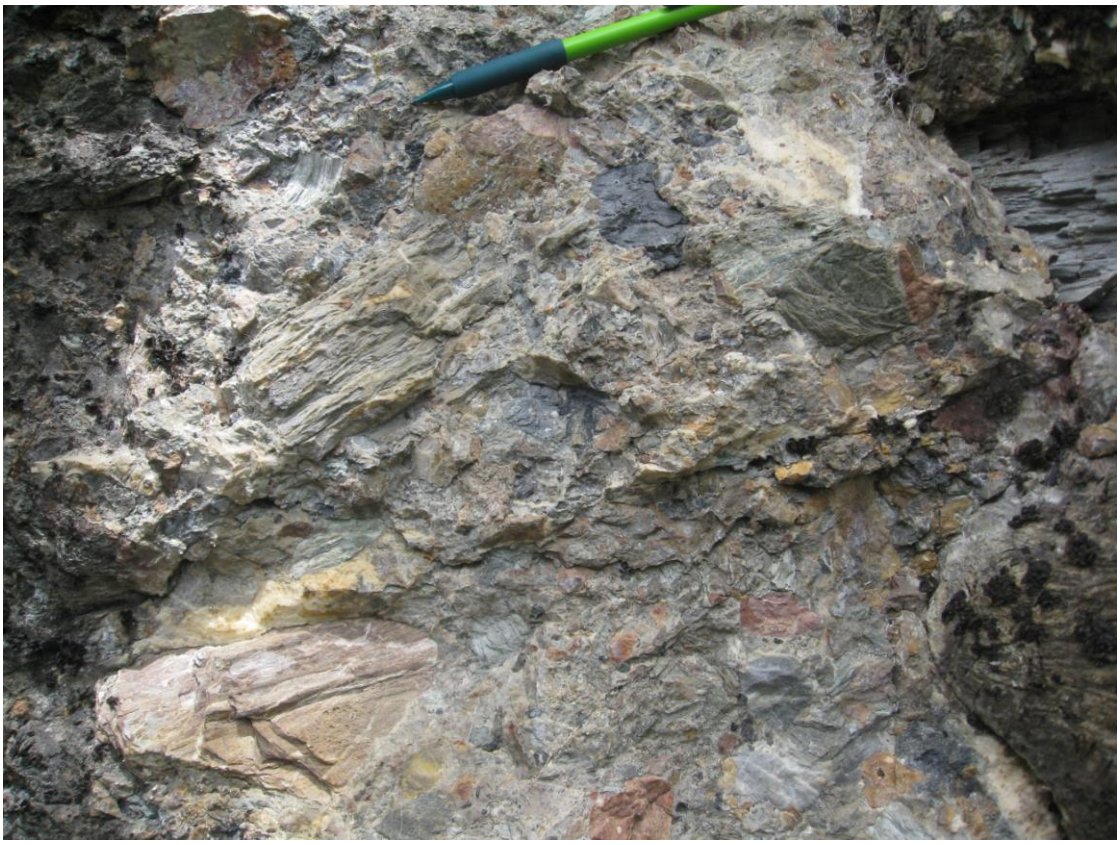
UPMC
SORBONNE UNIVERSITÉS

**Compte rendu de stage de recherche**

**Master 1 - 2014-2015**

# Origine et déformation des bassins d'âge Crétacé du Nord des Pyrénées Centrales: implications géodynamiques

**DAUDET Maxime**



**Encadrant : F. Mouthereau (ISTEP, UPMC)**

# Sommaire

Introduction....527
1. Cadre géologique régionale....528
a) Les Pyrénées....528
b) Zone d'étude : les Pyrénées Nord Orientales (Ariège)....528
2. Approches et méthodes utilisées....530
a) Définition et synthèse stratigraphique des bassins mésozoïques....530
b) Subsidence....531
3. Résultats....532
a) Synthèse stratigraphique des bassins....532
b) Courbes de subsidence....535
c) Sources potentielles d'erreur sur les valeurs de subsidence mesurées....538
4. Discussion....539
a) Interprétation des données stratigraphiques....539
b) Interprétation des courbes de subsidence....540
Conclusion....542
Bibliographie....544

# Résumé

La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) située entre le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) et la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) est constitué de plusieurs bassins formés au moment de l'extension Pyrénéenne (Albien) et aujourd'hui inversés. Le mode d'ouverture de ces bassins est sujet à controverse et l'objectif de cette étude est donc d'apporter un début de réponse ou au moins réflexion sur la dynamique d'ouverture puis de fermeture des bassins de la ZNP et plus particulièrement des bassins situé au contact des massifs paléozoïques des Pyrénées orientales (Arize, Trois Seigneurs, Saint-Barthélemy). Cette étude s'organise en deux parties principales, la constitution d'une synthèse stratigraphiques sous forme de logs synthétiques pour chacun des bassins et en parallèle, le calcul des courbes et des taux de subsidence correspondant.

Les résultats de subsidence obtenus permettent, en relation avec les données déjà existante pour d'autres bassins et les connaissances disponibles sur l'amincissement des marges continentales de mettre en avant un plusieurs phases distinctes de l'histoire de ces bassins. 1) un épisode extensif daté du Trias-Jurassique ou peut être plus ancien (Permo-Carbonifère) suivi d'un soulèvement au Crétacé inférieur puis l'amincissement majeur à l'Albien. Les données stratigraphiques permettent de mieux contraindre le contexte paléogéographique et son évolution grâce au dépôt des flyschs, de brèches à éléments Paléozoïques ,et de bauxite.

**Mots clefs :** Pyrénées, subsidence, synthèse stratigraphique, bassins, ZNP

# Abstract

The North Pyrenean Zone (ZNP), located between the North Pyrenean Frontal Thrust (NPFT) and the North Pyrenean Fault (NPF) is made of several different basins formed during the Pyrenean rifting (Albian) which are now inverted. The way these basins were open is still being debated among geologists and the present work's goal is to help understanding better the geodynamic behavior of the basins of the eastern NPZ in the region of Arize, Trois Seigneurs and Saint-Barthelemy. This study is based on two approaches, calculation of subsidence rates and a stratigraphic synthesis of the different basins.

Our results combined the ones that already exist allow us to describe three main steps in these basins evolution. A first episode of rifting during the Trias or the Jurassic which may have started earlier, followed by an uplift during the lower Cretaceous and finally the Albien rifting. Stratigraphic data also allow us to have better constraints on the paleogeography through the occurrence of flysch deposits, breccias with Paleozoic clasts and bauxite.

**Key words:** Pyrenees, subsidence,stratigraphic synthesis, basins, NPZ

# Introduction

Les Pyrénées sont une chaîne à double vergence résultant de la collision entre la microplaque Ibérique et la plaque Europe (Vergés et al, 2002). Plus généralement, elle représente l'extrémité la plus occidentale de la chaîne Alpine liée à la fermeture de l'océan Téthys pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque.

Les contraintes sur les mouvements de l'Ibérie par rapport à l'Europe sont très controversées mais la formation des Pyrénées peut être divisée en deux phases distinctes. Tout d'abord une phase d'extension au début du Mésozoïque qui culmine au crétacé moyen (Albien) pendant laquelle les bassins de la zone nord pyrénéenne se développent. Des études dans d'autres bassins (Parentis, Mauléon) dans les Pyrénées occidentales (Vergés et al, 2002) ont montré que cette phase d'extension a commencé plus tôt et qu'un premier épisode de d'extension aurait eu lieu à la fin du Jurassique (Fig.1). Puis une phase de convergence à partir du Crétacé terminal à 84 Ma (Santonien). L'amincissement atteint son maximum à l'Albien (~110Ma), comme en témoigne l'exhumation de roches ultramafiques, les lherzolithes, contemporain d'un métamorphisme HT-BP et du magmatisme alcalin. La croissance orogénique à proprement parlé commence à l'Eocène (~55 Ma) et se termine au début du Miocène vers 20 Ma.

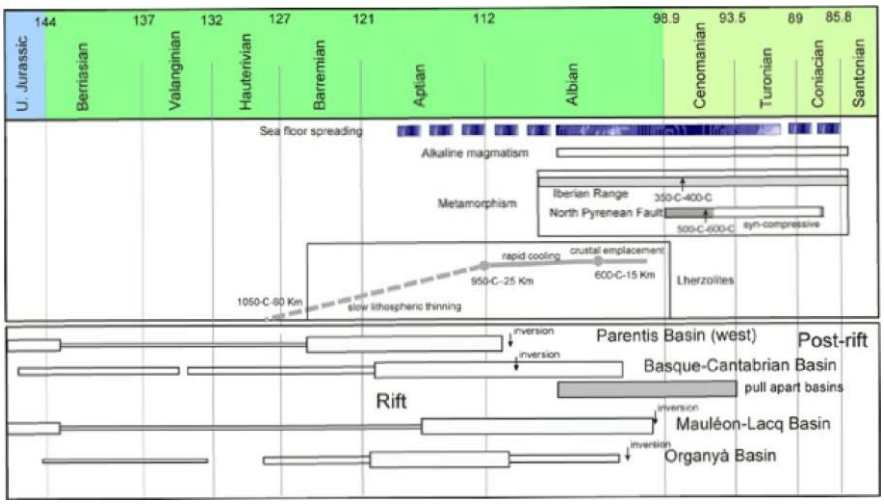



**Figure 1 : Principaux événements extensifs depuis la fin du Jurassique jusqu'au Santonien dans le domaine Pyrénéen. (Vergés et al, 2002).**

Le mode d'ouverture des bassins d'âge Mésozoïque dans la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) est aussi l'objet de différentes théories. Ainsi, les partisans du modèle de décrochement important le long de la FNP entre 114 et 88 Ma, proposent que les bassins soient de type « pull apart » (Choukroune et Mattauer, 1978). D'autres modèles au contraire suggèrent que des bassins extensifs s'ouvrent perpendiculairement à la FNP (Sibuet et al, 2004 ; Jammes et al, 2009).

La zone qui nous intéresse dans cette étude est la région de l'Ariège (St-Girons, Aulus, Mas dAzil, Foix) dans les Pyrénées orientales. En se basant sur des taux de subsidence calculés pour les différents bassins et des informations microtectoniques, nous essayerons de mieux caractériser le contexte géodynamique dans lequel se sont formés puis refermés ces bassins.

Ce stage s'intègre dans un travail destiné à mieux comprendre l'évolution géodynamique des bassins de la ZNP et plus particulièrement ceux de l'Ariège. Nous essaierons, à travers une analyse stratigraphique et structurale de mieux caractériser le contexte géodynamique dans lequel se sont ouverts ces bassins ainsi que leur dynamique. C'est-à-dire, savoir si ces bassins se sont plutôt ouverts en réponse à un décrochement NW/SE ou plutôt selon une extension N/S, mieux définir les quantités d'amincissement et les périodes d'extension dans la ZNP, en comparaison avec d'autres résultats comme le papier de Vergés et al de 2002 pour des bassins plus externes du domaine Pyrénéen.

# 1.Cadre géologique régionale

## a) Les Pyrénées

La chaîne des Pyrénées peut être divisée en plusieurs ensembles tectono-stratigraphiques (Fig. 2) :

- Les bassins de l'Ebre et d'Aquitaine qui correspondent à des bassins flexuraux d'avant pays liés à la surcharge topographique exercée par les nappes de chevauchement aux fronts sud et nord de la chaîne. Le bassin d'Aquitaine est délimité au Sud par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP ; NPFT en anglais) et le Bassin de l'Ebre par le Chevauchement Sud-Pyrénéen (CFSP ; SPFT en anglais) au Nord.
- La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP ; NPZ an anglais) et la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP). La ZNP correspond à l'ancienne zone amincie dans les Pyrénées et se caractérise par la présence de nombreux bassins ouverts entre le Crétacé moyen et supérieur aujourd'hui inversés et verticalisés entre des massifs paléozoïques. Elle est délimitée au Sud par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP ; NPF en anglais). C'est au Nord de la FNP, dans la Zone Interne Métamorphique (ZIM) que se trouvent les terrains caractéristiques du métamorphisme HT-BP. La ZSP correspond au bassin d'avant pays au sud, ensuite repris dans le prisme d'accrétion au cours de l'évolution de la chaîne, elle est délimitée au Sud par la Faille Sud Pyrénéenne.
- La Zone Axiale (ZA) constitue les reliefs majeurs des Pyrénées et se compose de grandes unités de socle cristallin et de couverture Paléozoïques (Gavarnie, Orri, Rialp) mise en place au Tertiaire.

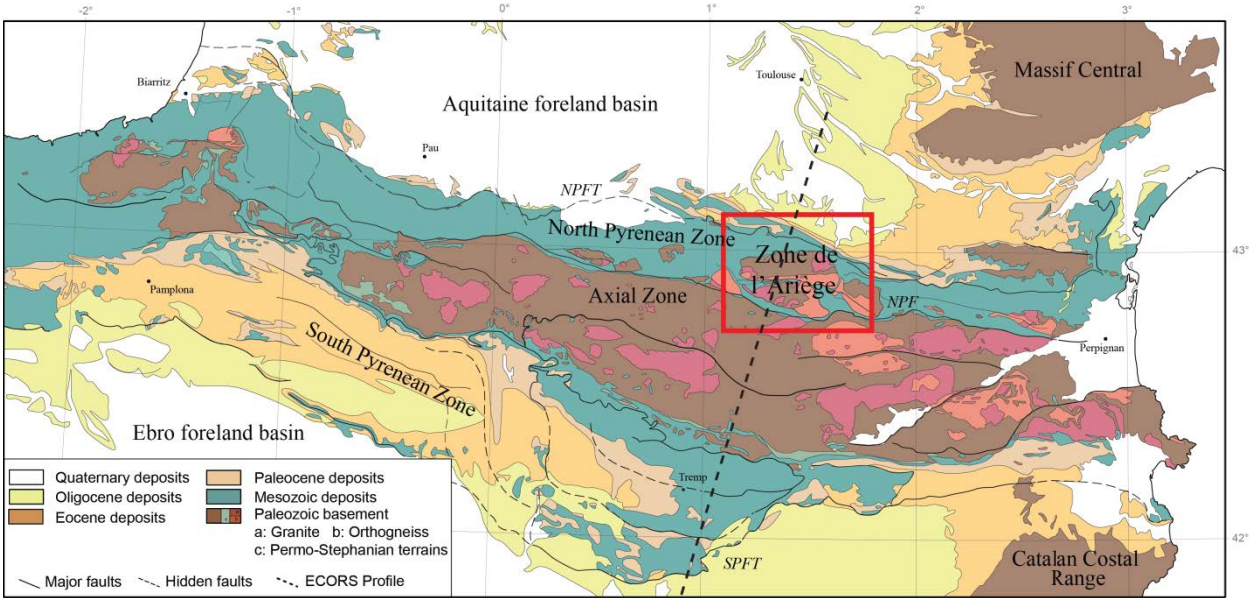



**Figure 2 : Carte géologique simplifiée de la chaîne des Pyrénées présentant les grandes unités structurales ainsi que les principaux chevauchements qui définissent ces unités. La ligne en tireté correspond au tracé du profil ECORS qui passe par la zone étudiée, encadrée en rouge (Vacherat, 2014).**

La chaîne Pyrénéenne est asymétrique entre le Nord et le Sud (Fig. 2). En effet, les chevauchements principaux dans la ZSP ont une vergence sud et la couverture sédimentaire notamment Cénozoïque y est bien développée alors qu'on ne retrouve pas de sédiment post-crétacé dans la zone nord pyrénéenne. La chaîne présente aussi une asymétrie d'Est en Ouest bien marquée, les terrains paléozoïques de la zone axiale sont moins représentés dans la partie ouest où la quantité de raccourcissement a été moins importante. On mesure par exemple 149 km de raccourcissement au niveau du profil ECORS pour seulement 80 km à l'Ouest de Pampelune (Verges et al, 2002).

## b) Zone d'étude : les Pyrénées Nord Orientales (Ariège)

J'ai focalisé mon étude sur la zone de l'Ariège, située entre la FNP et la CFNP (Fig. 2). Plus spécifiquement, on s'intéresse aux bassins de la ZNP situés en bordure des massifs de St Barthélemy, des Trois Seigneurs et de l'Arize. Il s'agit des bassins : 1) de Camarade situé entre le massif de l'Arize et le CFNP ; 2) de Nalzen entre le CFNP et le

massif de St-Barthélemy ; 3) de Tarascon coincé entre les trois massifs de l'Arize, Trois Seigneurs et St-Barthélemy et bordé au Sud par la FNP et enfin 4) d'Aulus compris entre le massif de Trois Seigneurs et la FNP. La Figure 3 présente des coupes géologiques N/S au travers de la ZNP qui permettent de décrire la structure profonde de la zone d'étude.

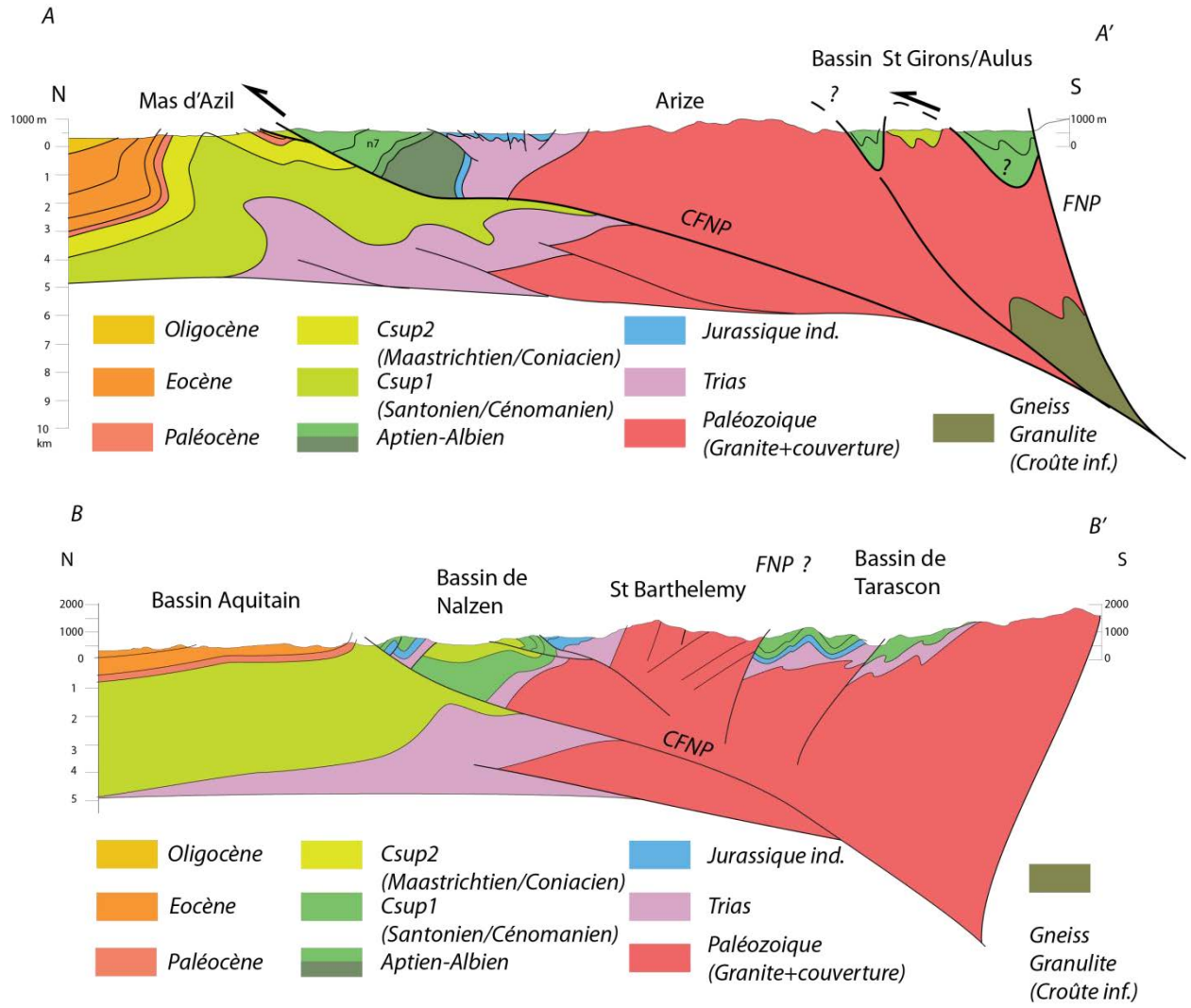



**Figure 3 : Coupe AA' au travers du bassin de Camarade et de la ZNP au travers de l'Arize. Coupe BB' au travers du bassin de Nalzen et de la ZNP au niveau du massif du Saint-Barthélémy. Coupes localisées sur la Figure 5 (d'après F.Mouthereau).**

Des valeurs de températures maximales liées au métamorphisme qui a affecté la couverture sédimentaire de la ZNP du Cénomanien au Coniacien (Clerc, 2012) ont été mesurées par spectrométrie Raman (Fig. 4). Ces données indiquent des variations de température d'environ 600°C dans le fossé d'Aulus à 220°C dans le bassin de Camarade avec des températures intermédiaires d'environ 350°C au niveau de la bordure sud du massif de l'Arize (353°C et 568°C qui représente une mesure anormalement élevée dans le Trias du bassin de Tarascon et 350°C dans le flysch ardoisier). On note aussi une température assez faible au niveau d'Oust dans le flysch à Fucoïdes du Cénomanien-Turonien (200°C). La diminution des températures vers le Nord est liée à l'augmentation de la distance qui sépare ces terrains de l'anomalie thermique, en raison de la présence proche de la surface du manteau sous continental dans le bassin d'Aulus.

Les âges thermo-chronologiques basse-température traces de fission sur apatite (AFT) et zircon (ZFT) mesurés, qui indiquent des températures comprises entre 240°C (ZFT) et 110°C (AFT), révèlent de fortes variations en fonction de la localité. Ainsi, on peut identifier des âges de refroidissement syn-orogéniques (38.5 à 75,5 Ma) pour les âges AFT et des âges pré-orogéniques (90 à 169 Ma) pour les âges ZFT (Fig. 4). Pour en tirer des informations sur les vitesses de refroidissement/exhumation les âges thermo chronologiques nécessitent d'être modélisés (cf. mémoire de J. Radal). Cependant, au premier ordre, les fortes variations au sein des âges AFT et des âges ZFT semblent indiquer une exhumation asymétrique des massifs de Trois Seigneurs et de l'Arize.

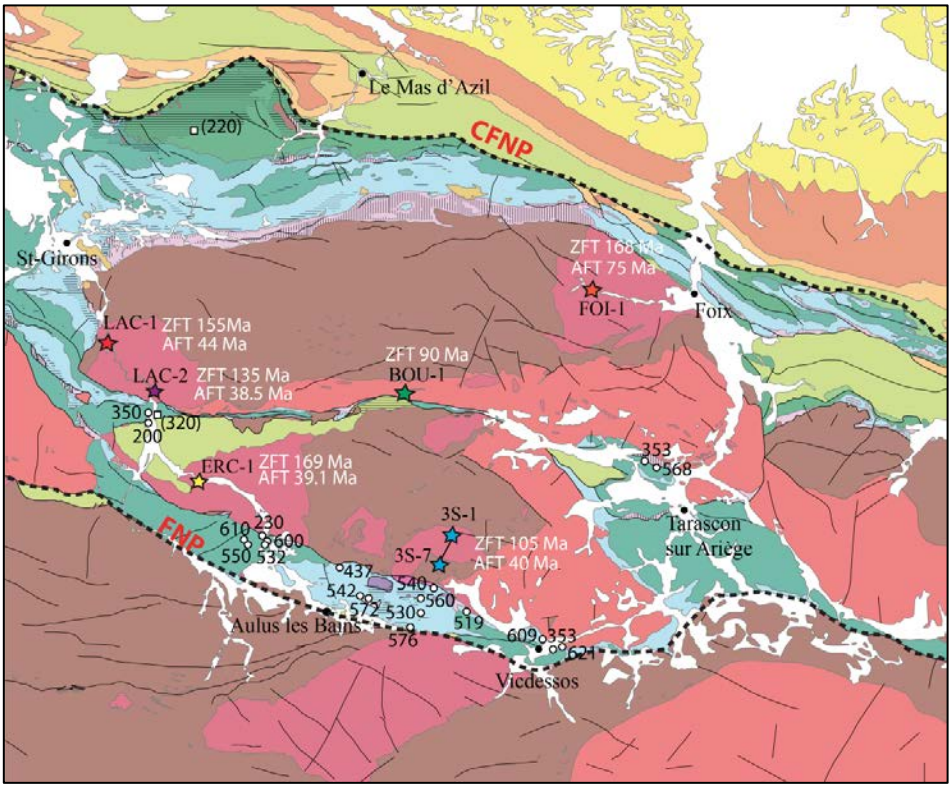



**Figure 4 : Schéma structural de l'Ariège, avec températures maximales mesurées par spectrométrie Raman dans les sédiments d'après C. Clerc, (2012) et modifié d'après A.Vacherat , (2014) ainsi que les âges ZFT et AFT (110°C AFT et 240 °C ZFT).**

# 2.Approches et méthodes utilisées

## a) Définition et synthèse stratigraphique des bassins mésozoïques

Une meilleure compréhension de l'évolution géodynamique de ces bassins passe par une meilleure connaissance des dépôts qu'ils contiennent. Or, aucune réelle synthèse stratigraphique permettant de réaliser une analyse de bassin n'a été réalisée à ma connaissance pour ces bassins en dehors de travaux descriptifs des terrains composants la ZNP comme le Flysch noir Albo-Cénomanien (Souquet et al, 1985). Cela s'explique par le fait que ces bassins sont fortement tectonisés ce qui rend difficile la corrélation entre coupes sédimentologiques. Il a donc fallu réaliser une synthèse à partir des notices des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 (Vicdessos, Aulus, Foix, St-Girons, Mas d'Azil, Pamiers). On a dans un premier temps réalisé une synthèse par carte sous forme de plusieurs logs, puis des zones d'étude plus spécifiques ont été choisies pour réaliser les courbes de subsidence et les logs stratigraphiques synthétiques.

Les zones étudiées sont (Fig. 5):

- Pour les courbes de subsidence : le bassin de Camarade (1), la zone au sud de St-Girons du synclinal de Sourroque (4), la partie nord-ouest du fossé d'Aulus (5), la partie nord du bassin de Tarascon sur Ariège (3) et le bassin de Nalzen (2).

- Pour les colonnes stratigraphiques : le Nord de St-Girons et le bassin de Camarade, le fossé d'Aulus, le domaine médian de la carte de St-Girons entre Moulis et le bassin de Tarascon, la partie nord du bassin de Tarascon sur Ariège et le bassin de Nalzen associé aux chainons calcaires.

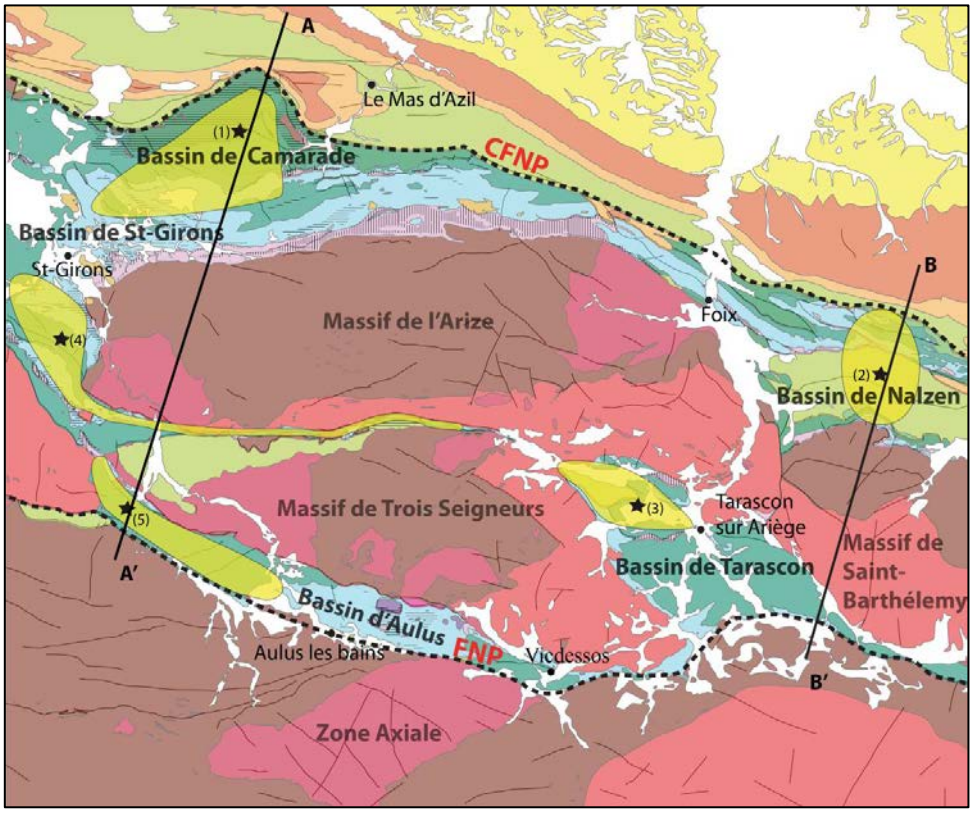



**Figure 5 : Localisation des zones d'étude, étoiles : localisation des colonnes de subsidence, zones jaunes : localisation des colonnes stratigraphiques.**

La définition des différentes zones d'étude a été réalisée en fonction des informations contenues dans les notices. Par exemple, la notice de Vicdessos ne contient pas d'informations précises sur les épaisseurs ni sur la natures des terrains, c'est pourquoi j'ai choisi de tenir compte uniquement de la partie nord du bassin de Tarascon qui est décrite de façon plus précise dans la carte de Foix.

Le bassin de Nalzen et les chainons calcaires ont été rassemblés comme étant un seul bassin tectonisé, inversé au Nord du massif de St-Barthélemy.

La zone au Nord de St-Girons et le bassin de Camarade ont été regroupés pour mettre en évidence à la fois les variations de faciès Est-Ouest et Nord-Sud au Nord de l'Arize.

Pour finir, les terrains entre les massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs et ceux au Sud de St-Girons correspondent à une même unité nommée « domaine médian » sur la carte de St-Girons. Pour ce qui est du bassin d'Aulus, je me suis intéressé à la partie occidentale du bassin, en raison des brèches Albo-Cénomaniennes dans la région de l'étang de Lherz qui rendent des calculs de subsidence difficiles Ces brèches forment en effet un ensemble sédimentaire complexe et répartit de façon hétérogène dans le bassin. Il n'est donc pas possible d'en mesurer une épaisseur comme on le ferait pour un dépôt sédimentaire plus classique (Clerc, 2012).

## b) Subsidence

La subsidence correspond à l'enfouissement du substratum d'un bassin sédimentaire au cours du temps. Elle est due en partie à des phénomènes tectoniques de charges (compression)/décharges (extension), dynamiques (mouvements de convection dans le manteau), thermiques et d'autre part au poids de la colonne sédimentaire qui entraine un rééquilibrage isostatique. L'objectif du travail est de calculer des taux de subsidence tectonique dans différents bassins de la zone ariégeoise.

On s'intéresse ici à la subsidence tectonique que l'on a calculée en utilisant la méthode du backstripping, décrite par Allen et Allen (2005). Elle consiste à annuler le poids des sédiments déposés pendant un intervalle de temps donné pour retracer l'évolution de la profondeur du substratum. Pour un point correspondant à un instant t, le script Matlab utilisé prend en entrée la profondeur au toit de la couche, son âge et son épaisseur. L'épaisseur de sédiment est ensuite décompactée à chaque limite stratigraphique définie, grâce au coefficient de porosité et

au coefficient de décompaction pour obtenir l'épaisseur initiale du dépôt. L'équilibrage isostatique est calculé selon le model d'isostasie locale d'Airy et la subsidence tectonique (Y) s'exprime :

$$Y = S\left(\frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_w}\right) - \Delta SL\left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w}\right) + Wd \qquad \text{(Equation 1)}$$

où
S : épaisseur de sédiment décompacté (m)
$\rho_m$ et $\rho_w$ : densité du manteau et densité de l'eau, respectivement 1030 et 3300 kg/m$^3$
ΔSL : variation eustatique sur l'intervalle de temps de dépôt (m)
Wd : paléobathymétrie (m)
$\rho_b$ : densité moyenne de la colonne sédimentaire (kg/m$^3$)

Les valeurs de bathymétrie (Wd) ont été fixées pour différents milieux et attribuées à des lithologies et environnements types (Tableau 1)

| **Milieu de dépôt** | Surface | Peu profond | Plateforme interne | Plateforme externe / Bassin |
|---|---|---|---|---|
| **Paléobathymétrie (m)** | 0 | 20 ± 10 | 100 ± 50 | 200 ± 50 |
| **Lithologie** | érosion | dolomies/évaporites | calcaire/calcaire marneux/marnes | Flysch / marnes |

**Tableau 1 : Valeurs des paléobathymétries associées aux différentes environnements et lithologies.**

Les variations eustatiques (ΔSL) ont été tirées de la charte de Miller et al. (2005) pour les terrains du Jurassique moyen au crétacé supérieur et de celle de Haq et al. (1987) pour les terrains plus anciens. Enfin, les coefficients de décompactions et les densités de grains ont été tirés de l'ouvrage de Allen et Allen (2005) et repris de la thèse de Pierre-Yves Filleaudeau (2011) tandis que la porosité a été fixée à 0.5 comme valeur moyenne.

L'intensité de la compaction et donc le coefficient de décompaction (c) dépend principalement de la porosité initiale du sédiment, le coefficient de décompaction des argiles qui ont une forte porosité initiale est donc supérieur à celui d'un calcaire. Les lithologies réelles n'étant pas toujours aussi simple que les lithologies typiques présentées dans le Tableau 2, des proportions simplifiées ont été choisies en fonction des descriptions lithologiques faites dans les notices.

| **Lithologie** | **Porosité de surface Φ** | **Coefficient de décompaction c (km$^{-1}$)** | **Densité des grains ρ (kg.m$^{-3}$)** |
|---|---|---|---|
| Argiles, marnes, sel, gypse et anhydrite | 0.63 | 0.51 | 2720 |
| Sable et grès | 0.49 | 0.27 | 2650 |
| Boues sablo argileuses | 0.70 | 0.71 | 2710 |
| Calcaires et dolomies | 0.56 | 0.39 | 2680 |

**Tableau 2 : Coefficients de décompaction, densité de grains et porosité pour différentes natures de sédiments (d'après Filleaudeau, 2011).**

# 3.Résultats

## a) Synthèse stratigraphique des bassins

### *Description des résultats*

La Figure 6 présente les principaux résultats tirés de cette synthèse. On retrouve de grandes tendances générales déjà décrites dans la littérature pour la nature des dépôts mésozoïques dans les Pyrénées (Jammes et al, 2009).

- Le Trias n'est que rarement complet, et on ne retrouve la série complète du Trias germanique Bundsandstein, Muschelkalk, Keuper que dans la couverture de l'Arize. Le Keuper argileux et évaporitique est typiquement intrudé par du magmatisme tholéiitique du même âge. Le Rhétien quand il est différencié, correspond lui à un retour à une sédimentation de plateforme carbonatée.
- Le Jurassique est aussi entièrement constitué par une sédimentation carbonatée correspondant à un environnement de plateforme peu profonde rythmée par des transgressions et des régressions (carte du Mas d'Azil). On retrouve par exemple des calcaires à stromatolithes et des horizons à Ostracodes laguno-lacustres au Lias (carte de Foix).
- Pour ce qui est du Crétacé, le Crétacé inferieur ou du moins le Néocomien est toujours absent sauf dans le fossé d'Aulus où il est bien développé et dans le domaine médian sur la carte de St-Girons et le bassin de Tarascon ou il est représenté mais en faible quantité. Cette lacune du Néocomien est quelques fois associée à des horizons de bauxite dans les zones les plus septentrionales (cartes du Mas d'Azil et de Foix). A l'Albien commencent à se généraliser les dépôts plus profonds au faciès de type flysch. Ces flyschs sont associés à des dépôts de brèches plus ou moins grossières qui traduisent une activité tectonique et un approfondissement important des bassins à cette époque.
- La série des flyschs continue au Crétacé supérieur pendant le Cénomanien puis repasse à une sédimentation de plateforme carbonatée. Dans les bassins de Nalzen et d'Aulus, et dans la partie la plus occidentale du bassin de Tarascon, les flyschs se prolongent dans le Turonien et le Coniacien avec le dépôt des flysch à Fucoïdes et de flysch gréseux dans le bassin de Nalzen.

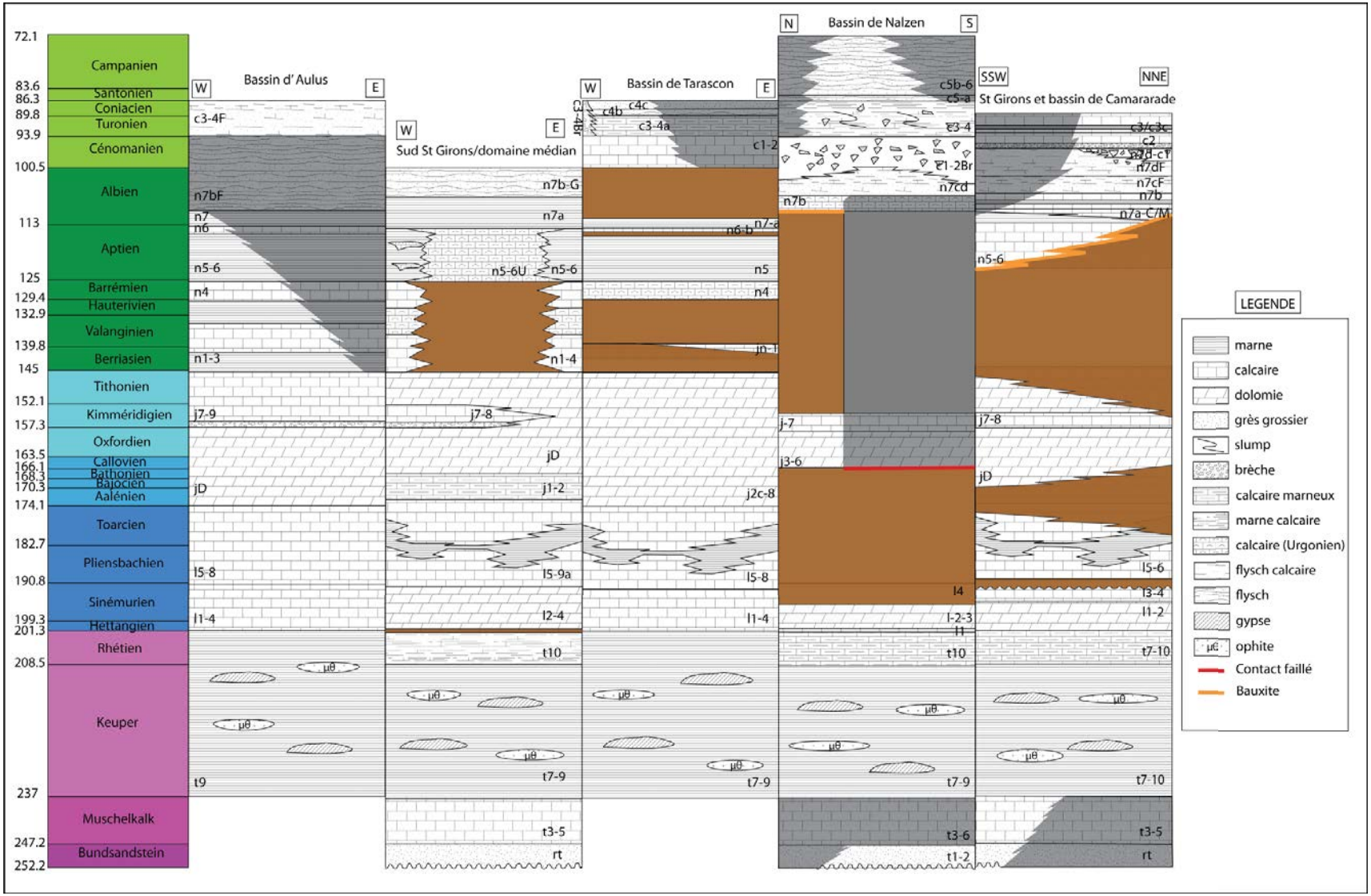



**Figure 6 : Regroupement des logs stratigraphiques des différentes zones représentées dans la figure 5. Les zones en marron représente les lacunes, soit d'observation et donc liées à l'érosion visible à l'actuel des terrains, soit à des lacunes réelles, d'érosion ou de non dépôt.**

***Lacune à la transition Lias /Dogger***

Au nord de St-Girons et dans les chainons calcaires, on observe une lacune à la transition entre le Lias et le Dogger. Cette lacune est en partie représentée par le log du bassin de Camarade ou des terrains de plus en plus récents du Dogger reposent sur des terrains de plus en plus anciens du Lias. Cette lacune se poursuit donc sur la carte de Foix où le Lias est presque complet à Cadarcet, alors qu'il ne reste plus que le lias inférieur au niveau du bassin de Nalzen.

***Lacune au Crétacé inférieur, niveau de bauxite***

Le Crétacé inférieur est présent comme cité plus haut dans le bassin d'Aulus et dans le bassin de Tarascon. La série est continue dans le bassin d'Aulus et presque complète hormis l'Hauterivien dans le bassin de Tarascon (carte de Vicdessos), sous forme de faciès de plateforme peu profonde. En revanche, plus au Nord, dans le domaine de St-Girons, au nord du bassin de Tarascon (carte de Foix) et dans les chainons calcaires (carte de Foix et du Mas d'Azil), une partie, ou tout le Crétacé inferieur et souvent une partie de l'Aptien sont absents. Cette lacune est soulignée par la présence de bauxite mais uniquement dans les chainons calcaires.

***Descriptif des brèches***

Dans le bassin de Nalzen :

On retrouve des brèches au Nord (C1-2Br, n7d-Br) (Fig. 6), dans les chainons calcaires et sur les bordures sud et ouest du bassin. Ces brèches ont été représentées de manière continue sur l'ensemble du bassin mais il est possible qu'elles ne correspondent qu'à des faciès locaux liés à l'activité des failles bordières. Ces brèches sont constituées d'éléments paléozoïques et de quelques éléments carbonatés d'âge Jurassique/Crétacé.

Dans le bassin de Camarade :

Les brèches de l'Albien supérieur sont situées à l'est et à l'ouest du bassin au niveau de paléo-reliefs bordiers du bassin (Baup, Clermont) dans lesquelles vient s'indenter le flysch. Elles présentent une matrice carbonatée importante et sont constituées d'éléments carbonatés de la couverture et de socle paléozoïque.

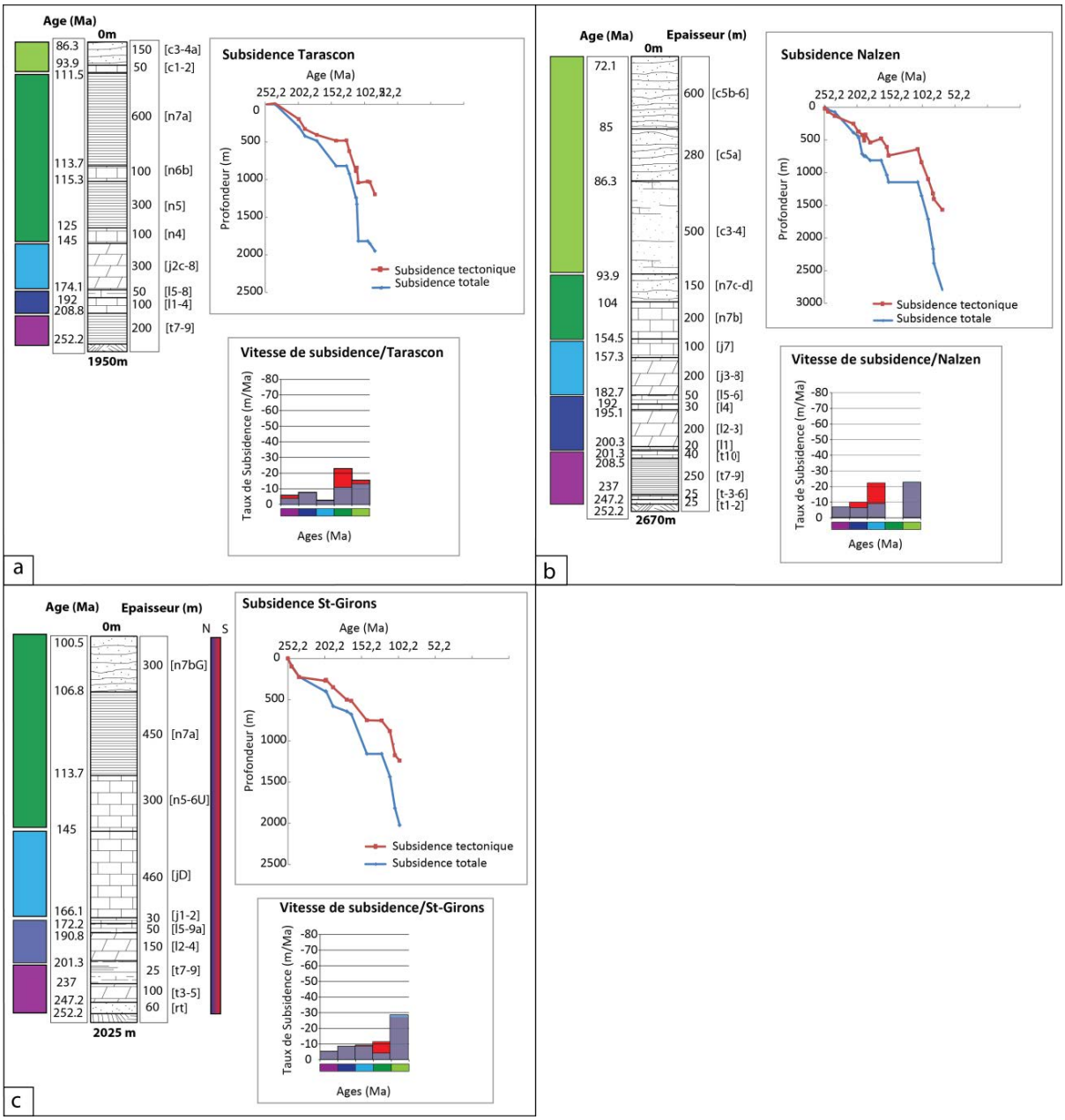
Les brèches chaotiques de l'Albien supérieur/Cénomanien inférieur ne sont présentes que dans la partie septentrionale du bassin. Ces brèches ont un substratum variable, elles ne contiennent que peu de matrice et sont constitués d'éléments paléozoïques.

***Bassin d'Oust-Massat***

Le bas bassin d'Oust-Massat n'a pas été représenté dans les logs stratigraphiques car il ne représente pas une série sédimentaire comparable s'étendant sur l'ensemble du mésozoïque comme pour les autres bassins étudiés. Dans ce bassin, les terrains de l'Albien terminal et du Cénomanien sont au sud en contact transgressif directe avec le socle granitique du massif de Trois Seigneurs et indique donc un retour de la sédimentation sur un milieu jusqu'alors émergé. Cette dynamique se poursuit au cours du Cénomanien et jusqu'au Coniacien avec le dépôt des flysch à Fucoïdes (C2-4F) dans lequel on retrouve des traces de paléo-courants d'orientation SW-NE. Le flysch à Fucoïdes constitue aussi la couverture du fossé d'Aulus. On retrouve une trace de ce flysch dans la partie ouest du bassin de Tarascon à la jonction entre les cartes de St-Girons et de Foix sous forme de conglomérats à éléments provenant du socle et de la couverture mésozoïque.

## b) Courbes de subsidence

Les calculs de subsidence s'étalent du Trias au Crétacé moyen supérieur dans les différentes localités étudiées. Ils montrent dans l'ensemble des bassins une vitesse de subsidence qui augmente du Trias au Crétacé (Fig. 7). Les épaisseurs sédimentaires permettent de regrouper les bassins en deux groupes, un groupe ou les épaisseurs sédimentaires cumulées atteignent environ 5 à 5.5 km constitué par les bassins d'Aulus et de Camarade et un groupe ou les épaisseurs sont moindres et comprises entre 2 et 2.5 km. L'ensemble des courbes de subsidence tectonique sont regroupées dans la Figure 8.


a
Age (Ma)
0m
86.3
93.9
111.5
113.7
115.3
125
145
174.1
192
208.8
252.2
150 [c3-4a]
50 [c1-2]
600 [n7a]
100 [n6b]
300 [n5]
100 [n4]
300 [j2c-8]
50 [l5-8]
100 [l1-4]
200 [t7-9]
1950m
Subsidence Tarascon
Age (Ma)
252,2 202,2 152,2 102,2 52,2
Profondeur (m)
0
500
1000
1500
2000
2500
Subsidence tectonique
Subsidence totale
Vitesse de subsidence/Tarascon
Taux de Subsidence (m/Ma)
-80
-70
-60
-50
-40
-30
-20
-10
0
Ages (Ma)
b
Age (Ma)
Epaisseur (m)
0m
72.1
85
86.3
93.9
104
154.5
157.3
182.7
192
195.1
200.3
201.3
208.5
237
247.2
252.2
600 [c5b-6]
280 [c5a]
500 [c3-4]
150 [n7c-d]
200 [n7b]
100 [j7]
200 [j3-3]
50 [l5-6]
30 [l4]
200 [l2-3]
20 [l1]
40 [t10]
250 [t7-9]
25 [t-3-6]
25 [t1-2]
2670m
Subsidence Nalzen
Age (Ma)
252,2 202,2 152,2 102,2 52,2
Profondeur (m)
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
Subsidence tectonique
Subsidence totale
Vitesse de subsidence/Nalzen
Taux de Subsidence (m/Ma)
-80
-70
-60
-50
-40
-30
-20
-10
0
Ages (Ma)
c
Age (Ma)
Epaisseur (m)
0m
N
S
100.5
106.8
113.7
145
166.1
172.2
190.8
201.3
237
247.2
252.2
300 [n7bG]
450 [n7a]
300 [n5-6U]
460 [jD]
30 [j1-2]
50 [l5-9a]
150 [l2-4]
25 [t7-9]
100 [t3-5]
60 [rt]
2025 m
Subsidence St-Girons
Age (Ma)
252,2 202,2 152,2 102,2 52,2
Profondeur (m)
0
500
1000
1500
2000
2500
Subsidence tectonique
Subsidence totale
Vitesse de subsidence/St-Girons
Taux de Subsidence (m/Ma)
-80
-70
-60
-50
-40
-30
-20
-10
0
Ages (Ma)

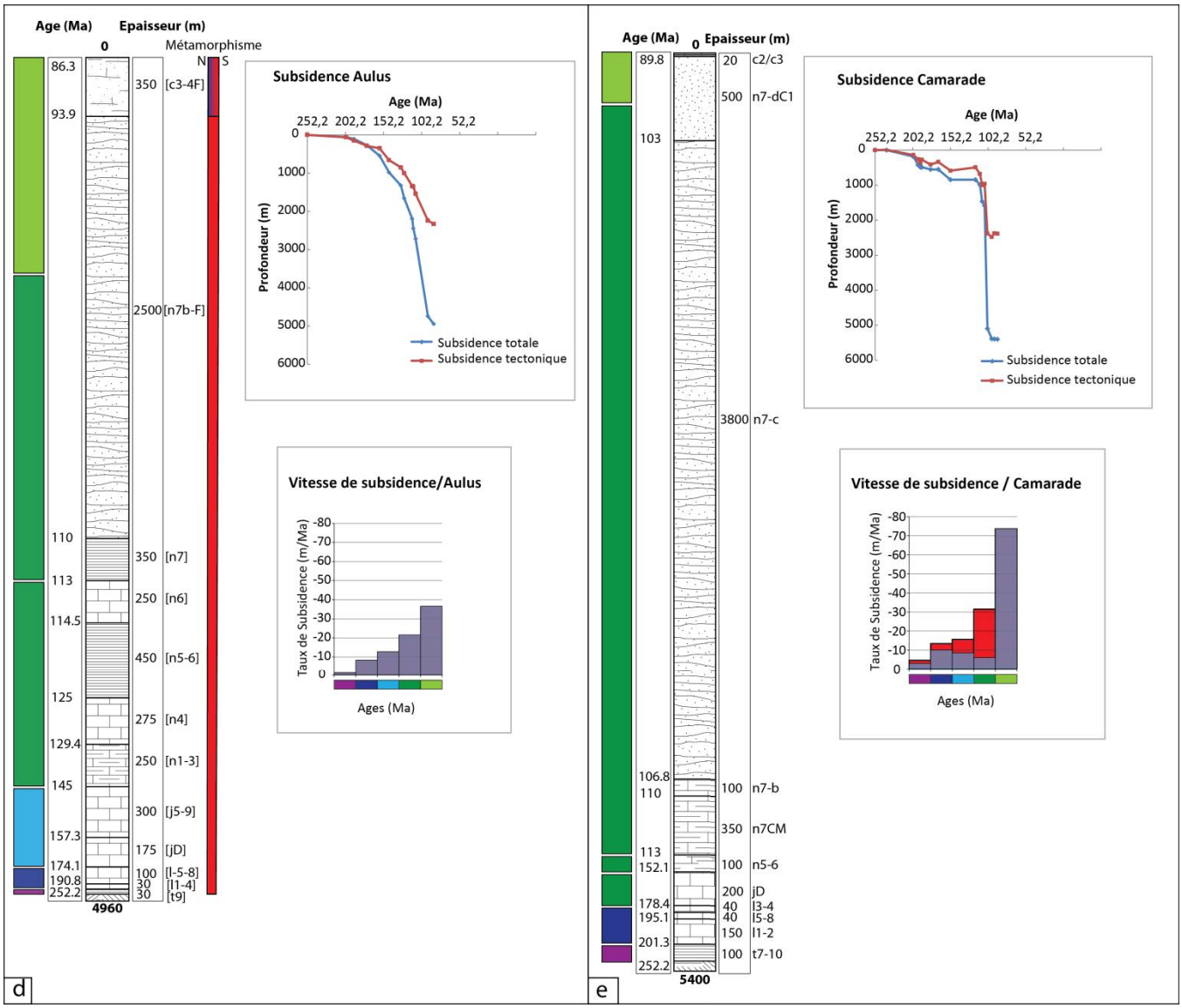



**Figure 7 : Epaisseurs sédimentaires, courbes et taux de subsidence calculés dans les différents bassins de la région de l'Ariège ; a) fossé d'Aulus ; b) bassin de Camarade ; c) bassin de Tarascon ; d) bassin de Nalzen ; e) Sud de St-Girons. Histogramme rouge : taux sans les lacunes ; histogramme bleu : taux avec les lacunes.**

Les taux de subsidence ont été calculés sur des intervalles à bornes fixes, en tenant compte du temps occupé par les lacunes (Fig. 7). Les lacunes si elles ne correspondent pas à un hiatus stratigraphique important ne faussent pas le calcul. En revanche dans le cas de la lacune du Crétacé inferieur accompagnée de dépôts de bauxite et d'un hiatus important, la vitesse de subsidence est sous-évaluée. Ainsi, en retranchant le temps écoulé pendant la lacune (subsidence « vue ») le taux de subsidence augmente. Des intervalles fixes ont été choisis dans le but de pouvoir comparer les taux pour une même période entre les différents bassins. Comme les taux ainsi calculés ne correspondent pas aux intervalles de temps définis par les ensembles sédimentaires, qui de plus varient d'une carte à l'autre, je présente donc également des courbes de taux sans imposer de bornes identiques, c'est-à-dire sans compter dans le calcul le temps associé aux lacunes quelle que soit leur nature. On peut observer sur la Figure. 7 que la solution choisie ne fausse pas significativement la tendance de premier ordre.

Les intervalles de temps choisis sont : Trias (252Ma - 201Ma), Lias (201Ma - 174Ma), Jurassique moyen et supérieur (174Ma - 145Ma), Crétacé inférieur (145Ma – 113Ma), Albien et Crétacé supérieur (113Ma - ~ 86Ma). La fin de cette dernière période est variable en fonction des bassins en particulier pour le bassin de St-Girons où la sédimentation préservée dans le bassin n'est pas plus récente que l'Albien (100.5Ma) et dans ce cas le taux représente la vitesse de subsidence sur l'Albien uniquement. Les intervalles de temps ont été choisis en fonction des grandes subdivisions de l'échelle chrono-stratigraphique et toujours en fonction des informations des notices de cartes dans lesquelles, les Jurassiques moyen et supérieur sont parfois regroupés alors que le Lias est lui

toujours individualisé. La limite « Crétacé inferieur » / « Crétacé supérieur » a été fixée à l'Albien en raison du changement de dynamique sédimentaire qui a lieu à cette période.

Dans le groupe des bassins à forte subsidence (Camarade et Aulus), on observe une augmentation progressive des taux de subsidence entre le Trias et le Crétacé inferieur puis une accélération plus marquée à partir de l'Albien, particulièrement marquée dans le bassin de Camarade. Dans les bassins à subsidence moins importante les variations sont moins bien marquées. A noter, l'absence de dépôt du Crétacé inférieur dans le bassin de Nalzen qui explique la valeur nulle obtenue.

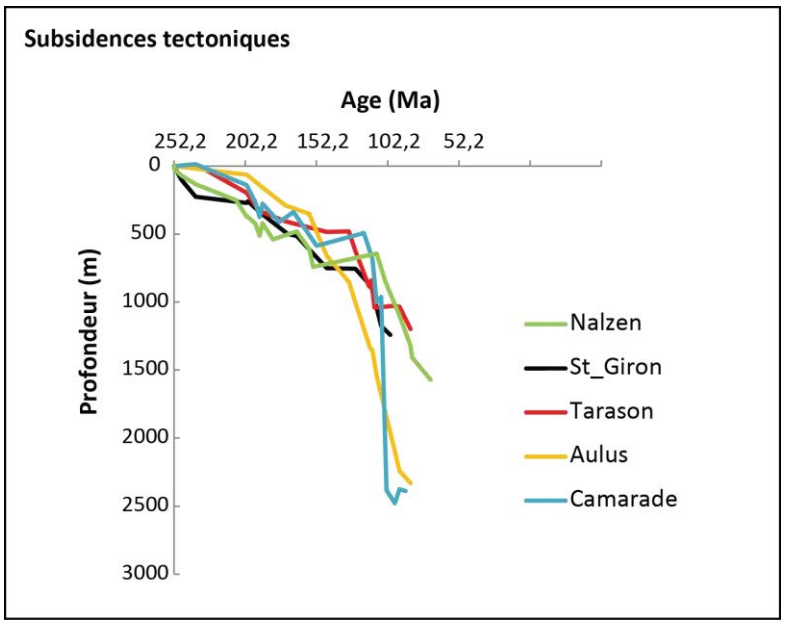



**Figure 8 : Ensemble des courbes de subsidence tectoniques pour les bassins étudiés**

## c) Sources potentielles d'erreur sur les valeurs de subsidence mesurées

Un certain nombre de sources d'erreurs existent et doivent être explicitées avant de discuter les résultats obtenus. En effet, les valeurs de subsidence calculées dépendent comme on peut le voir dans l'équation 1 des épaisseurs de chaque formation, de la paléobathymétrie au moment du dépôt (Wd) et de la différence de niveau marin eustatique avec l'actuel (ΔSL). Or les épaisseurs des couches sédimentaires ont été obtenues à partir des notices dans certains cas et des cartes au 1/50 000 du BRGM le reste du temps. Les données fournies dans les notices sont des valeurs moyennes liées à des affleurements bien localisés j'ai donc dû faire des approximations pour obtenir une épaisseur totale par bassin généralement en combinant les épaisseurs maximales décrites. Pour ce qui est des mesures sur carte, j'ai effectué un calcul en utilisant les valeurs de pendages fournies en quelques endroits par les cartes ou en prenant un pendage moyen compris entre 45° et 55° environ. Les valeurs des épaisseurs cumulées ne tiennent pas non plus compte des épaisseurs qui ont pu être érodées et qui sont inconnues.

D'autre part les valeurs de paléobathymétrie sont aussi assez imprécises et leur poids dans le calcul de subsidence est important. Comme préciser dans la partie 2, les valeurs de paléobathymétrie ont été fixées pour différent milieux et attribuées à des lithologies types mais la lithologie dépend d'autres facteurs comme l'agitation du milieu et n'est donc pas un indicateur précis de la bathymétrie. Les fossiles pourraient permettre de préciser les bathymétries mais dans le cas présent ils n'ont servi qu'à confirmer qu'il n'a pas été commis d'erreur trop importantes en attribuant par exemple une bathymétrie de plateforme externe à un terrain contenant des fossiles d'organismes vivants sur la plateforme interne. Un dernier point sur le choix des paléobathymétries peut être mentionné, concernant les lacunes. La notice d'Aulus ne mentionne aucune lacune particulière, les cartes de St-Girons, de Foix et du Mas d'Azil en revanche montrent qu'il existe des lacunes dans l'enregistrement sédimentaire. La question se pose donc de savoir si ces lacunes sont dues à un non dépôt, à un intervalle de condensation ou bien à une véritable érosion ce qui implique donc une paléobathymétrie nulle voire négative (topographie). Les notices décrivent parfois clairement une érosion (par exemple dans le jurassique moyen du bassin de Nalzen), dans d'autre cas les notices mentionnent par exemple la présence de surface

rubéfiées/perforées (Lias inférieur), dans ces cas, j'ai considéré une bathymétrie nulle. En revanche j'ai conservé une bathymétrie constante quand aucune précision sur l'origine de la lacune n'était faite.

A noter que la construction de coupes sédimentologiques sur le terrain auraient pu permettre d'étudier les variations d'épaisseurs et de faciès plus précisément.

# 4.Discussion

## a) Interprétation des données stratigraphiques

L'objectif de l'étude stratigraphique était donc d'obtenir des informations sur le mode d'ouverture et la dynamique générale de ces bassins. Je discute dans un premier temps les traits principaux de l'évolution stratigraphique des bassins, en tentant de le replacer dans leur contexte paléogéographique.

Les brèches le l'Albo-Cénomanien (C1-2Br) dans le bassin de Nalzen forment un ensemble continu à l'Ouest et au Sud, on retrouve aussi ces brèches dans la partie Nord du bassin au niveau des chaînons calcaires (Fig. 6). Ces brèches indiquent donc une alimentation depuis les bordures du bassin constituées de socle paléozoïque à l'affleurement à cette époque mais pas de direction préférentielle d'alimentation. En revanche, les brèches du bassin de Camarade indiquent une alimentation en provenance des bordures est et ouest du bassin à l'Albien supérieur (n7cBr). Cela correspondrait aux premiers stades de l'extension du bassin tandis que l'alimentation principale semble se faire par le Nord à la fin de l'Albien et au Cénomanien d'après la disposition des brèches (n7d-C1).

Les bauxites sont liées à l'altération en surface du substratum rocheux en contexte climatique chaud et humide. Les dépôts de bauxite ne sont présents qu'au Nord de la zone, au Nord de St-Girons et de l'Arize et dans les chainons calcaires, là où la lacune du crétacé inférieur est la plus importante. Plus au sud dans le domaine médian et dans le bassin de Tarascon, on retrouve du Crétacé inférieur, et il est presque complet dans le bassin d'Aulus. La présence des bauxites et la lacune du Crétacé inférieur en générale qu'on observe pratiquement sur l'ensemble de la zone étudiée indique donc une émersion à cette époque. Les premiers terrains qui marquent la ré-immersion sont d'âges variables, allant de l'Aptien à l'Albien inférieur au Nord de l'Arize et d'âge Barrémien dans le bassin de Tarascon. La lacune est donc plus importante plus importante dans la partie Nord de la zone d'étude ce qui indique une transgression venant du Sud dans le Golf Pyrénéo-provençale (Fig. 9).

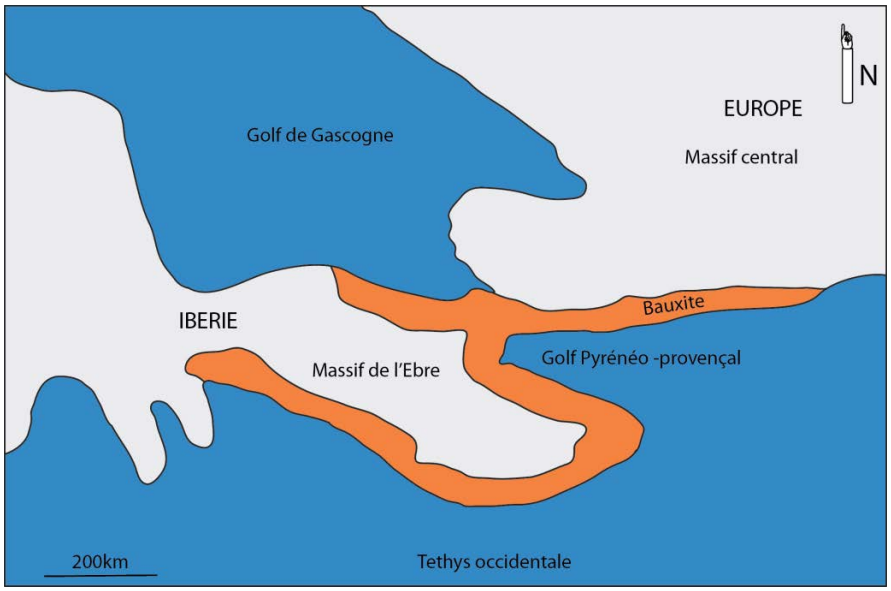



**Figure 9 : Reconstitution paléogéographique à l'Hauterivien, modifiée d'après Dercourt et al. (2000)**

Les données stratigraphiques permettent donc de contraindre les mouvements verticaux lors de l'extension puis du début de leur inversion. On sait en effet qu'au Trias, les massifs de l'Arize et de Trois Seigneurs étaient à l'affleurement comme on retrouve des dépôts triasiques directement sur ces massifs sur les cartes de St-Girons et de Vicdessos. Le passage aux dépôts de flysch à l'Albien indique un passage à un environnement de bassin plus profond et donc une augmentation de l'espace d'accommodation, causée par l'augmentation brutale de la subsidence tectonique, bien mise en valeur dans les courbes précédentes (Fig. 8). La présence d'éléments paléozoïques dans les brèches du bassin de Camarade permet aussi de mieux contraindre la paléogéographie à cette époque car ils attestent de la présence de massifs paléozoïques au Nord du bassin.

La présence des conglomérats transgressifs à l'Albien terminal directement sur les granites du massif indique que ce massif a été exhumé et la couverture anté-Albienne érodée. On peut supposer que le soulèvement du massif a eu lieu au Crétacé inferieur en lien avec les dépôts de bauxites et la lacune de Crétacé inférieur. La série transgressive puis les dépôts du flysch à Fucoïdes du Cénomanien au Coniacien qui a constitué la couverture du massif de Trois Seigneurs, du bassin d'Aulus et probablement du bassin de St-Girons puisque l'on retrouve aussi ce flysch plus au Nord au niveau du bassin de Camarade (Coniacien) traduisent un approfondissement de l'ensemble de la zone probablement lié à l'amincissement crustal. Pour tester cette hypothèse j'ai modélisé les courbes de subsidence en comparant avec des courbes calculées (Fig. 10).

## b) Interprétation des courbes de subsidence

La subsidence en contexte extensif est due à deux facteurs. Une partie est liée à l'amincissement lithosphérique qui est responsable de la subsidence synrift rapide et considéré comme instantané et une deuxième partie liée au rééquilibrage thermique de la lithosphère amincie qui est responsable de la subsidence post-rift plus lente. L'amincissement lithosphérique est caractérisé par le facteur d'amincissement β, qui correspond au rapport entre l'épaisseur initiale de la croute et son épaisseur finale.

La synthèse des courbes de subsidences tectonique (Fig. 8) montre une première tendance entre la fin du Trias et environ 110 Ma puis une rupture de pente et une subsidence rapide sur un court intervalle de temps. Des courbes de subsidence thermique (Fig. 10) synthétiques ont été calculées à l'aide d'un script Matlab, pour différents taux d'amincissement de la lithosphère (β), selon un modèle thermique simple et un modèle d'amincissement homogène entre croute et manteau lithosphérique (McKenzie, 1978).

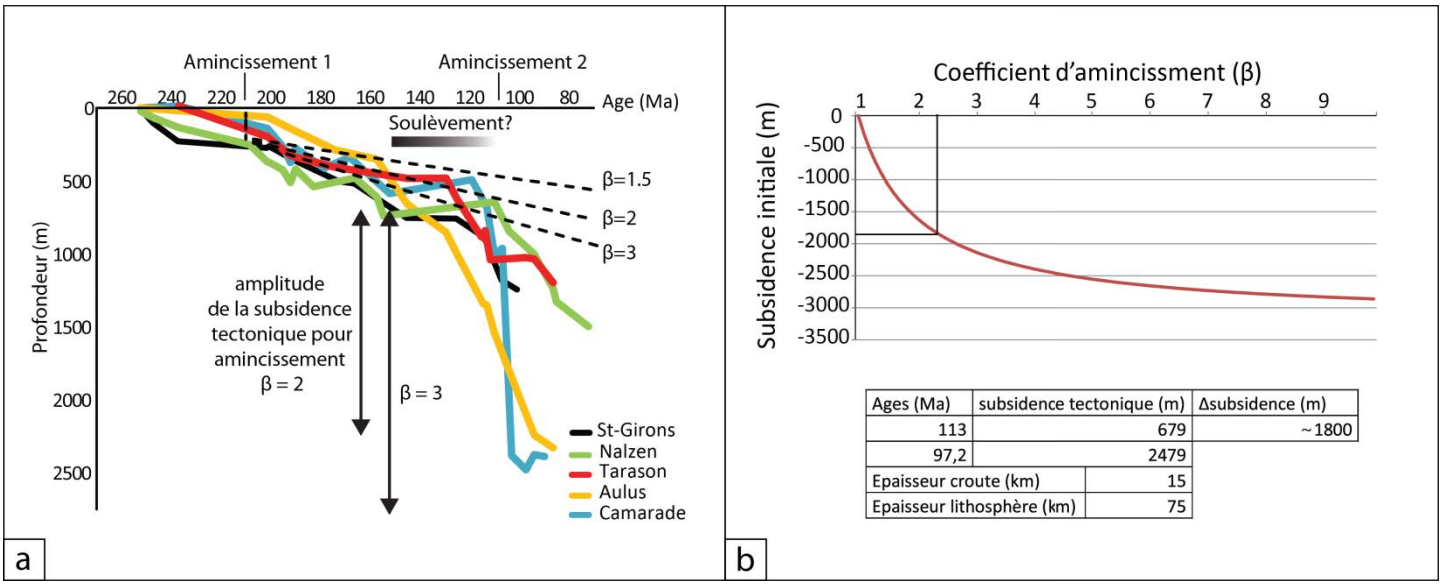
Les valeurs de subsidence thermique et de subsidence initiale sont calculées à partir des équations suivantes.

$$S_{initiale} = \frac{h_l(\rho_l - \rho_c) * \frac{Tc}{hl} * \left(1 - \frac{\alpha * T_m * T_c}{2hl}\right) - \frac{(\rho_l * \alpha * T_m)}{2}}{(\rho_l * (1 - \alpha * T_m) - \rho_w)} \qquad \text{(Equation 2)}$$

$$S_{thermique} = \frac{4hl * \rho_l * \alpha * (T_m - T_0)}{\pi^2(\rho_l - \rho_w)} * \left(\frac{\beta}{\pi}\right) * \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right) * 1 - e^{\frac{-t}{\tau}} \qquad \text{(Equation 3)}$$

où
hl / Tc: respectivement, épaisseur de la lithosphère et de la croute (km)
$\rho_l / \rho_c / \rho_w$ : respectivement, densité de la lithosphère, de la croute à 0°C et de l'eau (kg/m$^3$)
β : coefficient d'amincissement
α : coefficient de dilatation (°C$^{-1}$)
τ : constante de refroidissement de la lithosphère (s$^{-1}$)

Le script Matlab permet donc d'obtenir une courbe de la subsidence initiale pour différentes valeurs de β et une courbe de subsidence thermique en fonction du temps. Les courbes de subsidence thermique peuvent ensuite être comparées aux courbes de subsidences tectoniques calculées (Fig. 10a). La courbe de subsidence initiale permet quant à elle de quantifier l'amincissement qui a eu lieu à lieu vers 110 Ma (Fig. 10b).




| Ages (Ma) | subsidence tectonique (m) | Δsubsidence (m) |
|---|---|---|
| 113 | 679 | ~1800 |
| 97,2 | 2479 | |
| Epaisseur croute (km) | 15 | |
| Epaisseur lithosphère (km) | 75 | |

**Figure 10 : a) Schéma récapitulatif des courbes de subsidence tectonique obtenues dans les bassins étudiés et des interprétations sur l'évolution géodynamique des bassins ; courbes pointillées : courbes de subsidence thermique pour différentes quantités d'amincissement (β). b) Courbe d'amincissement pour le modèle utilisé et détermination du coefficient d'amincissement pour l'épisode d'extension Albien.**

L'ensemble des courbes indique une première période d'amincissement au Trias-Jurassique à l'origine d'une subsidence tectonique très limitée inférieure à 250 m (Fig. 10a). Compte tenu de la subsidence tectonique prédite (Fig. 10b) une valeur d'amincissement de 1.2 pourrait reproduire les observations. Cependant, la tendance long-terme qui suit cet épisode est en accord avec une subsidence thermique théorique caractéristique d'un coefficient d'amincissement β=2 (Fig. 10a). Pour expliquer ces différences il est possible que 1) l'amincissement entre la croûte et le manteau ait pu être différent ou 2) que l'extension de la croûte ait débuté avant le Trias (Permo-Carbonifère ?) mais que nous n'en aillons peu de traces dans l'enregistrement sédimentaire.

Dans la suite on fait l'hypothèse que la croute a été amincie deux fois, en accord avec les résultats de la subsidence thermique suite à un événement extensif au Trias ou au Jurassique. On en déduit une épaisseur égale à 15km pour une croûte standard de 30 km. Le deuxième événement correspond à l'épisode d'amincissement au Crétacé supérieur. L'ampleur de la subsidence observée de presque 2000 m en intervalle de temps très court entre ~110Ma et le Cénomanien (97.2Ma) suggère un événement quais instantané qui n'est pas lié à la relaxation thermique mais l'activité de cisaillement. Sur la base de la subsidence tectonique théorique (Fig. 10b) on en déduit un coefficient d'amincissement autour det β=2 (Fig.10b). La croûte et le manteau auraient donc aussi potentiellement été amincie encore de moitié vers 110 Ma.

Ces deux tendances s'observent bien dans le bassin de Camarade alors que les autres bassins (St-Girons, Tarascon, Nalzen) montrent bien le premier épisode d'amincissement mais pas aussi nettement l'épisode d'amincissement à l'Albien. Celà pourrait être dû à un amincissement moins marqué dans ces bassins. On observe néanmoins une augmentation du taux de subsidence tectonique dans tous ces bassins mais qui ne commence pas exactement au même moment en raison du soulèvement responsable de la lacune du Crétacé inférieur dont l'amplitude est variable.

L'exhumation des roches ultramafique (lherzolites) à l'Albo-Cénomanien marque l'amincissement extrême de la marge européenne, mais comme décrit dans certains papiers (e.g. Vergès et al, 2002) et confirmé par les résultats ci-dessus (Fig. 8), cette exhumation 1) ne s'est pas répartie sur l'ensemble de la ZNP ; 2) n'a pas entièrement eu lieu à la fin du Crétacé inférieur. Ainsi la ZNP a connue d'autres épisodes d'extension antérieures avant l'amincissement majeur à l'Albo-Cénomanien, en l'occurrence au Trias-Jurassique voire plus tôt. A noter que l'épisode décrit par Vergés et al. (2002) dans des bassins plus externes est daté du Jurassique terminal alors que dans notre cas, dans la ZNP, ce premier épisode serait plus anciens (Trias supérieur ou Jurassique). Il est donc possible que l'extension dans le domaine Pyrénéen ait été assez continue pendant le Jurassique mais à un degré plus faible qu'à l'Albien.

Les résultats obtenus peuvent être mis en parallèle d'un modèle théorique de l'évolution d'une marge peu volcanique au cours de son amincissement (Fig. 11). Dans la synthèse réalisée par Reston (2009) sur l'évolution des marges de l'Atlantique nord et central, il montre que les marges évoluent d'un stade d'amincissement homogène correspondant à un β égal à deux. Cette première étape est liée à l'activité de failles normales assez raides et correspondrait à la première tendance observée dans nos données (Fig. 11a). A un stade plus tardif, l'amincissement augmente et la croute acquiert un comportement cassant sur l'ensemble de son épaisseur. La croute moyenne ductile et la croute inférieur sont très amincies voir absente et les failles traversent donc la croute dans son ensemble et permettent l'apport de fluides en quantité importantes pour permettre la serpentinisation du manteau lithosphérique. La serpentinisation permet la mise en place d'un niveau de décollement et donc le découplage entre la croute cassante et le manteau. Ce décollement entraine un amincissement asymétrique de la marge, et la quantité d'amincissement varie fortement en fonction de la position à laquelle on se trouve sur la marge. Le β égale à 4 cumulé depuis le Trias-Jurassique pour le bassin de Camarade permet donc de penser que ce bassin se trouvait dans une position (Fig. 11b) entre la zone d'étranglement et la marge distale qui serait, elle, plutôt associée à l'exhumation des roches du manteau dans le bassin d'Aulus.

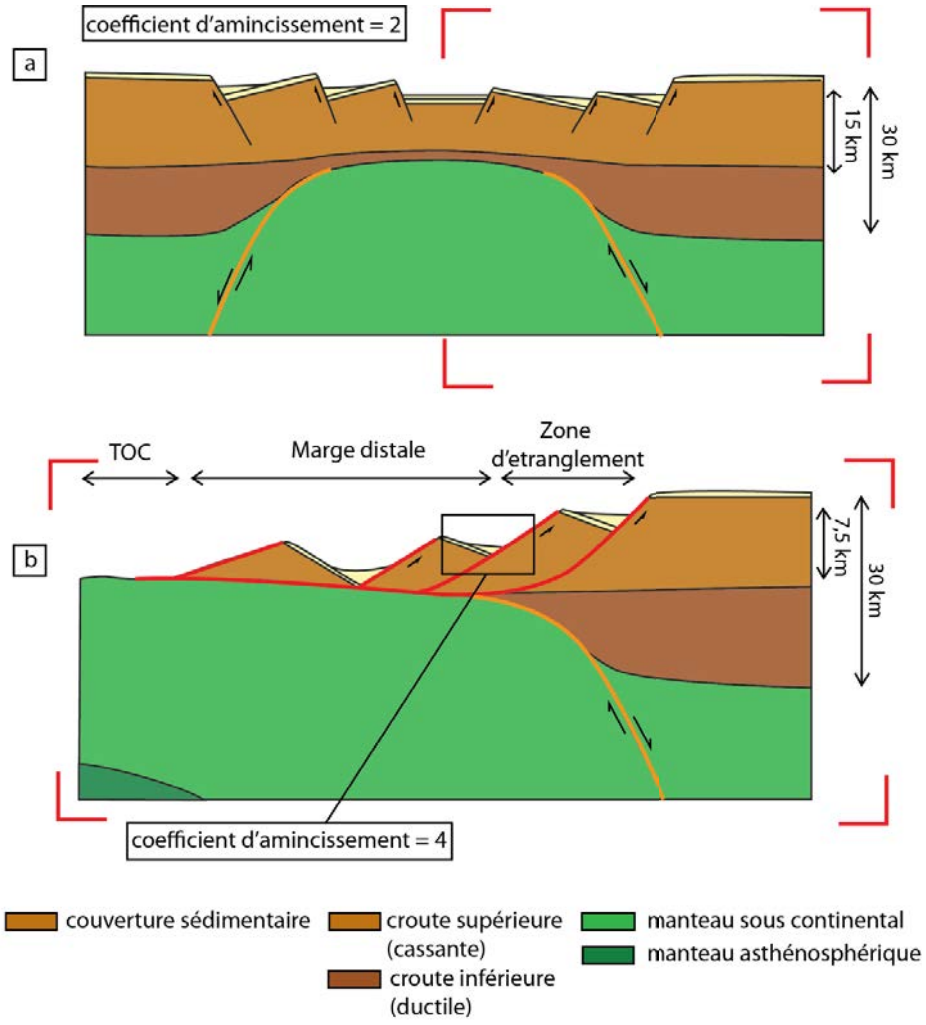



**Figure 11 : Schéma synthétique simplifié de l'évolution de la structure d'une marge peu volcanique au cours de son amincissement. La composition de la croute a été simplifiée à une croute supérieure cassante et une croute inférieure ductile**

# Conclusion

L'étude de la ZNP présente un potentiel de recherche important et suscite l'intérêt des chercheurs travaillant sur les marges et des entreprises intéressées par l'exploration de ces domaines offshore. En effet, elle constitue le vestige de la marge continental européenne amincie dont la structure a ensuite été inversée lors de

l'orogenèse Pyrénéenne. La meilleure compréhension de la dynamique de la ZNP au cours de l'extension puis de son inversion peut permettre de mieux comprendre l'influence des marges hyper-amincies dans les premiers stades de formation d'une chaîne de montagnes. Les bassins qui se forment au niveau de ces marges présentent aussi un intérêt économique, étant de potentielles sources d'hydrocarbures.

L'étude réalisée pendant ce stage a donc permis à travers une synthèse stratigraphique, et l'analyse des courbes de subsidence de mieux comprendre l'évolution des bassins inversés qui composent zone ariégeoise. Cette étude préliminaire pourra être complétée par des coupes stratigraphiques de terrain et l'étude détaillée de la déformation cassante et ductile des bassins. Ces données supplémentaires pourraient permettre d'établir un schéma plus précis de l'évolution tectonique et de confirmer mes conclusions sur le mode d'ouverture de ces bassins.

On peut néanmoins conclure grâce aux résultats obtenus, une possible histoire géodynamique de la région. La ZNP orientale aurait subi une première phase d'extension au Jurassique en accord avec l'étude de Vergés et al. (2002) au cours de laquelle la croute aurait été amincie d'un facteur $\beta=2$. Il apparait aussi dans les courbes de subsidence, une période de soulèvement général au Crétacé inférieur qui se traduit par la mise en place de bauxites et de la mise à l'affleurement du socle du massif de Trois Seigneurs. Et enfin, une nouvelle phase d'extension à l'Albien, marquée par des dépôts importants de flysch et la présence de brèches polygéniques dans les bassins. Cette dernière phase est surtout bien enregistrée dans le bassin de Camarade et est contemporaine de la mise en place des lherzolites dans le fossé d'Aulus.

# Bibliographie

## *Articles*

**Choukroune, P., and M. Mattauer (1978)**, Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels, Bull. Soc. Géol. Fr., 7, 689-700.

**Sibuet, J.C., S.P. Srivastava and W. Spakman (2004)**, Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J*. Geophys. Res., 109, B08104, doi : 10.1029/2003JB002514.

**McKenzie, D. P**., Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth planet. Science. Letters, 40, 25-32, (1978).

**T.J. Reston., (2009)**., The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Altantic: A synthesis. Tectonophysics 468, 6-27

**Vergés, J., Fernàndez, M. and Martínez, A., (2002)**. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum, G. and Lister, G.S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Hymalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer, 8, 55-74.

**Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier,M., Reynaud, J-Y and de Saint Blanquat, M., (2012)**. Exhumation of subcontinental mantle rocks : evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bulletin de la Société géologique de France, t.183, n°5, pp. 443-459.

**Lagabrielle, Y., Labaume, P and de Saint-Blanquat, M., (2010)**. Mantle exhumation, custal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifitinf in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics, 29, TC4012, doi: 10.1029/2009TC002588.

**Lagabrielle, Y and Bodinier, J.L., (2008)**. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova, 20, 11-21.

**Souquet, P., Debroas, E.J., Boirie, J.M et al., (1985)**. Le groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomanien) dans les Pyrénées [The black flysch (Albian-early Cenomanian) from the Pyrenees]. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 9, 1, 182-252.

## *Thèses*

**Filleaudeau, P. Y. (2011)**, Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé Supérieur au Paléogène, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 29 April, 334 p.

**Clerc, C., (2012)**. Evolution du domaine Nord-Pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives. Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie : Sciences de la Terre et de l'Univers, 249 p

**Jammes, S., (2009)**. Processus d'amincissement crustal en contexte transtensif : l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées Basques. Thèse de doctorat. Université de Strasbourg : géologie / géophysique, 280p.

## *Cartes et notices*

Souquet, P., Rey, J., Peybernès, J., Segura, F., et al. Carte géologique de la France au 1/50 000 : Mas d'Azil, (feuille n°1056), Orléans : BRGM, 1979.

Souquet, P., Rey, J., Peybernès, J., Debroas, E.J., et al. Carte géologique de la France au 1/50 000 : Saint-Girons, (feuille n°1074), Orléans : BRGM, 1976.

Ternet, Y., Colchen, M., Debroas E.J., Azambre, B., et al., Carte géologique de la France au 1/50 000 : Aulus-les-Bains, (feuille n°1086), Orléans : BRGM, 1997.

Bilotte, M., Casteras, M, Peybernès, B, Rey, J., Soula J.C., Taillefer,F, et al. Carte géologique de la France au 1/50 000 : Foix, (feuille n°1075), Orléans : BRGM, 1988.

## *Livres*

**Allen, P.A and Allen, J.R., (2005)**. Basin analysis: Principles and Applications. Singapore: Blackwell publishing. 549 p.