



HAL
open science

Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes

Manon Genti

► **To cite this version:**

Manon Genti. Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes. Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2015. Français. NNT : 2015MONT136 . tel-01262333v2

HAL Id: tel-01262333

<https://hal.science/tel-01262333v2>

Submitted on 15 Jan 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'Université de Montpellier

Préparée au sein de l'école doctorale **SIBAGHE**
Et de l'unité de recherche **Géosciences Montpellier**

Spécialité: **Géosciences**

Présentée par **GENTI Manon**

**Impact des processus de
surface sur la déformation
actuelle des Pyrénées et des
Alpes**

Soutenue le 3 Décembre 2015 devant le jury composé de

M. Stéphane BONNET	GET	Rapporteur
M. Éric CALAIS	ENS	Rapporteur
M. Marc CALVET	Université de Perpignan	Invité
M. Jean CHÉRY	Géosciences Montpellier	Directeur de thèse
M. Vincent GODARD	CEREGE	Examineur
M. Stéphane MAZZOTTI	Géosciences Montpellier	Examineur
M. Philippe VERNANT	Géosciences Montpellier	Directeur de thèse



Résumé

Lorsque l'extension de la croûte sous les parties hautes des chaînes de montagnes est colinéaire à la direction de convergence, il est traditionnellement admis que le moteur est l'effondrement gravitaire. Pourtant, des études récentes remettent en cause ce paradigme en montrant que l'érosion induit un soulèvement et de l'extension dans la partie centrale des chaînes de montagne à faible taux de convergence. L'objectif de notre étude est d'étudier l'impact de la dénudation de la topographie sur le régime sismo-tectonique des chaînes de montagnes.

La première partie de ce travail présente une compilation de données dans les chaînes de montagnes afin de dégager des relations entre régime sismo-tectonique et érosion. Sur la base de ces observations, un modèle cinématique simple permettant de prévoir le régime de la chaîne est proposé. Ainsi, pour les chaînes à faible taux de convergence et d'élévation moyenne, ce modèle prédit de l'extension lorsque le taux de dénudation est 15% plus élevé que le taux de convergence.

La deuxième partie est consacrée au développement d'un modèle thermo-mécanique 2D en éléments finis pour étudier l'impact des processus de surface sur la déformation des Pyrénées. Les résultats montrent que la réponse isostatique à l'érosion permet de réactiver des structures pré-existantes. La cinématique d'un plan de faille hérité peut être prédite grâce au gradient du profil des vitesses de surface horizontales. Ainsi, un plan situé dans la zone d'érosion est réactivé en faille normale alors qu'en bordure de cette zone une faille est réactivée en régime inverse. Ces résultats suggèrent que la déformation actuelle des Pyrénées pourrait être la conséquence d'un processus d'érosion.

Compte tenu du faible nombre d'études quantifiant les taux d'érosion dans les Pyrénées, les modèles développés dans la deuxième partie souffrent d'une forte incertitude. Pour y remédier, nous avons cherché à les quantifier dans les Pyrénées Centrales grâce à une étude qui combine deux types de données : taux de dénudation des bassins versants à partir des isotopes cosmogéniques, et vitesses d'incision à partir des sédiments piégés dans les karsts. Ces résultats sont présentés dans la troisième partie. Les profils de dénudation obtenus sont compatibles avec un rejeu en faille normale d'un plan situé dans la Zone Nord Pyrénéenne des Pyrénées Centrales.

Notre étude dans les Pyrénées, montre une bonne corrélation entre la valeur du taux d'érosion et la cartographie de l'occupation glaciaire. Les glaciers ayant été plus développés dans les Alpes, cela pose la question de l'impact de la déglaciation tardi-Wurmienne sur la déformation actuelle de cette chaîne. Un modèle numérique détaillant cette relation est présenté dans le quatrième chapitre. Les résultats montrent que la déglaciation des Alpes occidentales est contrôlée par l'hétérogénéité rhéologique de la croûte. Certains de nos modèles prédisent des vitesses de surrection compatibles avec celles mises en évidence par la géodésie.

Abstract

When the upper crust below the mountain ranges shows crustal extension with a direction collinear to the convergence direction, it is generally accepted that it is the result of gravitational collapse. However, recent studies challenge this paradigm by showing that erosion induces uplift and extension in the central part of the low convergent mountain ranges. In this study, we investigate the impact of denudation on the seismotectonic regime of mountain ranges.

In order to identify a relationship between seismotectonic regime and erosion, the first part of this work presents a compilation of data in the mountain ranges. Based on these observations, a simple kinematic model is proposed to predict the seismotectonic regime of the study ranges. For low convergence rate and moderate mean elevation ranges, this model predicts an extension regime when the denudation rate is 15% higher than the convergence rate.

The second part is devoted to the development of thermomechanical 2D finite element models to study the impact of surface processes on the deformation of the Pyrenees. The results show that the isostatic response to erosion reactivates pre-existing structures. The kinematics of an inherited fault plane can be predicted due to the gradient of the horizontal surface velocity profile. Thus, a plane located in the eroded zone is reactivated in normal fault when near the border of the erosion area, this same plane is reactivated in reverse fault. These results suggest that the current deformation in the North Pyrenean Zone could be the result of surface processes.

Given the small number of studies quantifying erosion rates in the Pyrenees, the models developed in the second part suffer from high uncertainty. To remedy this, we study the central Pyrenees through a study that combines two types of data : watershed denudation rates from cosmogenic isotopes concentration, and incision rates from sediments buried in the karst. These results are presented in chapter 3. Denudation profiles obtained are consistent with reactivation of a normal fault plane located in the North Zone of the Central Pyrenees.

From our study in the Pyrenees, a good correlation appears between the value of the rate of erosion and the glacier occupation. Given that the glaciers were more developed in the Alps, it raises the question of the impact of the late-würmian deglaciation on the present deformation of this range. A numerical model detailing this relationship is presented in the fourth chapter. The results show that deglaciation of the western Alps is controlled by the rheological heterogeneity of the crust. Some of our models predict uplift rates consistent with those highlighted by geodesy.

MOTS-CLES : modélisation numérique 2D ; processus de surface ; Alpes Occidentales ; Pyrénées ; cosmonucléides ; érosion ; sables de rivière : réseau karstique étagé ; déglaciation ; faille

Remerciements

Pour étudier l'impact des processus de surface sur la déformation de la lithosphère j'ai fait pas mal de modélisation numérique...

<p>A ce sujet, je dois vous présenter, celle qui m'a accompagnée, durant ces trois années, et qui m'a inspirée cette poésie.</p> <p>Je vous présente ADELI.</p> <p>Aux premiers abords, elle n'est pas très sexy, et demande pas mal d'efforts!!</p> <p>Mais... bon était son argumentaire en me disant : " Allons Déformer la lithosphère!"</p>	<p>Comme hypnotisé par ses lignes, on peut vite s'y noyer, se perdre. Avec tout cela on a plein de choix! A la vue d'un résultat on testerait, on modifierait bien un peu et relancerait, juste une fois, et puis encore une fois. Arrêter de tout changer, on doit apprendre, pour ne pas trop s'éloigner de la consigne.</p> <p>Heureusement, Jean la connaît bien, C'est qu'il n'y est pas pour rien dans cette histoire qui a fait mon quotidien... Je dois dire qu'il a été d'un bon soutien!</p>
--	--

Chaque thèse est différente. La mienne aurait pu être obscure comme les grottes que nous avons visitées, mais encadrée par deux directeurs, deux hommes plein de richesses, j'ai été éclairée et pu m'en sortir sans trop de bleus sur le corps. Jean, ces quelques vers ne parlent pas de ton enthousiaste, de ton optimisme communicatif! La rigueur que demande le codage, tu as su en faire une force pour être exigeant dans ton travail et donc aussi dans celui de ceux qui t'entourent. Avec toi et ton esprit curieux, j'avais un parfait interlocuteur pour avoir une thèse riche et variée! Philippe tu m'impressionnais mais une fois le second degré maîtrisé, je peux dire que j'admire l'équilibre que tu as su trouver entre tes enseignements, ta recherche de grande qualité avec tes remarques toujours pertinentes, tes passions, et ta famille. Grand merci pour toutes les fois où tu as fait grimper mon moral les chaussons aux pieds et les mains dans la pof!

Durant ces trois années, j'ai eu le temps de mûrir. Cela peut-être aussi grâce à quelques belles opportunités, comme le concours "Ma Thèse en 180 secondes", et une expérience d'enseignement ou être représentante des doctorants. Quelle bonne idée d'aller chercher des galets dans les grottes, j'ai pu découvrir ce monde souterrain, employer tout son corps pour passer les obstacles, j'ai vraiment apprécié! Au final, j'ai eu comme je l'espérais, une thèse bien variée; j'ai pu acquérir des compétences dans les cosmo qui n'étaient pas prévues mais je me suis prise au jeu. En fait, je dirai que c'est au cours de ces trois derniers mois de rédaction que je me suis sentie le plus "chercheuse". J'ai sûrement eu l'attitude que mes directeurs ont attendue bien longtemps... Maîtrisant de plus en plus mon sujet, je n'ai pas eu peur d'aller échanger avec les personnes compétentes.

J'en profite pour remercier les rapporteurs Stéphane Bonnet et Eric Calais et les membres du jury qui jugeront la synthèse de ces trois années et qui je l'espère se terminera avec une belle discussion.

A Géosciences Montpellier, je tiens à remercier le personnel pour ces dernières 5 années, les membres de l'équipe Risques pour leur soutien financier et la bonne humeur. Jacques, merci de m'avoir partagé un peu de ta sagesse, et d'avoir été si compréhensif! Merci à Rodolphe qui continue à m'impressionner et donc avec qui j'ai peu échangé. Merci à Alexis Rigo et Christophe Larroque pour leur implication.

Merci à mes wonderfuls co-bureau, les coïncidences de la vie font qu'avec Fabien nous avons pleins de centres d'intérêts en commun! A l'équipe des doctorants menée par Romain, je n'ai qu'une chose à dire : continuez à faire vivre cette bonne ambiance!

Pour aller à la recherche de nos galets, des gars(-laid, juste pour le jeu de mot!) m'ont bien aidé : Jean, Phil, Gaël, Jim, Daniel Quettier, Sylvestre Clément, Francesco Gutiérrez et Gilles. Merci Gaël d'avoir fait le deuxième round d'analyses chimiques et d'avoir été si patient dans les grottes. Au CEREGE où les extractions chimiques et les datations ont été faites, je remercie Régis qui m'a initiée au monde exigeant des cosmos d'un point de vue chimique et analytique; Laetitia pour m'avoir glissée entre les mains la précieuse recette à suivre à la lettre; Vincent, Irène pour leurs discussions, l'équipe d'ASTER et les doctorants (Jim, Julie, Camille, Léon, Amandine, et tous les autres comme Abel).

Merci les copains de l'AMAP : construire notre projet d'épicerie de produits locaux a été une expérience extra. A ma douce Anne, merci pour tout, prends soin de toi! De même Audrey, je crois en toi! Une pensée pour tous les camarades de mes promos de licence et master qui ont égaillé le début de ces 8 années. Merci aussi à l'équipe de grimpe se retrouvant à l'Altissimo!

Je voudrais profiter de cet espace pour remercier mes parents, Giacomino et Françoise, et ma sœur rayonnante Fanny qui bien avant cette aventure ont toujours cru en moi, ont tout fait pour me soutenir et qui, je le sais, continueront. Vous avez été des piliers solides quand je doutais de mes avancées. J'espère que vous êtes fiers des pages qui suivent. Cet été, la première partie de rédaction en Ariège a été un régal! Vous êtes formidables! Martine et Jean-Noël merci pour votre échantillonnage de sable de rivière, vous le retrouverez sous le nom de BV15; Nicole merci pour ta douceur apaisante. Merci à ma famille du côté des vallées occitanes d'Italie qui a compris que cet été un peu spécial m'a éloigné de mon coin de paradis... que je vais d'ailleurs, m'empresser de retrouver!

Mais au fait, au final, si on y pense... il y a un peu de moi dans cette thèse : les Pyrénées et les Alpes coulent dans mes veines!

Pour finir, cette thèse est intimement liée à toi, c'est une histoire qui se danse dans tes bras. Tous ces moments où tu as été là pour me guider... j'en ai de la chance! J'espère faire aussi bien que toi en t'apportant le soutien nécessaire l'an prochain, te porter comme tu m'as porté. Voilà la première page d'une longue série de notre carnet à projets, car des envies, des rêves nous en avons. Hâte de retrouver pleinement notre complicité, et être réunis sous le même toit (enfin!). Merci, merci, merci mon Rore...

Une dernière pensée pour Kako, mon grand-père, à qui j'aurais tant aimé expliquer ce travail.

Merci à tous ceux, qui sans le savoir, ont contribué à cette thèse.

Table des matières

Introduction	1
1 Relation Erosion-Convergence-Extension dans les chaînes de montagnes	7
1.1 Des failles normales dans les chaînes	8
1.2 Les modèles d'extension dans les chaînes de montagnes	10
1.2.1 L'effondrement gravitaire	10
1.2.2 Extradors	12
1.2.3 Erosion, soulèvement et extension	14
1.3 Compilation des données à travers les chaînes des montagnes	18
1.3.1 Critères de sélection des données	18
1.3.2 Données sélectionnée	20
1.4 Relations statistiques entre régime extensif et hauteur moyenne :	22
1.5 Un modèle théorique reliant érosion, convergence et extension	26
1.5.1 Un modèle cinématique reliant l'extension aux taux de convergence et de dénudation	28
1.5.2 Existe-t-il une relation extension-convergence-dénudation dans notre sélection de chaînes ?	29
2 Impact de l'érosion sur la déformation des Pyrénées	35
2.1 Présentation de l'article	36
2.2 Article publié dans le volume spécial Pyrenees CR Geosciences	40
2.3 Réactivation d'un plan de faille et processus associés au soulèvement du montagne sans convergence aux limites	55
2.3.1 Rejeu du plan de faille en fonction de son pendage et de sa position au sein de la chaîne	55
2.3.2 La friction sur le plan de faille, un paramètre qui a une influence non-négligeable	61
2.3.3 Conclusions :	63
3 Quantification de l'érosion dans les Pyrénées Centrales	67
3.1 Généralités sur l'évolution du relief et de la topographie	69
3.1.1 Petite mise au point lexicale	69
3.1.2 L'évolution d'un niveau de base : relation entre réseau fluvial et réseau karstique	70
3.2 L'incision grâce au réseau karstique étagé et la dénudation des bassins versants	76
3.2.1 La datation des karsts et des spéléothèmes	76
3.2.2 Datation des remplissages karstiques par les cosmonucléides ^{26}Al et ^{10}Be :	77
3.2.3 Quantifier des taux de dénudation	87
3.3 Présentation de la zone d'étude	95

3.3.1	Les Pyrénées Centrales	95
3.3.2	Bilan des connaissances érosion/dénudation dans les Pyrénées	96
3.3.3	Présentation des différentes zones d'échantillonnage :	98
3.4	Estimation des taux d'incision	109
3.4.1	Données issues des mesures à l'appareil ASTER	109
3.4.2	Extraction des concentrations	109
3.4.3	Âge d'enfouissement et paléo-taux de dénudation	111
3.4.4	Identification des niveaux de base	113
3.4.5	Taux d'incision	116
3.4.6	Influence de l'altitude pré-enfouissement	118
3.5	Estimation des taux de dénudation	121
3.5.1	Bassins versants « ^{10}Be »	121
3.5.2	Bassins versants « ^{36}Cl » :	123
3.6	Discussion	131
3.6.1	La datation des remplissages karstiques, un outil pour l'évolution du paysage	131
3.6.2	Répartition spatiale des taux de dénudation	141
3.6.3	Enregistrement de l'évolution temporelle de l'incision	149
3.7	Conclusions	151
4	Impact de l'érosion et de la déglaciation sur la déformation actuelle des Alpes	155
4.1	Influence des processus de surface sur l'activité tectonique de la Marge Ligure .	158
4.1.1	Présentation de la jonction entre les Alpes occidentales du Sud et le Bassin Ligure	158
4.1.2	Modélisation thermo-mécanique d'une coupe lithosphérique der la Marge Ligure	162
4.1.3	Résultats des modélisations sans convergence	168
4.1.4	Résultats des modélisations soumises à la convergence	170
4.1.5	Synthèse des résultats et temps de récurrence	175
4.2	Déglaciation et soulèvement des Alpes	179
4.2.1	Rebond isostatique post-glaciaire et mouvements verticaux	179
4.2.2	Article en préparation pour GRL	185
4.2.3	Illustrations de la discussion de l'article soumis	198
	Discussion et perspectives	201
	Bibliographie	211
	Annexes	241
.1	Programe MatLab et sa fonction pour obtenir l'âge d'enfouissement et le taux de paléo-dénudation	247

Introduction

Les mesures GPS nous renseignent sur le déplacement des plaques tectoniques les unes par rapport aux autres ce qui permet d'estimer le taux de convergence à travers les orogènes. Ces mesures ont débuté en France il y a une vingtaine d'années pour connaître la part de convergence entre l'Afrique et l'Europe absorbée par les Alpes et les Pyrénées. Alors que la convergence entre l'Europe et l'Afrique est de 7 mm/an, les mouvements horizontaux à travers les deux chaînes françaises, les Pyrénées et les Alpes, sont si faibles qu'ils ne sont pas détectables par les mesures GPS (1). Pour les Pyrénées ce sont les mouvements horizontaux relatifs entre les plaques Ibérique et Eurasiatique qui nous intéressent alors que pour les Alpes Occidentales ce sont ceux entre l'Eurasie et l'Apulie (fig. 1). En l'absence de déplacements horizontaux de ces plaques, il ne devrait pas y avoir de sismicité crustale. Or, une sismicité modérée est observée dans les Alpes et les Pyrénées (Delacou et al., 2004; Chevrot et al., 2011). L'analyse des mécanismes au foyer révèle de l'extension au cœur de la chaîne et de la compression en bordure. Ces zones de déformation ont été attribuées dans les Alpes à un effondrement gravitaire de la chaîne (Delacou et al., 2005). Dans cette hypothèse, les forces verticales induites par le poids de la topographie contrôlent la déformation de la chaîne qui n'est plus contenue latéralement par les forces tectoniques diminuées. Suivant ce mécanisme on devrait observer des mouvements descendants dans les Alpes Occidentales qui seraient en train de s'effondrer. Or les mesures GPS dans les Alpes mettent en évidence un soulèvement de près de 2 mm/an (Serpelloni et al., 2013). Ce soulèvement inattendu ne semble pas compatible avec un effondrement de la chaîne.

Comment expliquer ces observations d'un soulèvement dans les Alpes associé à des mécanismes au foyer en extension dans un régime de faible déformation? Notre hypothèse de travail pour cette thèse est la suivante : les processus de surface induisent un soulèvement et de l'extension au cœur des chaînes à faible taux de convergence. Les études de Champagnac et al. (2007, 2009) montrent que la dénudation, plus précisément la redistribution des masses à la surface des Alpes, induit une réponse isostatique qui peut expliquer 1/3 du soulèvement des Alpes. Ce résultat a été obtenu pour une plaque mince élastique (10 km d'épaisseur), Vernant et al. (2013) poursuivent les études de Champagnac et al. (2007, 2009) grâce à un modèle lithosphérique d'une chaîne de montagne simplifiée soumise à l'érosion. En plus du soulèvement, ces modélisations révèlent une zone d'extension au cœur de la chaîne et des zones de compression en bordure. D'après ces résultats, un nouveau mécanisme est proposé pour expliquer les observations géodésiques et tectoniques dans les Alpes Occidentales. Ce mécanisme est la réponse isostatique induite par l'érosion, ce qui provoque de l'extension associée à un soulèvement au cœur des chaînes soumises à de faibles taux de convergence.

Dans un premier temps, nous nous sommes demandé s'il existe une relation généralisée entre les taux de convergence, d'érosion et d'extension au sein des chaînes. Dans le chapitre

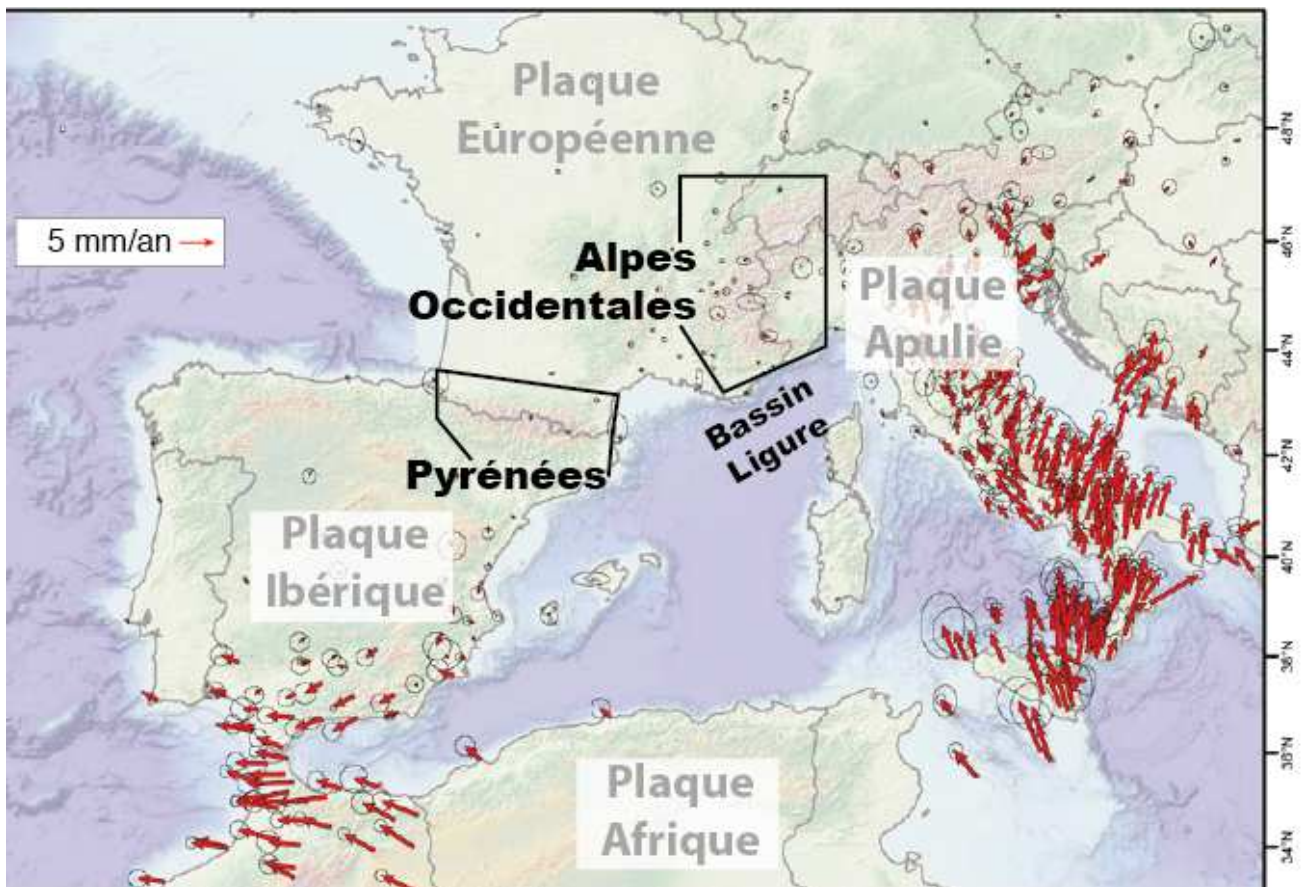


Figure 1: Mouvements horizontaux à travers les Alpes Occidentales et les Pyrénées , ils sont si faibles qu'indétectables Nocquet (2012)

1, à travers une compilation des données dans les chaînes de montagnes, nous avons cherché à expliquer cette relation grâce un modèle cinématique simple.

Dans les chapitres qui suivent, nous cherchons à quantifier les processus de déformation potentiellement sismogéniques des chaînes à faible taux de convergence. En effet, si les forces aux limites ne sont pas la source de la déformation, le cadre sismo-tectonique et l'évaluation de l'aléa sismique pour les zones à faible taux de convergence, comme les Pyrénées et les Alpes Occidentales nécessite d'être revus.

D'une part, pour un contexte de faible convergence il est attendu que l'aléa sismique estimé soit faible en raison d'un chargement horizontal lent. Or, la réponse isostatique induite par les processus de surface augmente la vitesse de chargement d'un plan de faille ce qui peut faire atteindre son seuil de rupture prématurément et induire des tremblements de terre plus fréquemment. Ainsi, la réponse isostatique liée à l'érosion pourrait être un processus sismogénique qui contribuerait à augmenter l'aléa et le risque sismique des zones à faible convergence. Les mouvements des failles dans les chaînes à faibles taux de convergence seraient liés aux processus de surface. Si elle est vraie, l'hypothèse précédente pourrait avoir une conséquence sur notre compréhension de l'aléa sismique. En effet, l'évaluation de l'aléa sismique est issue de modèles probabilistiques uniquement basés sur la sismicité historique. Dans un contexte de faible taux de convergence, les périodes de retour des séismes sont souvent bien supérieures à la période couverte par les enregistrements historiques, ce qui entraîne une sous/sur estimation de l'aléa sismique. Une façon de mieux contraindre cet aléa serait de quantifier les processus responsables des séismes, c'est-à-dire permettant la réactivation des plans de failles. Afin de construire de nouveaux modèles d'aléa sismique, l'un des objectifs de cette thèse est donc de quantifier les principaux processus responsable de la déformation des Alpes et des Pyrénées.

Pour ce faire, nous avons introduit des failles frictionnelles dans nos modèles mécaniques inspirés de [Vernant et al. \(2013\)](#). Nous souhaitons, ainsi, quantifier la vitesse de glissement et ainsi évaluer l'impact du champ de déformation induit par la redistribution des masses à la surface des chaînes par l'érosion et la sédimentation.

Le chapitre 2 a pour objectif d'étudier les relations entre érosion, mouvements verticaux et déformation actuelle dans les Pyrénées Centrales. Dans ce contexte, nous avons voulu tester trois mécanismes possibles pour expliquer la sismicité : 1) la réponse isostatique à l'érosion et la sédimentation ; 2) la subsidence d'un corps dense au niveau du bloc supérieur de la faille, et 3) le déséquilibre isostatique induit par la géométrie des structures profonde pour le cas des Pyrénées. Les vitesses de glissement obtenues par nos modélisations nous permettront de

discuter la sismicité de la région en la comparant à la sommation des moments sismiques pour la Zone Nord des Pyrénées Centrales.

Dans le chapitre 3, nous présentons une étude de terrain destinée à documenter la dénudation et l'incision des massifs pyrénéens.

En effet, l'un des paramètres importants de nos modélisations est la distribution de l'érosion. Ces taux d'érosion étant très peu documentés dans les Pyrénées, nous avons voulu les quantifier grâce à une étude originale dans les Pyrénées Centrales. Des taux de dénudation ont été estimés par la concentration de cosmonucléides dans les sables de rivière. Alors que cette méthode est répandue pour les lithologies riches en quartz nous l'avons aussi appliquée aux sables calcaires. Des taux d'incisions ont été obtenus par la datation de sédiments piégés dans des réseaux karstiques étagés. Ainsi, nous avons pu faire une comparaison entre ces données qui ont des échelles spatiales et temporelles différentes. Ces résultats répartis suivant un profil Nord-Sud, nous permettent d'estimer un profil de dénudation dans les Pyrénées Centrales. Nos modélisations du chapitre 2 ayant été effectuées avant l'obtention de nos données, nous comparons l'influence de ce profil observé sur les résultats obtenus avec un profil d'érosion théorique dépendant de l'altitude.

Nous revenons aux Alpes dans le chapitre 4 afin de préciser la cause du soulèvement observé par la géodésie. C'est cette observation qui a motivé l'ensemble des travaux de cette thèse.

Mais dans une première partie, nous traitons un deuxième cas d'étude : la Marge Ligure. Située à la bordure des Alpes Occidentales, une zone de transition entre érosion et sédimentation et où de la compression s'exprime. Les vitesses de glissement obtenues par nos modélisations nous permettront de discuter de la sismicité de cette région fortement peuplée en terme de temps de récurrence.

D'autre part, l'étude de [Champagnac et al. \(2007\)](#) suggère que la dénudation n'explique qu'une partie des forts taux de soulèvement observés dans les Alpes. On peut alors se demander si ces forts taux sont potentiellement dus à la déglaciation. La réponse isostatique d'une chaîne soumise à de forts taux de dénudation devrait conduire à un soulèvement important en fonction de la rhéologie utilisée. C'est pourquoi, nous avons cherché à évaluer la contribution de la réponse à la déglaciation du dernier maximum glaciaire dans les Alpes. Nous avons donc estimé la rhéologie optimale à l'aide de modèles numériques simulant la déglaciation Würmienne, en comparant la réponse modélisée à celle du signal géodésique actuel (localisation et amplitude) dans les Alpes.

Ces travaux ont été en partie financés dans le cadre de projets INSU (ALEA et SYSTER) et d'un projet Région Languedoc-Roussillon.

Chapitre 1

Relation

Erosion-Convergence-Extension dans les chaînes de montagnes

1.1	Des failles normales dans les chaînes	8
1.2	Les modèles d'extension dans les chaînes de montagnes	10
1.2.1	L'effondrement gravitaire	10
1.2.2	Extradors	12
1.2.3	Erosion, soulèvement et extension	14
1.3	Compilation des données à travers les chaînes des montagnes	18
1.3.1	Critères de sélection des données	18
1.3.2	Données sélectionnée	20
1.4	Relations statistiques entre régime extensif et hauteur moyenne : . .	22
1.5	Un modèle théorique reliant érosion, convergence et extension	26
1.5.1	Un modèle cinématique reliant l'extension aux taux de convergence et de dénudation	28
1.5.2	Existe-t-il une relation extension-convergence-dénudation dans notre sélection de chaînes ?	29

Trouver des indices d'extension, comme des failles normales actives, dans une chaîne de montagnes, haut lieu de la convergence, est a priori paradoxal! Pourtant elles existent dans les Alpes, les Andes, ou encore l'Himalaya pour n'en citer que quelques unes [Dewey \(1988\)](#); [Deverchère et al. \(1989\)](#); [Malavieille \(1993\)](#).

1.1 Des failles normales dans les chaînes

Faille normale par rapport à l'axe de la chaîne La discontinuité qui sépare deux blocs, et qui peut permettre aux blocs de glisser l'un par rapport à l'autre est appelée faille. Celle-ci est dite normale, lorsque le bloc supérieur descendra le long du plan de faille en créant un escarpement (fig. 1.2 A). Il en résulte un éloignement des points de surface des blocs. Cette ouverture donne la direction d'extension.

L'extension contemporaine à la convergence et perpendiculaire à celle-ci, comme en Himalaya (ex : [Cooper et al. \(2015\)](#)) peut s'expliquer par les principes de mécanique dans un milieu continu, sachant que la contrainte maximum (σ_1) est toujours perpendiculaire à celle minimum (σ_3). D'ailleurs, la contrainte maximum est dans la direction de la convergence, à 90° de celle-ci, on retrouve la contrainte minimum qui induit de l'extension. Cette forme d'expression d'extension, parallèle à l'axe de la chaîne, perpendiculairement à la direction de convergence, n'est pas celle qui nous intéresse ici, car sa compréhension paraît acquise.

Les structures parallèles à l'axe de la chaîne jouant en failles normales montrent une extension perpendiculaire à l'axe de la chaîne et donc parallèlement à la direction de convergence ce qui est inattendu (fig. 1.2 B). C'est ce type d'extension observée dans les Alpes et les Pyrénées que nous allons étudier dans cette thèse (fig. 1.1 A et B).

Exemples de failles normales parallèles à l'axe de la chaîne Sur la figure 1.1 trois exemples de chaînes ayant des failles normales actives et parallèles à l'axe sont présentés, ce sont les Alpes Occidentales ([Delacou et al., 2004](#); [Sue et al., 2007](#)), les Pyrénées ([Chevrot et al., 2011](#); [Lacan and Ortuño, 2012](#)) et la Cordillère Blanche du Pérou ([Deverchère et al., 1989](#)). Pour ces trois chaînes, des escarpements de failles normales montrant une activité récente sont associés à des mécanismes en foyer en extension. Le taux de convergence de ces trois chaînes est faible, inférieur à 3 mm/an pour le Pérou [Bevis et al. \(2001\)](#), et inférieur à 0.5 mm/an pour les Pyrénées et les Alpes Occidentales [Nocquet \(2012\)](#). Aucun important séisme historique n'est recensé sur ces failles normales, les magnitudes enregistrées n'étant pas supérieures à 5 [Jenatton et al. \(2007\)](#). De plus, la sismicité est peu profonde, elle dépasse rarement les 15 km. Les failles

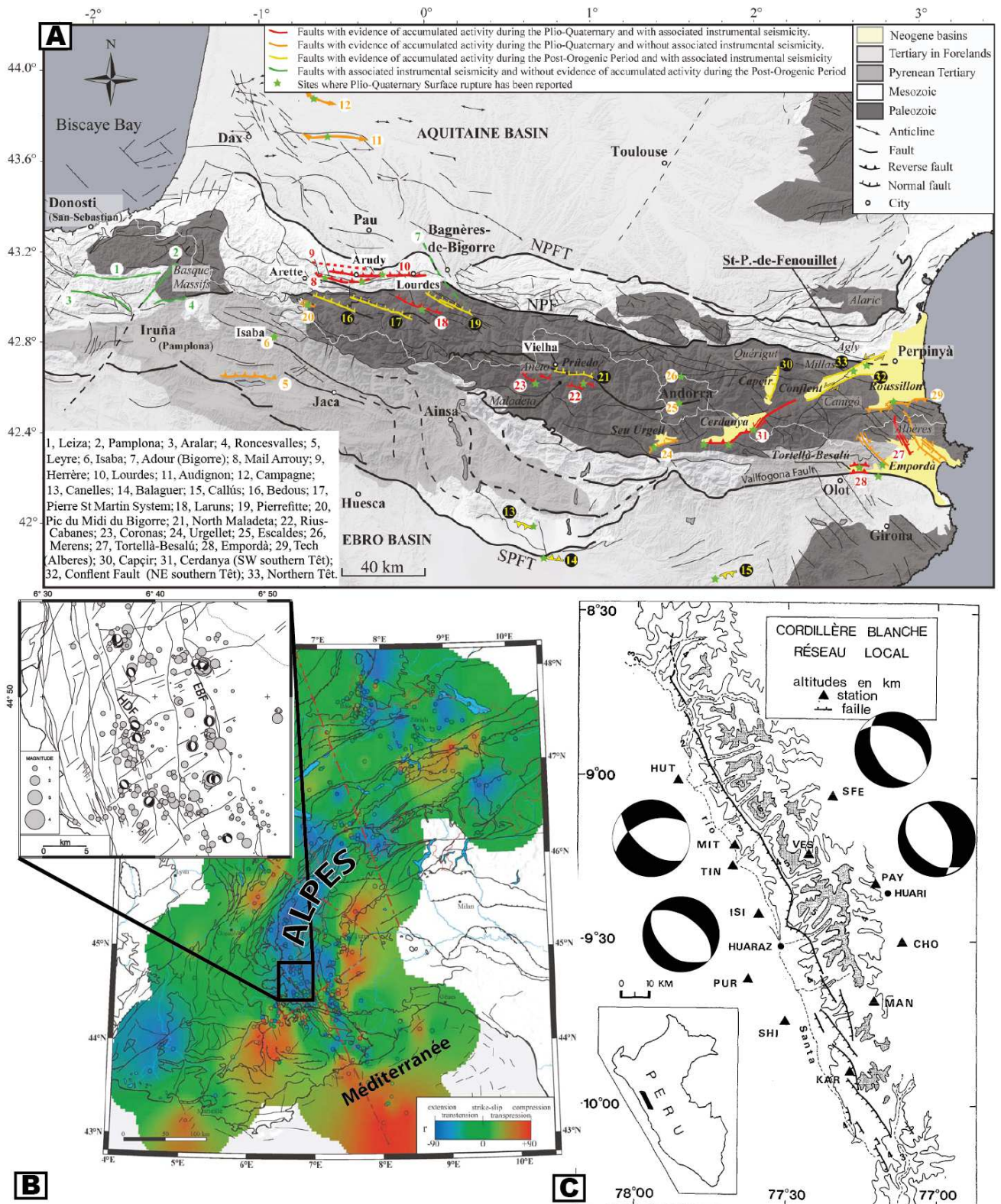


Figure 1.1: Exemples de failles normales parallèles à l'axe de la chaîne. A) Carte néotectonique des Pyrénées proposée par [Lacan and Ortuño \(2012\)](#). Les tracés en jaune et en rouge sont des failles avec une activité depuis la fin de l'orogène et associées à une sismicité instrumentale. B) Régime tectonique des Alpes Occidentales d'après [Delacou et al. \(2004\)](#) au cœur de la chaîne de l'extension (en bleu) le zoom dans le Briançonnais de [Sue et al. \(2007\)](#) montre que la sismicité en faille normale est associée à des structures parallèles à l'axe de la chaîne. C) La Cordillère Blanca du Pérou a en sa bordure Ouest sur 200 km un système de failles normales, parallèles à l'axe de la chaîne associé, à des mécanismes en faille normale [Deverchère et al. \(1989\)](#).

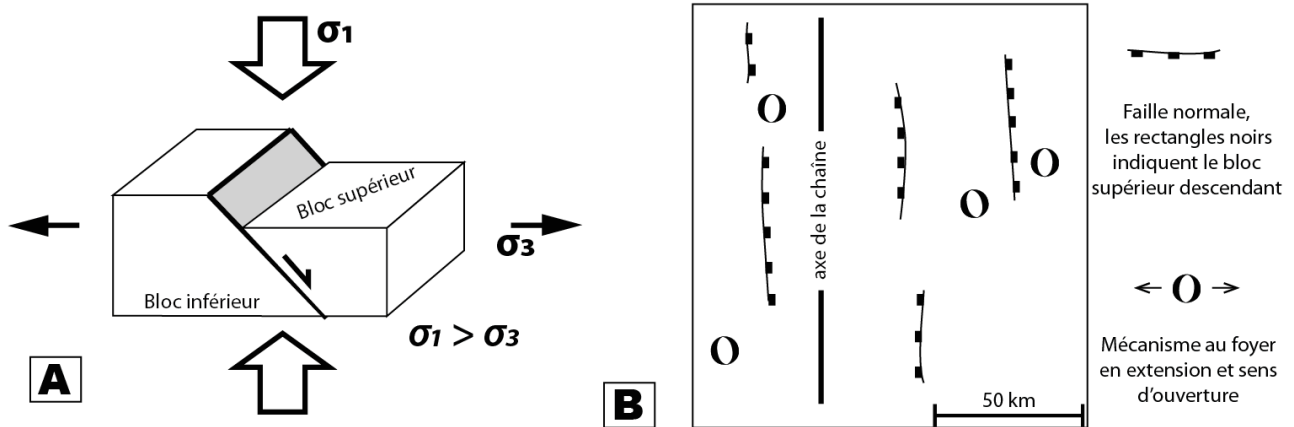


Figure 1.2: A) Schéma d'une faille Normale, B) Carte schématique d'un cœur de chaîne avec des failles normales parallèles à l'axe de la chaîne et les mécanismes au foyer associés.

normales décrites dans ces trois chaînes sont donc dans la croûte supérieure (Nicolas et al., 1998). Il est important de noter que pour les Pyrénées et les Alpes les failles normales n'ont pas été créées récemment mais sont des inversions de structures existantes comme le Front Pennique (Sue et al., 2010). Alors qu'au Pérou la bordure Ouest de la Cordillère Blanche est un immense système de failles normales de 200 km à la transition entre le batholithe et un bassin subsident (Deverchère et al., 1989).

1.2 Les modèles d'extension dans les chaînes de montagnes

Des failles normales similaires existent aussi dans les Albanides, et dans les Apennins mais pour cette chaîne les conditions aux limites sont extensives. L'origine de ces failles normales est débattue. Différents modèles se sont succédés pour expliquer la juxtaposition extension-compression dans les chaînes de montagnes : de l'effondrement gravitaire au rebond isostatique qui induit une flexure, nous allons en détailler quelques uns.

1.2.1 L'effondrement gravitaire

Vers la fin du XIX^{ième} siècle, l'imagerie des structures profondes, notamment grâce aux études gravimétriques d'Airy et de Pratt, permet de mettre en évidence la racine crustale associée aux zones de reliefs. La compensation isostatique des zones élevées par la racine crustale induit une force compressive verticale, aussi appelée gravitaire. Quelques années plus tard, des géologues supposent que des nappes superficielles de croûte glissent des points les plus hauts vers ceux plus bas (Steinmann, 1907). Ainsi, l'idée que les forces gravitaires contribuent à faire disparaître

la topographie commence à germer. Peu à peu naît la théorie la plus utilisée pour expliquer l'extension en milieu compressif : l'effondrement gravitaire de la topographie élevée (Goguel, 1946; van Bemmelen, 1954).

La force gravitaire est en compétition avec les forces tectoniques, c'est-à-dire celles aux limites de la chaîne (Fleitout and Froidevaux, 1982; Molnar and Lyon-Caen, 1988). L'évolution d'une lithosphère va être contrôlée par le bilan entre les forces gravitaires et les forces tectoniques. Si les forces gravitaires sont inférieures à celles tectoniques alors il y aura un épaississement et la formation d'une chaîne de montagnes (fig. 1.3 A). Si elles sont égales, l'érosion va être le processus prépondérant pour contrôler l'amincissement de la lithosphère épaissie en entraînant un soulèvement de la racine crustale (fig. 1.3 B). En revanche, lorsque les forces associées à la convergence diminuent, les forces gravitaires dominent (fig. 1.3 C). Elles induisent un phénomène plus puissant que l'érosion pour faire disparaître les montagnes ou du moins les ramener à une altitude moindre, c'est l'effondrement gravitaire. Néanmoins, il faut rappeler que l'évolution des forces de convergence, du rôle de la rhéologie et du champ de température n'est pas aisée, et c'est là où la modélisation apporte une aide à la compréhension de ces phénomènes.

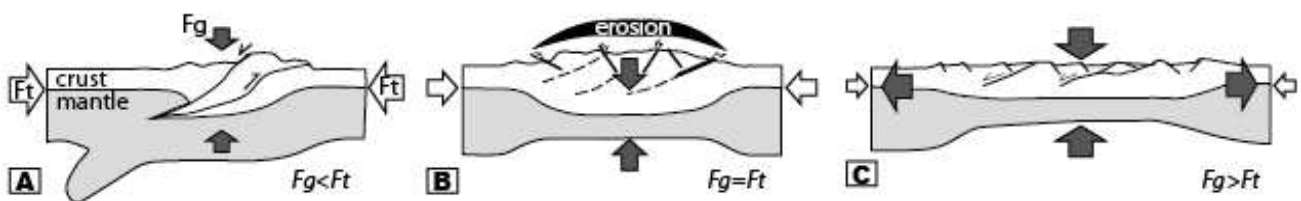


Figure 1.3: Compétition entre forces gravitaires (F_g) et tectoniques (F_t). A) $F_g < F_t$ induit un épaississement de la lithosphère. B) $F_g = F_t$ L'érosion et le soulèvement de la racine crustale induisent un début d'amincissement de la lithosphère épaissie. C) $F_g > F_t$ l'effondrement gravitaire permet un important amincissement de la lithosphère en l'étirant. Redessiné d'après Malavieille (1993)

Ce terme d'effondrement gravitaire cache plusieurs propositions, discutées par Rey et al. (2001). Nous retenons celle-ci : *un flux ductile induit par la gravité réduit efficacement les contrastes latéraux des potentiels énergétiques gravitationnels (GPE)*. Ce flux induit de l'extension pour les régions avec un excès de potentiel énergétique (sous-entendu les régions élevées) et inversement de la compression pour les régions en déficit de GPE. D'un point de vue tectonique, il y aura dans la croûte supérieure, des failles normales parallèles à l'axe de la chaîne pour les régions élevées, et les régions en contre-bas seront affectées par des chevauchements (fig. 1.4 B et D).

En associant la présence de forces gravitaires et le principe d'isostasie, un nouveau mécanisme est proposé, celui de l'existence de variations latérales de potentiel d'énergie au sein de la croûte. Ces contrastes permettent d'expliquer pourquoi les montagnes s'effondrent sous leur propre poids d'après England (1982); Coney and Harms (1984); McClay et al. (1986); Dewey (1988); Ménard

and Molnar (1988); Molnar and Lyon-Caen (1988); England and Houseman (1989)), pour n'en citer que quelques-uns.

Des équations permettent de prédire le rééquilibrage de la topographie. Le potentiel d'énergie (PE) par unité d'aire est égale à :

$$PE = M \times g \times H \quad (1.1)$$

Avec M la masse, g l'accélération de la gravité, H , la hauteur considérée.

Ainsi pour la figure 1.4 A, la hauteur de relief h est compensée isostatique par la partie de croûte dans le manteau ΔH , et :

$$\rho_c \times h = \Delta\rho \times \Delta H \quad (1.2)$$

Pour la partie de la lithosphère non épaissie, de hauteur H_o , l'équation (1.1) devient :

$$PE_f = \frac{1}{2} \times \rho_c \times g \times H_o^2 \quad (1.3)$$

Et la différence entre le potentiel d'énergie par unité d'aire entre les avant-pays (PE_f) et la zone de reliefs compensés (PE_m) est d'après Molnar and Lyon-Caen (1988) :

$$PE_m - PE_f = \rho_c \times g \times h \left(\frac{h}{2} + H_o + \frac{\Delta H}{2} \right) \quad (1.4)$$

L'extension peut avoir lieu si les forces motrices gravitaires sont inférieures aux forces résistantes (ce qui dépend de la rhéologie). Sur ce plan la croûte épaissie par l'orogénèse voit son comportement rhéologique changé. En effet, la production radiogénique dans la croûte épaissie augmente la température, et les roches de la croûte inférieure deviennent moins résistantes du fait de la dépendance thermique de la viscosité (Kirby et al., 1987). Cette condition est nécessaire pour permettre un flux latéral dans la croûte inférieure qui induit un étirement et un amincissement de la lithosphère. L'étendue du flux est limitée par la résistance des couches en dehors de l'orogène (Bird, 1991; Royden, 1996, 1997). Des failles normales peuvent se former pour accommoder cet étalement des parties inférieures de la croûte (fig. 1.4 D) qui peut éventuellement se faire sans entraîner une déformation de la croûte supérieure (fig. 1.4 C).

1.2.2 Extrados

Lorsqu'il y a flexion d'une couche on peut observer de l'extension dans la partie convexe (fig. 1.5 A), appelé extrados. Ce phénomène physique intervient à toutes les échelles géologiques : lors du plissement qui peut être millimétrique à kilométrique, ou lors d'un soulèvement qui peut avoir des origines variées.

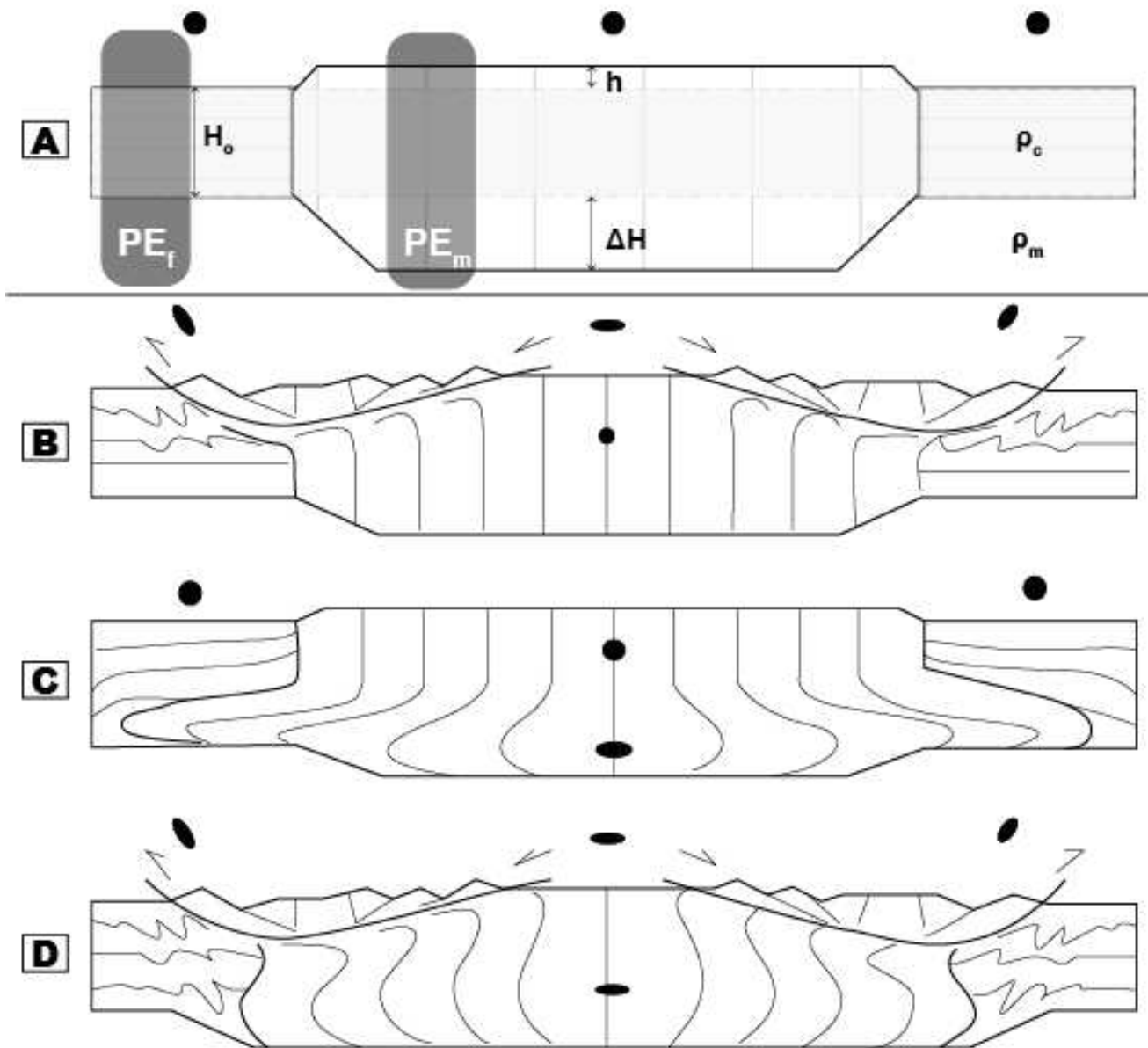


Figure 1.4: A) Etat initial d'une lithosphère épaissie, la hauteur h de la topographie est accommodée isostatiquement par la racine crustale d'épaisseur ΔH . Les disques noirs montrent l'état de déformation. L'effondrement gravitaire peut prendre plusieurs formes redessinés d'après [Rey et al. \(2001\)](#) : B) Seule la partie supérieure de la croûte s'étire, C) Seule la partie inférieure de la croûte flue; l'effondrement gravitaire est dit aveugle, sans expression en surface, D) les modèles B) et C) sont combinés.

Par exemple, les failles chevauchantes avec une géométrie en plat-rampe induisent un plissement des couches du bloc supérieur. On peut, ainsi, retrouver une faille normale associée à un chevauchement. Il est à noter que l'extrados est observable lorsque la limite d'élasticité est atteinte, ce qui autorise de la déformation plastique. Un autre exemple est celui d'un plateau étiré car il est soulevé par l'arrivée de magma, ce qui peut aboutir à l'ouverture d'un rift actif. De même, à l'image de Taïwan (ex : [Malavieille \(2010\)](#)) l'accrétion basale grâce au sous-placage agit comme un dôme dont le volume augmente, les couches superficielles s'étirent pour accommoder ce soulèvement (Fig. 1.5 B). Pour accommoder son soulèvement durant la convergence, cette accrétion basale peut être encadrée par deux zones de cisaillement qui induisent des mouvements relatifs en jeu normal.

Il faut noter toutefois que la détection d'un extrados n'est pas évidente. En effet, il faudrait pouvoir prouver que les failles normales superficielles sont compensées par une déformation en compression en profondeur (intrados (fig. 1.5 A) rarement détectable).

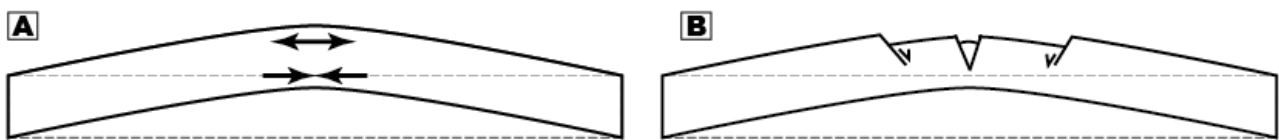


Figure 1.5: La flexion d'une couche induit de l'extrados dans la partie convexe. A) Exemple de tenseur de contraintes, B) Exemple d'accommodation avec des failles normales dans la partie convexe.

1.2.3 Erosion, soulèvement et extension

Depuis une vingtaine d'années, l'interaction entre la formation des chaînes de montagnes, leur soulèvement, et l'érosion a été largement étudiée grâce à des corrélations de données ou/et des modélisations numériques et analogiques (ex : [Avouac and Burov \(1996\)](#); [Willett \(1999\)](#); [Cattin and Avouac \(2000\)](#); [Willett et al. \(2001\)](#); [Burbank \(2002\)](#); [Konstantinovskaia and Malavieille \(2005\)](#)).

Durant l'orogène, la dénudation associée à la tectonique permettent aux roches profondes d'atteindre la surface, c'est l'exhumation. Cette exhumation peut s'effectuer alors que la surface n'évolue plus d'un point de vue altimétrique. [England and Molnar \(1990\)](#) définissent le changement de position verticale d'une surface par rapport à un référentiel qui peut être une autre surface ou le géoïde. Ainsi, en négligeant le dépôt et la compaction qui ont lieu dans les bassins et induisent des mouvements verticaux contraires, les auteurs définissent que le soulèvement d'une altitude moyenne pour une chaîne de montagne est égale à la surrection de l'ensemble d'un massif moins la dénudation moyenne (fig. 1.6 A). Cette relation néglige l'équilibre isostatique qui par

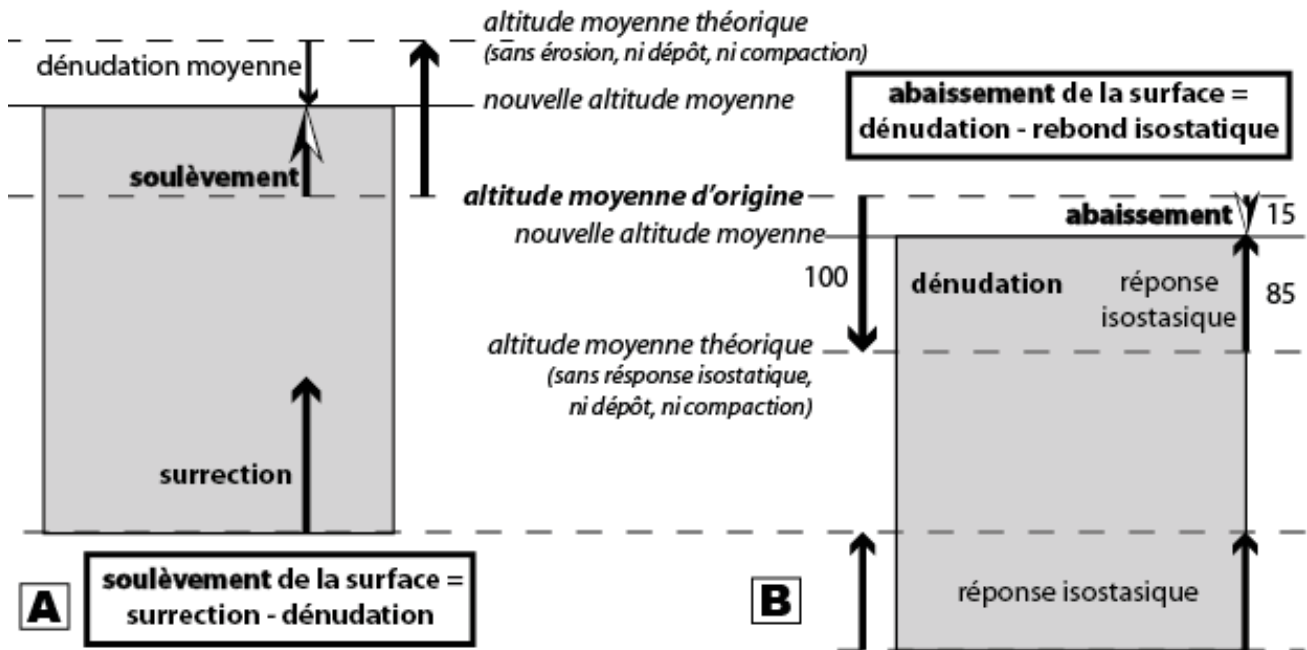


Figure 1.6: Influence de la dénudation sur la position de la surface par rapport à l'altitude initiale de la surface. **A)** La dénudation diminue le soulèvement d'une surface soumise à la surrection **B)** La dénudation induit un rebond isostatique qui diminue grandement l'abaissement de la surface, pour une dénudation de 100 m l'abaissement est seulement de 15 m pour des densités de croûte et manteau classiques.

exemple réduit grandement l'abaissement d'une surface d'un massif soumis à la dénudation (fig. 1.6 B). En effet, pour 100 m d'abaissement théorique dû à la dénudation, le rebond isostatique de 85 m lié au rapport de densités entre la croûte et le manteau, réduit l'abaissement de la surface à seulement 15 m.

D'une manière générale, les relations entre érosion et extension à travers une chaîne ont été peu considérées, car elles ne sont pas à l'origine principale de la déformation dans ces modèles appliqués à des contextes de convergence élevées (ex : Himalaya, Taïwan, Tien-Shan, Alpes du Sud de la Nouvelle-Zélande). Une exception sont les modèles de [Toussaint et al. \(2004\)](#) appliqués à l'Himalaya font le lien entre l'extension observée sur le terrain et une zone d'extension crustale modélisée. Ainsi, pour étudier l'impact de l'érosion sur la déformation des chaînes il paraît utile d'étudier des exemples pour lesquels la cinématique horizontale est faible.

Pour les chaînes qui sont soumises, de nos jours, à de faibles taux de convergence, et en l'absence d'importants marqueurs géomorphologiques, ce sont les études sismotectoniques qui permettent de mettre en évidence les contextes de déformation. Ainsi, par exemple, grâce aux mécanismes au foyer, [Sue et al. \(2007\)](#) révèlent un régime extensif dans les Alpes Occidentales. Pour expliquer cette observation dans cette chaîne soumise à de faibles taux de convergence, les auteurs utilisent le paradigme de l'effondrement gravitaire. Néanmoins, dans cette région un soulèvement significatif (1.5 à 2 mm/an) de la haute topographie est révélé par de récentes mesures GPS ([Serpelloni et al., 2013](#)). Ce soulèvement n'est pas compatible avec un effondrement

gravitaire qui entrainerait des mouvements verticaux inverses. Plus récemment, [Champagnac et al. \(2007, 2009\)](#) relie le rebond isostatique élastique induit par les processus de surface au soulèvement mesuré. En poursuivant ce travail avec un modèle rhéologique plus élaboré, [Vernant et al. \(2013\)](#) modélisent cette relation et trouvent que le soulèvement (fig.1.7 D et E) génère de l'extension crustale dans la partie centrale de la chaîne (fig.1.7 C et simplifiée fig. 1.14).

Cette étude se base sur des modélisations thermo-mécaniques 2D d'une chaîne simplifiée, et les auteurs proposent un nouveau modèle pour expliquer l'extension dans les chaînes de montagnes. Les résultats des modélisations montrent que l'érosion est un mécanisme qui permet d'avoir conjointement au cœur de la chaîne un soulèvement et de l'extension dans la partie supérieure de croûte (fig.1.7 C et E). Les vitesses de soulèvement obtenues (fig.1.7 D) n'expliquent qu'une partie des vitesses observées par les mesures GPS. Ceci peut s'appliquer à une chaîne assez étroite avec une anomalie thermique au niveau de la racine crustale et soumise à de faible taux de convergence (0 à 3 mm/an). De plus, du raccourcissement a lieu dans les avant-pays de la chaîne ce qui rappelle les prédictions de l'effondrement gravitaire. Cette extension centrale serait due à l'accommodation par flexion de la partie élastique du modèle suite au soulèvement induit par la réponse isostatique à l'érosion. Comme le témoigne l'organisation des tenseurs de déformation de la partie centrale de la chaîne (fig.1.7 C) qui sont extensifs dans la partie supérieure et compressifs dans celle inférieure. Ce qui est similaire à la déformation attendue par la flexion d'une couche induisant de l'extrados dans la partie convexe (fig. 1.5 A). Les failles normales décrites par [Tricart et al. \(1996\)](#) ou [Sue et al. \(2007\)](#) dans les Alpes Occidentales pourraient être le résultat de l'accommodation de la flexion et donc une sorte d'extrados (fig. 1.5 B). Enfin, les auteurs proposent que les observations sismotectoniques dans les Alpes Occidentales soient due à leur érosion et non pas à l'effondrement gravitaire.

Ainsi, par une série d'expériences, [Vernant et al. \(2013\)](#) mettent en évidence l'existence de relations 1) entre taux de convergence, ou d'érosion et, taux de soulèvement (fig.1.7 A) comme les études par exemple de [Avouac and Burov \(1996\)](#); 2) entre taux de convergence, ou d'érosion et, taux d'extension (fig.1.7 B) ce qui est une nouveauté. Pour évaluer la réalité de ces deux relations, nous avons réalisé un inventaire de ces données à l'échelle du globe.

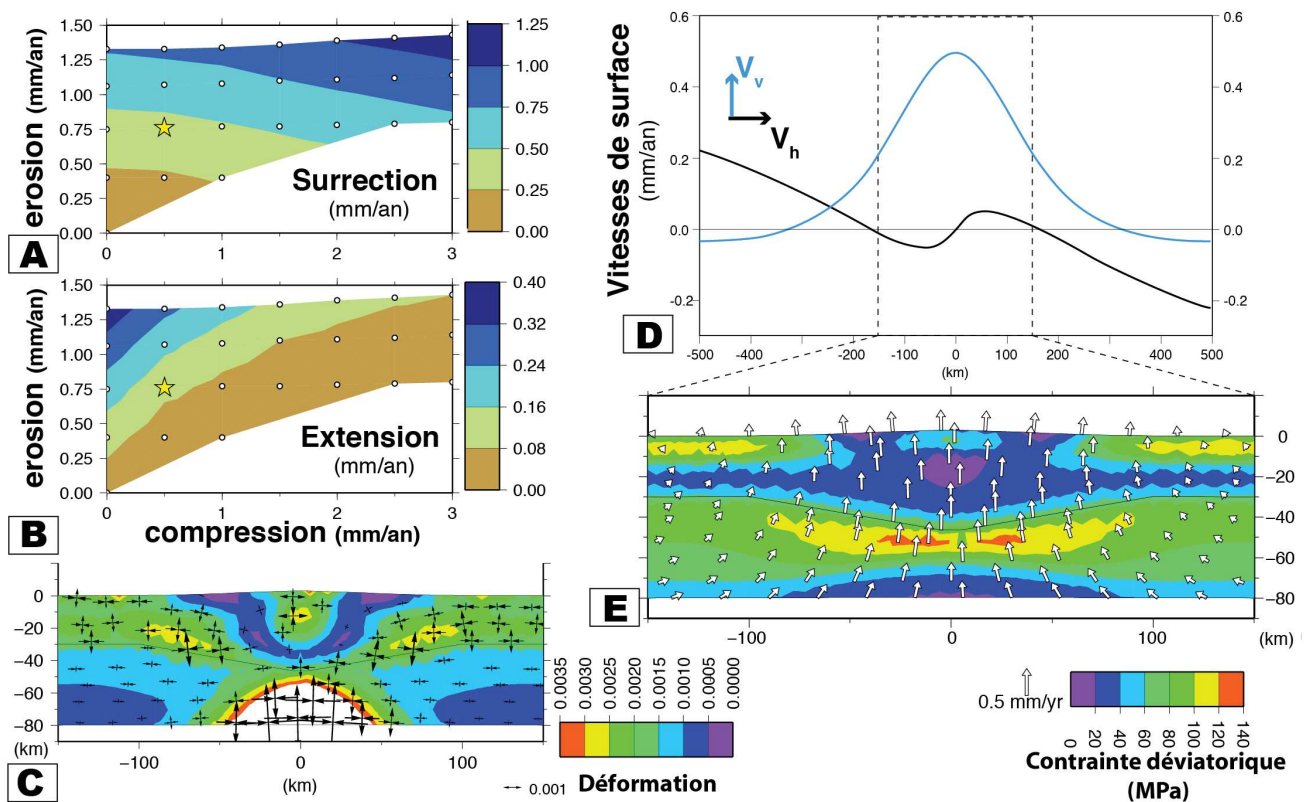


Figure 1.7: Résultats des modélisations de Vernant et al. (2013). **A)** Quantité de surrection en fonction des taux de convergence et d'érosion, **B)** Quantité d'extension en fonction des taux de convergence et d'érosion. Pour le cas de référence étoile sur A et B convergence à 0.5 mm/an et taux d'érosion à 0.75 mm/an : **C)** Champ de déformation et tenseurs associés **D)** Profils de vitesses de surface horizontales (noir) et verticales (bleu), **E)** Champ du déviatorique des contraintes et des vitesses.

1.3 Compilation des données à travers les chaînes des montagnes

Champagnac et al. (2012) étudient de façon systématique la relation entre le climat, la tectonique (résumée par le taux de convergence) et la topographie des montagnes du globe. En nous basant sur leur sélection de 69 chaînes de montagnes, nous poursuivrons cette étude en déterminant le régime tectonique actuel et le taux d'érosion ces chaînes.

1.3.1 Critères de sélection des données

Dans cette section, nous justifions nos choix pour construire notre base de données. L'origine de l'élévation des chaînes de montagnes est un premier critère. Ensuite, nous avons gardé seulement les chaînes pour lesquelles les trois types de données étaient connus : taux d'érosion, taux de convergence et régime tectonique à l'intérieur de la chaîne. La compilation des données est présentée dans le tableau 1.1 et les figures 20 à 25 en annexes. La figure 1.10 est un exemple de ces figures et illustre le choix des critères de sélection des données.

Ainsi, ont été écartées les chaînes dont l'origine de l'élévation est essentiellement due à des processus magmatique ou volcanique : Japon, Yellowstone, Cordillère volcanique du Mexique, ainsi que les chaînes dues à une tectonique active d'extension (Rift Est Africain). Nous avons aussi écarté les chaînes qui résultent d'une topographie héritée d'une bordure de marge passive : Corse, Alpes australiennes, Norvège. Les cratons ont été aussi mis de côté, car ils n'ont plus de racine crustale.

Au final, une vingtaine de chaînes ont été retenues pour notre analyse.

1.3.1.1 Définition de la hauteur moyenne

Pour discuter le rôle des forces gravitaires, lors de son effondrement gravitaire, la valeur de la hauteur moyenne est importante. Nous définissons cette hauteur (H_{mean}) comme la différence entre les altitudes de l'élévation moyenne (E_{mean}) et du niveau de base (BL) ($H_{mean}=E_{mean}-BL$ fig. 1.8 A). Ces valeurs sont extraites de l'étude de Champagnac et al. (2012).

1.3.1.2 Définition du taux de convergence

Les données GPS nous renseignent sur le mouvement actuel des plaques les unes par rapport aux autres. A partir des champs de vitesses disponibles nous déterminons la vitesse perpendiculaire à l'axe de la chaîne (fig. 1.8 B). C'est celle-ci qui sera considérée, c'est pourquoi dans les

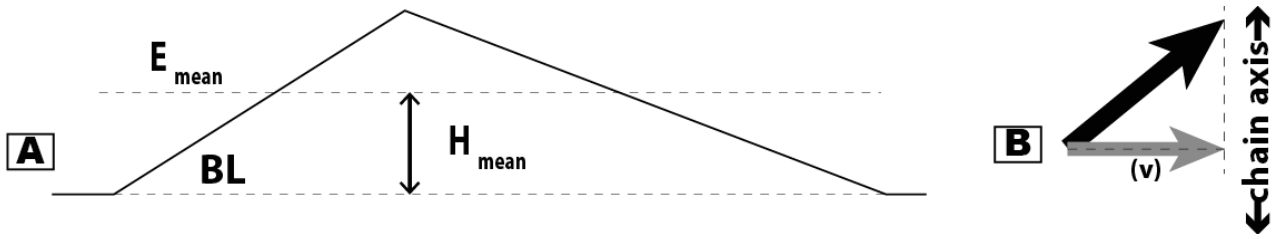


Figure 1.8: Illustrations des calculs **A)** de la hauteur moyenne (H_{mean}) et **B)** du taux de convergence perpendiculaire à l'axe de la chaîne.

contextes de convergence oblique la valeur de la convergence normale est inférieure à la vitesse de convergence des plaques.

1.3.1.3 Quelles données pour l'érosion ?

Plusieurs méthodes existent pour quantifier les processus de surface et notamment l'érosion ou/et la dénudation (voir définition chapitre 3). Ces méthodes recouvrent différentes échelles de temps (fig. 1.9) et échelles spatiales.

La dénudation (d'après la définition de Gunn (2013)) va retirer de la surface topographique un volume de matériaux grâce à différents processus; l'érosion (processus physique) et l'altération (processus chimiques). Ce volume va être déplacé (transporté et déposé en aval) ce qui va induire une évolution du relief (discutée dans la première partie du chapitre 3) et des forces volumiques (GPE). Nous présentons rapidement, les différentes méthodes retenues pour évaluer l'érosion à l'échelle de la chaîne de montagnes. Les études citées sont des exemples basés sur les travaux utilisés pour évaluer l'érosion de chaînes de montagnes.

L'érosion est, en grande partie, associée à la dynamique des rivières, qui va permettre de transporter les matériaux retirés au relief des bassins versants. L'estimation des taux de sédimentation à partir des volumes de sédiments accumulés dans les lacs naturels, ou dans les bassins d'avant-chaînes permet de quantifier les taux de dénudation des bassins versants à l'échelle de 10^1 à 10^6 ans (Garzanti et al., 2007). Les bilans de masse effectués à partir de coupes géologiques équilibrées permettent d'évaluer les taux de processus de surface à différentes époques géologiques (10^6 ans, Vergés et al. (1995)). Lors du transfert des produits d'érosion d'amont en aval, la mesure directe des flux de matières en suspension ou de la charge de fond dans les rivières actuelles permet d'obtenir des informations sur les taux de dénudation à l'échelle de 1 à 10 ans (Carretier et al., 2013). De même, l'érosion des sols s'applique à des échelles de temps récentes avec une distribution spatiale importante (Hovius et al., 2011).

Il existe différents marqueurs géomorphologiques des processus d'érosion. En effet lors de l'incision des rivières, des terrasses et/ou des réseaux karstiques sont abandonnés. La datation (par

luminescence, charbon, poterie, cosmonucléides, etc...) des marqueurs va permettre d'évaluer localement les taux d'évolution du paysage sur une échelle de 10^4 à 10^6 ans (ex : Vassallo et al. (2011), Calvet et al. (2015) et chapitre 3). De façons complémentaires l'échantillonnage de sables de rivières donne accès au taux de dénudation moyen d'un bassin versant donné à des échelles spatiales variées mais pour une échelle de temps plus courte que les méthodes précédentes (de l'ordre de 10^3 à 10^4 ex : Siame et al. (2011) et chapitre 3).

A moyen/long terme (de plusieurs milliers d'années à 100 Ma), la quantification du taux d'érosion se base sur des modèles thermo-chronologiques d'exhumation, c'est-à-dire la mise à l'affleurement d'un massif cristallin. Par exemple, l'analyse des traces de fission sur zircon peut permettre d'établir le taux de refroidissement lors de la remontée à la surface d'un granite, et ainsi, d'estimer le taux de dénudation (ex : Spotila et al. (2004)).

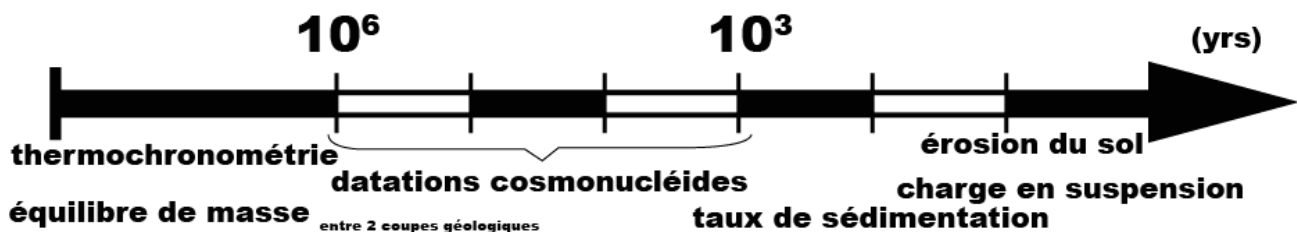


Figure 1.9: Listes non exhaustive des méthodes de quantification de l'érosion en fonction de l'échelle de temps qu'elles couvrent.

1.3.1.4 Comment définir le régime tectonique ?

Pour estimer l'état de déformations et de contraintes des chaînes de montagnes, deux approches ont été utilisées. L'outil principal de notre étude est la World Stress Map (WSM) datant de 2008 qui se base sur les mécanismes au foyers (de l'UGSS), les observations géologiques et en forages. Pour chaque chaîne sélectionnée, un zoom de la WSM est disponible. Pour certaines chaînes, des études de micro-sismotectonique ou observations géologiques non répertoriées par la WSM ont été nécessaires. Par exemple, pour Chugach en Alaska, il n'y a seulement que trois mécanismes au foyer répertoriés par la WSM qui montrent de l'extension, mais les données sismotectoniques indiquent que c'est en compression que se déforme cette chaîne de montagnes.

Pour définir le régime tectonique à attribuer à la chaîne de montagnes, nous nous basons sur la plus grande proportion d'indices de cinématique de déformation. Toutefois, lorsque le régime tectonique est décrochant ou n'a pas été défini, la chaîne a été écartée de notre sélection.

1.3.2 Données sélectionnée

Ainsi, vingt chaînes présentent les trois jeux de données nécessaires pour notre étude. Les références des valeurs des taux de convergence et de dénudation sont indiquées dans les tableaux

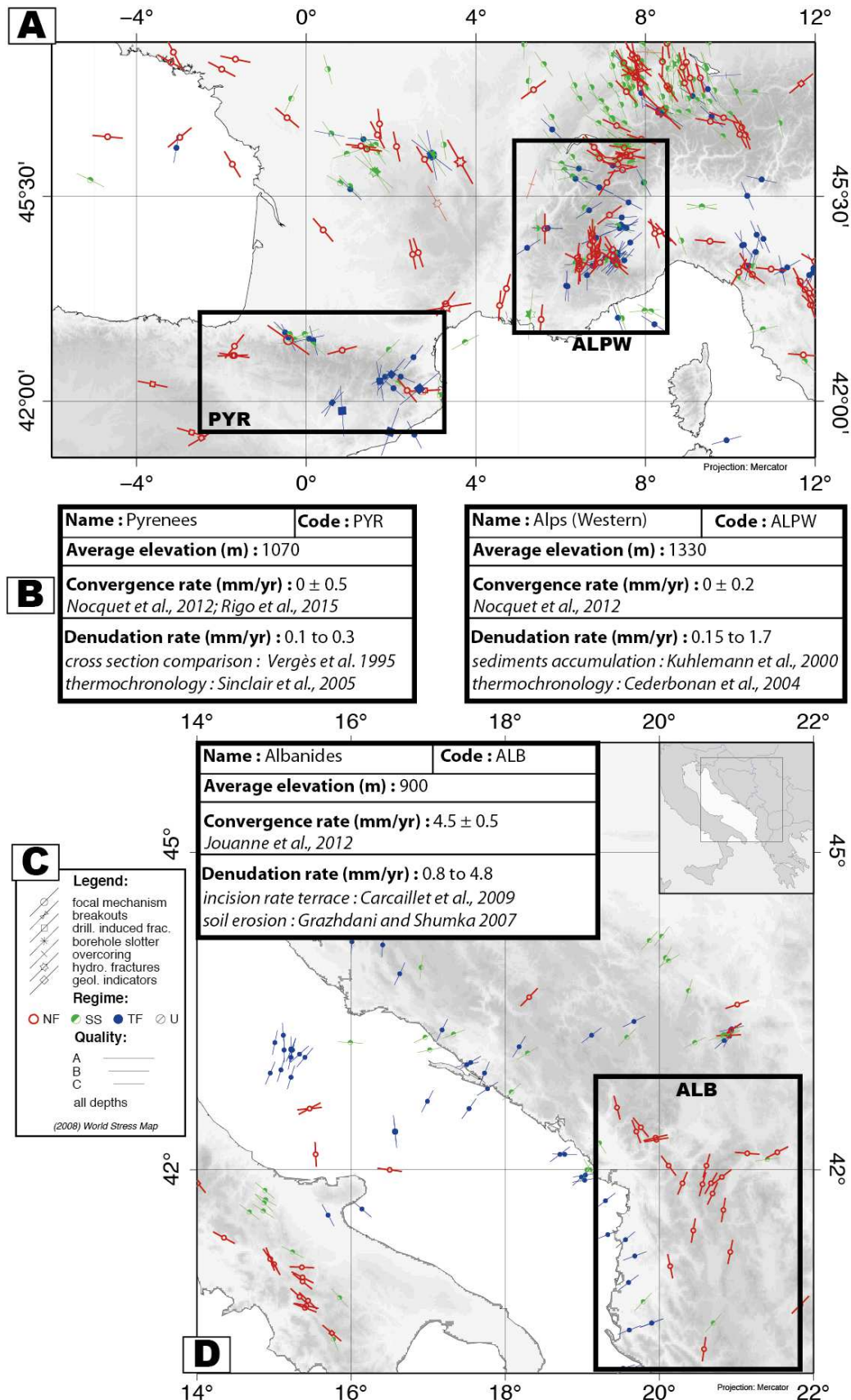


Figure 1.10: B) Encadré reprenant les données pour une chaîne, nom, code, hauteur moyenne, taux de convergence et taux de dénudation avec les références associées. A) et D) Exemple de capture de la World Stress Map pour en A) les Alpes Occidentales et les Pyrénées et en C) les Albanides avec C) la légende associée à toutes les World Stress Map. Ces trois chaînes sont en extension (figurés en rouge) dont l'ouverture est perpendiculaire à l'axe de la chaîne, il y a de l'extension dans les Apennins cette chaîne est exclu de la sélection car aux limites il n'y a pas de convergence mais de l'extension.

1.1, ainsi que les figures en annexes de 20 à 25.

Ces vingt chaînes de montagnes sont principalement réparties dans l'hémisphère nord, excepté pour la Nouvelle-Zélande et la cordillère des Andes divisée en six sous parties. Six chaînes ont été sélectionnées dans la ceinture orogénique du pourtour méditerranéen. Seulement cinq régions s'intègrent dans l'orogène associée à la convergence entre l'Asie et l'Inde. Deux chaînes isolées dans l'hémisphère Nord sont celle de Taïwan et de Chugach en Alaska.

Parmi notre sélection, seulement cinq chaînes se déforment principalement sous forme d'extension, ce sont : les Albanides, les Alpes Occidentales, les Pyrénées, le Pérou du Nord et du Sud.

1.4 Relations statistiques entre régime extensif et hauteur moyenne :

La représentation en histogrammes des jeux de données (fig. 1.11) met en évidence que la majorité des orogènes ont des hauteurs moyennes inférieures à 1750 m (fig. 1.11 B) et sont soumises à des taux de convergences inférieurs à 10 mm/an (fig. 1.11 C), et à des taux de dénudation inférieurs à 2 mm/an (fig. 1.11 D). On note aussi que les hauteurs moyennes des 20 chaînes sélectionnées sont bien représentatives de l'ensemble des 69 chaînes de montagnes (fig. 1.11 A) de l'étude de [Champagnac et al. \(2012\)](#).

Le régime extensif s'exprime préférentiellement pour les chaînes avec des taux de convergence inférieurs à 10 mm/an et des taux de dénudations inférieurs à 4 mm/an. D'autre part, il apparaît que l'extension n'est pas corrélée à la hauteur moyenne. Par exemple, on retrouve aussi bien des failles normales actives dans les Albanides qui ont une hauteur moyenne de 500 m que dans le Sud du Pérou avec une hauteur supérieure à 3000 m. Cette observation est inattendue car on s'attendait à ce que l'extension surviennent seulement dans les chaînes élevées. En effet d'après l'équation (1.1), la hauteur moyenne est proportionnelle au poids de la chaîne de montagnes et l'effondrement gravitaire prédit que seules les chaînes avec une hauteur moyenne élevée présentent de l'extension. Les forces gravitaires, de part leur faiblesses, n'expliquent pas l'extension dans les chaînes aux altitudes plus basses.

Ainsi, le manque de corrélation entre la hauteur moyenne et le régime tectonique suggère que les forces gravitaires ne sont pas forcément le facteur clé pour expliquer l'extension dans les chaînes à faible taux de convergence. Ce qui remet en question le paradigme généralement admis

Chaînes	Code	H_{mean}	Convergence	(v)	Erosion	(d)	Régime	Fig.
		(m)	(mm/an)	références	(mm/an)	références	tecto	
Alaska (Chugach)	ASKC	1187	25 ± 5	Freymueller et al. (2008)	2-22	Spotila et al. (2004); Meigs et al. (2008)	C	20
Alborz	ALZ	2179	7 ± 2	Vernant et al. (2004); Djamour et al. (2010)	0.2 - 2.2	Antoine et al. (2006); Rezaeian (2008)	C	22
Albanides	ALB	600	4.5 ± 0.5	Jouanne et al. (2012)	0.8 - 4.8	Carcaillet et al. (2009)	E	21
Alpes (Ouest)	ALPW	1035	0 ± 0.2	Nocquet (2012)	0.15 - 1.7	Kuhlemann et al. (2001); Cederbom et al. (2004)	E	21
Andes (Central Chili)	ANCC	2330	3 ± 2	Brooks et al. (2003)	0.01 - 0.12	Riquelme et al. (2008)	C	24
Andes (Nord Chili)	ANNC	2770	4 ± 2	Brooks et al. (2003)	0.03 - 0.075	Kober et al. (2007)	C	24
Andes (Nord Pérou)	ANNP	2280	1.5 ± 2.5	Norabuena (1998); Bevis et al. (2001)	0.01 - 0.25	Abbühl et al. (2011)	E	24
Andes (Sud Bolivie)	ANSB	2880	2 ± 2.5	Norabuena (1998); Bevis et al. (2001)	0.1 - 1	Insel et al. (2010); Vezzoli et al. (2013)	C	24
Andes (Sud Chili)	ANSC	1870	1 ± 2	Brooks et al. (2003)	0.02 - 0.04	Carretier et al. (2013)	C	24
Andes (Sud Pérou)	ANSP	3170	1.5 ± 2.5	Norabuena (1998); Bevis et al. (2001)	0.1 - 0.3	Abbühl et al. (2011)	E	24
Altaï	ALT	2100	2 ± 2	Calais (2003)	0.17 - 0.27	Vassallo et al. (2011)	C	25
Caucasus	CAU	1400	7 ± 4	Reilinger et al. (2006)	0.8 - 1.4	Mitchell and Westaway (1999); Vincent et al. (2011)	C	22
Himalaya (Karakorum)	HIMK	3570	11 ± 3	Zhang et al. (2004)	3 - 6	Seong et al. (2009)	C	25
Himalaya (Nepal)	HIMN	2900	17.8 ± 0.5	Ader et al. (2012)	1 - 10	Lavé and Avouac (2001); Garzanti et al. (2007)	C	25
Nouvelle Zélande	NZ	620	9.1 ± 0.6	Beavan et al. (2010)	5 - 15	Hovius et al. (2011); Burdis (2014)	C	23
Pyrénées	PYR	1070	0 ± 0.5	Nocquet (2012); Rigo et al. (2012)	0.1 - 0.2	Vergés et al. (1995); Sinclair et al. (2005)	E	21
Qilian Shan	QSH	3380	5.5 ± 1.8	Gan et al. (2007)	0.02 - 1.5	Pan et al. (2013)	C	25
Taiwan	TW	770	35 ± 5	Bos (2003)	5 - 7	Siame et al. (2011)	C	23
Tien Shan	TSH	2170	15 ± 4	Zubovich et al. (2010)	0.22 - 0.28	Charreau et al. (2011)	C	25
Zagros (Nord-Ouest)	ZAG	1720	3 ± 2	Vernant et al. (2004); Vernant and Chéry (2006a)	0.005 - 0.09	Homke et al. (2010)	C	22

Table 1.1: Compilation des données pour les chaînes de montagnes sélectionnées. La hauteur moyenne est extraite de l'étude de Champagnac et al. (2012), les taux de convergence et les taux de dénudation des références indiquées, la capture de la WSM est sur la figure indiquée en annexes.

et utilisé d'effondrement gravitaire.

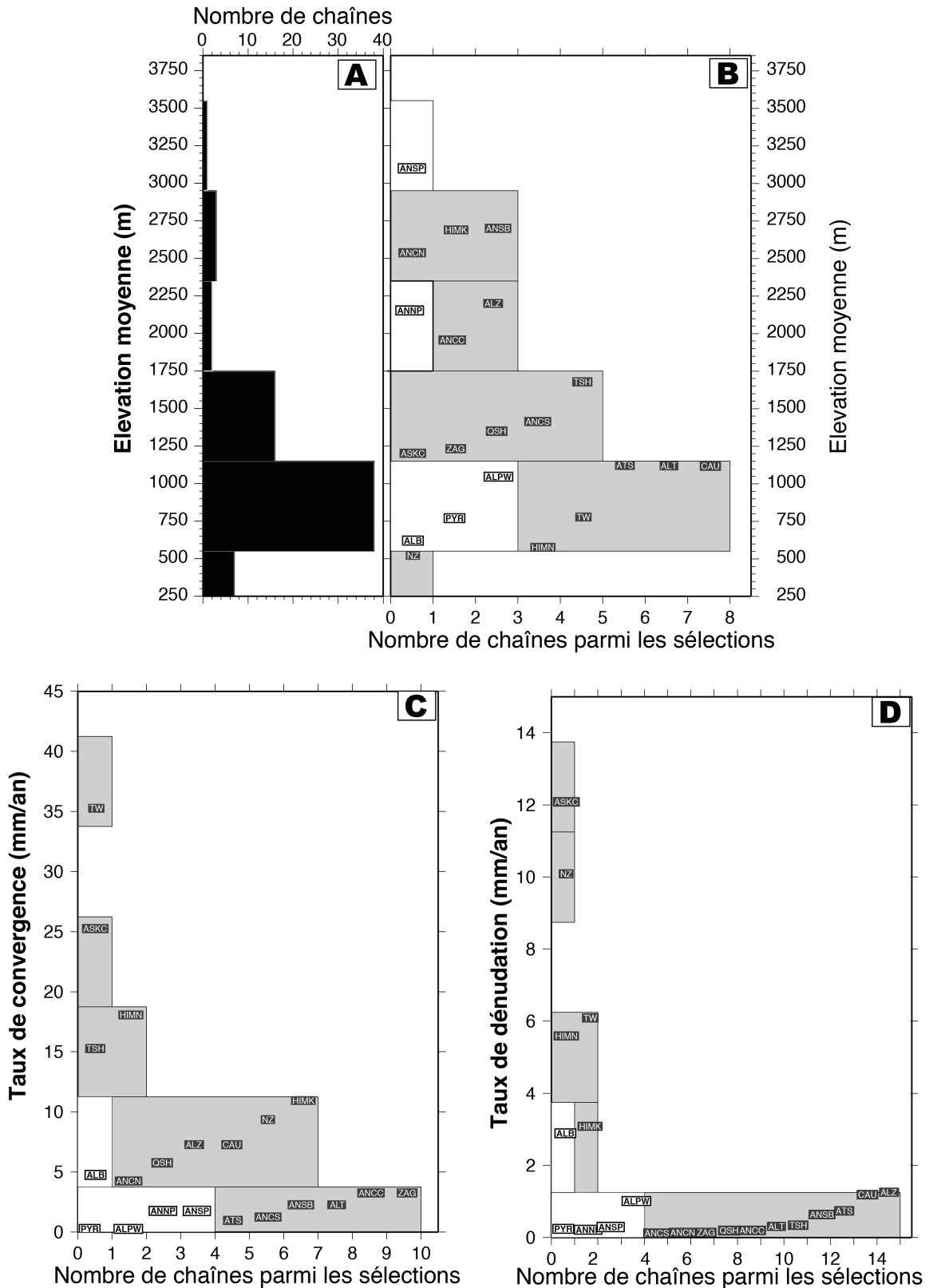


Figure 1.11: Analyses statistiques sous formes d'histogrammes des données des chaînes de montagnes sélectionnées. Les chaînes présentant un régime extensif sont en blanc et le code des chaînes est écrit en gras italique dans un cadre. Chaque histogramme est divisé en 6 classes A) hauteur moyenne pour les 69 chaînes de montagnes de Champagnac et al., 2012. B) hauteur moyenne pour les 20 chaînes de montagnes sélectionnées. C) taux de convergence pour notre sélection. D) taux de dénudation des chaînes sélectionnées. Chaînes en extension : ALB = Albanides ; ALPW = Alpes Occidentales ; ANSP = Andes Sud Péru ; ANNP = Andes North Péru ; PYR = Pyrénées. Chaînes en compression : ALT = Altaï ; ALZ = Alborz ; ANCC = Andes Chili central ; ANCN = Andes Chili nord ; ANCS = Andes Chili Sud ; ANSB = Andes Blovie sud ; CAU = Caucacus ; HIMK = Karakorum ; HIMN = Nepal ; NZ = Nouvelle Zélande ; QSH = Qilian Shan ; TW = Taïwan ; TSH = Tien Shan ; ZAG = Zagros nord-ouest

1.5 Un modèle théorique reliant érosion, convergence et extension

Pour expliquer la non-corrélation entre la hauteur moyenne de la chaîne et le régime extensif, nous proposons un modèle cinématique inspiré de l'étude récente de Vernant et al. (2013). En effet, les forces gravitaires seules ne permettent pas d'expliquer l'extension des chaînes à hauteurs moyennes peu élevées. L'étude mécanique récente de Vernant et al. (2013) consacrée aux chaînes à faibles taux de convergence (0 à 3 mm/an) montre que la dénudation induit un soulèvement et de l'extension dans la croûte supérieure de la partie centrale de la chaîne (fig. 1.12 A). Cette zone en extension allant jusqu'à 20 km de profondeur semble contenue dans un bloc en forme de trapèze isocèle inversé (avec la base la plus large en surface, fig. 1.12 B).

Vernant et al. (2013) ont testé une gamme de taux de dénudation pour différents taux de convergence et observent une corrélation entre la vitesse d'érosion et le taux d'extension (fig. 1.14 A). De faibles taux de convergence et de dénudation induisent une faible extension. Notons que l'extension se mesure grâce aux variations horizontales. Pour expliquer l'extension observée dans les modèles, nous proposons de travailler sur les mécanismes qui entraînent l'augmentation des longueurs des bases du trapèze.

Pour construire notre modèle cinématique, nous considérons que seule la zone en forme de trapèze est déformable. Nous simplifions le problème en estimant que l'extension se traduit par une augmentation des longueurs des bases du trapèze. En effet, nous allons voir que cette déformation est nécessaire pour accommoder le soulèvement induit par la dénudation alors que l'ensemble est soumis à de la convergence.

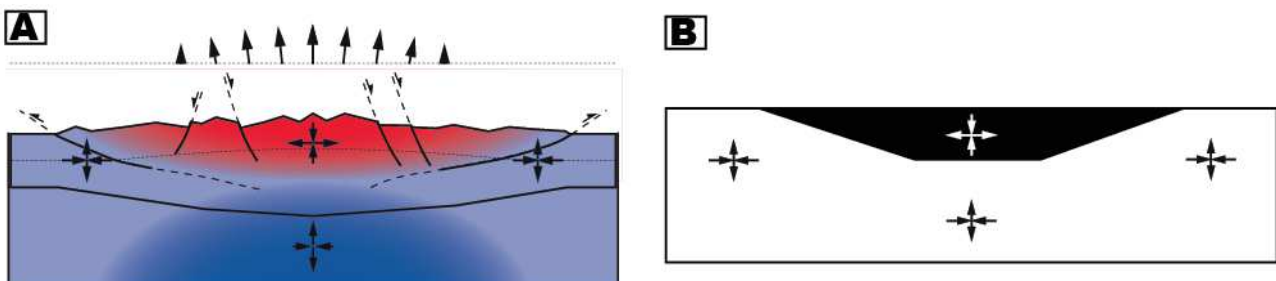


Figure 1.12: A) Interprétation des résultats des modélisations de Vernant et al. 2013, les zones rouges concentrent l'extension alors que les bleues la compression. Ainsi, B) la zone d'extension du modèle mécanique de Vernant et al. 2013 semble contenue dans un trapèze. Cette configuration sera la base du modèle cinématique proposé dans notre étude.

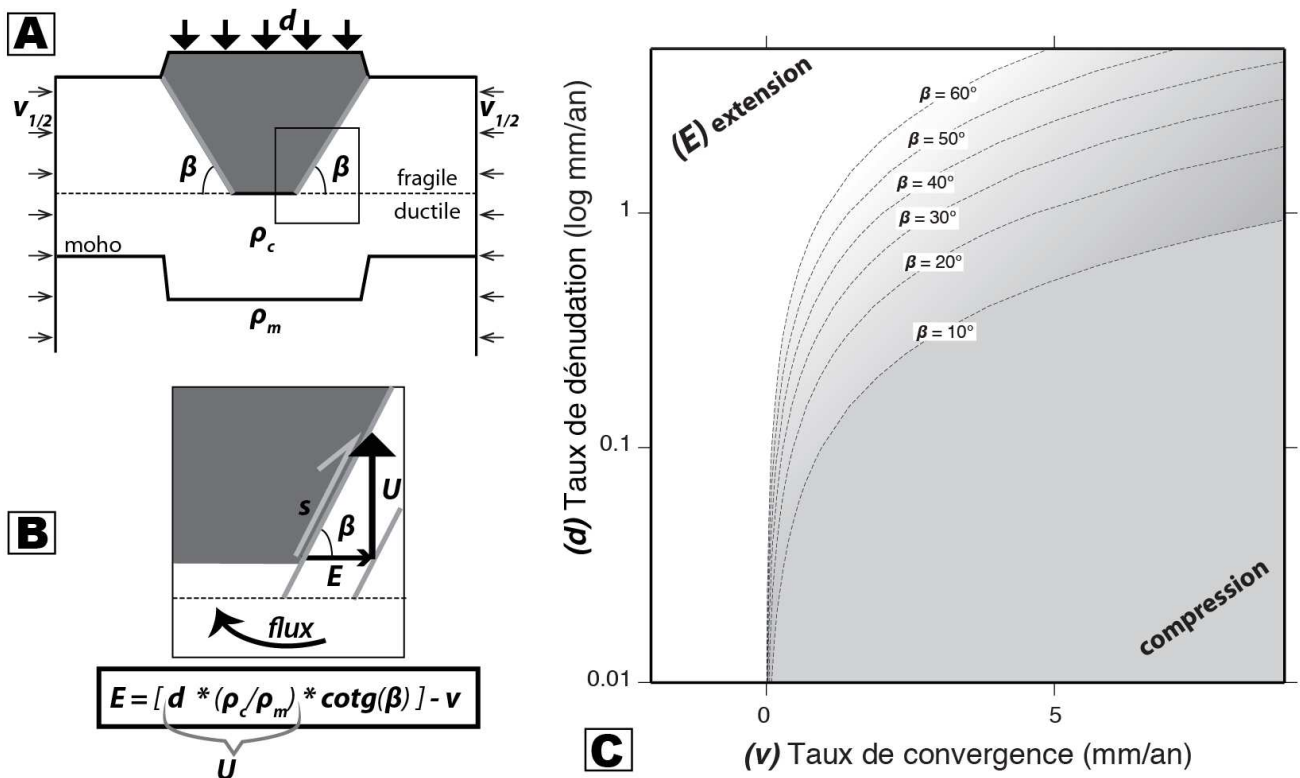


Figure 1.13: A) Schéma du modèle cinématique simple reliant taux de convergence (v), de dénudation (d) et extension (E) grâce au trapèze isocèle isolé par deux plans de faille de pendage β . B) Zoom au niveau du plan de faiblesse séparant le bloc déformable en gris de la croûte. L'isostasie locale possible par le flux de la croûte inférieure et le manteau permet un soulèvement U induit par la dénudation d . Le glissement (s) sur le plan de pendage β , dû au soulèvement, induit une composante horizontale qui se traduit par de l'extension E . C) Régime extensif et compressif en fonction de la dénudation et de la convergence définie par l'équation en B).

1.5.1 Un modèle cinématique reliant l'extension aux taux de convergence et de dénudation

Depuis une vingtaine d'années de nombreuses études montrent la relation entre le déchargement de surface et le soulèvement, mais peu évoqué un possible impact sur l'extension. Ce soulèvement induit est possible grâce au principe d'isostasie locale. Ainsi, d'après [England and Molnar \(1990\)](#), la relation (fig. 1.13 B,D et équation 1.5) entre le soulèvement (u) et la dénudation (d) dépend du contraste de densités entre la croûte (ρ_c) et le manteau (ρ_m) :

$$u = d \times \frac{\rho_c}{\rho_m} \quad (1.5)$$

Le rapport $\frac{\rho_c}{\rho_m}$ est généralement voisin de 0.85, ainsi le soulèvement sera 15 % moins important que la dénudation. Nous estimons que l'isostasie locale est favorisée par un flux de matière dans la partie ductile (le manteau et/ou la croûte inférieure) rendu possible grâce à un régime thermique élevé qui affaiblit la lithosphère (fig. 1.13 D).

De plus, avec la convergence (v) un soulèvement tectonique accommodé par des chevauchements doit être considéré. Dans notre modèle cinématique simple, les côtés non-parallèles du trapèze correspondent à deux plans de faibles à friction très faible, favorisant le glissement. Leur pendage (β) est important car il influence la quantité de glissement (s) accommodant le soulèvement (fig. 1.13 D).

Pour rendre le modèle plus compréhensible, nous décomposons les déplacements dus aux processus les uns après les autres dans le temps. Premièrement, un soulèvement isostatique (eq. 1.5) induit par la dénudation soulève le bloc de sa position initiale, puis cet écart créé est réduit par la convergence. Si le déplacement horizontal dû à la convergence n'a pas comblé l'écart, le bloc en se déformant grâce à de l'extension remplira l'espace restant. Par analogie, on peut dire que le bloc central après le soulèvement se décomprime.

Pour chaque faille chevauchante, la composante horizontale (Δ_h) du glissement induit par le soulèvement dû à la dénudation (mais annulée par la convergence) peut se traduire par :

$$\Delta_h = [u \times \cotg(\beta)] - v_{1/2} \quad (1.6)$$

Ainsi, dans l'hypothèse où il n'y a pas de convergence, l'extension globale (E) équivaut à la somme des Δ_h à gauche et à droite, qui peuvent être différents si le modèle est assymétrique. En assemblant les équations 1.5 et 1.6, on obtient pour un modèle symétrique :

$$E = \left[d \times \frac{\rho_c}{\rho_m} \times \cotg(\beta) \right] - v \quad (1.7)$$

Grâce à cette équation, on peut tracer pour différents pendages la courbe neutre séparant les chaînes ayant leur zone interne en extension de celles en compression en fonction des taux

de convergence et taux de dénudation (fig. 1.13 A et 1.14 B). Lorsqu'on se situe au dessus de la courbe, on est en régime extensif. La courbe neutre a une forme qui rappelle celle prédite par l'ensemble des modèles de Vernant et al. (2013) (fig. 1.14 A).

Notons que pour aboutir à l'extension du bloc, la composante horizontale induite par le soulèvement pourrait être aussi accommodée par des failles normales pré-existantes dans la partie supérieure ou une déformation homogène qui contribueraient bien à agrandir la longueur de la base du trapèze.

D'après notre modèle simple, la connaissance des taux de convergence et de dénudation d'une chaîne de montagne, permet de prédire le régime extensif. Nous allons tester notre modèle avec notre base de données présentée dans la section précédente.

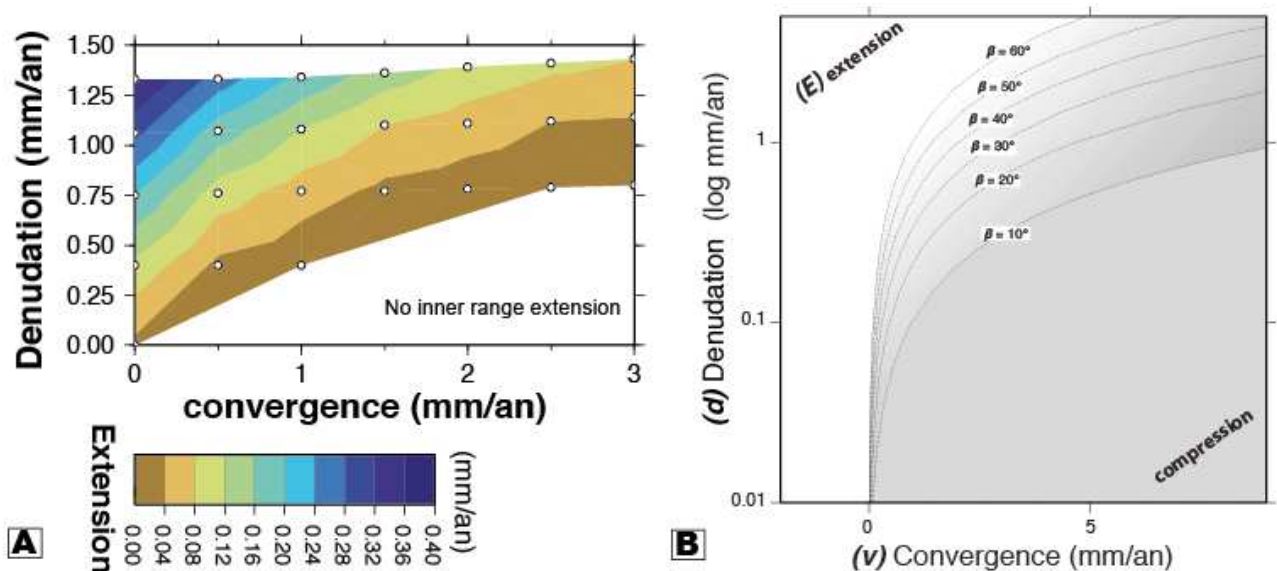


Figure 1.14: Comparaison des relations extension-érosion-convergence des résultats A) des modélisations de Vernant et al. (2013) et B) du modèle cinématique proposé dans cette méthode

1.5.2 Existe-t-il une relation extension-convergence-dénudation dans notre sélection de chaînes ?

Nous avons replacé les chaînes de montagnes sélectionnées (tableaux 1.1) dans l'espace défini par les taux de dénudation et la convergence (fig. 1.15). Comme les chevauchements externes des chaînes ont un faible pendage, autour de 30° , nous avons choisi de mettre en valeur la courbe de transition extension-compression pour un modèle avec un pendage à 30° . D'après l'équation 1.7, les points situés au dessus de cette courbe devraient correspondre à un régime extensif.

1.5.2.1 Présentation des résultats

Au premier ordre, sans considérer le régime tectonique des chaînes de montagnes, une corrélation positive entre les taux de convergence et de dénudation se dégage (fig. 1.16). Cette corrélation découlerait, d'après [Willett et al. \(2001\)](#), de l'interaction entre la formation de reliefs due à la convergence et l'érosion favorisée par les pentes et le climat perturbé par l'orogène.

Notre modèle (pour le pendage 30°) prédit que six chaînes se situent dans la partie extensive. La moitié de celles-ci ont été décrites avec un régime extensif : les Pyrénées, les Alpes Occidentales et les Albanides. En revanche, les trois autres sont : la Nouvelle-Zélande, Chugach (Alaska) et le Karakorum (Himalaya) avec des vitesses de convergence élevées (> 8 mm/an) et se déforment principalement en compression, bien qu'elles aient quelques témoins d'extension (mécanismes au foyer : fig. 23, 20, 25). D'autre part, le Pérou du Nord et du Sud, classés en tant que chaîne en extension, se situent dans la partie sans extension comme la majorité des chaînes de notre sélection. Le régime extensif correspond surtout à des chaînes qui ont des taux de convergence faibles (< 7 mm/an), c'est pourquoi nous proposons un zoom de la figure 1.15 pour ces taux de convergence (fig. 1.16).

Pour les chaînes à faible taux de convergence, la prédiction de notre modèle est satisfaisante. En effet, toutes les chaînes en compression se situent sous la courbe 30° de notre modèle. C'est dans cette zone que l'on retrouve le Pérou du Nord et Sud. Il est intéressant de noter que les hauteurs moyennes diffèrent entre le Pérou et les trois chaînes en extension. Notre modèle cinématique simple prédit un régime extensif pour les Pyrénées, les Alpes et les Albanides qui ont des hauteurs moyennes inférieures à 1250 m. Alors que le modèle prédit un régime compressif pour le Pérou dont les élévations moyennes sont supérieures à 2000 m. D'autre part dans ces chaînes, les mécanismes au foyer en extension sont orientés perpendiculaires à l'axe de la chaîne comme nous l'avons vu dans la première partie de ce chapitre.

D'après l'ensemble des résultats, le soulèvement induit par la dénudation pourrait être un mécanisme responsable de l'extension perpendiculairement à l'axe des chaînes à faible altitude moyenne.

1.5.2.2 Discussion

Notre modèle de chaînes comportant seulement deux failles chevauchantes est extrêmement simplifié, loin des coupes géologiques reconstruites dans les chaînes de montagnes. Pourtant, son application aux cas naturels permet de prédire le régime tectonique pour 75% des chaînes sélectionnées. Il semble ainsi exister une relation entre la dénudation, la convergence et l'extension pour les chaînes à faible taux de convergence. En particulier, lorsque le taux de dénudation est

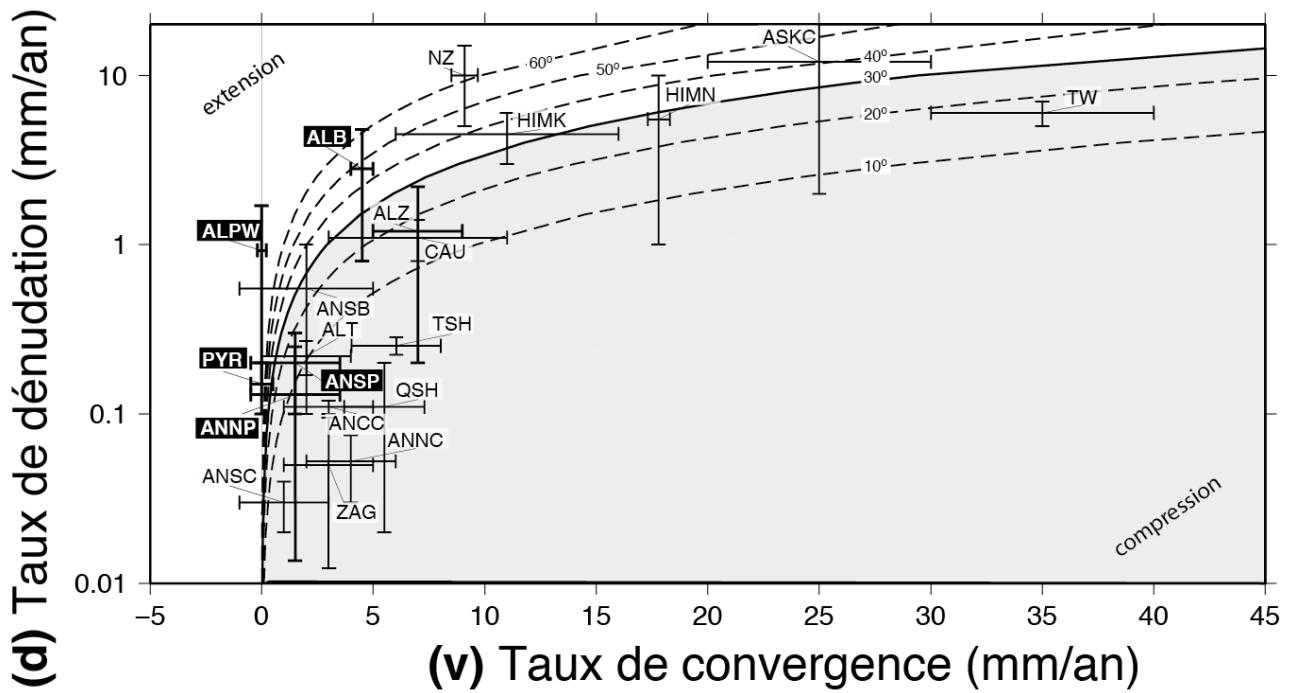


Figure 1.15: Régimes tectoniques en fonction des taux de convergence et des taux de dénudation.

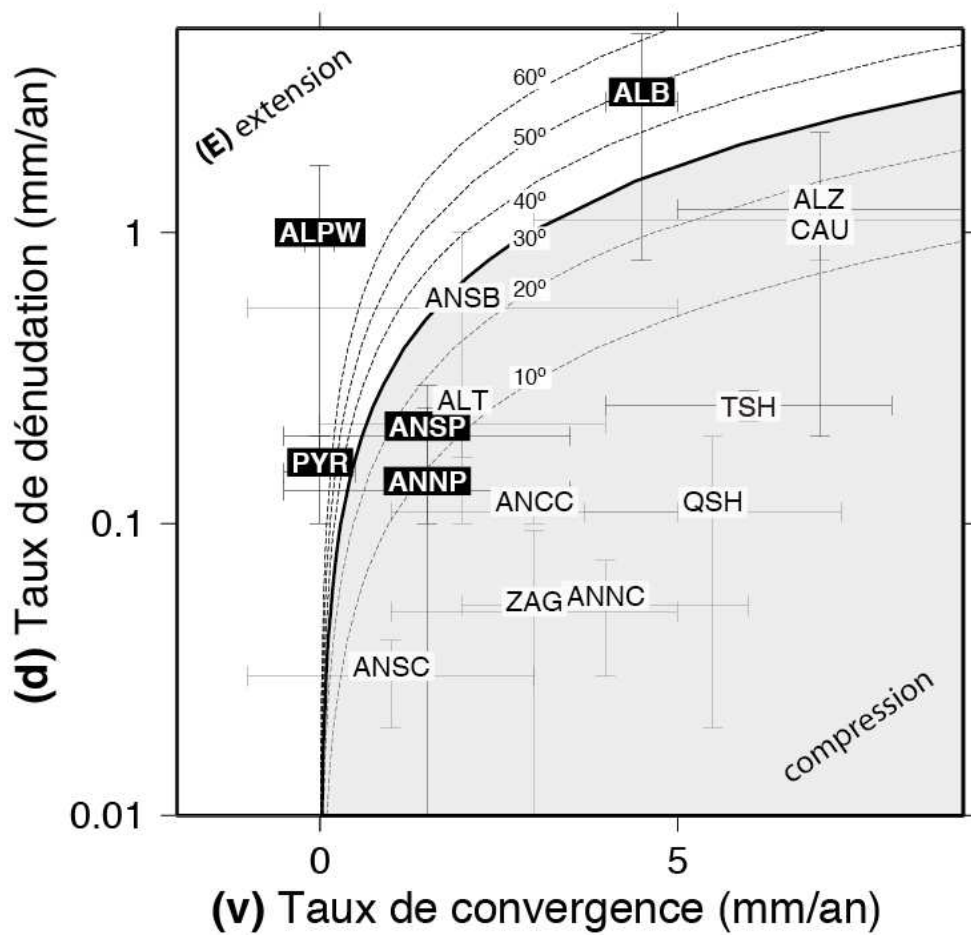


Figure 1.16: Zoom pour les faibles taux de convergence

supérieur au taux de convergence, de l'extension semble s'exprimer.

Limites du modèle proposé La déformation des orogènes est souvent modélisée comme un prisme de Coulomb dont les déformations sont contrôlées par l'évolution et les paramètres mécaniques du prisme (ex : (Dahlen et al., 1984; Willett et al., 1993; Beaumont and Susan, 1999)). Par exemple, notre modèle de chaînes simplifiées ne permet pas de décrire l'épaississement crustal associé aux forts taux de convergence. D'autre part, le partitionnement de la déformation n'est pas considéré dans notre modèle cinématique simple. Bien que le trapèze central de notre modèle soit assez éloigné d'un prisme de Coulomb d'un point de vue cinématique, il permet d'expliquer la majorité des régimes tectoniques des zones internes des chaînes testées.

De plus, certaines chaînes de montagnes sont dues à des subductions à l'échelle lithosphérique (Taiwan, Himalaya, etc...) ce qui induit un développement assymétrique. Bien que deux angles peuvent être considérés dans notre modèle, nous ne pouvons pas l'appliquer aux cas de subduction qui entraînent une dissymétrie des déformations à l'échelle lithosphérique et une rotation des blocs ou de la matière autour d'un axe horizontal.

D'autre part, notre modèle simplifie la réponse isostatique due à la dénudation, en la considérant parfaitement locale. Or, la racine crustale induit une réponse flexurale (chapitre 2) qui devraient affecter les blocs latéraux rigides, ce qui n'est pas pris en compte puisque nous les avons choisi indéformables.

Le soulèvement induit par la dénudation est possible grâce à l'isostasie locale au cœur de la chaîne. Le flux de matière qui accomode le réajustement isostatique est possible grâce à un régime thermique élevé. De ce fait, notre modèle s'applique aux chaînes étroites, chaudes et à faible taux de convergence comme les Pyrénées, les Alpes ou les Albanides.

En revanche, le Pérou a un fort gradient de pentes et la topographie élevée de cette chaîne provoque d'importantes différences de potentiels gravitationnels (GPE). Il est probable que le réajustement de ces contrastes soit à l'origine de l'extension (Deverchère et al., 1989). Ainsi, pour le Pérou c'est le paradigme communément admis du GPE qui expliquerait l'extension et non pas la dénudation.

Corrélation entre climat et extension Comme nous allons le voir, à l'époque Tertiaire, des évidences géologiques montrent une relation entre exhumation, extension et dénudation. Il y a 55 Ma, l'accélération de l'érosion est corrélée à celle des taux d'exhumation contemporains à ceux de l'extension dans la Cordillère Canadienne (Vanderhaeghe and Teyssier, 2001). De même, dans les Alpes, au Miocène, de l'exhumation intense et de l'extension sont associées à un changement climatique induisant plus d'érosion (Kuhleemann et al., 2001). Récemment dans

les Pyrénées, [Lacan and Ortuño \(2012\)](#) suggèrent que l'activité de plans de failles réactivés en faille normale soit due au soulèvement de la partie centrale par rapport au pied de la chaîne. Enfin, [Vernant et al. \(2013\)](#) dont l'étude a inspiré notre modèle, proposent que l'extension mise en évidence par la sismicité ([Delacou et al., 2004](#)) soit due au soulèvement observé ([Serpelloni et al., 2013](#)) actuellement dans les Alpes Occidentales et Centrales induit par la dénudation ([Champagnac et al., 2007, 2009](#)).

C'est seulement lorsque le soulèvement est supérieur au raccourcissement latéral, que le bloc central de notre modèle peut s'étirer. Ceci est seulement possible, si le soulèvement se fait assez rapidement. Ainsi, le taux de dénudation doit être 15% (1 moins le contraste de densité) plus important que la vitesse de convergence pour un soulèvement suffisant.

Alors que notre modèle cinématique prédit de l'extension pour toutes les combinaisons de taux de convergence et de dénudation, ce n'est pourtant que pour les faibles taux de convergence que l'extension est dominante. Pour les chaînes à taux de convergence et dénudation élevés, comme Taïwan ou Chugach en Alaska, il existe des témoins très locaux d'extension. Peuvent-ils être expliqués par la dénudation élevée? Il serait intéressant d'avoir plus d'estimations des taux d'extension et des vitesses soulèvement dans les chaînes de montagnes pour voir si une corrélation plus robuste existe.

Sur-estimation des taux d'extension S'il on considère un pendage de 30° , un taux d'érosion à 0.5 mm/an, un taux de convergence nul, un cas proche des Alpes et des Pyrénées, notre équation 1.7 prédit un taux d'extension de 1.75 mm/an. Ce taux d'extension obtenu est trop élevé par rapport à la déformation horizontale inférieure à 0.3 mm/an déduite des mesures GPS ([Nocquet, 2012; Rigo et al., 2015](#)). Cette valeur pourrait être diminuée si on considère un angle plus élevé, ou si on augmente la friction (comme on le verra au chapitre 2) du plan qui autorise librement le glissement. Une dernière hypothèse, est que les avant-pays absorbent une partie de la déformation en raccourcissement.

L'extension dans les chaînes de montagnes, un nouveau modèle En résumé nous proposons, pour expliquer l'extension dans les chaînes de montagnes, une alternative à la théorie de l'effondrement gravitaire. L'effondrement gravitaire se traduit par un flux descendant réduisant les contrastes latéraux des potentiels d'énergie gravitationnels dus à la topographie. Notre modèle propose d'associer les forces gravitaires à la réponse due à la dénudation.

Bien que simple cinématiquement et géométriquement, notre modèle permet d'expliquer l'ex-

tension des chaînes étroites et chaudes ayant des hauteurs moyennes peu importantes, soumises à des taux de convergence faibles et des taux de dénudation au moins 15% plus importants que les vitesses de convergence. Par la suite nous développons des modèles mécaniques plus proche de la réalité géologique (voir chapitre 2 et 4).

Chapitre 2

Impact de l'érosion sur la déformation des Pyrénées

2.1	Présentation de l'article	36
2.2	Article publié dans le volume spécial Pyrenees CR Geosciences . . .	40
2.3	Réactivation d'un plan de faille et processus associés au soulèvement du montagne sans convergence aux limites	55
2.3.1	Rejeu du plan de faille en fonction de son pendage et de sa position au sein de la chaîne	55
2.3.2	La friction sur le plan de faille, un paramètre qui a une influence non- négligeable	61
2.3.3	Conclusions :	63

Nous avons vu grâce aux modèles présentés dans le chapitre 1 que l'extension observée dans les chaînes à faible taux de convergence pourrait être due aux processus de dénudation. Pour explorer cette relation, nous nous sommes focalisés sur les Pyrénées. Ce chapitre s'organise autour d'un article publié dans le volume spécial Pyrénées du CR Geosciences.

Nous avons choisi les Pyrénées car c'est une chaîne qui montre de l'extension perpendiculairement à son axe alors qu'aux limites les mouvements horizontaux entre l'Ibérie et l'Eurasie sont si faibles qu'ils ne peuvent être quantifiés par la géodésie. En effet, la convergence s'étant arrêtée il y a 20 Ma, nous nous situons, donc, dans l'évolution tardive des Pyrénées. Plus précisément, c'est la mise en évidence de zones localisant la déformation qui nous a motivé. Notons toutefois que le travail a été effectué avant l'acquisition et le traitement des données de dénudation, ainsi les taux de dénudation utilisés sont basés sur la littérature.

2.1 Présentation de l'article

Les Pyrénées Centrales enregistrent l'activité sismique la plus importante de la chaîne. Par ailleurs, nous considérons que l'une des formes d'expression de la déformation actuelle est la sismicité. Ainsi, au pied des reliefs, c'est la Zone Nord Pyrénéenne qui semble localiser le plus la déformation actuelle. Les mécanismes au foyer, y révèlent une majorité de jeux en failles normales (figure 1 de l'article). Étant donné qu'à travers les Pyrénées, les mouvements horizontaux enregistrés par les mesures GPS sont faibles ou nuls, ces mécanismes se font en l'absence d'un contexte d'extension régionale. Or, cette observation est assez inattendue. En effet, d'après le concept de [Molnar and Lyon-Caen \(1988\)](#), durant l'évolution post-orogénique, aux pieds de la chaîne on s'attend plutôt à avoir des mécanismes en faille inverse dus à l'effondrement de la chaîne de montagnes sous son propre poids. Un dernier autre point important, à proximité de Lourdes cette sismicité semble dessiner en profondeur un alignement plongeant vers le Nord, avec une soixantaine de degrés ([Sylvander et al., 2008](#)). C'est pourquoi nous considérons, comme [Lacan and Ortuño \(2012\)](#), que la sismicité localisée dans cette zone puisse être due à la réactivation d'un plan de faille à pendage Nord.

Plusieurs mécanismes possibles pourraient expliquer cette extension :

- Récemment, [Souriau et al. \(2014\)](#) ont proposé que la subsidence de blocs crustaux denses, situés dans la partie Nord de la sismicité, soit responsable des mécanismes en faille normale. Ces blocs denses ressortent sur la carte d'anomalie gravimétrique de Bouguer, figure 3.6, marqués comme des anomalies positive au Nord du tracé de la Faille Nord Pyrénéenne. La nature mantellique de ces corps exhumés et de taille kilométrique explique l'amplitude

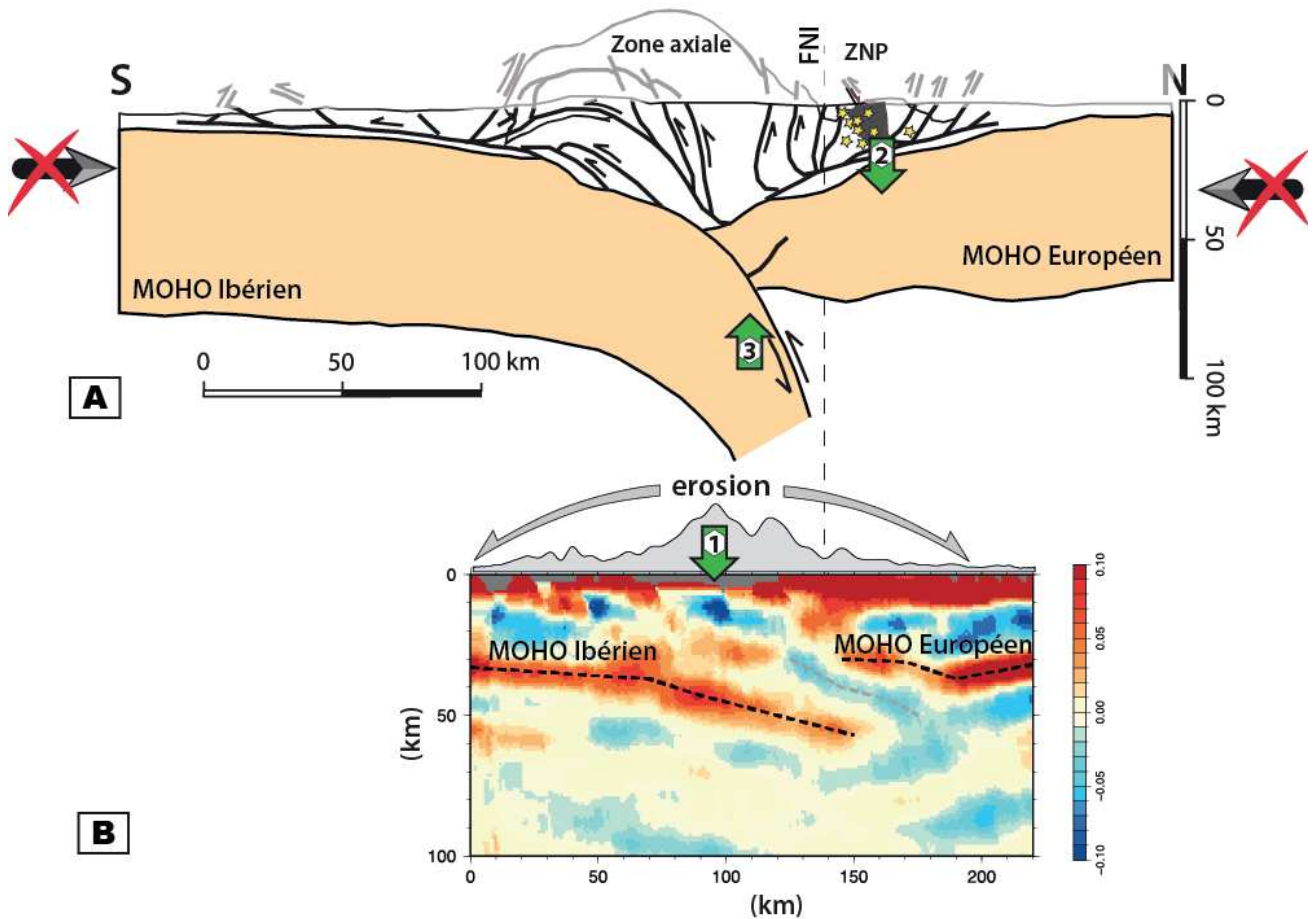


Figure 2.1: Deux profils géophysiques séparés de près de 25 ans sont en accord et montrent un saut de Moho d'une vingtaine de kilomètres interprété comme la subduction de la plaque Ibérique sous l'Eurasie A) Coupe interprétative du profil ECORS dans les Pyrénées Centrales obtenu par réflexion sismique et analyse gravimétrique (modifiée de Munoz (1992)). Sous la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) la partie grisée représente un bloc crustal dense et les étoiles schématisent la sismicité qui indique un plan à pendage Nord. B) Résultats de l'étude PYROPE (modifié de Chevrot et al. (2015)), la palette de couleur correspond à l'amplitude de la méthode « Common Conversion Point » basée sur les fonctions récepteurs et l'arrivée des ondes P. Les traits noirs correspondent au MOHO alors que le trait gris est le toit de la croûte Ibérique. Trois processus testés dans nos modélisations numériques 2D sont indiqués par des flèches vertes numérotées : (1) Les forces gravitationnelles dues à l'effondrement de la chaîne (ex : Molnar and Lyon-Caen (1988); Avouac and Burov (1996); Jadamec et al. (2007)); (2) Subsidence du corps dense Souriau et al. (2014); (3) Rebond isostatique induit par les processus de surface (Vernant et al., 2013) représentés par les flèches grises au dessus de la topographie.

de l'anomalie observée. Un différentiel de déplacements le long de la bordure Sud de ces blocs d'échelle crustale expliquerait la sismicité.

- Un autre processus faisant appel aux forces de volumes à plus grande échelle pourrait expliquer la sismicité observée. En effet, lors de la convergence, le sur-épaissement crustal crée des reliefs en surface et une racine en profondeur. Lorsque la chaîne n'est plus en convergence, un effondrement gravitaire (GPE) pourrait avoir lieu (ex : [Molnar and Lyon-Caen \(1988\)](#); [Avouac and Burov \(1996\)](#); [Jadamec et al. \(2007\)](#)). Suivant cette théorie, la différence de potentiel entre les zones de reliefs et les avant pays adjacents, crée de l'extension au centre de la chaîne, extension qui est contre balancée par du raccourcissement sur les bords. Ce phénomène tectonique permet de faire disparaître rapidement les reliefs des chaînes étroites.
- Comme discuté dans le chapitre 1, l'évolution post-orogénique peut être influencée par l'érosion. Ce processus a pour conséquence de diminuer l'épaisseur crustale. Il en résulte un réajustement et un mouvement vertical pour maintenir l'équilibre isostatique dans l'asthénosphère (pression hydrostatique). Cette remontée induit une déformation extensive, qui, en l'absence de compression latérale, pourrait être à l'origine de la sismicité constatée dans les Pyrénées. Ce processus d'érosion est complété par le dépôt des masses ôtées à la topographie. Ce dépôt peut avoir lieu dans la zone de Piémont ou être entraîné dans l'Océan. Le rééquilibrage de masse associé à ces deux processus de surface provoque une réponse flexurale de la lithosphère (ex : [Watts \(2001\)](#)) et la réorganisation des contraintes qui induit de l'extension au cœur de la chaîne et de la compression dans les avant pays (ex : [Vernant et al. \(2013\)](#)).

L'objectif de notre étude est de discuter de la sismicité en faille normale de la partie Nord des Pyrénées Centrales en l'absence de convergence aux limites. Par la modélisation numérique thermo-mécanique d'une coupe lithosphérique passant par les Pyrénées Centrales, nous explorons l'impact des trois mécanismes présentés : les forces de volumes soient dues à la structure profonde de la chaîne (1 fig. 2.1), soit à la présence de blocs crustaux denses (2 fig. 2.1), et la réponse isostatique aux processus de surface.

Afin de tester l'influence de la structure profonde et aussi de discriminer les déformations associées aux différents processus, nous avons utilisé trois géométries. Cette approche était nécessaire car un modèle utilisant la topographie et le Moho dans les Pyrénées centrales induit un déséquilibre isostatique initial entre la topographie et le Moho. En effet, les études géophysiques ECORS en 1989, et PYROPE en 2013 (fig. 2.1 respectivement A et B) s'accordent et mettent en évidence les profondeurs de l'interface entre la croûte et le manteau avec notamment une forme de Z, avec un saut de Moho d'une vingtaine de kilomètres sous la ZNP. A ce niveau, une

anomalie isostatique positive induit une surcompensation de la topographie. Cette géométrie est due à la subduction de la plaque Ibérique sous l'Eurasie, jusqu'à une profondeur de 70 km. Les deux autres géométries ont été conçues pour limiter les forces de volumes. C'est pourquoi nous avons choisi une géométrie à l'équilibre isostatique du Moho basée sur la topographie actuelle, et une autre prenant en compte la géométrie actuelle du Moho, mais ne faisant ni intervenir la topographie, ni le contraste de densités.

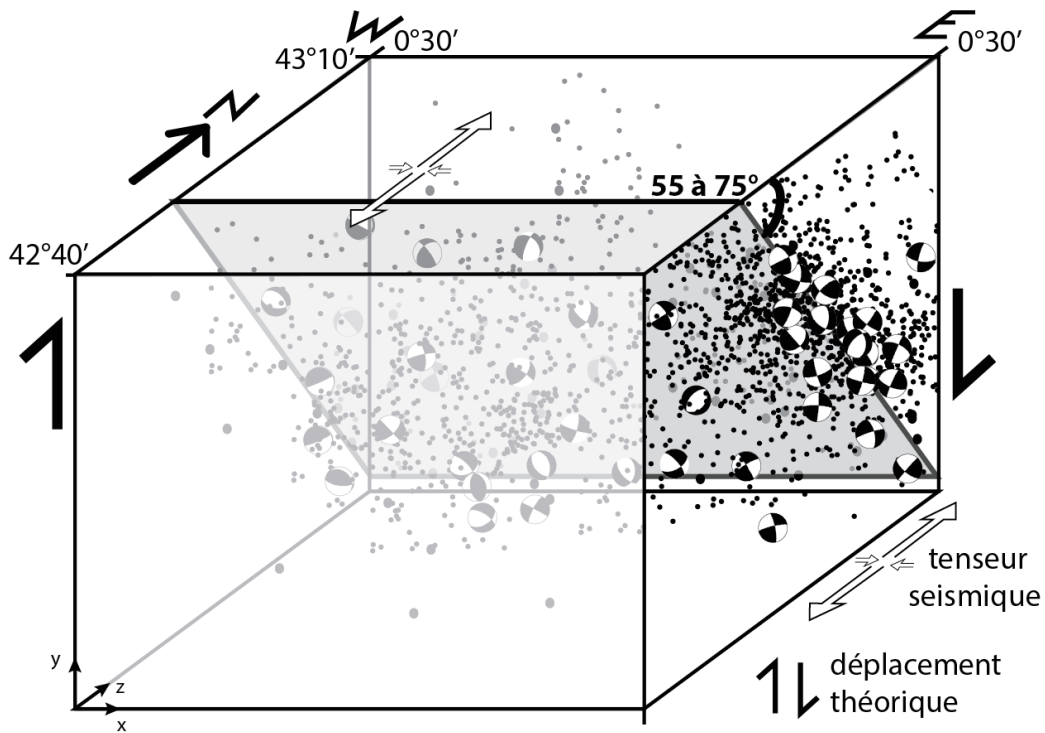


Figure 2.2: Bloc schématique de la ZNP ayant permis la sommation 3D des déplacements engendrés par les séismes et reportés sur un plan E-W.

- L'analyse de douze modèles permet de tirer les conclusions suivantes, détaillées dans l'article :
- l'ajout d'un bloc dense, dans la partie Nord du plan de faille, provoque un glissement en faille normale initial, mais cet effet s'estompe en moins d'un million d'années. La subsidence n'a pas d'influence à long terme sur le glissement de la faille.
 - les modèles prenant en compte la configuration actuelle (non compensée localement) des Pyrénées induisent un flux mantellique et crustal associé à un soulèvement long-terme de la partie centrale de la chaîne ainsi que les avants-pays.
 - la réponse flexurale lié à la dénudation induit la déformation extensive la plus importantes, avec des glissements de 5 à 13 m/Ma s'ils sont reportés sur une zone de faille unique. La flexure a une longueur d'onde plus étendue que la zone concernée par la dénudation de la surface, ce qui conduit à un soulèvement de la chaîne et de l'avant-pays.
 - la sédimentation dans la zone de Piémont au Nord module l'effet de la dénudation en

ajoutant des contraintes normales sur le plan de faille ce qui diminue son glissement. La transition extension-compression est aussi plus proche de la chaîne, ce qui pourrait expliquer une éventuelle activité des chevauchements dans le piémont Pyrénéen.

L'une des originalités de cet article est la comparaison entre les vitesses de glissements sur le plan de faille modélisé et celle théorique calculée en sommant tous les déplacements induits par les séismes enregistrés depuis 31 ans dans la ZNP (fig. 2.2). Le calcul donne une vitesse moyenne de 15 m/Ma, ce qui est très proche de celle obtenue pour le modèle avec une configuration actuelle et soumis à la dénudation.

2.2 Article publié dans le volume spécial Pyrenees CR Geosciences



Contents lists available at [ScienceDirect](http://www.sciencedirect.com)

Comptes Rendus Geoscience

www.sciencedirect.com



Tectonics, Tectonophysics

Impact of gravity forces and topography denudation on normal faulting in Central–Western Pyrenees: Insights from 2D numerical models

Manon Genti ^{a,*}, Jean Chery ^a, Philippe Vernant ^a, Alexis Rigo ^b

^a Géosciences Montpellier, CNRS – université Montpellier-2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier, France

^b Laboratoire de géologie, CNRS – École normale supérieure, 24, rue Lhomond, 75231 Paris cedex 05, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 July 2015

Accepted after revision 10 August 2015

Available online xxx

Handled by Marguerite Godard

Keywords:

Central–Western Pyrenees

Normal faulting

Numerical modelling

Surface processes

Isostatic rebound

Kostrov summation

ABSTRACT

Normal faulting mechanisms observed in the northern foothills of the Central–Western Pyrenees are remarkable, since one expects thrust faults at a convergent plate boundary. To understand the mechanisms involved, we used numerical modeling and investigated the impact of the following processes: gravitational potential energy associated with topography and dense crustal blocks; isostatic compensation in response to denudation and/or sedimentation. To decipher the effects of each process, we designed three model geometries and added a pre-existing weak fault where most of the seismicity occurs. To evaluate our model results, we derived the fault slip rate from the focal mechanisms in the region where we have the fault in our model. We found a slip rate of ~ 15 m/Ma, which is in agreement with our modelling results. We conclude that flexural rebound induced by surface processes is able to explain the seismicity in Central–Western Pyrenees.

© 2015 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

1. Introduction

The Central–Western Pyrenean seismicity reveals the occurrence of normal faulting on the northern part of this zone (Chevrot et al., 2011; Souriau et al., 2014). Because seismicity occurs in the upper crust down to a depth of 20 km, the origin of this tectonic activity has to be explained at the crustal scale. On the other hand, geodesy suggests a very low north–south extensional regime within the belt (Asensio et al., 2012; Rigo et al., 2015), even though no significant shortening or extension can be measured between Iberia and Western Europe (Nocquet, 2012). The Western Alps present a similar context with a moderate seismicity in the central range

without significant present-day horizontal displacements (Sue et al., 2007). By consequence, a direct relationship between horizontal motion across the mountain and active faulting is unlikely.

At least three kinds of processes could play a role in the triggering of the Pyrenean normal faulting. An extensional deformation driven by the gravitational potential energy (GPE) of the thickened crust could be a possible mechanism as it has been suggested for the Alps (Sue et al., 2007). Another mechanism responsible for this extension could be the vertical motion and extension induced by the topographic denudation of the mountain range (Vernant et al., 2013). Recently, a third explanation has been suggested by Souriau et al., 2014. These authors argue that the dense bodies (density of ~ 3000 kg·m⁻³) embedded in the northern Pyrenean crust (density of ~ 2750 kg·m⁻³) could cause differential subsidence and a related seismicity. Our mechanical modelling aims at exploring

* Corresponding author.

E-mail address: manon.genti@gm.univ-montp2.fr (M. Genti).

the likelihood of the relation between these mechanisms and the present-day strain of the Pyrenees.

The Pyrenees forms an east–west linear barrier of 2000 m of mean elevation with its highest summit reaching up to 3400 m. This mountain, separating Spain and France, has a length of 450 km and a width of 100 to 140 km (Supplementary data, Fig. 1bis). A north–south dissymmetry of the topography is observed with steep northern slopes where the north Pyrenean fault is located (Fig. 1B). By contrast, the average topography of the southern Pyrenean slopes is gently decreasing towards the south. This topographical shape is the consequence of a doubly vergent orogenic prism created by the Iberia–Western Europe collision that started during the Upper

Cretaceous and ended during the Paleogene (e.g., Beaumont et al., 2000). Moreover, geophysical data reveal an abrupt transition between the Iberian crust and the Eurasian plate, with a Moho depth offset of ~ 20 km (Fig. 1C). Geophysical surveys reveal that an intracontinental subduction of the Iberian crust beneath Eurasia may have occurred under the Pyrenees (e.g., ECORS Pyrenees team, 1988) at a depth reaching 70 km (PYROPE studies e.g., Chevrot et al., 2015). These studies suggest that the base of the crust presents a Z-shape (Fig. 1C).

The present-day seismogenic pattern of the Pyrenees does not appear to be related to plate convergence and horizontal shortening since no significant present-day motion between Iberia and Western Europe can be

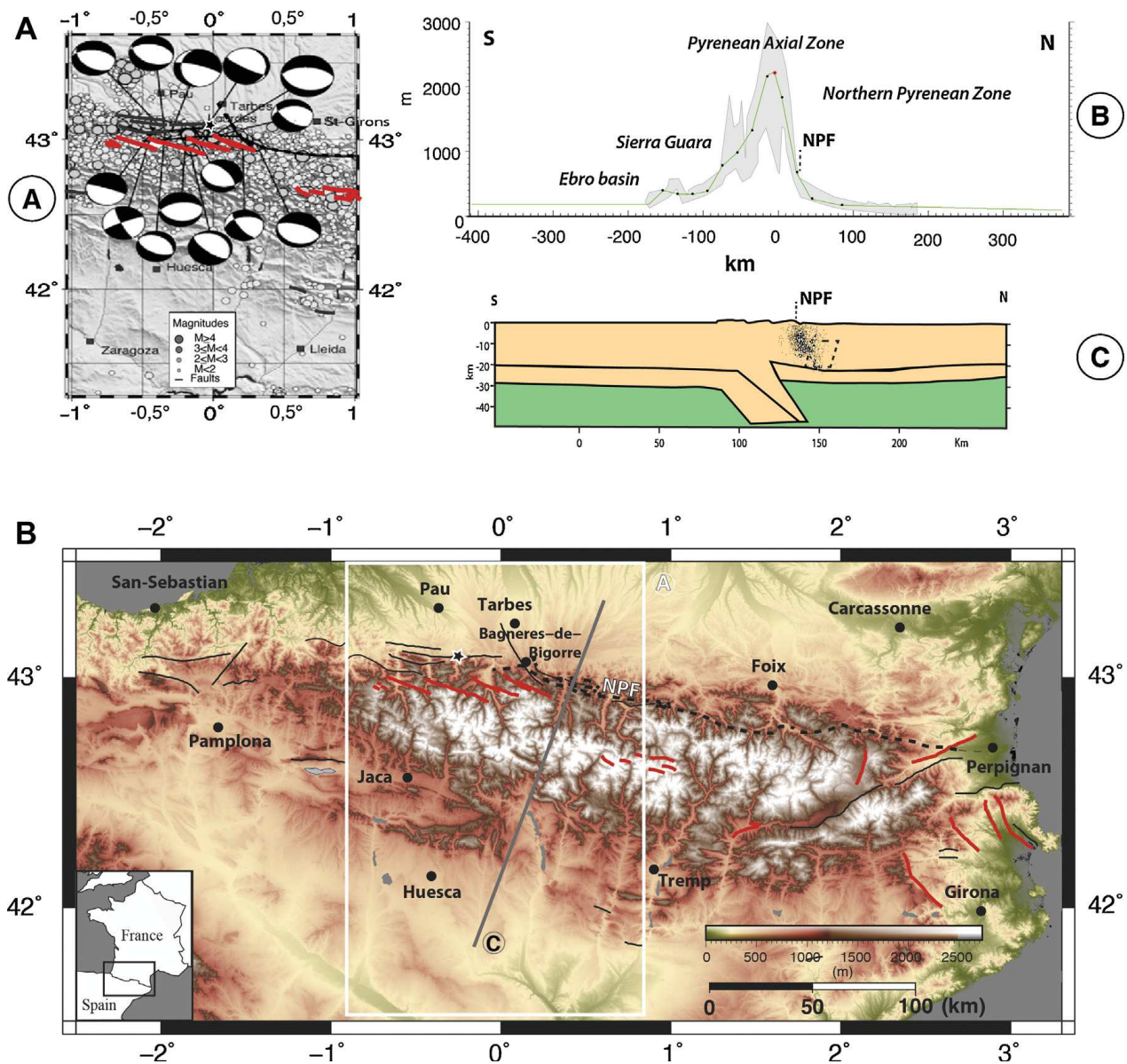


Fig. 1. A. Close up on the Central–Western Pyrenean seismogenic zone (from Souriau et al., 2014). Solid lines are for faults with evidence of post-orogenic activity and red lines highlight normal faults (from Lacan & Ortuno, 2012). The dashed line is for the North Pyrenean Fault (NPF), which is not reported as an active fault. B. Mean Central–Western Pyrenean elevations, the green curve is the average topography used in the models. The red point is the reference point used for the position evolution versus time presented in Figs. 3–5. C. Cross-section interpretation of the gravity data for the profile along the grey line shown in A, the yellow and green zones correspond respectively to densities equal to 2750 and 3300 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$); the dashed lozenge localizes the dense block, modified from Casas et al. (1997), and we report the seismicity of (A) that draws a north-dipping plane.

estimated by GNSS (Global Navigation Satellite System) measurement (e.g., [Nocquet, 2012](#)). Campaign-mode GNSS measurements in the Pyrenees do not reveal internal horizontal displacements exceeding 1 mm/yr ([Asensio et al., 2012](#); [Rigo et al., 2015](#)). Despite these extremely low geodetic motions, significant seismicity occurs in the Pyrenees as attested by one $M_w > 5$ event occurring statistically every 20 years ([Dubos, 2003](#)). The earthquakes are mostly located in the first 15 km of the upper crust. The Pyrenean seismicity is organized along a 10–15-km-wide linear band in the Western Pyrenees and a widespread seismicity in the eastern part ([Souriau & Pauchet, 1998](#); [Souriau et al., 2001](#)). A relation between seismicity of the North-Western Pyrenees and the North Pyrenean fault (NPF, the suture between Iberian and Eurasian plates) has been proposed by [Souriau et al. \(2001\)](#). However, [Rigo et al. \(2005\)](#) showed that this seismicity is not closely associated with the NPF, but rather organized on short fault segments dipping to the north (55° to 75°). This area is the most seismically active and is associated with normal faulting mechanisms ([Chevrot et al., 2011](#)). The origin of this mostly extensional or strike-slip seismicity ([Souriau et al., 2001](#)) is puzzling as the overall geodynamical setting between Iberia and Western Europe is not associated with plate divergence. Therefore, only conjectural explanations can be made for the mechanisms driving the Pyrenean seismicity, they are gravitational collapse (e.g., [Avouac and Burov, 1996](#), [Jadamec et al., 2007](#); [Molnar and Lyon-Caen, 1988](#)), crustal block subsidence ([Souriau et al., 2014](#)) or lithospheric flexure associated with denudation ([Vernant et al., 2013](#)). Although these propositions relate to different driving processes, they share the idea that differential motion occurs in the crust in response to local forces associated with isostasy. Therefore, we pursue here the idea that body forces of the Pyrenean crust may result in moderate differential motions revealed by seismicity. Evidences suggesting that crustal root and topography are not isostatically balanced are provided by the comparison between the Bouguer anomaly and the topography ([De Cabissole, 1990](#)). In the highest part of Central Pyrenees, the Moho revealed by seismic tomography is significantly deeper than the isostatic Moho computed with a classic mantle–crust density contrast and the present-day topography. This induces a positive isostatic anomaly of 15 mGal ([De Cabissole, 1990](#)). This author concludes that the Iberian thickened crust corresponds to an overcompensation of the range. Therefore, the resulting body forces could induce a crustal uplift. On the other hand, dense bodies in the upper crust of the North Pyrenean zone could induce differential subsidence ([Casas et al., 1997](#), [Souriau et al., 2014](#)). Another source of strain could be provided by the differential topography between the highest peaks and the foreland. This gravitational potential energy (GPE) could result in a stress state inducing normal faults in the axial part of the range and thrust faults at the mountain foot, as proposed by [Molnar and Lyon-Caen \(1988\)](#). In the northern Central Pyrenees, [Lacan and Ortuño \(2012\)](#) and [Alasset and Meghraoui \(2005\)](#) respectively propose normal and thrust faults (see their localization: red lines and star on a black line, respectively, in [Fig. 1A](#)). It is interesting to note that some

active normal faults in the northern part are located near the front range ([Fig. 1A](#)) where thrust faulting would be expected following the GPE concept.

Surface processes (denudation and sedimentation) are another way to modify the body forces acting on a mountain ([Avouac and Burov, 1996](#); [Willett, 2010](#)). The impact of mountain erosion submitted to a low horizontal shortening rate has been discussed by [Vernant et al. \(2013\)](#). To avoid confusion, we need to define erosion and denudation. Based on the definition of [Gunn \(2013\)](#), erosion ($\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$) is defined as the rock volume evolution due to chemical or physical processes, whereas surface lowering is induced by denudation (mm/yr). Because in our mechanical modelling, surface lowering induces a decrease in the size of the elements, and thus mass loss, denudation and erosion are equivalent for our purpose. We use the term denudation in the following. Coupling between denudation, sedimentation and body forces should also induce, respectively, uplift and subsidence. [Vernant et al. \(2013\)](#) showed, using a mechanical modelling approach, that 50–80% of denudation is converted into rock uplift. The flexure associated with this vertical motion induces horizontal extension of the eroded zone. Unfortunately, present-day surface processes rates of the Pyrenees are still poorly documented. For the last 40 Ma, average denudation rates of ~ 0.3 mm/yr have been estimated in the Central Pyrenees using geological cross-sections and zircon fission track ([Sinclair et al., 2005](#); [Vergès et al., 1995](#)). In the Eastern Pyrenees, valley incision rates of 0.1 mm/yr are provided by cosmogenic dating of fossil caves ([Calvet et al., 2011](#)). Based on these estimates, an isostatic rebound of 0.05–0.1 mm/yr of the Pyrenees could occur nowadays if 50% of the denudation rate were converted into rock uplift. To date, neither GPS measurements nor levelling surveys have been able to detect such a small motion.

In the following, we describe the numerical method used to study the impact of the gravity forces, the denudation process and the geometrical features of the Pyrenees on strain and normal faulting. We apply our model on a section located in the Central–Western Pyrenees. Finally, we discuss the relationships between the modelled uplift rates and crustal strain, the lithosphere rheology, and the present-day strain observations in the Pyrenees.

2. Methods

We postulated that present-day deformation and seismicity of the Pyrenees might occur as a consequence of three kinds of driving forces: (1) gravitational potential energy (GPE) associated with topography and crust–mantle density contrasts; (2) the presence of dense bodies inside the crust; (3) topographic denudation and basin sedimentation induced by erosion and transport processes. The resulting strain depends on the rheological stratification of the lithosphere as well as on the weakness of the inherited fault zones. We used the 2D finite-element code ADEL1 to account for all these processes (details are provided in [Hassani et al., 1997](#) and in the [Supplementary data](#)) on a vertical cross-section. The lithospheric cross-section had a depth of 100 km and was based on the mean

topographic profile presented in Fig. 1B. We increased the length of the cross-section to avoid edge effects. On the lateral sides, free vertical displacements were allowed, whereas horizontal displacements were prescribed, since we chose to have neither convergence, nor extension. All models are submitted to hydrostatic pressure on the bottom edge, representing the interaction with an asthenosphere having the same density as the lithospheric mantle.

The seismicity of the Northern Pyrenees has been interpreted at depth as following a 60° north-dipping plane (Fig. 2, Rigo et al., 2005, Souriau et al., 2014). We used this interpretation to define a frictional fault in the upper crust. While doing so, we assumed that active faulting corresponds to the reactivation of fault zones created during the past tectonic history of the Pyrenees. We set the friction to 0.6 (Byerlee, 1967) during the initial part of the experiment, and we changed the friction to 0.02 for the last Ma in order to model a weak fault.

We divided the lithosphere into two layers: the crust and the upper mantle using the same generic elastoplastic-viscous rheology. Average values of the rheological parameters for the continental lithosphere were used (Supplementary data, Fig. 2bis). Because of the strong dependence of rheology upon temperature, the definition

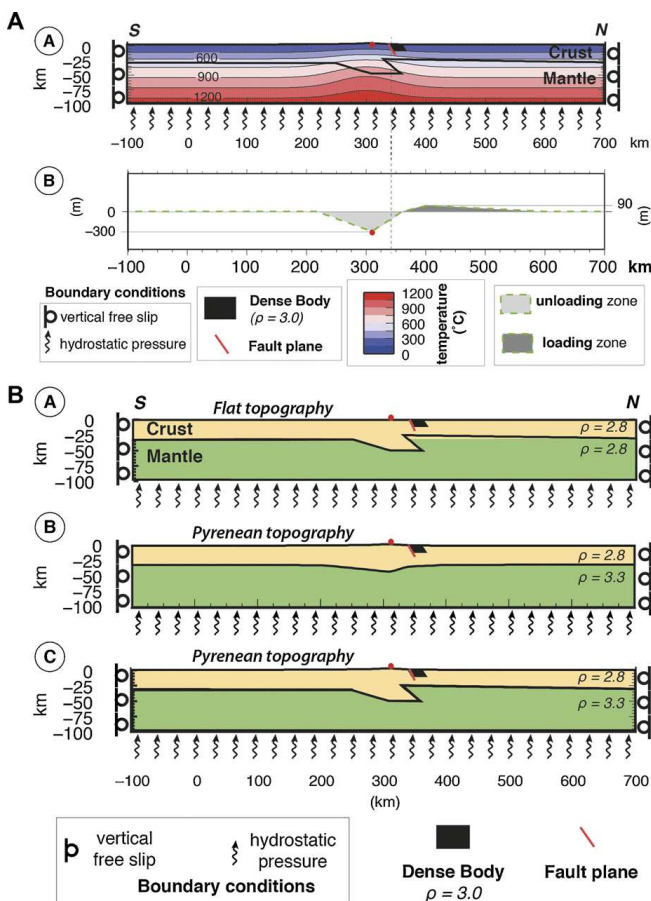


Fig. 2. Model setting. A. Thermal field of the models, Moho depth based on the Casas results (Fig. 1C). B. Final denudation and sedimentation quantities for surface process rates applied to the models during the last million years. Horizontal boundary conditions are set to 0 mm/yr, but vertical motions are allowed, hydrostatic pressure is applied at the base of the model. The red point is the reference mark shown in Fig. 1 and used to extract the evolution of the position versus time in Fig. 3.

of the temperature field of the model has a large impact on the deformation model (Kirby and Kronenberg, 1987). Based on regional heat flow measurements (Lucazeau and Vasseur, 1989), we chose a temperature field surroundings of the Pyrenees associated with a surface heat flow of 60 mW/m². We then assumed that the radiogenic heat production of 1 mW/m³ in the thickened Pyrenean crust should lead to a surface heat flow of 80 mW/m². This heat flow anomaly of the Pyrenean root was modelled by imposing a thermal anomaly located in the crustal root (Fig. 2A). Because of the strong temperature dependence of the viscosity, the lithospheric strength should be weaker below the high topography region than in the foreland (Royden and Leigh, 1993).

2.1. Experiments

The Moho depth of the interpretative cross-section (Fig. 1C) does not compensate for the topography (Fig. 1B). A strong isostatic disequilibrium induces overcompensation in the vicinity of the Northern Pyrenean fault zone. There, a vertical Moho offset of 20 km is associated with a Z-shape feature inducing an overcompensated crustal root. The complexity of the Pyrenean structure makes it difficult to test separately the relative contribution of gravitational potential energy (GPE) and denudation onto the deformation. We anticipate that the non-local compensation of the Pyrenees, revealed by geophysical surveys, may influence GPE-induced deformation. Therefore, we design three geometrical configurations (Supplementary data) in order to decipher the role of the body forces on the present-day Pyrenean strain. After an initial stress building (during which body forces and boundary conditions try to reach an equilibrium, with a friction fault equal to 0.6), an additional loading (dense body and/or surface processes) is applied during 1 Ma and the friction fault is reduced to 0.02 (Table 1).

All experiments (Table 1) are submitted to body forces computed for a gravity value of 10 m/s². We test the impact of these body forces without external solicitations in models 1, 5, and 9.

2.2. Additional loading

2.2.1. Dense crustal body

Souriau et al. (2014) have pointed out that earthquakes in the Central–Western Pyrenees are mostly located on the southern border of the positive Bouguer anomaly associated with dense bodies. These authors propose that the subsidence of the dense upper crust blocks may induce earthquakes associated with normal faulting. In order to test this mechanism, we define a dense body proposed by Casas et al. (1997) close to the fault zone, and we prescribe a density of 3000 kg/m³ on the block north of the fault plane. The block size is large (10 km deep by 20 km wide, Fig. 2), therefore this density contrast of 200 kg/m³ induces significant initial disequilibrium in the model.

2.3. Surface processes

We apply a denudation rate profile proportional to the Pyrenean topographic elevation (Steer, 2010) and we set

Table 1
Experiments' settings.

Setting	Geometry			
	FLAT	ISO	PYR	
Topography	No	Pyrenean	Pyrenean	
Moho geometry	Geophysical (Z-shape)	Compensating topo	Geophysical (Z-shape)	
Crust-mantle density contrast	No, same densities of 2800 kg/m ³ for the crust and mantle	Yes, crust density = 2800 kg/m ³ ; mantle density = 3300 kg/m ³	Yes, crust density = 2800 kg/m ³ ; mantle density = 3300 kg/m ³	
Initial stress building duration	2 Ma	2 Ma	20 Ma	
External solicitations	Experiment names			
None	N	FLAT-N	ISO-N	PYR-N
Dense body	B	FLAT-B	ISO-B	PYR-B
Denudation	D	FLAT-D	ISO-D	PYR-D
D + sedimentation	S	FLAT-S	ISO-S	PYR-S

Note that experiment names are indicated and depend on the external solicitations.

for the highest topographic point a denudation rate equal to 0.3 mm/yr. (Fig. 2B). We apply a surface process rate profile to each geometry model. The strain fields of FLAT-D and FLAT-S allow us to study the response to the surface processes without other mechanisms being involved. Elements affected by denudation or sedimentation are submitted to a surface change and are losing or accumulating mass with time. We take into account sedimentation processes following two methods. A first assumption is that sediments are exported far from the range (distal mode). For such a case, the sedimentation rate is set to zero and the mass of the model is continuously decaying (FLAT-, ISO- and PYR-D). We also consider a case for which denudation is balanced by sediments deposited in the foreland. In this case, we distribute the eroded mass of the northern catchment over a sedimentation profile shown in Fig. 2B (FLAT-, ISO- and PYR-S). The maximum sedimentation rate is set to 0.09 mm/yr 90 km north to the mountain crest.

3. Results

Figs. 4–6 show the surface vertical velocities computed at the end of the model runs (upper plots) and the velocities for the cross-section (lower plots).

3.1. Time evolution of the models

The upper plots in Fig. 3 present the vertical position change of a reference point located on the crest of the range (the red point in Figs. 1 and 2) versus time. As expected, for the model with a flat topography and no lithospheric density contrast (FLAT-N), the lack of dense body and denudation leads to a quasi-null deformation (Fig. 4G). Indeed, the absence of driving forces induces no significant changes during the whole experiment (flat red curve in Fig. 3A).

For the isostatic Pyrenean model (ISO), for which the Moho depth equilibrates topography, the initial equilibrium is not numerically perfect because of a lateral topographic gradient. This induces a slow time-decaying upward motion of the summit point (beginning part of all curves in Fig. 3B). After an initial upward displacement of

40.7 m over the two first million years, the model reaches equilibrium (horizontal part of red curve in Fig. 3B).

For the Pyrenean model (PYR), the displacement of the benchmark on the crest is 140 m upward after 2 Ma (Fig. 3C). After 20 Ma, the model still presents a steady deformation with an upward displacement of 6.2 m/Ma (see inset in Fig. 3C) due to the disequilibrium induced by the crustal root geometry.

The addition of a dense body (-B curves in Fig. 3) leads, for all geometries, to an initial subsidence, which is a transient phase for the re-equilibration of the model. This is shown by the downward displacement during the first ~0.5 Ma of the FLAT-B and ISO-B; this is also why PYR-B in Fig. 3C is beneath all the other curves. Once the model reaches equilibrium (approximately after 1.5 Ma) this transient deformation stops (e.g., the horizontal part of the FLAT-B curve in Fig. 3A).

We note another general behavior, for all geometries – adding surface processes increases significantly the vertical velocities –; therefore, we observe a roughly 50-m-upward displacement for the crest point. Denudation (with or without sedimentation) induces a steady deformation (linear upward evolution of -D and -S curves in Fig. 3) during the last million years (grey area in Fig. 3) leading to non-decaying vertical velocities.

3.2. Dense body effects

Adding a dense body as suggested by Souriau et al. (2014) induces the same effect on the three different models. A dense body embedded in the upper crust reduces initial displacements (-B curves in Fig. 3). It takes less than a million years for the models to reach an equilibrium corresponding to a stable dense body position. For all models, we observe that the crest point subsides of 40 m (difference between the high -N values compared to low -B values in Fig. 3), even though this point is located 30 km south of the dense body. The dense body creates a downward body force that is converted into a flexural subsidence. This subsidence has a width of 600 km and is centered over the dense body. The initial subsidence at the center is 237 m during the first kyr, but no more significant subsidence related to the dense body occurs after 1 Ma. The

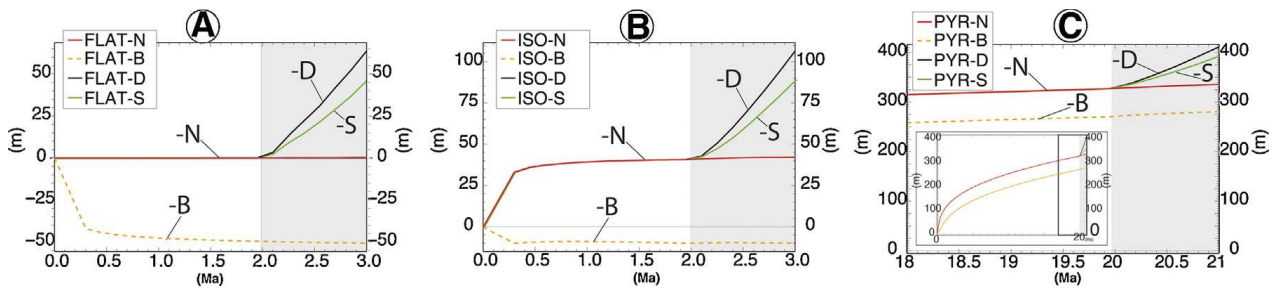


Fig. 3. Reference point evolution and vertical surface velocities results for the FLAT model. Reference mark vertical position versus time, grey zone delimits surface processes application. Color curves indicate external solicitations: N = red: no denudation or sedimentation and no dense body; B = orange: dense body with density contrast of 0.2; D = black: denudation, no dense body; S = green: erosion and sedimentation, no dense body. A. FLAT. B. ISO. C. PYR geometries. The inset in (C) shows the total evolution, whereas the global presents the three last Ma.

final surface velocities of external solicitations N and B differ by only 0.002 mm/yr (Fig. 4). Therefore, we conclude that the transient initial subsidence related to the dense block has no significant impact on the final surface velocities.

3.3. Denudation and sedimentation

The effect of denudation versus model geometries is presented in Fig. 5. The denudation rate profile applied to the models is maximal at the crest point (300 m/Ma) and decreases linearly to 0 m/Ma at the foot of the range (Fig. 2B). Topographic denudation induces a gravity unloading resulting into upward displacements that spread over a wider area than the erosion zone for all the modelled geometries (Fig. 5 upper plots). The highest vertical velocity is associated with the highest denudation rate located on the highest topography. The steady-state velocities (linear upward evolution of the reference point, Fig. 3) induced by denudation are similar for the three model geometries and the maximum vertical values are 76 m/Ma (FLAT-D), 85 m/Ma (ISO-D) and 96 m/Ma (PYR-D). However, surface vertical velocities profiles of PYR-D (Fig. 5C) and PYR-S (Fig. 6C) present a narrower central zone of uplift than the other models. This narrow central zone also displays a

steeper central slope in the horizontal velocities profile. Fig. 5 lower plots shows divergent velocities in the upper crust that imply horizontal extension beneath the eroded topography as previously shown by Vernant et al. (2013). Below this extensional zone, the velocity field in the upper mantle displays horizontal compression. As illustrated by the strain pattern, the transition from compression below the crustal root to extension in the upper crust is smooth and widely distributed in the case of the FLAT model (Fig. 5D and strain tensors Fig. 7A) and more concentrated in the crust beneath the range for the ISO model (Fig. 5E), and even more concentrated at depth due to the horizontal density variations of the PYR model (Fig. 5F). Note that this strain concentration is also apparent in the surface horizontal velocity profiles (dashed curve in the upper plots in Fig. 5) and the extensional area is more concentrated in the PYR model (~150 km wide) than in the FLAT model (~300 km wide).

The effect of the deposition of the eroded material in the northern foreland is presented in Fig. 6. Although denudation rates remain the same as for the model involving only denudation, the associated velocity pattern is largely different. The denudation-induced uplift is counterbalanced by subsidence associated with sedimentation. The neutral point (i.e. corresponding to a null vertical velocity)

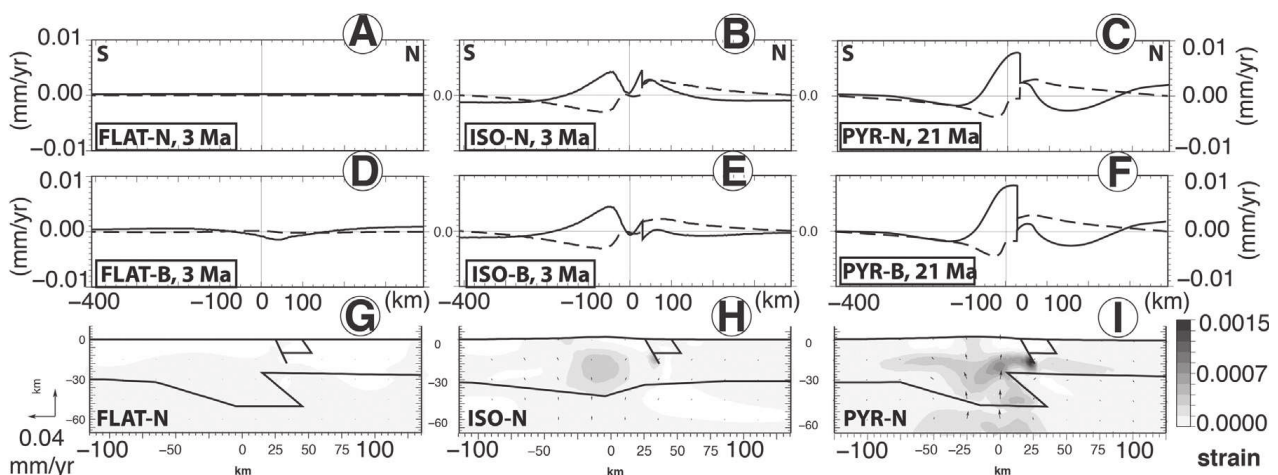


Fig. 4. Strain and surface velocities induced by body forces. This figure can be read as a table; each column corresponds to a geometry model, from the left to the right: FLAT, ISO, PYR. The two first rows present final surface velocities profiles: solid and dashed lines correspond respectively to vertical and horizontal velocities. A, B, C. No external solicitation and no dense body (-N). D, E, F. Dense body but no external solicitation (-B). G, H, I. Strain (color palette) and velocity vectors for the experiments with no external solicitation and no dense body.

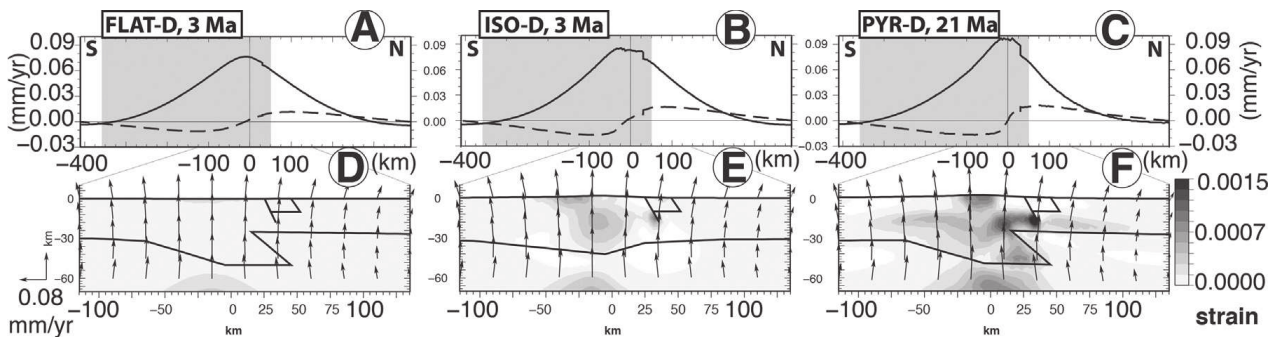


Fig. 5. Strain and Surface velocities induced by isotactic rebound due to denudation. This figure can be read as a table, each column corresponds to a geometry model, from the left to the right: FLAT, ISO, PYR. A, B, C. Present final surface velocities profiles: solid and dashed lines correspond respectively to vertical and horizontal velocities due to surface processes, here denudation (-D) applied on the grey zone. D, E, F. Strain (color palette) and velocity vectors.

for vertical motion (solid curves in Fig. 6C) is not located at the transition zone between erosion and sedimentation, but about 100 km north of it (i.e. in the northern foothills of the Pyrenees). At this neutral point, we note an important change of the velocity field at a depth associated with a clockwise rotation with a pole located at a depth of 45 km (Fig. 6F). In the strain tensor map (Fig. 7B), this same pole position (at $X=125$ km) corresponds to the transition between extension and shortening at a depth of 45 km. Therefore, shortening occurs in the crust and extension develops in the mantle. Uplift rates are slower than those

induced by denudation only, with a maximum rate of 80 (PYR-S) instead of 96 m/Ma (PYR-D). This fastest uplifting area is located 25 km south to the highest denudation area. PYR-S maximum subsidence rates reach 20 m/Ma 100 km north of the area where the sedimentation rate is the highest (90 m/Ma). The strain patterns (lower plots of Fig. 6) and strain tensors (Fig. 7B) are similar to those obtained for denudation alone (lower plots of Figs. 5, 7A), but with enhanced strain value. Also, it should be pointed out that the sedimentation enhances significantly the compression in the northern foreland (Fig. 7C).

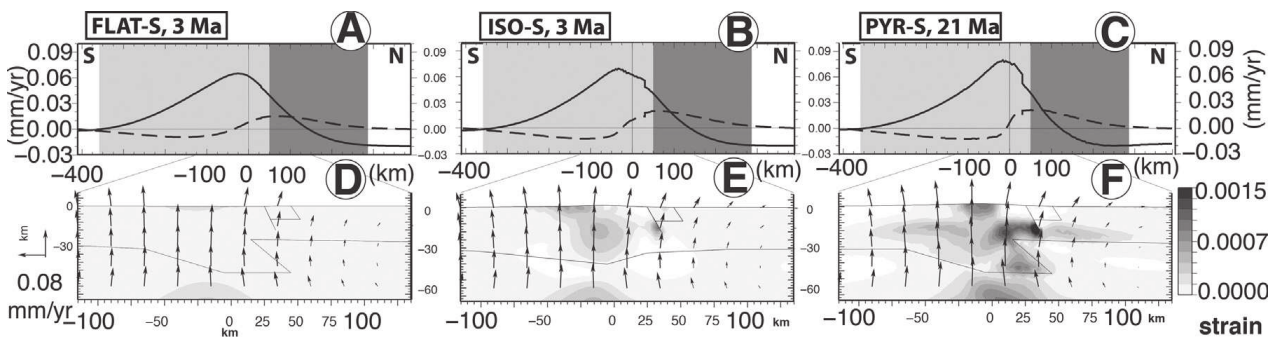


Fig. 6. Strain and surface velocities induced by isostatic rebound due to denudation and northern foreland sedimentation. Same description as for Fig. 5. The grey zone delimits denudation and sedimentation; (-S) grey-black sedimentation.

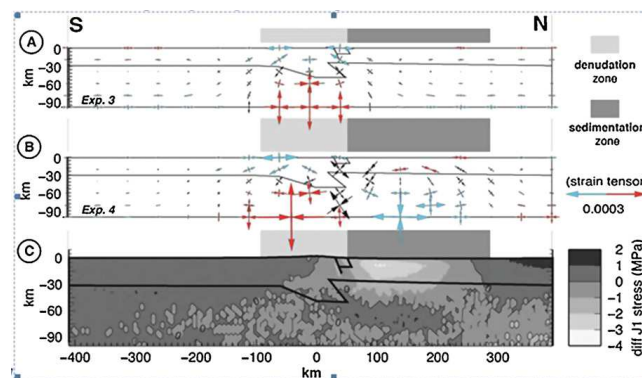


Fig. 7. Sedimentation effect. We chose the FLAT model to show the sedimentation impact. A, B. Strain tensor field map for respectively denudation, and sedimentation added to denudation. The red and blue tensors correspond to compressional and extensional deformation. C. Differential stress map for FLAT-D-FLAT-S. Negative values show the compressional zone.

Table 2
Final slip rate (m/Ma) on the fault, after 1 Ma of reduced fault friction.

External solicitations		Geometry		
		FLAT	ISO	PYR
None	N	0 ^a	3.26	5.76
Dense body	B	0.07 ^a	3.81	8.67
Denudation	D	2.58	8.77	13.10
D + sedimentation	S	1.61	8.52	11.95

Columns refer to external solicitations applied during the last Ma. The last two columns refer to surface processes effect without the dense body.

^a Cases with initial low friction on the fault plane.

3.4. Slip rates

Vertical and horizontal surface velocity profiles present a discontinuity 30 km north of the crest (upper plots in Figs. 4–6) due to the 60° north-dipping low friction fault plane included in the models. The slip rates computed for the final time step of the model are given in Table 2. The upward steady deformation observed in ISO-N and PYR-N (Fig. 3) induces a low slip rate on the fault smaller than 6 m/Ma (Table 2, row: N) to add at other cases. When a dense block is added to the upper crust, a low increase in the slip rates occurs with changes of 0.5 m/Ma for ISO-B and 3 m/Ma for PYR-B. Changing the fault plane friction for the last Ma of the experiment induces a slow dense body subsidence. If we allow an initial low friction on the fault plane in the stable model (FLAT-N and -B), no slip is observed after 3 Ma (cases with a star). The highest slip rates are obtained for the models with surface processes. Surprisingly, adding sedimentation in the northern foreland tends to decrease the Northern Pyrenean fault slip rate by about 1 m/Ma.

4. Discussion

Our modeling results show that both initial geometries (FLAT, ISO and PYR) and lithospheric loading (body forces, denudation and sedimentation) have an impact on the long-term strain. We first analyze the evolution of these models at the lithospheric scale in terms of flexural rebound. Then we discuss the relationship between the response of the models and the fault reactivation in the North Pyrenean Zone (NPZ).

4.1. Isostatic rebound and flexural response to body forces and erosion

The initial geometry of a mountain prior to its geological deformation is largely unknown. However, our modelling is restricted here to the post-orogenic evolution of the Pyrenees and we assume that horizontal motions have been slow (a few mm/yr at maximum) during the Quaternary. For this reason we have tested three model geometries that are relatively close to the present-day geometry of the Pyrenean root. For the ISO model a very low gravitational collapse takes place in the model, as attested to by a low vertical rate of -1.3 m/Ma in the central part of the range. In the other case, where the model evolution is only driven by body forces, PYR displays

a significant deformation due to its uncompensated topography. First, it induces a steady low uplift across the whole mountain range; the final PYR-N vertical velocities profile (Fig. 4C) shows that this uplift persists during the experiment. Because of its over-thickened crust, this model produces a long-term uplift, the reference point reaching 335 m after 21 Ma. Also, the lateral density variation between the crust and the mantle beneath the NPZ induces strain development in the Pyrenean root (Fig. 4I). Body force effects are much smaller for FLAT and ISO cases. The FLAT geometry is associated with the same crust and mantle density, therefore preventing any differential body forces in the model. In fact, any strain is visible in the final FLAT-N lithospheric cross-section (Fig. 4G), whereas the ISO model displays some strain in the crustal root associated with the long-term equilibration (Fig. 4H). Strain induced only by the body forces is largely geometry dependent and it must be emphasized that the predicted present-day surface motions are very small (< 10 m/Ma). Adding a dense body in the North Pyrenean zone induces a short-term model subsidence due to an initial isostatic disequilibrium. However, this does not significantly modify the pattern of the present-day motions.

Contrary to experiments involving only body forces, denudation and sedimentation induce a flexural pattern shared by all our model geometries FLAT, ISO and PYR. This flexural response occurs on areas much wider than the zones where the surface processes are applied. Upward displacements are due to topography unloading and to its induced flexural response, whereas sedimentation induces downward displacements. The flexural width reaches a maximum value of 600 km when only erosion is applied over a width of 140 km. When sedimentation is applied on the northern side, the flexural width is reduced by 25–30% for the three geometries FLAT, ISO and PYR. Vertical rates of 80–100 m/Ma are associated with a maximum erosion rate of 300 m/Ma in the central part of the range. Considering this erosion rate and a density mantle–crust contrast equal to 0.8 in our models, we can calculate the theoretical unloading local isostatic response. Therefore, our modeled uplift rates (less than 100 m/Ma) are much smaller than the theoretical isostatic predictions of 240 m/Ma. This small uplift rate could be due to the decrease of the erosion profile from its highest point to its lowest point in the foothills. Also, this small and broad uplift rate is likely controlled by crustal and mantle rheology that directly affects effective elastic thickness (Watts and Burov, 2003). In our model, this elastic thickness is controlled by the heat flow chosen for the foreland areas (60 mW/m²) and for the Pyrenean mountains (80 mW/m²).

If we assume that the PYR geometry associated with erosion-sedimentation processes represents a realistic Pyrenean model, then its flexural wavelength and associated uplift could be tested against available data. Despite the lack of synthesis concerning recent flexural motions of the Pyrenees, a few studies allow us to put some bounds on vertical motions. The flexure of the Southern and Northern Pyrenean basins has been studied using topographic and stratigraphic markers along ECORS Pyrenean profile (Desegaulx et al., 1990; Gaspar-Escriban et al., 2001).

Although this study refers to syn-orogenic compression, these authors propose an effective elastic thickness of around 17 km and 35 km in the Northern and Southern Pyrenees. Thanks to this flexural calculation, Desegaulx et al. (1990) propose a post-orogenic uplift in the northern central part of ~ 3 km, which can be converted into a rate of approximately 150 m/Ma. This uplift rate is consistent with the results of our model, giving ~ 100 m/Ma. The isostatic rebound for the Quaternary can be observed thanks to the fluvial terraces in the foreland basins (Bridgland, 2000). The foreland terrace staircase and the river profile of the Garonne and other North Pyrenean rivers indicate that the Northern Pyrenean foreland basin experienced uplift extent over 10 km (Stange et al., 2014). In the Southern Pyrenean foreland, the incision of the Ebro basin due to the lowering of the river base level induced by a general uplift might affect the Segre River Pleistocene terrace staircase (Stange et al., 2013). These suggestions are compatible with the wide isostatic rebound observed in our modelling. However, the end of the uplifted zone is further away than the Pyrenean foreland area. This large width of the uplift profile was already noticed by Vernant et al. (2013). We suspect that this wide flexural response is probably associated with a large (> 40 km) plate elastic thickness. The depth (around 40 km) of the vertical transition between extension and shortening (Fig. 7) gives an idea of the elastic thickness of the plate, which should be noticeably larger than 40 km. In order to understand the relation between topographic uplift and plate bending, it would be useful to compare our uplift profiles with those obtained by a simple elastic plate submitted to the same surface process profile.

4.2. Fault activity

Flexural rebound due to denudation induces fault reactivation with a slip rate reaching ~ 13 m/Ma (Table 2). Because the pre-existing weak fault is located in the outer bulge of the flexure, this part of the upper crust is in extension and the fault plane acts as a normal fault. However, it is interesting to note that the position of the fault in our model is close to the piedmont at the transition between denudation and sedimentation, but not at the transition between the upward and downward flexural responses. This is likely to be the place where the denudation's impact is the smallest and therefore the place where slip rates will be relatively small. We have done some supplementary experiments with different fault locations, showing that the fault slip rate increases when the fault plane is located in the inner part of the flexure. For example, ISO-D with an inner fault plane presents a fault slip twice more than in the experiment with a foothill fault plane. Moreover, Table 2 reveals that the initial geometry and the kind of load applied to the lithosphere affect the fault slip rate. For any kind of load, the PYR model displays the largest slip rate. This is likely to be induced by an isostatic disequilibrium torque, due to the over-thickened root to the south and the uplifted mantle. This in turn induces a short central wavelength uplift (~ 100 km), as shown by the final surface vertical velocities profiles in Fig. 4C, F and Figs. 5 and 6C. PYR-D and

PYR-S surface velocities profiles present the smallest curvature radius and highest slip rates, whereas larger wavelengths present smaller slip rates (FLAT-D and FLAT-S). The curvature radius of the flexural response may be an explanation of the slip rates difference.

Sedimentation decreases the fault slip rates compared to denudation only. It is counterintuitive, since one would expect more normal fault slip when sedimentation is applied on the hanging wall block. Moreover, in models including both denudation and sedimentation, the gradients for the vertical surface velocities are higher than for the models associated with denudation alone. Therefore, the latter models should provide a higher slip rate. Indeed, sedimentation is going to increase the torque creating the flexure. To explore the relationship between sedimentation and fault slip rate, we use the simple model FLAT that provides the same slip rate decrease with respect to sedimentation. We calculate the mean stress change and the deviatoric stress (Fig. 7C) associated with the FLAT geometry with denudation only and with denudation and sedimentation. The downward flexure associated with sedimentation increases by 2.5 MPa the mean stress in the foreland basin (Fig. 7C). This effect spreads 100 km away from the deposition center and remains positive (0.5 MPa) in the fault zone. Therefore, this mean stress change is likely to increase fault normal stress and therefore decrease its slip rate. The mechanism revealed here is similar to those invoked in different contexts for modulating fault activity (e.g., Calais et al., 2010; Hetzel and Hampel, 2005). In addition to denudation and sedimentation, the weight of a dense body may also play a role in fault slip. After a rapid subsidence inducing a wide downward flexure, the dense block reaches its stable location (40 m deeper than its original position). Because crustal viscosity is likely to control block subsidence amplitude and duration, we can conjecture that a lower crustal viscosity beneath the dense block would lead to deeper subsidence. However, the chosen rheology is “freezing” the long-term deformation associated with dense block and is therefore minimizing the present-day deformation. In conclusion, the recent normal faulting-driven mechanism proposed by Souriau et al. (2014) may not be sufficient to explain long-term normal faulting.

Because the convergence associated with the Pyrenees ceased during the Middle Miocene, erosion could have been the main driving mechanism for extension and normal faulting since 20 Ma. Even though this faulting occurs with very low slip rates, this could lead to subtle but detectable scarps in the morphology. For example, Lacan and Ortuño (2012) propose that four $N^{\circ}110^{\circ}E$ en-echelon normal fault scarps along the Central–Western Pyrenees accommodate the Axial Zone uplift (Fig. 1). Another example located near Lourdes, at the Pyrenees foothills, is a Quaternary 50-km-long reverse fault scarp proposed by Alasset and Meghraoui, (2005). However, these authors do not provide a seismo-tectonic model to explain this fault activity. In the Central–Western Pyrenees, river profiles, geomorphic markers and seismicity suggest a continuous normal fault activity since the Miocene (Lacan and Ortuño, 2012). In the Maladeta massif located in the Pyrenean Axial Zone, Gutiérrez-Santolalla et al. (2005)

have reported recent normal faulting. Furthermore, Ortuño et al. (2008) propose that the Maladeta fault accommodates a differential uplift in the Axial Zone due to body forces. These observations are consistent with our results, suggesting that surface processes may play a primary role for explaining active deformation in the Pyrenees.

The seismicity analysis reveals normal faulting in the Central–Western Pyrenees, but no active structure has been defined yet. Given that our models predict slip rates ranging from 5 to 13 m/Ma, it is tempting to compute the fault slip rate associated with instrumental seismicity. Assuming that these normal faulting focal mechanisms are related to the uplift of the axial zone relative to the northern foreland, we can estimate the slip rate associated with a single fault based on Kostrov formulae (Kostrov, 1974). We use the 3D moments scalar summation of the most active seismic zone in the Central–Western Pyrenees (zone 5 in Rigo et al., 2015, this area is roughly a rectangle extending from $W0^{\circ}3'$ to $E0^{\circ}3'$ and from $N42^{\circ}40'$ to $N43^{\circ}10'$). The summation is reported on a single north-dipping east–west fault plane with a dip ranging between 55° to 75° . For this calculation, we sum 69 earthquakes recorded during 31 years in a block corresponding to a surface of 3670 km^2 and extending to a depth of 16 km. This block presents a seismic strain tensor with a north–south direction consistent with our model results (Fig. 7 A and B). In this block there are several fault planes with an approximately east–west direction and with different kinematics. The en-echelon normal faulting scarps proposed by Lacan and Ortuño (2012) support the idea that they are the expression in surface of one crustal fault plane. Furthermore, the seismicity distribution at depth seems to outline a north-dipping plan. For the sake of simplicity, we chose to report the displacements induced by earthquakes on a single fault, but the displacement could be reported on several faults. Our summation predicts a slip rate on a single fault between 10 to 20 m/Ma, depending on the dip angle. These rates are consistent with our model results, suggesting that isostatic rebound due to surface processes could induce fault slip rate activity compatible with its present-day seismicity.

5. Conclusions

Thanks to 2D numerical modelling constrained by geophysical data, we have investigated three possible driving mechanisms for activating normal faulting in the Central–Western Pyrenees Zone. We conclude that:

- the present-day Moho geometry induces a long-term uplift rate of the mountain range and its forelands due to an overcompensation of the crustal root with respect to the present-day topography elevation in the North Pyrenean Zone;
- the flexural rebound induced by denudation may result into normal fault-plane reactivation at a rate of 5–13 m/Ma;
- sedimentation in the northern foreland limits the slip rate of the normal fault due to a mean stress increase on the fault plane. This also brings the compression zone closer to the mountain range, which could explain thrusting in Pyrenean foothills;
- a dense body embedded in the North Pyrenean crust induces significant initial model subsidence effect, but has a minor impact on the long-term fault slip rate;
- summation of earthquakes moments in this area following Kostrov's method gives a slip rate around 15 m/Ma compatible with our modeled slip rates.

It must be emphasized that our results are associated with a synthetic 2D cross-section that cannot account for the structural variation of the Pyrenean crust from east to west. Although our models FLAT, PYR and ISO do not intend to represent these variations, their comparison reveals the impact of mountain structure on the long-term isostatic rebound. In the future, realistic crustal geometries and inherited structures could be taken into account in a 3D model. With the help of gravity and seismological studies, these models will allow a better understanding of the relation between surface processes and present-day strain pattern and seismicity.

Acknowledgments

This work has been supported by the 2014 ALEA program of INSU-CNRS and Languedoc-Roussillon Regional Authority (“Chercheurs d’avenir”). We want to thank Jean-Daniel Champagnac, Margarete Jadamec, and Marguerite Godard for their thorough and constructive reviews, which helped us to improve this work.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.08.004>.

References

- Alasset, P.J., Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the Western Pyrénées (France): paleoseismic evidence for Late Holocene ruptures. *Tectonophysics* 409 (1–4), 39–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.019>.
- Asensio, E., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R.W., Vilajosana, I., 2012. GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophys. J. Int.* 190 (2), 913–921. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05525.x>.
- Avouac, J.P., Burov, E., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res.* 101 (B8), 17747–17769.
- Beaumont, C., Munoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 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.
- Bridgland, D.R., 2000. River terrace systems in North-West Europe: an archive of environmental change. Uplift and early human occupation. *Quat. Sci. Rev.* 19, 1293–1303.
- Byerlee, J., 1967. Frictional characteristics of granite under high confining pressure. *J. Geophys. Res.* 72 (14), 3639–3648.
- Calais, E., Freed, A.M., Van Arsdale, R., Stein, S., 2010. Triggering of New Madrid Seismicity by Late-Pleistocene Erosion. *Nature* 466 (7306), 608–611.
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourles, D., 2011. Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. *Dev. Quat. Sci.* 15, 127–139.
- Casas, A., Kearey, P., Rivero, L., 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 Planet. Sci. Lett.* 150 (1–2), 65–78.

- Chevrot, S., Sylvander, M., Delouis, B., 2011. A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics* 510 (1–2), <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.07.011>.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Díaz, J., 2015. The Pyrenean Architecture as revealed by Teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophys. J. Int.* 20, 1096–1107, <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggu400>.
- De Cabissole, B., 1990. *Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS (thèse)*. Centre géologique et géophysique de Montpellier.
- Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the Continental Crust. *Tectonophysics* 182, 211–215.
- Dubos, N., 2003. *Contribution à l'évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales (thèse)*. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse.
- ECORS Pyrenees team, 1988. The ECORS Deep Reflection Seismic Survey across the Pyrenees. *Nature* 331, 508–511.
- Gaspar-Escriban, J.M., van Wees, J.D., ter Voorde, M., Cloetingh, S., Roca, E., Cabrera, L., Munoz, J.A., Ziegler, P.A., Garcia-Gonzalez, D., 2001. Three-dimensional flexural modelling of the Ebro Basin (NE Iberia). *Geophys. J. Int.* 1–19.
- Gunn, J., 2013. Denudation and erosion rates in Karst. *Treatise on Geomorphology Karst*, *Geomorphology*, 6 (February), San Diego, California, pp. 72–81.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., Lucha, P., 2005. Geomorphology and Geochronology of sacking features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 69 (1–4), 298–314, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.01.012>.
- Hassani, R., Jongmans, D., Chery, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *J. Geophys. Res.* 102, 17951–17965.
- Hetzel, R., Hampel, A., 2005. Slip rate variations on normal faults during glacial-interglacial changes in surface loads. *Nature* 435, 81–84.
- Jadamec, M., Donald, A., Turcotte, L., Howell, P., 2007. Analytic models for Orogenic Collapse. *Tectonophysics* 435 (1–4), 1–12.
- Kirby, S.H., Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the Lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.* 25, 1219–1244.
- Kostrov, B.V., 1974. Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rocks. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth* 1, 23–40.
- Lacan, P., Ortuño, M., 2012. Active tectonics of the Pyrenees: a review. *J. Iber. Geol.* 38 (1), http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203.
- Lucazeau, F., Vasseur, G., 1989. Heat-flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics* 164 (2–4), 251–258.
- Molnar, P., Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support structure, and evolution of Mountain Belts. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 218, 179–208, <http://dx.doi.org/10.1130/SPE218-p179> (GSA).
- Nocquet, J.M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: a comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 1–75, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037> (Elsevier B.V.).
- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., Santanach, P., 2008. The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: recent activity revealed by Geomorphological and Geophysical Research. *Tectonophysics* 453 (1–4), 246–262, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2007.06.016>.
- Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M., Ponsolles, C., 2005. Analysis of the Seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and Tectonic Implications. *J. Seismol.* 9 (2), 211–222, <http://dx.doi.org/10.1007/s10950-005-2775-1>.
- Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K.L., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chéry, J., Sylvander, M., 2015. Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophys. J. Int.* 201, 947–964.
- Royden, Leigh, H., 1993. The steady state thermal structure of eroding Orogenic Belts. *J. Geophys. Res.* 98, 4487–4507.
- Sinclair, D.H., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *Am. J. Sci.* 305, 369–406.
- Souriau, A., Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean Seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics* 290 (3–4), 221–244.
- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.F., 2001. *Sismotectonique des Pyrénées; principales contraintes sismologiques*. *Bull. Soc. géol. France* 1, 25–39.
- Souriau, A., Rigo, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Grimaud, F., 2014. Seismicity in Central-Western Pyrenees (France): a consequence of the subsidence of dense exhumed bodies. *Tectonophysics* 621 (C), 123–231, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.008>.
- Stange, K.M., van Balen, R., Carcaillet, J., Vandenberghe, J., 2013. Terrace staircase development in the Southern Pyrenees Foreland: inferences from ¹⁰Be terrace exposure ages at the Serge River. *Global Planet. Change* 101 (C), 97–112, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.12.007>.
- Stange, K.M., van Balen, R., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking morphology across the glaciofluvial interface: a ¹⁰Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, Northern Pyrenees, France. *Geomorphology* 207 (C), 71–95, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.028>.
- Steer, P., 2010. *Surface processes and deformation in orogenic setting: quantification and modeling (Thesis)*. Univ. Paris-Sud Orsay.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.D., Allanic, C., Tricart, P., Burkhard, M., 2007. *Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: An overview*. *Int. J. Earth Sci.* 96 (6), 1101–1129.
- Vergès, J., Millan, H., Roca, E., Mufioz, J.A., Marzo, M., Cirès, J., Den Bezmer, T., Zoetemijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Pet. Geol.* 12 (8), 893–915.
- Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent Mountain Ranges. *Geology* 41 (4), 467–470, <http://dx.doi.org/10.1130/G33942.1>.
- Watts, A.B., Burrov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213 (1–2), 113–131.
- Willett, S., 2010. Erosion on a line. *Tectonophysics* 484 (1–4), 168–180, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.011>.

Electronic supplement

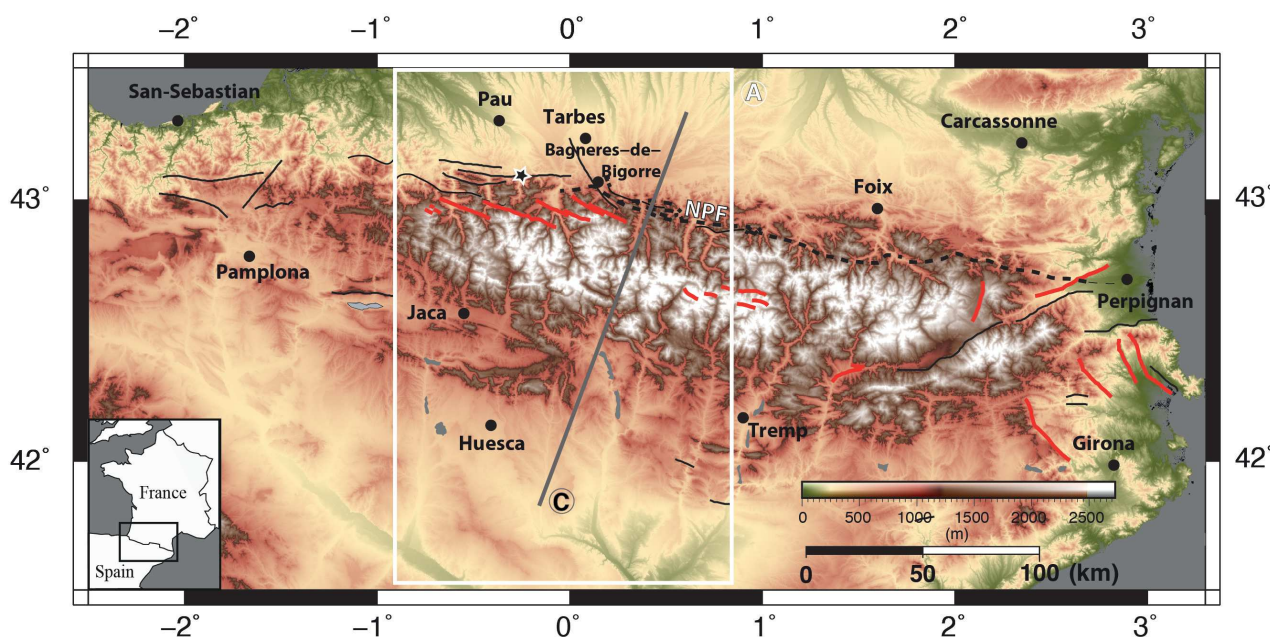


Figure 2.3: Topographic map of the Pyrenees. Solid lines are for faults with evidence of post-orogenic activity and red lines highlight normal faults from [Lacan and Ortuño \(2012\)](#). The dashed line is for the North Pyrenean Fault (NPF) which is not reported as an active fault. White box gives the location of figure 1A.

Three models geometry and their boundary conditions :

Rheological layering We divide the lithosphere in two layers : the crustal and the upper mantle (Fig. 2.4 A-C). We use seismologically derived parameters to model the elastic deformation (Table 1). Beyond the elastic limit, we assume that the anelastic stress-strain relations in the lithosphere are controlled by frictional and viscous processes ([Brace and Kohlstedt, 1980](#)). Therefore, we use the same generic elasto-plastic-viscous rheology for the crust and the mantle. Average values of rheological parameters for the continental lithosphere are used (Table 1). At low temperature, activation of frictional processes is modelled by a Drucker-Prager flow law with an internal friction angle of 15° . In this case, the limit stress of the medium is mostly dependent from the average stress. Non-linear viscous relation is assumed at higher temperature using experimentally derived parameters for quartz-rich rock (crust) and olivine rich-rocks (mantle). Following the concept of stress envelope ([Brace and Kohlstedt, 1980](#)), we choose among visco-elastic and elastic frictional behaviors considering that the rheology with the minimum deviatoric stress invariant controls the deformation process ([Chéry et al., 2001](#)). According to this dual behavior, our rheological model naturally reflects parameter variations such as strain-rate, stress and temperature. In order to mimic the localized strain associated with crustal faulting, we also use material discontinuities with a frictional criterion inside the crust. This makes possible to explore the consequences of inherited fault weakness on the present-day strain.

Temperature field Because of the strong dependence of rheology with temperature, the definition of the temperature field of the model has a large impact on the model deformation ([Kirby et al., 1987](#)). Unfortunately, surface heat flow measurements in mountainous areas weakly reflect conductive processes occurring in the lithosphere. Indeed, meteoritic water circulation associated with topography largely alters heat transport ([Cabal and Fernandez, 1995](#)) as attested by

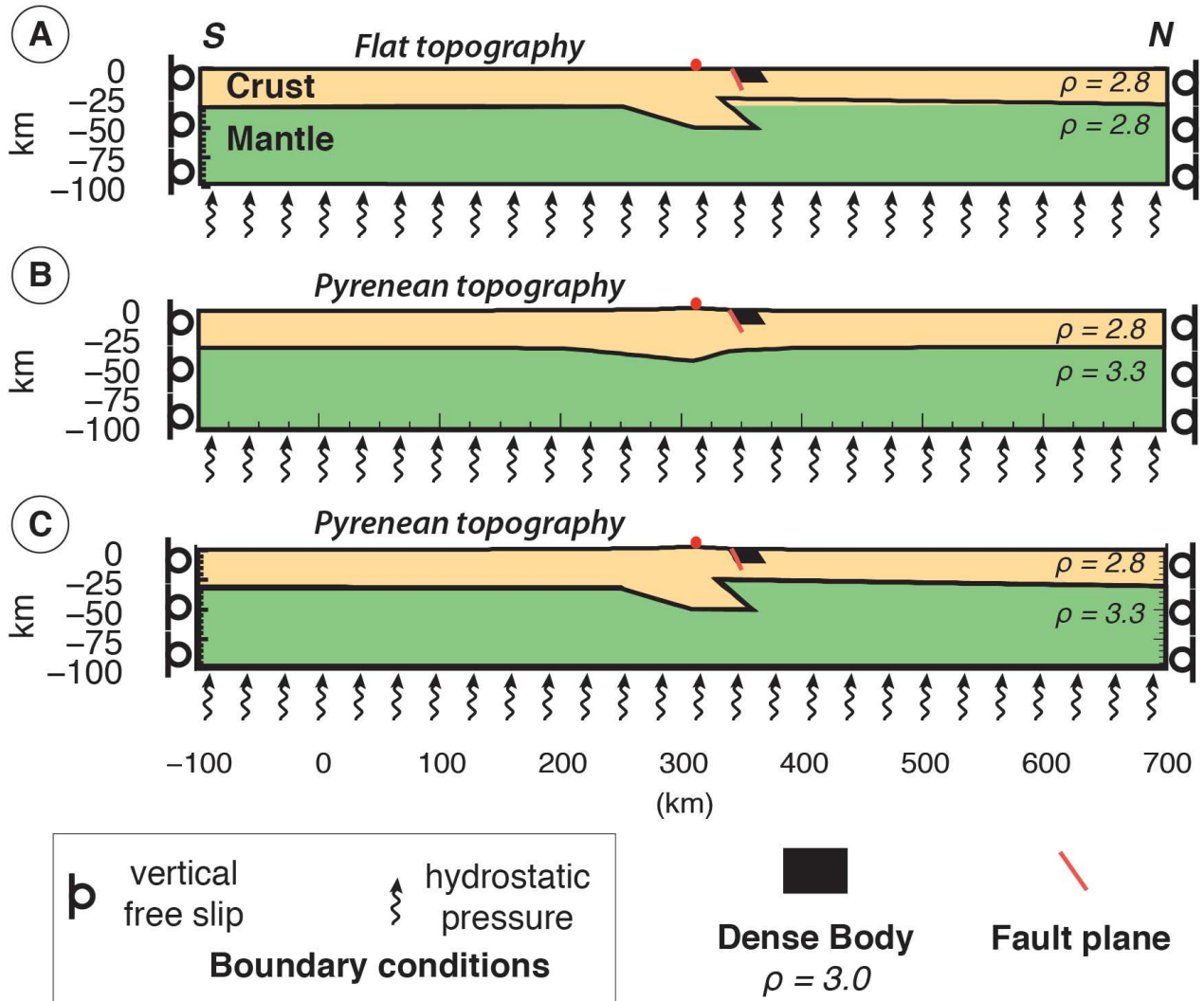


Figure 2.4: (A) Flat Topography model (FLAT) with the same density for the crust and mantle, (B) Isostatic Pyrenean Model (ISO), the moho depth locally compensates the topography, and (C) Pyrenean Model (PYR) based on Fig. 1D. Horizontal boundary conditions are set to 0 mm/yr but vertical motions are allowed, hydrostatic pressure is applied at the base of the model. The red point is the reference mark shown in Figure 1 and used to extract the evolution of the position versus time in Fig. 3.

Parameters and units	Crust (quartz-rich)	Mantle (olivine-rich)
ρ , kg.m ⁻³	2800	3300
E, GPa	10	10
ν	0.25	0.25
c, MPa	10	10
f	15	15
g0, Pa.n.s ⁻¹	6.03 10 ⁻²⁴	7.0 10 ⁻¹⁴
n	2.72	3.0
Ea, kJ.mol ⁻¹	134	510

Table 2.1: Table 2 : Parameters values used for crustal and mantle materials. These parameters are density (ρ), Young modulus (E), Poisson ratio (ν), cohesion (c), internal friction angle (f), pre-exponential term of the power law (g0), exponent of the power law (n), activation energy (Ea)

hydrothermal features of the north Pyrenean zone (e.g. [Levet et al. \(2002\)](#)). We therefore define a temperature model for the Pyrenees based on simple considerations. We choose a temperature field outside of the Pyrenees associated with a surface heat flow of 60 mW/m², a radiogenic heat production of 1 mW/m³ in the crust and a mantle heat flow of 15 mW/m². These parameters are roughly consistent with the heat flow knowledge in the Pyrenean surroundings ([Lucazeau and Vasseur, 1989](#)) and lead to a Moho temperature of 650°C. Because of the lack of reliable conductive heat flow data in the Pyrenees, we simply assume that the radiogenic heat production in the thickened Pyrenean crust should lead to a surface heat flow of 80 mW/m². We model the heat flow anomaly of the Pyrenean root by imposing a thermal anomaly located in the crustal root (Fig. 2.4D). This leads to a temperature of 650°C at 30 km depth in the foreland and 1000°C at the root bottom in central part of the range.

Boundary conditions The lack of detectable horizontal motions in western Europe ([Nocquet, 2012](#)) forces us to set the differential velocity across the profile to zero. However, we do not prescribe the vertical motion on the lateral sides of the model for allowing a possible flexural response of the foreland. All models are supported at their bottom by hydrostatic pressure representing the interaction with an asthenosphere having a density of mantle. Because of these boundary conditions, deformation should occur only in response from body forces and surface processes.

Initial conditions and time-stepping The problem of initial conditions of a geodynamical model is mostly associated with the lack of knowledge of the initial stress state and geometry. In a simple configuration associated with horizontal layering and no lateral density variation, it is possible to compute a lithostatic stress field that exactly balances body forces and boundary conditions. This is the case of FLAT experiments that are in a perfect self-equilibrium. For ISO and PYR experiments, lateral density contrast induces transient motions allowing for the deviatoric stress to build up. We experimentally observe that a period of time of 2 Ma and 20 Ma are necessary to obtain a nearly complete strain relaxation for respectively ISO and PYR experiments. Therefore, FLAT and ISO experiments are conducted during 2 Ma without imposing additional loading. For PYR experiments this time is extended to 20 Ma. After this initial stress building, additional loading (dense body and/or surface processes) is applied during 1 Ma and the friction fault is reduced to 0.02.

2.3 Réactivation d'un plan de faille et processus associés au soulèvement du montagne sans convergence aux limites

Notre étude portait sur la réactivation d'un plan de faille situé proche de la bordure Nord des Pyrénées Centrales, au niveau de Lourdes. Des failles normales, ou du moins des mouvements différentiels entre la Zone Axiale en surrection et la Zone Nord Pyrénéenne supposée stable semblent avoir eu lieu récemment et sont probablement toujours actifs. En effet, [Lacan and Ortuño \(2012\)](#) ont fait l'inventaire des escarpements témoignant d'une activité durant le Plio-Quaternaire. Pour les Pyrénées Centrales, on peut identifier quelques escarpements remarquables à cinématique en faille normale : quatre escarpements en échelon dans la partie Nord de la Zone Axiale et plusieurs petits au centre de la chaîne au niveau du massif de la Maladeta.

L'idée proposée par Lacan est que cette réactivation des plans en jeu normal soit due à un soulèvement isostatique induit par la dénudation alors qu'il n'y a plus de convergence aux limites de la chaîne. Notre modélisation confirme cette relation pour le plan de faille défini dans la ZNP. La relation entre le déchargement de surface et l'activité sismique a été déjà montrée dans un contexte d'extension horizontale aux limites [Maniatis and Hampel \(2008\)](#) et de déglaciation ([Hetzl and Hampel, 2005](#)). Alors que le régime d'extension est stoppé, les processus de surface permettent d'entretenir le glissement d'un plan de faille ([Fernández-Ibáñez et al., 2010](#)) pour plusieurs millions d'années avec des valeurs entre 20 et 70 m/Ma ([Turpeinen et al., 2014](#)). Ces études prennent place dans le contexte plus large de l'étude de la relation entre les processus de surface et la réactivation d'un plan de faille dans un contexte tectonique peu actif (ex : [Calais et al. \(2010\)](#)).

Ci-dessous, nous explorons l'influence de la localisation et la géométrie du plan par rapport à son glissement lors de sa réactivation due à un soulèvement régional alors qu'il n'y a plus de convergence aux limites.

2.3.1 Rejeu du plan de faille en fonction de son pendage et de sa position au sein de la chaîne

Dans la discussion de l'article, nous évoquons une expérience supplémentaire avec un plan de faille situé au centre de la chaîne. Son glissement de 19.12 m/Ma, est deux fois supérieurs à celui en périphérie (8.77 m/Ma) (fig. 2.5). Bien que les deux émergences des plans de failles soient espacées seulement de 15 km, le plan glisse deux fois plus vite au centre de la chaîne.

L'origine de cette différence importante se doit d'être expliquée.

2.3.1.1 Cas des Pyrénées Centrales : un plan de faille situé au cœur de la chaîne glisse plus que celui situé au pied

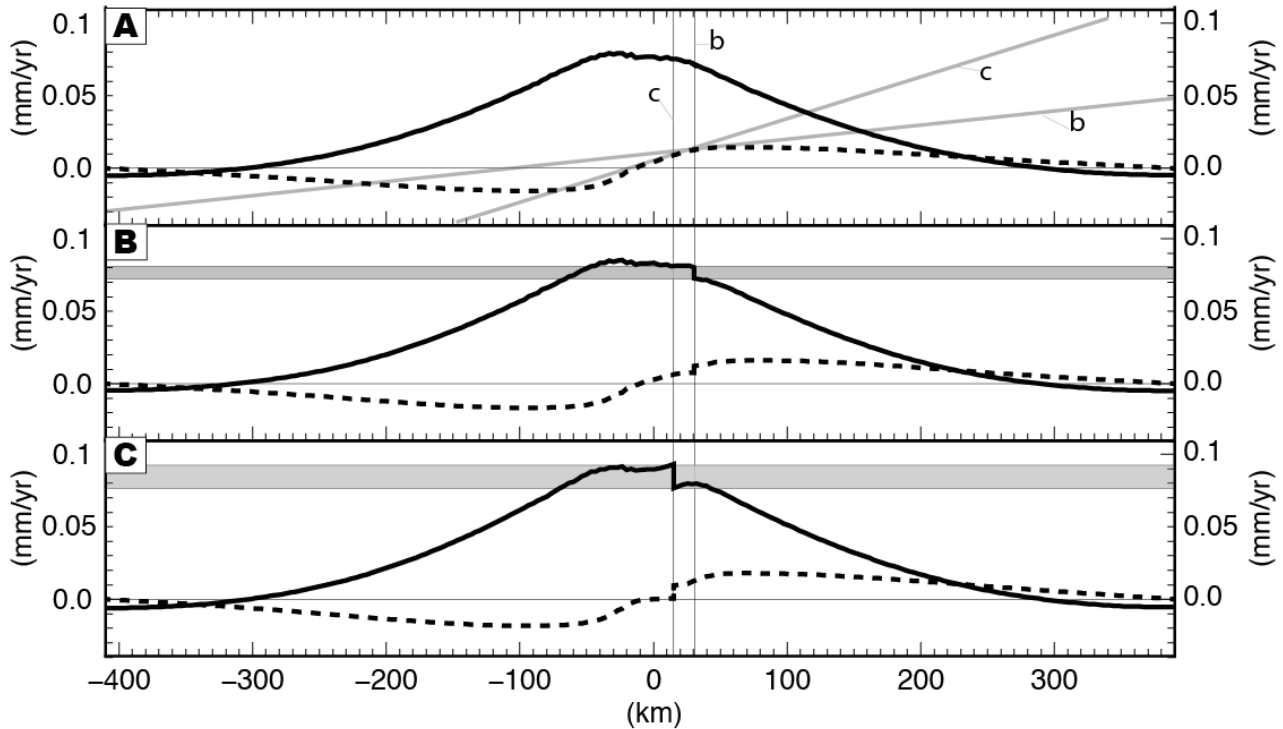


Figure 2.5: Comparaison des profils de vitesses verticales et horizontales (en pointillés) de surface pour l'essai ISO-D (géométrie à l'équilibre isostatique avec la topographie et soumis à la dénudation) discutés dans l'article. A) Faille bloquée. Les droites grises sont des tangentes à la courbe des vitesses horizontales au niveau des intersections avec la position d'émergence des différents plans. B) Modèle présenté dans l'article, faille localisé au pied de la chaîne. C) Faille localisée au coeur de la chaîne.

Pour tenter d'expliquer cette variation importante entre les vitesses de glissement des plans situés respectivement au pied et au cœur de la zone soumise à la dénudation, nous avons examiné les profils de vitesses de surface des différents modèles (fig. 2.5). La réponse flexurale à la dénudation est étendue sur 600 km avec son maximum au cœur de la chaîne (fig. 2.5 A). A l'échelle de cette courbe de vitesse verticale, les deux émergences du plan de faille sont proches et le contraste des vitesses verticales est faible. Effectivement, en allant du centre à l'extérieur de la chaîne, le soulèvement en ces points varie de 75 à 70 m/Ma. Le profil de vitesses verticales ne permet pas d'expliquer une différence allant du simple au double entre les deux glissements. En revanche, le profil des vitesses horizontales, sans plan de faille réactivé (fig. 2.5 A en pointillés), montre un changement de pente important à l'endroit où sont localisés les plans de failles. En partant de l'axe de la chaîne la pente est positive, mais la pente diminue à l'intersection avec le plan du pied de la chaîne, pour devenir négative 40 km plus loin. Nous avons tracé les tangentes à la courbe aux intersections d'émergence des plans de failles. La pente de la droite ainsi obtenue

pour le plan à proximité de l'axe, et qui a le jeu le plus élevé, est de 0.28 m/Ma/km. Ce qui est deux fois plus important que la valeur de 0.1 pour la pente de la tangente du plan situé au pied de la chaîne. Le rapport des pentes est donc proportionnel au rapport des valeurs de glissements qui doublent lorsqu'on se rapproche du centre de la zone érodée.

Pour conclure, cet exercice suggère que le gradient de vitesses horizontales (dv_x/dx) au niveau de l'émergence du plan de faille est un indice sur la quantité possible de glissement.

2.3.1.2 Influence du pendage et de la position d'un plan de faille au sein d'une montagne soumise à l'érosion

En se basant sur le modèle de Vernant et al. (2013) et en y ajoutant des plans de faille à comportement frictionnel, nous avons effectué une étude de sensibilité sur la géométrie et la position du plan de faille. Nous avons modélisé une coupe lithosphérique 2D d'une chaîne de montagnes simplifiée et à l'équilibre isostatique. Le profil topographique est symétrique et triangulaire avec au centre une altitude de 3000 m et une base de 200 km (fig. 2.6 A). La racine crustale associée compense la topographie et correspond à une anomalie de température imposée positive pour simuler la production radiogénique liée à l'épaississement crustal. Cette chaîne de montagnes est érodée selon un profil proportionnel à celui de la topographie. Au sommet, la dénudation est de 700 m/Ma et décroît linéairement jusqu'au pied pour y être nulle (fig. 2.6 A). Les profils de vitesses de surface induits par 1 Ma de dénudation montrent une réponse flexurale étalée sur 600 km, avec au centre une vitesse verticale maximum de 250 m/Ma (fig. 2.6 C). Ces résultats sont proportionnels à ceux obtenus pour le cas des Pyrénées.

De chaque côté de l'axe de la chaîne, un plan de faille d'une longueur de 20 km a été positionné tous les 10 km, sur 150 km, de l'axe de la chaîne aux avant-pays. Toutes ces localisations d'émergence du plan ont été expérimentées pour différents pendages. L'éventail des pendages testés va de +30 à -30° tous les 15° vers l'axe de la chaîne. La friction du plan de faille est très faible : 0.02. A 1 Ma de dénudation, l'ensemble des résultats de glissements sur le plan de faille est présenté sur la figure 2.6 B, sous forme de grille. Les résultats sont organisés avec les valeurs de pendage en fonction des positions et la grille est une interpolation des résultats de glissement de chaque essai symbolisés par un point.

Sur cette grille, une certaine symétrie se dessine, elle est d'axe horizontal centré sur le pendage 90°. Pour ce pendage vertical, aucun mouvement n'est enregistré. En partant de ce plan de symétrie les valeurs de glissement augmentent et puis diminuent. De part et d'autre de cet axe, les glissements positionnés au plus près de l'axe de la chaîne montrent des valeurs supérieures à 30 m/Ma, qui sont les plus élevés. C'est le pendage à 45° vers l'axe de la chaîne qui montre les

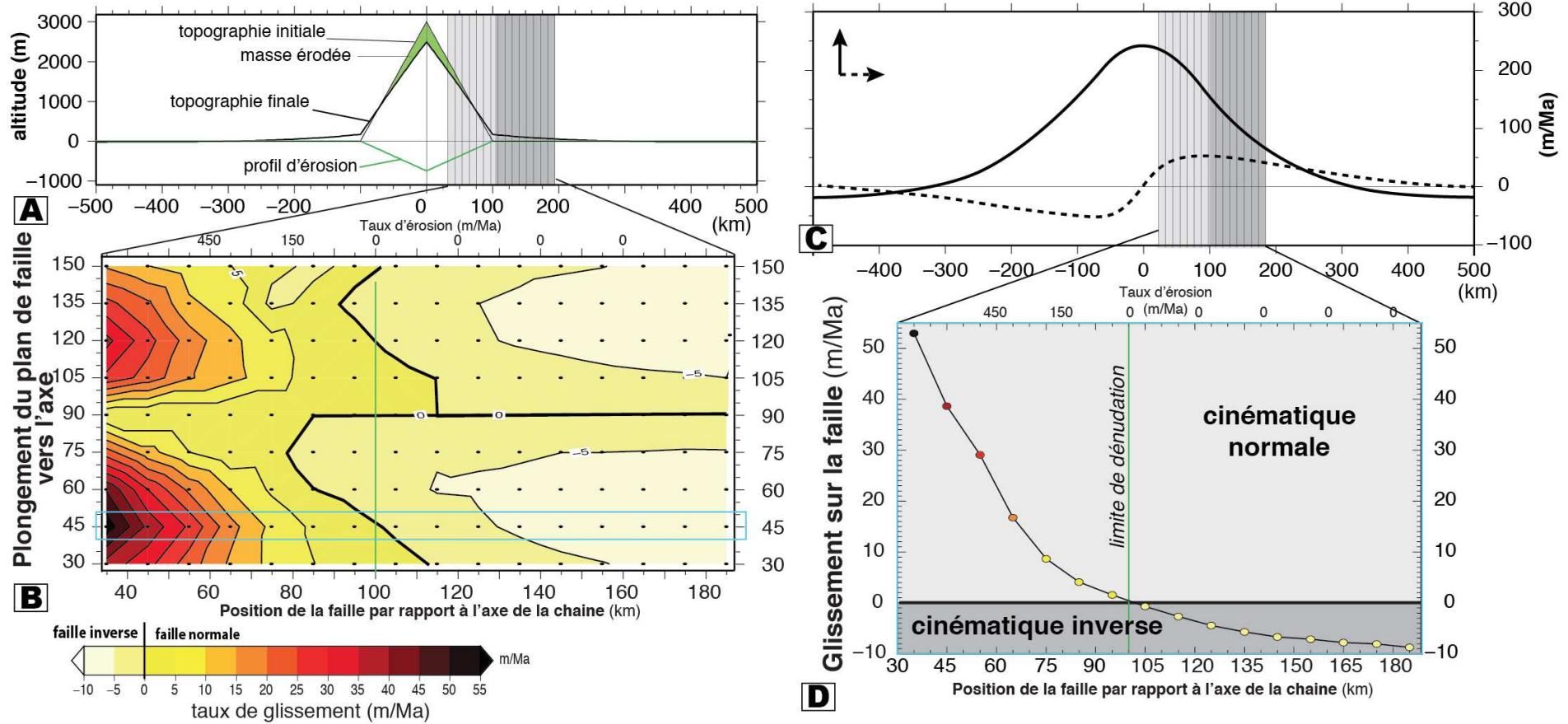


Figure 2.6: Influence de la géométrie et de la position d'un plan de faille de 20 km de long : essais pour une montagne simplifiée à l'équilibre isostatique avec un champ de température montrant une anomalie centrale positive. Les zones grisées correspondent à l'émergence des plans de faille et indiquent la cinématique observée pour un pendage à 45° : jeu normal en gris clair et jeu inverse en gris foncé. A) Profils topographiques initial et final, et profil de dénudation avec son maximum à 750 m/Ma. La zone verte indique la quantité de masse enlevée. Les différentes positions d'émergence sont localisées par les traits verticaux des zones grisées. B) Résultats des glissements en m/Ma sur différents plans de faille ayant des positions d'émergence par rapport à l'axe de la chaîne indiquées en abscisse et des pendages vers l'axe variant de 90° (vertical) à 30° indiqués en ordonnées. Les valeurs négatives de glissement correspondent à une cinématique inverse, un trait épais à 0 délimite le changement de cinématique. C) Profils finaux de vitesses de surface pour un modèle sans plan de faille, avec les vitesses horizontales en pointillés. D) exemple d'évolution des valeurs de glissements en fonction de la position d'émergence du plan de faille (plan de pendage de 45° :).

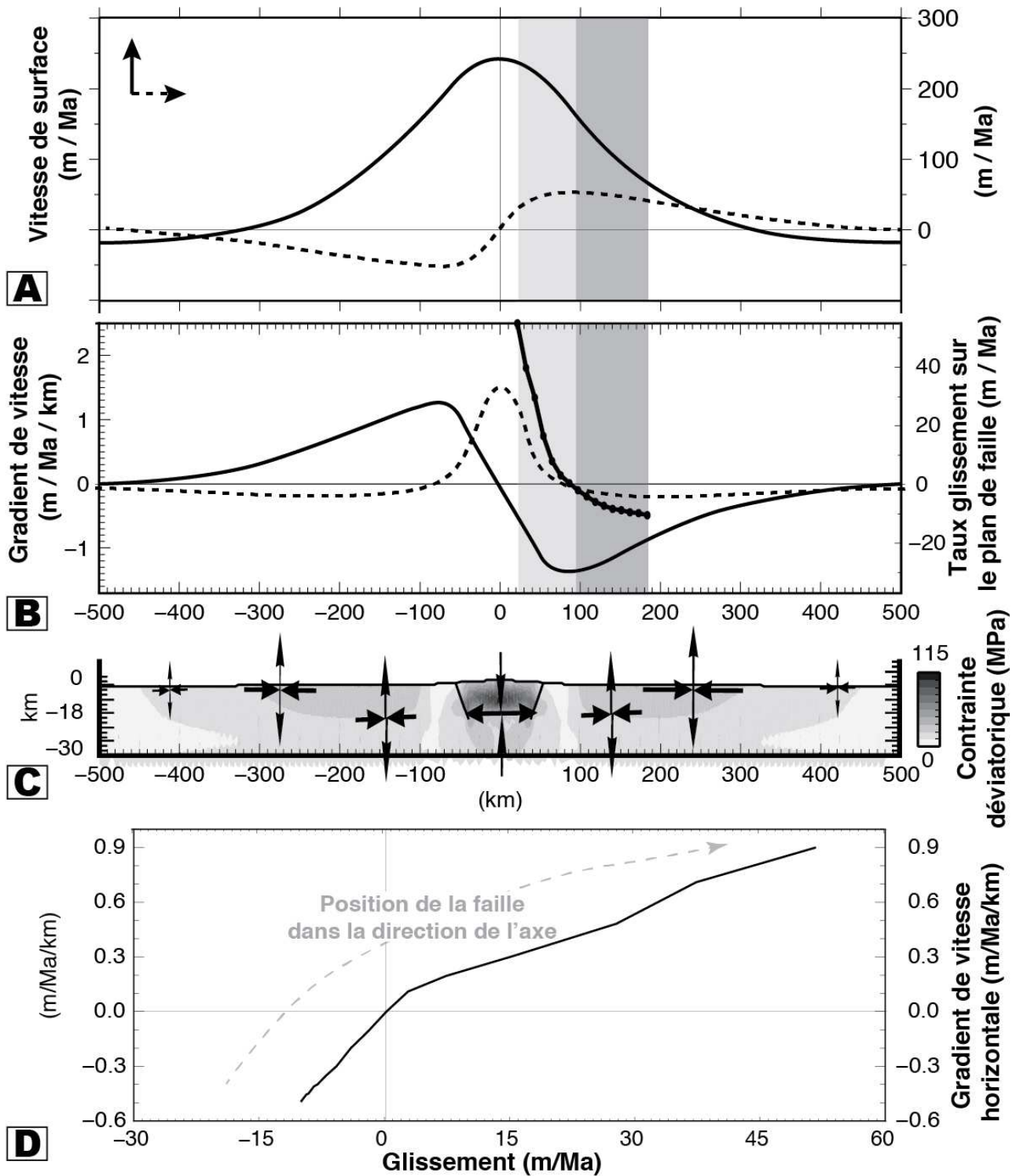


Figure 2.7: Le gradient de vitesses de surface permet de localiser les changements de cinématique et la quantité de glissement d'un plan de faille en fonction de sa position. A) fig. 2.6 C. B) Gradient des profils de A) avec la courbe des résultats de glissements pour un plan avec un pendage à 45°. C) Contraintes et tenseur des contraintes après 1 Ma de dénudation. D) Corrélation entre le gradient de vitesses horizontales et la vitesse de glissement sur le plan de faille.

vitesse de glissement les plus importantes. L'évolution des glissements en fonction des positions, pour le cas d'un pendage à 45° , est tracée sur la figure 2.6 D. Les valeurs de glissements décroissent rapidement quand la position du plan de faille s'éloigne de l'axe de la chaîne, ce comportement est aussi valable pour les autres pendages.

Pour le pendage 45° , la transition entre les valeurs de glissement positives et négatives est située à 100 km de l'axe de la chaîne, ce qui correspond à la transition entre la zone en dénudation et le reste du modèle. Ainsi, les plans de faille situés dans ces zones vont avoir, respectivement, des cinématiques normale et inverse (respectivement gris clair et gris foncé sur la fig. 2.6 et 2.7). Notons toutefois que pour certains pendages, la transition entre valeurs de glissement positives et négatives ne coïncide pas exactement avec la limite horizontale de la dénudation, mais les valeurs de glissements associées à cette transition sont faibles.

L'examen des profils de vitesses de surface (fig. 2.6 C et fig 2.7 A) montre des changements au niveau de la transition entre les cinématiques normale et inverse. En effet, le profil des vitesses verticales passe d'une forme convexe à concave. Le passage d'une pente positive à une pente négative du profil de vitesses horizontales se fait progressivement à ce niveau là. Les dérivées directionnelles qui sont les gradients des profils de vitesses de surfaces permettent d'amplifier les changements de pentes (fig. 2.7 B) et ainsi de mettre en évidence les transitions évoquées ci-dessus.

Le passage à zéro du gradient du profil des vitesses horizontales marque la transition entre l'extension et la compression. Cette transition correspond aussi au point d'inflexion du profil des vitesses verticales, et donc une pente nulle du gradient associé. On peut penser que le gradient des vitesses horizontales est associé à des changements de contraintes dans la lithosphère (ex : [Hampel and Hetzel \(2006\)](#); [Vernant et al. \(2013\)](#)). La transition entre les zones en extension et en compression dans la croûte supérieure (fig. 2.7 C) se situe au niveau des changements de pentes des profils de vitesses de surface. La partie positive des gradients des vitesses horizontales est associée à la zone en extension et correspond à une cinématique en faille normale.

Nous avons tracé l'évolution du glissement pour les différentes positions d'un plan de faille à 45° en fonction des valeurs associées des pentes du profil de vitesses horizontales (fig. 2.7 D). Une tendance se dessine ce qui permet d'affirmer qu'il existe une corrélation entre les déplacements horizontaux de surface et le comportement du plan de faille.

En allant vers l'axe de la chaîne, les valeurs positives et élevées des pentes du profil des vitesses et/ou déplacements horizontaux induiront une réactivation en jeu normal avec un important glissement pour un plan avec un pendage différent de 90° .

2.3.2 La friction sur le plan de faille, un paramètre qui a une influence non-négligeable

Tous nos essais présentés jusqu'à présent ont des coefficients de friction sur le plan de faille très faibles (< 0.1). La contrainte tangentielle sur le plan de faille est ainsi très faible. Plus précisément, à partir d'une certaine profondeur (ici 15 km), qui dépend du régime thermique, il n'y a plus de glissements sur le plan de discontinuité, mais c'est le matériel composant la croûte qui accommode la déformation si besoin (Kirby et al., 1987). Ce comportement est dû à la rhéologie de la lithosphère qui fait que les déformations passent d'un comportement cassant à ductile avec la profondeur (Brace and Kohlstedt, 1980).

Quantifier la friction d'une discontinuité qui sépare deux blocs crustaux est très difficile. En laboratoire, on peut déduire cette friction en mesurant les forces normales et tangentielles nécessaires pour que l'un des blocs glisse par rapport à l'autre. C'est ainsi qu'une valeur de 0.6 est communément utilisée d'après Byerlee (1967) pour la croûte supérieure qui accommode les déformations de manière cassante. Or, des modélisations montrent que bien souvent il faut des coefficients de friction faibles (< 0.4) sur des plans séparant des blocs pour expliquer des vitesses de surfaces comparables à celles associées aux données GPS (0.1 pour Chéry et al. (2001); 0.4 pour Hetzel and Hampel (2005); 0.02 pour Vernant and Chéry (2006b)).

C'est pourquoi nous prolongeons notre étude, en explorant l'influence du coefficient de friction d'un plan de faille sur les valeurs de son glissement (fig. 2.8). Ce travail a été effectué pour les différentes positions de plans avec un pendage de 45° vers l'axe de la chaîne.

Toutes les courbes obtenues se situent en dessous de notre courbe de référence avec un coefficient à 0.02. On peut en conclure que les valeurs de glissement diminuent avec le coefficient de friction. Nous avons tracé cette évolution pour la position la plus interne (35 km), et on observe que l'augmentation des coefficients de friction induit une diminution non linéaire (exponentielle?) du glissement (fig. 2.8 B).

Par rapport aux positions des plans et des glissements, une différence importante apparaît pour les coefficients inférieurs à ceux employés dans nos essais de références. La zone de transition entre les valeurs positives et négatives n'est plus localisée, mais s'étale sur au moins 30 km ce qui correspond à une zone avec un déviateur de contraintes presque nul (fig. 2.7 C). De plus, pour des coefficients de friction supérieurs à 0.2 il n'y a plus de glissements pour les plans de failles situés à l'extérieur de la chaîne et donc de la zone érodée.

Ainsi, nos considérations des sections précédentes sont applicables seulement lorsque le frottement est faible sur le plan de faille, c'est à dire avec un coefficient de friction nul ou inférieur

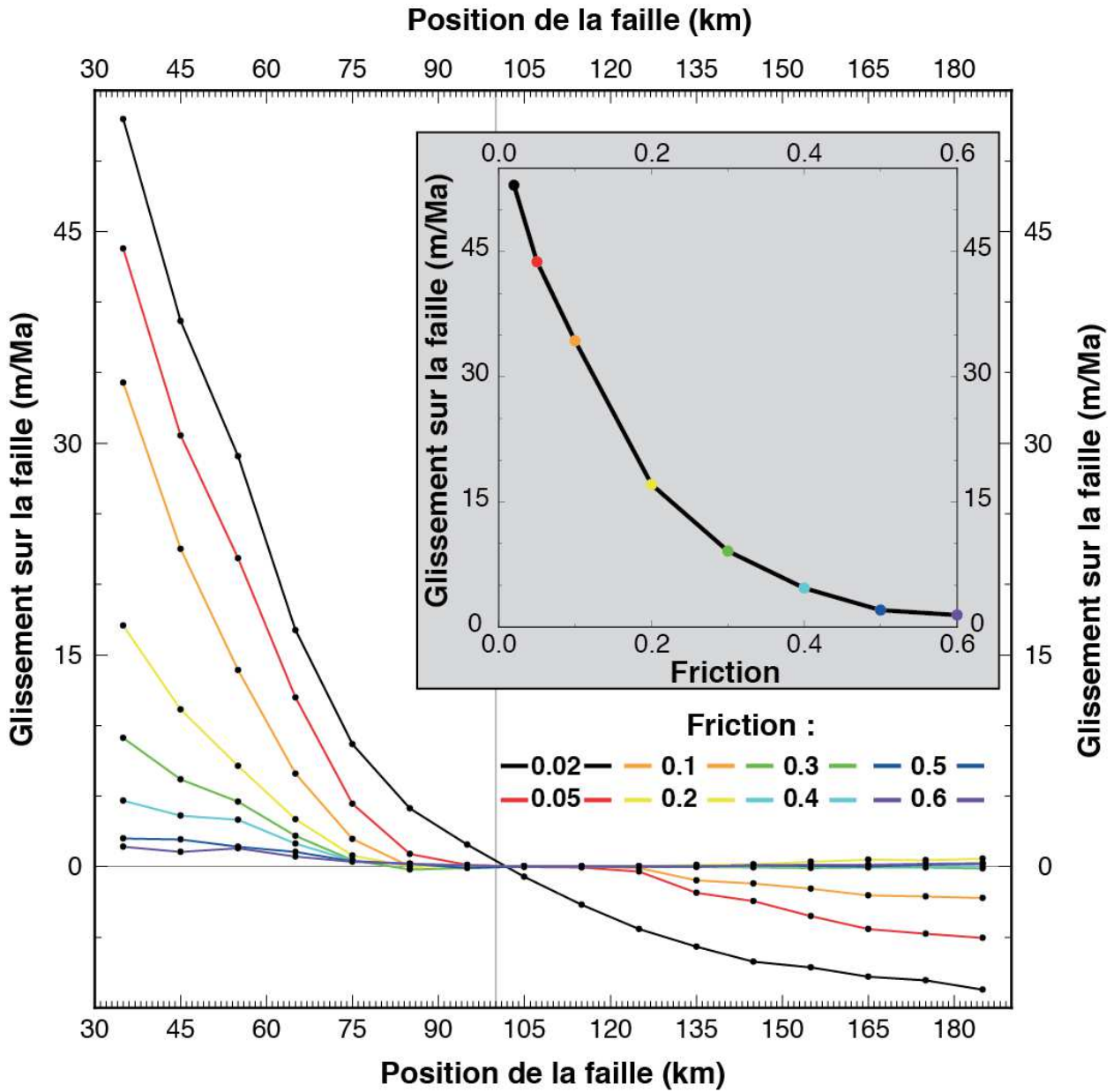


Figure 2.8: Relation entre glissement de la faille et la position de l'émergence du plan de faille en fonction du coefficient de friction. L'essai de référence en noir a le plus faible coefficient de friction sur le plan de faille. Pour une valeur de 0.6, la faille n'est pas réactivée.

à 0.05.

2.3.3 Conclusions :

Nous venons de présenter les résultats de l'étude sur la réactivation de plan de faille, dans un contexte de soulèvement induit par la réponse flexurale à la dénudation. D'autres contextes pouvant induire une réponse analogue existent. Par exemple, deux sous-bassins peuvent être séparés par une faille qui accommode deux taux de soulèvement dus à des quantités différentes de sédiments évacués (Fernández-Ibáñez et al., 2010). Un autre processus peut induire des mouvements verticaux dans une chaîne de montagnes sans convergence aux limites : le déséquilibre isostatique (comme le modèle PYR présenté dans notre article accepté au CRG).

Nous avons conclu que de la position de l'émergence en surface du plan de faille par rapport aux gradients des vitesses horizontales, dépend la quantité et la cinématique de glissement.

Cette conclusion peut être généralisée aux processus induisant un soulèvement mais surtout des mouvements horizontaux différentiels. Le champ de vitesses associé à la réponse flexurale induite par l'érosion permet d'illustrer nos propos sur la figure 2.9. Les vecteurs divergent dans la zone centrale en soulèvement, ils ont donc des composantes horizontales et verticales (fig. 2.9 A). La différence entre les composantes horizontales de deux vecteurs proches (fig. 2.9 C) traduit les valeurs du gradient du profil de vitesses horizontales (fig. 2.9 B). Pour une émergence de plan de faille située entre deux points du champs de vecteurs, plus le gradient de la composante horizontale est élevé, plus le glissement sur ce plan sera important (fig. 2.9 C).

Le profil de vitesses horizontales (fig. 2.10 B3) rappelle, à une rotation près, celui des contextes associés à une faille décrochante, qui forme un arc-tangente (fig. 2.10 A3) obtenu grâce aux mesures GPS. D'après Savage and Burford (1973) la forme de l'arc-tangente permet de déduire la profondeur de la faille décrochante en période inter-sismique. La différence entre les maximums et minimums des vitesses horizontales permet d'approcher l'extension à travers la chaîne, et la position d'émergence d'un plan de faille par rapport au gradient horizontal prédit sa quantité de glissement.

Il est possible de se demander si les changements de vitesses horizontales GPS associés à cette réponse flexurale sont mesurables. Dans les Pyrénées, une coupe à travers le champ de vitesses GPS de l'étude Asensio et al. (2012) montre une extension d'environ 0.3 mm/an, ce qui est à la limite du détectable. De plus, l'étude récente de Rigo et al. (2015) montre des coupes à travers les mesures géodésiques dans les Pyrénées Centrales. Ces profils de vitesses horizontales, notamment celui présenté figure 2.11 A, rappelle ceux obtenus par nos modélisations, figure 2.11 B. Bien que les amplitudes et les longueurs d'ondes diffèrent, cette observation est encourageante car elle est

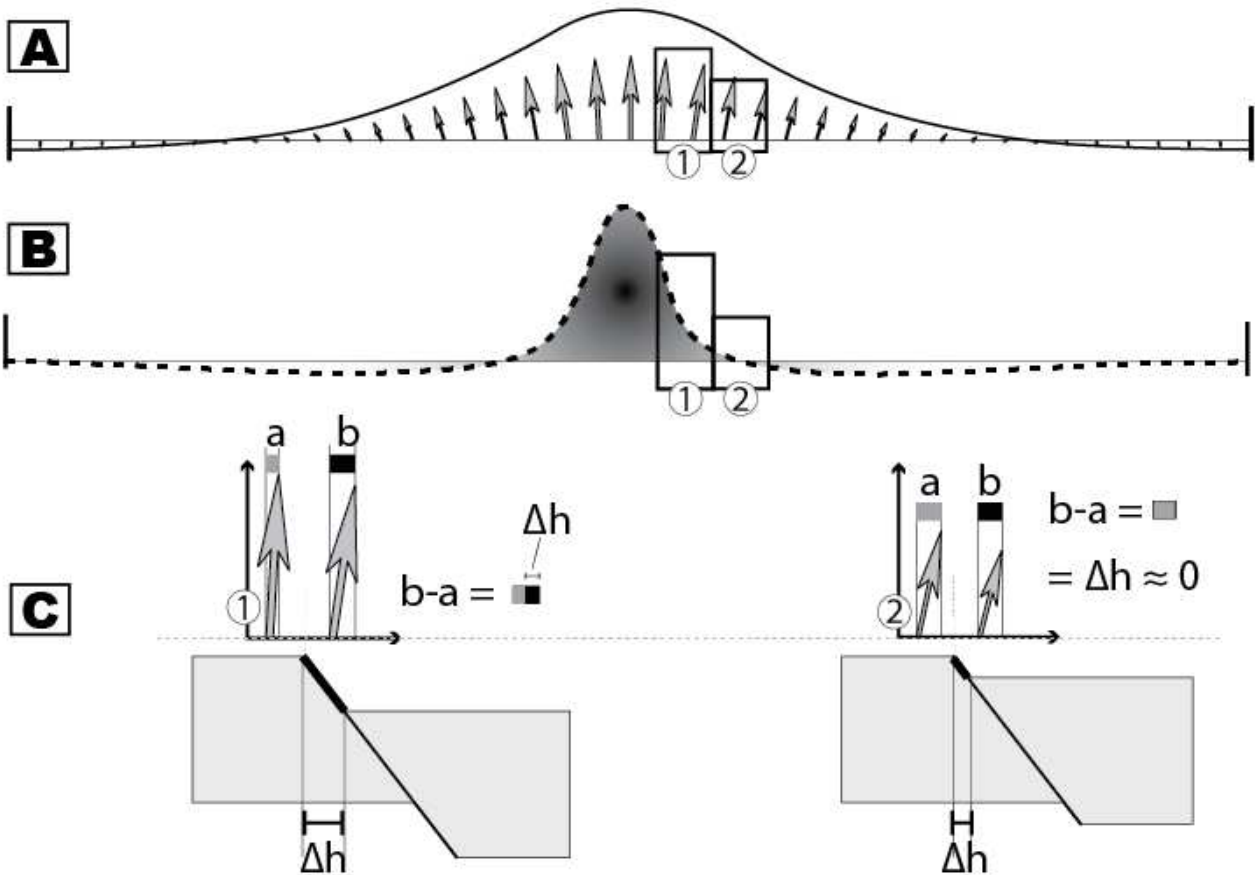


Figure 2.9: A) Champ de vitesses de surface et profil de vitesses verticales associées (sans échelle pour être appliqué à différents processus). B) Gradient du profil des vitesses horizontales de surface associées à A). C) Détails des situations 1 et 2 : influence du différentiel de la composante horizontale du vecteur de vitesse de surface ($\Delta h = b - a$) sur le rejeu d'un plan de faille situé entre les deux points.

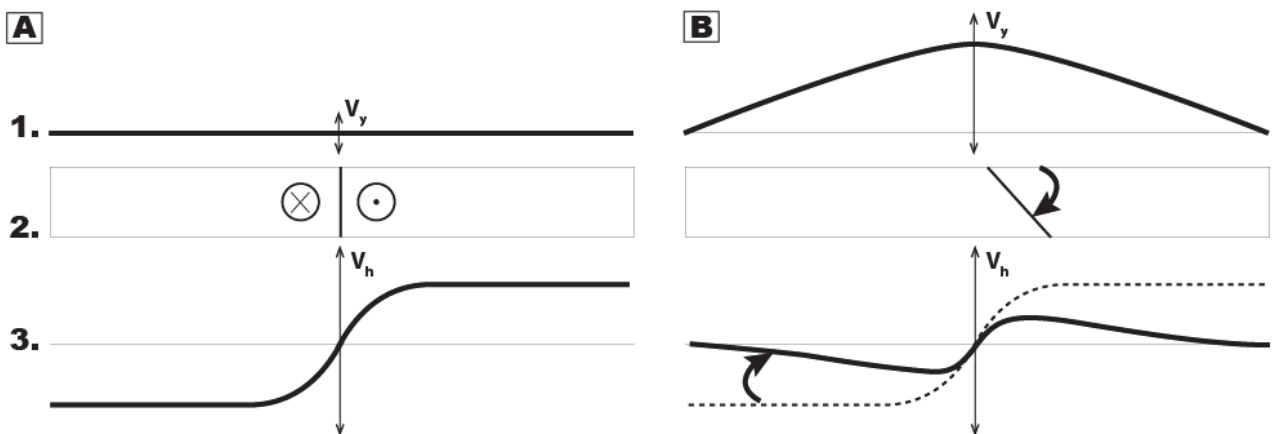


Figure 2.10: Comme pour les failles décrochantes, un champ de vitesses GPS avec une bonne résolution permettrait de prédire les glissements de failles relativement les unes par rapport aux autres A) Exemple d'une faille décrochante, d'après Savage and Burford (1973) l'étendue de la forme d'arc-tangente des vitesses horizontales permet d'estimer la profondeur de blocage et la vitesse de glissement. B) Cas d'une zone soulevée qui entraine un profil de vitesses horizontales de surface qui rappelle l'arc-tangente de B). 1) Profil de vitesses verticales de surface ; 2) Coupe à travers la croûte et plan de faille ; 3) Profil de vitesses horizontales de surface.

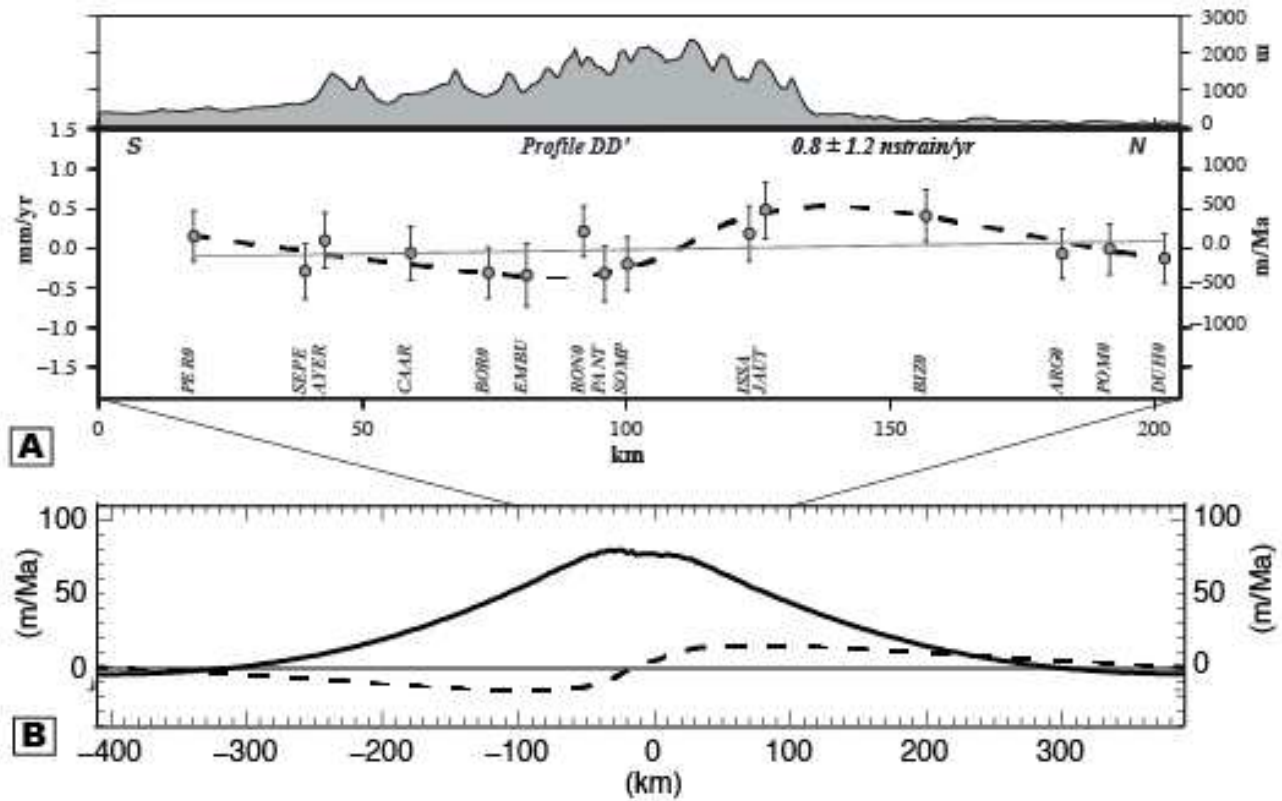


Figure 2.11: A) Une coupe à travers le champ GPS des Pyrénées Centrales d'après Rigo et al. (2015) suggère des changements de pentes semblables à B) ceux du profil de vitesses horizontales de surface obtenu dans nos modélisations.

accord avec l'extension observée par les données sismiques et les études néotectoniques.

Ainsi, nous pouvons espérer que dans quelques années, la connaissance plus précise du champ de vitesses GPS d'une région permette de mettre en évidence ces profils indiquant de l'extension dans les chaînes, comme ça semble être le cas dans les Pyrénées Occidentales.

Toutefois le coefficient de friction du plan de faille a un impact déterminant sur le rejeu de la faille. Un coefficient de friction nul donne une déformation localisée sur le plan de faille, ce qui permet d'avoir un changement progressif de la cinématique en fonction de la position du plan de faille. Alors que l'augmentation du coefficient induit une distribution de la déformation dans la croûte supérieure, une zone d'émergence où aucun glissement n'est observé. En effet, les conclusions présentées sont valables pour un plan de faille avec une friction nulle.

Chapitre 3

Quantification de l'érosion dans les Pyrénées Centrales

3.1	Généralités sur l'évolution du relief et de la topographie	69
3.1.1	Petite mise au point lexicale	69
3.1.2	L'évolution d'un niveau de base : relation entre réseau fluvial et réseau karstique	70
3.2	L'incision grâce au réseau karstique étagé et la dénudation des bassins versants	76
3.2.1	La datation des karsts et des spéléothèmes	76
3.2.2	Datation des remplissages karstiques par les cosmonucléides ^{26}Al et ^{10}Be :	77
3.2.3	Quantifier des taux de dénudation	87
3.3	Présentation de la zone d'étude	95
3.3.1	Les Pyrénées Centrales	95
3.3.2	Bilan des connaissances érosion/dénudation dans les Pyrénées	96
3.3.3	Présentation des différentes zones d'échantillonnage :	98
3.4	Estimation des taux d'incision	109
3.4.1	Données issues des mesures à l'appareil ASTER	109
3.4.2	Extraction des concentrations	109
3.4.3	Âge d'enfouissement et paléo-taux de dénudation	111
3.4.4	Identification des niveaux de base	113
3.4.5	Taux d'incision	116
3.4.6	Influence de l'altitude pré-enfouissement	118
3.5	Estimation des taux de dénudation	121

3.5.1 Bassins versants « ^{10}Be »	121
3.5.2 Bassins versants « ^{36}Cl » :	123
3.6 Discussion	131
3.6.1 La datation des remplissages karstiques, un outil pour l'évolution du paysage	131
3.6.2 Répartition spatiale des taux de dénudation	141
3.6.3 Enregistrement de l'évolution temporelle de l'incision	149
3.7 Conclusions	151

Dans le chapitre 1, nous avons montré que la dénudation influence l'extension dans les chaînes de montagnes à faible taux de convergence. Lors de notre étude du chapitre 2 sur les Pyrénées, nous avons proposé que la dénudation permette de réactiver des plans en faille normale au sein de la chaîne. Un des paramètres importants de nos modélisations du chapitre 2 est la localisation de l'érosion provoquant un rebond isostatique entraînant des déformations localisées dans la lithosphère. Le profil de dénudation appliqué à nos modélisations est proportionnel aux élévations, mais ces taux ont été estimés d'après les données de la littérature. Les Pyrénées, contrairement aux Alpes (voir [Champagnac et al. \(2007, 2009\)](#)) sont très peu documentées d'un point de vue taux des processus de surface. L'essor de l'utilisation des cosmonucléides *in-situ* permet d'apporter de nouvelles contraintes sur les taux d'incision et de dénudation sur des périodes récentes (< 5 Ma). Nous allons donc utiliser les méthodes de datations cosmogéniques pour avoir une idée de la répartition spatiale de l'érosion au sein des Pyrénées, et discuter ces résultats dans le contexte de nos modélisations présentées au chapitre 2.

3.1 Généralités sur l'évolution du relief et de la topographie

3.1.1 Petite mise au point lexicale

Denudation et *erosion* sont utilisés pour décrire l'évolution de la topographie sous l'action des processus de surface. Ces deux mots sont parfois employés pour signifier la même chose, alors qu'ils décrivent deux processus différents. De plus ces mots sont utilisés dans les langues anglaise et française. Dans cette thèse, nous utilisons ces mots dans leur signification anglo-saxonne. Nous nous basons sur les définitions de [Gunn \(2013\)](#) :

Dénudation : La dénudation s'applique à l'évolution temporelle de l'altitude d'une surface. C'est un taux qui s'exprime en mm/an.

Erosion : Le taux d'érosion s'applique à un volume et suit l'évolution de sa masse au cours du temps. L'érosion prend en compte ce qui se passe à la surface, et considère la perte de masse due à la dissolution, par exemple dans les réseaux karstique. Il s'exprime en $\text{m}^3/\text{kg}^2/\text{an}$.

En français, d'après l'équation de l'érosion, nous utilisons souvent le terme érosion pour désigner l'évolution de l'altitude d'un point du relief au cours du temps.

Incision : L'incision induit un creusement du relief (Fig.3.2), on peut l'associer à une vallée, un important constituant du paysage. La mesure du taux d'incision correspond à l'abaissement par rapport à un point au cours du temps du niveau de la rivière. Le taux d'incision s'exprime en mm/an, on pourrait dire que le taux d'incision est un taux de dénudation un peu particulier, car appliqué à une surface qui est la rivière. Différents facteurs peuvent influencer l'incision d'une vallée :

- la surrection du massif liée à la tectonique ou à l'isostasie (ex :van der Beek (2013))
- l'abaissement du niveau de base (ex : Loget et al. (2006))
- le climat (ex : Whippe et al. 2009)
- le développement du réseau de drainage (ex : Vassallo et al. (2007))

Niveau de base : Le niveau de base d'un cours d'eau est l'altitude en dessous de laquelle il ne peut plus creuser car il a atteint le niveau minimum du réseau hydrographique. Cela peut être la mer pour un fleuve (exemple Fig.3.2), ou bien un lac, un confluent ou une dépression endoréique pour une rivière.

L'évolution du niveau de base au cours de temps entraîne la formation de marqueurs morphologiques dans le paysage (Fig.3.2). L'étude de ces marqueurs peut apporter des informations sur le réseau de drainage superficiel passé mais aussi sur le réseau souterrain. Nous verrons que ces derniers réseaux a fortement évolué sur la période récente (< 5 Ma).

Relier spatialement des marqueurs entre eux, donnera une distance et les dater permettra de quantifier l'évolution du paysage.

3.1.2 L'évolution d'un niveau de base : relation entre réseau fluvial et réseau karstique

3.1.2.1 Réseau de drainage et surfaces abandonnées

Le réseau de drainage tend à faire disparaître le relief, il est donc en compétition avec la tectonique qui le forme. Cette formation de relief augmente les pentes ce qui accentue les processus d'érosion et peut affecter le réseau de drainage en modifiant son équilibre. En effet, la loi qui définit l'évolution de l'altitude d'un point au cours du temps, c'est-à-dire la loi d'érosion, dépend de la pente. De plus, depuis une vingtaine d'années de nombreuses études montrent qu'il y a une rétro-action due à l'érosion sur la tectonique (e.x : modélisations de Willett (2010)). Ainsi, l'interaction entre ces processus sculpte le paysage et tous ces changements laissent, au cours du temps, des marqueurs.

Les terrasses et surfaces abandonnées Ces marqueurs laissés par l'incision d'une rivière peuvent être de deux types : terrasse de dépôt ou surface d'érosion (aussi appelée terrasse rocheuse). On distingue deux organisations dans l'espace des terrasses, emboîtées ou étagées. Les terrasses sont abandonnées lorsque la rivière passe d'un régime d'équilibre ou de dépôt à un régime érosif ou incisif (Burbank and Anderson, 2001). Ce qui définit le régime d'une rivière est principalement sa pente et sa charge sédimentaire. De ce fait, on trouvera préférentiellement d'amont en aval d'une rivière : des surfaces d'érosion puis des terrasses.

Profil d'équilibre : Pour savoir si une rivière est à l'équilibre il est possible d'étudier dans un premier temps son profil longitudinal. Le profil longitudinal idéal d'une rivière est lorsque le débit ne s'appauvrit pas vers l'aval. Ce profil longitudinal de la rivière s'obtient en reliant l'altitude du lit de la rivière à sa distance par rapport à un point aval qui peut être le niveau de base. La forme caractéristique d'une rivière en équilibre est concave.

3.1.2.2 Réseaux karstiques et galeries étagées

L'eau dans une rivière aérienne peut avoir deux origines, météorique collectée sur son bassin versant, et/ou souterraine. Dans ce derniers cas, les roches réceptionnent l'eau de pluie qui s'infiltré et la délivre au niveau du réseau de drainage par une résurgence. Durant son parcours l'eau a le pouvoir d'attaquer la roche, surtout au voisinage de la zone noyée dans le niveau épiphréatique (Ford and Williams, 2007). Donc à la différence des rivières qui incisent principalement par abrasion, le réseau karstique se développe surtout par dissolution.

L'évolution verticale d'un réseau karstique est en relation avec le niveau de base fluvial le plus proche (Palmer, 1987; Audra and Palmer, 2013). Certaines grottes sont au voisinage d'une rivière qui pourra emprunter ces passages souterrains comme une dérivation de leur parcours aérien. De ce fait, le réseau de drainage et le réseau souterrain ont le même niveau de base. En d'autres termes, le développement vertical d'un karst est relié à l'évolution du paysage environnement. Sachant qu'un réseau karstique se développe le plus souvent dans des roches carbonatées, les considérations précédentes s'appliquent aux paysages associés à cette lithologie.

Morphologie d'un réseau karstique Selon la fracturation du massif, différents modèles d'évolution du réseau karstique sont possibles. Depuis la surface jusqu'à la nappe phréatique, des structures verticales telles que les puits peuvent se développer pour aboutir sur des drains plus horizontaux au niveau de la zone noyée. Ces fractures verticales vont donner une épaisseur plus ou moins grande à la zone vadose (non saturée) (Ford and Williams (2007), Fig 3.1).

Le niveau de base se traduit par une zone dite phréatique ou ennoyée. Il peut y avoir un battement de la nappe sur une vingtaine de mètres en vertical, ce qui crée des morphologies particulières. Il est essentiel de repérer la « limite piézométrique » qui correspond à un changement de pente dans la coupe du réseau pour localiser le paléo-niveau de base. (Palmer, 1987)

Les conduites forcées, sont des galeries horizontales à section ellipsoïdale qui permettent d'identifier des paléo-niveaux noyés. Des sections de galerie en forme caractéristique de “trou de serrure” témoignent d'une incision de cette galerie, donc d'un abaissement du niveau de base. De plus, les morphologies sur les parois sont provoquées par la dissolution des roches encaissantes, et dépendent l'énergie des cours d'eau. Diverses observations de terrain permettent donc de quantifier la charge et la direction des rivières souterraines.

Ainsi, généralement (excepté pour les cavités du pourtour Méditerranéen qui ont subi la crise messinienne) les grottes les plus anciennes sont en hauteur par rapport au niveau de base actuel et les drains les plus larges sont ceux qui ont été actifs le plus longtemps quand le niveau de base était quasi-statique. Toutefois, des variations rapides et importantes du niveau de base peuvent perturber ce schéma, comme lors de la crise Messinienne. L'observation et la description attentive des cavités fossiles peuvent donc nous apporter de nombreuses informations (paléo-hydrologie, débit, orientation des différentes phases de développement, etc. . .) des paléo-réseaux karstique.

Evolution verticale d'un réseau karstique L'inventaire karstologique permet d'avoir une idée de la distribution verticale des grottes et de les situer les unes par rapport aux autres. En faisant l'histogramme des cavités connues par rapport aux altitudes, il est possible de mettre en évidence des altitudes avec une concentration élevée de grottes. Cette altitude indique un paléo-niveau de base si les cavités sont majoritairement des galeries et des drains horizontaux ou des conduites forcées.

Une cavité karstique correspond à un vide formé dans un encaissant, souvent carbonaté, cette roche donnant un âge maximum pour la cavité. La formation de ce vide est impossible à dater, mais les sédiments potentiellement déposés par les rivières souterraines le sont. Datent-ils exactement la formation du vide? Pour le savoir, il est nécessaire de coupler les informations morphologiques et l'organisation spatiale des sédiments pour établir une chronologie relative (Häuselmann, 2007).

En effet, des matériaux détritiques se retrouvent souvent préservés dans les passages souterrains, leur étude renseigne sur l'évolution du bassin versant influencée par les changements

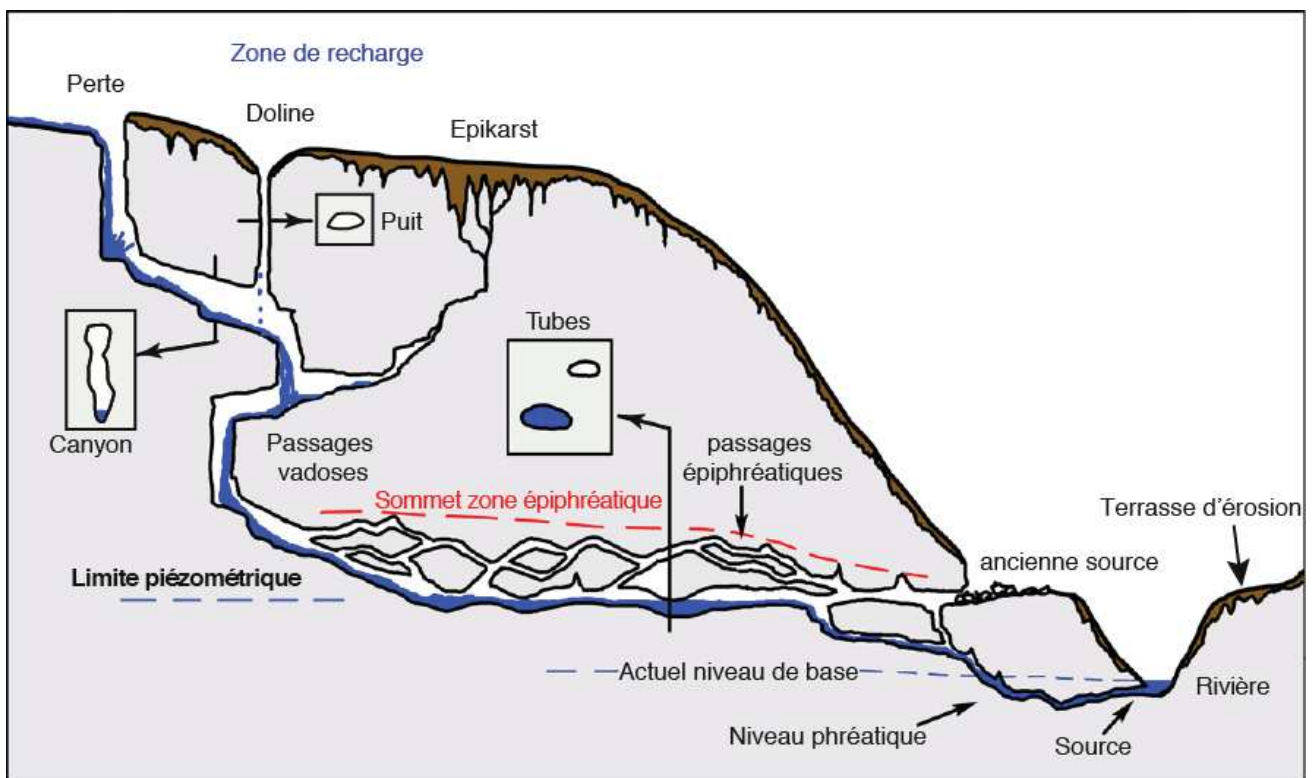


Figure 3.1: Coupe idéalisée à travers un réseau karstique. La recharge se fait par la perte, les dolines, et l'épikarst. La zone vadose, ou insaturée, est constituée de structures verticales comme des puits, et canyons. Le battement de la nappe phréatique crée la zone épi-phréatique, on y trouve des passages tubulaires formant des boucles dues au mouvement du sommet de la nappe phréatique lors de crue. La zone saturée en eau est dite phréatique. Le niveau actif est connecté à la source ou à la rivière (niveau de base actuel) du réseau de drainage aérien. Modifié d'après Audra and Palmer (2013)

climatiques et les processus tectoniques. Les règles de stratigraphie s'appliquent au remplissage sédimentaire des cavités : ainsi, sauf cas particulier (remobilisation au sein du réseau karstique), des sédiments plus jeunes se déposent sur des couches plus anciennes.

Il est important de noter qu'une partie des sédiments peuvent être du matériel résiduel insoluble de l'encaissant. Les datations de la série sédimentaire donnent des valeurs qui précisent la chronologie relative, elles ne devraient pas contredire l'ordre stratigraphique. Or, si les sédiments fins sont remobilisés, la chronologie relative peut être perturbée.

Dans les configurations idéales, la succession sédimentaire est en lien d'amont en aval du réseau karstique (Häuselmann, 2007). Toutefois, en faisant des observations à différents endroits du réseau, on peut établir une chronologie des événements, par exemple : situation ennoyée, dépôt d'un plancher, érosion, baisse du niveau d'eau, incision, dépôts de limons. . .

Lors du prélèvement des échantillons, il faudra être attentif aux morphologies et séquences sédimentaires. La détermination des contextes de dépôts et l'établissement d'une chronologie possible seraient souhaitable pour échantillonner le remplissage le plus ancien, post-datant au mieux l'âge de la grotte.

3.1.2.3 Contrainte temporelle de la mise en place de ces structures

La formation d'une terrasse de dépôt dépend de son aire drainée, de sa charge sédimentaire, du relief, des lithologies et de l'évolution du niveau de base. Il est donc difficile de donner une contrainte temporelle générale. En revanche, pour les latitudes moyennes, il a été mis en évidence que les cycles glaciaires (avec une période de 100 ka) impactent le niveau de base et donc le régime des rivières (ex : Van den Berg (2001) études effectuées en Suisse). En période glaciaire la rivière aggradera plutôt des terrasses de dépôt alors qu'à l'interglaciaire c'est l'incision qui prédomine.

Weldon (1986) montre, grâce à des datations fines, un diachronisme le long de la rivière de Cajon Creek (Californie) pour la formation des terrasses. Une même terrasse se forme avec 3000 ans d'écart, de plus alors qu'à l'amont la terrasse commence à se déposer, en aval celle-ci s'incise. Ce diachronisme a été retrouvé en Espagne (Fuller et al., 1998) et sur la rivière du Colorado (Golf du Mexique) (Blum and Valastro, Jr., 1994). Des datations très peu espacées spatialement permettent de connaître la durée de remplissage des terrasses qui est de 21 000 ans en Italie Centrale (Coltorti et al., 2008; Wegmann and Pazzaglia, 2009).

En milieu souterrain, la dissolution des carbonates est due à des réactions chimiques qui

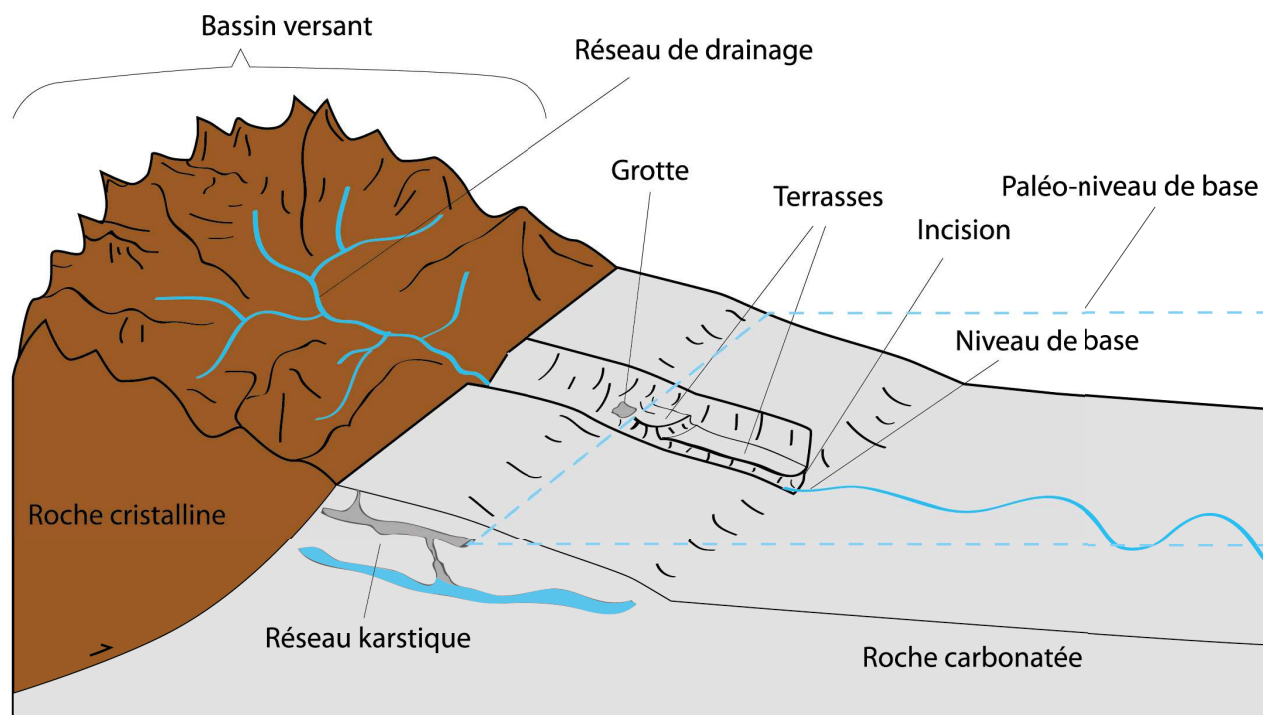


Figure 3.2: Evolution du paysage et ses différents marqueurs laissés par les réseaux de drainage et karstique. Le niveau bleu du réseau karstique marque le niveau actif relié au niveau de base actuel, alors que le niveau gris est à relier au paléo-niveau de base suggéré par la ligne pointillée bleue.

ne sont pas instantanées et qui nécessitent un écoulement de l'eau. L'eau qui contient du CO_2 dissout est acide. Cette eau attaque le calcaire, ce qui va dissoudre la roche et élargir le conduit par lequel elle s'écoule. Ainsi, la propagation d'un conduit à partir d'une fissure (joint de bancs, fractures, failles) se fait dans le sens du gradient hydraulique. Des modélisations d'ouverture de drain (code pour modéliser par exemple [Dreybrodt et al. \(2009\)](#)) montrent qu'il faut 20 000 ans pour ouvrir de 20 m un drain d'une fissure avec une longueur de 1000 m. Ces vitesses permettent au réseau karstique de réagir rapidement au changement d'altitude du niveau de base.

Pour conclure, la formation d'un réseau karstique permet d'enregistrer durant son évolution verticale de nombreux marqueurs, comme pour un réseau de drainage aérien. Toutefois, les marqueurs souterrains sont souvent préservés plus longtemps que leurs analogues contemporains en surface, qui sont soumis à l'érosion.

3.2 L'incision grâce au réseau karstique étagé et la dénudation des bassins versants

Notre étude s'est concentrée sur la datation de paléo-niveaux de base dans différents réseaux karstiques dans les Pyrénées Centrales. Or dater un vide est problématique, donc plus précisément nous souhaitons approcher l'âge d'abandon de la cavité.

3.2.1 La datation des karsts et des spéléothèmes

Pour s'approcher au plus près de l'âge de la formation d'une grotte, d'une cavité, il faut dater ses remplissages sédimentaires, et/ou ses concrétions. Il existe plusieurs outils de datation basés sur : la série de désintégration de l'Uranium (U-Th), la magnétostratigraphie, ou les cosmonucléides.

Stock et al. (2005) ont utilisé ces différentes méthodes dans une même grotte (Sierre Nevada). Suivant la méthode utilisée, ils obtiennent des âges différents (jusqu'à un ordre de grandeur). Ils ont, ainsi, pu mettre en évidence les avantages et les inconvénients des méthodes.

U-Th dans les spéléothèmes Le carbonate de calcium en solution dans les eaux du goutte-à-goutte des spéléothèmes se cristallise à cause de la différence de concentration en CO₂ entre l'eau souterraine et l'atmosphère de la grotte. La série de désintégration radioactive de l'Uranium permet de dater le dépôt des minéraux issus de cette cristallisation : la calcite et l'aragonite (e.g : *Atkinson et al. (1978)*). A l'état initial du rapport $^{230}\text{Th}/^{230}\text{U}$ est égal à 0, puis augmente du au déséquilibre entre l'Uranium et le Thorium. S'il n'y a pas d'ouverture du système géochimique, ni de ^{230}Th déjà présent, la mesure sera significative.

Une datation par le rapport U-Th est limitée à 400 ka ce qui peut sous-estimer l'âge des grottes et donc surestimer les taux d'évolution du paysage. De plus les spéléothèmes peuvent se former longtemps après l'abandon de la cavité.

Paléomagnétisme des sédiments fins : la magnétostratigraphie Lors du dépôt des sédiments les minéraux magnétiques s'orientent en fonction du champ magnétique. L'utilisation des datations par magnétisme (*Sasowsky et al., 1995*) dépend de l'établissement d'une bonne chronologie des alternances du champ magnétique régional et impose d'avoir une stratigraphie continue (*Bosak et al., 2000*). Selon la taille du profil stratigraphique les datations peuvent

remonter à quelques millions d'années.

Les sédiments fins sont difficilement préservés car ils sont facilement remobilisés ce qui induit des pertes de données et donc des incertitudes. Il est fortement conseillé de corréliser les données magnétostratigraphiques avec d'autres données telles que celle provenant de la biostratigraphie.

Le rapport des cosmonucléides dans les sédiments silicieux Cette méthode développée dans les pages suivantes est basée sur la datation de l'enfouissement de débris de roches qui ont été préalablement exposés au rayonnement cosmique qui entraînent la production de cosmonucléide *in situ* instables et stables dans les roches de la surface terrestre. Les isotopes instables vont voir leur concentration décroître en raison de la désintégration radioactive, il y aura une compétition entre production et désintégration. Dans les sédiments siliceux trois nucléides cosmogéniques vont nous intéresser : ^{26}Al , ^{10}Be et ^{21}Ne . Les deux premiers sont instables alors que le troisième est stable. Une fois enfouis à plus de 30 m de profondeur, il n'y a plus de production et la décroissance radioactive contrôle seule la concentration en isotopes cosmogéniques par rapport aux isotopes stables dans la roche. Les rapports de production de deux cosmonucléides sont connus (Granger et al., 1996). Suite à l'enfouissement, la décroissance radioactive des éléments ^{26}Al et ^{10}Be entraîne une décroissance du rapport entre ^{10}Be et ^{21}Ne , ainsi que du rapport entre ^{26}Al et ^{10}Be . En mesurant aujourd'hui les rapports de concentration $^{10}\text{Be} / ^{21}\text{Ne}$ ou ^{26}Al et ^{10}Be , il est alors possible d'estimer l'âge d'enfouissement des sédiments.

Cette méthode permet de dater des sédiments âgés au maximum de 5 Ma (pour Al/Be), et 20 Ma (pour Ne/Be), ce qui permet de suivre l'évolution des régions montagneuses potentiellement soumises à une tectonique active. Le couple Ne/Be est une nouvelle approche prometteuse pour élargir l'échelle de temps. Des applications aux datations d'enfouissement de sédiments karstiques sont en cours, cette méthode a été testée en l'escarpement de la faille de la Mer morte par Matmon et al. (2014). Notre étude s'est concentrée sur les données apportées par le couple Al/Be.

3.2.2 Datation des remplissages karstiques par les cosmonucléides

^{26}Al et ^{10}Be :

3.2.2.1 Rappels généraux sur les cosmonucléides ^{26}Al et ^{10}Be

En Lal and Venkatavaradan (1967) mettent en évidence que suite à une cascade de réactions (spallation, capture neutronique négative, . . .), les particules (nucléons et muons) à haute énergie du rayonnement cosmique secondaire transforment les noyaux atomiques d'éléments cibles (Si,

Al, O, Ca, Cl, K, Mg, etc...). Ces réactions nucléaires entraînent la formation de noyaux de masse atomique plus faible que les noyaux d'origine, que l'on appelle nucléides cosmogéniques ou cosmonucléides (stables tels que ^3He et ^{21}Ne , mais aussi radiogéniques tels que ^{26}Al et ^{10}Be ou le plus connu ^{14}C). Les particules à haute énergie réagissent à la fois avec les éléments cibles dans l'atmosphère mais aussi avec ceux présents *in situ* dans les roches de la surface de l'écorce terrestre (ex : Dunai (2010); Darvill (2013)).

Les quantités des cosmonucléides produites par les réactions nucléaires sont de l'ordre de 10^{-14} atomes par gramme de matière. Depuis une trentaine d'années le développement des Accélérateurs de Spectrométrie de Masse permet de mesurer ces très petites quantités. Les méthodes d'utilisation des cosmonucléides ont alors pu se développer pour étudier l'évolution des paysages (ex : Bourles et al. (2004); Siame et al. (2000); Gosse and Phillips (2001)).

Le quartz est composé de silicium et d'oxygène qui sont des éléments cibles donnant les radionucléides ^{26}Al et ^{10}Be . Nous nous intéressons à ceux produits *in situ* dans le quartz dans les premiers mètres de la surface. Le rapport de production entre ^{26}Al et ^{10}Be est supposé fixe (mais sa valeur mesurée dépend des standards utilisés; pour l'ASTER d'Aix en Provence, ce rapport est de 6.61). Ce rapport de production ne dépend pas de l'altitude, ni la latitude, et ni même de la profondeur.

^{26}Al et ^{10}Be ont des temps de demi-vie différents : respectivement : 705 ka et 1.387 Ma. Si le quartz est enfoui assez profondément (plus de 50 m) il ne sera plus atteint par le rayonnement cosmique, il n'y aura alors pas de production d' ^{26}Al et ^{10}Be , la désintégration radioactive différentielle va conduire le rapport à décroître.

Mesurer le rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ permet, ainsi, de dater un enfouissement entre 0.2 et 5 Ma, ce qui représente le Plio-pléistocène. Comme nous allons le voir par la suite, l'incertitude sur l'âge obtenu est d'environ 0.1 Ma due aux étapes de chimie et aux hypothèses d'histoire complexe d'enfouissement (Granger et al., 1996; Häuselmann and Granger, 2005).

3.2.2.2 Théorie de la concentration en cosmonucléide *in-situ* :

Production de cosmonucléides *in-situ* ^{10}Be et ^{26}Al : Le rayonnement cosmique est composé de différentes particules, dont celles qui nous intéressent :

- nucléons (*spal*),
- muons lents ou stoppés (*μ slow*),
- muons rapides (*μ fast*).

Celles-ci contribuent différemment à la production de cosmonucléide *in-situ*. Leur pouvoir d'interaction avec les atomes de l'atmosphère et de la roche définit leur taux de production (P_{propre} à chaque particule). Ces interactions avec les atomes induisent une atténuation de leur pouvoir de production des particules dans les premiers mètres de profondeur dans la roche. Cette atténuation a une longueur (L exprimé en $g.cm^{-2}$) qui dépend du type de particule, et qui est fonction de la densité et composition de la roche. Par exemple les nucléons interagissent plus avec les atomes que les muons, de ce fait, on trouvera plus de muons en profondeur (Braucher et al., 2003).

Le taux de production total qui s'exprime en at/g/an et s'obtient par la multiplication de trois termes :

1. un taux de production connu au niveau de la mer
2. un facteur d'échelle qui est fonction de la latitude et l'altitude qui est elle même d'abord transformée en pression (Stone, 2000)
3. une correction due à la géométrie de la topographie qui modifie la réception du rayonnement cosmique, c'est l'écrantage.

De tous ces facteurs, c'est l'altitude qui a le plus d'influence.

La production au niveau de la mer, à haute latitude, du ^{10}Be est 4.02 at/g/yr (moyenne de 4 taux de production standard dans l'hémisphère Nord, Engel et al. (2015)). Il n'existe pas de standard pour l' ^{26}Al , celui-ci est défini en multipliant le taux de production de ^{10}Be par le rapport de production entre ces deux éléments défini pour l'appareil de mesure (= 6.61 pour l'appareil ASTER utilisé dans notre étude).

Les constantes du facteur d'échelle de Stone (2000) pour les nucléons sont donnés tous les 10° de latitude, il faut donc interpoler pour avoir la valeur à la latitude souhaitée. Une fois l'altitude convertie en pression ($Pres$), on la rajoute dans l'équation polynomiale du facteur d'échelle (3.1) qui intègre les contributions des neutrons et des muons à l'échelle locale.

$$P_{spal} = a + b.e^{Pres/150} + c.Pres + d.Pres^2 + e.Pres^3 \quad (3.1)$$

et

$$P_{\mu slow} = F_{slow}.e^{(1013.25 - Pres)/247} \quad (3.2)$$

$$P_{\mu fast} = F_{fast}.e^{(1013.25 - Pres)/510} \quad (3.3)$$

Pour les muons nous nous basons sur les travaux de (Braucher et al., 2011) qui donnent un facteur qui ne dépend pas de la latitude, avec F_{slow} pour $^{10}Be = 0.0117$ et $^{26}Al = 0.81$; et F_{fast} pour $^{10}Be = 0.0397$ et $^{26}Al = 0.081$.

La concentration, une équation à trois inconnues : Au cours du temps, la concentration d'un cosmonucléide C_x évolue et dépend majoritairement de trois inconnues :

1. le temps d'exposition t ,
2. le taux de dénudation ε ,
3. la profondeur de l'échantillon z .

Mais aussi d'une concentration initiale ($C_{(0)x}$) difficilement quantifiable, et négligée lorsqu'on a un seul point de mesure. Cette concentration initiale est aussi appelée héritage que l'on peut estimer lorsque l'on échantillonne sur des profils verticaux.

La connaissance des ces différents paramètres nous permet de calculer la concentration théorique d'un échantillon pour un temps d'exposition donné, un taux de dénudation et une profondeur d'échantillon (Equation générique 3.4).

$$\begin{aligned}
 C_x(t, \varepsilon, z) = & C_{(0)x} \times e^{-\lambda_x t} + \frac{P_{spal}}{\frac{\varepsilon}{L_{spal}} + \lambda_x} \times e^{\frac{z}{L_{spal}}} \times \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{L_{spal}} + \lambda_x \right)} \right] + \frac{P_{\mu slow}}{\frac{\varepsilon}{L_{\mu slow}} + \lambda_x} \times e^{\frac{z}{L_{\mu slow}}} \\
 & \times \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{L_{\mu slow}} + \lambda_x \right)} \right] + \frac{P_{\mu fast}}{\frac{\varepsilon}{L_{\mu fast}} + \lambda_x} \times e^{\frac{z}{L_{\mu fast}}} \times \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{L_{\mu fast}} + \lambda_x \right)} \right] \quad (3.4)
 \end{aligned}$$

Avec λ_x la constante de décroissance issu du temps de demie vie en années du cosmonucléide (pour rappel $t_{1/2}^{10\text{Be}} = 1.387 \cdot 10^6$; $t_{1/2}^{26\text{Al}} = 7.05 \cdot 10^5$) ; Les longueurs d'atténuation en g.cm^{-2} $L_{spal} = 160$, $L_{\mu slow} = 1500$, $L_{\mu fast} = 4300$. Il faudra calculer les taux de production de chaque particule en fonction des hypothèses ci-dessous.

Donc, au cours du temps, la concentration en cosmonucléides *in-situ* dépend d'une compétition entre leur production et leur décroissance radioactive. Lorsque celle-ci arrive à l'équilibre, la courbe qui suit la concentration en cosmonucléides en fonction du temps (Fig.3.3) forme un plateau.

Pour dater l'enfouissement du fragment de roche, après avoir posé quelques hypothèses (voir section 3.2.2.5), l'objectif est de trouver les valeurs inconnues qui donnent une concentration théorique C_x au plus près de celle mesurée C_{mes} (détaillées par l'équation (3.7)). Cette solution peut être obtenue grâce à des recherches suffisamment nombreuses et aléatoires dans l'espace des solutions (voir section 3.2.2.6).

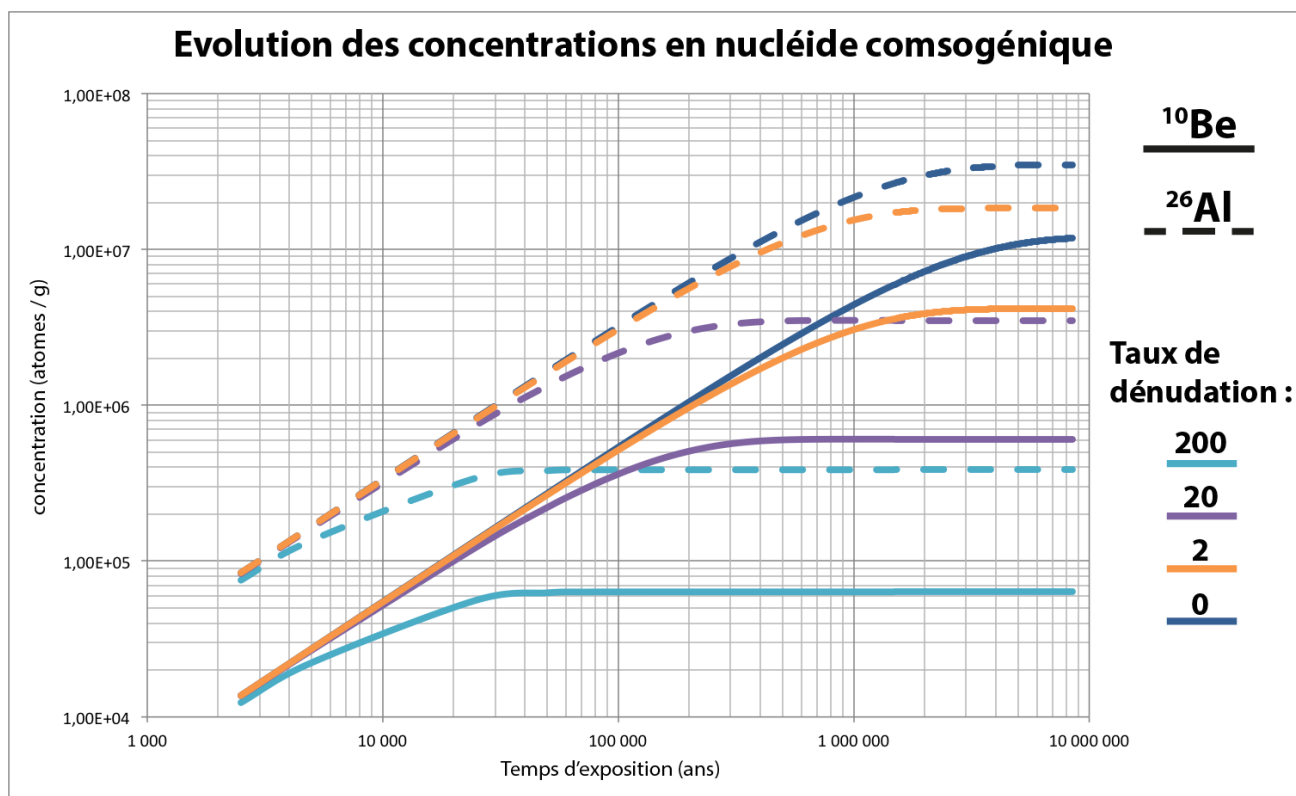


Figure 3.3: Evolution de la concentration en cosmonucléides au cours du temps pour ^{10}Be (en trait plein) et ^{26}Al (en pointillé) à différents taux de dénudation (en g/cm^2). L'état d'équilibre entre production et décroissance radioactive est atteint lorsque la courbe forme un plateau.

3.2.2.3 Le protocole chimique

Les étapes de ce protocole sont les suivantes :

- Après échantillonnage, il faut nettoyer pour pouvoir bien observer ce qui a été ramené. Faire la différence sous terre entre de la calcite et du quartz n'est pas toujours évident ! Avant de broyer, il faut faire sécher le tout, puis tamiser pour garder la fraction entre 0.25 et 1 mm. Le passage au Frantz permettra une séparation magnétique des grains. Une centaine de gramme de grains non magnétiques sera gardée et placée dans une bouteille de Nalgène (dont la masse est parfaitement connue).
- L'objectif de cette première partie du protocole est de retenir seulement les grains de quartz. Comme évoqué plus haut, les remplissages contiennent bien souvent des débris de l'encaissant carbonaté. De ce fait, il faudra procéder auparavant à une **décarbonatation** (avec précaution, cette étape peut être virulante : mousse et réaction exothermique!).
- Les attaques chimiques suivantes vont permettre de **ne garder que le quartz** en éliminant les autres minéraux. Cette étape peut prendre plusieurs jours. Les grains sont mis en présence d'un mélange d'acide chlorhydrique (HCl) et d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6), en proportion respectivement 1/3 et 2/3. Le tout est agité pendant 24h, et ces

étapes sont répétées jusqu'à l'obtention d'une solution translucide. Au fond de la bouteille il ne doit alors rester que du quartz, sous forme de grains blancs. Une fois séchés, nous connaissons la masse de quartz.

- L'acide Fluorhydrique (HF) permet d'**éliminer le ^{10}Be d'origine atmosphérique** qui aurait pu diffuser dans les imperfections du quartz à partir de la surface. Il y a trois lavages qui dissolvent à chaque fois environ 10 % de la masse de quartz restante. Il est très important de noter la masse finale de quartz pour les calculs de concentrations.
- L'**ajout d'un entraîneur** ici ^9Be ou ^{27}Al de concentration connue ($C_{ent} = 3065$ et 980 ppm) permet de fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$. L'entraîneur permet, aussi, d'avoir assez d'éléments pour créer un précipité. La quantité d'entraîneur (environ $100 \mu\text{L}$) entre aussi dans les calculs ci-après.
- La **dissolution totale du quartz** grâce l'HF va ensuite permettre d'extraire les éléments chimiques souhaités : Be et Al. Au cours de cette étape une aliquote (de quelques mL) peut être prélevée pour mesurer la quantité d'Al naturel. Différentes étapes amènent à la formation d'un précipité. La **séparation sur résines** échangeuses d'ions permet de récupérer successivement le Bore, le Béryllium et l'Aluminium au cours du temps.
- Enfin l'oxyde de Be ou Al récupéré dans un creuset, sera **cathodé** pour être placé dans la cible de l'accélérateur de spectrométrie de masse.

Tout au long des manipulations un échantillon suivra les mêmes étapes mais ne contiendra pas de quartz, il s'agit d'un **blanc** qui permettra de corriger nos valeurs des pollutions causées par la préparation chimique des échantillons.

3.2.2.4 Extraction des concentrations après mesure des rapports à l'AMS :

Les rapports de cosmonucléides du même élément chimique sont obtenus grâce au Spectromètre de Masse par Accélérateur (AMS) qui est un appareil permettant de mesurer d'infimes rapports. Les étapes de calculs précédentes et ci-dessous ont été codées dans un programme MatLab qui permet d'obtenir un âge d'enfouissement et un paléo-taux de dénudation.

Obtention d'un rapport à partir de deux concentrations : On commence par récupérer la quantité d'atomes de l'isotope stable (n_{stable} équation (3.5)). C'est d'ailleurs grâce à cet élément que l'on peut mesurer le rapport entre les cosmonucléides du même élément.

Pour le Béryllium, la quantité de ^9Be naturel est très faible, il est nécessaire de rajouter un entraîneur (n_{ent}). Mais pour l'Aluminium, on prélève directement une aliquote pour connaître la teneur en élément naturel (C_{nat} en ppm mesuré à l'ICP pour l' ^{27}Al). On peut appliquer l'équation 3.6 avec la valeur mesurée et la masse prélevée, on obtient ainsi n_{nat} le nombre

d'atomes en solution. Si la valeur est assez élevée, aucun entraîneur n'est rajouté, sinon il faut additionner les deux quantités.

$$n_{stable} = n_{nat} + n_{ent} \quad (3.5)$$

Le nombre d'atomes n d'élément stables ou de l'entraîneur s'obtient grâce à l'équation (3.6) à utiliser pour l'entraîneur ou l'élément naturel.

$$n = \frac{C \times m \times N_{Avogadro}}{Matm} \quad (3.6)$$

La concentration (C) en ppm (connue pour l'entraîneur et mesuré pour le naturel), la quantité m en gramme (ajoutée pour l'entraîneur autour de 0.1 g, et prélevée pour le naturel), la masse atomique de l'élément chimique $Matm$, et le nombre d'Avogadro ($N_{Avogadro}$).

Une fois la quantité d'élément stable connue n_{stable} , on peut assez facilement retrouver la quantité d'atomes du cosmonucléide instable (C_{mes}) issue du rapport mesuré (R_{mes}).

$$C_{mes} = \frac{(R_{mes} - R_{blanc_{mes}}) \times n_{stable}}{M_{cor}} \quad (3.7)$$

Pour annuler les effets de la pollution de l'extraction chimique, on soustrait le rapport mesuré du matériel à analyser au rapport du blanc ($R_{blanc_{mes}}$). On multiplie par la quantité d'atomes du cosmonucléide stable (n_{stable}) pour connaître la quantité d'atome cosmogéniques mesuré. Cette mesure est rapportée à la masse de matériel analysé (quartz pour Al et Be, et calcaire pour Cl). Mais attention, lorsqu'on prélève une aliquote lors de la préparation chimique, il est nécessaire de recalculer la masse de matériel M_{cor} à analyser.

3.2.2.5 Hypothèses de bases pour l'âge d'enfouissement

Pré-exposition : avant l'enfouissement. L'histoire de l'exposition de nos échantillons est inconnue. Pour contraindre l'équation (3.4), nous considérons que l'échantillon se situait à la surface et que l'état d'équilibre était atteint grâce à un temps d'exposition infini. La concentration avant enfouissement (équation 3.4) est calculé pour un temps d'exposition infini car on peut considerer que seul le taux de dénudation avant enfouissement, appelé paléo-taux de denudation, influence la concentration. Il fait donc partie des paramètres recherchés pendant l'optimisation.

Le taux de production durant l'exposition. L'origine de l'échantillon est inconnue car elle se situait dans le paléo-bassin versant dont le contour n'est pas précisément défini. Afin de calculer le facteur d'échelle, nous choisissons arbitrairement la même latitude que celle du point d'échantillonnage. Pour l'altitude, elle ne peut qu'être supérieure ou égale à celle actuelle. Si on

choisit l'altitude de la grotte, c'est qu'on suppose qu'il y ait eu un soulèvement ces 5 derniers millions d'années. Le fait d'utiliser un rapport de cosmonucléides (Al/Be) avec un taux de production l'un par rapport à l'autre ne devrait pas influencer l'âge d'enfouissement et le paléo-taux de dénudation. Or nous allons voir que cette pré-altitude a une influence sur les résultats. Nous avons fait plusieurs essais présentés dans les résultats.

Enfin, ne connaissant pas la forme du bassin versant d'où proviennent les fragments de roche enfouis, l'écrantage n'est pas pris en compte, et donc égal à 1, ce qui correspond à une surface plane.

Les taux de production varient sans doute avec le temps à cause des fluctuations du rayonnement cosmique. Cependant, en l'absence de corrections pour ces variations et même si nous considérons un temps d'exposition infini, nous utilisons des taux constants.

La période d'enfouissement. Dans notre cas, nous considérons que l'échantillon collecté dans une cavité, a été enfoui instantanément (comparé à la résolution temporelle des isotopes cosmogéniques).

Ensuite nous faisons l'hypothèse que l'échantillon n'a pas été remobilisé à travers le réseau karstique. En modifiant l'équation de base, on obtient une nouvelle équation 3.8 qui fournit la concentration acquise après enfouissement ($C_{(post)x}$).

$$C_{(post)x}(\tau, \varepsilon_{post}, D) = P_{spal} \times \frac{e^{-D/L_{spal}}}{\frac{\varepsilon_{post}}{L_{spal}} + \lambda_x} \times \left[1 - e^{-\tau \left(\frac{\varepsilon_{post}}{L_{spal}} + \lambda_x \right)} \right] + P_{\mu slow} \times \frac{e^{-D/L_{\mu slow}}}{\frac{\varepsilon_{post}}{L_{\mu slow}} + \lambda_x} \times \left[1 - e^{-\tau \left(\frac{\varepsilon_{post}}{L_{\mu slow}} + \lambda_x \right)} \right] + P_{\mu fast} \times \frac{e^{-D/L_{\mu fast}}}{\frac{\varepsilon_{post}}{L_{\mu fast}} + \lambda_x} \times \left[1 - e^{-\tau \left(\frac{\varepsilon_{post}}{L_{\mu fast}} + \lambda_x \right)} \right] \quad (3.8)$$

Deux paramètres font évoluer les concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al :

1. une production par les muons si la profondeur d'enfouissement (D) est < 30 m,
2. la décroissance radioactive.

Dans les grottes que nous avons échantillonné, la profondeur est considérée largement supérieure à 30 m, ainsi la post-production est nulle et seule la décroissance radioactive influence la concentration de l'échantillon.

Avec ε_{post} en g/cm/an mais dans une cavité ce terme est égale à 0.

3.2.2.6 Optimisation du Chi2

Finalement la concentration théorique dans notre échantillon enfoui correspond à :

$$C_{(théo)x} = C_{(pré)x} \times e^{-\lambda_x \cdot \tau} + C_{(post)x} \quad (3.9)$$

Avec $C_{(pré)x}$ obtenu avec l'équation (3.4).

La connaissance du problème direct nous permet de calculer la concentration théorique d'un échantillon à partir du paléo-taux de denudation et l'âge d'enfouissement. Cette valeur est ensuite comparée à la concentration mesurée dans l'échantillon grâce au Chi2. Afin de retrouver le couple de paramètres qui modélise le mieux les concentrations mesurées, nous explorons l'espace des solutions, en cherchant à minimiser la différence entre les concentrations théoriques et mesurées, soit entre les équations (3.7) et (3.9) :

$$\chi^2 = (C_{(théo)^{10}Be} - C_{(mes)^{10}Be})^2 + (C_{(théo)^{26}Al} - C_{(mes)^{26}Al})^2 \quad (3.10)$$

3.2.2.7 Définition du niveau de base actuel

Pour connaître la valeur d'incision il faut retrancher l'altitude du niveau de base actuel à l'altitude de l'échantillon.

Nous envisageons trois choix de niveau de base, représentés sur la figure (3.4) et discutés ci dessous :

L'altitude du niveau "actif" : Le niveau "actif" dans un réseau karstique est au niveau de la zone saturée, où l'eau s'écoule de manière pérenne (3.4 B). La résurgence du réseau karstique ou la rivière souterraine peuvent indiquer cette altitude. Mais parfois cette résurgence est située au dessus de la rivière souterraine, cela peut s'expliquer par la géométrie du réseau karstique qui est reliée à l'évolution de l'altitude du niveau de base. De plus dans le cas d'une rivière souterraine, cette donnée d'altitude n'est pas toujours accessible puisque dépendante de l'exploration des spéléologues.

Au point du réseau de drainage le plus proche : L'analyse du MNT permet d'identifier le réseau de drainage, d'après un paramètre qui permet d'avoir un réseau plus ou moins capillarisé. Nous utilisons une routine sous GRASS (r.stream.distance) qui attribue à chaque point la hauteur et la distance par rapport au point du réseau de drainage le plus proche (3.4 A). Cette valeur permet un choix objectif du niveau de base, mais dépendant de la résolution du réseau de drainage.

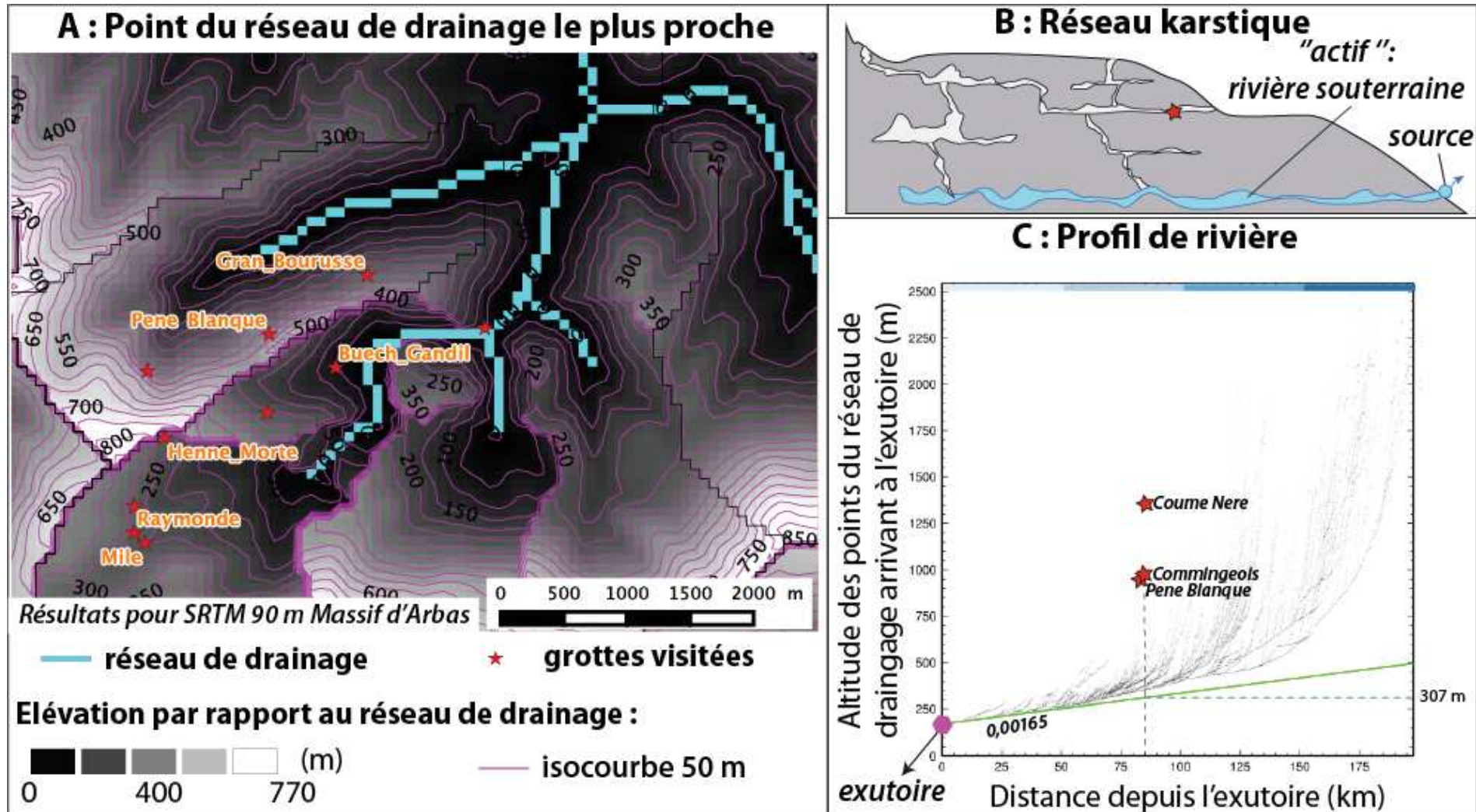


Figure 3.4: Trois définitions possible pour identifier l'altitude du niveau de base à retrancher à l'altitude de la grotte et ainsi obtenir le taux d'incision.

Basé sur le profil de rivière : Bien souvent les grottes se situent dans des massifs qui constituent l'amont des rivières actuelles. En plaçant les grottes sur le profil longitudinal de rivière, on s'aperçoit qu'elles sont dans la partie pentue qui compense le débit plus faible de la rivière dans sa partie amont. Les rivières d'une région convergent vers une unique qui peut être considérée comme le niveau de base. On peut déterminer ce niveau de base grâce à l'altitude moyenne à laquelle les profils des rivières de la zone se rejoignent. Pour aider notre choix, on reportera l'altitude des points des rivières en fonction de leurs distances par rapport à un exutoire situé sur le drain principal de la zone. Le niveau de base correspondra à la zone où les courbes se rejoignent et dessinent une droite avec un faible pendage (droite verte 3.4 C). Pour tracer cette droite on fait passer une droite à travers les points de la zone de convergence.

Ces trois niveaux de base potentiels n'ont pas la même altitude, dans le secteur étudié ils peuvent avoir 100 à 300 m de différence. De ce fait, le taux d'incision sera relatif au niveau de base choisi et l'incertitude du taux d'incision intégrera ce facteur en plus de celui lié au calcul de l'âge de la grotte.

3.2.3 Quantifier des taux de dénudation

La dénudation est un processus d'ablation de surface, il existe différentes méthodes pour l'estimer. Dans notre étude, nous quantifions la dénudation en nous appuyant sur le réseau de drainage et les cosmonucléides. Néanmoins dans le chapitre 1, nous avons vu que de nombreuses méthodes sont disponibles pour mesurer la dénudation sur des échelles de temps plus longues.

Une des applications des cosmonucléides *in-situ* appliqué au réseau de drainage est l'âge d'exposition de terrasses abandonnées. Comme pour les grottes, on peut estimer un taux d'incision en reliant la hauteur de ces terrasses par rapport au niveau de la rivière actuelle, et en les datant. Mais les terrasses sont des marqueurs qui peuvent ne pas être préservés. De plus, cette approche demande une étude géomorphologique complète et beaucoup d'échantillons.

Comme nous l'avons vu dans l'équation générique 3.4, la mesure de la concentration en éléments cosmogéniques d'un fragment de roche de surface (donc pour une profondeur égale à zéro) dépend du temps d'exposition mais aussi du taux de dénudation. En effet, la production *in-situ* d'éléments cosmogéniques opère dans les premiers mètres sous la surface. Mesurer la concentration en cosmonucléides permet d'approcher localement la vitesse du processus de dénudation qui amène l'échantillon à la surface. Si on voulait avoir une idée de la répartition spatiale de la dénudation dans une chaîne de montagnes, par exemple, il faudrait avoir un réseau de points de

mesures assez dense et cette option aurait un coût très élevé. Heureusement la nature offre un outil qui échantillonne ces points pour nous : le réseau hydrographique.

Le taux de dénudation issu de la concentration en cosmonucléide dans du sable de rivière est une approche à moindre coût qui a déjà fait ses preuves. Une des premières publications sur cette méthode est celle de [Granger et al. \(1996\)](#), et cette approche s'est considérablement développée depuis une vingtaine d'années.

3.2.3.1 Taux de dénudation à partir du sable de rivière

[von Blanckenburg \(2005\)](#) fait une revue des résultats de taux de dénudation dans le monde et présentent les fondements de la méthode, résumés ci dessous.

Principes de la méthode. Cette approche est simple dans son principe car elle ne demande qu'une mesure de concentration en cosmonucléides, celle du sable de rivière. En effet, une rivière est associée à un bassin versant et collecte les fragments de roche issus de l'altération mécanique des pentes adjacentes. Ces fragments de roches sont exposés aux rayons cosmiques qui entraînent la production des cosmonucléides in-situ. Il a été montré que, sous certaines conditions, la concentration en cosmonucléides reflète le taux de dénudation moyen du bassin versant (voir section ci dessous 3.2.3.2) La nature fait sa part en laissant la rivière réceptionner les fragments de roches et les mélanger. Ainsi, dans la rivière, on aura un agrégat de fragments de roche de surface avec différentes concentrations (histoire d'expositions). Il ne nous restera plus qu'à collecter ce sable qui échantillonne et intègre l'ensemble du bassin versant.

Il faut que le bassin versant de la rivière soit constitué de roches composées d'éléments cibles comme la silice ou le calcium, pour obtenir un taux de dénudation grâce au sable transporté. Ces éléments cibles se retrouvent dans les roches cristallines ou carbonatées.

L'avantage de cette méthode est qu'un point d'échantillonnage permet de récolter différentes concentrations et que la valeur finale donne une information sur la dénudation moyenne du bassin versant. En prélevant plusieurs bassins versants dans un large environnement géomorphologique, on peut rapidement avoir une idée de la répartition spatiale du processus de dénudation. Si notre environnement est tectoniquement actif, il a été montré qu'on pouvait relier la dénudation à d'autres processus comme le soulèvement ou le maintien de l'équilibre des pentes du bassin versants ([Ouimet et al., 2009](#); [Carretier et al., 2013](#)).

L'échantillonnage. Le point d'échantillonnage sera considéré comme l'exutoire d'un bassin versant identifié de manière automatique grâce au traitement du MNT. Les routines *r.watershed* et *r.stream.bassins* sous GRASS permettent ce traitement automatique qui sera à la base de nos calculs.

Le sable de rivière qu'il est nécessaire de récupérer correspond à des fragments de roche (graviers) de taille comprise entre 0.5 mm et 3 cm. La taille des grains aurait une influence sur la concentration en cosmonucléides et les processus mis en jeu (Carretier et al., 2015) : les galets auraient une concentration moindre que les graviers et enregistreraient des processus plus rapides comme les glissements de terrain.

Pour échantillonner, la configuration idéale est une berge avec de gros blocs qui isolent des petits stocks de sable. Les fragments de roches à échantillonner se situent sous le bloc et juste en aval. Il faudra être vigilant à ce que l'amont de la rivière ne soit pas trop urbanisé, au risque des remblais (dont l'origine des roches n'est pas locale) incisés par la rivière et dont les fragments se retrouvent dans le sable.

Enfin, pour avoir une vision assez globale du processus de dénudation (non dominé par les glissements de terrain), il est conseillé d'échantillonner un bassin versant avec une superficie supérieure à 5 km².

Le protocole chimique. Les échantillons ont été traités par Gaël Cazes qui nous a accompagné à chaque mission. Je ne décrirais donc pas le protocole pour extraire le Cl que je n'ai pas fait.

Pour le Béryllium, le protocole est le même que celui présenté dans la section 3.2.2.3, sans rajouter la partie concernant l'Aluminium car cet élément ne nous intéresse pas dans cette étude de quantification du taux de dénudation.

Pour le Chlore, le protocole est détaillé dans Stone et al. (1996) et dans les suppléments de Schlagenhauf et al. (2010).

A la fin des protocoles, on obtient des cibles qui seront mesurées à l'instrument ASTER au CEREGE pour obtenir les concentrations en cosmonucléides. Avant d'en extraire le taux de dénudation et/ou le temps effectif il faut toutefois poser quelques hypothèses supplémentaires.

3.2.3.2 Hypothèses additionnelles

L'hypothèse principale considère que le calcul du taux de dénudation moyenne les processus de surface. En effet, nous échantillons un point qui est censé représenter l'ensemble du bassin

versant. Une autre manière d'exprimer le taux de dénudation est le temps effectif (T_{eff}). Il correspond au temps que le processus de dénudation met à enlever une longueur d'atténuation (Λ) de matière (de densité ρ) qui se retrouve alors à la surface.

$$T_{eff} = \Lambda\rho/\varepsilon \quad (3.11)$$

Évolution du processus. On considère que le taux de dénudation est constant sur le temps effectif qui, lui, doit être très inférieur au temps de demie vie du cosmonucléide (environ 1.4 Ma pour ^{10}Be et 300 ka pour le ^{36}Cl).

On suppose et considère que :

- l'altération mécanique est plus efficace que l'altération chimique.
- le temps de transport des fragments de roche au cours d'eau est négligé en présumant qu'il est immédiat.
- il n'y a pas de stockage de sédiments le long du réseau hydrographique.

Lithologie homogène. Il est préférable que la lithologie soit homogène à l'échelle du bassin versant. Si ce n'est pas le cas, il faudra retirer ou masquer les zones de lithologies différentes du bassin versant à traiter (Carretier et al., 2015). On peut aussi cartographier l'estimation du pourcentage de quartz par lithologie. Le risque est de calculer un taux de dénudation non-représentatif de l'ensemble du bassin versant, car biaisé par la teneur en quartz par lithologie, l'hypsométrie et le taux de production.

Le taux de production. Nous avons vu dans la section 3.2.2.5 que le taux de production dépend de trois termes : un standard de production, des facteurs d'échelle (équation 3.1) et l'écrantage topographique.

On peut calculer en chaque point de la grille d'un MNT une valeur d'écrantage topographique (fig. 3.5 B) qui dépend de la pente environnante (Dunne et al., 1999). Sur ces mêmes points on extrait l'altitude (fig. 3.5 C). Ces étapes ont été effectuées sous GRASS. Nous avons élaboré un programme MatLab pour déduire le taux de productions (fig. 3.5 A) en chaque point et ensuite calculer les moyennes des données extraites.

Les standards de production injectés dans de équation 3.1 sont pour le ^{10}Be de 4.02 at/g/yr (moyenne de plusieurs taux standards, dont le détail est dans Engel et al. (2015)) et 42.2 pour le ^{36}Cl (Schimmelpfennig et al., 2009).

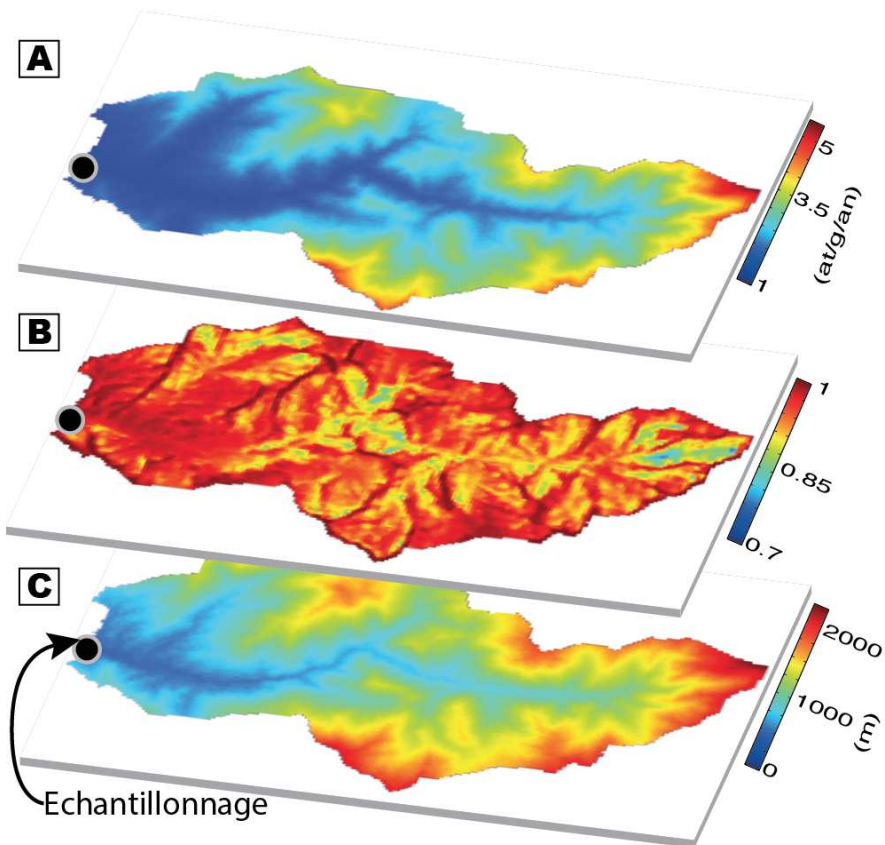


Figure 3.5: A partir du point d'échantillonnage, un bassin versant est identifié grâce auquel nous pouvons extraire des données pour calculer le taux de production moyen en ^{10}Be . A) Taux de production est égal aux taux de production standard de ^{10}Be multiplié par le facteur d'échelle qui est fonction de la latitude et l'altitude (Stone, 2000) de chaque pixel du MNT. B) Calcul de l'écrantage topographique du rayonnement cosmique (Dunne et al., 1999). C) Bassin versant identifié grâce à la topographie du SRTM90.

3.2.3.3 Résolution de l'équation générique 3.4

Pour connaître le taux de dénudation, il va falloir fixer quelques paramètres de l'équation 3.4 qui exprime la concentration de l'élément cosmogénique en fonction de la profondeur de l'échantillon, le temps d'exposition et le taux de dénudation :

1. l'héritage en élément cosmogénique dans l'échantillon est supposé faible, donc la concentration initiale sera négligée ;
2. l'échantillon est supposé extrait de la surface donc sa profondeur est nulle ;
3. le temps d'exposition est considéré infini, pour qu'il y ait un équilibre entre production et désintégration radiogénique de l'élément.

Au final, ce sont les mêmes considérations utilisées pour la pré-exposition de nos échantillons enfouis.

On peut aussi extraire le temps d'exposition minimum en fixant la profondeur et la dénudation à zéro. Dans tous les cas on cherchera à minimiser l'écart entre la concentration théorique et celle mesurée.

$$\chi^2 = \frac{(C_{(théo)x} - C_{(mes)x})^2}{Incertitude_{(mes)x}^2} \quad (3.12)$$

Le cas des sables riches en quartz. C'est le Béryllium l'élément cible des échantillons riches en quartz, l'extraction des concentrations issues de la mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est le même que dans le paragraphe : Passage d'un rapport à deux concentrations de la section 3.2.2.4 (page 82).

Le cas des échantillons carbonatés Pour ces échantillons, c'est la production du ^{36}Cl qui doit être prise en compte, et elle est bien plus importante et complexe que celle de ^{10}Be . En effet, le ^{36}Cl peut avoir plusieurs origines : ^{40}Ca , ^{39}K , ^{35}Cl . Les réactions entre les particules à hautes énergies du rayonnement cosmique secondaire et ces éléments cibles produisant du ^{36}Cl sont discutés dans [Gosse and Phillips \(2001\)](#) et [Schimmelpfennig et al. \(2009\)](#). Chaque particule à une longueur d'atténuation propre, pris en compte dans l'équation générique 3.4.

Depuis la surface, il existe trois réactions classées par rapport à leur capacité de production, en fonction de la profondeur :

1. la spallation neutronique du ^{40}Ca , ^{39}K , Ti et Fe ;
2. la capture des muons négatifs (lents) par ^{40}Ca et ^{39}K ;

3. Les neutrons thermiques à faible énergie peuvent être capturés par le ^{35}Cl . Ces neutrons proviennent soit de la désintégration radioactive de U, Th ou par la fission de ^{238}U , soit de la perte d'énergie des neutrons rapides due à leurs collisions répétées avec les atomes de l'atmosphère et des roches.

Avec l'appareil ASTER, on mesure conjointement la concentration en Cl naturel (^{35}Cl et ^{37}Cl) et ^{36}Cl . Pour connaître la part de ^{36}Cl , on utilise les rapports mesurés $R_{35/37_{mes}}$ et $R_{36/35_{mes}}$.

$$R_{35/37_{mes}} = \frac{n_{35_{ent}} + n_{35_{ech}}}{n_{37_{ent}} + n_{37_{ech}}} \quad (3.13)$$

Connaissant le rapport $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ d'un entraîneur (qui donne $n_{35_{ent}}$ et $n_{37_{ent}}$) rajouté lors du protocole chimique et le rapport de production naturel de 3.127 (Desilets and Zreda, 2006) entre ces deux isotopes, on peut connaître la quantité de Cl naturel dans l'échantillon $n_{ech_{nat}}$, avec le rapport de production naturel qui se décompose ainsi : 75.77% de ^{35}Cl et 24.23% de ^{37}Cl .

$$n_{ech_{nat}} = n_{ent} \times \left(\frac{\%_{35_{ent}} - (R_{35/37_{mes}} \%_{37_{ent}})}{(R_{35/37_{mes}} \%_{37_{Cl}}) - \%_{35_{Cl}}} \right) \quad (3.14)$$

Dont n_{ent} qui se calcule avec l'équation 3.6 (p.83) mais avec une masse molaire $Matm_{Cl}$ qui dépend des masses molaires respectives de ^{35}Cl et ^{37}Cl ainsi que de leur contributions $\%_{35_{Cl}}$ et $\%_{37_{Cl}}$.

Pour connaître la concentration en Chlore naturel de l'échantillon on applique alors l'équation suivante :

$$C_{ech_{nat}} = \frac{n_{ech_{corr}} \times Matm_{Cl}}{N_{Avogadro} \times m_{ech}} \quad (3.15)$$

Avec $n_{ech_{corr}}$ qui est le $n_{ech_{nat}}$ corrigé de la valeur mesurée pour le blanc ; m_{ech} masse traitée de l'échantillon.

Enfin avec le nombre d'atomes de Chlore naturel $n_{ech_{nat}}$ et le rapport $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ mesuré ($R_{36/35_{mes}}$), on va pouvoir connaître le nombre d'atomes de ^{36}Cl ($n_{36_{mes}}$), à comparer à celui théorique afin d'estimer le taux de dénudation.

$$n_{36_{mes}} = R_{36/35_{mes}} \times [(n_{ent} \%_{35_{ent}}) + (n_{ech_{nat}} \%_{35_{Cl}})] \quad (3.16)$$

Les solutions de la recherche du minimum d'écart entre les deux nombres d'atomes mesuré et théorique (équation 3.12) donneront le taux de dénudation moyen du bassin versant et l'on pourra déduire le temps apparent.

Dans la partie suivante, je présente nos points d'échantillonnage dans les Pyrénées Centrales puis les résultats issus des datations cosmogéniques. Nos résultats nous permettront de discuter

la distribution spatiale des taux de dénudation et d'incision qui intègrent différentes échelles de temps.

3.3 Présentation de la zone d'étude

3.3.1 Les Pyrénées Centrales

Les Pyrénées forment une chaîne de montagnes Est-Ouest qui sépare le Sud Ouest de la France et de l'Espagne. C'est une barrière de 2000 m de haut en moyenne, 450 km de long pour 100 à 140 km de large. La topographie montre une dissymétrie Nord-Sud avec des pentes du versant Nord plus prononcées que celles du versant Sud. Cette chaîne montre une géométrie de prisme à double vergence qui serait la conséquence de la subduction intracontinentale entre les plaques Ibérie et Eurasie qui débuta durant le Crétacé supérieur pour finir durant le Paléogène (e.g : Beaumont et al., 2000). Des études géophysiques (ECORS Pyrenees team, 1988 ; PYROPE studies e.g., Chevrot et al. (2015)) montrent qu'il y a en profondeur une transition abrupte entre les deux plaques ($\simeq 20$ km). Le Moho atteindrait 70 km de profondeur en dessinant un Z. De nos jours, les mouvements horizontaux et verticaux à travers la chaîne des Pyrénées sont si faibles qu'ils ne sont pas significatif (Asensio et al., 2012; Serpelloni et al., 2013; Rigo et al., 2015). De ce fait, on ne la considère plus comme une chaîne active, pourtant elle montre une activité sismique non négligeable avec un $M_w > 5$ tous les 20 ans (Dubos, 2003). L'origine de cette sismicité a intéressé l'étude du Chapitre 2

D'un point de vue géologique, les Pyrénées sont découpées en trois grandes zones par des structures majeures suivantes : le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP), la Faille Nord Pyrénéenne (FNP), et Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP) (noms en gras sur la figure 3.7 B). La transition entre la zone axiale et zone sud pyrénéenne n'est pas, quant à elle, soulignée par une structure majeure. Les zones dessinées par ces structures sont visibles sur la figure 3.7. Du Nord au Sud on retrouve :

- la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) : couverture mésozoïque, cette zone enregistre l'activité sismique la plus importante de la chaîne.
- la Zone Axiale (ZA) : roche du socle Paléozoïque qui constitue la partie haute de la chaîne, avec un sommet à 3404 m (le pic d'Aneto).
- la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) : couverture principalement tertiaire.

La différence de largeur de la chaîne peut être due à la différence de raccourcissement entre l'est et l'ouest et pose la question de la continuité longitudinale des structures. On peut définir différentes parties d'Est en Ouest qui ont des caractéristiques similaires (gravimétrique et sismique). Ces parties sont définies spatialement sur la figure 3.7 :

- Les Pyrénées Orientales s'étendent de la Méditerranée au système de failles Sègre-Têt.

La croûte est peu épaisse sous la Zone Axiale due à l'amincissement crustal entraîné par l'ouverture du Golfe du Lyon.

- Les Pyrénées Centrales englobent toute la zone à forte anomalie de Bouger négative (-100 mGal, figure 3.7 A) ce qui traduit une épaisseur crustale de 50 à 60 km due au sous-charriage de la plaque Ibérique. Cette zone est la plus active sismiquement avec quelques $M_w > 5$ dans la région de Lourdes et Bagnères-de-Bigorre. La bordure Ouest de cette zone est assez diffuse, on pourrait la situer le long du méridien passant par Olonron-Sainte-Marie lorsque la croûte s'amincit et que l'anomalie de Bouger remonte à -70 mGal.
- Les Pyrénées Occidentales finissent au début de la Chaîne Cantabrique au niveau des failles de Pampelune et Hendaye. Aucun terrain primaire n'est à l'affleurement dans la zone Axiale sous laquelle on a un faible épaissement crustal.

Notre étude s'est concentrée le long d'un profil Nord Sud proche de celui d'ECORS dans les Pyrénées Centrales.

3.3.2 Bilan des connaissances érosion/dénudation dans les Pyrénées

Les Pyrénées accueillent deux gradients climatique : un Nord-Sud et un second Est-Ouest. Ces gradients sont dus au fait que les Pyrénées forment une barrière qui relie l'océan Atlantique à la Méditerranée. De plus, on retrouve des empreintes glaciaires (Calvet et al., 2011). Cette variabilité suggère que les taux d'érosion pourraient varier spatialement. Peu de données sur les taux des processus de surface existent dans les Pyrénées, mais quelques études ont tenté d'approcher le taux d'érosion.

Tout d'abord, Vergés et al. (1995) donnent un taux d'érosion moyen de 0.15 mm/an. Cette étude est basée sur un bilan de masse obtenu par la différence entre deux coupes reconstituées à différentes époque géologique (mi-Lutétien et actuel). Erdős et al. (2014) combinent la restauration de coupe et données de thermochronologie mais ne quantifient pas l'évolution de masse topographique.

Sinclair et al. (2005) se basent sur des études de thermochronologie et proposent des coupes à différentes périodes géologiques. Ainsi, ils estiment la variation spatiale de l'érosion qui a permis d'exhumer les roches. Leur estimation finale donne 6 à 9.5 km de roche érodée au cours de ces 50 derniers Ma, ce qui correspond à un taux de 0.12 à quasiment 0.19 mm/an. L'inversion couplée des modèles thermochronologiques et cinématiques permet à Fillon and Van der Beek (2012) de montrer que le taux d'érosion a baissé depuis 30 Ma à une valeur de 0.02 km/Ma ($\simeq 0.02$ mm/an), ce qui est incompatible avec Sinclair et al. (2005).

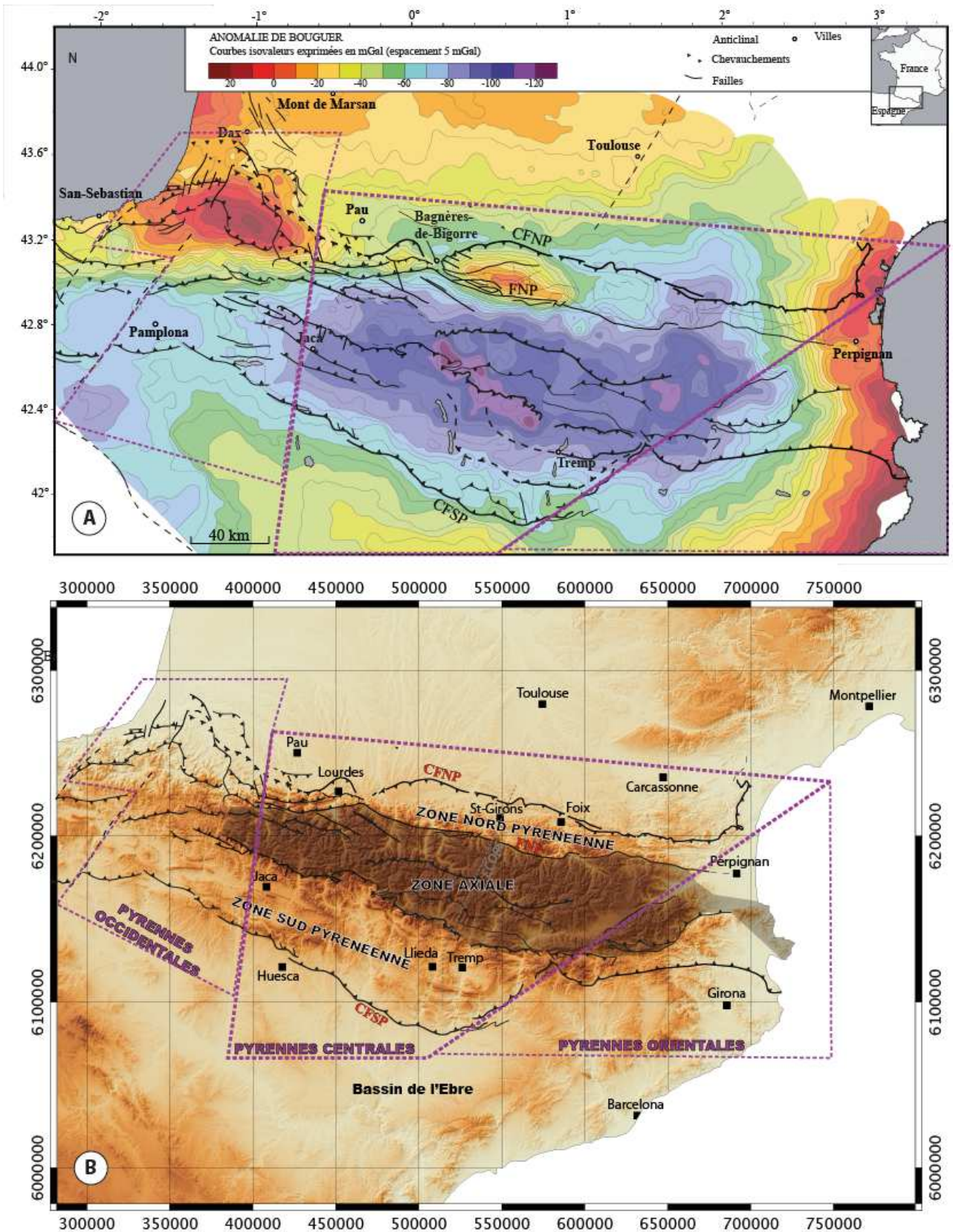


Figure 3.6: A) La carte d'anomalie de Bouguer permet de découper d'Est en Ouest les Pyrénées en différentes zones (modifié à partir Lacan 2008). B) Les structures majeures longitudinales découpent quant à elles les Pyrénées du Nord au Sud. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; FNP : Faille Nord Pyrénéenne ; CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen.

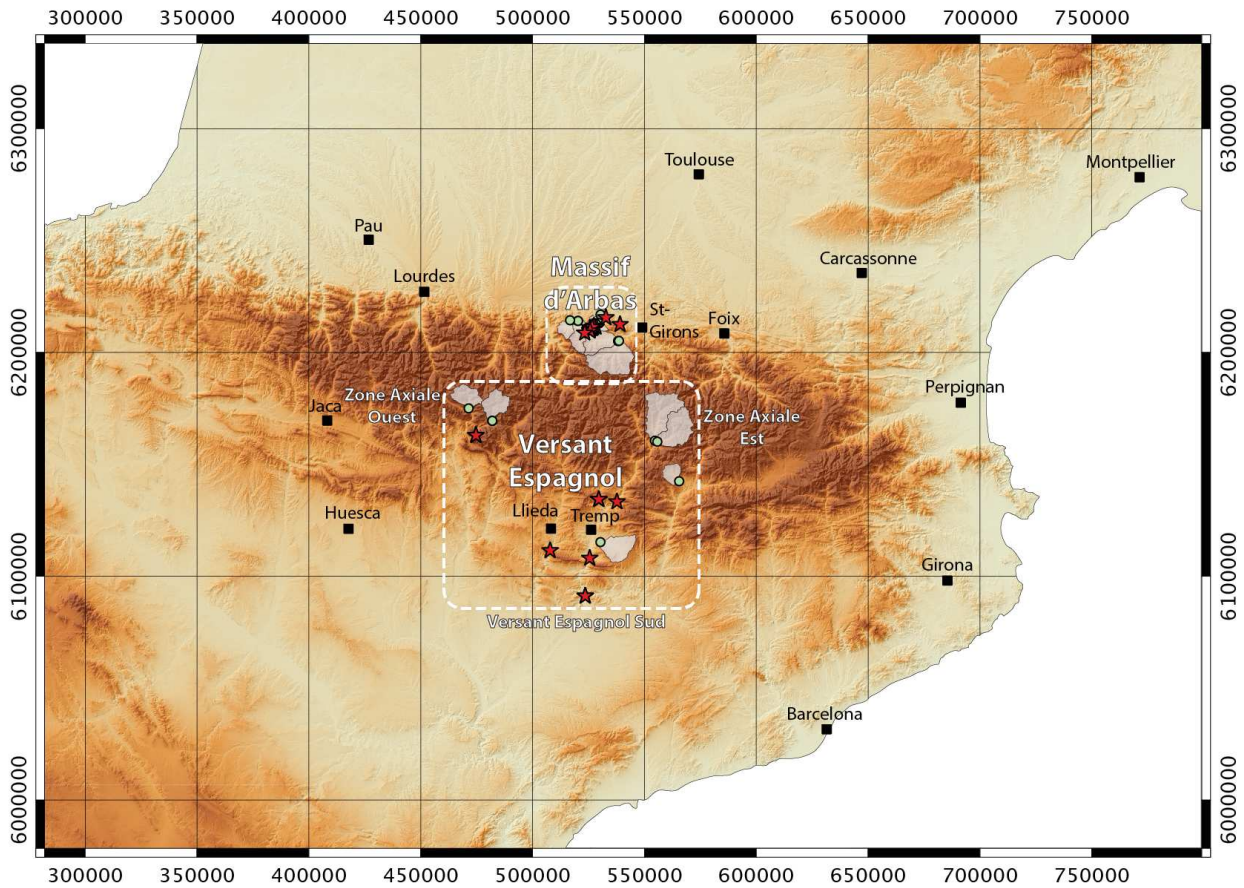


Figure 3.7: Deux principales zones d'études sur un profil Nord-Sud dans les Pyrénées Centrales. Les encadrés Nord et Sud réfèrent respectivement aux figures 3.8 et 3.10 qui permettent de localiser les points d'échantillonnage.

Récemment, [Calvet et al. \(2015\)](#) étudient les terrasses et un réseau karstique à niveaux horizontaux étagés dans le Canyon de la Têt (Pyrénées Orientales). Ils obtiennent un taux d'incision moyen de 52 m/Ma depuis le Pliocène et avec une accélération au Quaternaire de 92 m/Ma (0.092 mm/an). Cette accélération durant le Quaternaire a été observée dans différents contextes géographiques ([Zhang et al., 2001](#)).

3.3.3 Présentation des différentes zones d'échantillonnage :

Nos points d'échantillonnage s'alignent grossièrement sur un profil Nord-Sud dans les Pyrénées Centrales (fig. 3.7) est basée sur des échantillons de sédiments enfouis dans des cavités (étoiles sur la carte), des sables de rivières (cercles verts à l'exutoire de bassin versant) et les cosmonucléides pour tenter d'apporter de nouvelles données sur les taux d'érosion.

La présentations des zones d'échantillonnage dans les Pyrénées Centrales se divise en trois sous-parties. Tout d'adord, deux sous-parties qui abordent les réseaux karstiques séparés en deux zones d'études en fonction de leur localisation (détaillées ci-dessous et illustrées sur la

figure 3.7). Les sables de rivières constituent la troisième sous-partie. On retrouve les bassins versants associés aux rivières sur toutes les figures de cette section.

3.3.3.1 Le massif karstique étagé d'Arbas, ou le réseau Trombe

Le plus grand réseau spéologique de France, avec plus de 111 km de galeries découvertes à ce jour, pour une superficie de 32 km² et un développement vertical de près de 1000 m, est abrité par le massif d'Arbas. Il a donc le potentiel d'avoir enregistré l'évolution du paysage durant plusieurs millions d'années (Horio, 2001), et constitue notre première zone d'étude.

Cette zone est localisée à la limite des départements de l'Ariège et de la Haute Garonne, près de la commune d'Arbas. Elle se situe au niveau de St Girons, au Sud du Chevauchement Nord Pyrénéen et au Nord du sillon de la Faille Nord Pyrénées, ce qui en fait l'un des premiers reliefs du flanc Nord des Pyrénées. Le massif d'Arbas est un promontoire (encadré sur la fig. 3.7 et zoom présenté à la fig. 3.8) bordé au sud par la vallée de la Bouigane et au nord-ouest par le massif de Milhas (roches de socle primaire en marron sur la fig. 3.8B).

Le réseau karstique s'est créé dans des formations carbonatées (calcaire et dolomies en bleu sur la fig. 3.8B), datant principalement du Jurassique. Cette formation a ici, une puissance de 850 m environ. La structure géologique simplifiée qui compose le massif est un monoclinal plongeant vers le Sud. Quatre réseaux karstiques correspondent à des sources différentes y ont été identifiés (Puyoo, 1976). Le réseau karstique le plus développé verticalement est celui du réseau Trombe et c'est majoritairement celui-ci que nous avons visité. Notons que le relevé de l'inventaire karstologique semble dessiner un réseau étagé (Bakalowicz, 1988; Clément and Vennarecci, 2003).

Des études géomorphologiques mettent en évidence des replats dans la zone d'étude à différentes altitudes :

- 450 m : alluvions analogues à des surfaces datées du Quaternaire ancien (Lagasquie, 1971) ;
- 500-600 m : alluvions (blocs arrondis de quartz et galet de gréseux dans une matrice argileuse) analogues à des surfaces (cône de Lannemezan) datées du Pliocène (Hubschman, 1975) ;
- 700-800 m : replats qui seraient peut être des surfaces glaciaires d'après (Bakalowicz et al., 1980) ;
- 1300 à 1400 m : surface mal représentée mais les sommets aplanis la conserveraient.

Malgré une position détachée des hauts reliefs des Pyrénées, des indices de formations glaciaires au dessus de l'altitude 800 sont présents sur le massif (Bakalowicz et al., 1980).

Ces formations glaciaires et surfaces aplanies seraient préservées grâce au drainage souterrain

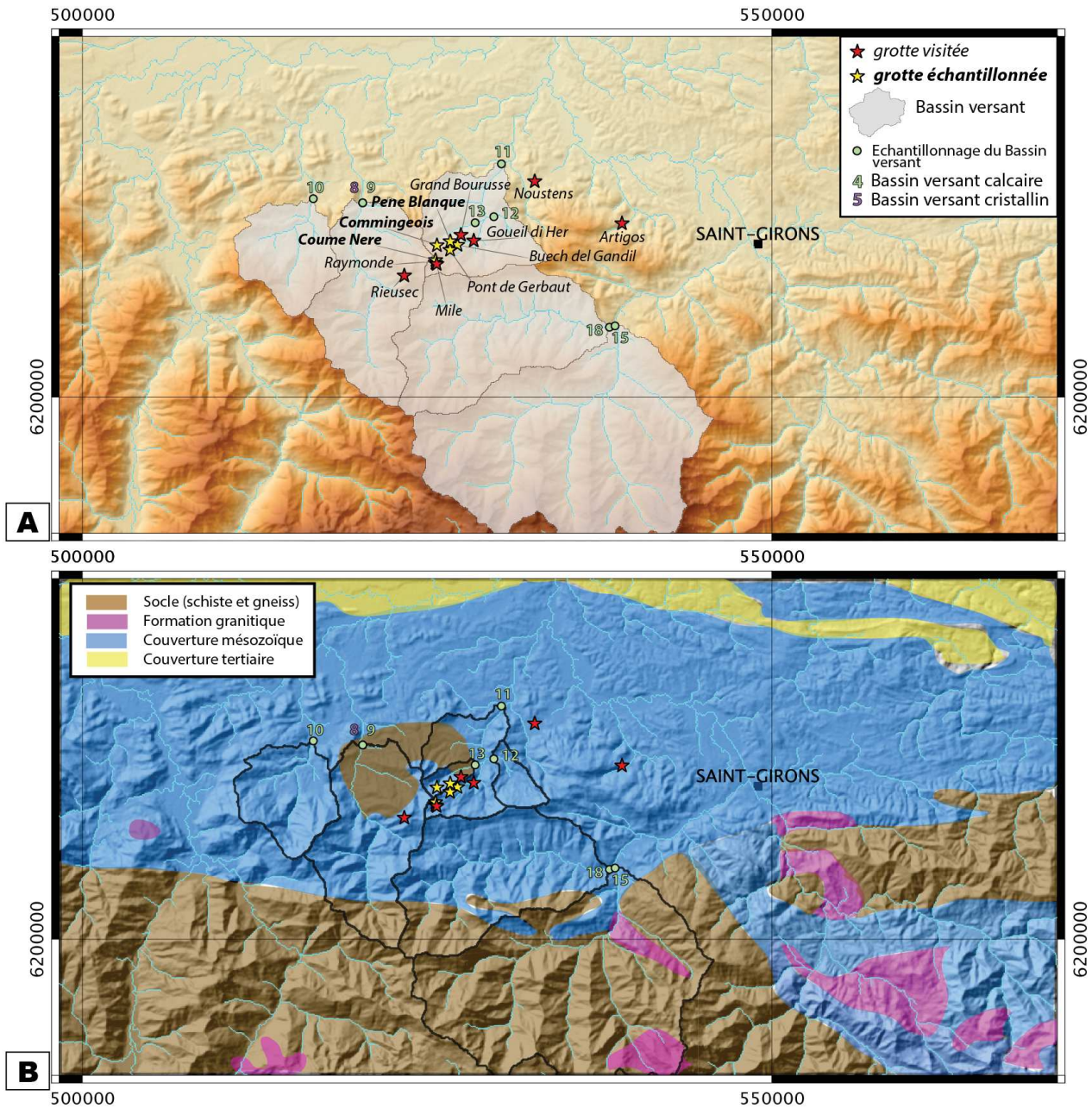


Figure 3.8: A) Fond SRTM autour du massif d'Arbas (versant Nord Pyrénées Centrales) pour localiser les différents échantillons de sables de rivière et grottes visitée et celles avec remplissage datées dans cette étude. B) Carte lithologique simplifiée de la même zone. Les terrains mésozoïques sont carbonatés, alors que ceux tertiaires sont détritiques. La couleur du numéro au niveau du point d'échantillonnage du bassin versant indique la lithologie : vert pour calcaire, violet pour le quartz.

qui diminue l'érosion superficielle (Bakalowicz, 1988).

La compilation des topographies des cavités du réseau du massif d'Arbas a permis à Bakalowicz (1988) de proposer une coupe synthétique. L'aspect étagé du réseau est souligné par cette coupe (fig. 3.9 C). Quatre niveaux sont identifiés à différentes altitudes, de haut en bas, notés de 1 à 4 sur la coupe. Le réseau karstique s'organise en niveaux horizontaux autour de : 1300 m (Raymonde), 900 m (Pene Blanche), 750 m (Bourusse), 450 m (Goueil di Her). Ces altitudes coïncident avec celles des replats observés dans la morphologie du massif d'Arbas.

Bakalowicz (1988) attribue ces étagements de surface et souterrain à des périodes de calme séparent des crises de surrection depuis l'Oligocène.

Daniel Quettier, du Comité Départemental Spéléologique de Haute Garonne nous a fourni une base de données très fournie des topographies des cavités souterraines effectuées par les karsnologues. L'étude de cet inventaire nous a permis de sélectionner des cavités au profil horizontal (exemple sur la fig. 3.9 B), susceptibles d'être d'anciens niveaux de base et d'avoir préservé du remplissage alluvial.

Nous avons effectué trois missions et visité une quinzaine de grottes à la recherche de remplissages contenant des galets de quartz. Les grottes visitées sont localisées sur la coupe du réseau étagé figure 3.9 C, la carte 3.8 et sur le tableau 3.1 qui décrit brièvement la zone d'échantillonnage de chaque grotte.

3.3.3.2 Réseaux karstiques du Versant Sud des Pyrénées

Les réseaux karstiques du versant Sud des Pyrénées Centrales se sont développés dans les formations carbonatées du Jurassique Crétacé qui ont un potentiel vertical de 800 à 1000 m. Quelques massifs sont connus pour leurs réseaux, notamment celui de Serra del Montsec. Des incisions dans les massifs calcaires créent des gorges et permettent de mettre en évidence des entrées de grottes étagées (fig. 3.11 A et B).

Lors de la mission d'échantillonnage, Francesco Guitterez (université de Zaragoza) nous a accompagné. Nous sommes allés échantillonner des grottes au profil horizontal présentant des configurations qui mettent à jour les sédiments karstiques scellés et préservés par un plancher calcifié (3.11 C). Les différentes grottes visitées sont présentées dans le tableau 3.2 et leur localisation sur la figure 3.10). Trois grottes se trouvent proches de la transition entre la Zone Axial et la Zone Sud Pyrénéenne (5 Agosto, Llenes et Serpent) ; deux autres s'échelonnent vers le Sud le long de la vallée Nord-Sud qui passe par Tremp (Muriaecs et Tabacco) ; la dernière cavité (Colomera) se trouve juste à l'Ouest à la même latitude dans la vallée rectiligne N-S, passant par Llieda. Toutes ces sites d'échantillonnage sont distants les uns des autres, parfois de plus de

Grottes	Position		Altitude (m)	Quartz	Remarques
	long	lat			
Pene Blanque	0.8767138	42.9799747	900	oui	Plusieurs sites d'échantillonnage. Soutirage met à jour un placage de galets, une coupe dans du remplissage meuble a été faite (fig. 3.9 A).
Maillon manquant	”	”	750	non	Très grande terrasse de galets carbonatés (fig. 3.9 D)
Comingeois	0.8650117	42.9771324	920	oui	Remplissage stratifié, sableux, argileux (fig. 3.9 E), placage retenant des galets de quartz
Goueil di her	0.8975973	42.9808234	486	non	Niveau actif saisonnier. Beaucoup de galets, parois composées de brèche polygénique
Raymonde	0.8641407	42.9655801	1310	non	Peu de remplissage préservé.
Pont de Gerbaut	0.8767493	42.9744052	955	traces	Grands espaces, deux niveaux horizontaux mais plafond effondré. Belle séquence sédimentaire trouvée et quelques placages.
Buhade del Gandil	0.8832405	42.9777304	868	traces	Trou souffleur qui donne sur des méandres verticaux, et offre des poches de remplissage avec des quartz roulés
Perte (Trou Mile)	0.8652357	42.9649103	1325	non	-
Coume Nere	0.8651079	42.9676453	1330	traces	Beaux balcons et méandres
Grande Bourusse	0.8860973	42.9843661	790	non	Beaux niveaux horizontaux avec une grande quantité d'argile
rivières des caractériels	0.8789198	42.9860552	555	non	Niveau actif, sommet et paroi latérale (composés de schistes) de la galerie de la rivière.
Rieusec	0.8364240	42.9562551	1356	non	Belles banquettes horizontales sur les parois mais le plafond effondré ne permet d'accéder à du remplissage.
Artigos	1.0284286	42.9939539	570	non	Bien horizontal, quelques remplissage sans quartz, et plancher contenant des os d'ours.
Noustens	0.9499734	43.0199229	440	non	Drain horizontal mais argileux

Table 3.1: Tableau récapitulatif de l'échantillonnage dans le massif d'Arbas, voir figure 3.8 pour la localisation des grottes.

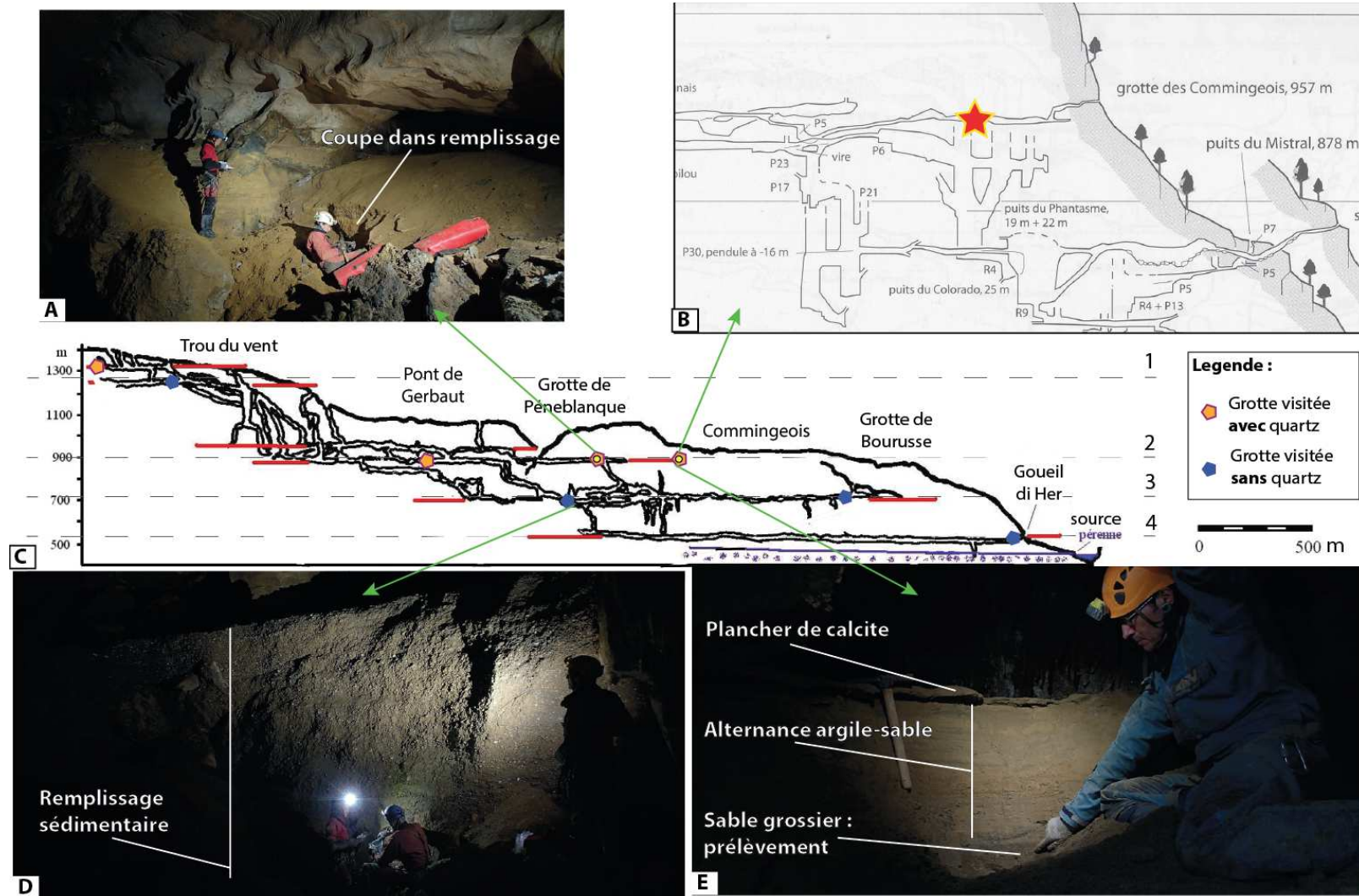


Figure 3.9: A) Coupe réalisée dans un remplissage accessible par rapport à une galerie horizontale grâce à une zone de soutirage dans la grotte de Pene Blanque. ; B) Topographie de la zone de la grotte des Commingeois, l'étoile repère le lieu d'échantillonnage (voir E); C) Coupe du réseau proposée par Bakalowicz (1988) montrant l'étagement des galeries; D) Impressionnante épaisseur de remplissage au niveau du Maillon Manquant (niveau inférieur du réseau de Pene Blanque); E) Photo de la zone d'échantillonnage des Commingeois qui présente une configuration stratigraphique idéale.

Grottes	Position		Altitude (m)	Quartz	Remarques
	long	lat			
Tabacco	0.877731	41.899983	350	oui	Graviers dans plusieurs affaisements.
Colomera	0.681998	42.078564	150	peu	Sable.
Muricecs	0.896463	42.052528	80	non	Sondage à 60 cm de profondeur, alternance sable-argile provenant probablement de la décomposition des parois de la grotte.
Llenes	0.937089	42.289201	762	oui	Près du soutirage : galets de quartz dans conglomérats fluviaux sous assemblage classique. Sédiments fins sous plancher.
5 Agosto	0.260371	42.531230	1641	oui	Galets de quartz, granite arénisé, quartzite, grès, gneiss, calcaire.
Serpent	1.03555	42.28168	705	peu	Banc de sable à un mètre de profondeur.

Table 3.2: Tableau récapitulatif de l'échantillonnage dans le versant Espagnol, voir figure 3.10 pour la localisation des grottes.

100 km, et contrairement au massif d'Arbas, ne sont pas reliés les uns aux autres par un réseau karstique. D'après de Rodriguez et Vidal (1983), ces cavités se seraient formées lors des deux phases de karstification, la première ayant lieu au Miocène supérieur et la seconde au Pliocène supérieur.

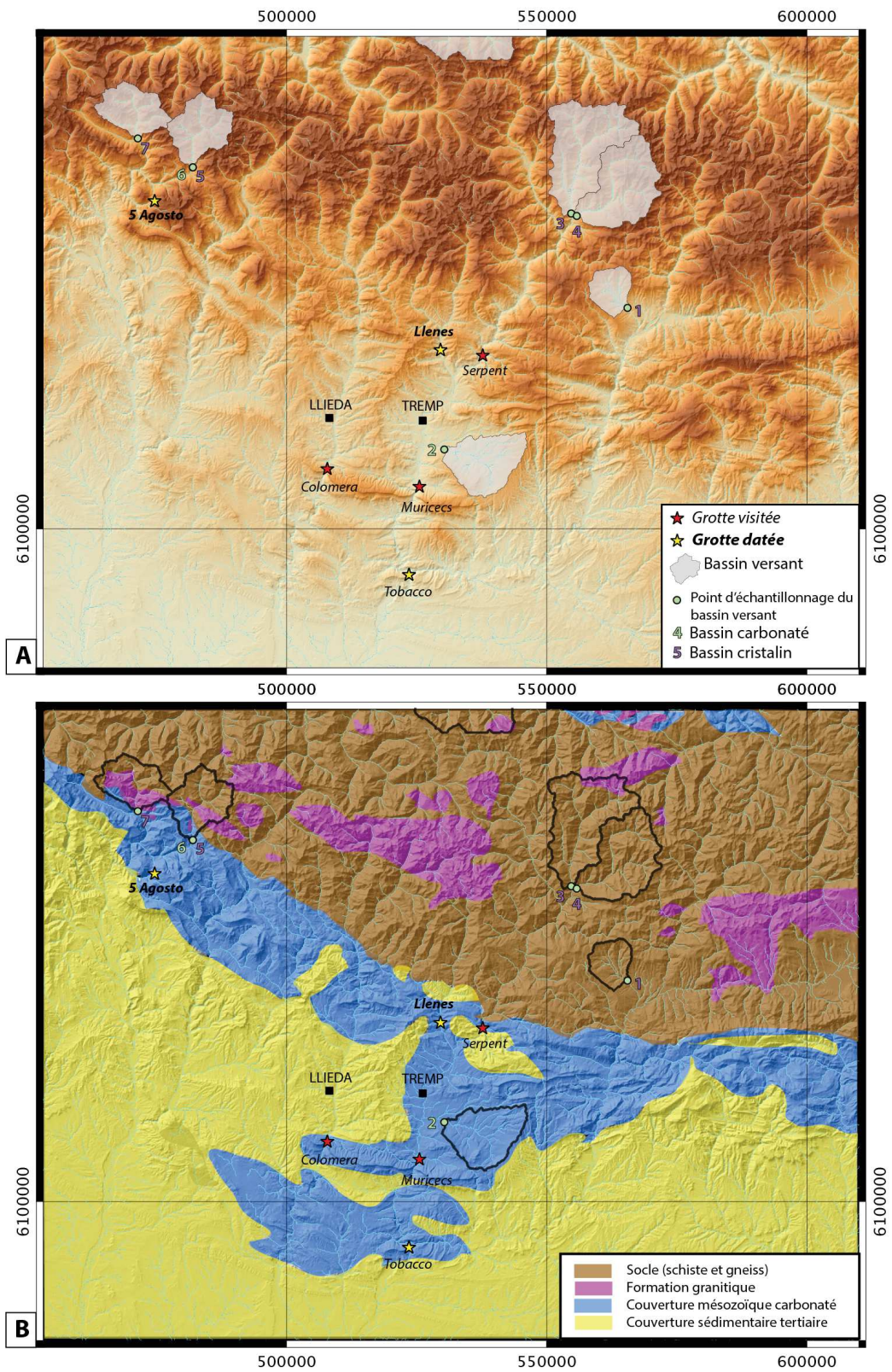


Figure 3.10: Localisation des échantillons de sables de rivières et des grottes visitées du versant espagnol. Voir légende de la figure 3.8

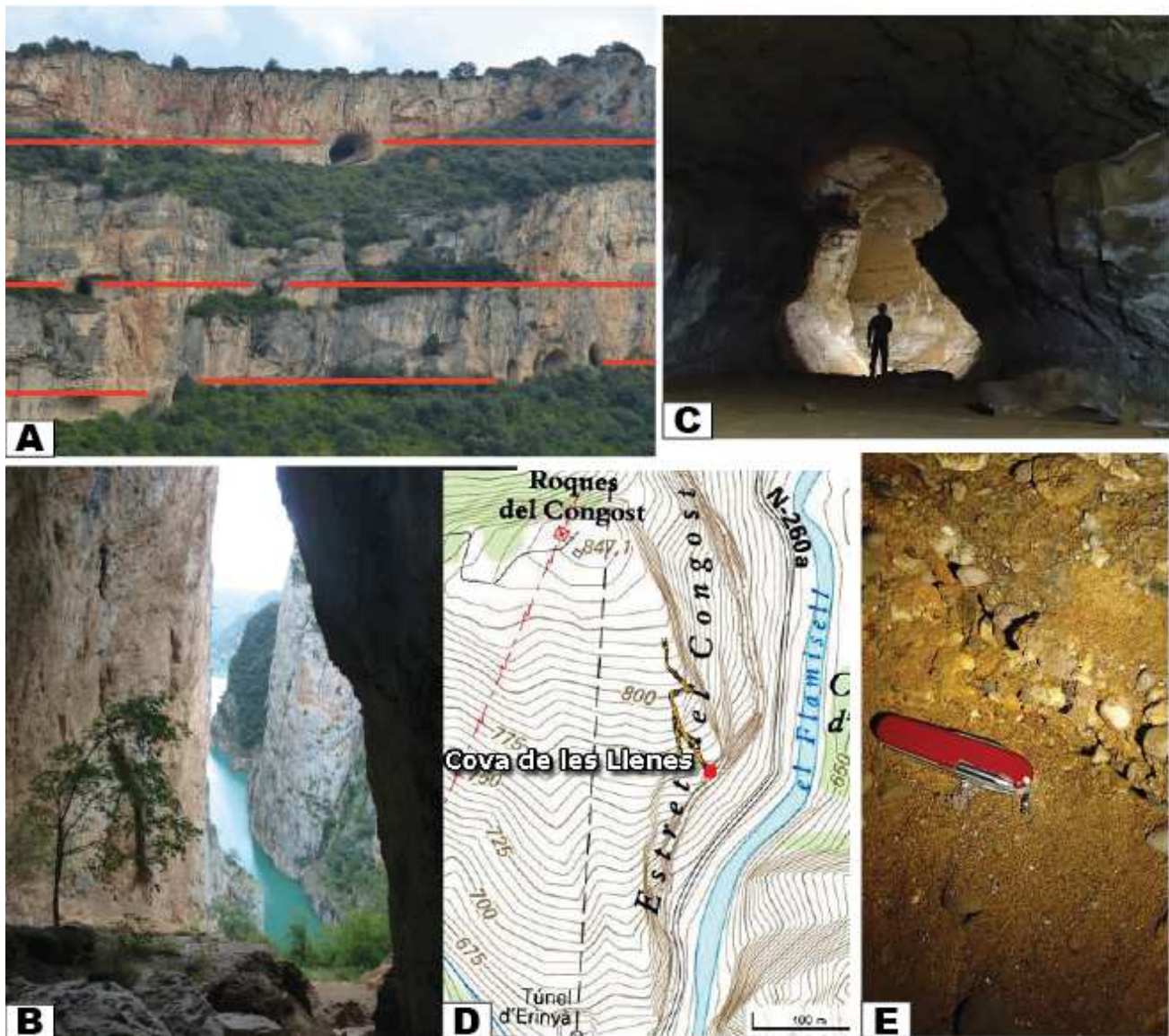


Figure 3.11: A) Escarpement calcaire mettant en évidence des entrées de grottes étagées (depuis le sentier allant à la grotte del Tabac). B) Vue depuis l'entrée de la grotte Colomera sur le niveau de base actuel en contre bas : la rivière. C) Morphologie de trou de serrure dans la cavité du 5 Agosto, témoin de l'incision du réseau karstique. D) Zoom de la carte topographique, on voit que la grotte de Llenes est située à environ 100 m au dessus de la rivière. E) Exemple de prélèvement d'un placage de galet de quartz dans la grotte de Llenes.

3.3.3.3 Sable de rivière des bassins versants calcaire et/ou cristallin :

La deuxième approche de notre étude correspond à l'utilisation des sables de rivières pour obtenir un taux de dénudation moyen sur le bassin versant associé à la rivière. Les principes de cette méthode ont été décrits dans la section 3.2.3.2 page 89.

Ainsi, nous avons échantillonné dans les meilleures configurations possibles 2 à 3 kg de sédiments de rivière. Les points d'échantillonnage sont reportés dans le tableau 3.3 et sur les cartes 3.7, 3.8 et 3.10 où l'on peut voir les bassins versants associés. Lors de l'échantillonnage nous avons fait un amalgame de taille des fragments de roche en ramassant à la fois du sable, des graviers et des galets, les tailles allant de 0.2 à 30 mm.

Lors de cette étude nous avons voulu appliquer aux roches carbonatées la méthode d'estimation des taux de dénudation moyens utilisée pour les roches cristallines. La dernière colonne du tableau indique la lithologie échantillonnée. Cependant, comme nous pouvons le voir sur les cartes géologiques 3.8 B et 3.10 B, certains bassins versants présentent les deux lithologies. Ils sont symbolisés par un numéro suivi d'une astérisque dans les tableaux 3.3, 3.9, 3.10, 3.11 et 3.12. Notons qu'au niveau du massif d'Arbas, les bassins versant 12 et 13 sont des sous bassins versant du 11.

Dans le massif d'Arbas, nous avons aussi échantillonné un point de surface sur le rocher carbonaté de Pene Blaque qui constitue la crête Est du bassin versant 13. Ce point permettra d'approcher le taux d'érosion long terme.

Code	Coordonnées		Aire	Altitude (m)	Ecrantage	Lithologie
BV	long	lat	km ²	moyenne	moyenne	

Massif d'Arbas

8*	0.79803	43.00353	23	765	0.938	Quartz
9*	0.79803	43.00353	61	1 204	0.933	Calcaire
10	0.75405	43.00533	43	924	0.946	Calcaire
11	0.92035	43.03137	50	756	0.953	Calcaire
12	0.91485	42.99680	10	777	0.946	Calcaire
13	0.89840	42.99255	5	833	0.918	Calcaire
15	1.02490	42.92771	217	1 446	0.911	Quartz
18	1.02	2.92673	111	1 058	0.949	Quartz
crête	0.8784	42.97979	0	1 120	1	Calcaire

Versant Espagnol

1	1.36986	42.36961	59	1 377	0.959	Quartz
2	0.95186	42.11787	135	806	0.985	Calcaire
3	1.2339	42.53044	222	1 895	0.918	Quartz
4	1.24691	42.52642	184	1 978	0.919	Quartz
5*	0.3469	42.59178	95	2 218	0.915	Quartz
6*	0.3469	42.59178	14	1 909	0.939	Calcaire
7	0.21597	42.63835	96	2 018	0.891	Quartz

Table 3.3: Caractéristique des échantillons de sables de rivières, leur localisation et aire sont visibles sur les figures 3.7, 3.8 et 3.10. Les numéros suivis d'une astérisque (*) signalent les bassins versants avec deux lithologies échantillonnées.

3.4 Estimation des taux d'incision

3.4.1 Données issues des mesures à l'appareil ASTER

Sur toutes les grottes visitées, peu nous ont offert l'opportunité d'échantillonner du matériel siliceux. Parfois, la faible quantité de quartz était limite pour réaliser le protocole chimique et assurer une mesure à la fin. Lorsque nous obtenions un précipité de Béryllium et/ou d'aluminium nous le cathodions pour le mesurer à l'AMS d'ASTER. Les mesures des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ de nos échantillons ayant une quantité suffisante de quartz sont présentées dans le tableau 3.4.

A la sortie de l'accélérateur, les atomes de masses différentes vont être comptés (nombre de coups), après avoir été déviés en fonction de leur masse. On ne peut mesurer qu'un rapport de même élément. Le rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ est obtenu après deux sessions de mesures à l'appareil ASTER espacées dans le temps.

D'une manière générale pour le massif d'Arbas, les quantités de béryllium et d'aluminium augmentent avec l'altitude de la grotte. Ce qui n'est pas très cohérent puisque les grottes situées dans les étages les plus hauts sont celles susceptibles d'avoir préservé les sédiments karstiques les plus vieux. Si on suppose que la source de quartz n'a pas évolué au cours du temps, la décroissance radioactive nous permet de dire que plus l'échantillon est vieux moins il devrait y avoir des cosmonucléides. Du côté du versant espagnol, les grottes n'appartenant pas au même réseau, aucune corrélation ne peut être observée.

Parfois pour notre groupe d'échantillons, l'instrument ASTER n'a pas pu détecter la quantité infime d'aluminium symbolisé par un tiré dans le tableau - le nombre de coups étant très faible, l'incertitude sur la mesure $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ est très grande.

Les échantillons des grottes Tabacco, Pene Blanque 3 et Pont de Gerbaut n'ont pas assez d'aluminium (un seul coup a été enregistré par l'appareil ASTER et/ou leur valeur est inférieure à celle du blanc machine), c'est pourquoi nous faisons le choix d'écarter ces échantillons. Pour la suite, seulement les données des cinq grottes restantes seront traitées.

3.4.2 Extraction des concentrations

Grâce aux équations présentées à la page 83, nous pouvons extraire des rapports mesurés les concentrations de chaque cosmonucléides présentées dans le tableau 3.5. On pourra ainsi déduire le rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$.

Grottes	Altitude (m)	coordonnées		Quartz (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$			$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$		
		long	lat		e-14	(%)	coups	e-14	(%)	coups
Massif d'Arbas										
Pene Blaque 1	900	42.9799747	0.8767138	16.5	1.67	16.5	37	0.548	70.8	2
Pene Blaque 2	900	42.9799747	0.8767138	5.1	1.59	30.2	11	-	-	-
Pene Blaque 3	900	42.9799747	0.8767138	23.1	2.04	14.9	46	1.96	100	1
Commingeois	920	42.9771324	0.8650117	13.2	2.00	23	19	2.68	37.8	7
Pont Gerbaut	950	42.9744052	0.8767493	2.3	6.44	18	31	0.287	100	1
Coume Nere	1330	42.9674613	0.8641194	4.4	9.8	15.5	42	4.67	50	4
Blanc	-	-	-	0	0.592	21.3	22	-	-	-
Versant Espagnol										
Tabacco	350	41.899983	0.877731	5.5	3.58	7.5	183	2.66	100	1
Llenes	762	42.289201	0.937089	17	11.9	3.1	1229	33.8	16.6	38
5 agosto	1641	42.531231	0.260371	13.7	0.79	13.2	58	0.673	57.7	3
Blanc	-	-	-	0	0.268	26.2	15	-	-	-

Table 3.4: Tableau récapitulatif des mesures ASTER pour les échantillons de sédiments cristallins des grottes : du massif d'Arbas (versant Nord des Pyrénées Centrales) et du versant espagnol (sud des Pyrénées Centrales).

Pene Blaque 1, 2 et 3 désignent respectivement des échantillons : quartz triés au niveau du soutirage, quartz de l'entrée, mélange de la coupe

Grottes	^{10}Be (at/g-quartz)	\pm	^{26}Al (at/g-quartz)	\pm	Rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$
Massif d'Arbas					
Pene Blanche	13 440	2 215	17 606	12 457	1.3
Commingeois	21 840	5 018	36 970	13 978	1.7
Coume Nere	434 701	67 279	406 195	203 138	0.93
Versant Espagnol					
Llenes	134 816	4 200	595 241	99 030	4.41
5 Agosto	7 531	993	32 871	18 982	4.36

Table 3.5: Nombre d'atomes de cosmonucléides radiogéniques par gramme de quartz issus des rapports mesurés par l'ASTER (tableau 3.4) seuls les échantillons sélectionnés sont considérés

On remarque que selon la zone d'étude, les rapports $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ sont proches, bien que les concentrations en cosmonucléides soient très différentes.

Ainsi, le massif d'Arbas enregistre des rapports $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ autour de 1.3 avec des concentrations d'environ 20 000 at/g pour les grottes à une altitude de 900 m. Étonnamment la grotte à la plus haute altitude, Coume Nere à 1300 m, devraient être remplie de sédiments avec une concentration plus faible que celles des niveaux inférieurs, pourtant, elle présente des concentrations bien supérieures de l'ordre de 420 000 at/g.

Pour le versant espagnol, les atomes se comptent par centaines de milliers pour la grotte de Llenes alors que pour la grotte du 5 Agosto c'est en dizaines de milliers. Les sédiments enfouis de ces grottes contiennent 4 fois plus d'atomes de ^{26}Al par gramme de quartz que de ^{10}Be .

Les rapports $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ permettent d'obtenir les âges d'enfouissement que l'on retrouvera dans le tableau 3.6.

3.4.3 Âge d'enfouissement et paléo-taux de dénudation

On définit une pré-altitude de 2000 m, et une profondeur d'enfouissement de plus de 100 m pour tous les échantillons. Puis, nous appliquons notre algorithme d'optimisation de recherche de l'écart minimum entre les concentrations théoriques prédites (fonction de l'âge d'enfouissement et du paléo-taux de dénudation) et les concentrations mesurées du tableau 3.5. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 3.6, et l'ensemble des solutions est présenté pour chaque échantillon dans la figure 3.12.

On remarque que les grottes du massif d'Arbas enregistrent toutes un âge entre 3 et 4 Ma, alors que celles du versant Espagnol ont des âges autour de 1 Ma. On peut se demander si c'est seulement une coïncidence, ou si un événement particulier est à rapprocher des âges.

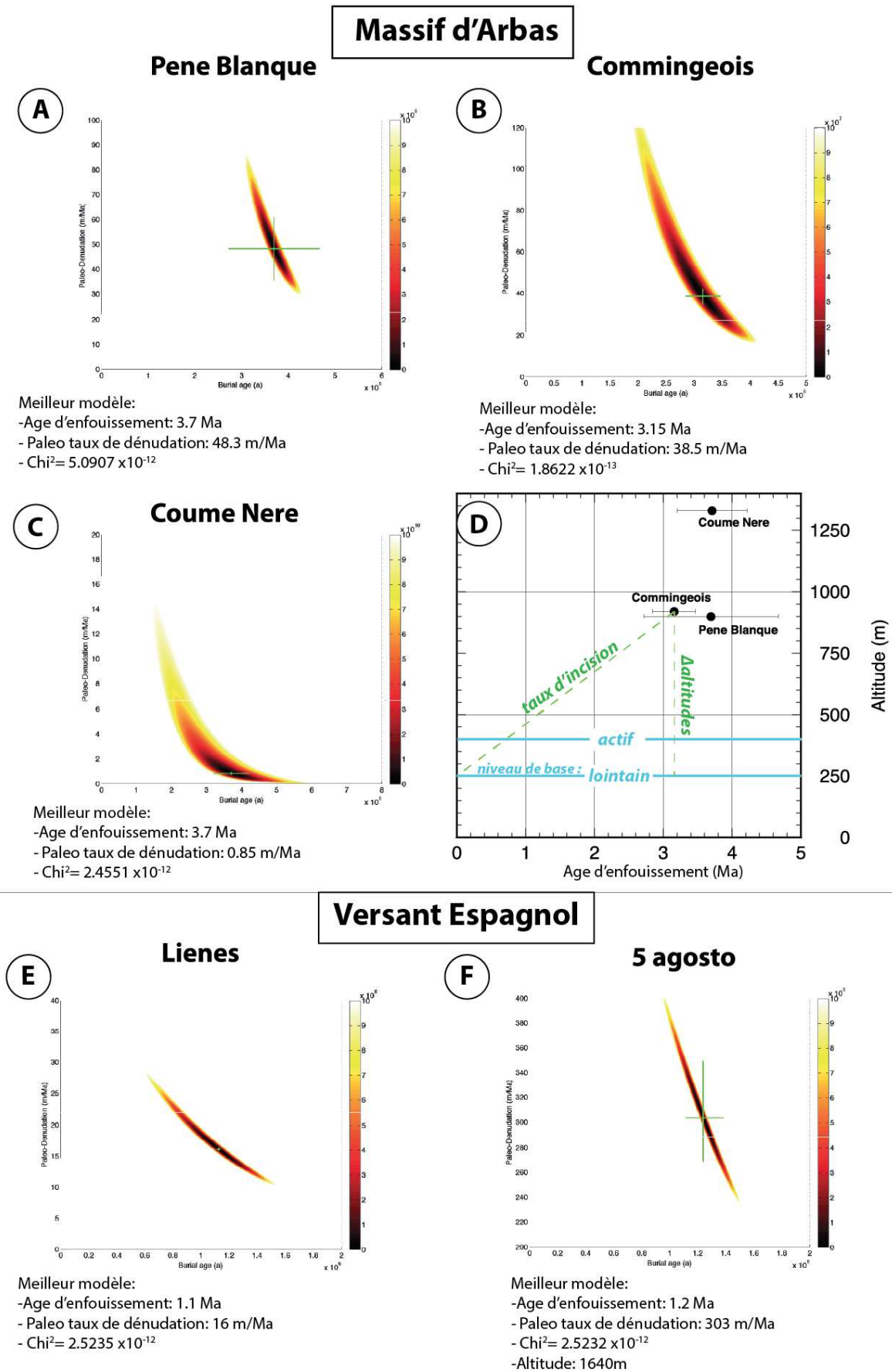


Figure 3.12: Résultats d'optimisation entre la concentration mesurée et celle théorique présentés dans le tableau 3.6. Les grottes du massif d'Arbas appartiennent au même réseau ce qui nous permet de représenter leur âge en fonction de leur altitude. Les différents niveaux de base du massif ont aussi été reportés pour illustrer un exemple de calcul de taux d'incision.

Grottes	Altitude (m)	Al/Be	Paléo-dénudation		Âge	
			(m/Ma)	+/-	(Ma)	+/-
Massif d'Arbas						
Pene Blaque	900	1.3	48.3	12.7	3.7	0.97
Commingeois	920	1.7	38.5	3.7	3.16	0.31
Coume Nere	1330	0.93	0.85	0.12	3.7	0.5
Versant Espagnol						
Llenes	762	4.41	16.1	0.23	1.12	0.16
5 agosto	1641	4.36	303.5	53.2	1.24	0.22

Table 3.6: Tableau de résultats d'optimisation (fig. 3.12) pour un pré-altitude de 2000 m pour tous les échantillons. Les échantillons avec un des rapports qui a 100% d'incertitude ont été exclus.

Notons tout de même que si les grottes selon la zone, présentent une même gamme d'âges d'enfouissement, ce n'est pas le cas du paléo-taux de dénudation. Ils varient de 1 à 50 m/Ma pour le massif d'Arbas et de 16 à 303 m/Ma pour le versant Espagnol.

3.4.4 Identification des niveaux de base

Suivant la discipline la définition du niveau de base diffère, le niveau marin est celui identifié pour le réseau de drainage, mais lorsqu'on s'intéresse au réseau karstique, nous avons le choix de nous rattaché à la rivière la plus proche ou le niveau actif du karst. Nous avons voulu faire un exercice en considérant différents niveaux de base pour discuter leur influence sur le calcul du taux d'incision.

En fixant deux exutoires au Nord (à l'Est du cône de Lannemezan) et au Sud (dans le bassin de l'Ebre) dans les zones de plaine, on obtient deux profils de rivière. Ces profils permettent de tracer une droite à très faible pente ($=0.00165$, droite verte sur les profils de la figure 3.13) qui passe par la zone où les points d'altitude des rivières se rejoignent. Cette droite est obtenue en faisant la différence d'altitude des points situés à 25 km de l'exutoire et de l'exutoire. Cette droite est donc assez subjective puisqu'elle dépend de notre choix de position de l'exutoire. Ensuite, sur le graphique, on positionne les grottes en fonction de leur distance par rapport à l'exutoire et leur altitude.

On obtient la valeur du niveau de base "lointain" en notant, à la verticale de la grotte, l'altitude de la droite à faible pendage.

Le Massif d'Arbas Ces grottes appartiennent au même réseau karstique, on peut donc leur attribuer le même niveau de base actif. La rivière souterraine et la source du réseau Trombe sont

à 450 m d'altitude.

Pour le versant Nord dans la région du massif d'Arbas, le profil de rivière (fig. 3.13) donne, à l'aplomb des grottes, une altitude autour de 307 m pour le niveau de base lointain.

La routine *r.stream.distance* permet d'extraire pour chaque point, donc pour chaque grotte, le dénivelé par rapport au point du réseau de drainage le plus proche : Pene Blanque = 390 m ; Commingeois = 434 m ; Coume Nere = 278 m.

Le versant Sud Chaque grotte appartient à un réseau karstique différent. L'inventaire karstologique des réseaux respectifs n'est pas en ma possession à ce jour, la position verticale du niveau actif est incertaine et pourrait être associée à la rivière la plus proche.

Pour le versant Espagnol, les deux grottes ont des distances différentes par rapport à l'exutoire choisi dans le bassin de l'Ebre (S sur la figure 3.13. Ainsi, pour la grotte la plus éloignée (5 Agosto) l'altitude au niveau de la droite à faible pendage est de 375 m, et 335 m pour la grotte Llenes.

Les distances verticales entre la grotte et le point le plus proche du réseau de drainage sont de 64 m pour Llenes et 544m pour la grotte 5 Agosto. Ces valeurs sont différentes de celles déduites grâce à la carte topographique précises. En effet, le SRTM utilisé à une résolution de 90m, le zoom de la carte topographique permet d'évaluer la distance verticale entre l'entrée de la grotte et la rivière. Cette hauteur est proche de 120 m pour Lienes, et 800 m pour la grotte du 5 Agosto, ce qui est supérieur à celles déterminées automatiquement. Cette différence peut être due au fait que la rivière se trouve dans une gorge, et que la résolution du MNT ne permet pas de détecter cette vallée encaissée.

Toutes les altitudes des niveaux de base sont reportées dans le tableau 3.7 (le dénivelé entre la grotte et le niveau de base choisi est noté en italique) et certaines d'entre-elles sont visibles sur la figure 3.13. Entre les différents niveaux de base, il y a donc une différence d'altitude de plus de 200 m. Cette différence est représentée sur les figures 3.12 et 3.13. Cet écart induit de fortes variations dans le calcul du taux d'incision d'une même cavité (table 3.8).

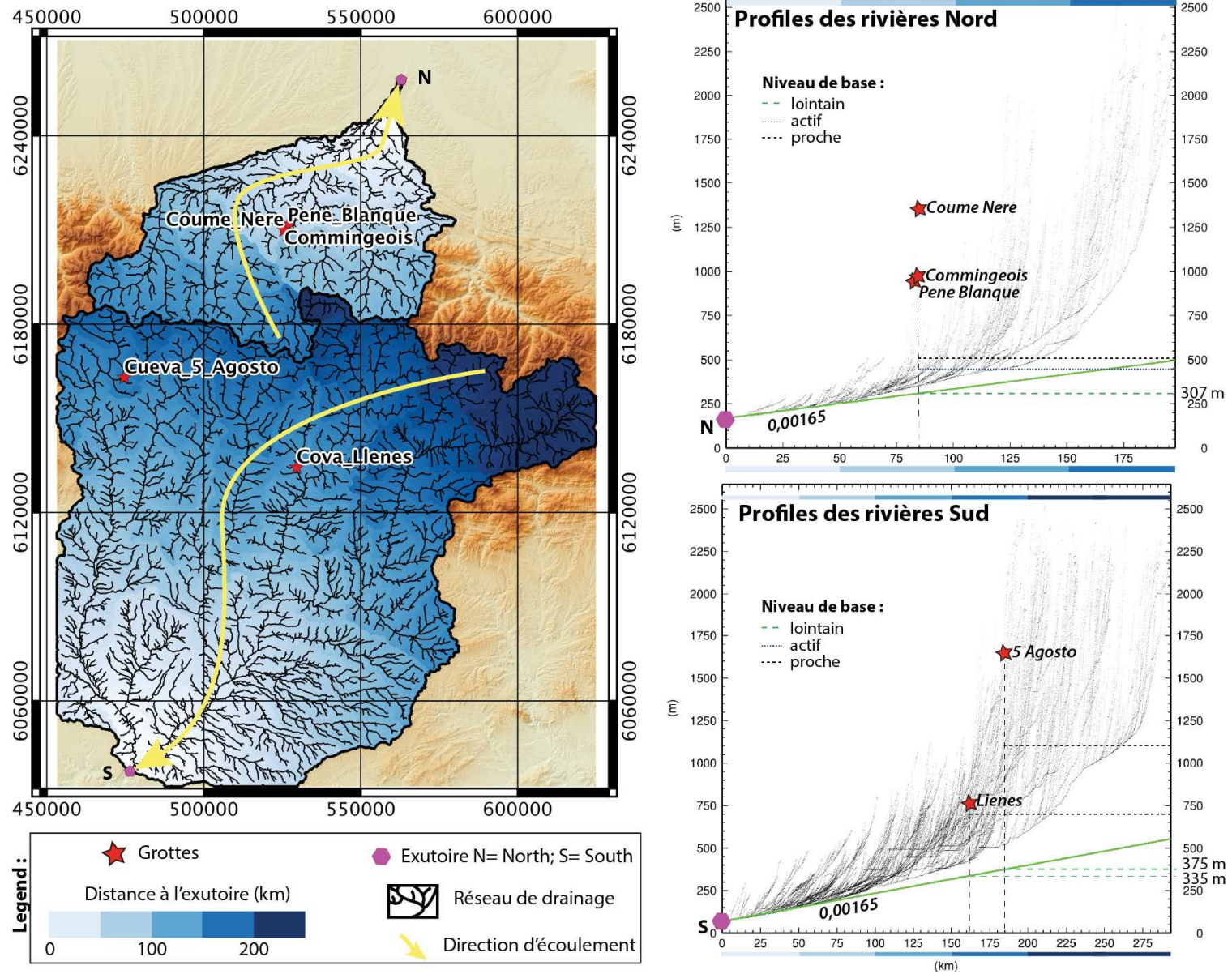


Figure 3.13: Pour choisir le niveau de base lointain, deux exutoires ont été choisis, au Nord et au Sud. Le réseaux de drainage et le bassin versant associés à l'exutoire permettent de connaître la distance de chaque point par rapport à ce dernier et ainsi de dessiner le profile de rivière.

Grottes	Altitude (m)	Altitude niveau de base		
		actif	loin	proche
Massif d'Arbas				
Pene Blanque	900	450 ; $\Delta = 450$	305 ; $\Delta = 595$	510 ; $\Delta = 390$
Commingeois	920	” ; $\Delta = 470$	307 ; $\Delta = 613$	488 ; $\Delta = 432$
Coume Nere	1330	” ; $\Delta = 880$	310 ; $\Delta = 1020$	1052 ; $\Delta = 278$
Versant Espagnol				
Llenes	762	?	335 ; $\Delta = 427$	642 ; $\Delta = 120$
5 agosto	1641	?	375 ; $\Delta = 1266$	841 ; $\Delta = 800$

Table 3.7: Identification des différents niveaux de base. Δ indique le dénivelé entre l'altitude de l'échantillon et le niveau de base

3.4.5 Taux d'incision

Pour calculer un taux qui est une vitesse, on a besoin d'une distance et d'une durée. Il nous faut donc, la distance entre le marqueur (altitude de la grotte) et l'un des niveaux de base actuel. La durée sera donnée par l'âge d'enfouissement plus ou moins l'incertitude associée.

Pour chaque niveau de base, on calcule le taux moyen « respectif » en fonction des invertitures sur l'âge. Par grotte la moyenne des taux moyens est aussi calculée, et correspond à la vitesse indiquée dans la colonne taux d'incision moyen du tableau 3.8. Ainsi, pour chaque grotte, le niveau de base avec la plus basse altitude donne le différentiel d'altitudes le plus élevé et en divisant cette hauteur par l'âge d'enfouissement minimum on obtiendra le taux d'incision maximum. Inversement, le taux d'incision minimum est obtenu grâce à la plus petite hauteur différentielle et l'âge maximum. Ces taux d'incision minimum et maximum permettent de donner l'écart au taux d'incision moyen « respectif ». Nous effectuons le même calcul pour l'incertitude du taux d'incision moyen. Le tableau 3.8 récapitule toutes ces valeurs pour chaque grotte datée.

On obtient pour une même grotte des taux d'incisions très dispersés, comme par exemple celle du 5 Agosto qui a un taux moyen de 807 m/Ma plus ou moins la moitié de cette valeur.

Pour les trois grottes du massif d'Arbas, malgré la variété (de 66 à 318 m/Ma) parmi les dix-huit taux d'incision qui permettent de déduire les taux d'incision « respectifs », une certaine tendance est observée. Sur l'ensemble du massif, les taux d'incision moyens sont autour de 170 m/Ma.

L'avantage d'avoir des données au sein d'une même zone permet de discuter le choix du niveau de base sur le résultat final du taux moyen d'incision du massif. Ainsi, lorsqu'on choisit le

Grottes	Altitude (m)	Âge (Ma)	Taux d'incision respectif (m/Ma)			Taux d'incision moyen (m/Ma)	Dénudation (m/Ma)
			actif	loin	proche		
Massif d'Arbas							
Pene Blanque	900	3.7 ± 0.97	130.6 ± 34.2	172.7 ± 45.3	113.2 ± 29.7	157 ± 61	48.3 ± 12.7
Commingeois	920	3.16 ± 0.31	149.7 ± 14.6	195.2 ± 19.1	137.6 ± 13.5	170 ± 45	38.5 ± 3.7
Coume Nere	1330	3.7 ± 0.5	242.3 ± 32.7	280.8 ± 37.9	76.5 ± 10.3	192.5 ± 126.5	0.85 ± 0.12
Versant Espagnol							
Llenes	762	1.12 ± 0.16	?	389.2 ± 55.6	109 ± 15.6	269.2 ± 175.6	16.1 ± 0.23
5 agosto	1641	1.24 ± 0.22	?	1054.1 ± 187	666.1 ± 118.2	860.1 ± 381	303.5 ± 53.2

Table 3.8: Tableau récapitulatif des résultats du calcul des différents taux d'incision en fonction du niveau de base et le taux d'incision moyen et rappel du paléo-taux de dénudation issu de la concentration en cosmonucléides.

niveau de base "actif", on retrouve la valeur moyenne de 170 m/Ma. C'est pourtant le niveau de base "proche" qui montre le moins d'écart entre les valeurs, mais avec une moyenne plus faible que celle du massif.

On peut conclure en disant que les niveaux de base "actif" et "proche" semblent les plus appropriés pour le calcul de taux d'incision.

Enfin, notons que généralement le paléo-taux de dénudation est deux à trois fois inférieur au taux d'incision. De plus sur l'ensemble des grottes, il n'y a pas de corrélation directe entre ces deux valeurs. Cette différence assez importante sera discutée page 149.

3.4.6 Influence de l'altitude pré-enfouissement

L'un des paramètres à fixer pour résoudre l'équation donnant l'âge d'enfouissement est la pré-altitude, c'est à dire l'altitude qu'avait les fragments de roche avant d'être enfouis. Cette valeur contraint la production de cosmonucléides *in-situ* et donc leur concentration avant enfouissement. En supposant que les fragments de roche proviennent de la Zone Axiale (source la plus probable pour les fragments de roche cristalline), nous avons choisi de fixer cette pré-altitude à 2000 m, qui est la valeur moyenne d'altitude dans les Pyrénées et qui est bien supérieur à l'altitude des grottes.

Nous avons voulu tester l'influence de la pré-altitude sur les résultats finaux. Pour cela, nous avons choisi de faire des tests pour la grotte Llenes qui a le moins d'incertitude sur les mesures des rapports. En partant de l'altitude actuelle de la grotte 762 m jusqu'à 2500 m, les résultats issus de l'optimisation sont présentés dans la figure 3.14.

Intuitivement, on pourrait penser que la pré-altitude n'a pas d'influence sur le résultat final puisque le rapport de production entre ^{26}Al et ^{10}Be ne varie pas en fonction de l'altitude. Ce sont les taux de production des cosmonucléides *in-situ* et les concentrations qui augmentent avec l'altitude, mais le rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, lui, n'évolue pas. Or, lors de l'optimisation de recherche de minimum entre les concentrations mesurés et théoriques, le paléo-taux de dénudation est la première variable à varier, et c'est elle qui va contrôler les concentrations ^{26}Al et ^{10}Be théoriques. C'est pourquoi, en faisant augmenter la pré-altitude, les concentrations pré-enfouissement seront plus élevées. Pour réduire ces concentrations, il faut des valeurs de dénudation plus importante. Enfin par conséquent, l'âge d'enfouissement sera affecté.

Ainsi, le paléo-taux de dénudation et l'âge d'enfouissement augmentent avec la pré-altitude. Choisir l'altitude de la grotte comme pré-altitude conduit à des valeurs d'âge d'enfouissement et de paléo-taux de dénudation minimales et donc un taux d'incision maximal.

Notons que, les incertitudes de nos essais couvrent 0.14 Ma ce qui est équivalent à l'incertitude

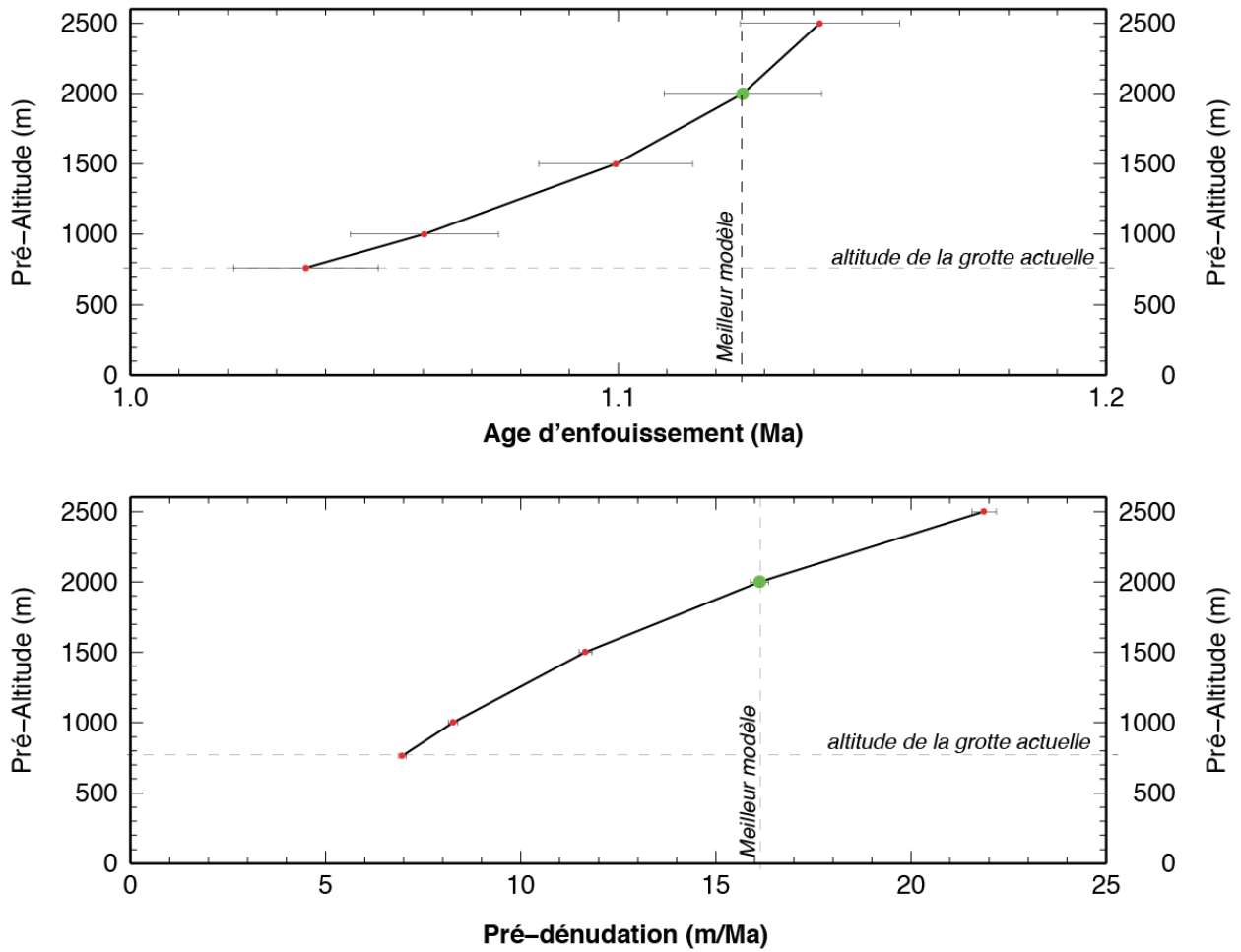


Figure 3.14: Influence de la pré-altitude sur l'âge d'enfouissement et le taux de paléo-dénudation illustrée par un test sur la grotte de Llenes en Espagne. « *Our Best Model* » est celui présenté dans le tableau 3.8. On peut voir que prendre l'altitude actuelle de la grotte sous-estime l'âge d'enfouissement et le taux de dénudation.

sur l'âge (0.16 Ma) de notre meilleur modèle. En revanche, pour le paléo-taux de dénudation, les résultats sont plus étalés (7 à 22 m/Ma), la valeur minimum est 3 fois inférieure à celle maximum.

En conclusion, le choix de la pré-altitude affecte plus le paléo-taux de dénudation que l'âge d'enfouissement. Une pré-altitude basse sous-estime ces deux résultats sur lesquels nous allons nous appuyer pour discuter.

3.5 Estimation des taux de dénudation

Les bassins versant que nous avons échantillonné comportent deux types de lithologie : des silicates et/ou des carbonates. Pour obtenir des taux de dénudation sur les bassins versants riches en silice, nous avons utilisé le ^{10}Be , tandis que le ^{36}Cl a été utilisé sur les bassins versants carbonatés. Les équations, les incertitudes et les traitements ne sont pas les mêmes pour ces deux isotopes cosmogéniques, ainsi nous traiterons dans un premier temps les bassins siliceux (^{10}Be) puis les carbonates (^{36}Cl).

3.5.1 Bassins versants « ^{10}Be »

Le tableau 3.9 présente les mesures et les résultats des taux de dénudation et temps d'exposition minimum pour les échantillons de sable de rivière provenant des bassins versants riches en roches sources de quartz.

3.5.1.1 Données issues des mesures à l'appareil ASTER et extraction des concentrations :

Nos échantillons de sables de rivière sont plus riche en Béryllium (nombre de coups au spectromètre de masse par accélérateur ASTER) que les échantillons de sédiments collectés dans les grottes, ce qui permet d'avoir des incertitudes faibles ($< 10\%$) sur les mesures du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$. Les concentrations en ^{10}Be sont calculées grâce aux équations de la section 3.2.2.4 page 82 et sont reportées dans le tableau 3.9.

On remarque que les concentrations des échantillons de la partie Nord sont supérieures à 85 000 at/g, alors que celles de la partie Sud sont inférieures à 70 000 at/g. De ce fait, les concentrations du sable des bassins versants Nord sont plus élevées que celles du Sud, ce qui est susceptible de se répercuter sur les taux de dénudation.

3.5.1.2 Taux de dénudation

Pour calculer la concentration théorique, nous avons voulu tester deux approches (Alti_{mean} et BV_{mean} dans le tableau 3.9). La première, Alti_{mean} , est basée seulement sur l'altitude moyenne du bassin versant pour calculer le taux de production de chaque mécanisme de production (spallation, capture neutron thermique, capture muonique) du ^{10}Be et l'écrantage. La seconde, BV_{mean} , est de calculer les moyennes des taux de production dus à chaque particules, et l'écrantage topographique sur l'ensemble du bassin versant. Dans les deux cas, chaque taux de production a été multiplié par le facteur de correction prenant en compte l'écrantage topographique.

BV	Localisation Versant	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ e-14	Incert. %	^{10}Be (at/g)	Dénudation (m/Ma)		T_{exp} yr	T_{eff} yr
					$Alti_{mean}$	BV_{mean}		
8*	Nord	7.99	8.1	$125\,829 \pm 10\,188$	53	42	12 784	28 327
15		7.02	4	$86\,828 \pm 3\,478$	97	102	6 691	15 023
18		9.81	9.1	$139\,549 \pm 12\,750$	47	49	14 503	32 149
1	Sud	5.5	6.6	$68\,667 \pm 4\,552$	123	125	5 619	12 539
3		4.61	5.5	$52\,176 \pm 2\,868$	221	229	2 912	6 647
4		2.93	7.6	$36\,387 \pm 2\,777$	336	348	1 915	4 382
5*		2.42	7.5	$30\,093 \pm 2\,253$	463	484	1 376	3 171
7		4.52	5.8	$68\,409 \pm 4\,005$	178	183	3 497	8 028

Table 3.9: Tableau récapitulatif des mesures et résultats pour les bassins versant avec sables de rivière riche en quartz. Les mesures du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ sont faites au spectromètre de masse par accélérateur ASTER, et les concentrations ^{10}Be sont issues des mesures. Deux approches permettent d'avoir les taux de production moyens du bassin versant : $Alti_{mean}$ est basée sur l'altitude moyenne du bassin versant ; BV_{mean} est basée sur la moyenne des taux de production de l'ensemble du bassin versant. Les taux de dénudation et le temps d'exposition minimum (T_{exp}) proviennent des meilleurs résultats d'optimisation (χ^2 très proche de 0) entre les concentrations théoriques et mesurées. Le taux dénudation et T_{exp} sont obtenus respectivement pour un temps d'exposition supposé infini et un taux de dénudation nul. T_{eff} est inversement proportionnel au taux de dénudation

Pour calculer la concentration théorique, nous faisons l'hypothèse que l'échantillon est à l'équilibre cosmogénique, c'est à dire que sa concentration ne dépend plus du temps, mais seulement du taux de dénudation. L'incertitude sur les taux de dénudation est basée sur l'incertitude analytique, ici autour de 10%.

Comparaison entre les deux approches du calcul du taux de dénudation. La différence entre les taux de dénudation obtenus par l'approche $Alti_{mean}$ et BV_{mean} est comprise dans l'incertitude de 10%. D'une manière générale, l'approche BV_{mean} montrent des taux de dénudation légèrement supérieurs. Cela peut s'expliquer par le fait que les taux de production dépendent principalement de l'altitude par une loi exponentielle. Sur l'ensemble d'un bassin versant, il y a une grande différence d'altitudes entre les points. L'approche BV_{mean} , qui moyenne toutes les valeurs de production du bassin versant, permet de prendre en compte la dispersion des altitudes, et donc des taux de production. Ainsi, les taux de production, et donc les taux de dénudation de BV_{mean} sont généralement plus élevés que ceux obtenus en ne considérant que l'altitude moyenne $Alti_{mean}$. Nous nous baserons sur les taux de dénudation issus de l'approche BV_{mean} qui nous semble la plus réaliste.

Les taux de dénudation reflètent les concentrations en ^{10}Be , lorsque celles-ci sont élevées les taux de dénudation sont bas. Ainsi, la partie Nord montrent des taux de dénudation inférieurs à ceux du Sud (fig. 3.17). Au Nord, les taux de dénudation moyens des bassins versants sont inférieurs à 100 m/Ma alors qu'au Sud ils sont entre 120 et 500 m/Ma.

Toujours au Nord, les deux bassins versants qui encadrent le massif d'Arbas au Sud (BV18) et à l'Ouest (BV8') ont des taux de dénudation proches de 45 m/Ma. Cette valeur rappelle les paléo-taux de dénudation issus des grottes de Pene Blanque et Commingeois respectivement égaux à 48 et 38 m/Ma. Le bassin versant plus au Sud (BV15) a un taux de dénudation proche de 100 m/Ma deux fois plus important que les deux autres.

Au Sud, les valeurs sont assez dispersées spatialement. Les deux bassins versants jumeaux de l'Est (BV 3 et 4) ont des valeurs du même ordre de grandeur (229 et 348 m/Ma). Au Sud de ces bassins, la dénudation décroît à 125 m/Ma (BV1). A l'Ouest, dans la partie Haute de la Chaîne, deux bassins versants proches d'une quinzaine de km (BV 7 et 5') ont des valeurs assez différentes : 183 et 484 m/Ma respectivement.

3.5.2 Bassins versants « ^{36}Cl » :

Si le ^{10}Be a été largement utilisé pour estimer le taux de dénudation d'un massif, l'utilisation du ^{36}Cl reste quand à elle assez rare. En méditerranée, plusieurs auteurs ont utilisé le ^{36}Cl dans

BV	Localisation Versant	$^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ e-13	Incert %	$^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$	Incert %	Ca %
2	Sud	3.14	2.9	11.7	1.06	40
6*		2.31	3.5	5.62	1.18	32
9*	Nord	0.795	5.7	6.17	1.14	40
10		2.35	3.2	8.39	1.23	39
11		0.791	5.7	4.04	1.19	30
12		1.15	4.53	10.9	1.13	43
13		0.557	6.87	3.81	1.05	26
crête		10.6	3.03	8.99	0.99	39

Table 3.10: Mesures des différents rapports de Chlore issues de l'appareil ASTER pour les échantillons de sables calcaires de rivière.

des échantillons ponctuels de surfaces (ex : Mitchell et al. (2001); Benedetti (2002); Braucher et al. (2011); Zerathe et al. (2014); Ryb et al. (2014), mais l'utilisation de sables calcaire de rivière n'est pas une pratique courante. Le jeu de données présenté ici revêt donc un caractère exploratoire. Il est également important de signaler que dans certaines conditions (forte concentration en chlore), la production du ^{36}Cl par les réactions neutroniques thermal et épithermal entraîne des incertitudes plus importantes sur les taux de dénudation. L'interprétation et les limitations de cette méthode doivent donc être discutées.

3.5.2.1 Données issues des mesures à l'appareil ASTER

Les mesures de rapport du Chlore à l'appareil ASTER donnent des valeurs d'un ordre de grandeur plus élevé que celles en Béryllium et Aluminium. Ainsi, les incertitudes sont faibles, inférieures à 7%.

Comme les roches carbonatées sont constituées d'un maximum de 40% en Ca, nous considérons que les échantillons situés au-dessus sont anormalement élevés. Or c'est le cas pour l'un de nos échantillons : BV12 (en rouge sur la figure 3.15). La mesure à l'ICP pour cet échantillon est de 43%, ce qui est difficilement explicable.

3.5.2.2 Extraction des concentrations

Différentes étapes permettent d'extraire les quantités des différents isotopes de Chlore, celles-ci ont été présentées dans la section page 93. Les résultats des calculs sont présentés ci-dessous dans le tableau 3.11.

Avant l'interprétation des concentrations en ^{36}Cl , il est nécessaire de regarder attentivement

la concentration en Calcium et en Chlore de chaque échantillon. En effet ces deux éléments sont les cibles principales pour la production du ^{36}Cl . Des concentrations anormalement élevées ou faibles pourront donc directement se répercuter sur la concentration en ^{36}Cl . La fig. 3.15 A montre le pourcentage en Ca de la roche en fonction de la concentration en Cl_{nat} pour chaque échantillon. Quatre échantillons ont des valeurs qui posent problème. Le premier, dont nous avons déjà parlé, est BV 12 qui a un pourcentage en Ca supérieur à 40 difficilement explicable pour un échantillon carbonaté. Trois échantillons (BV 9, 11 et 13) ont des valeurs en $\text{Cl}_{nat} > 150$ ppm. Des concentrations importantes en Chlore naturel entraînent une forte production de ^{36}Cl par les réactions neutroniques thermal et épithermal et finalement des concentrations en ^{36}Cl plus élevées. Ces réactions sont moins bien contraintes et entraînent donc des incertitudes importantes dans les calculs de taux de dénudation et de temps d'exposition. BV 9, 11, 12 et 13 ne seront donc pas utilisés dans l'interprétation finale des données.

BV	Localisation Versant	Cl_{nat} (ppm)	Incert	^{36}Cl (at/g)	Incert
2	Sud	31	1	4.65e+05	1.40e+04
6*		92	3	4.90e+05	1.90e+04
9*	Nord	165*	4	3.28e+05	2.02e+04
10		42	1	3.42e+05	1.17e+04
11		251*	13	3.28e+05	2.34e+04
12		60	1	3.07e+05	1.45e+04
13		395*	23	3.42e+05	2.91e+04
crête		37	0.7	14.4e+05	5e+04

Table 3.11: Concentrations en ^{36}Cl et Chlore naturel calculées à partir des mesures du tableau 3.10. La quantité de Cl_{nat} est importante car elle influence la résolution du résultat final, si $\text{Cl}_{nat} > 150$ ppm (symbolisé par une étoile), l'incertitude sera forte. Le pourcentage de Ca est recalculé après la mesure du Calcium à l'ICP. La concentration en ^{36}Cl permettra d'approcher le taux de dénudation moyen du bassin versant échantillonné.

3.5.2.3 Résultats préliminaires :

Les résultats présentés dans le tableau 3.12 ont été obtenus grâce à la feuille Excel de Schimelpfennig et al., 2009 pour le ^{36}Cl *in-situ*. Les valeurs de facteur d'échelle et d'écrantage ont été calculées pour chaque pixel du MNT (90m) puis moyennées sur l'ensemble du bassin versant.

Les taux de dénudation et les temps d'expositions ont été obtenus séparément en fixant respectivement un temps d'exposition infini et un taux de dénudation nul. La feuille d'Excel résout le problème direct, il faut donc manuellement modifier la valeur recherchée pour approcher une différence nulle entre la concentration théorique et celle mesurée ($\Delta N_{meas} - N_{calc}$

dans le tableau 3.12).

Ne disposant pas de la chimie totale de la roche, les résultats sont préliminaires et les valeurs de taux de dénudation présentées sont des taux maximum. La valeur des éléments chimiques composant la roche carbonatée permet de mieux contraindre la proportion de ^{36}Cl produite par chaque mécanisme.

BV	Localisation Versant	Cl_{nat} ppm	Taux de dénudation (m/Ma)	$\Delta N_{meas-N_{calc}}$ %	T_{expo} mini (an)	T_{eff} (an)
2	Sud	31	92	0.04	26 500	17 467
6*		92	129	0.02	27 600	12 451
9*	Nord	165	237*	0.04	13 960	6 867
10		42	134	0.05	19 700	11 985
11		251	419*	0.09	12 000	3 819
12		60	163	0.08	15 700	9 816
13		395	672*	0	10 800	2 381
crête		37	42	0.06	29 339	38 095

Table 3.12: Tableau récapitulatif présentant la concentrations en Chlore naturel, le taux de dénudation et le temps d'exposition minimum de chaque échantillon. Les taux de dénudation semblent dépendre de la quantité de Cl_{nat} . Les résultats des bassins versants avec un $\text{Cl}_{nat} > 150$ ppm induisent une incertitude très élevée, ils sont à mettre de côté pour l'interprétation.

Les bassins versants avec les fortes valeurs de Cl_{nat} ont des taux de dénudation très supérieurs aux autres. BV 9, 11 et 13 montrent des taux à 236.5, 419 et 672 m/Ma alors que les autres bassins versants ont des valeurs inférieures à 170 m/Ma. Au Sud, les taux de dénudation sont de 92 et 128.5 m/Ma, légèrement inférieurs à ceux du Nord qui sont de 133.5 et 163 m/Ma. Notons que près du massif d'Arbas, bien que les valeurs de dénudation soient toutes très différentes et avec de grandes incertitudes, une certaine logique se dessine. Sachant que BV 11 échantillonne les sous-bassins versants BV 13 et 12, on peut supposer que le taux de 410 m/Ma de BV 11 peut se retrouver en faisant la moyenne (non pondérée) entre les taux de BV 13 et 12 qui sont de 672 et 163 m/Ma. On obtient 417.5 m/Ma ce qui est très proche de la valeur de BV 11.

3.5.2.4 Corrélation entre les valeurs de Cl_{nat} et taux de dénudation

On remarque dans le tableau 3.12 que les taux de dénudation augmentent avec la quantité de Cl_{nat} . En traçant ces valeurs en fonction l'une de l'autre (fig. 3.15 B) on s'aperçoit que les points s'organisent autour d'une droite avec une pente positive de 2.33. Ainsi, une corrélation très forte (de 0.8) entre les valeurs de Cl_{nat} et les taux de dénudation est mise en évidence. La droite

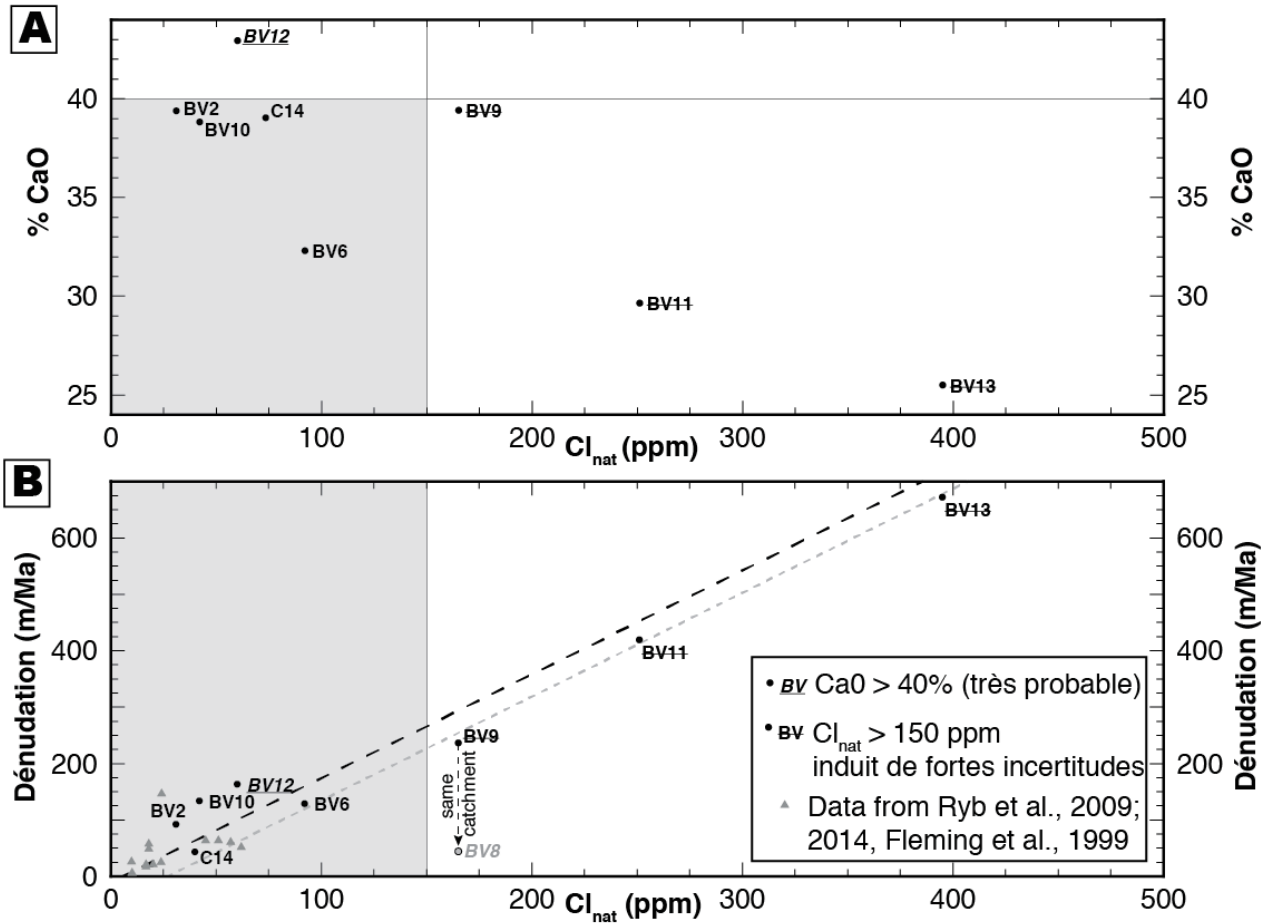


Figure 3.15: A) Concentration des échantillons en Chlore naturel et Ca. Une roche carbonatée ne peut pas avoir un pourcentage en Ca supérieur à 40, or un de nos échantillons (BV12) a une teneur en Ca supérieure à 40%, ce qui donne une incertitude à son taux de dénudation. Trois bassins versants (noms barrés) ont des valeurs de Cl_{nat} supérieures à 150 ppm, ce qui confère une très grande incertitude à leurs taux de dénudation. B) Taux de dénudation des échantillons en fonction du Chlore naturel présent dans la roche. Les triangles sont des données issues des études de Ryb et al. (2014); 2009 et Fleming et al. (1999). Corrélation entre taux de dénudation et Cl_{nat} . Les droites grise et noire sont parallèles. La droite grise est une proposition pour corriger les taux de dénudation des valeurs de $Cl_{nat} > 150$ ppm. Seulement trois valeurs issues des sables de rivières calcaires sont acceptables.

proposée est cohérente avec des données de la littérature et elle est parallèle à l'alignement que dessine les échantillons en $Cl_{nat} > 150$ ppm. Bien que les échantillons ayant une concentration en $Cl_{nat} < 150$ ppm soient un peu plus dispersés, nos échantillons semblent s'aligner sur des droites parallèles à celle de corrélation.

Les valeurs élevés des bassins versants ne sont donc qu'apparentes, puisque corrélées aux valeurs élevés de Cl_{nat} . Pour la discussion nous écarterons donc ces bassins versants.

Considérer la chimie de la roche totale diminue les taux de dénudation calculés

Nous avons recalculé les taux de dénudation maximums et les temps d'exposition minimums en utilisant la composition chimique (éléments majeures et traces) de roches carbonatées. Nous avons utilisés les valeurs moyennes issues des nombreux échantillons de surface de différents faciès dans les Apennins (ex : Schlagenhauf et al. (2010)). Les nouveaux résultats sont présentés dans le tableau 3.13 et la figure 3.16 A. Prendre en compte la composition chimique augmente les temps d'exposition minimums. En revanche, les résultats des taux de dénudation sont inférieurs à ceux présentés ci dessus, ils sont quasiment deux fois moins important (le facteur de corrélation est de 0.41). Les maximums et minimums des taux de dénudations passent de 672 à 275 m/Ma et 92 à 49 m/Ma. Ainsi, l'écart avec les valeurs obtenues grâce aux sables riches en quartz est diminué. BV9 et BV8 appartiennent au même bassin versant, l'échantillon BV9 est riche en calcaire, alors que le BV8 est riche en quartz. La nouvelle valeur de BV9 de 130 m/Ma se rapproche de celle de BV8 à 42 m/Ma. Sur la figure 3.16 A, on note le maintien de la corrélation entre les teneurs en Cl_{nat} et les taux de dénudation. Cette linéarité peut être due au fait que nous avons utilisé la même chimie pour tous les échantillons.

BV	Localisation Versant	Cl_{nat} ppm	Dénudation (SC) (m/Ma)	T_{expo} (SC) (an)	Dénudation (AC) (m/Ma)	T_{expo} (AC) (an)
2	Sud	31	92	26 500	49	32 000
6*		92	129	27 600	62	32 500
9*	Nord	165	237	13 960	130	16 000
10		42	134	19 700	72	23 500
11		251	419	12 000	196	13 000
12		60	163	15 700	94	18 400
13		395	672	10 800	275	10 400

Table 3.13: Les taux de dénudation maximums et les temps d'exposition minimums (T_{expo}) ont été recalculés en considérant la composition chimique d'une roche carbonatée couramment observée dans les Apennins (ex : Schlagenhauf et al. (2010)), avec un pourcentage en CO_2 autour de 43. Le tableau permet de comparer les résultats en considérant la composition chimique (AC) ou non (SC).

% de CO ₂	0	20	40	60	80
Dénudation (m/Ma)	672	335	285	265	250

Table 3.14: Evolution du taux de dénudation en fonction de la teneur en CO₂ pour l'échantillon BV13.

D'autre part, les échantillons des roches carbonatées des Apennins permet de mettre en valeur qu'une roche carbonatée a un taux en CO₂ autour de 43%. Nous avons fait varier ce taux en CO₂, et il semble contrôler les résultats des taux de dénudation. En effet, la composition chimique d'une roche carbonatée est au minimum CaCO₃, il est donc nécessaire d'au moins calculer les taux de dénudation en considérant un taux de CO₂. Pour l'échantillon BV13 qui a le plus de Cl_{nat}, nous avons fait varier les teneurs en CO₂ alors que tous les éléments chimiques ont un pourcentage nul. Les taux de dénudation décroissent de manière exponentielle, et à partir de 40% on commence à atteindre des valeurs de dénudation qui varient peu (fig. 3.16 B).

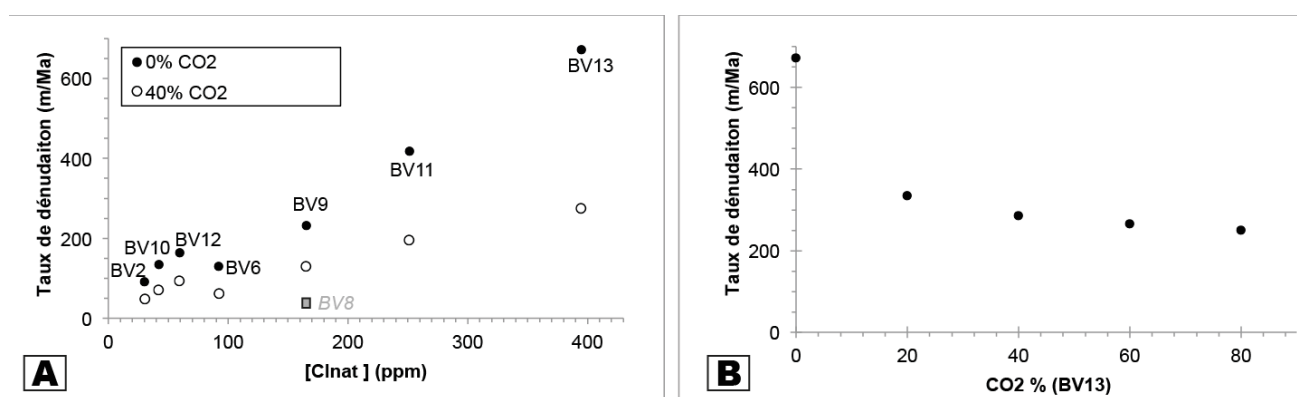


Figure 3.16: La chimie de la roche carbonatée fait diminuer les taux de dénudation. A) Taux de dénudation en fonction de la teneur en Cl_{nat}, pour un calcul sans considérer la chimie de la roche pour les points noirs, les cercles blancs taux de dénudation en considérant un pourcentage de CO₂ à 40 %; B) Evolution du taux de dénudation en fonction du pourcentage de CO₂, pour l'échantillon BV13.

Pour la discussion, nous avons choisi d'examiner, pour les échantillons de sables calcaires, les taux de dénudation obtenus en considérant une composition chimique fait de 40% en CO₂. Ce sont donc, ces valeurs qui sont présentés dans les figures de synthèse 3.17 et 3.23.

Notons tout de même que d'autres éléments chimiques tel que le Magnésium peuvent avoir un impact sur le calcul du taux de dénudation. Les roches carbonatées contenant du magnésium sont dans la famille des dolomites, un type de lithologie présente sur les bassins versants aux alentours du massif d'Arbas.

Encore une fois, cette étude était préliminaire et il serait bon de poursuivre l'étude en ayant accès à la composition chimique exacte de nos échantillons.

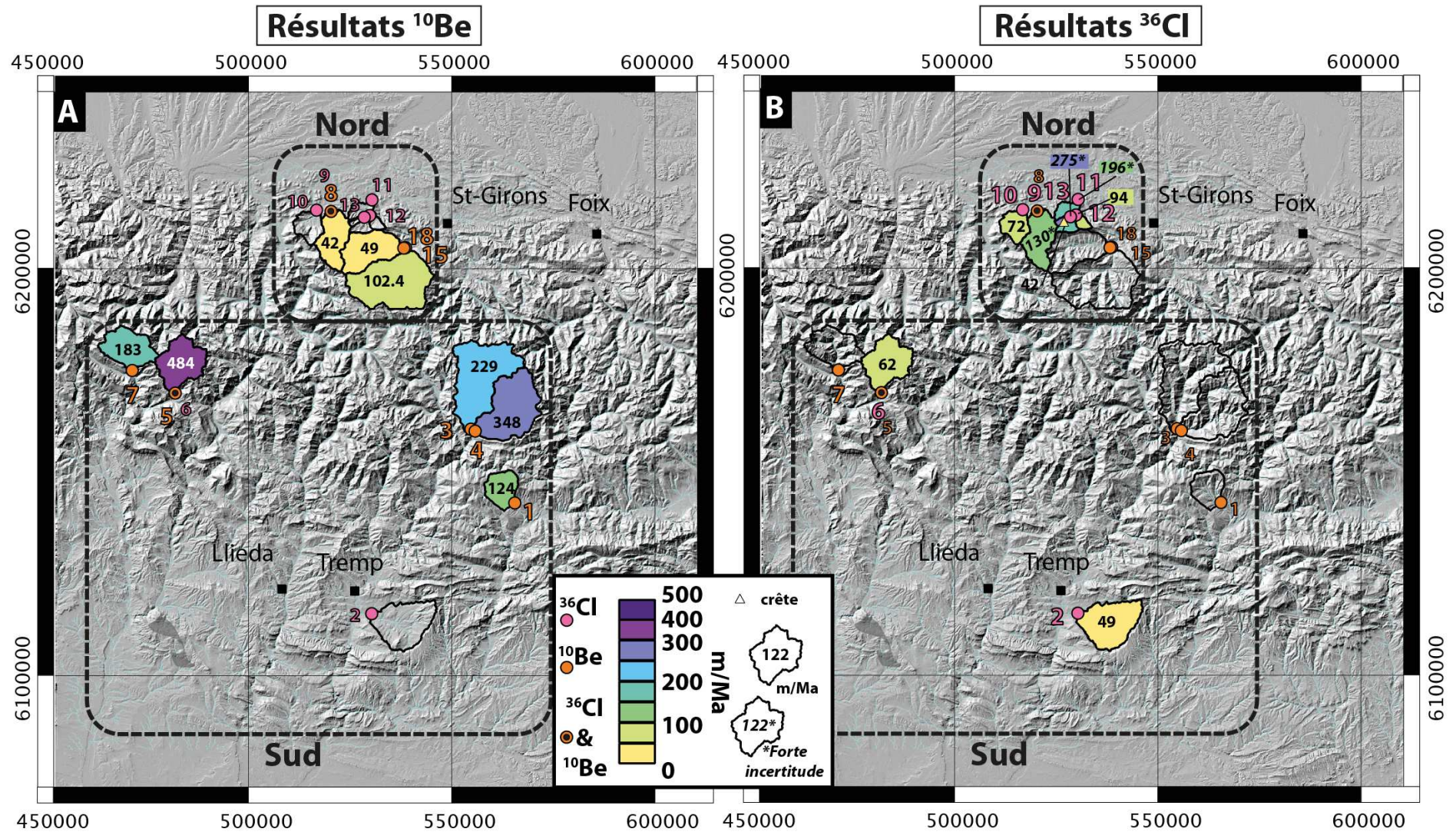


Figure 3.17: Cartographie des taux de dénudation moyens des bassins versants en fonction des deux lithologies. Résultats pour les bassins versants A) riche en quartz (^{10}Be) ; B) de roches carbonatées corrigées par la composition chimique(^{36}Cl). Note : la palette de couleur n'est pas linéaire.

3.6 Discussion

3.6.1 La datation des remplissages karstiques, un outil pour l'évolution du paysage

Le remplissage sédimentaire cristallin des cavités et l'étude de ses concentrations en cosmocléides ^{10}Be et ^{26}Al nous ont permis de dater l'âge d'abandon de la cavité qui s'était développée d'un niveau de base et d'estimer le paléo-taux de dénudation de la surface dont sont extraits les fragments de roche retrouvés dans la cavité.

Avant de discuter des âges d'enfouissement et des paléo-taux de dénudation obtenus, il est important de revenir sur l'origine supposée des fragments de roche piégés dans les réseaux karstiques.

3.6.1.1 Origine des quartz dans les remplissages karstiques

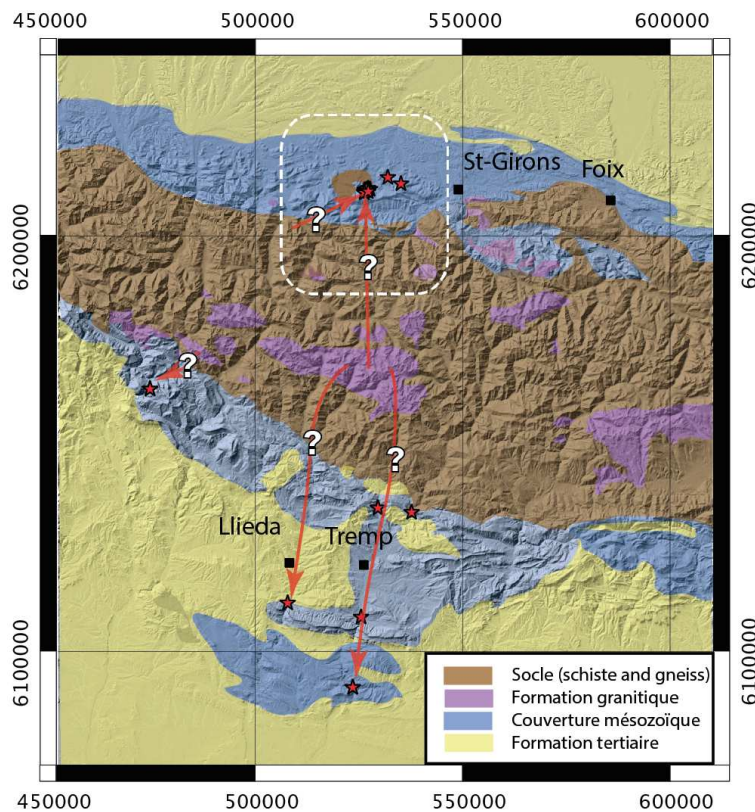


Figure 3.18: La carte lithologique simplifiée (au 1/1000000 du BRGM) des Pyrénées Centrales permet de discuter l'origine des galets de quartz dans les cavités à des kilomètres des sources potentielles. Les flèches rouges représentent le trajet possible pour les fragments de roches cristallines.

Sur la carte géologique simplifiée des Pyrénées Centrales (fig. 3.18), on voit que les sources potentielles de quartz (rose préférentiellement et marron) sont situées dans la Zone Axiale. Les

roches granitiques et les gneiss sont les roches de socle susceptibles d'être source de quartz. Celles-ci se trouvent actuellement à plus de 50 km des remplissages contenant des galets de quartz échantillonnés dans les grottes au Sud et au Nord de la Haute Chaîne.

Pour le versant Sud, au niveau de Llieda et Tresp, on suit aisément, dans la morphologie actuelle, les couloirs Nord-Sud (fig. 3.18) qu'ont pu emprunter les fragments de roches cristallines piégés par les réseaux karstiques développés dans les roches carbonatées.

En revanche pour le massif d'Arbas (encadré sur la fig. 3.18) aucune vallée transversale n'apparaît. De plus, aujourd'hui le bassin versant du massif ne contient pas de roche qui pourrait être source de quartz. Enfin, lors de l'exploration du réseau nous avons observé qu'en dessous de ~ 800 m d'altitude on ne trouvait plus de galets de quartz dans les remplissages.

Hypothèses pour le Massif d'Arbas La première hypothèse se base sur l'évolution du réseau de drainage du versant Nord des Pyrénées. En supposant une source de quartz de la Zone Axiale donc provenant du Sud, nous proposons un scénario illustré par la figure 3.19 : avant 3.7 Ma (âge des sédiments karstiques), le quartz provenant du Sud aurait emprunté une vallée transversale, comme actuellement pour le versant Espagnol. L'incision d'une vallée longitudinale, celle de la Bouigane, à partir de 3 Ma, en amont du massif aurait entraîné un arrêt d'approvisionnement de la source de quartz dans les sédiments karstiques. Une vallée Est-Ouest accolée au Sud du massif se serait alors développée dans les flychs. Cette lithologie est imperméable et constitue une lithologie facilement érodable. Ce qui pourrait expliquer la géométrie verticale de la partie supérieure du réseau karstique et l'asymétrie de développement du réseau au sein du massif d'Arbas. En effet, à ce jour, aucune cavité horizontale passant du versant Sud (donnant sur la vallée de la Bouiguane) à celui Nord n'a été découverte, et les cavités du versant Sud sont moins développées que celles du versant donnant sur Arbas. De plus, les réseaux karstique ne peuvent pas se développer dans les roches imperméable, ainsi, la partie supérieure du réseau karstique très verticale, (coupe sur la fig. 3.9) suggère qu'une roche imperméable recouvrait une partie du massif carbonaté.

Nous proposons que le développement de la vallée de la Bouigane Est-Ouest soit responsable de l'absence de galets de quartz dans les sédiments du réseau karstique du massif d'Arbas des niveaux inférieurs à 800 m d'altitude. Cette coupure a dû isoler le massif d'Arbas, il y a près de 3 Ma, et d'après les valeurs de taux de dénudation on peut penser que la réorganisation du réseau de drainage ait entraîné une accélération des processus de dénudation. La différence d'altitude entre les crêtes et le fond de vallée de la Bouigane, on calcule une incision de 400 à 500 m en 3 Ma, ce qui est de l'ordre de 150 m/Ma et équivalent au taux d'incision par les datations du massif d'Arbas.

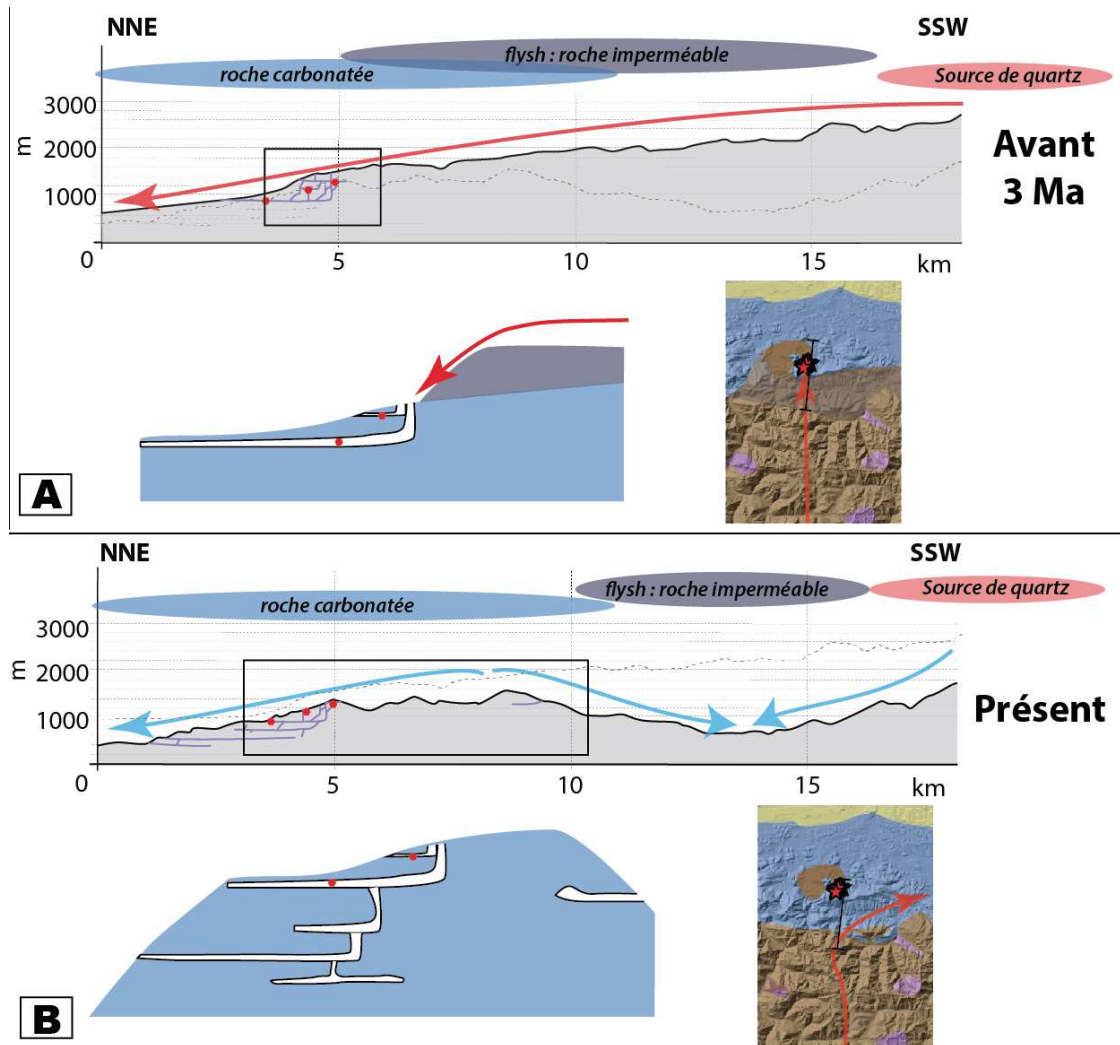


Figure 3.19: Scénario possible pour expliquer l'absence de galets de quartz à partir de l'altitude de 800 m dans le réseau karstique du massif d'Arbas. L'incision de la Bouigane au Sud du massif d'Arbas stopperait l'apport de galet de quartz dans les remplissages karstiques à partir de 3 Ma. Situation en carte et coupe à deux périodes de temps différentes, avec un zoom au sein du massif : **A)** Premier scénario proposé, une vallée Nord-Sud (flèche rouge) permet d'acheminer les fragments de quartz (hexagone sur les coupes) dans le réseau karstique qui ne peut se développer qu'une fois que les roches perméables sont franchies. **B)** coupe et carte géologique à l'actuel, le développement de la vallée de la Bouigane induit un changement dans le réseau de drainage et isole le massif d'Arbas. Le versant Sud n'étant plus sous des roches imperméables peut voir un réseau karstique se développer.

Un autre scénario est possible : à l'Ouest actuellement du massif d'Arbas, le socle (massif de Mihlas) affleure. On peut imaginer qu'à une époque celui-ci s'étendait plus au Sud-Ouest et fournissait en quartz le réseau karstique. De plus, notons que le développement du réseau karstique se fait en direction du Nord-Est, ce qui pourrait indiquer un drainage du massif de socle vers le réseau. Ainsi, le massif du Mihlas pourrait être la source des galets de quartz échantillonnés jusqu'à ce qu'il n'appartiennent plus au bassin versant du réseau il y a 3 Ma.

Une dernière possibilité pourrait être que le quartz soient des exsudats de veine de quartz dans les schistes.

Pour différencier ces scénarii, un travail sur l'origine des sédiments dans les grottes est nécessaire. Notamment en décrivant des lames minces, il est, par exemple, possible d'observer différentes familles de quartz dont les formes témoignent d'une origine. La comparaison de l'isotopie des différents massifs granitiques et des sédiments serait la méthode la plus adaptée.

Ces hypothèses sur l'origine des quartz supposent une altitude différente des roches sources de quartz et cela pourrait avoir une influence sur les résultats finaux d'âge d'enfouissement et de paléo-taux de dénudation. En effet, nous avons montré qu'une pré-altitude des fragments de roche plus faible sous-estime l'âge d'enfouissement ainsi que le paléo-taux de dénudation (fig. 3.14).

3.6.1.2 Âge d'enfouissement et choix de niveau de base : quantification de l'incision

Des âges d'enfouissement similaires Les âges de nos échantillons de sédiments karstiques s'organisent en deux groupes qui semblent dépendre de leur localisation. En effet, au Nord et au Sud, on trouve respectivement des âges supérieurs à 3 Ma, et autour de 1 Ma.

Les cavités échantillonnées et datées du versant Sud des Pyrénées Centrales sont séparées par une centaine de kilomètres et ont des altitudes très différentes. Il est peu probable que leurs âges proches soient explicables par une histoire commune. En revanche, les grottes du Nord appartiennent au même réseau karstique au sein du Massif d'Arbas et peuvent enregistrer son évolution. Ainsi, le fait qu'elles montrent des âges similaires pour des altitudes voisines semble donc probable.

Correction de la post-production sur l'âge Bien que plus de 400 m d'altitude séparent Pene Blanque et Coume Nere dans ce massif, leurs sédiments donnent le même âge : 3.7 Ma. On pourrait penser qu'il y ait eu une remobilisation des sédiments plus anciens du niveau de Coume Nere, vers les niveaux plus bas de Pene Blanque. Mais on peut noter qu'il y a de plus fortes concentrations en cosmonucléides pour l'échantillon de la grotte Coume Nere que ceux des

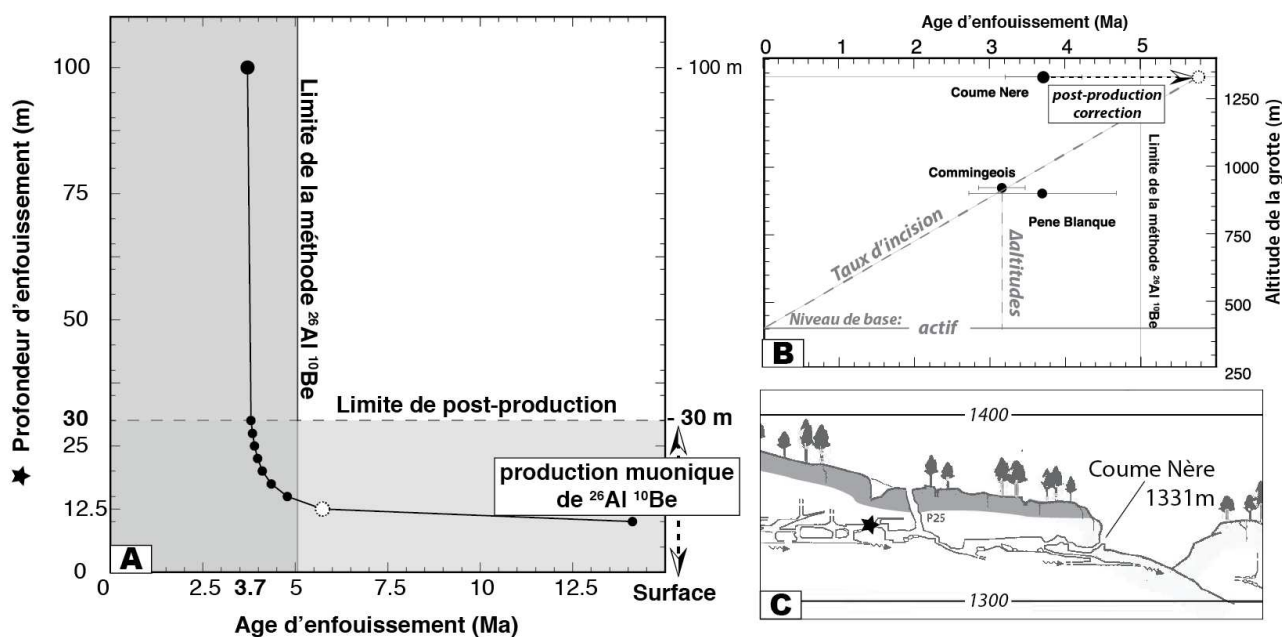


Figure 3.20: A) Modélisation de l'effet dû à la production de ^{10}Be et ^{26}Al par les muons pour l'échantillon de Coume Nère à des profondeurs inférieures à 30 m. B) Prolongement de la droite du taux d'incision passant par Pene Blanque pour trouver graphiquement l'âge attendu à l'altitude de la grotte de Coume Nère. C) Localisation de l'échantillon Coume Nère proche de la surface effective car la zone grisée est très fracturée.

autres grottes du massif d'Arbas. Ces concentrations plus élevées sont un indice pour supposer qu'il y ait eu post-production de cosmonucléides une fois les sédiments enfouis. Si il y a eu de la post-production, et qu'elle n'a pas été prise en compte, l'âge obtenu sera plus jeune que celui calculé (Granger and Muzikar, 2001). D'autre part, en comparant les taux d'incision obtenus par rapport au niveau "actif" du réseau karstique du massif d'Arbas, on note que cet âge jeune de Coume Nère confère à ce paléo-niveau une forte incision. Or, tracer l'altitude des grottes en fonction de l'âge permet de tracer une droite et d'approcher le taux d'incision moyen (fig. 3.20 B). Si l'on prolonge la pente d'incision passant par Pene Blanque et les Commingeois on s'attend à trouver, à l'altitude de Coume Nère, un âge supérieur à 5 Ma, ce qui est à la limite de la méthode et plus vieux que les 3.7 Ma trouvés.

Les résultats présentés précédemment sont basés sur une profondeur d'enfouissement supérieure à 100 m pour tous les échantillons. Or, lorsqu'on examine la localisation de l'échantillon (fig. 3.20 C) sur coupe de la grotte Coume Nère, on s'aperçoit qu'il se situe à environ 20 m de la surface, ce qui est inférieur à la profondeur conseillée de 30 m, pour éviter la post-production des muons lents (fig. 3.20 A). De plus, la profondeur de pénétration des particules du rayonnement cosmique est fonction de la densité de la roche. Comme les premiers mètres sont facturés (zone grisée de la fig. 3.20 C) et ont donc une densité moindre, ce qui réduit la profondeur réelle d'enfouissement à une quinzaine de mètres. A cette profondeur, les muons ont le pouvoir de produire les cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al . Cette post-production va avoir une influence sur l'âge

d'enfouissement. Nous avons testé plusieurs profondeurs d'enfouissement pour l'échantillon de Coume Nere (fig. 3.20 A). L'âge d'enfouissement n'évolue pas pour des profondeurs supérieures à 30 m, alors qu'on observe une décroissance exponentielle de l'âge en fonction de la profondeur lorsque l'échantillon se situe entre la surface et -30 m. Pour une profondeur entre la surface et 10 m, nos modélisations n'arrivent plus à converger. De plus, pour ces profondeurs, les âges sortent de la limite de la méthode de 5 Ma basée sur les temps de demie vie ^{10}Be et ^{26}Al .

La profondeur effective modélisée de 12.5 m donne le même âge que celui trouvé graphiquement par extension de la droite du taux d'incision (point blanc encerclé de pointillés fig. 3.20 A et B).

Cette approche est biaisée par le fait, que l'on ne prend pas en compte le taux de dénudation du secteur qui participe à la diminution de la profondeur au cours du temps. Notre raisonnement s'est basé sur la profondeur actuelle apparente (fig. 3.20 C). Or, cette profondeur a évolué depuis plus de 3.7 Ma (âge de la grotte minimum). En effet, si on se base sur le taux de dénudation long terme de 42 m/Ma (résultat obtenu pour la crête) ce n'est qu'à partir de 1.5 Ma environ que les sédiments piégés dans la cavité de Coume Nere ne sont plus sous une épaisseur de roche de 100 m. Des essais supplémentaires pourraient être effectués en ne considérant que 1.5 Ma de post-production de cosmonucléides, ainsi, pour une profondeur de 12.5 on devrait trouver un âge compris entre 3.7 et 5.7 Ma. Ces âges nous permettent de proposer un nouveau taux d'incision minimum de 154 m/Ma et maximum de 238 m /Ma.

Quel niveau de base choisir ? Travailler sur la zone du massif d'Arbas nous a permis d'évaluer l'influence du choix de niveau de base actuel sur le taux d'incision. Nous proposons trois niveaux de base aux altitudes assez différentes (fig. 3.4 et table 3.7). Deux niveaux locaux ("proche" et "actif") et un régional ("lointain"). Le niveau de base "lointain" donne les altitudes les plus basses et donc les taux d'incision les plus forts.

L'évolution conjointe des réseaux de drainage et souterrains devrait conduire à ce que les niveaux de base "actif" et "proche" aient une altitude voisine. Pour le massif d'Arbas, le niveau "actif" est à une altitude inférieure aux altitudes des points du réseau de drainage (niveau "proche"). Cette différence est de l'ordre de 50 m pour Pene Blanque et les Commingeois, mais de 600 m pour Coume Nere. Cela peut s'expliquer par la détection automatique du point du réseau du drainage le plus proche. Nous n'avons pas spécifié la sélection des points sur les drains principaux. A l'altitude trouvée pour Coume Nere, on peut penser que le point est rattaché au réseau de drainage d'ordre secondaire. Un ajustement du seuil de détection du réseau de drainage, et l'utilisation de MNT précis sont les bienvenus. Sinon, il est aussi possible de positionner manuellement le niveau de base « proche » sur une carte topographique au 1/25 000 en utilisant

le réseau de drainage dessiné.

Si l'on prend l'exemple des Commingeois, les différences d'altitude entre les deux niveaux de base "proche" et "actif", donnent des taux d'incision qui diffèrent de 12 m/Ma, mais cela reste dans les marges d'incertitudes de 14 m/Ma dues à l'âge d'enfouissement.

On peut en conclure que notre choix privilégié sera le niveau "actif" du réseau karstique. Deuxièmement, utiliser la détection automatique du point le plus proche du réseau de drainage, en rajoutant un choix basé sur l'ordre du drain, permet un choix objectif. Ce niveau de base "proche" sera nécessaire en l'absence de la connaissance du niveau "actif" (comme pour les grottes du versant Espagnol).

Ainsi, les taux d'incision discutés ci-après et présentés dans la figure 3.23 sont ceux calculés par rapport au niveau de base "proche" pour rester homogène entre le Nord et le Sud.

3.6.1.3 L'incision des vallées des Pyrénées Centrales dans un contexte plus global

Les taux d'incision estimés par notre étude sont dispersés entre 58 à 666 m/Ma. Notons que cette étude est préliminaire car il y a encore assez peu de données. En effet, les taux d'incision de vallée sont ponctuels pour le versant Espagnol, alors que pour le massif d'Arbas deux points aux caractéristiques similaires peuvent confirmer la valeur calculée et moyennée de 110 m/Ma. La comparaison avec les taux d'incision de vallées calcaires obtenus par les cosmonucléides dans d'autres régions permet d'attribuer des contextes tectoniques différents à chaque zone.

Une incision modérée dans l'avant-pays Le taux d'incision retrouvé pour la zone au Sud du versant espagnol, au niveau du début de l'avant-pays des Pyrénées est de 109 m/Ma. L'âge d'enfouissement des sédiments de la grotte de Llenes étant de 1,1 Ma, cette incision enregistre une baisse du niveau de base durant la période Quaternaire. Dans les Pyrénées de l'Est, l'étude récente de [Calvet et al. \(2015\)](#) (basée sur les cosmonucléides dans les sédiments de grottes étagées) indique une incision moyenne de 52 m/Ma, depuis 5 Ma, du canyon de la Têt (fig. 3.24). Ils suggèrent également une évolution du taux d'incision au cours du temps. Sur ce même dernier million d'année, l'incision de la Têt a doublé et atteint 92 m/Ma.

Nous trouvons des valeurs équivalentes à cette évolution pour le massif d'Arbas, où l'incision est estimée à 110 m/Ma. Cette valeur appartient à une gamme allant de 66 à 143 m/Ma. N'ayant pas trouvé de quartz dans les niveaux inférieurs du massif d'Arbas, nous n'avons pas eu accès à des grottes avec des sédiments que l'on pouvait espérer datant du Quaternaire.

Pour les Pyrénées Centrales, notre taux d'incision de 110 m/Ma est légèrement inférieur,

tout en restant proche, des estimations de taux d'érosion de 150 m/Ma par Vergés et al. (1995) et de 100 à 200 m/Ma par Sinclair et al. (2005) (fig. 3.24). Il serait intéressant d'appliquer cette méthode aux réseaux karstiques des Arbailles et de la Pierre Saint dans les Pyrénées Centrales et de l'Ouest pour comparer les résultats et avoir une idée de la distribution spatiale de l'évolution de l'incision

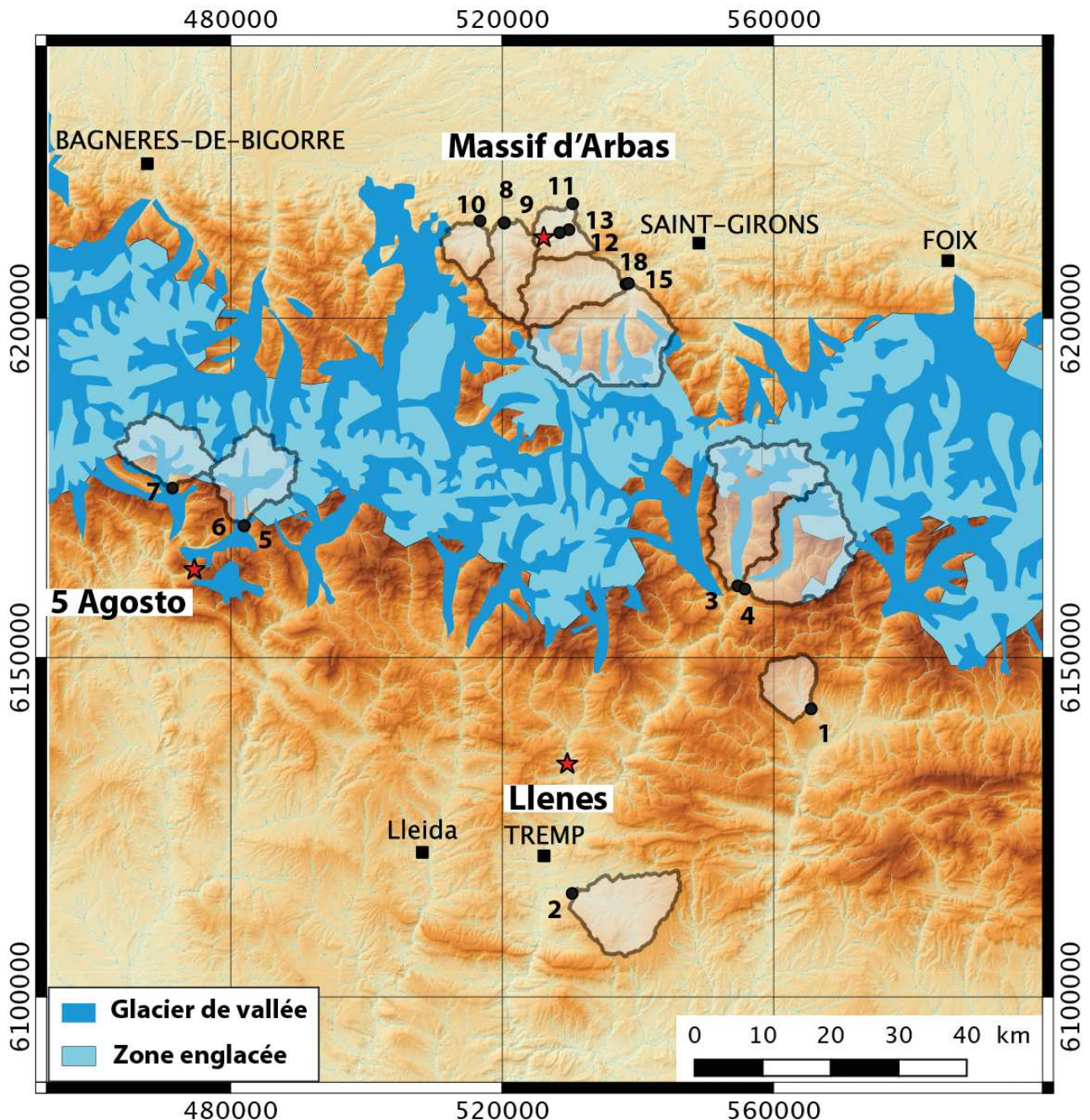


Figure 3.21: Extension des glaciers pyrénéens quaternaire dessinée à partir de Calvet (2004)

Incision quaternaire glaciaire dans la partie Nord du versant Espagnol? La grotte du 5 Agosto se situe non loin de la Haute Chaîne coté versant Espagnol, à une altitude de 1641

m (fig. 3.21). Son niveau de base le plus proche est à 1097 m d'altitude dans une vallée qui semble assez jeune (processus de pente importants sur les flancs). Le profil de rivière est assez redressé, ce qui indique que la rivière a un fort potentiel érosif. Le taux d'incision calculé pour le niveau de base "proche" est de 666 m/Ma. Ce taux est deux fois supérieur aux taux d'incision calculés précédemment dans notre étude. Cette incision rapide est compatible avec ce qui a été déterminée, avec la même méthode de datation de niveaux karstiques, dans des domaines sous influence glaciaire dans les Alpes (300 à 400 m/Ma pour l'Isère en France par [Hobléa et al. \(2011\)](#); et 120 à 1200 m/Ma pour l'Aare en Suisse par [Hauselmann et al. \(2007\)](#)). De plus, la cartographie de l'extension des glaciers quaternaires (fig. 3.21) met en évidence que la vallée a accueilli un glacier. La dernière période glaciaire, le Wurm, a marqué les paysages pyrénéens depuis 70 000 ans. Sa déglaciation rapide a eu lieu entre 20 000 et 18 000 ans.

Ainsi, sur les derniers 1.2 Ma, la zone Nord du versant Sud des Pyrénées Centrales aurait subi une incision plus importante que pour les autres régions étudiées. Sur cette période, plusieurs périodes glaciaires se sont succédées, modelant fortement le paysage et sur-creusant les vallées. Ces périodes glaciaires sont peut être à l'origine des fortes incisions enregistrées au quaternaire.

Plusieurs études ont mis en avant la relation entre l'incision d'un massif et l'activité tectonique de la région. [Granger et al. \(1997\)](#) et [Anthony and Granger \(2007\)](#) ont montré qu'un basculement régional du plateau Appalachien a provoqué une forte incision du socle. Dans les Alpes de l'Est une zone suspectée en soulèvement, un éventail de taux d'incision similaires à ceux trouvés dans notre étude, a été trouvé pour la rivière Mur par [Wagner et al. \(2010\)](#). Une incision très récente (14 ka) d'une vallée calcaire dans les Alpes de l'Ouest, celle de la Vésubie donne un taux de 220 m/Ma par [Saillard et al. \(2014\)](#). Ces différentes études attribuent l'incision à un soulèvement et montrent une accélération apparente des taux d'incision au Quaternaire. On peut donc penser que la variation spatiale du taux de dénudation au sein des Pyrénées peut être causée par des mouvements verticaux de la croûte continentale.

Comparaison des taux d'incision et des paléo-taux de dénudation Notre modélisation conjointe des âges d'enfouissement et des taux de dénudation pré-enfouissement donne, pour ces derniers, des taux toujours inférieurs aux taux d'incision déduits des âges des échantillons et du choix du niveau de base actuel. Chaque grotte ayant des valeurs d'incision et de paléo-taux de dénudation, il est possible de positionner nos données dans un repère mettant ces deux taux en regard (fig. 3.22 A). Ainsi, en excluant le point de Coume Nere, une droite de pente 0.5 se profile à travers nos quelques points. On peut affirmer, que pour nos échantillons les taux d'incision

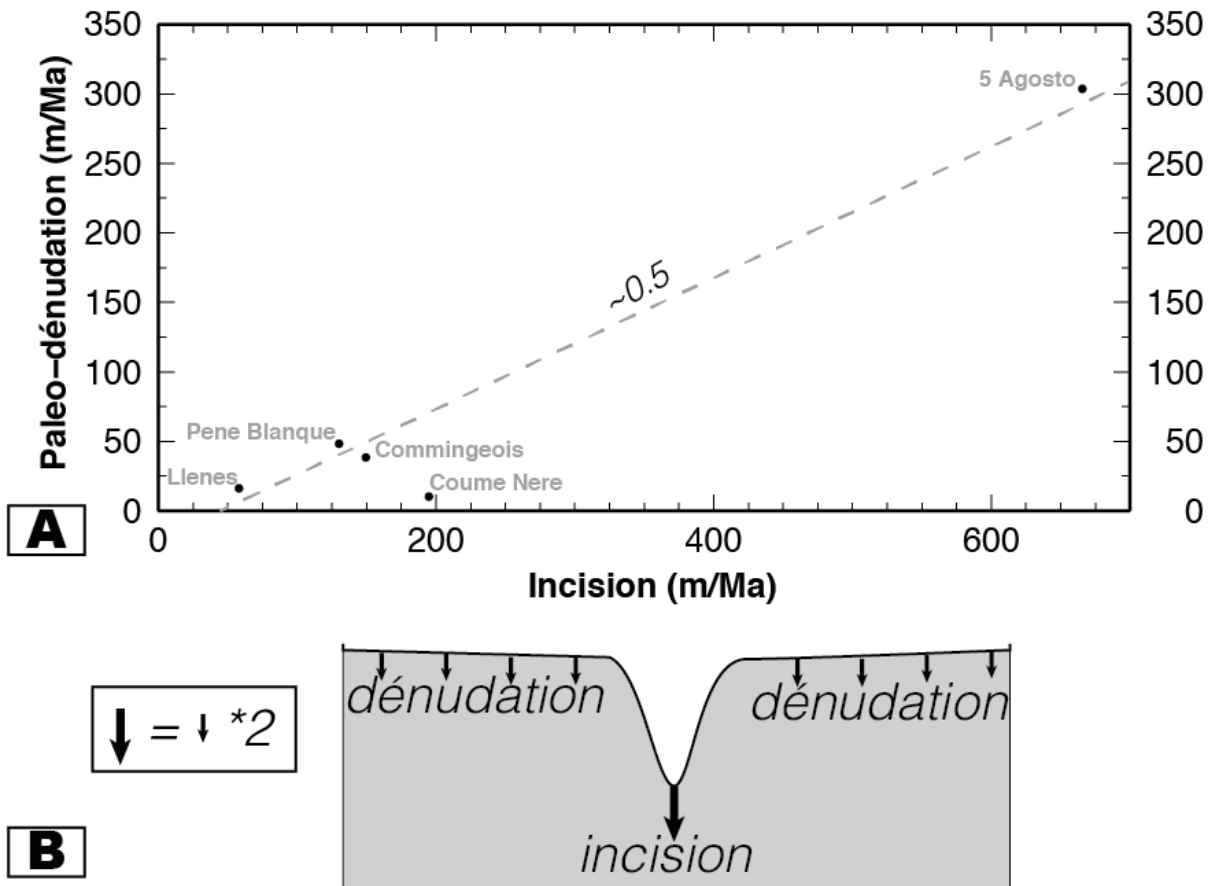


Figure 3.22: A) Relation entre les taux de paléo-dénudation et incision. Cette relation ne semble pas vérifier pour Coume Nere, la post-production induit peut-être un très faible taux de dénudation. B) Les taux d'incision sont deux fois plus important que les paléo-taux de dénudation, cela peut être dû à l'échelle spatiale des processus mis en jeu.

sont deux fois plus important que les paléo-taux de dénudation.

Cette différence entre taux d'incision et paléo-taux de dénudation a été aussi notée par [Wagner et al. \(2010\)](#) et [Calvet et al. \(2015\)](#). [Wagner et al. \(2010\)](#) dans les Alpes ont des taux autour de 20 m/Ma, et quelques-uns particulièrement élevés (> 370 m/Ma) en supposant une pré-altitude de 1000 m. Alors que dans les Pyrénées, en considérant l'altitude actuelle de la grotte, [Calvet et al. \(2015\)](#) trouvent 13.5 m/Ma. Notre étude, avec une altitude supposée de 2000 m pour des fragments de roches, propose des paléo-taux de dénudation inférieurs à 50 m/Ma, sauf pour la grotte du 5 Agosto, ce taux est de 303.5 m/Ma. Avec une altitude de 1000 m pour tous nos échantillons, les taux seraient moins élevés et se rapprocheraient des résultats des études présentées.

Cet écart notable entre taux d'incision et paléo-taux de dénudation peut s'expliquer par l'échelle spatiale des processus qui gouvernent ces taux. Les sédiments karstiques sont comme des sables de rivière qui échantillonnent un bassin versant. Le paléo-taux de dénudation est donc une valeur moyennée d'ablation d'une surface. Alors que l'incision est gouvernée par la rivière qui localise l'ablation. En d'autres termes, on peut supposer qu'une surface s'incise deux fois moins vite qu'une vallée (fig. 3.22 B). Si cela est vrai pour les paléo-taux de dénudation, on peut se demander ce qu'il en est pour les taux de dénudation actuelle.

Seul le massif d'Arbas a des mesures de bassin versant associé au taux d'incision. S'il on ne considère pas les taux de dénudation issus des sables calcaires, les taux de dénudation proche du massif d'Arbas sont de l'ordre de 50 m/Ma (fig. 3.23). On observerait alors la même tendance : l'incision serait plus efficace que la dénudation à l'échelle d'un bassin versant.

3.6.2 Répartition spatiale des taux de dénudation

Les données de taux de dénudation issues des sables de rivières calcaire et riche en quartz ont été présentées sur la figure 3.17, et rassemblées avec les taux d'incision sur la figure 3.23. Au premier ordre, la palette de couleurs (chaudes à froides pour des taux de dénudation faibles à élevés) met en évidence une répartition en fonction des différentes zones des Pyrénées. De plus, la répartition des taux de dénudation sur une coupe à travers les Pyrénées Centrales et les taux en fonction de l'altitude, permettent d'avoir une vision différente des résultats sur la figure 3.24.

3.6.2.1 Une différence entre bassins versants calcaires et ceux riches en quartz

Nos taux de dénudation couvrent une gamme assez large qui va de 42.1 à 484 m/Ma. Dans le détail, il y a une différence entre les taux de dénudation issus des sables des roches cristallines et ceux calcaires. Rappelons que les données issues des échantillons calcaires et donc des mesures du

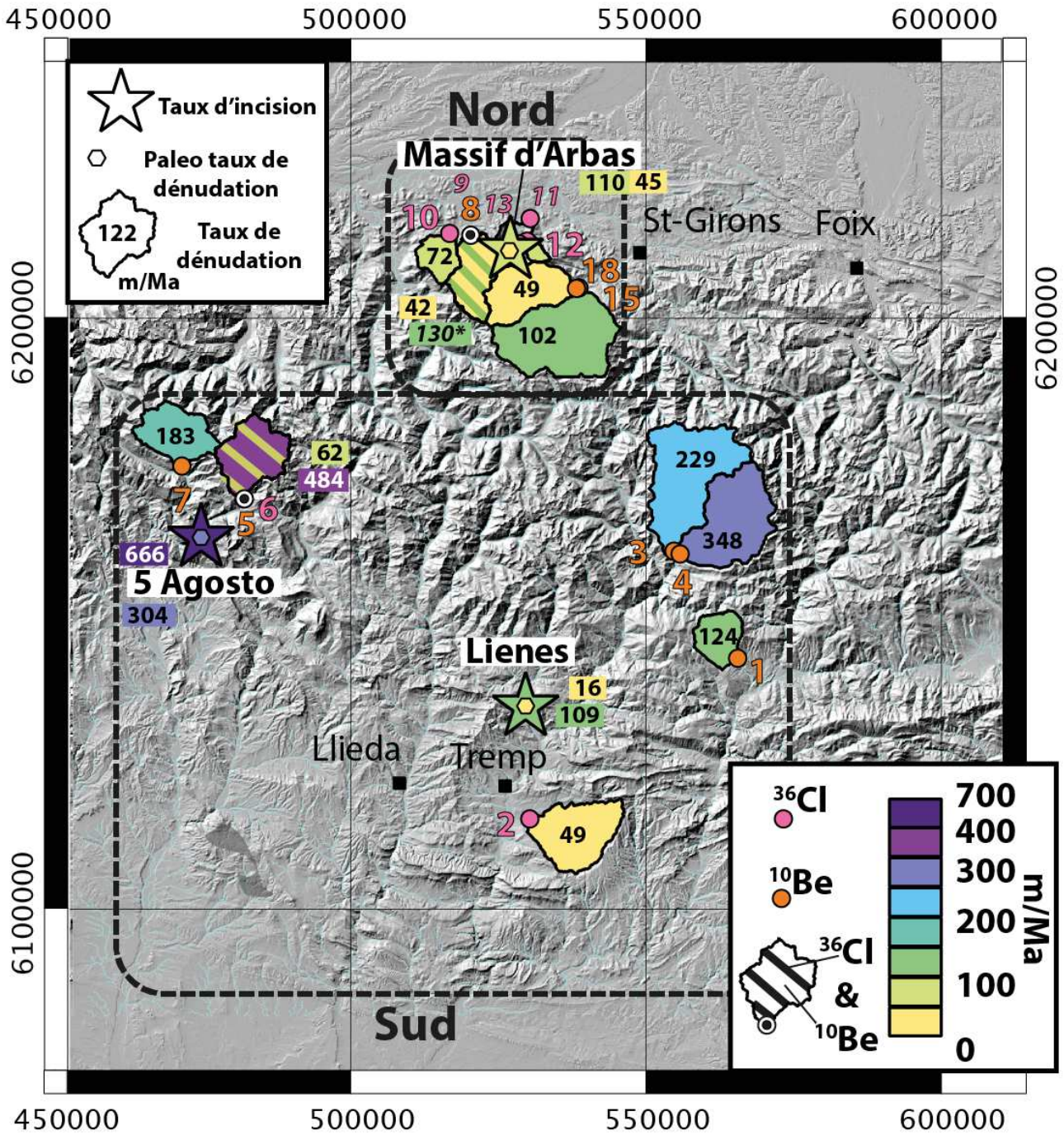


Figure 3.23: Synthèse des différents taux obtenus. Taux d'incision (étoile) basé sur le niveau de base le plus proche et paléo-taux de dénudation (hexagone dans étoile) grâce aux cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al de nos échantillons de sédiments cristallins dans les cavités. Taux de dénudation moyen de bassin versant calcaire (exutoire cercle en rose) et/ou cristallin (exutoire cercle en orange) grâce aux cosmonucléides ^{10}Be et ^{36}Cl des sables de rivière. Pour le massif d'Arbas, les valeurs sont des moyennes des trois grottes. Les bassins versants calcaires avec une grande incertitude (numéro en plus petit et italique) n'ont pas été représentés, excepté pour le BV 9 qui a une étoile associée à sa valeur.

^{36}Cl sont préliminaires et constituent une étude exploratoire. Néanmoins, nous allons tenter de comparer ces taux corrigés en fonction la concentration de CO_2 aux données issues des mesures de ^{10}Be des échantillons riches en quartz.

Une distribution Nord-Sud différente Ainsi, divisés selon la lithologie, les taux sont de 49 à 275 m/Ma pour les sables calcaires et de 42.1 à 484 m/Ma pour les débris de quartz.

Les taux les plus forts sont situés au Sud de la Zone Axiale pour les sables riches en quartz, alors qu'ils sont faibles au Nord. Alors que pour les lithologies calcaires les taux au Nord sont plus élevés que ceux issus des sables riches en quartz. Tout en sachant que les valeurs de taux de dénudation élevées des sables de rivières calcaires sont à relier à des échantillons riches en Cl_{nat} , ces valeurs peuvent donc être biaisées. En excluant les échantillons riches en Cl_{nat} et en considérant les taux de dénudation corrigés, cela modifie le taux moyen à 70 m/Ma.

Au final, les échantillons de bassins versants source de quartz ont un taux de dénudation moyen de 189 m/Ma ce qui est plus élevé que 70 m/Ma pour ceux calcaires. Il serait intéressant de voir si cette tendance se confirme à l'échelle du bassin versant.

Un bassin versant, deux lithologies et deux taux très différents Nous avons trié des sables de rivières de bassins versants avec deux lithologies, puis avons calculé les taux moyens en considérant l'altitude moyenne sur l'aire concernée par la roche source du cosmonucléides permettant l'estimation de la vitesse de dénudation. Deux bassins versants étaient concernés, subdivisés en quartz et calcaire. Les subdivisions donnent : au Sud, BV 5 et 6, et au Nord BV 8 et 9. Respectivement en fonction des mesures ^{10}Be et ^{36}Cl , au Sud, les taux obtenus sont de 463 et 62 m/Ma, et pour le bassin versant du Nord 42.1 et 130 m/Ma. Ainsi, on s'aperçoit qu'au Sud, c'est l'échantillon riche en quartz qui montre un taux de dénudation très supérieur à celui issu des sables calcaires, alors qu'au Nord, c'est l'inverse... Or, ce dernier (BV9) est l'un de ceux riches en Cl_{nat} , sa vitesse de dénudation est sans doute sur-estimée. Par conséquent, on ne peut pas affirmer que le taux de dénudation issu du sable calcaire est supérieur à celui du quartz.

Il n'y a pas de grande différence entre les pentes des bassins versants (fig. 3.25 B), ce n'est donc pas la pente moyenne qui pourrait expliquer l'écart entre les vitesses de dénudation. Le contraste entre les taux de dénudation obtenus selon la lithologie semble aller dans le sens de vitesses plus élevées pour les roches cristallines. Pour expliquer cette hétérogénéité, on pourrait envisager que les roches répondent aux processus d'altération différemment. En effet, le quartz provient de roches cristallines, granite et gneiss, composées de différents minéraux aux vitesses d'altérations différentes. Les minéraux sont jointifs, ces joints offrent de nombreuses surfaces aux processus chimiques qui vont attaquer les liaisons entre les éléments chimiques.

Par exemple, les micas qui sont des phyllosilicates (structure en feuillets) ne résistent pas à l'altération chimique. Ils vont se transformer en argile les premiers, ce qui va libérer un espace dans la roche et accélérer sa dégradation. Alors que, les roches calcaires sont composées d'une seule famille chimique (CaCO_3) et sont compactes. Seule la fracturation de la roche augmente les surfaces subissant l'altération chimique. Ainsi, leur dissolution prend du temps. Il semble donc plus facile de créer des sables riches en quartz que des sables calcaires. Cela se reflète dans l'écart entre les taux de dénudation.

3.6.2.2 Les taux de dénudation dans le contexte global

Dans les Pyrénées, aucun taux de dénudation moyen de bassin versant n'a été publié à notre connaissance, nos résultats constituent, donc, une première étude.

La majeure partie de nos taux de dénudation sont inférieurs à 200 m/Ma ce qui correspond à la limite des taux issus de méthodes différentes et de la littérature dans les Pyrénées (zone grisée dans la figure 3.24). Ils sont aussi compris entre ceux des Alpes et de l'"Europe moyenne" issus de la revue par [von Blanckenburg \(2005\)](#). Ainsi, en Espagne et dans les Alpes, cette méthode ayant été utilisée sur les bassins versants de roches cristallines, une comparaison avec nos données est donc possible.

La Cordillère Bétique, au Sud de l'Espagne, enregistre des vitesses de dénudation de 64 m/Ma, avec une gamme allant de 14 à 246 m/Ma ([Bellin et al., 2014](#)). La plupart de nos valeurs ont des taux compris dans cette gamme.

[Brocard et al. \(2003\)](#) dans les Alpes de l'Ouest trouvent des vitesses d'incision à 0.8 mm/an (= 800 m/Ma) sur les derniers 200 ka (terrasses de la Drome et la Buech). Alors que les données de thermochronologie indiquent, après un rapide uplift, des taux d'érosion entre 300 et 400 m/Ma. Enfin, des taux de dénudation allant de 170 à 1000 m/Ma sont enregistrés par l'analyse des sédiments de bassins versants des Alpes de l'Est et du Sud ([Norton et al., 2011](#)). [Wittmann et al. \(2007\)](#) dans les Alpes Centrales proposent $900 \pm$ m/Ma pour des taux de dénudation. Pour finir, dans les Alpes Occidentales, les taux varient de 270 à 1330 m/Ma ([Glotzbach et al., 2013](#)).

Les vitesses élevées de dénudation (> 1000 m/Ma) sont liées aux zones tectoniquement actives. Nos vitesses de dénudation sont inférieures à toutes ces valeurs, ce qui est normal pour l'orogène des Pyrénées qui n'est plus actif depuis 20 Ma.

Nos taux de dénudation déduits des sables calcaires sont autour de 70 m/Ma ce qui est supérieur à ceux trouvés en Méditerranée autour de 20 à 65 m/Ma qui sont dans des contextes

tectoniquement stable par [Ryb et al. \(2014\)](#). Bien que le contexte climatique soit plus aride que celui des Pyrénées Centrales, leurs données ont été rajoutées aux nôtres sur la figure 3.15. On voit que pour des mêmes valeurs de Cl_{nat} ils trouvent des taux inférieurs. C'est peut être le contexte climatique qui induit cet écart.

3.6.2.3 Corrélation altitude moyenne et taux de dénudation

Distribution sur la coupe Nord-Sud des Pyrénées Centrales Les vitesses de dénudation semblent s'organiser en fonction des différentes zones des Pyrénées. La coupe Nord-Sud des Pyrénées Centrales, sur la figure 3.24 A, permet de mettre en évidence que les taux les plus élevés se situent au-dessus de l'altitude moyenne de la Zone Axiale, avec une moyenne de 261 m/Ma. Alors que, les zones Sud et Nord présentent des taux, respectivement à 82 et 87 m/Ma, ils sont du même ordre de grandeur et inférieurs à ceux du cœur de la chaîne. Ainsi, de la Haute Chaîne aux piémonts, les vitesses de dénudation semblent diminuer.

Les altitudes moyennes des bassins versants en fonction des taux de dénudation dessinent un alignement jusqu'à 200 m/Ma, puis un plateau à partir d'une altitude 1850 m. Une courbe peut être alors tracée à travers nos points. Elle décroît exponentiellement puis finit de manière linéaire en direction des avant-pays. Cette observation a déjà été faite par, par exemple, [Ouimet et al. \(2009\)](#). Ainsi, la pente élevée dans la partie amont du profil de dénudation serait corrélée aux taux de dénudation élevés. Les taux décroissent linéairement avec l'altitude moyenne des bassins versants comme les altitudes des points de rivière dans la partie aval.

Nous avons fait le même exercice pour les pentes moyennes (fig. 3.25 A), on observe la même tendance des taux de dénudation qu'avec l'altitude moyenne. L'altitude moyenne et la pente moyenne montrent une corrélation (fig. 3.25 A). D'autre part, il ne semble pas avoir d'organisation en fonction de la lithologie.

Influence glaciaire ? Le regroupement des taux de dénudation élevés vers 2000 m d'altitude moyenne de leurs bassins et l'enveloppe de ces bassins versants reportée sur la carte d'englacement (fig. 3.21) posent la question de l'influence glaciaire. En effet, les BV 3 à 7 sont situés à plus de 1850 m, ont des taux de dénudation supérieurs à 150 m/Ma et leurs vallées ont été englacées durant le Quaternaire. On peut rajouter le BV 15 qui a un taux supérieur à son voisin, à plus basse altitude, et que ses vallées ont accueilli des glaciers. Ainsi, il semble y avoir un lien entre la présence de glaciers au Quaternaire et des taux de dénudation élevés.

Ces taux de dénudation élevés sous influence glaciaire peuvent être discutés car sur-estimés. Donc, ils ne pourraient être qu'apparemment élevés. Certains auteurs [Glotzbach et al. \(2013\)](#)

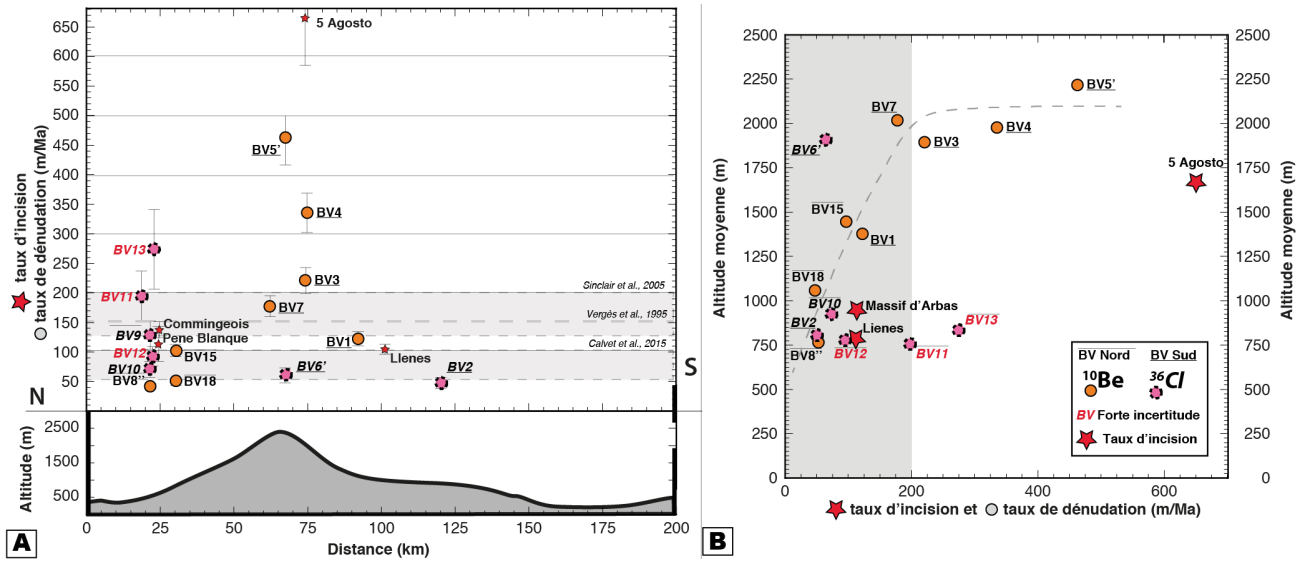


Figure 3.24: A) Répartition des taux de dénudation en fonction de leur position sur la coupe des Pyrénées Centrales dont la topographie est illustré sur le cadrant inférieur. B) L'altitude moyenne du bassin versant et le taux de dénudation (représenté par des cercles colorés en fonction de la lithologie) sont-ils reliés ? Les taux d'incision sont représentés par les étoiles, on s'aperçoit qu'au Nord et au Sud les valeurs sont identiques.

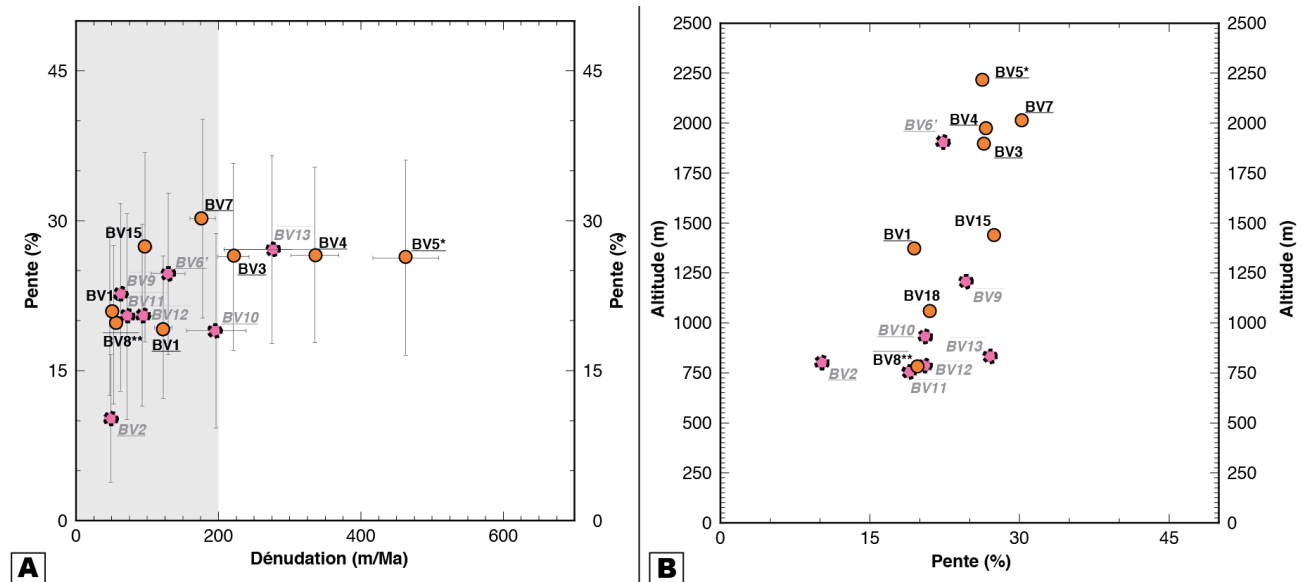


Figure 3.25: A) Répartition des taux de dénudation en fonction de la pente moyenne du bassin versant B) L'altitude moyenne et la pente moyenne du bassin versant montrent une corrélation.

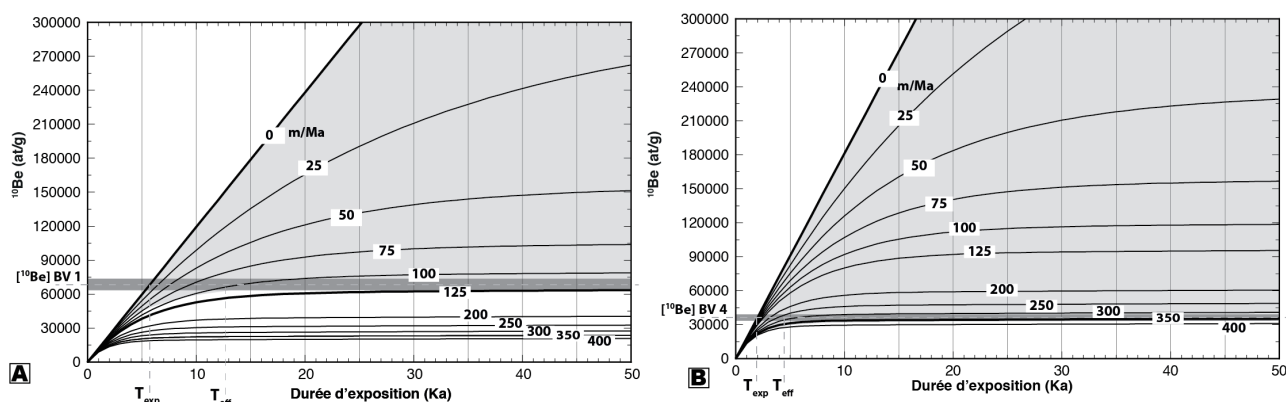


Figure 3.26: Exemple basé sur les échantillons de sable de rivière riche en quartz des bassins versants BV1 et BV4 : Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction des taux de dénudation au cours du temps. L'intersection entre la droite de la concentration (en tireté avec son incertitude en gris foncé) et la courbe de taux de dénudation nulle permet de lire le temps d'exposition minimum. La droite de concentration confondue avec le plateau d'une courbe de taux de dénudation permet de définir le taux de dénudation maximum en m/Ma. Si l'équilibre cosmogénique n'est pas atteint dans l'échantillon ce taux ne sera qu'apparent car sur-estimé, et le taux réel est compris dans la zone grisée.

mettent en effet en garde sur les valeurs de dénudation obtenues par la concentration en ^{10}Be *in-situ* des sables de bassins versants qui ont subi de la dénudation glaciaire. En effet, les cycles glaciaires découpent la couche superficielle de roche qui avait atteint l'équilibre cosmogénique. Il faut un certain temps pour retrouver cet équilibre pour les roches de surface, il est donc possible que les sables échantillonnés ne soient pas totalement à l'équilibre cosmogénique.

Or, l'hypothèse de base pour le calcul du taux de dénudation est que la roche (ou les débris de roche) est à l'équilibre entre production, désintégration de nucléides cosmogénique et ablation de la roche. Si cet équilibre est atteint, le taux de dénudation calculé est maximum, mais si cette hypothèse n'est pas respectée le taux de dénudation sera sur-estimé.

Il est possible de tracer l'évolution de la concentration en ^{10}Be au cours du temps pour différents taux de dénudation et pour chaque échantillon. Graphiquement, le taux d'érosion maximum et le temps d'exposition peuvent être retrouvés (fig. 3.26) à partir de la concentration en ^{10}Be .

De même, on suppose que l'altération mécanique, qui produit les débris collectés dans la rivière, est plus efficace que l'altération chimique. Mais peut être que cette hypothèse de base dans le calcul du taux de dénudation n'est pas vérifiée pour le sable calcaire. Ce qui pourrait expliquer des taux de dénudation issus de sables calcaires assez importants et le fait que les T_{eff} calculés pour les sables calcaires soient inférieurs aux T_{exp} , ce qui ne s'explique pas graphiquement.

Nous avons choisi de comparer deux échantillons avec des taux de dénudation très différents : BV 1 a un taux de 124 m/Ma ce qui est dans la moyenne de nos résultats, alors que BV 4 est l'un des bassins versants ayant accueilli un glacier de vallée. Les incertitudes sur la concentration

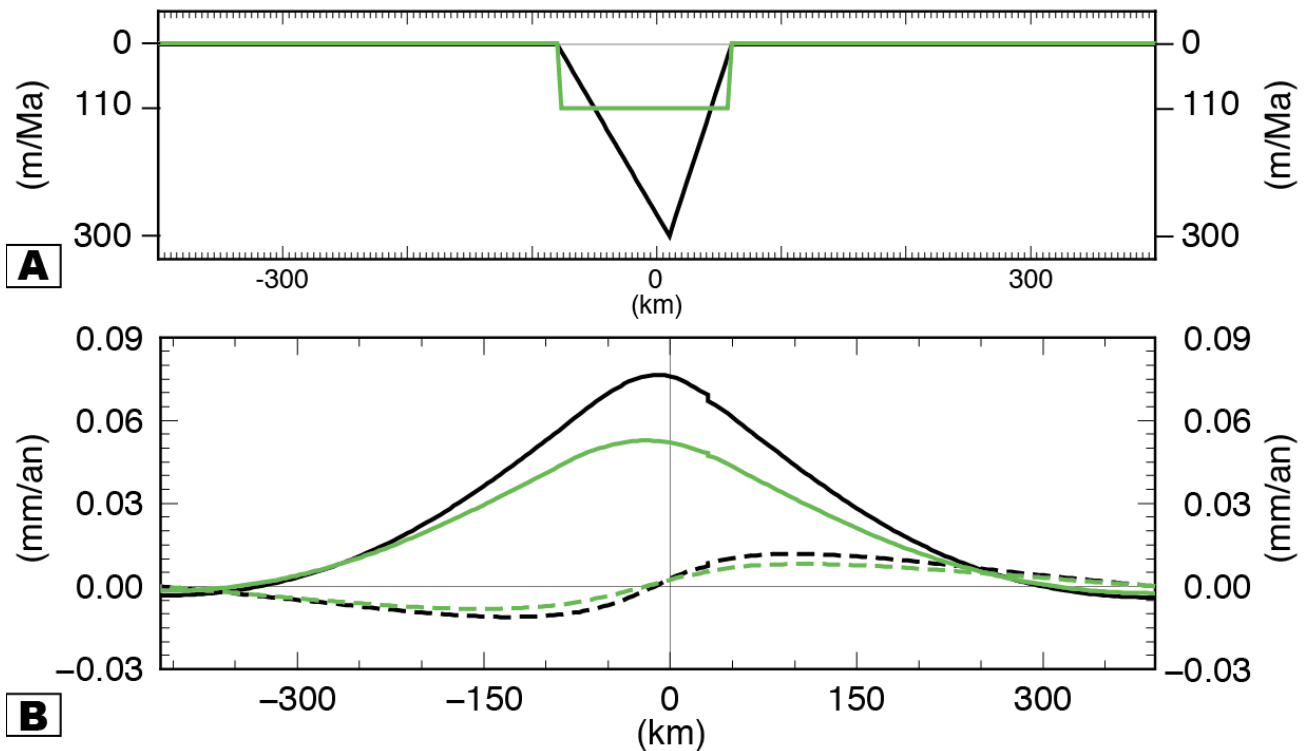


Figure 3.27: A) Deux profils de dénudation ont été appliqués au modèle ISO de notre article du chapitre 2, en noir celui utilisé nos articles et basé sur la relation entre altitude et taux de dénudation, en vert un plateau à 110 m/Ma qui pourrait le taux moyen issu de nos résultats. B) Leurs réponses flexurales (composante verticale en trait plein et horizontale en tirets des vitesses de surface) sont similaires, ce qui ne permet pas de déterminer l'influence de la sur-estimation des taux de dénudation des bassins versants ayant accueilli des glaciers.

sont aussi tracées. Ainsi, on voit que pour des taux de dénudation élevés, comme BV 4 qui a un taux à 350 m/Ma, l'incertitude peut atteindre 50 m/Ma. L'écart entre les taux de dénudation compris dans l'incertitude de BV1 est deux fois moins important. En effet, un taux de dénudation élevé permet d'atteindre l'équilibre cosmogénique, représenté par le plateau des courbes, plus rapidement (temps à lire à la verticale de l'intersection entre le début du plateau et la droite qui souligne la concentration de l'échantillon). Avec les taux de dénudation déduits de nos calculs, il faut donc 30 000 et 20 000 ans pour atteindre l'équilibre cosmogénique, respectivement, pour BV1 et BV4. Les courbes de taux supérieurs à 250 m/Ma sont plus rapprochées, ce qui induit que l'incertitude sur la concentration fait grandement varier le taux de dénudation maximum. De plus, [Glotzbach et al. \(2013\)](#) suspectent que la dénudation glaciaire induise des débris de roches qui n'auraient pas atteints l'équilibre cosmogénique. Le taux de dénudation réel serait alors deux à trois fois inférieur à celui calculé, qui ne serait alors qu'un taux apparent. Nous avons montré qu'il fallait 30 000 à 20 000 ans pour atteindre l'équilibre cosmogénique, or durant cette période, il y a eu le dernier maximum glaciaire.

Si nos taux de dénudation élevés sont deux à trois fois plus importants que leur taux réels, alors ces nouveaux taux seraient du même ordre de grandeur que les autres. Ainsi, les taux réels

des bassins versants sous influence glaciaire seraient entre 130 à 200 m/Ma pour BV 3 à 7, et autour de 50 m/Ma pour BV 15. Il n'y aurait alors plus de différence entre les trois zones des Pyrénées. D'un point de vue des cosmonucléides dans les sables de bassin versant, on ne peut pas affirmer qu'il y ait une dénudation entraînant une surrection importante de la Zone Axiale par rapport aux zones adjacentes. En revanche, cette conclusion n'est pas cohérente avec la différence spatiale des taux d'incision obtenus par la datation des sédiments karstiques.

De plus, lors de nos modélisations appliquées au Pyrénées Centrales, nous avons considéré que les taux de dénudation étaient corrélés avec l'altitude (fig. 3.27 A en noir). Il est possible de se demander si une forme de plateau pour le profil de dénudation (fig. 3.27 A en vert) a une influence sur la réponse flexurale qui contrôle la réactivation du plan de faille. En reprenant le modèle ISO de l'article, nous avons fait un essai supplémentaire en appliquant un profil de dénudation en forme de plateau avec une moyenne de 110 m/Ma issue de nos bassins versants. La masse totale érodée est légèrement inférieure à celle du profil corrélé à l'altitude. Cela pourrait expliquer une amplitude moins importante pour les vitesses de surface (fig. 3.27 B). Les réponses flexurales sont similaires, et le plan de faille est réactivé dans les deux cas. On peut supposer qu'avec un plateau de dénudation moyenne plus élevée, il serait difficile de différencier le champ de vitesses induit par la dénudation.

3.6.3 Enregistrement de l'évolution temporelle de l'incision

Origine de l'incision Nous avons vu que l'incision d'une rivière est d'origine soit tectonique, soit climatique ou eustatique. Elle peut être due, par exemple, à un soulèvement du massif, ou à l'abaissement du niveau de base, ou encore à l'évolution du réseau de drainage.

Rappelons que le paléo-taux de dénudation est déterminé avant l'enfouissement pour un paléo-bassin versant d'où proviennent les débris de roches préservés dans la cavité. Le taux de dénudation couvre une période récente d'une dizaine de milliers d'années. Alors que ces deux taux sont ponctuels dans le temps et ont une représentation spatiale, le taux d'incision est lui ponctuel dans l'espace et intègre une assez grande échelle temporelle (égale à l'âge de l'enfouissement). Il est possible que deux processus soient liés à ces différents taux. En effet, nous avons proposé que l'incision soit plus efficace que la dénudation à l'échelle d'un bassin versant car elle concentre localement le phénomène d'ablation des roches de la surface (fig. 3.22 B). Mais, nous allons, ici, discuter de l'influence des facteurs souvent invoqués pour l'origine de l'incision.

Le forçage eustatique dans les Pyrénées Centrales ne semble pas avoir de rôle depuis 3.7 Ma. En revanche, le climat, par les cycles glaciaires, peut avoir marqué l'incision de la Zone Axiale, comme nous l'avons suggéré pour le taux d'incision issu de la grotte du 5 Agosto.

La réorganisation du réseau de drainage autour du massif d'Arbas il y a près de 3 Ma,

comme nous l'avons proposé pour expliquer l'origine des quartz, peut induire un changement en accélérant le taux d'incision, ou en le diminuant comme nous avons supposé pour la massif d'Arbas qui s'est retrouvé isolé. De plus, l'estimation de l'incision de la vallée de la Bouigane responsable de l'isolation du massif est équivalente à l'incision du Massif d'Arbas.

Enfin, il est possible qu'un soulèvement soit à l'origine de l'incision. En effet, les paléoplaines à une altitude de 2200 à 2900 m seraient les témoins d'un soulèvement de 2 km depuis 10 Ma (Calvet and Gunnell, 2008), ce qui équivaut à 200 m/Ma et voisins de nos taux de dénudation. Si nous considérons des taux élevés dans la Zone Axiale, la forme de la répartition des taux de dénudation le long d'une profil Nord-Sud est courbée vers le haut en son centre. Cela fait penser à la forme flexurale qu'induirait un rebond isostatique comme dans les Alpes proposé par Champagnac et al. (2007, 2009) ou Vernant et al. (2013).

Ainsi, on s'aperçoit qu'il est difficile de déconvoluer les signaux climatiques de tectoniques, sachant que les deux s'influencent mutuellement. En effet, après un changement climatique, la déglaciation et sa débacle (induisant des taux de dénudation élevés) peut essentiellement induire un rebond isostatique qui par un soulèvement va augmenter les taux de dénudation. Ces deux processus sont compatibles avec des taux de dénudation plus élevés dans la Zone Axiale.

Evolution des taux de dénudation et d'incision au cours du temps Nos paléo-taux de dénudation déduits des concentrations en cosmonucléides des sédiments préservés dans des cavités sont systématiquement inférieurs aux taux d'incision mais sont parfois proches du taux de dénudation actuel des bassins versants voisins. De plus, pour le Massif d'Arbas nous avons pu estimer le taux de dénudation long-terme d'une surface, celui-ci est très proche des taux et palé-taux de dénudation déduit des sables de rivière et des sédiments karstiques. Ces taux de dénudation, passés et actuels, suggèrent que la dénudation est constante dans le temps (fig. 3.28), or le taux d'incision laisse supposer qu'il y a des variations au cours du temps. De plus, la méthode qui permet le calcul du taux d'incision efface ces variations en moyennant les pics d'incision. Ces oscillations du niveau de base au cours du temps ont été notées dans les massifs karstiques, comme par exemple ceux associés à l'Ardèche dans le Sud de la France par Mocochain et al. (2006).

En nous basant sur l'exemple de la grotte de Pene Blanque, nous allons discuter de ces fluctuations au cours du temps depuis plus 3.7 Ma qui est son âge d'enfouissement associé. La grotte est située dans la partie Nord des Pyrénées Centrales, on voit que 3.7 Ma séparent deux valeurs de dénudation équivalentes de l'ordre de 45 m/Ma mais inférieures au taux d'incision (fig. 3.28). De plus, ces valeurs de dénudation sont voisines de l'érosion long terme de 42 m/Ma mesurées sur la surface de la crête du bassin versant de Pene Blanque.

Lorsqu'on étudie l'étagement du massif d'Arbas, on note que la différence d'altitude des niveaux entre Coume Nere et Pene Blanque est plus importante que les autres niveaux. 400 m séparent ces deux niveaux supérieurs du réseau, alors que les niveaux inférieurs s'échelonnent tous les 200 m.

Une glaciation généralisée induirait une accélération des taux de sédimentation depuis 2 à 4 Ma (Zhang et al., 2001) ce qui impose que les taux de dénudation suivraient la même tendance. Plusieurs études en Europe occidentale vont dans ce sens (Hauselmann et al., 2007; Calvet et al., 2015) et montrent une accélération récente des taux d'incision à partir de 1 Ma dans les Pyrénées et les Alpes Centrales. Cette accélération serait aussi vue depuis 2 Ma dans le Sud de la France (Tassy et al., 2013).

Pour expliquer la différence entre taux d'incision et taux de dénudation, nous pouvons supposer un pic d'incision il y a 1 Ma, en nous basant sur les quantifications de Hauselmann et al. (2007); Calvet et al. (2015). Mais il est possible qu'il y ait plusieurs accélérations durant ces 4 Ma. En effet, le taux d'incision pourrait intégrer plusieurs cycles glaciaires. De plus, aux alentours du massif d'Arbas, la réorganisation du réseau de drainage que nous avons proposé pour expliquer l'absence de quartz aux niveaux inférieurs à 800 m, a pu induire il y a 3 Ma une accélération de l'incision en isolant le massif.

Toutefois nous avons mis en valeur qu'il existait que les taux d'incision étaient supérieurs à ceux de dénudation. Cette différence pourrait être aussi simplement due aux processus géomorphologiques liés à l'incision (creusement local) et à la dénudation (abaissement d'une surface, dans avec une large répartition spatiale), dans ce cas l'accélération proposée ne serait pas avérée!

3.7 Conclusions

Ce chapitre constitue une des premières études utilisant les sables de rivière et les cosmonucléides pour quantifier la dénudation dans les Pyrénées Centrales. Nous avons échantillonné des sédiments dans les rivières actuelles et des sédiments enfouis et préservés dans des cavités de réseaux karstiques étagés. Ainsi, les résultats issus de ces deux méthodes ont pu être discutés, notamment car ces vitesses d'évolution du paysage sont reliées à des échelles spatiales et temporelles. Cette étude originale permet de confronter les taux de dénudation passés et actuels aux taux d'incision issus de la datation de niveaux karstiques.

Toutes les équations permettant l'interprétation des concentrations en ^{10}Be , ^{26}Al en fonction de la nature de l'échantillon ont été codées dans des scripts MatLab (présenté en Annexe). Ainsi, on peut extraire l'âge d'enfouissement et le paléo-taux de dénudation ou le taux de dénudation moyenné du bassin versant. L'estimation du taux de dénudation moyen à partir de sables calcaires

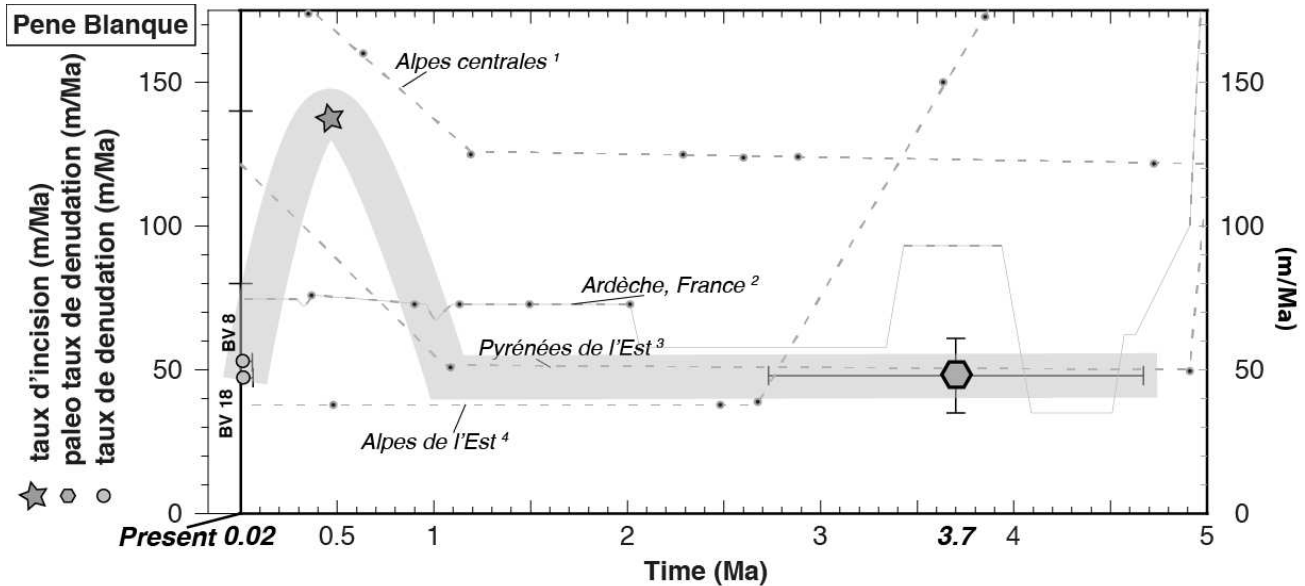


Figure 3.28: Influence de l'échelle de temps intégrée par les différents taux, un exemple basé sur la grotte de Pene Blanque. Le taux d'incision (basé sur le niveau de base actuel, choisi le point de drainage le plus proche) intègre une très grande période de temps ce qui pose la question des variations de taux d'incision au cours du temps. Les courbes en pointillés avec les points noirs qui sont les données pour des évolutions proposées en Europe par ¹ Hauselmann et al. (2007); ² Tassy et al. (2013); ³ Calvet et al. (2015); ⁴ Wagner et al. (2010)

nécessite une analyse en ^{36}Cl basée sur une feuille Excel existante, publiée par Schimmelpfennig et al. (2009). Cette partie de l'étude est exploratoire, avec beaucoup d'incertitudes et nous avons montré une corrélation entre la quantité de Cl_{nat} et les taux de dénudation.

Les âges d'enfouissement des sédiments nous permettent de discuter des taux d'incision sur une période maximum de 5 Ma pour la partie Nord et de 1.2 Ma pour celle du Sud. Nous avons montré qu'il était plus judicieux de baser le calcul du taux d'incision par rapport à un niveau de base que l'on qualifiera d'"actif" (rivière souterraine du réseau karstique). En l'absence de cette donnée, c'est le niveau de base "proche", déterminé automatiquement par l'analyse du MNT, qui sera le plus objectif. Il a été possible de corriger un âge obtenu en considérant la post-production de cosmonucléides après enfouissement. Ainsi, les taux d'incision de grottes appartenant à un même massif, celui d'Arbas, sont tous autour de 110 m/Ma. Les paléo-taux de dénudation déduits des concentrations en ^{10}Be , ^{26}Al sont systématiquement deux fois inférieurs aux taux d'incision déduits des âges d'enfouissement. Les âges d'enfouissement étant de plusieurs millions d'années, on peut supposer que l'incision au cours du temps a varié. Or, le taux d'incision basé sur la différence d'altitudes de deux marqueurs intègre toutes ces variations. Nous proposons que l'incision enregistre un signal tectonique post-orogénique, peut-être flexural dû à un rebond isostatique.

Nos taux de dénudation et d'incision montrent la même tendance spatiale. Nos sites d'échantillonnage se répartissent grossièrement sur une coupe Nord-Sud qui montre des différences selon

la zone dans laquelle les taux de dénudation et d'incision sont obtenus :

- La Zone Axiale est soumise aux plus hauts taux de dénudation (150 à 500 m/Ma).
- Les plus hauts taux de dénudation sont ceux dont le bassin versant montrent des indices de glaciation quaternaire, et donc sont situés en altitude et ont des pentes moyennes les plus élevées.
- Le taux d'incision de plus de 600 m/Ma, issu de la grotte du 5 Agosto, située à proximité de la Zone Axiale, est du même ordre que les taux de dénudation de cette zone.
- Les vitesses de dénudation de part et d'autre de la Zone Axiale, au Sud et au Nord, sont en moyenne de 85 m/Ma

Enfin, une corrélation entre taux de dénudation et altitude moyenne du bassin versant semble se dégager, induisant un profil de dénudation proportionnel à celui à la topographique moyenne et aux pentes moyennes des bassins versants. En appliquant ce type de profil de dénudation sur une coupe lithosphérique des Pyrénées Centrales, nous avons montré qu'il pouvait expliquer la réactivation en jeu normal d'un plan de faille avec un pendage de 60° vers le Nord et situé quasiment aux pieds de la Zone Nord Pyrénéenne. Ainsi, la dénudation actuelle des Pyrénées pourrait expliquer la sismicité enregistrée dans la ZNP des Pyrénées Centrales.

Chapitre 4

Impact de l'érosion et de la déglaciation sur la déformation actuelle des Alpes

4.1	Influence des processus de surface sur l'activité tectonique de la Marge	
	Ligure	158
4.1.1	Présentation de la jonction entre les Alpes occidentales du Sud et le Bassin	
	Ligure	158
4.1.2	Modélisation thermo-mécanique d'une coupe lithosphérique der la Marge	
	Ligure	162
4.1.3	Résultats des modélisations sans convergence	168
4.1.4	Résultats des modélisations soumises à la convergence	170
4.1.5	Synthèse des résultats et temps de récurrence	175
4.2	Déglaciation et soulèvement des Alpes	179
4.2.1	Rebond isostatique post-glaciaire et mouvements verticaux	179
4.2.2	Article en préparation pour GRL	185
4.2.3	Illustrations de la discussion de l'article soumis	198

Dans les Alpes occidentales, nous avons déjà noté que l'analyse des mécanismes au foyer indique un régime extensif au cœur des Alpes, alors que les zones en compression sont limitées aux bordures de la chaîne (Delacou et al. (2004) et fig. 4.1 A). La répartition spatiale de ces zones de déformation est généralement attribuée au ré-équilibre des potentiels d'énergie gravitaire (Delacou et al., 2005), mais les modèles de Vernant et al. (2013) révèlent une répartition identique de ces zones de déformation pour une chaîne de montagnes simplifiée soumise à l'érosion. Dans la section 2.3 du chapitre 2 (p. 55), nous avons montré que la dénudation permet de réactiver un plan de faille en jeu normal dans la zone érodée, et que dans l'avant-pays ce même plan de faille peut être réactivé en jeu inverse. Nous souhaitons approfondir ce dernier point pour comprendre s'il s'applique à la marge Ligure, siège de séisme en compression.

Jusqu'à présent, nous avons testé l'influence de la dénudation et la sédimentation sur la déformation de la lithosphère des Pyrénées Centrales (chapitre 2). Comme le montre l'étude de Vernant et al. (2013), ces zones de déformation extensives surviennent en réponse à un soulèvement de la zone érodée. Contrairement aux Pyrénées, les mesures GPS dans les Alpes montrent un soulèvement important de l'ordre de 2 mm/an au niveau des hauts reliefs (Brockmann et al., 2012; Serpelloni et al., 2013) (fig. 4.2 A). L'origine de ce soulèvement n'est pas clairement élucidée. Les études qui modélisent la relation entre la dénudation et le soulèvement n'expliquent qu'un tiers du soulèvement (Champagnac et al., 2007, 2009; Vernant et al., 2013). Champagnac et al. (2007) suggère que le reste du signal vertical soit lié au rebond post-glaciaire. Effectivement, si l'on compare la carte des soulèvements actuels et l'étendue du dernier maximum glaciaire, on remarque une certaine corrélation spatiale (fig. 4.2 B). Le dernier maximum glaciaire ayant eu lieu il y a 20 000 ans et la fin de la déglaciation il y a 10 000 ans, nous proposons d'étudier l'impact de la déglaciation alpine sur le soulèvement de la chaîne.

Dans ce chapitre, nous allons :

1. explorer l'influence des processus de surface sur la réactivation de structure en jeu inverse grâce à l'étude de cas de la marge Ligure (fig. 4.1 B) en bordure des Alpes Occidentales du Sud ;
2. modéliser l'impact de la dernière déglaciation sur les mouvements verticaux actuels dans les Alpes.

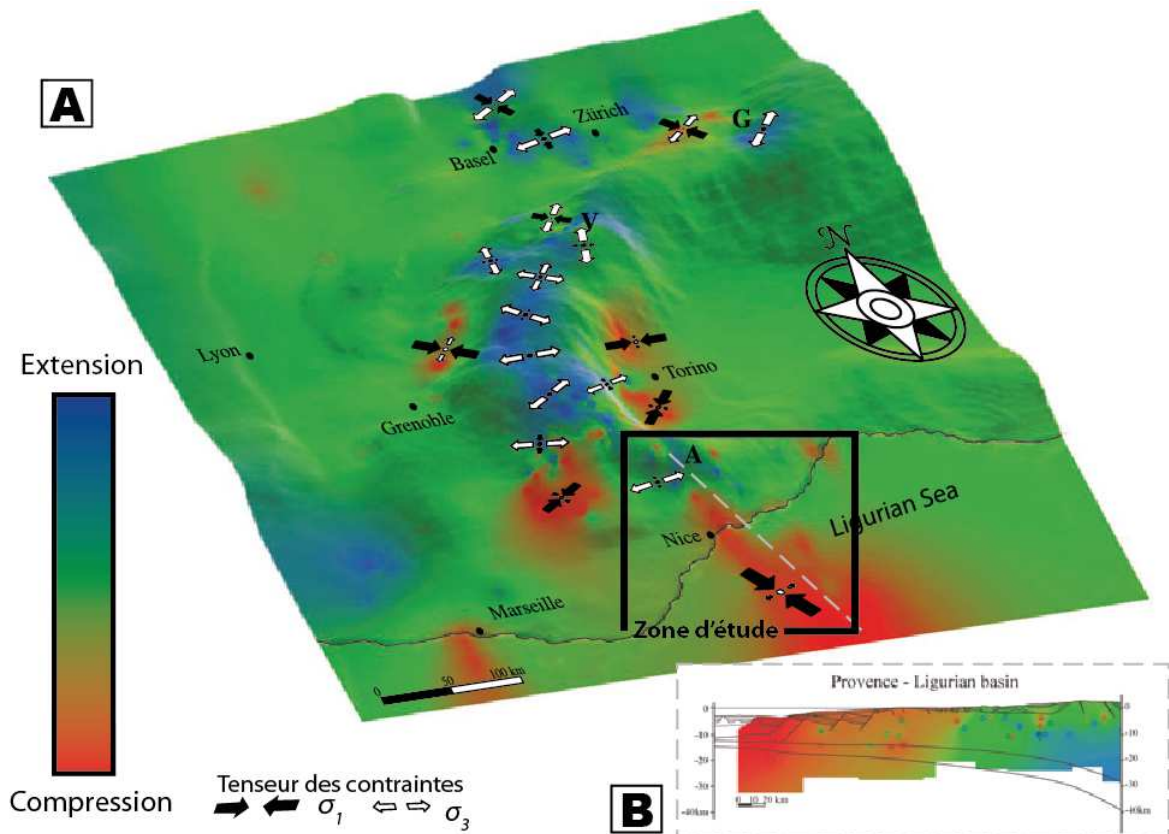


Figure 4.1: L'analyse des mécanismes au foyer a permis de déterminer les régimes tectoniques des Alpes Occidentales, bleu en extension, rouge en compression et vert en décrochement ou zone d'interpolation. A) le résultat de Delacou et al. (2004) a été drapé sur le relief par Sue et al. (2007) permettant de localiser la zone d'étude qu'est la Marge Ligure. A : massif de l'Argentière, V : zone du Valais, G : zone des Grisons. B) Coupe suivant le trait gris pointillé. On observe que la Marge Ligure forme la transition entre le massif d'Argentière en extension et le Bassin Ligurien en compression d'après Delacou et al. (2004).

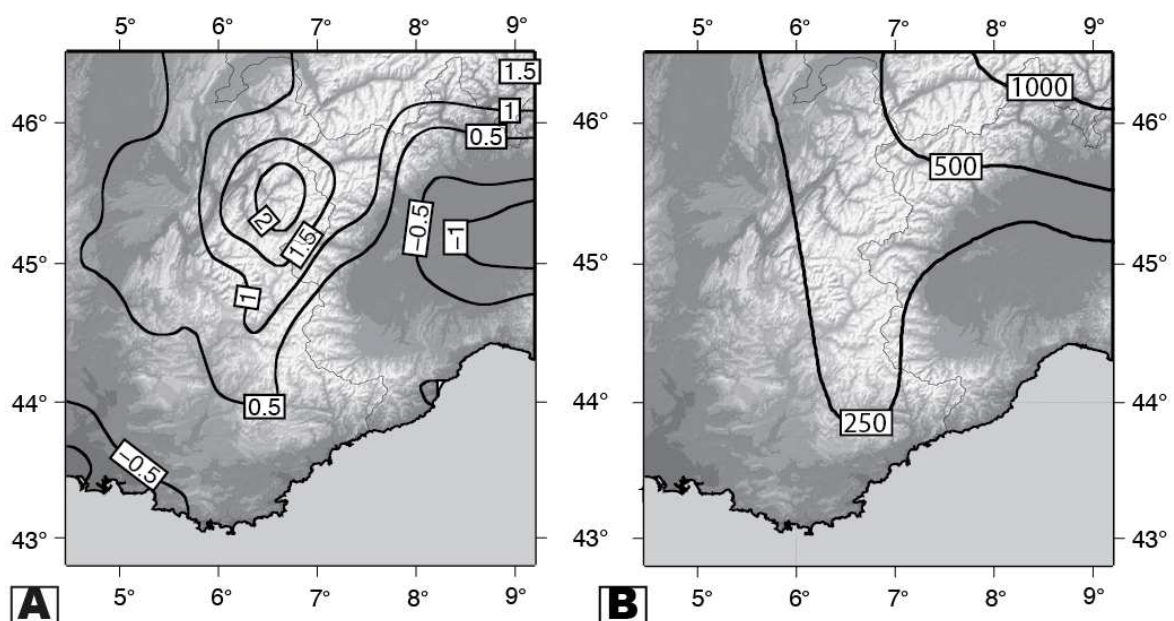


Figure 4.2: Similitude spatiale entre les cartes A) du soulèvement actuel (mm/an), attention bien noter que ces isocontours sont sans les données Suisses qui augmenteraient la zone à forts taux de soulèvements vers le Nord Ouest (communication personnelle de J-M Nocquet) et B) de l'épaisseur de la couverture (en m) du dernier maximum glaciaire redessinée d'après Stocchi et al. (2005)

4.1 Influence des processus de surface sur l'activité tectonique de la Marge Ligure

Dans l'étude suivante, nous nous sommes concentrés sur une zone qui génère des séismes en faille inverse sans convergence significative aux limites, et qui est soumise aux processus de surface, c'est la Marge Ligure. Le moteur de cette activité tectonique n'étant pas bien connu, nous examinons l'influence de la dénudation des Alpes et la sédimentation du Bassin Ligure sur la déformation de cette marge à l'aide d'un modèle spécifique.

4.1.1 Présentation de la jonction entre les Alpes occidentales du Sud et le Bassin Ligure

Au Sud-Est de la France, la terminaison Nord-Est du bassin méditerranéen occidental présente un risque sismique important avec une des régions de France les plus actives sismiquement associée à une côte très peuplée (de Nice à Gênes fig. 4.3 B). La sismicité instrumentale de cette région est modérée avec des séismes de magnitude $M_w = 4$ survenant environ tous les 2 à 4 ans (Courboulex et al., 2007). Pour autant, elle reste aujourd'hui mal comprise car d'après les mesures géodésiques, les séismes surviennent dans une région quasiment "stable", qui se déforme très faiblement avec des vitesses inférieures à 0.3 mm/an d'après Calais et al. (2000); Nocquet (2012); Vigny et al. (2002). Pour quantifier l'aléa sismique de cette zone densément peuplée (Salichon et al., 2010), il est utile sinon nécessaire de comprendre l'origine de cette sismicité. Le dernier séisme meurtrier a eu lieu en 1887 au pied de la marge, avec potentiellement un séisme de magnitude de 6.7 d'après Larroque et al. (2012). Cette région, la Marge Ligure est à la jonction entre le Sud des Alpes Occidentales et le Bassin Ligure dans la mer Méditerranée. Considérant le faible taux de déformation de ce domaine (< 0.3 mm/yr), il est probable que le temps de récurrence de ces forts séismes soit long (plusieurs milliers d'années). Ainsi, notre étude vise à déterminer si les processus de surface peuvent affecter le temps de récurrence des forts séismes survenant dans cette région.

4.1.1.1 Le domaine continental et soulèvement du massif de l'Argentera

Sur le continent de la bordure Nord du Bassin Ligure, on retrouve des indices de soulèvement et de déformation, de la côte au massif de l'Argentera (ou Mercantour-Argentera). Le massif de l'Argentera est un massif cristallin d'âge varisque (350 Ma) dans la partie Sud des Alpes occidentales et à 60 km de la côte. Entre ce massif et la côte, la couverture mésozoïque forme l'arc de Nice, une succession de plis et de chevauchements à vergence Sud.

La surrection notable du massif est mise en évidence par des études thermochronologiques (Bigot-Cormier and Poupeau, 2000) et l'organisation de son réseau de drainage (Musumeci et al., 2003). Ce soulèvement est associé à des accélérations de dénudation à 22 Ma et de 2 à 4 Ma avec des vitesses entre 1.1 et 1.4 mm/an (Bogdanoff et al., 2000).

L'étude morpho-structurale de Schroetter (1998) suggère que l'origine de la surélévation de l'ensemble de l'arc de Nice au Plio-Quaternaire est associée à un chevauchement de socle à vergence Sud. Récemment, la quantification de l'incision de l'ordre de 2.2 mm/an pour la Vésubie, une rivière traversant la couverture Mésozoïque, par Saillard et al. (2014) propose une surrection entre 0.5 et 2 mm/an. D'autres indices de déformation affectant l'arrière-pays niçois se propageant jusqu'à la côte ont été notés. Par exemple, les poudingues associées au Var et ses terrasses fluviales montrent un soulèvement de près de 300 m depuis le Pliocène inférieur (Clauzon, 1978), avec une augmentation en allant vers l'Est. Enfin, les données géodésiques montrent un soulèvement des Alpes occidentales du Sud jusqu'à la côte avec un taux inférieur à 1 mm/an (Serpelloni et al., 2013), alors que des vitesses horizontales relatives entre la Corse et le massif d'Argentera sont inférieures à 0.3 mm/an (Nocquet, 2012).

L'état de contraintes des Alpes du Sud a été défini par l'étude de Bauve et al. (2014). Les auteurs associent l'analyse des mécanismes au foyer et les glissements sur les plans de faille. Ils provoquent la même organisation que les régimes tectoniques de Delacou et al. (2004) avec une évolution entre de l'extension au niveau du Massif de l'Argentera et de la compression au niveau de la côte et plus au Sud (figure 4.3 A et B). D'après eux, un important accident décrochant activé par la rotation de la plaque Apulie (flèche grise fig. 4.3 D) induit de l'extension au Nord-Ouest et de la compression au Sud-Est. Notons que le bloc diagramme synthétique de Bauve et al. (2014) (fig. 4.3 D) suggèrent que le chevauchement au Sud explique les soulèvements décrits ci-dessus.

4.1.1.2 Le Bassin Ligure

Le Bassin Ligure est entouré par le bloc Corso-Sarde pour sa bordure Sud et les Alpes Occidentales du Sud, notamment le massif de l'Argentera (fig. 4.3 A), et les Apennins du Nord pour sa bordure Nord. Ce bassin est un des bassins d'arrière-arc liés à la zone de subduction qui entraîne les plaques Afrique-Apulie sous la plaque européenne. La Marge Ligure associée à ce bassin d'arrière-arc a été créée à l'Oligocène (25 à 30 Ma) (Rehault et al., 1984; Gueguen et al., 1998), au début du retrait vers le Sud-Est de la fosse dû à la convergence oblique entre l'Afrique et l'Europe. Cela a entraîné une ouverture du bassin en forme de V. Un début de rifting a provoqué l'amincissement de la croûte continentale grâce au jeu de failles normales faisant basculer des

blocs (mis en évidence par les profils sismiques [Contrucchi et al. \(2001\)](#)). L'extension se poursuit par une phase d'océanisation jusqu'à environ 15 Ma. Ensuite, les mouvements au sein du bassin semblent limités à ceux induits par la subsidence.

L'épaisseur sédimentaire actuelle est de 8 km au pied de la marge. Cette forte accumulation sédimentaire se produit après la période de rifting, ce qui peut indiquer une subsidence importante du bassin ([Burrus et al., 1987](#)). De plus, il est possible qu'il y ait depuis 4 Ma (après la crise Messinienne), une subsidence associée au fort taux de sédimentation de 150 ± 50 m/Ma dû à l'érosion des Alpes et les Apennins ([Savoie and Piper, 1993](#)).

Un autre mécanisme peut être à l'origine de la subsidence dans les bassins issus du rifting, c'est le refroidissement de la lithosphère. Dans le Bassin Ligure, le champ thermique est asymétrique, avec des isothermes montrant un fort gradient au Nord-Ouest et un maximum du flux de chaleur à 110 mW/m² ([Pasquale et al., 1996, 2002](#)). On ignore si le rééquilibrage thermique du rifting est atteint dans le Bassin Ligure. Si ce n'est pas le cas, on peut s'attendre à un supplément de subsidence lié au refroidissement de la lithosphère.

Enfin, il est possible que la subsidence provoque de la compression au sein du bassin ([Vening-Meinesz, 1950](#)). A l'image du déchargement de la lithosphère qui permet son glissement, on peut se demander si ce chargement de la lithosphère pourrait inciter la réactivation d'un plan de faille en jeu inverse.

4.1.1.3 Caractérisation de la Marge Ligure

La Marge Ligure forme la bordure Nord du Bassin Ligure, où la sismicité y est concentrée, alors que la bordure Sud au niveau de la Corse est caractérisée par une sismicité de faible intensité et peu fréquente.

L'analyse de profils sismiques permet d'imager les structures de la Marge Ligure. Toutefois, la présence d'une couche de sel ne permet pas d'obtenir une imagerie détaillée. Néanmoins, l'étude de [Chaumillon et al. \(1994\)](#) met en évidence des failles normales avec des pendages de 45 à 30° ce qui est assez faible pour des failles normales. Ces plans délimitent les blocs basculés par la phase de rifting. D'après [Chaumillon et al. \(1994\)](#), ce réseau de failles permet d'accommoder la surrection de la côte par rapport au bassin. Ces mouvements seraient en partie dus à la subsidence, au retrait des couches de sel et à la tectonique. Une analyse morphologique de la marge met en évidence un autre réseau de failles au pied de la marge ([Larroque et al. \(2011\)](#) et fig. 4.3 B). Sur les profils sismiques, [Bigot-Cormier et al. \(2004\)](#) notent que la couche messinienne est convexe, et proposent qu'elle ait été déformée par l'activité d'un chevauchement intra-crustal, aveugle et à vergence Sud, qui reprendrait la limite fragile-ductile de la phase de rifting (fig. 4.3 C). Le jeu de cette structure héritée de l'Oligocène pourrait expliquer les

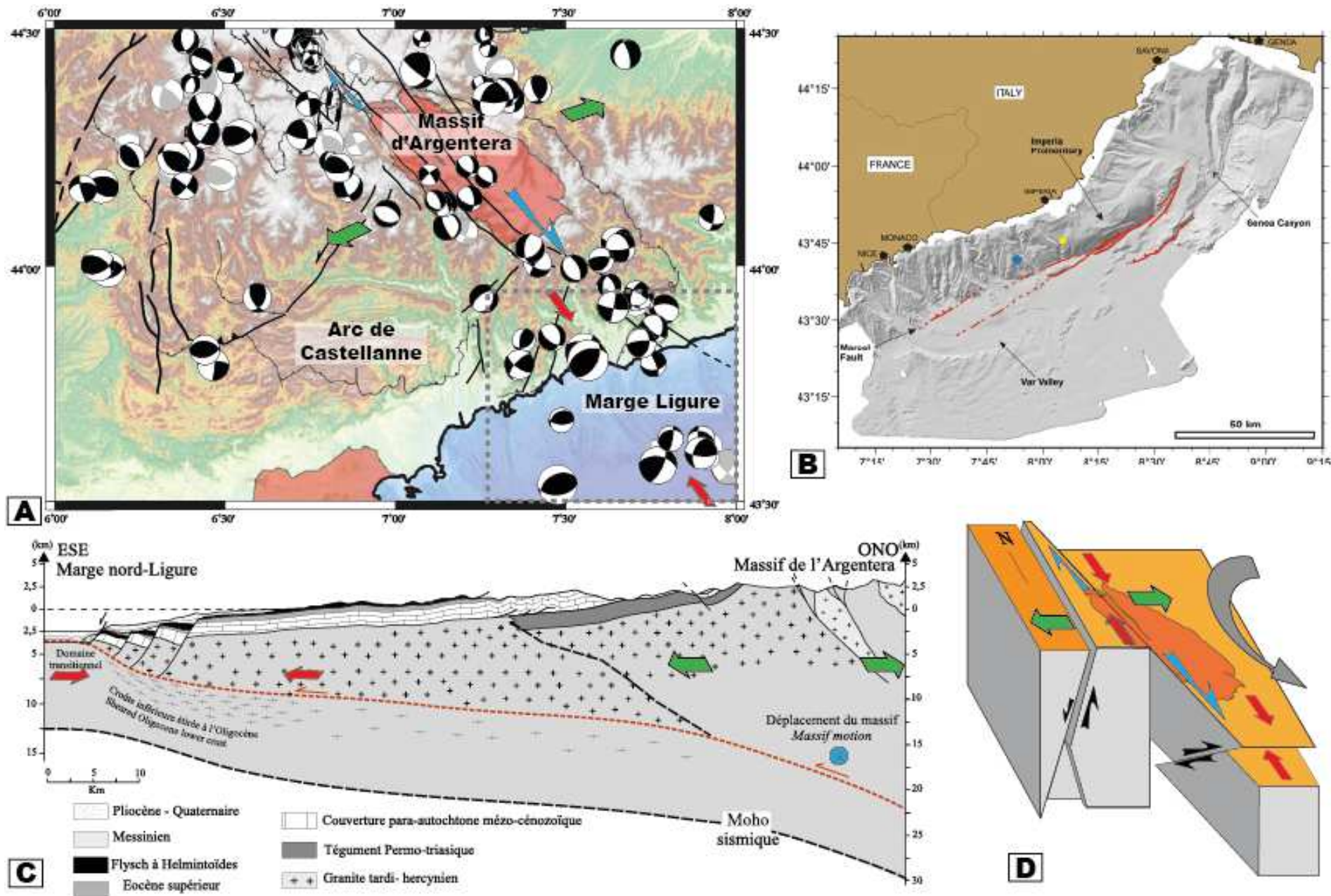


Figure 4.3: A) Analyse des mécanismes au foyer à laquelle ont été rajouté les régimes thermiques. B) Analyse morphotectonique de la Marge Ligure mettant en évidence un réseau de failles dans la région de l'épicentre du séisme de 1887 (points jaune et bleu) d'après Larroque et al. (2011) C) Coupe interprétative terre-mer mettant en lien la déformation du massif d'Argentera et de la Marge Ligure (modifiée d'après Bigot-Cormier et al. (2004)); D) Bloc diagramme résumant les différents régimes tectoniques avec les accidents majeurs qui permettent de les accommoder les uns par rapport aux autres. Modifié d'après Bauve et al. (2014);

faibles pentages des failles normales qui sont basculées par l'activité du chevauchement, et les glissements de pentes de la marge. Un tel chevauchement est en accord avec la surrection du domaine continental et la compression enregistrée par la sismicité. C'est aussi cette structure qui est susceptible d'avoir glissé lors du séismes de 1887 (Larroque et al., 2012), et c'est principalement celle qui va nous intéresser dans nos modélisations.

La Marge Ligure est le lieu de nombreuses transitions, que ce soit en terme de déformation, de topographie, d'épaisseur crustale, de régime tectonique ou en encore de processus de surface. Du Nord au Sud, on note :

- un régime tectonique principalement en extension au Nord et un régime en compression au Sud (fig. 4.1 A) ;
- des zones soumises à l'érosion au Nord et une zone majeur de sédimentation au Sud ;
- une croûte continentale épaissie au Nord et qui s'amincie progressivement pour laisser place à de la croûte océanique au Sud (fig. 4.1 B) ;
- les reliefs du massif de l'Argentière (plus de 3000 m) sont à moins de 100 km de la plaine abyssale du Bassin Ligure (-2500 m).

Ce dernier aspect induit un gradient topographique très important : en une centaine de kilomètres l'altitude varie de 5500 m. Notons qu'un deuxième gradient est associé à cette zone de transition, c'est celui du Moho qui de 50 km sous les Alpes remonte à 12.5 km sous le bassin.

Ces gradients induisent d'importantes variations du potentiel d'énergie gravitationnelle. De plus, le contexte géodynamique affectant le bassin a changé avec l'arrêt de l'extension due au retrait de la plaque plongeante (Goes et al., 2004). Ainsi, les contraintes horizontales aux limites sont très faibles, c'est pourquoi Delacou et al. (2005), proposent une rééquilibration gravitaire pour expliquer l'extension et la compression observées respectivement dans les Alpes et le bassin Ligure. Nous allons tester cette hypothèse.

4.1.2 Modélisation thermo-mécanique d'une coupe lithosphérique der la Marge Ligure

L'objectif de notre étude est d'explorer l'impact de la transition entre la dénudation des Alpes du Sud et la sédimentation du Bassin Ligure sur la réactivation de failles inverses et la génération de séismes ($M_w > 6$) tel que celui de 1887. D'après les modèles de Larroque et al. (2012), la source de ce séisme serait un glissement en faille inverse d'un plan de faille à pendage Nord redressé en surface et presque plat en profondeur. L'émergence de cette faille inverse est située à 40 km de la côte au pied de la Marge Ligure (tracé en rouge sur la carte 4.4 A). Comme pour

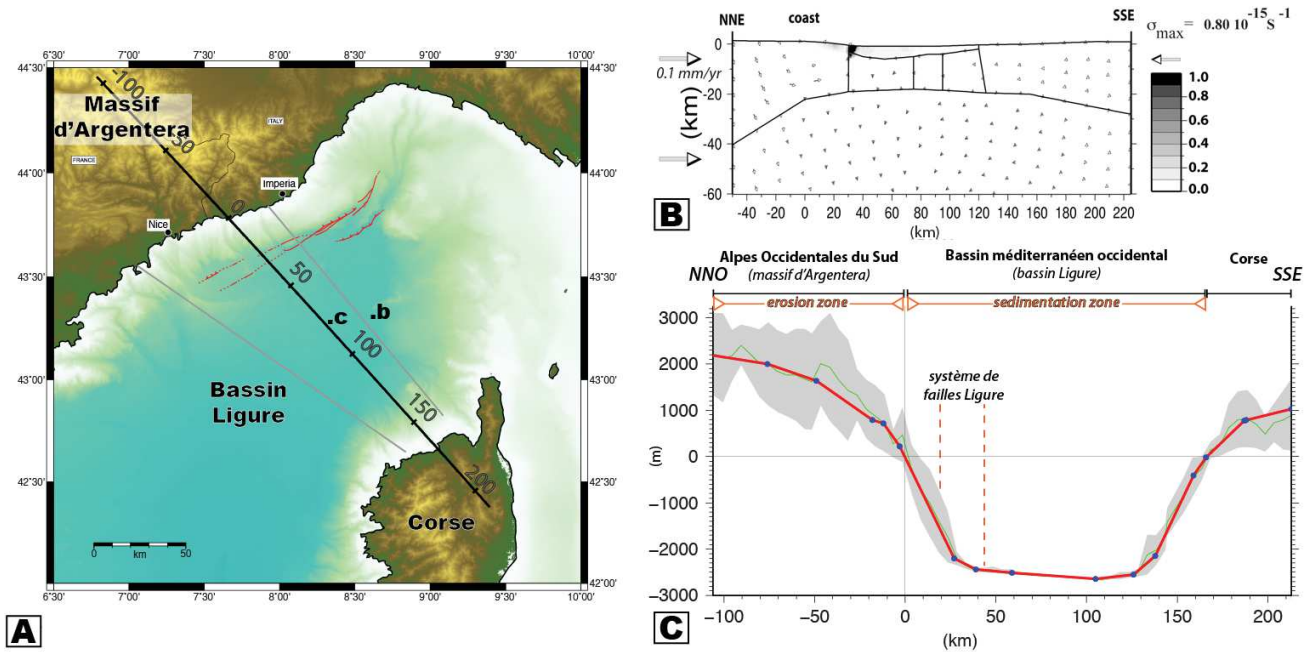


Figure 4.4: Zone d'étude de la marge Ligure. **A)** Carte topographique et bathymétrique avec les positions des coupes de l'étude de Béthoux et al. (2008) en gris. **B)** Résultat de l'étude Béthoux et al. (2008) pour la coupe (voir .b sur A) se rapprochant le plus de nos modèles, la rhéologie de la croûte est celle d'une croûte continentale, et le taux de convergence est faible (0.1 mm/an). **C)** Altitude et bathymétrie moyennes (en vert) le long de notre trait de coupe (voir .c sur A) et altitude et bathymétrie du modèle (en rouge).

les Pyrénées Centrales, nous avons dessiné une coupe lithosphérique 2D pour nos modélisations thermo-mécanique (code ADELI). Nous avons choisi de tester l'influence des processus de surface sur le cas de la Marge Ligure, le mécanisme responsable de la sismicité étant incertain.

4.1.2.1 Étude précédente de Béthoux et al. (2008)

Notre travail s'inscrit dans la prolongation de celui de Béthoux et al. (2008) qui ont travaillé sur la Marge Ligure, et le Bassin Ligure, avec des modélisations thermo-mécaniques 2D (code ADELI) de différentes coupes lithosphériques (trait gris 4.4 A). Notre profil est située entre les deux coupes proposées par Béthoux et al. (2008). Différentes configurations ont été testées par ces auteurs : des conditions aux limites en convergence ou en extension, des structures associés ou non aux contrastes rhéologiques.

Le résultat principal de cette étude est que la déformation est entièrement localisée au pied du talus continental, et s'exprime jusqu'à 15 km de profondeur, au niveau de la transition entre les croûtes continentales et océaniques (ex : 4.4 B). Afin d'étudier la possible réactivation de cette zone, nous avons rajouté un plan de faille au niveau de cette zone qui coïncide avec le pied de pente, avons étendu la coupe au Nord pour intégrer une zone d'érosion plus importante.

4.1.2.2 Incertitudes sur les conditions initiales et aux limites

Structuration du modèle Notre modèle de lithosphère est divisée en deux matériels visco-elasto-plastiques : la croûte et le manteau. De possibles différences de nature de la croûte n'ont pas été considérées (comme pour la coupe de [Béthoux et al. \(2008\)](#) présentée fig. 4.4 B). Ainsi, la croûte a une densité de 2.8 et une rhéologie dominée par le quartz, et le manteau a une densité de 3.3 et une rhéologie dominé par l'olivine. Ces rhéologies obéissent à une loi de puissance qui contrôle la relation entre contraintes et déformations. La température influence le comportement des matériaux modélisés, et les paramètres de cette loi sont ceux proposés par [Kirby et al. \(1987\)](#) pour différentes rhéologies.

Afin d'avoir un équilibre isostatique, la profondeur du Moho est calculée en fonction de la topographie et de la profondeur de référence du Moho à 30 km (fig. 4.5). Sous les Alpes le Moho calculé atteint maximum 42 km de profondeur et remonte dans le bassin à 15 km. Ce choix de géométrie ne respecte pas les observations géophysiques qui suggèrent que le Moho soit à 50 km de profondeur sous les Alpes et qu'il remonte à 12,5 km dans le bassin, et les différentes natures de croûte mises en valeur par les vitesses sismiques.

Le champ de température Les données de flux de chaleurs de [Della Vedova et al. \(1995\)](#) et [Pasquale et al. \(1996\)](#) présentent de grandes incertitudes et ne permettent pas de savoir si, suite à l'arrêt du rifting, le rééquilibrage thermique de la lithosphère est atteint. Nous proposons deux champs de températures, figure 4.5, dont les flux de chaleur associé sont compatibles avec les mesures.

Le premier, dit "froid", est basé sur un gradient de température classique, mais perturbé par la production radiogénique dans la croûte épaissie (fig. 4.5 A). Dans le second, le rééquilibrage thermique n'est pas terminé, et la remontée de l'asthénosphère lors du rifting induit des températures du bassin plus élevées que pour le premier champ de température. Ce deuxième champ de température sera appelé "chaud" (fig. 4.5 B). Ainsi, au niveau de la faille, si on considère que l'isotherme 350 °C localise la transition fragile-ductile, celui-ci est plus profond pour le champ de température "froid" à 25 km contre 17 km pour le "chaud".

Notons que nous ne prenons pas en compte la variation temporelle du champ de température. Compte tenu du temps plutôt court de nos modélisations (1 Ma), ce n'est pas nécessaire car le rééquilibrage thermique qui dépend de la distance de diffusion thermique caractéristique des roches en présence est lent quand les croûtes autour du bassin sont "chaudes". C'est pourquoi nous considérons que sur l'échelle temporelle de nos modélisations les températures sont constantes au cours du temps.

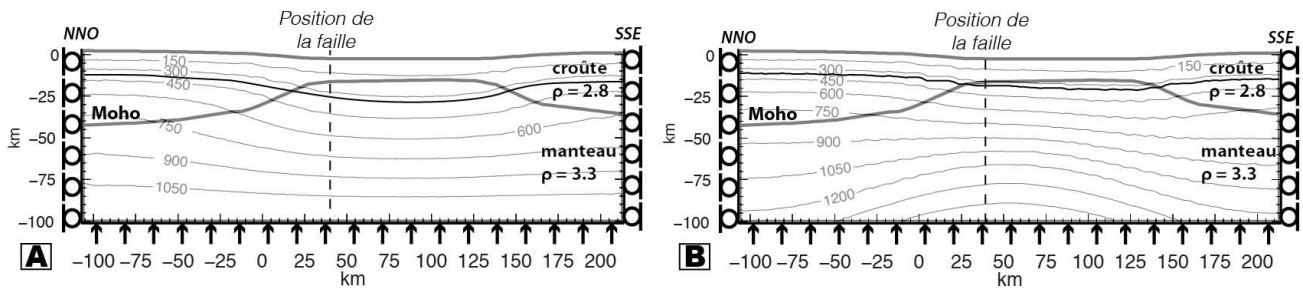


Figure 4.5: Il existe des incertitudes sur le champ de température actuel du Bassin Ligure, c'est pourquoi nous comparons l'impact de deux champs de température. **A)** Champ de température dit "froid" : le gradient de température est perturbé par la production radiogénique dans la croûte épaissie. **B)** Champ de température dit "chaud" : Anomalie due à la remontée de l'asthénosphère lors du rifting. Au niveau de la faille, l'isotherme 350 °C, qui localise la transition fragile-ductile est plus profond pour le champ de température A).

Géométrie de la faille L'étude des profils sismiques de la Marge Ligure (Chaumillon et al., 1994; Bigot-Cormier et al., 2004) est perturbée par la présence de couches de sel, et ne permet pas d'avoir une image précise des structures profondes. Les failles normales, structures héritées du rifting, sont toutefois visibles. Mais le plan de faille inverse est difficilement identifiable en surface, son émergence est seulement supposée grâce à la morphologie des escarpements du système de failles Ligure. Ainsi, la géométrie exacte de ce plan est inconnue.

Larroque et al. (2012) proposent une source du séisme de 1887 à partir des données de tsunamis observées sur la côte suite au séisme. Les meilleurs modèles mettent en évidence un épicerne en mer à 30 km de la côte causé par le glissement d'un plan de faille de 30 km de long, d'orientation N55°E, et d'une largeur de 17 km, et un hypocentre situé à une profondeur de 15 km. Deux pendages très différents donnent des résultats proches, tous deux en faille inverse : 70° vers le Sud et 16° vers le Nord. D'après l'étude de la sismicité enregistrée durant ces trente dernières années, le plan privilégié par Larroque et al. (2012) est celui à 16° vers le Nord. Ce résultat est cohérent avec le chevauchement intra-crustal proposé par Bigot-Cormier et al. (2004). Néanmoins se pose la question de l'émergence à la surface d'un plan à faible pendage. Si l'on prolonge ce plan, son émergence n'est corrélée à aucun escarpement. Larroque et al. (2012) proposent que le plan en profondeur à faible pendage se redresse pour émerger au pied de la Marge Ligure.

La plupart de nos modélisations correspondent à un plan de faille avec un pendage de 60° vers le Nord, une longueur de 15 km et un coefficient de friction de 0.2, choisi parmi des valeurs possibles entre 0 et 0.6.

Toutefois, nous avons aussi réalisé des études paramétriques sur l'impact du pendage et du coefficient de friction qui sont présentées ci-après. Nous avons aussi testé aussi l'impact d'une géométrie passant d'un plan à faible pendage en profondeur à un plan redressé.

Conditions aux limites Nos modèles numériques ont une durée de 2 Ma. La gravité est prise en compte dans nos modèles, c'est pourquoi nous appliquons une pression hydrostatique à leur base (symbolisée par des flèches à la base des modèles fig. 4.5). Les côtés latéraux peuvent glisser verticalement, mais aucun mouvement horizontal n'est autorisé, sauf pour le coté latéral Sud où les taux de convergence sont appliqués.

Deux séries de modèles sont analysées, la première série de modèles est sans convergence, alors que pour l'autre série, nos modèles sont soumis au Sud à des taux de convergence de 0.0 ou 0.5 mm/an.

Processus de surface Pour établir notre profil de processus de dénudation (fig. 4.6 A) nous estimons qu'aux niveaux des côtes le taux de dénudation est nul. Le taux de dénudation décroît linéairement des plus hauts sommets jusqu'à la côte où il atteint zéro, puis le taux de sédimentation croît linéairement jusqu'au point le plus bas du bassin où il atteint son maximum. Le taux de sédimentation a été calculé en fonction du taux de dénudation dans le but de conserver la masse. Ainsi, en se basant sur la carte de dénudation des Alpes occidentales de [Champagnac et al. \(2007\)](#), le taux de dénudation est de 0.75 mm/an et celui de sédimentation est de 0.5. Nous appliquons la dénudation et la sédimentation respectivement au point le plus haut et le plus bas de la topographie, ainsi ceux-ci sont situés à l'extrême bordure Nord et à 105 km de la côte dans le bassin. Le taux de sédimentation déduit de notre calcul de conservation de masse est deux fois plus important que celui associé à l'accumulation sédimentaire néogène mesurée par [Savoie and Piper \(1993\)](#).

Cas de référence sans faille : Réponse aux processus de surface Nous présentons sur la figure 4.6 la réponse des modèles soumis aux processus de surface. Les deux champs de température ont été testés. Les profils de vitesses de surface sont similaires, le champ de température "froid" montre, toutefois, des vitesses légèrement inférieures au champ de température "chaud". Les modèles seulement soumis à leur propre poids (courbe en pointillés fig. 4.6 B et C) montrent des mouvements horizontaux supérieurs à ceux verticaux. D'après les gradients des profils de vitesses horizontales, l'extension est localisée entre -30 et -105 km et la compression entre 30 et 125 km. Les processus de surface amplifient les mouvements de surface, et les vitesses verticales sont supérieures aux vitesses horizontales. De plus, les zones d'extension et de compression sont étendues le changement de régime de déformation s'effectue à 10 km au Nord de la côte Nord.

D'après les profils de vitesses horizontales et la position de la faille, on peut prédire que la faille est réactivée en faille inverse, comme proposé par [Larroque et al. \(2012\)](#).

Néanmoins, nous rappelons que l'expérience des Pyrénées Centrales (article du chapitre 2)

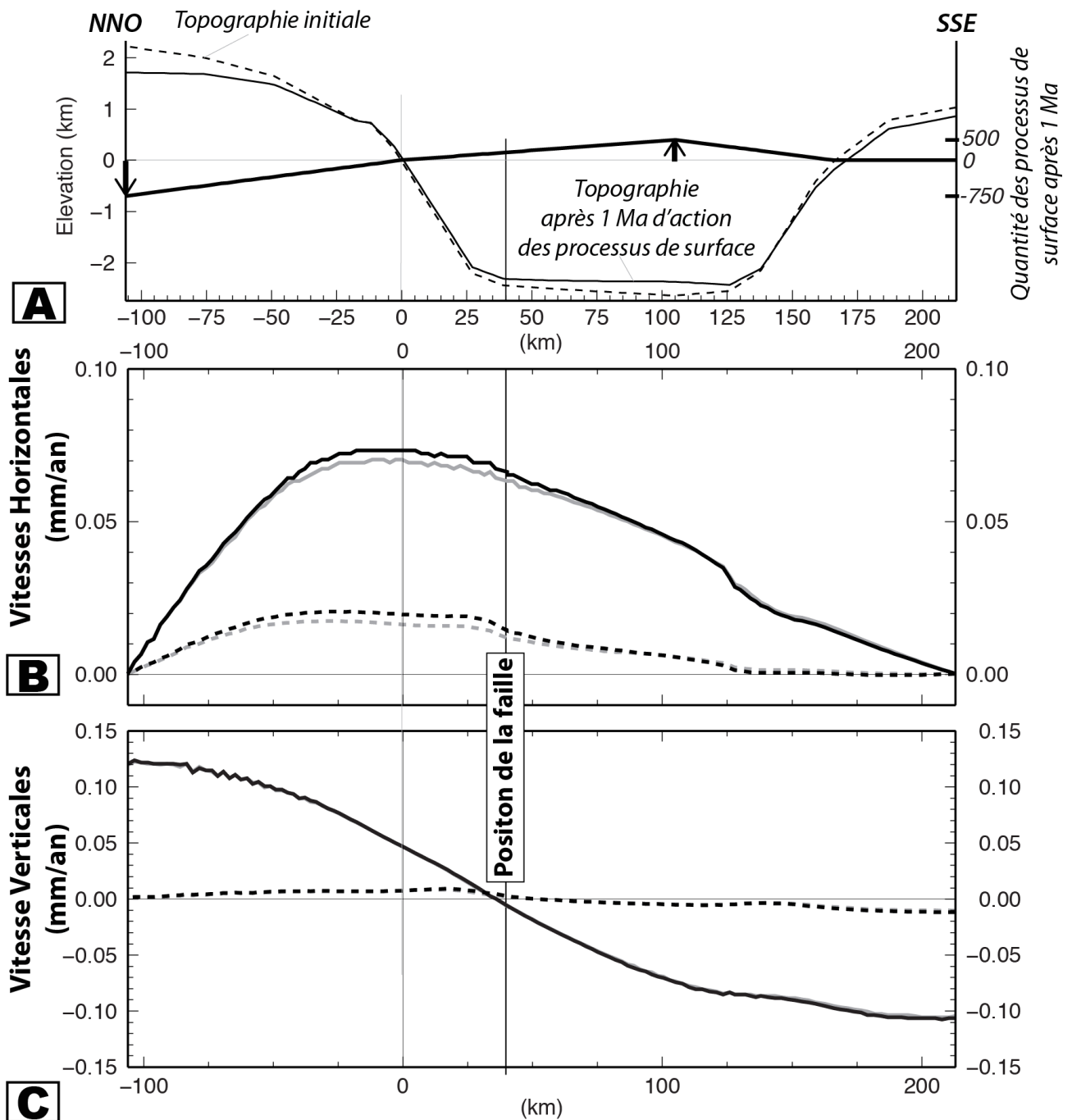


Figure 4.6: Après 2 Ma, comparaison des profils de vitesses pour les deux champs de température, et pour les modèles soumis ou non aux processus de surface. A) Topographie après 2 Ma, et profil des taux de sédimentation et dénudation. Profil de vitesses de surface B) horizontales, C) verticales. En noir les résultats pour le champ de température avec remontée de l'asthénosphère, en gris les résultats pour le champ de température après rééquilibrage thermique. Le plan de faille est bloqué.

associée à la sédimentation montre une réduction des valeurs de glissement du plan de faille. Ce qui est contre-intuitif puisque la sédimentation ajoute du poids au bloc supérieur de la faille. Nous pouvons, donc, nous demander quel sera l'impact sur le glissement de plan du faille de ce taux de sédimentation assez important sur le bloc inférieur de la faille dans le cas du chevauchement de la Marge Ligure.

Lors de nos expériences, durant le premier million d'années il n'y a aucune sollicitation extérieure : ni convergence, ni processus de surface et le coefficient de friction du plan de faille est élevé, ce qui autorise que très peu de glissement. Notre analyse va se focaliser sur le glissement le long du plan de faille durant le deuxième million d'années durant lequel sont appliqués les processus de surface avec un coefficient de friction faible (0.2). La présentation des résultats est organisée en fonction des conditions aux limites (convergence ou non).

4.1.3 Résultats des modélisations sans convergence

Pour les modèles sans convergence aux limites, nous avons imposé un coefficient de friction de 0.2 lors du deuxième million d'année. Le glissement sur le plan de faille induit un saut dans les courbes de la figure 4.6 B et C au niveau de l'émergence du plan de faille. Nous avons tracé l'évolution temporelle de ce glissement pour en déduire le taux de glissement. Le fait de diminuer le coefficient de friction après 1 Ma provoque un premier glissement d'une dizaine de mètres, l'évolution temporelle du glissement est ensuite linéaire (partie grisée sur la fig. 4.7 B). Nous nous basons sur cette partie linéaire pour calculer des taux indiqués sur la figure 4.7 B et le tableau 4.1.

Pour un plan de 15 km de long situé à 40 km de la côte, plusieurs pendages ont été testés. A chaque pendage et pour une vergence opposée les glissements sont identiques, rappelant ce que nous avons observé lors de notre étude du chapitre 2 (fig. 2.6, p. 58). Comme pour cette étude précédente, un pendage à 45° montre les glissements le plus importants.

Impact des processus de surface sur le glissement Nous avons choisi de présenter les résultats pour des plans de pendage de 30 et 60° à vergence Nord. Deux modèles ont été réalisés pour chaque pendage. Suivant leur couleur qui réfère à la géométrie du plan de faille, les courbes en plein de la figure 4.6 B sont les résultats pour des modèles soumis au processus de surface (présenté fig. 4.6 A), alors que les courbes de la même couleur en pointillés sont des modèles soumis à leur propre poids sans processus de surface.

D'après nos résultats, on peut conclure que les processus de surface augmentent légèrement (inférieur à 1 m/Ma) le glissement des plans de faille rectilignes.

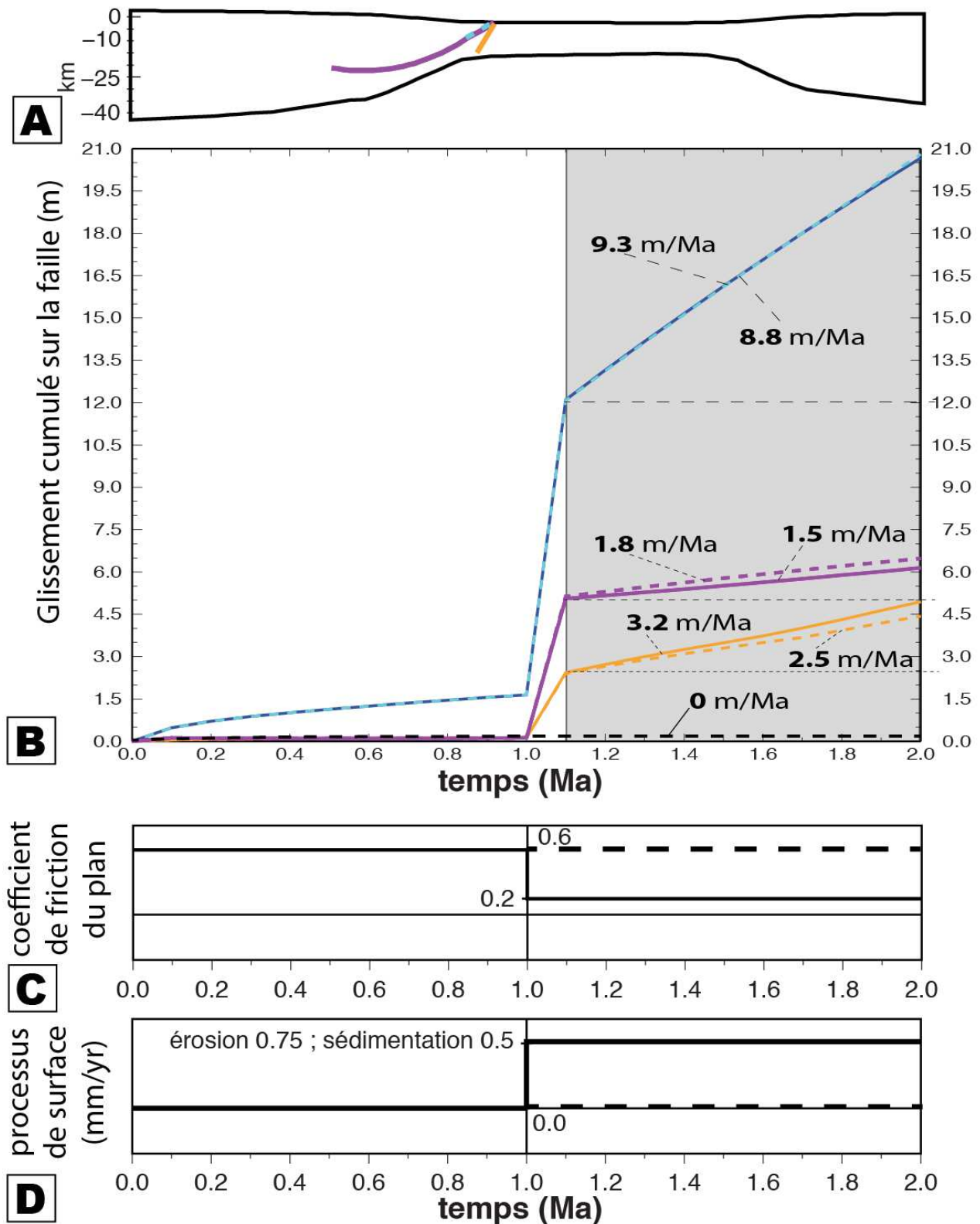


Figure 4.7: Evolution temporelle du rejet de plan de faille pour 3 géométries de failles. **A)** croûte et géométries des plans de faille. Orange et bleu sont des plans de 15 km de long avec un pendage respectivement de 30° et 60° . Le plan violet est courbe pour modéliser le chevauchement proposé par Larroque et al. (2012) **B)** Evolution temporelle du rejet d'un plan de faille, situé à 40 km de la côte dont les géométries sont dessinées en A), en fonction de l'évolution temporelle du coefficient de friction et des processus de surfaces. 7 modèles avec un champ de température "chaud", ont été testés : en pointillés noirs un cas de contrôle sans processus de surface et un plan de faille linéaire bloqué par un coefficient de friction de 0.6; trois géométries de faille ont été testées qui au dernier million d'années ont le coefficient de friction qui chute à 0.2. **C)** Evolution temporelle du coefficient de friction du plan de faille et **D)** des processus de surface. Les taux de glissement sont calculés pour la partie linéaire de la courbe (encadré grisé), donc sur 0.9 Ma et ensuite ramenés en m/Ma.

Influence de la géométrie du plan de faille Le pendage à 30° qui correspond à l'angle typique d'un chevauchement, montre les taux de glissement les plus importants d'environ 9 m/Ma, ce qui est trois fois plus important que les taux associés à un plan d'un pendage 60° . Après le premier million d'années, alors que le coefficient de friction est de 0.6 pour le pendage à 30° , le glissement cumulé est d'environ 2 m/Ma.

Afin de modéliser l'impact d'un chevauchement crustal proposé par [Bigot-Cormier et al. \(2004\)](#) ou [Larroque et al. \(2012\)](#), nous avons dessiné un plan courbe (violet fig. 4.7 A). Ceci permet de relier un plan à faible pendage en profondeur à un plan redressé en surface. Notre géométrie permet d'obtenir un pendage de 30° proche de la surface, et la longueur totale de cette discontinuité est d'environ 60 km. Son glissement initial est de 5 m ce qui est 3 fois plus que le glissement cumulé sur les 0.9 derniers millions d'années avec un taux de glissement de 1.5 m/Ma. Les plans rectilignes ont des taux de glissements plus importants que le plan courbe. Pour toutes les géométries, le glissement initial est plus fort que le glissement cumulé en près d'un million d'années.

Temps de récurrence Les séismes de magnitude 6 ont un glissement co-sismique d'environ un mètre ([Wells and Coppersmith, 1994](#)). D'après nos valeurs de glissement nous avons calculé les temps de récurrence pour un tel séisme (tableau 4.1) Par exemple, le taux de glissement du plan à 60° suggère que seulement 2 séismes d'une magnitude 6 puissent se produire en 1 Ma. Tous nos temps de récurrence (de 110 000 ans à 1 Ma) ainsi évalués sont trois ordres de grandeur au dessus de celui proposé par [Courboulex et al. \(2007\)](#) qui est de 200 à 300 ans.

	glissement (m/Ma)		
	30° N	60° N	courbe
Sans processus de surface	9.3	2.5	1.5
Processus de surface	8.8	3.2	1.8
temps de récurrence	111 111 ans	500 000 ans	1 Ma

Table 4.1: Glissements en m/Ma pour différentes géométries de plans de faille, d'après l'évolution temporelle des glissements

4.1.4 Résultats des modélisations soumises à la convergence

Pour explorer les facteurs influençant le glissement sur le plan de faille, nous avons effectué une étude paramétrique pour des modèles soumis à une convergence du Sud vers le Nord. Pour cela, nous utilisons une géométrie supplémentaire intégrant une topographie nulle associée à un Moho d'une profondeur constante de 30 km. Cette géométrie est à l'équilibre isostatique et permet de s'affranchir du rééquilibrage des potentiels d'énergie gravitationnelle. Nos études

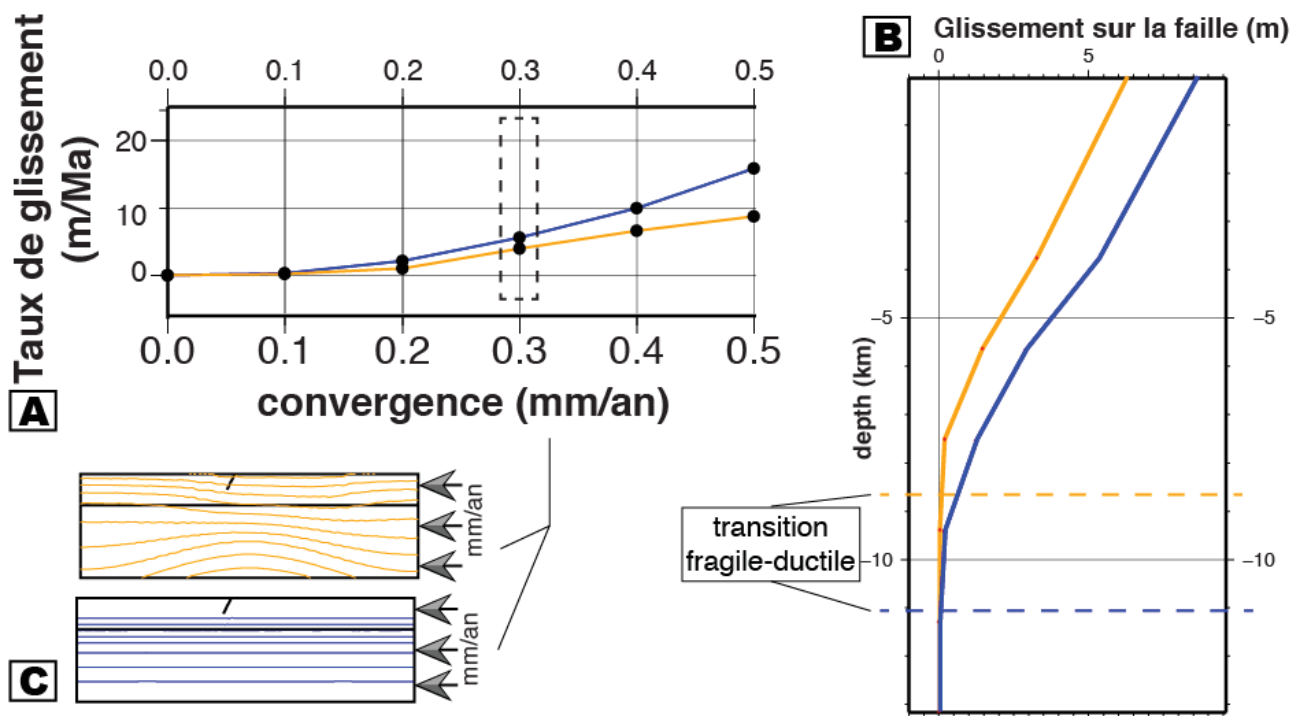


Figure 4.8: Pour n'avoir l'effet que du champ de température, les modèles sont sans topographie avec un plan de faille à 60° et un coefficient de friction égal à 0.2. **A)** Influence du champ de température sur le taux de glissement en fonction du taux de convergence. En jaune cas du géotherme « chaud » et en bleu le géotherme « froid ». **B)** Les valeurs de glissements en fonction de la profondeur pour un taux de convergence de 0.3 mm/an permettent de positionner la profondeur de la transition fragile-ductile (en pointillé) lorsque les glissements sont nuls. La couleur des courbes se réfère aux champs de température représentés en **C)**, bleu : isothermes horizontaux (géotherme « froid »), jaune : champ de température contrôlé par la remontée de l'asthénosphère (géotherme « chaud »).

correspondent à des modèles ayant un plan de faille à 60° N et un coefficient de friction de 0.2. Le plan de faille montre un jeu inverse.

Influence du champ de température Nous avons appliqué à la géométrie sans perturbation isostatique les deux champs de température (fig. 4.8 C). Les taux de glissements obtenus sont présentés sur la figure 4.8 A.

Le champ de température "froid" provoque des glissements supérieurs à celui "chaud". D'autre part, l'augmentation du taux de convergence induit des taux de glissement plus forts. L'étude des glissements en profondeur, pour un taux de convergence de 0.3 mm/an, permet de localiser la profondeur de la transition fragile-ductile (fig. 4.8 C). Si le plan de faille glisse dans la partie fragile, alors la profondeur de la transition coïncide avec le passage par zéro des courbes. Ainsi, cette profondeur est de 8 km pour le champ de température "chaud" ce qui est inférieur à 11 km et correspond à la profondeur associée au champ de température "froid". Cette observation est en accord avec le fait qu'un isotherme donné soit plus proche de la surface pour un champ de température "chaud", ce qui fait remonter la transition fragile-ductile.

On peut imaginer qu'une longueur de plan plus importante induise un glissement plus impor-

tant. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons fait varier les longueurs du plan de faille pour un même champ de température. La profondeur d'arrêt des glissements et les taux de glissements sont identiques pour les longueurs de plan supérieures à 15 km, ce qui permet au plan de faille de se prolonger au delà de la profondeur d'arrêt des glissements. Ainsi, les plans dont la longueur est inférieure à 15 km conduisent à des taux de glissement inférieurs à ceux dépassant la profondeur de la transition fragile-ductile. C'est donc la profondeur de cette transition (autour de 10 km), associée au champ de température, qui influence le glissement. C'est donc la profondeur de cette transition (autour de 10 km) associée au champ de température qui influence le glissement à condition que la longueur du plan de faille pour un pendage donné permette d'atteindre cette profondeur. Une profondeur de transition de 10 km coïncide avec les observations sismologiques qui indiquent une profondeur inférieure à 15 km pour les séismes de la Marge Ligure (Larroque et al., 2009).

On peut alors se demander pourquoi la géométrie courbe qui a une longueur permettant de dépasser la profondeur de transition et un pendage proche de la surface de 30° ne montre pas de valeurs de taux de glissements plus élevées qu'un plan d'une longueur de 15 km et un pendage de 30° , qui ne permet pas d'atteindre la profondeur de transition.

Le coefficient de friction et le taux de convergence Un autre paramètre qui influence le glissement sur un plan de faille est le coefficient de friction. Nous avons fait varier le taux de convergence entre 0 et 0.5 mm/an et le coefficient de friction entre 0.05 à 0.6, les taux de glissements obtenus sont présentés sur la figure 4.9.

Pour les coefficients de friction inférieurs à 0.2, les glissements augmentent avec le taux de convergence. En revanche, pour tous les taux de convergence, aucun glissement n'est enregistré pour un coefficient de friction égal ou supérieur à 0.3. Pour un taux de convergence de 0.3 mm/an, le glissement d'un plan avec un coefficient de friction de 0.2 absorbe **moins de 3% de la convergence**, alors qu'un coefficient de friction de 0.05 permet d'absorber environ 13% de la convergence. Alors que ces pourcentages sont très faibles, on peut se demander pourquoi le plan de faille n'absorbe pas plus de taux de convergence.

L'impact des forces gravitaires et la convergence En utilisant un champ de température "chaud" et un plan de faille de 15 km avec un coefficient de friction de 0.2, nous avons fait varier les taux de convergence. Trois configurations ont été testées, un modèle sans topographie, et deux modèles correspondant à la géométrie de référence soumis ou non aux processus de surface. Les taux de glissement sont présentés sur la figure 4.10 A. L'absence de potentiels d'énergie gravitationnelle induit très peu de glissements (inférieurs à 10 m/Ma), et la faille ne glisse pas

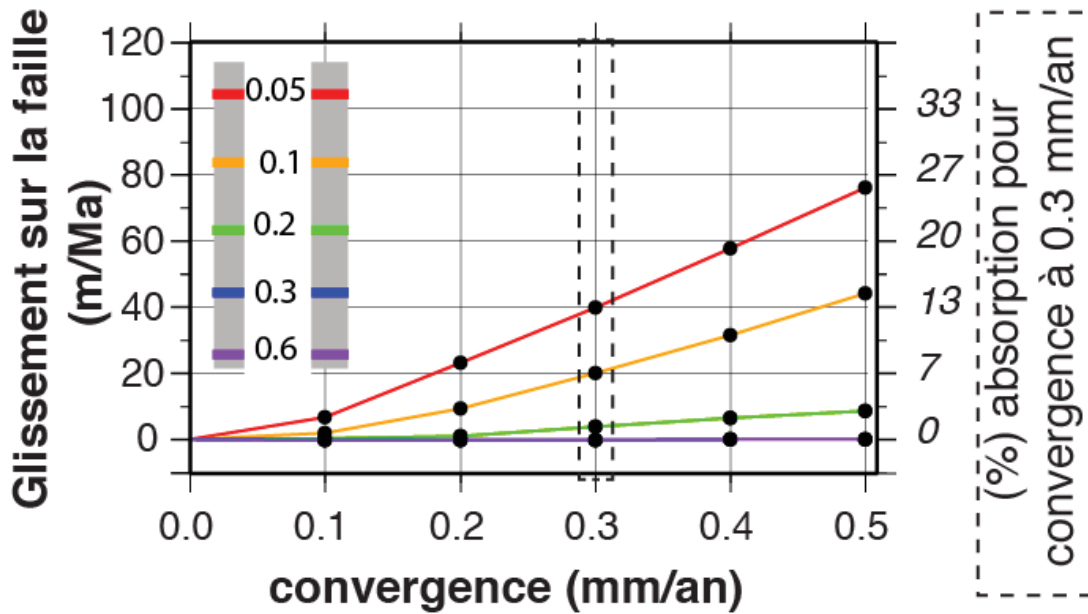


Figure 4.9: Influence du coefficient de friction du plan de faille sur le taux de glissement (les valeurs négatives indiquent un jeu inverse) en fonction du taux de convergence. Les processus de surface ne sont pas appliqués, les modèles sont soumis à un champ de température dû à la remontée de l'asthénosphère. La couleur des courbes est fonction du coefficient de friction du plan de faille à 60° sont de 0.05 (rouge), 0.1 (orange), 0.2 (vert), 0.3 (bleu), et 0.6 (violet). Les courbes bleue et violette sont confondues, aucun glissement n'est enregistré pour ces coefficients de friction. Les glissements ont été convertis en pourcentage d'absorption du taux de convergence à 0.3 mm/an.

pour un taux de convergence inférieur et égal à 0.2 mm/an. L'ajout de la topographie provoque une augmentation par un facteur 4 environ des taux de glissements, et le taux de convergence augmente encore les valeurs de glissement. Pour le modèle de référence, l'augmentation est linéaire, et d'un taux de convergence nul à un de 0.5 mm/an le glissement augmente de 3.2 à 40 m/Ma.

Lorsqu'aucune convergence n'est appliquée, c'est le modèle soumis aux processus de surface qui montre les valeurs de glissements les plus importantes. Lorsque les modèles sont soumis à la convergence, les modèles non soumis aux processus de surface ont les glissements les plus importants. En nous basant sur les résultats de l'étude sur les Pyrénées Centrales (article du chapitre 2) on peut supposer que la sédimentation puisse réduire les glissements en augmentant la contrainte normale sur la faille.

Les profils de vitesses de surface horizontales et verticales sont montrés sur la figure 4.10 B et C, pour le modèle de référence (topographie de la Marge Ligure), soumis aux processus de surface et des taux de convergence nul, de 0.2 et de 0.5 mm/an. L'augmentation des taux de convergence diminue l'extension dans la partie Nord. Des taux de convergence supérieurs à 0.2 mm/an induisent ainsi de la compression sur l'ensemble du modèle. Associée à la diminution de l'extension, il y a celle du soulèvement de la partie Nord. En comparant les profils de vitesses verticales des différents taux de convergence, on remarque une translation vers le bas. Cette

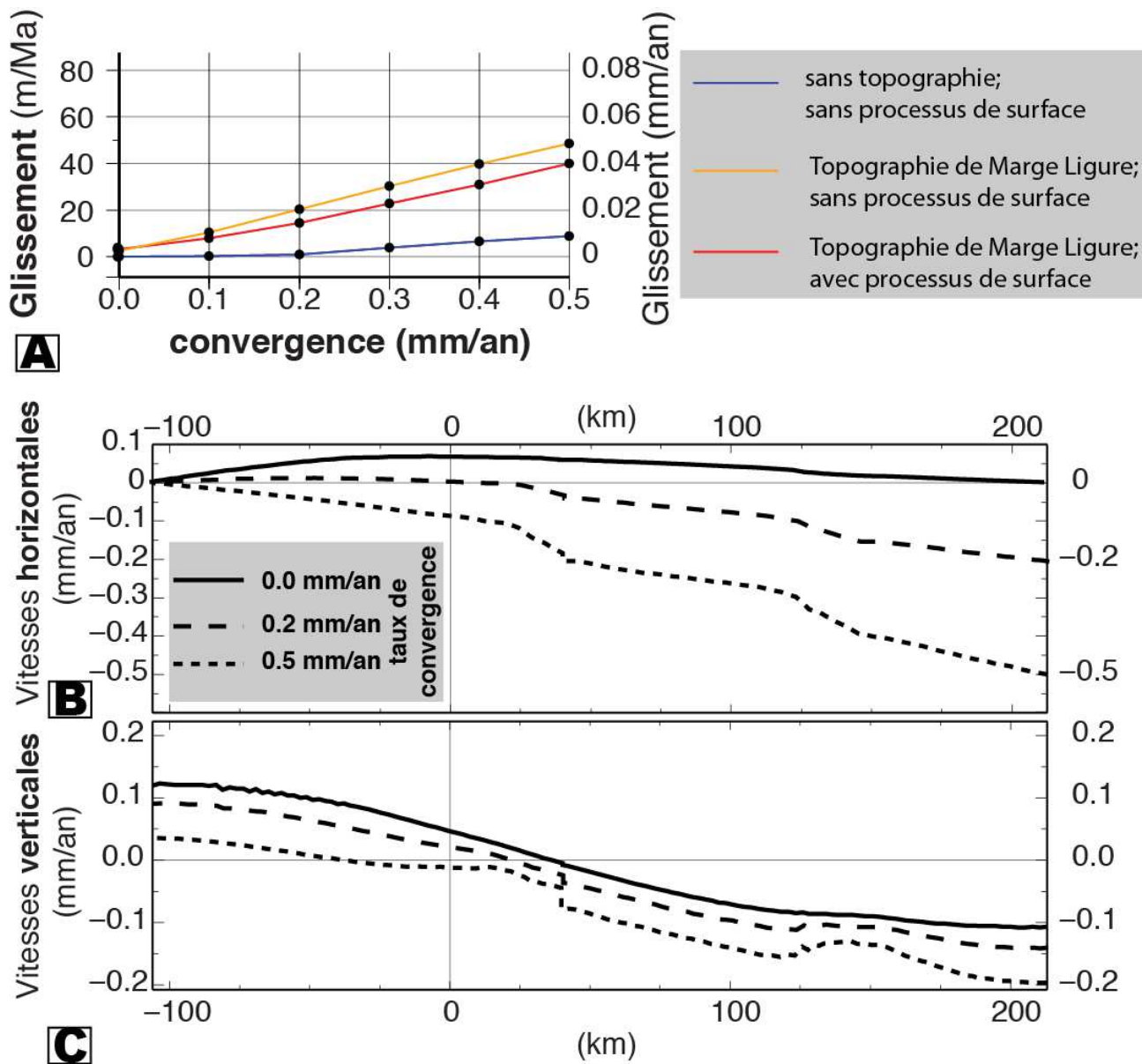


Figure 4.10: A) Influence de la topographie et des processus de surface sur le taux de glissement (les valeurs négatives indiquent un jeu inverse) en fonction du taux de convergence, pour un plan de faille à 60°, un coefficient de friction égal à 0.2 et un champ de température "chaud". Bleu : modèle sans topographie et sans processus de surface ; modèle avec la topographie de la Marge Ligure (définie fig. 4.4 C) Orange : sans processus de surface, Rouge : avec processus de surface. Pour des taux de convergence nul en trait plein, de 0.2 mm/an en tirets et de 0.5 mm/an en pointillés les profils de vitesses de surface B) horizontales et C) verticales.

subsidence généralisée pourrait être due au changement de la masse volumique induit par la compression du modèle. Ainsi, une masse volumique augmente ce qui modifie l'équilibre isostatique et induit une subsidence. D'autre part, avec l'augmentation du taux de convergence, la marge Corse subsiste moins que les parties qui l'entourent. Il est aussi possible que le soulèvement induit par la dénudation diminue la subsidence généralisée par la convergence. Ainsi, le différentiel de vitesses aux niveaux de la faille est moins important avec la réponse aux processus de surface et le taux de glissement est réduit.

Dans une situation convergente la croûte se déforme aux niveaux des marges, où la topographie et le Moho montrent un fort gradient. Ces déformations pourraient expliquer en partie le fait que le glissement sur le plan de faille n'absorbe que 10% de convergence.

4.1.5 Synthèse des résultats et temps de récurrence

Les structures et les mécanismes responsables de la sismicité compressive modérée de la Marge Ligure, une région fortement peuplée, ne sont pas clairs, c'est ce qui a motivé notre étude. Pour explorer l'impact de différents facteurs sur le glissement d'une structure héritée nous avons modélisé une coupe lithosphérique 2D allant du Massif de l'Argentera à la Corse en passant par le bassin Ligure. La Marge Ligure est le lieu de nombreuses transitions, en particulier celle juxtaposant une zone en extension soumise à l'érosion, le Massif de l'Argentera, à une zone en compression où s'accumulent les sédiments, le Bassin Ligure. Nos études précédentes sur les Pyrénées suggèrent que les processus de surface (dénudation et sédimentation) de ces zones puissent expliquer les déformations. Nous avons donc testé l'impact des processus de surface et gravitaire, ainsi que l'effet des conditions aux limites sur la réactivation en faille inverse d'une structure héritée du rifting dont l'émergence est localisée au pied de la marge nord du Bassin Ligure mais dont les géométries n'ont pu être déterminées.

Dans nos modèles, voisins de ceux employés par [Béthoux et al. \(2008\)](#), nous avons inséré une faille frictionnelle au pied de la marge où les déformations s'accumulent dans leurs modèles. Nous supposons que deux principales structures héritées de la phase de rifting peuvent être réactivées : les failles normales à pendage Sud et la transition fragile-ductile réactivée sous forme de chevauchement intra-crustal à pendage Nord. Nos modèles montrent que pour tous les pendages et toutes les vergences, ce plan est réactivé en faille inverse. Il est donc difficile de différencier la source sismogène entre les deux structures héritées. Lorsque aux limites du modèle aucune convergence n'est appliquée, la dénudation et la sédimentation activent les plans de faille et induisent des zones de déformations compatibles avec les observations : extension et soulèvement au Nord et compression et subsidence au Sud. Pourtant, les glissements obtenus

sont très faibles et permettent d'expliquer seulement deux à trois séismes de magnitude 6 par million d'année, comme celui ressenti en 1887. Contrairement à notre intuition de départ, ce ne sont probablement pas les processus de surface qui permettent d'expliquer la sismicité modérée de la Marge Ligure. C'est pourquoi nous avons modifié les conditions aux limites en testant l'impact d'une légère convergence.

Si une convergence (dans la limite de ce qui est détectable par les mesures GPS) est appliquée à nos expériences, le glissement sur le plan de faille augmente considérablement. Plus précisément, d'après nos expériences, les conditions qui permettent d'obtenir le plus de glissement sur un plan de faille situé à 40 km au sud de la côte correspondent à un plan rectiligne, avec un coefficient de friction de 0.05, d'une longueur supérieure à 15 km et d'un pendage de 30° vers le Nord ce qui permet d'atteindre la profondeur de transition fragile-ductile définie par le champ de température « froid ». Cette configuration s'accorde avec la réactivation du chevauchement intra-crustal pour une lithosphère ayant atteint son rééquilibrage thermique post-rift. Le coefficient de friction est très mal contraint, mais en considérant que ce sont des structures héritées qui sont réactivées on peut supposer un coefficient avec une valeur assez faible (Vernant and Chéry, 2006a).

En revanche, étonnamment, lorsque les processus de surface sont appliqués à un modèle soumis à de la convergence, le glissement sur le plan de faille est moins important que lorsqu'il n'y a pas de dénudation et de sédimentation. On peut supposer que la convergence est le mécanisme le plus efficace pour activer le glissement du plan de faille et que la sédimentation augmente la contrainte normale sur le plan ce qui diminue le glissement. Notons que les taux de dénudation appliqués aux modèles surestiment les taux de sédimentation estimés par Savoye and Piper (1993). Si l'on réduisait le taux de sédimentation de nos modèles, on aurait probablement une augmentation des taux de glissements.

Il faut souligner que nos modèles sont en 2D, ce qui peut limiter ou altérer la prise en compte des forces gravitaires de cette zone complexe. Nous avons montré en retirant les potentiels d'énergie gravitationnelle que, sans leur présence, le glissement est très faible. Comme les forces gravitaires augmentent les taux de glissement sur la faille, leur prise en compte dans un modèle 3D permettrait peut être de concentrer les déformations sur le pied de la Marge. D'autre part, nos expériences prennent en compte une géométrie proche de l'équilibre isostatique entre la topographie et le Moho. Elles ne reflètent donc pas le déséquilibre isostatique possible induit par un Moho plus profond comme le suggèrent Chamot-Rooke et al. (1997) à partir de l'inversion des données gravimétriques. On peut penser que ce déséquilibre puisse aussi augmenter l'impact des forces gravitaires et donc le glissement sur le plan de faille.

Nous avons calculé les temps de récurrence pour un séisme de magnitude 6 en considérant le cas de figure entraînant les vitesses de faille le plus importantes. Ce cas « idéal » soumis à la convergence est une faille avec un pendage de 30°, un coefficient de friction de 0.05 dans une lithosphère « froide » (tableau 4.2). Bien que les processus de surface réduisent le glissement, nous avons choisi de garder ce facteur pour se rapprocher de la configuration actuelle de la marge.

	Convergence					
	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5
Glissement (m/Ma)	42.8	108	194.4	297	418.5	541
Temps de récurrence (ans) pour un Mw=6	23 809	9 259	5 144	3 367	2 390	1 850

Table 4.2: Les taux de glissements pour différents taux de convergence obtenus pour le cas permettant le plus de glissement, c'est un plan de faille à 30° avec un coefficient de 0.05, un champ de température "froid", le modèle n'est pas soumis aux processus de surface. Les temps de récurrence associés aux glissements ont été calculés en considérant un glissement caractéristique d'un mètre pour un séisme de Mw=6.

En considérant le cas provoquant le plus de glissement avec un taux de convergence de 0.2 mm/an, qui serait non détectable par les mesures GPS, on obtient un temps de récurrence d'environ 5 000 ans pour un séisme de magnitude 6. Ce laps de temps se rapproche de ceux des régions à faible taux de déformation, mais reste un ordre de grandeur au dessus de 200 à 300 ans qui est celui proposé par [Courboux et al. \(2007\)](#). Ce temps de récurrence proposé par [Courboux et al. \(2007\)](#) a été défini en prolongeant la courbe de distribution de séismes de faible magnitude en fonction de leur fréquence. Ce temps de récurrence induit des taux de glissement de plus de 4000 m/Ma sur le plan de faille, ce qui semble impossible. En effet, une vitesse de glissement de 4 mm/an est très supérieure au taux de convergence qui est inférieur à 1 mm/an. Nous sommes loin de ce résultat avec nos modèles, ce temps de récurrence de 200 à 300 ans est vraiment court pour une zone à faible taux de déformation. Il serait intéressant, comme dans l'article du chapitre 2, de comparer la somme des moments sismiques de la zone et les taux de glissements obtenus par nos modélisations, ce qui serait une autre façon d'estimer la vitesse de glissement du plan de faille et donc un temps de récurrence.

Nos expériences suggèrent que la source sismogénique corresponde à la réactivation d'un chevauchement intra-crustal. Si c'est le cas, il devrait y avoir un soulèvement de la Marge Ligure associé à ce glissement. Comme le séisme a eu lieu en mer, l'étude paléo-sismologique serait sous-marine donc assez ambitieuse. Dans un premier temps, la quantification des marqueurs morphologiques (replats d'érosion, terrasses marines, ...) de cette surrection pourrait apporter de premiers éléments de réponse sur l'activité sismique de cette zone. Néanmoins, il faut garder

en mémoire que l'origine du soulèvement peut être aussi liée à la réponse de la lithosphère à la dénudation. Quantifier le soulèvement et la dénudation permettrait de discuter la part du taux de soulèvement à attribuer au rejeu du chevauchement intra-crustal.

4.2 Déglaciation et soulèvement des Alpes

4.2.1 Rebond isostatique post-glaciaire et mouvements verticaux

4.2.1.1 Le dernier maximum glaciaire

Le dernier maximum glaciaire correspond à la période Würm dont l'apogée a eu lieu entre 25 000 et 18 000 ans. Grâce aux blocs erratiques des moraines datés et retrouvés dans les avant-pays et les études géomorphologiques (van der Beek and Bourbon, 2008), la paléogéographie de la couverture glaciaire des Alpes Occidentales a été reconstituée (Coutterand, 2010). Le glacier alpin était le plus étendu du Sud de l'Europe avec 600 km de largeur et 200 km de long. Son épaisseur était variable, jusqu'à 3 000 m dans les Alpes centrales, et 1 000 m de glace dans les vallées, très peu de sommets dépassaient du plateau glaciaire. Sur la figure 4.2 B on peut voir l'étendue simplifiée des zones englacées, l'isocontour de 250 m descendant jusqu'au Sud des Alpes Occidentales. Au premier ordre, cette répartition coïncide avec celles affectées par le soulèvement (fig. 4.2 A). C'est ce qui a motivé notre étude.

La déglaciation Würmienne est assez complexe, avec l'individualisation des flux glaciaires, et avec des avancées et des reculs des glaciers. De plus, les variations climatiques à court terme perturbent le début de cette période interglaciaire, la chute des températures lors du petit âge glaciaire du XIV au XVIII^{ème} siècle provoquant une importante dernière avancée des glaciers Schimmelpfennig et al. (2014).

Pour simplifier ces observations, nous appliquons dans nos modélisations une couverture glaciaire d'une épaisseur de 500 m sur la zone de relief. De plus, nous considérons que la déglaciation débute il y a 20 000 ans, et que celle-ci intervient de façon linéaire sur 10 000 ans.

4.2.1.2 Les modèles existants et reliant rebond isostatique et mouvements verticaux

Gudmundsson (1994) est l'un des premiers à relier les mouvements verticaux mesurés, la rhéologie et le rebond isostatique post-glaciaire Würmien dans les Alpes Suisses. Il met en valeur l'importance de l'épaisseur élastique sur l'amplitude des taux de soulèvement. Ces résultats sont prometteurs en suggérant que la déglaciation Würmienne puisse expliquer un ordre de grandeur du signal vertical.

Afin de prédire les variations long terme du niveau marin en Méditerranée, Stocchi et al. (2005) ont étudié l'impact de la disparition des calottes glaciaires européennes Pléistocènes et des glaciers des Alpes sur les mouvements verticaux. Pour cela, ils se basent sur un modèle visco-élastique d'une Terre sphérique et symétrique (fig. 4.11 C1) avec une couche élastique

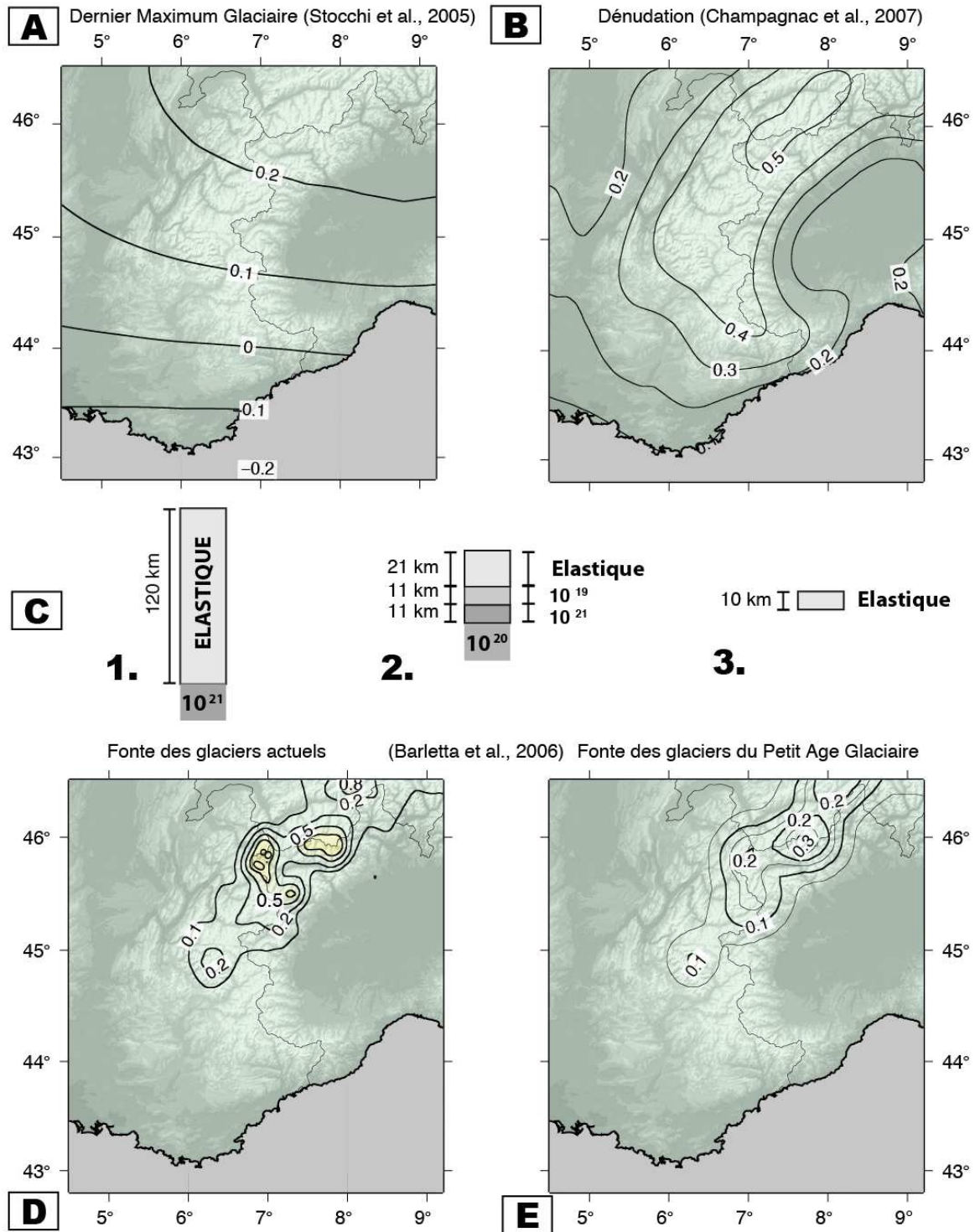


Figure 4.11: Résultats des études sur la relation entre les mouvements verticaux (en mm/an) et la déglaciation pour les Alpes occidentales. Ces résultats sont basés sur des modèles représentés en C) Les zones grisées foncées indiquent des zones visqueuses en Pa.s.

A) Réponse de la déglaciation Würmienne (Stocchi et al., 2005) pour des modélisations d'une Terre sphérique et symétrique avec une couche élastique de 120 km (C1) B) Réponse flexurale à la dénudation appliqué durant 1 Ma sur une plaque élastique mince de 10 km d'épaisseur (C3) d'après Champagnac et al. (2007) D) La fonte des glaciers des dix dernières années induit une réponse rapide de la partie élastique des modèles (C2) de Barletta et al. (2006) les couches visqueuses expliquent la réponse due à la fin du petit âge glaciaire. (Homogénéisation des cartes effectuées par J-M Nocquet)

de 120 km d'épaisseur et un manteau avec une viscosité de l'ordre de 10^{21} Pa.s. Les résultats montrent un mouvement vertical à grande longueur d'onde avec des vitesses de surrection autour de 0.2 mm/an dans les Alpes et de la subsidence le long de la côte méditerranéenne au sud des Alpes (fig. 4.11 A). Les valeurs maximales de surrection prédites par ce modèle sont un ordre de grandeur plus faible que le signal vertical mesuré.

D'après [Persaud and Pfiffner \(2004\)](#), la déglaciation du maximum glaciaire Würmien n'est pas suffisante pour expliquer le soulèvement en Suisse, c'est pourquoi [Barletta et al. \(2006\)](#) s'intéressent à l'impact de la déglaciation suivant le petit âge glaciaire qui débute à partir des années 1850. En se basant sur un modèle habituellement utilisé pour les études post-sismiques (fig. 4.11 C2), [Barletta et al. \(2006\)](#) testent l'impact d'une part de la déglaciation au petit âge glaciaire, et d'autre part celui du changement de volume récent des glaciers alpins (respectivement fig. 4.11 E et D). Les modèles sont relatifs aux Alpes Occidentales (France et Suisse). Les taux de soulèvements de 0.2 associés à la fin du petit âge glaciaire bien que spatialement très différents rappellent ceux obtenus par [Stocchi et al. \(2005\)](#) pour la déglaciation du dernier maximum glaciaire 8 000 ans auparavant. En revanche, les soulèvements induits par la fonte des glaciers entre 1996-1999 sont plus élevés avec un taux maximum de 0.8 mm/an ce qui correspond à la moitié du signal vertical mesuré. D'après les auteurs, ces forts taux sont liés d'une part à la réponse élastique immédiate, et d'autre part ces mêmes auteurs notent que réduire la viscosité augmente les valeurs de soulèvement sans modifier la répartition des zones affectées.

Un dernier facteur induisant une redistribution des masses à la surface est la dénudation. [Champagnac et al. \(2007\)](#) montrent que les taux de dénudation de l'ordre de 0.75 mm/an proposés par [Kuhlemann et al. \(2001\)](#), appliqués durant 1 Ma, expliquent près de 50% du soulèvement observé. Le modèle utilisé est une plaque mince élastique, les auteurs ayant testé des épaisseurs variant entre 7 et 25 km. Les résultats présentés figure 4.11 B correspondent à une épaisseur élastique de 10 km. La réponse flexurale de la plaque induite par la dénudation montre des gradients de vitesses verticales modélisées inférieurs aux gradients horizontaux des vitesses de soulèvement observées. De plus, ils montrent que réduire l'épaisseur élastique augmente les gradients et l'amplitude du soulèvement modélisé.

Les différentes contributions que nous venons de présenter s'échelonnent dans le temps :

- la déglaciation du dernier maximum glaciaire, il y a près de 10 000 ans,
- la déglaciation du petit âge glaciaire, il y a près de 200 ans,

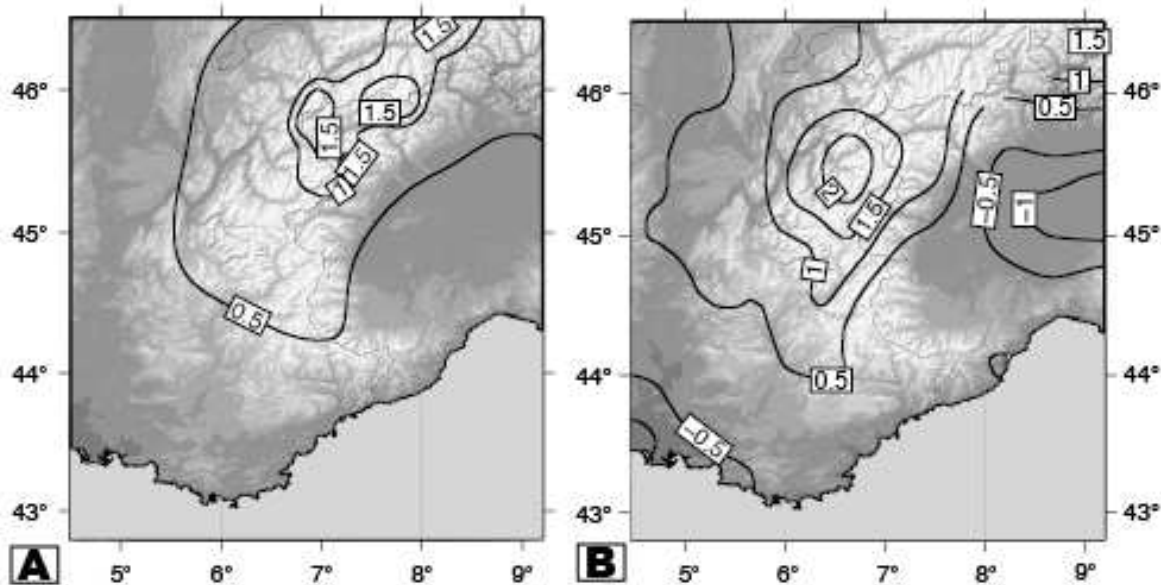


Figure 4.12: Comparaison entre **A**) la sommation de toutes les contributions au rebond isostatique (voir dans le texte) **B**) le signal géodésique (GPS + nivellement) ne prend pas en compte les mesures effectuées en Suisse ce qui limite la zone présentant un fort taux de soulèvement (communication personnelle de J-M Nocquet)

- la fonte importante des glaciers alpins ces dernières années,
- la dénudation persistante, active depuis la formation de l'orogène avec des taux variables, et qui agit toujours à l'heure actuelle, ce qui permet de la mesurer.

De la dizaine d'années à la dizaine de milliers d'années, le retrait des glaciers alpins induit une réponse visco-élastique qui peut influencer le signal vertical actuellement mesuré. De plus, on peut imaginer que les contributions récentes influencent significativement la vitesse géodésique verticale.

On peut se demander si la sommation de toutes ces contributions est en mesure d'expliquer le soulèvement enregistré par les mesures GPS. La figure 4.12 permet de comparer le signal induit par la somme de toutes ces contributions possibles et le signal géodésique actuel. Au premier ordre, on retrouve la tendance au soulèvement des zones à forte topographie. Toutefois, notons que les données du signal vertical ne tiennent pas compte des données Suisses, ce qui limite la zone à fort taux de soulèvement, alors que les modèles de réponses aux déglaciations et dénudations présentent un fort signal vertical pour cette zone qui a été largement englacée. Cela explique que le maximum du signal dû à la sommation des contributions soit situé un peu plus au Nord-Est que celui mesuré par la géodésie. A la bordure des Alpes, les résultats de la sommation des modèles ne reflètent pas les variations à courte longueur d'onde des données géodésiques (comparaison entre fig. 4.12 A et B).

Enfin, la somme des réponses aux différentes déglaciations et la dénudation actuelle n'explique que 60% du soulèvement des Alpes. Il est possible que des mécanismes profonds soient aussi

à l'origine du soulèvement, comme proposé par plusieurs auteurs (Lippitsch, 2003; Piromallo, 2004).

4.2.1.3 Considérations rhéologiques

Les modélisations présentées précédemment mettent en évidence l'importance d'une plaque élastique peu épaisse et/ou de viscosité assez faible pour répliquer le signal géodésique actuel dans les Alpes.

D'autres domaines continentaux ont fait l'objet d'études reliant les mouvements verticaux induits par le rebond post-glaciation et la rhéologie du manteau supérieur. La fonte de la calotte glaciaire du Nord de l'Europe provoque encore d'importants soulèvements des régions fennoscandiennes, Klemann and Wolf (1999) proposant que cette réponse soit due à une lithosphère composée d'une croûte inférieure avec une faible viscosité de 10^{17} Pa.s et un manteau à 10^{21} Pa.s. En Patagonie, les forts soulèvements liés à la déglaciation seraient dus à une asthénosphère à faible viscosité (Ivins and James, 2004). Des auteurs ont testé l'impact d'une hétérogénéité à faible viscosité dans les modèles de rebond post-glaciaire. Pour la côte Est de l'Amérique du Nord (Di Donato et al., 2000) et les côtes Australiennes (Kendall, 2003) les modèles comprennent une couche de 15 km d'épaisseur à faible viscosité, de 10^{18} Pa.s, dans une plaque élastique de 80 km d'épaisseur sur un manteau de 10^{20} Pa.s pour expliquer les variations du niveau marin. Pour la zone Nord Est américaine, Wu and Mazzotti (2007) mettent en évidence l'importance d'une discontinuité verticale dans la lithosphère, plutôt qu'horizontale. En effet, une zone ayant une viscosité de 10^{20} à 10^{21} Pa.s et de 25 km de large du milieu de la croûte au manteau a un effet important sur la localisation du soulèvement observée par GPS. Ce phénomène pourrait réduire l'étalement de la réponse flexurale observé dans nos modèles et ceux de Champagnac et al. (2007).

Dans l'article ci-après, nous explorons l'influence de la rhéologie crustale et mantellique sur les mouvements verticaux dans les Alpes, en considérant notamment la présence d'une hétérogénéité rhéologique dans la lithosphère. En nous basant sur les conclusions des études géophysiques dans les Alpes Occidentales (profondeur de la sismicité ex : Deichmann (1992), étude de flexure associée aux données de gravimétrie ex : Macario et al. (1995); Stewart and Watts (1997)), nous proposons un modèle 2D incorporant :

- une épaisseur variable de la couche élastique : on passe d'une épaisseur entre 30 et 40 km dans les avant-pays à une dizaine de kilomètres sous la haute chaîne ;
- une zone à faible viscosité associée à une racine crustale chaude (chaleur radiogénique) ;
- une plaque mince sous crustale à forte viscosité représentant la partie résistante du manteau supérieure de la plaque Européenne impliquée dans la subduction. Sa géométrie n'est

pas continue sous la racine crustale, laissant un passage entre la zone à faible viscosité crustale et le manteau lithosphérique inférieur.

4.2.2 Article en préparation pour GRL

The geodetic uplift of the Alps : the signature of ice cap melting over a weak lithosphere ?

Authors : Chéry, J., Genti, M., Vernant, P.

Geosciences Montpellier, CNRS-Université de Montpellier, France

Abstract

More than 10 years of geodetic measurements demonstrate an uplift rate of 1-3 mm/yr of the high topography region of the Alps. By contrast, no significant horizontal motion has been detected. Using a simple thin elastic plate model, it has been proposed that isostatic response to denudation may be responsible for only a fraction of the observed uplift. Another source of uplift could be related to the rebound induced by the Würmian ice cap melting. However, current post-glacial rebound models predict a broader uplifting region than the one evidenced by geodetic observations. Based on rheological and thermal considerations, we infer that the rheology of the inner Alps is markedly weaker than the surrounding forelands. Using a numerical model to fit the geodetic data, we show that this anomalous uplift rate is favoured by a viscous crustal body of 10^{21} Pas. Also, this motion only occurs if the strong uppermost mantle beneath the Moho is interrupted across the Alps, therefore allowing the continuity of the asthenosphere between the crust and the mantle.

Keywords : Alps, vertical motion, postglacial rebound, geodesy, lithosphere rheology

Geodetic uplift of the Alps

The central and western Alps displays a moderate seismicity mostly associated with normal faulting [Tricart et al., 2004; Sue et al., 2007]. This belt-perpendicular extension could be attributed to a topography collapse related to the gravitational potential energy of the mountain [Selverstone, 2005]. In the case of the Alps, gravitational spreading seems not to be compatible with continuous GNSS observations that reveal a present-day uplift around 1 to 3mm/yr [Serpelloni et al., 2013]. Moreover, horizontal geodetic motion are below 0.5mm/yr [Nocquet, 2012], suggesting that vertical uplift rates do not find their origin in horizontal plate motion. As shown by Figure 1, uplifted areas correlate well with high (>1500m) topography except in the southern

Alps where they remain close to zero. If this vertical motion is a persistent feature of the Alpine deformation, at least three processes can be invoked to explain this uplift :

- a slab detachment could result into an isostatic disequilibrium and induce a vertical motion. Such a process could be at work in the Carpathians [Joó, 1992] and may also occur in the Alps [Lyon-Caen and Molnar, 1989; Singer et al., 2014; Fox et al., 2015];
- erosional processes could lead to an isostatic response. Denudation rates provided by ^{10}Be cosmogenic analysis for several watershed gave values of 0.4-1.4mm/yr [Brocard et al., 2003; Hinderer et al., 2010]. An elastic model based on a 10km-thick plate and these denudation rates provides rock uplift rates reaching 0.8mm/yr, hence significantly smaller than geodetic values [Champagnac et al., 2008];
- mass unloading associated to the disappearance of the large Pleistocene ice cover could contribute to present-day uplift. However, large scale plate models [Stocchi et al., 2005a] predict a broad uplift across the Alps, with a maximum uplift rate reaching 0.2 mm/yr, far smaller than the geodetic values. In contrast to the hypothesis of Champagnac, a thick lithospheric plate of 120km was used by Stocchi's study to model the response from deglaciation.

An appealing argument in favour of a glacial origin for the triggering of geodetic uplift comes from the correlation between maximum ice cap thickness and geodetic uplift. Indeed, a near-zero vertical motion occurring in the southern Alps where Wurm glaciation was very mild. By contrast, maximum geodetic uplift occurs in Switzerland where average ice thickness of 1km has been documented. Using a 2D viscoelastic model, we revisit the impact of Holocene deglaciation on vertical motion and we show the strong impact of crustal rheology on the present-day deformation of the Alps.

Modelling the rheological structure of the Alps

The lithosphere rheology and temperature has profound implications on mountain deformation processes as suggested by modelling studies [Beaumont et al., 1994; Serpelloni et al., 2013]. An open question is the strength of the uppermost mantle with has been claimed weak [Maggi et al., 2000; Jackson et al., 2004; Nocquet, 2012] or strong [Joó, 1992; Burov and Watts, 2006]. Also, the lower crust rheology remains poorly known because of its variable composition [Lyon-Caen and Molnar, 1989; Burgmann and Dresen, 2008; Singer et al., 2014; Fox et al., 2015]. We build a mechanical model compatible with our present-day knowledge of the lithosphere rheology, complemented with available geophysical observations in the Alps and its surroundings (Fig. 2). Contrary to Stocchi's layered model, we consider that the Alps encompass a large rheological

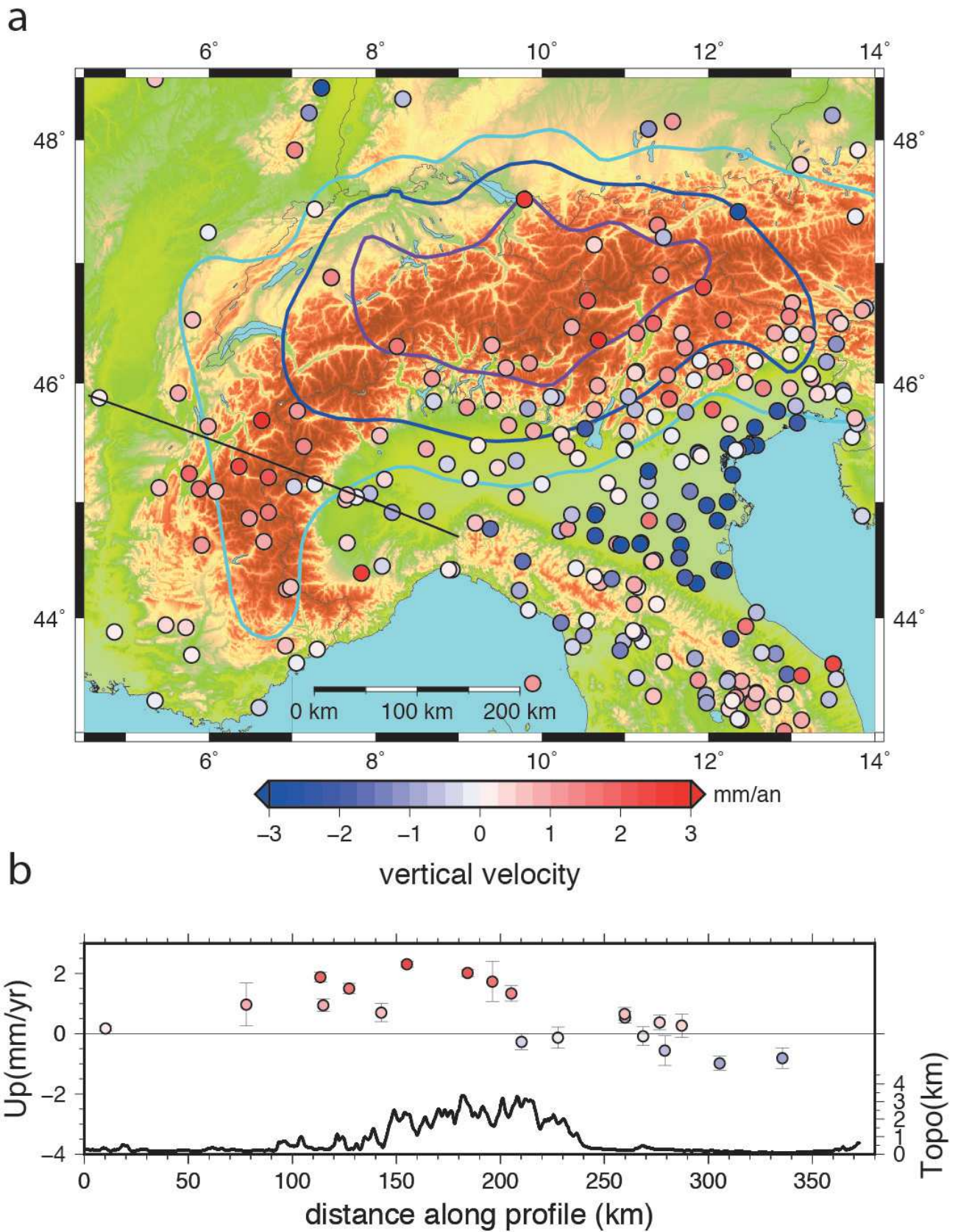


Figure 4.13: Figure 1 : a) Isopachs of Wurmian ice cap [Tricart et al., 2004; Stocchi et al., 2005b; Sue et al., 2007] and vertical geodetic motion of the Alps [Selverstone, 2005; Serpelloni et al., 2013]; b) West-east geodetic uplift across the topography of the western Alps

heterogeneity mostly due to thermal processes. Heat flow measurements in alpine surroundings display large spatial variations [Brocard et al., 2003; Hinderer et al., 2010; Majorowicz and Wybraniec, 2010] with values ranging from 40 to 120 mW/m². The conductive heat flow in alpine mountains is poorly known due to measurements scarcity, strong topographic disturbances and hydrogeologic circulation. However, a simple calculation accounting for the thickened radiogenic crust (reaching 60km) suggests that heat flow may reaches 90-100 mW/m² in the inner part of the Alps. Such high values are compatible with a 350 °C isotherm at 10-15km depth. Because it has been shown a fair correlation between surface heat flow and earthquake depth distribution [Meissner and Strehlau, 1982; Sibson, 1982; Champagnac et al., 2008], the depth of the seismicity in the Alps [Deichmann, 2003; Stocchi et al., 2005a; Béthoux et al., 2007; Lenhardt et al., 2007] provides an indirect information on the thermal state of the upper crust. These studies indicate that most of the crustal seismicity occurs between 0 and 12km depth in the inner Alps. By contrast, seismicity of the Alpine foreland reaches the deepest parts of the crust. We therefore assume that the Alpine foreland crust can be modelled using an entirely elastic crust of 30km thickness and we reduce this elastic thickness to 10km for the inner Alps following Champagnac's hypothesis. Below 10km, we assume that crustal deformation occurs by thermally activated viscous processes that we model using a linear viscoelastic Maxwell model. Because lower crustal rheology is expected to vary largely as a function of composition and temperature, we test a wide viscosity range (10²⁰-10²³ Pas). Below the crust, the strength of the continental uppermost mantle has been the locus of much debate. This part of the lithosphere has been considered as strong with respect to the lower crust [Brace and Kohlstedt, 1980], but some authors provided contrary arguments based on seismicity and flexural analysis [Maggi et al., 2000]. For the European plate, this subcrustal plate may correspond to the remnant of the continental mantle subduction that ceased at the end of the Miocene [Lardeaux et al., 2006]. We assume this subduction should be guided by a strong uppermost mantle and we use a viscosity of 10²⁴ Pas. At greater depth, the upper mantle viscosity is relatively well constrained by post-glacial rebound observations and models [Milne et al., 2001] and we test here a viscosity range between 10²⁰ and 10²¹ Pas. We model the deformation and associated uplift of this Alpine rheological model under the weight of Würmian glaciation. Because the model is submitted to body forces, the resulting deformation occurs in response from both rheological stratification and density variation associated with topography and crustal root. In order to separate these deformation sources, we also run a model similar to the one of Figure 2 (named Alpine model) but with a flat topography and Moho (named Flat model). According to [Stocchi et al., 2005a], we assume for both models that the surface is covered by an average ice thickness reaching 500m over a width of 100km (Fig. 2). The experiment accounts for model equilibration (-200 to -140kyrs), onset of

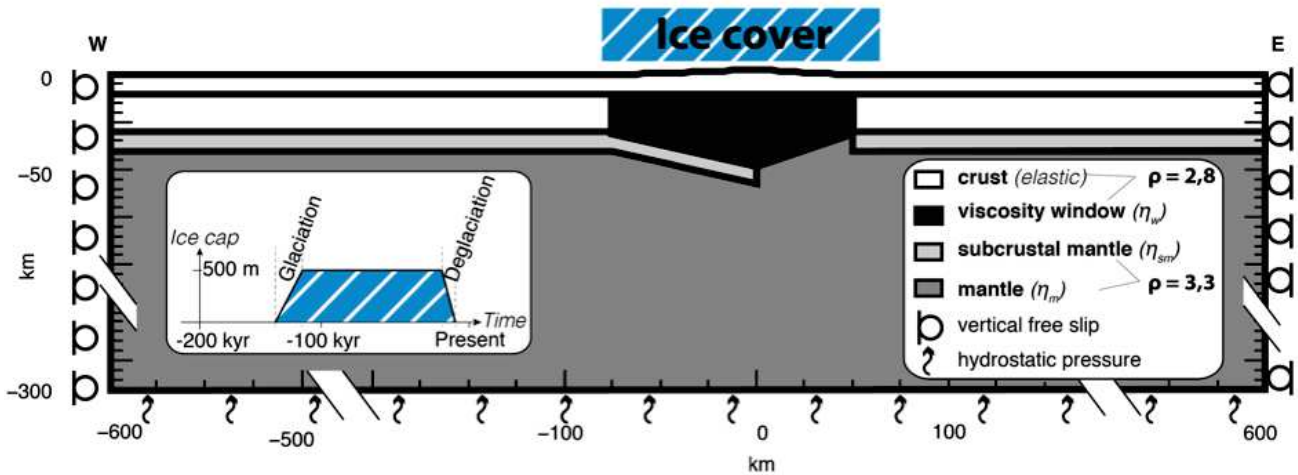


Figure 4.14: Figure 2 : model setting of alpine deglaciation. Lateral boundary conditions are set to zero for horizontal velocity component and are slip free for vertical motion. Hydrostatic pressure is set at the base of the model. The ice cover change shown in the inset is modeled using a dynamic mesh update.

glaciation (-140 to -120 kyrs) and ice cap retreat (-21 to -10 kyrs).

Results

We present in the Table 1 and in Figures 3 and 4 the results associated with the most significant experiments. Among the tested viscosities, only a low viscosity of 10^{21} Pa s for the crustal root (Fig. 3, case c) leads to a high and localized uplift coherent with the geodetic data. The good spatial correlation between ice load and uplift is due to the low rigidity of alpine mountains whose strength is mostly restricted to the elastic upper crust. Higher viscosities of 10^{23} and 10^{22} Pas (Fig. 3a, cases a and b) produce a moderate and distributed uplift with maximum values lower than 0.5 mm/yr. Because a viscous lower crust of 10^{23} Pa s is nearly equivalent to an elastic layer, this small and widespread uplift is equivalent to a flexural response of a 30km thick elastic crustal plate.

In addition to crustal root viscosity, the lateral continuity of the uppermost mantle also impacts the present-day uplift pattern. Assuming a continuous lid of a strong uppermost mantle (10^{24} Pas) across the Alps (Fig. 3, case f) largely decreases the uplift rates (maximum 0.8 mm/yr) with respect to case c (maximum 1.8 mm/yr). Two processes may explain this difference (1) the increase of plate rigidity beneath the Alps due to upper crust and uppermost mantle elastic bodies; (2) the closure of the connection between the low viscosity reservoirs associated with respectively alpine lower crust and upper mantle. The viscosity of the upper mantle has also a critical impact on present-day vertical motions. Indeed, a viscosity larger than 10^{21} Pas induces a 200km wide bulge and a long lasting uplift rate (Fig. 3, case e) with a maximum present-day

	crustal root viscosity (Pas)	Upper mantle viscosity (Pas)	Broken up- permost mantle	Uplift			
				Alpine model		Flat model	
case				-75 km	0 km	-75 km	0 km
a	10^{23}	10^{20}	Yes	0.0	0.0	0.0	0.1
b	10^{22}	10^{20}	Yes	0.0	0.4	0.0	0.5
c	10^{21}	10^{20}	Yes	-0.1	1.8	-0.2	1.3
d	10^{20}	10^{20}	Yes	1.2	1.4	-0.2	0.8
e	10^{21}	10^{21}	Yes	1.0	2.6	1.0	2.5
f	10^{21}	10^{20}	No	0.0	0.7	-0.4	0.8

Table 4.3: Table 1 : Rheological layering and present-day uplift of experiments ; Uplift values are given for mountain center ($x=0$ km) and in the foreland (see Fig. 2 and 3 for location).

uplift rate of 2.6mm/yr. In addition to widen the present-day uplift, mantle viscosity significantly affects time evolution of vertical motions (Fig. 4a). Indeed, a viscosity of 10^{20} Pas results into a high amplitude motion during the millennia following the onset of glaciation or deglaciation with a maximum uplift rate of 14mm/yr. This time dependent behaviour is coherent with a mantle relaxation time having a Young's modulus of 10^{11} Pa and a Poisson ratio of 0.25. Increasing mantle viscosity to 10^{21} Pas results into a delayed response during ice cap retreat with a maximum uplift rate reaching only 8mm/yr.

Rheological requirements for a narrow geodetic uplift

Rheology of the Alps : an update

We investigated the effect of a rheological heterogeneity corresponding to a viscous crustal root beneath the Alps. The use of a weak crustal root creates a strain anomaly and a narrow present-day uplift of 1-3 mm/yr similar to the one revealed by geodetic measurements. Only a combination of a crustal root viscosity lower than 10^{21} Pa.s with an uppermost mantle viscosity of 10^{20} Pa.s adequately fits the observations. Such a rheological layering is compatible with crustal and mantle viscosities associated to transient uplift for other continental domains [Thatcher and Pollitz, 2008]. For most of the reported cases, lower crustal viscosities are in the range 10^{20} - 10^{21} Pa.s while mantle viscosities could be substantially lower (10^{18} - 10^{21} Pas). For example, analysis of post-glacial rebound of Fennoscandia suggests mantle viscosities of $5 \cdot 10^{20}$ - 10^{21} Pa.s

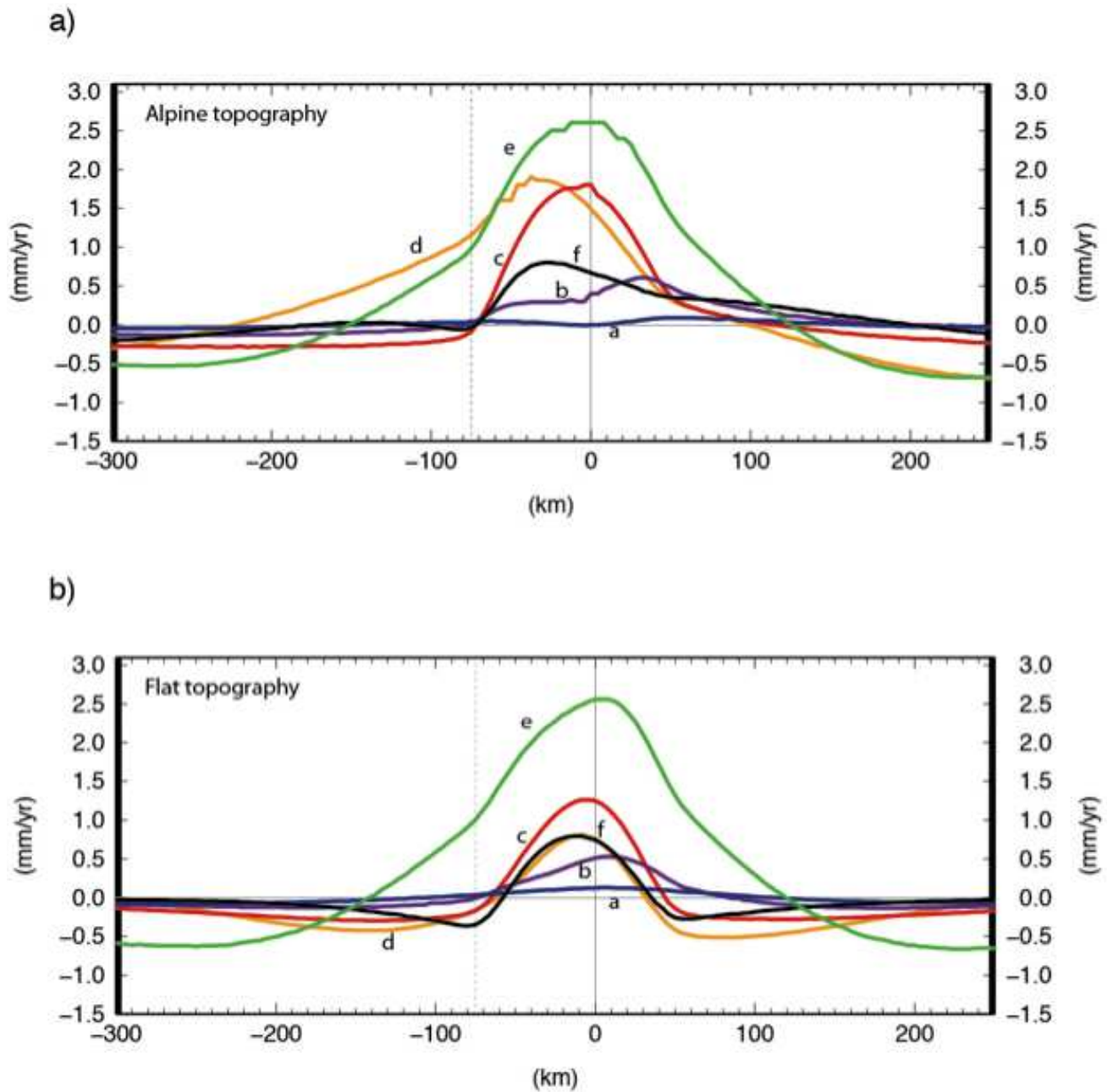


Figure 4.15: Figure 3 : Uplift rate versus horizontal distance for experiments ; a) Alpine model (with topography and crustal root) ; b) Flat model (no topography and crustal root). See table 1 for rheological parameters associated with the labeled curves.

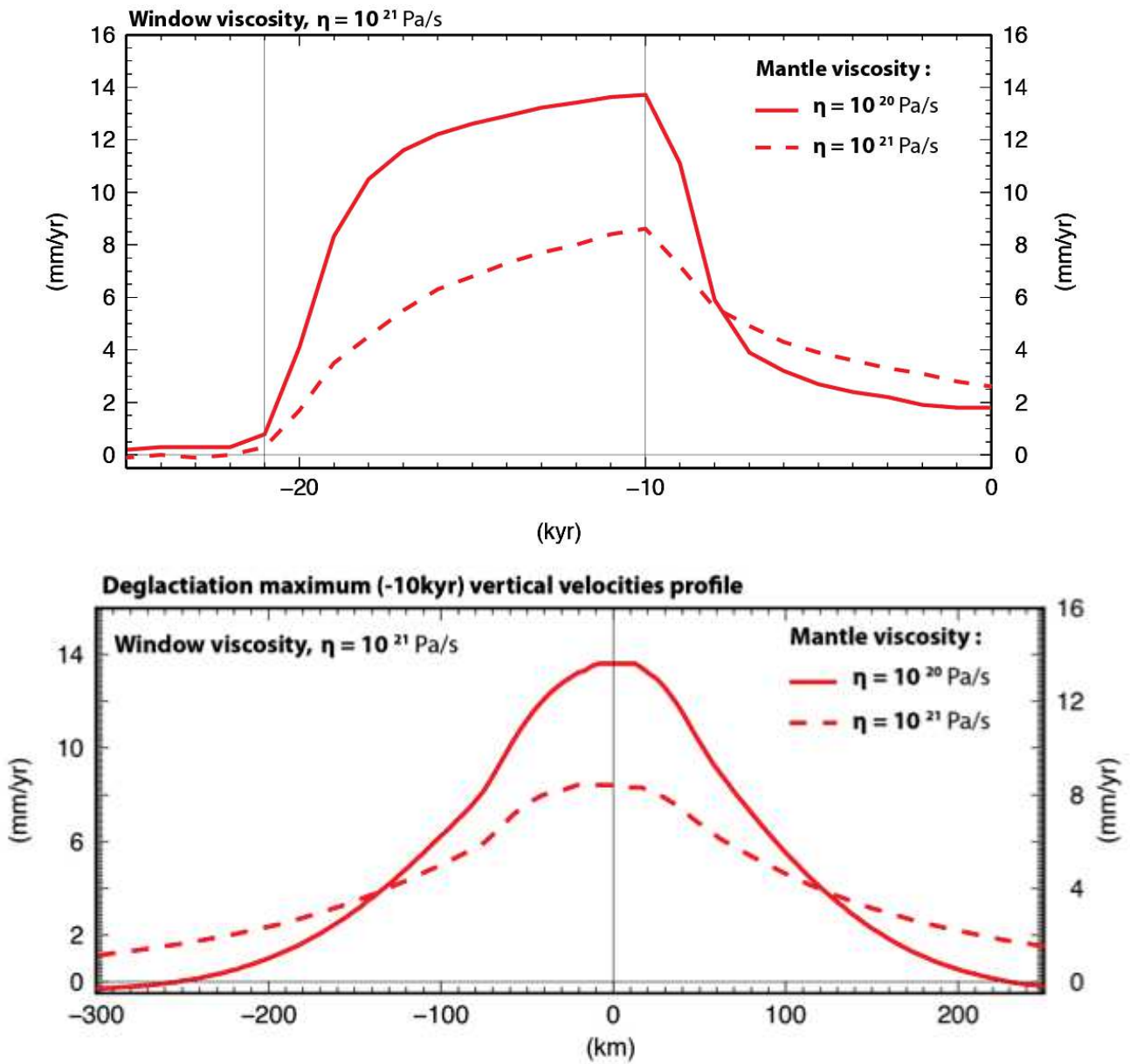


Figure 4.16: Figure 4 : Temporal and spatial patterns associated with the Alpine model; a) Uplift rate evolution between -24 kyrs to present for cases c and e; b) uplift rate distribution for cases at the end of ice retreat (-10 kyrs) for cases c and e.

[Milne et al., 2001], but other estimates made in south-east Alaska [Larsen et al., 2005] lead to lower viscosities for the sub-lithospheric mantle (4.10^{18} Pa.s). Modelling Alpine uplift requires an intermediate viscosity value of 10^{20} Pa.s. Our modelling provides a supplementary information : a high viscosity uppermost mantle beneath the Alps does not alter the relaxation time of the system if the crustal root remains connected to the (lower part of the) upper mantle via a low viscosity channel. This finding appears consistent with high resolution imaging of the Alps showing a disconnection between the subducting European mantle and the uppermost Ligurian mantle [Diehl et al., 2009]. From a rheological perspective, a 50km-wide low viscosity channel allows an efficient crust-mantle flow. The relation between ice cap retreat, lithosphere rheology and narrow geodetic uplift is weakly affected by the topography as shown by the “Flat model”. Therefore, the presence of low viscosity bodies or crustal asthenosphere could be suspected in various geodynamical settings displaying a narrow uplift zone associated with ice cap melting, as shown recently by [Klemann et al., 2007] for the case of southern Patagonia.

Alternate mechanisms for a narrow geodetic uplift

Our rheological model explains well geodetic uplift of the Alps as a postglacial rebound. We discuss how topography denudation and geodynamical processes such delamination or slab sinking may alter this uplift pattern. (1) Because of the existing relation between erosion, relief and drainage area, alpine erosion is restricted to high topography [Champagnac et al., 2009]. This implies that the areas submitted to intense erosion are highly correlated with the ice cap coverage during the Pleistocene. Therefore, introducing denudation as a supplementary unloading factor is likely to produce a similar uplift pattern than the one resulting from deglaciation. Assuming local isostasy and present-day erosion rates of 0.5-1.2mm/yr, a maximum uplift of 0.4-1mm/yr would occur. If this motion superimposes to postglacial rebound associated to case c, a maximum uplift rate of 1.7-2.8mm/yr is expected, still consistent with geodetic observations of vertical motion. (2) A traction or a torque occurring at a slab extremity has been mostly used for explaining topographic or gravimetric features of subduction [Watts, 2001]. Despite Alpine collision terminated since middle Miocene, forces related to slab detachment could be at work as suggested by some authors. These forces are probably low in magnitude because the alpine crust is close to isostatic equilibrium for the external domain of the western Alps [Bayer et al., 1989]. By contrast, internal domains display large positive Bouguer anomalies indicating the presence of uplifted mantle. A comprehensive modelling including slab traction and intra-crustal body forces was recently done [Singer et al., 2014] without showing its impact on topographic uplift.

Implication for tectonic activity during the Holocene

If the coda of postglacial rebound is still detectable today by continuous GNSS, uplift rate was likely much larger during ice cap melting. Using a 10^{21} Pas for lower crustal viscosity, our model (case c) predicts an uplift rate increasing from 1 mm/yr 21 kyrs ago to 13.5 mm/yr 10 kyrs ago (Fig. 4a). The average uplift rate during post-glacial rebound being 10 mm/yr, a cumulated uplift of 110m occurred during this period, close to the local isostatic prediction of 150m associated with the melting of a 500m thick ice cap. If such an uplift really occurred in the Alps during Holocene times, it could have altered or amplified the long-term strain rate associated with tectonic and erosional processes. A consequence of this accelerated uplift could be an extensive strain pattern corresponding to the outer bulge of the crust in a similar way to what have been proposed by [Vernant et al., 2013] for mountain denudation. If this uplift process and extension really occurred, a brittle deformation should have affected the upper crust. In the case of the Alps, two kinds of Quaternary faults have been described so far. First, normal faulting occurs at upper crustal scale roughly perpendicular to the mountain divide as shown by both tectonic and seismological studies [Tricart et al., 2004] [Béthoux et al., 2007]. At smaller scale, sackung faults took place during the Holocene in the vicinity of high topography [Hippolyte et al., 2009]. These faults are generally interpreted as the consequence of glacier withdrawal from alpine valleys that could have change topographic stress equilibrium (debuttressing). In the Alps, cosmogenic dating have shown that the peak of sackung fault activity occurred between 12 and 8 kyrs b.p. and then progressively decreased during the Holocene. According to our model, maximum sackung activity may have occurred in response to high vertical rates associated with ice cap retreat. We propose therefore that Quaternary normal faults and sackung faults on alpine topography have been triggered by a post-glacial uplift, that was in turn controlled by lower crustal and upper mantle viscosities.

Conclusion

Our rheological model supports the idea that a significant part of the geodetic uplift of the Alps may represents the coda of a postglacial rebound occurring during the Holocene. The narrow pattern of vertical motion and its present-day amplitude requires a lower crustal rheology of 10^{21} Pa.s or smaller, while the uppermost mantle must have a viscosity of 10^{20} Pa.s. A specific feature of this model is that a high viscosity uppermost mantle cannot cross the plate boundary between Apulia and Eurasia because a narrow but continuous asthenospheric body must extend from mid-crustal level (15km) until the lower part of the upper mantle. This particular rheological pattern is the only one matching geodetic observations, thus pointing out that a combination

of accurate geophysical imaging and precise geodetic observations bring key constraints on the mechanical behavior of mountain ranges.

Bibliography

Bayer, R., M. T. Carozzo, R. Lanza, M. Miletto, and D. Rey (1989), Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps, *Tectonophysics*, 162(3-4), 203–218, doi :10.1016/0040-1951(89)90244-8.

Beaumont, C., P. Fullsack, and J. Hamilton (1994), Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere, *Tectonophysics*, 232, 119–132.

Béthoux, N., C. Sue, A. Paul, J. Virieux, J. Frechet, F. Thouvenot, and M. Cattaneo (2007), Local tomography and focal mechanisms in the south-western Alps : Comparison of methods and tectonic implications, *Tectonophysics*, 432(1-4), 1–19, doi :10.1016/j.tecto.2006.10.004.

Brace, W. F., and D. L. Kohlstedt (1980), Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *J. Geophys. Res.*, 85, 6248–6252.

Brocard, G. Y., P. A. van der Beek, D. L. Bourles, L. L. Siame, and J. L. Mugnier (2003), Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from 10Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 209(1-2), 197–214, doi :10.1016/S0012-821X(03)00031-1.

Burgmann, R., and G. Dresen (2008), Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle : Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36(1), 531–567, doi :10.1146/annurev.earth.36.031207.124326.

Burov, E. B., and A. B. Watts (2006), The long-term strength of continental lithosphere : “jelly sandwich” or ‘crème brûlée’? *Gsa Today*, 16(1), doi :10.1130/1052-5173(2006)016<4 :TLTSOC>2.0.CO ;2.

Champagnac, J.-D., F. Schlunegger, K. Norton, F. von Blanckenburg, L. M. Abbühl, and M. Schwab (2009), Erosion-driven uplift of the modern Central Alps, *Tectonophysics*, 474(1-2), 236–249, doi :10.1016/j.tecto.2009.02.024.

Champagnac, J.-D., P. van der Beek, G. Diraison, and S. Dauphin (2008), Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France, *Terra Nova*, 20(3), 213–220, doi :10.1111/j.1365-3121.2008.00809.x.

Deichmann, N. (2003), Focal depths of earthquakes below Switzerland, *Swiss Seismological Service*, 1–4.

Diehl, T., S. Husen, E. Kissling, and N. Deichmann (2009), High-resolution 3-D P-wave model of the Alpine crust, *Geophys. J. Int.*, 179(2), 1133–1147, doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04331.x.

Fox, M., F. Herman, E. Kissling, and S. D. Willett (2015), Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion, *geology*, 43(5), 379–382, doi :10.1130/G36411.1.

Hinderer, M., M. Kastowski, A. Kamelger, C. Bartolini, and F. Schlunegger (2010), River loads and modern denudation of the Alps — A review, *Earth Science Reviews*, 118(C), 11–44, doi :10.1016/j.earscirev.2013.01.001.

Hippolyte, J.-C., D. Bourlès, R. Braucher, J. Carcaillet, L. Léanni, M. Arnold, and G. Aumaitre (2009), Cosmogenic 10Be dating of a sackung and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France), *Geomorphology*, 108(3-4), 312–320, doi :10.1016/j.geomorph.2009.02.024.

Jackson, J. A., H. Austrheim, D. McKenzie, and K. Priestley (2004), Metastability, mechanical strength, and the support of mountain belts, *geology*, 32(7), 625, doi :10.1130/G20397.1.

Joó, I. (1992), Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin, *Tectonophysics*, 202(2-4), 129–134, doi :10.1016/0040-1951(92)90091-J. Klemann, V., E. R. Ivins, and Z. Martinec (2007), Models of active glacial isostasy roofing warm subduction : case of the South Patagonian Ice Field, *J. Geophys. Res.*, 112, doi :10.1029/2006JB004818.

Lardeaux, J. M., S. Schwartz, P. Tricart, A. Paul, S. Guillot, N. Bethoux, and F. Masson (2006), A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery, *Terra Nova*, 18(6), 412–422, doi :10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x.

Larsen, C. F., R. J. Motyka, J. T. Freymueller, K. A. Echelmeyer, and E. R. Ivins (2005), Rapid viscoelastic uplift in southeast Alaska caused by post-Little Ice Age glacial retreat, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237(3-4), 548–560, doi :10.1016/j.epsl.2005.06.032.

Lenhardt, W., C. freudenthaler, R. Lippitsch, and E. Feigweil (2007), Focal-depth distributions in the Austrian Eastern Alps based on macrosismic data, *Austrian Journal of Earth Sciences*, 100, 66–79.

Lyon-Caen, H., and P. Molnar (1989), Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies, *GJI*, 99, 19–32.

Maggi, A., J. A. Jackson, D. McKenzie, and K. Priestley (2000), Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere, *geology*, 28, 495–498.

Majorowicz, J., and S. Wybraniec (2010), New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 100(4), 881–887, doi :10.1007/s00531-010-0526-1.

Meissner, R., and J. Strehlau (1982), Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes, *Tectonics*, 1, 73–89. Milne, G. A., J. L. Davis, J. X. Mitrovica, H. G. Scherneck, J. M. Johansson, M. Vermeer, and H. Koivula (2001), Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia, *Science*, 291, 2381–2385.

Nocquet, J.-M. (2012), Present-day kinematics of the Mediterranean : A comprehensive overview of GPS results, *Tectonophysics*, 1–23, doi :10.1016/j.tecto.2012.03.037. Selverstone, J. (2005), Are the Alps collapsing? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33(1), 113–132, doi :10.1146/annurev.earth.33.092203.122535.

Serpelloni, E., C. Faccenna, G. Spada, D. Dong, and S. D. P. Williams (2013), Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region : New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(11), 6003–6024, doi :10.1002/2013JB010102.

Sibson, R. H. (1982), Fault zone model, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the united states, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 151–163.

Singer, J., T. Diehl, S. Husen, E. Kissling, and T. Duretz (2014), Alpine lithosphere slab rollback causing lower crustal seismicity in northern foreland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 397, 42–56, doi :10.1016/j.epsl.2014.04.002.

Stocchi, P., G. Spada, and S. Cianetti (2005a), Isostatic rebound following the Alpine deglaciation : impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, 162(1), 137–147, doi :10.1111/j.1365-246X.2005.02653.x.

Sue, C., B. Delacou, J.-D. Champagnac, C. Allanic, P. Tricart, and M. Burkhard (2007), Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps : an overview, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 96(6), 1101–1129, doi :10.1007/s00531-007-0181-3.

Thatcher, W., and F. F. Pollitz (2008), Temporal evolution of continental lithospheric strength in actively

deforming regions, *Gsa Today*, 18(4), 4, doi :10.1130/GSAT01804-5A.1.

Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue, and J. M. Lardeaux (2004), Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps), *Journal of Structural Geology*, 26(9), 1633–1645, doi :10.1016/j.jsg.2004.02.002.

Vernant, P., F. Hivert, J. Chéry, P. Steer, R. Cattin, and A. Rigo (2013), Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges, *geology*, 41(4), 467–470, doi :10.1130/G33942.1.

Watts, A. B. (2001), *Isostasy and flexure of the lithosphere*, Cambridge University Press, Cambridge.

4.2.3 Illustrations de la discussion de l'article soumis

4.2.3.1 Une fenêtre à faible viscosité sous les Alpes ?

L'hétérogénéité rhéologique de la croûte et du manteau correspond à une faible viscosité rappelant les modèles de [Wu and Mazzotti \(2007\)](#) ou [Ivins and James \(2004\)](#) incorporant une discontinuité verticale. Dans nos modèles la présence d'une zone à faible viscosité crée une zone de déformation anormale dans la lithosphère et permet de localiser le soulèvement avec des taux de 1 à 3 mm/an sur une largeur de 100 km ce qui est similaire aux taux mesurés. C'est d'ailleurs la combinaison d'une viscosité à 10^{21} Pa.s pour la racine crustale avec un manteau à 10^{20} Pa.s qui ajuste au mieux les observations géodésiques.

Toutefois, si la racine crustale à faible viscosité est isolée dans la croûte, le profil de vitesses verticales est inférieur à celui obtenu lorsque l'hétérogénéité rhéologique est continue en profondeur. Le modèle reflétant les vitesses verticales mesurées est celui d'une plaque mantellique mince à forte viscosité sous les Alpes (qui serait la partie résistante de la plaque plongeante de la subduction continentale) interrompue sur une largeur de 50 km permettant ainsi un flux entre la racine crustale à faible viscosité et le manteau supérieur. D'après les images de tomographie sismique à haute résolution des Alpes ([Diehl et al., 2009](#)), ce passage à faible viscosité pourrait se situer entre le corps d'Ivrée et la plaque Européenne plongeante (fig. 4.17 B).

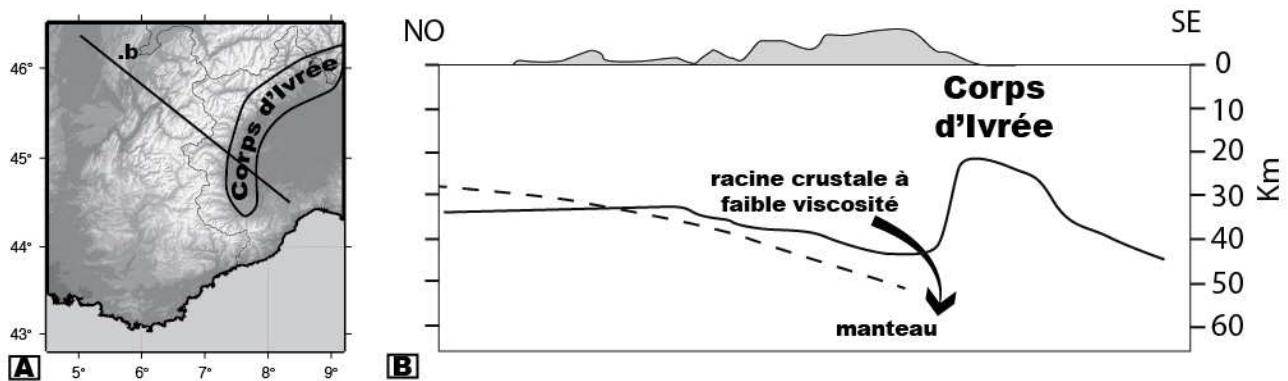


Figure 4.17: Les études géophysiques imagent le passage entre le Corps d'Ivrée et la plaque plongeante Européenne, cela permet de relier la racine crustale visqueuse au manteau **A)** Carte localisant le corps d'Ivrée et la coupe **B)** Coupe EE' de l'étude de [Diehl et al. \(2009\)](#) La profondeur du Moho est obtenue par tomographie sismique : méthode Vp en trait plein, et méthode CSS en pointillés. La remontée du Moho coïncide avec la présence du corps d'Ivrée.

4.2.3.2 Une activité tectonique post-déglaciation ?

L'évolution temporelle des vitesses verticales maximales dans nos modèles permet d'affirmer qu'une partie du signal vertical mesuré serait causé par le rebond postglaciaire Würmien. Nos modèles prédisent que le sommet se soulevait à près de 14 mm/an il y a 10 000 ans, avant d'atteindre des valeurs de vitesse verticale d'environ 2 mm/an à l'actuel. Notons que des taux

de soulèvement très élevées existent, par exemple en Alaska actuellement un soulèvement de 28 mm/an (Larsen et al., 2005). On peut se demander quel peut être l'impact de vitesses post-déglaciation si élevées, elles peuvent provoquer une activité tectonique et sismique.

Des indices de déformations d'âge post-glaciaires ont été notés dans la morphologie des Alpes. En Suisse, Persaud and Pfiffner (2004) montrent que des structures alpines et glaciaires sont décalées par des discontinuités post-glaciaires (≤ 10 ka). Le fait que ce soit de petites ruptures suggère qu'il s'agit de failles secondaires activées par des secousses sismiques, l'origine tectonique de ces séismes est pour ces auteurs la collision. Ustaszewski et al. (2008) proposent que certains escarpements sur les flancs de vallées soient d'origine gravitaire (fig. 4.18 A), tectonique (fig. 4.18 C) ou due à la fonte du glacier de vallée et la différence de soulèvement post-glaciaire (fig. 4.18 B). En Suisse, ces escarpements mesurent de 0.5 à 10 m et empruntent des discontinuités pré-existantes comme la schistosité qui a un fort pendage et qui est parallèle à la vallée. Les auteurs modélisent, grâce à une coupe lithosphérique (avec une croûte supérieure élastique et une croûte inférieure et un manteau visco-élastique), l'impact de la fonte du glacier de vallée sur l'activation d'escarpement en faille inverse sur les flancs de vallée et excluent l'origine tectonique pour ces escarpements.

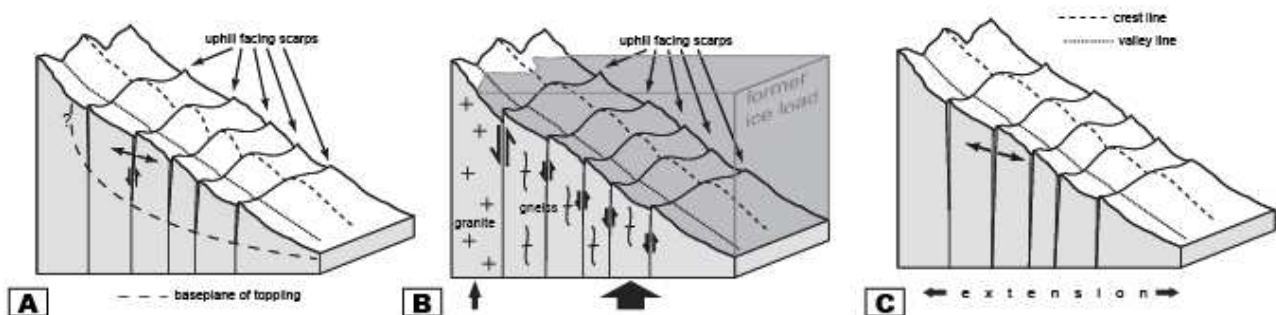


Figure 4.18: Origine des escarpements post-glaciaires sur les flancs de vallées reprenant des discontinuités pré-existantes comme la schistosité : A) Mouvements gravitaires, affaissement post-glaciaire B) Différence de soulèvement dû à la fonte du glacier, le fond de vallée se soulève plus que le sommet du flanc, C) impact de l'extension régionale. D'après Ustaszewski et al. (2008)

Dans les Alpes Occidentales françaises, Hippolyte et al. (2006) ont recensé des centaines d'escarpements en altitude, parallèles au relief, dont certains ont été interprétés comme étant des surfaces de rupture de failles inverse ou normale (en les comparant aux plans nodaux des mécanismes aux foyers). Ces escarpements récents ont les caractéristiques d'affaissement post-glaciaire, avec une cinématique normale pure, suggérant des mouvements gravitaires profonds, lents et de grande ampleur. Comme les escarpements décrits par Persaud and Pfiffner (2004), des surfaces glaciaires sont décalées, les ruptures sont récentes et ont été datées par Hippolyte et al. (2006) grâce aux cosmonucléides ^{10}Be . Dans la région de Belledonne, un plan de surface de plus de 4 m a ainsi été mis à jour au cours des 3 800 ans suivant la période glaciaire. Les

auteurs proposent qu'une partie de ces mouvements gravitaires soit déclenchée ou entretenue par des secousses sismiques liées au soulèvement et à la déglaciation des Alpes. Néanmoins aucun modèle mécanique n'appuie cette hypothèse.

4.2.3.3 Le soulèvement actuel des Alpes : une réponse à la déglaciation contrôlée par la rhéologie

En résumé, le soulèvement actuel des Alpes Occidentales est remarquablement fort vis à vis des taux de déformation horizontaux. Nos modèles laissent à penser qu'ils sont dus à la persistance de la réponse à la déglaciation Würmienne. Cette réponse est entretenue par une racine crustale à viscosité faible (environ 10^{21} Pa.s) reliée à la partie inférieure du manteau lithosphérique par une zone à faible viscosité de l'ordre de 10^{20} Pa.s. Cette connexion « rhéologique » permet à la zone de soulèvement en surface d'être étroite avec des vitesses assez élevées actuellement. D'un autre côté, ces faibles viscosités pourraient entraîner « l'effondrement » de la racine crustale à très long terme, ces rhéologies ne seraient donc pas compatibles avec le maintien de la topographie. Cette proposition reste à confirmer, en effet, notre étude avec des viscosités linéaires est un préalable à de nouveaux modèles permettant de mieux définir la rhéologie des chaînes montagneuses. Des modélisations supplémentaires pourraient s'axer sur la recherche d'un compromis entre des rhéologies qui permettent d'une part d'entretenir la réponse à la déglaciation avec de faibles viscosités, et d'autre part maintenir la racine crustale et la topographie.

Synthèse et perspectives

Alors que les mouvements horizontaux à travers les Alpes et les Pyrénées sont si faibles qu'ils sont quasiment indétectables par les mesures GPS (Nocquet, 2012; Asensio et al., 2012; Rigo et al., 2015), la sismicité, quant à elle, exprime une déformation actuelle dans ces chaînes (Chevrot et al., 2011; Delacou et al., 2004). Les mécanismes au foyer sont extensifs au cœur de ces chaînes et compressifs le long des bordures. Pour les Alpes, suivant le paradigme couramment admis (Delacou et al., 2005) ces zones de déformations ont été attribuées à l'effondrement gravitaire de la chaîne sous son propre poids. Cependant, les mesures GPS révèlent un soulèvement des Alpes Occidentales (Serpelloni et al., 2013) qui ne semble pas compatible avec un effondrement de la chaîne. Grâce à des modélisations thermo-mécaniques 2D d'une lithosphère de chaîne simplifiée, Vernant et al. (2013) montrent que la dénudation induit un soulèvement au cœur de la chaîne et des zones de déformations compatibles avec les observations géodésiques et sismologiques. Cette étude remet en cause le paradigme couramment admis pour expliquer une direction d'extension parallèle à celle de convergence.

Une relation entre convergence, érosion et extension

Sur la base d'une compilation de données (taux de convergence, érosion et régime tectonique dominant) pour 20 chaînes (chapitre 1) nous avons démontré que l'extension dans une chaîne n'est pas fonction de son altitude moyenne. A partir d'un modèle cinématique simple, nous avons proposé une relation qui prévoit que l'extension soit le régime dominant de la zone axiale d'une chaîne quand son taux de dénudation est au moins 15% supérieur au taux de convergence aux limites. Pour les Alpes, les Pyrénées et les Albanides les taux de dénudation, bien que sur des périodes de temps "géologique", sont supérieurs aux vitesses de convergence. Notre modèle y prédit de l'extension parallèle à la convergence, ce qui est justement observé dans ces chaînes possédant une altitude moyenne modérée et où l'effondrement gravitaire ne devrait avoir que peu d'effet.

Réactivation d'une faille normale dans les Pyrénées Centrales

La réactivation en jeu normal d'un plan de faille situé quasiment au pied de la topographie nord des Pyrénées Centrales a fait l'objet de l'étude présentée dans le chapitre 2. Etant donné la position excentrée de ce plan par rapport à la topographie, l'effondrement gravitaire prédit un jeu en faille inverse. Or la sismicité révèle une extension en cet endroit. Pour expliquer le jeu normal de ce plan, Souriau et al. (2014) ont proposé que son bloc supérieur, au nord de la faille, corresponde à un corps dense dont la subsidence expliquerait les mouvements relatifs en faille normale. La modélisation de ce phénomène n'a montré aucun glissement du plan de faille. Les

glissements les plus importants sont dus aux soulèvements et la flexure de la lithosphère induits par le rééquilibrage isostatique, d'une part lié au déséquilibre entre la topographie et la géométrie du Moho sous la Zone Nord Pyrénéenne et d'autre part celui lié à la redistribution des masses en surface. D'un point de vue sismogénique, on peut donc dire que l'action de l'érosion et de la sédimentation, couplée à la situation de déséquilibre isostatique actuelle permet d'expliquer la sismicité observée dans la zone. En effet, les taux de glissement, 15 m/Ma, déduits de nos modèles sont équivalents à ceux déduits par la sommation des moments sismiques de la zone.

Quantification de l'érosion dans les Pyrénées Centrales

Notre travail de terrain nous a permis de documenter les taux d'érosion Quaternaire et actuels dans les Pyrénées Centrales, ce qui n'avait jamais été entrepris. A partir de la concentration en cosmonucléides des sables de rivière, nous avons déduit des taux de dénudation variant de 42 à 484 m/Ma. Alors que l'estimation des taux de dénudation moyens à l'échelle des bassins versants est classiquement utilisée pour les lithologies riches en quartz nous l'avons aussi appliquée aux sables calcaires, notamment pour les bassins versants présentant la double lithologie quartz et calcaire. Pour ces derniers, nos résultats dépendent grandement de la quantité de chlore naturel présent dans les échantillons. Pour pallier à cette corrélation, des échantillonnages au sein des massifs sources sont nécessaires. En parallèle à l'échantillonnage des bassins versants, le prélèvement et la datation de sédiments piégés dans des réseaux karstiques étagés nous ont permis d'obtenir des taux d'incision compris entre 76.5 et 666 m/Ma pour des périodes de temps de 3.7 Ma et des taux de paléo-dénudation compris entre 0.85 et 303.5 m/Ma. Nous avons développé un script MatLab qui permet de tester des milliers de modèles de couple âge d'enfouissement et paléo-taux de dénudation influençant le rapport Al/Be. Nous pouvons ainsi facilement identifier quelles sont les valeurs de ces deux paramètres qui donne la concentration la plus proche de celle mesurée. Le paléo-taux de dénudation étant relié à l'âge d'enfouissement, lorsqu'on fait varier l'altitude supposée du paléo-bassin versant, cette altitude influence nos résultats.

D'une manière générale, on s'aperçoit que les taux d'incision sont supérieurs aux taux de dénudation. Cette relation pourrait être dû à la différence géomorphologique entre les processus d'incision d'une rivière et la dénudation d'un bassin versant. Une étude statistique portant sur de nombreux taux de dénudation et d'incision permettrait de confirmer cette tendance. D'autre part, les incertitudes sur la forme du paléo bassin versant d'où proviennent ces sédiments peuvent être notables, nos observations montrant dans certains cas une réorganisation des bassins versants interdisant l'alimentation en quartz des réseaux karstiques. Un travail sur l'origine des quartz (approche pétro-géochimique) permettrait de reconstruire plus précisément l'histoire du réseau de drainage et souterrain. Quoiqu'il en soit, la répartition de ces taux est corrélée avec l'altitude

d'échantillonnage.

De plus, il semble y avoir une corrélation entre les taux de dénudation élevés et les bassins versants qui ont connu une occupation glaciaire. Ainsi, si l'on considère que les valeurs obtenues pour ces bassins versants sont surestimées, alors la forme du profil de dénudation change. Pour évaluer la conséquence mécanique de la distribution de la dénudation au travers d'une chaîne de montagnes, nous avons modélisé l'impact de deux profils de dénudation, le premier en fonction de l'élévation et le second avec une valeur constante sur la chaîne : la réponse isostatique flexurale est similaire. Et nous avons vu que c'était la flexure, plus exactement, la différence des composantes horizontales entre deux points qui encadrent le plan de faille qui contrôle son taux glissement.

Réactivation d'une faille inverse en bordure des Alpes

Située à la bordure des Alpes Occidentales, la Marge Ligure correspond à une zone compressive à la transition entre des zones érodées et sédimentées. Nous avons testé l'impact des processus de surface sur la réactivation d'un plan de faille situé au pied du talus. Les faibles vitesses de glissement obtenues pour la réponse isostatique liée à l'érosion et la sédimentation n'expliquent pas l'occurrence de séismes tel que celui de 1887 (magnitude 6.7). En appliquant un taux de convergence de 0.3 mm/an et en réduisant le coefficient de friction à 0.05 (proche de celui choisi pour les Pyrénées), les taux de glissement augmentent considérablement. Un taux de convergence de 0.3 mm/an correspond à 5 à 10% de la convergence entre l'Afrique et l'Europe absorbé par la marge ligure. Ainsi, avec ce taux de convergence, les taux de glissement passent de 8 à près de 300 m/Ma.

L'origine du soulèvement dans les Alpes

Il faudra attendre encore quelques années pour obtenir la précision suffisante pour discuter de façon complète cette question. Toutefois, ce sont les progrès des mesures GPS, révélant un soulèvement inattendu dans les Alpes, qui ont motivé cette thèse. Dans les Alpes, l'étude de [Champagnac et al. \(2007\)](#) suggère que la dénudation n'explique qu'une partie des forts taux de soulèvement observés dans les Alpes. D'autre part, dans les Pyrénées Centrales, nous avons obtenu des taux de dénudation élevés pour les zones affectées par des glaciers de vallées, ces forts taux étant potentiellement dus à la déglaciation. La réponse isostatique d'une chaîne soumise à de fort taux de dénudation devrait produire un soulèvement important, les déglaciations induisant de forts taux de dénudation et une forte décharge de masse avec la fonte des glaciers. C'est pourquoi nous avons évalué la contribution de la réponse à la déglaciation du dernier maximum glaciaire dans les Alpes avec des modèles rhéologiques de type Maxwell. Nos modélisations

suggèrent que la fonte de la calotte glaciaire couvrant les Alpes il y a 10 000 ans a provoqué de très importantes vitesses de soulèvement de l'ordre de 14 mm/an. Le soulèvement décroît alors exponentiellement au cours du temps, la variation dépendant du temps de relaxation du manteau supérieur. Ainsi pour une viscosité de 10^{20} Pa.s du manteau, nous avons montré que le soulèvement mesuré actuellement peut correspondre à la fin de la réponse à la déglaciation Würmienne il y a 10 000 ans. C'est la combinaison entre une zone à faible viscosité (10^{21} Pa.s) dans la croûte et un manteau supérieur avec une viscosité de 10^{20} Pa.s qui reproduit le mieux le signal géodésique (localisation et amplitude). Les variations de vitesses de soulèvement au cours du temps produites par notre modèle sont corrélées avec les vitesses décroissantes des failles normales mises en évidence dans les Alpes par Hippolyte et al. (2006). Ainsi, l'activité sismique de la chaîne pourrait avoir fortement diminué au cours des 10 000 dernières années.

Implication de notre étude sur les processus sismogéniques

Après avoir montré l'existence d'une relation entre les taux de convergence, de dénudation et d'extension, nous avons souhaité poursuivre l'étude de Vernant et al. (2013) afin de mieux comprendre et quantifier les paramètres contrôlant cette extension. D'autre part, suite à l'étude de 2013, il est apparu que le cadre sismo-tectonique et l'évaluation de l'aléa sismique pour les zones à faible taux de convergence, comme les Pyrénées et les Alpes Occidentales nécessite d'être revu, notamment en prenant en compte les autres processus potentiellement sismogènes. A travers nos études de cas nous pouvons discuter de l'influence sur le champ de déformation : 1) du rééquilibrage des potentiels d'énergie gravitationnelle, 2) de la réponse isostatique liée à l'érosion et à la sédimentation, ainsi qu'à l'effet du déséquilibre isostatique induit par les différences de géométrie entre les structures profondes et la topographie, 3) de la convergence, et 4) de la subsidence de blocs denses sur l'un des cotés de la faille

Pour l'ensemble des modélisations, nous avons observé des profondeurs d'arrêt des glissements autour de 10 km en accord avec la profondeur maximum de 15km des séismes enregistrés dans les Pyrénées et les Alpes. Cette profondeur nous autorise à utiliser nos résultats pour prédire la déformation sismique moyenne. En effet, en considérant que le champ de déformation induit par les processus cités ci-dessus est accommodé par le glissement saccadé d'un plan frictionnel, on peut, en utilisant les vitesses de glissement déduites de nos modèles, estimer la conséquence sismogénique de ces processus.

Les taux de glissement déduits de nos modèles pour la zone de faille Nord Pyrénéenne sont similaires à ceux calculés à partir de la sommation des moments sismiques et sont d'environ 15 m/Ma. En considérant un glissement caractéristique de 0.1 m on aurait un séisme de magnitude

5 tous les 6 500 ans, or pour des séismes de cette magnitude, [Dubos \(2003\)](#) propose un temps de récurrence de 20 ans (obtenu par une étude statistique de la sismicité instrumentale et historique). Pour une zone à faible taux de déformation, ce temps de récurrence semble bien court. On peut donc se demander si : 1) la période échantillonnée (quelques centaines d'années) par [Dubos \(2003\)](#) est représentative de la sismicité réelle, 2) d'autres processus tel que la déglaciation ont un impact sur la sismicité observée aujourd'hui. En effet, nos travaux sur la quantification des taux de dénudation suggèrent un impact de la dernière déglaciation, 3) on peut se poser la question de la pertinence d'un taux de récurrence dans une zone à faible taux de convergence et déformation.

Si, pour l'étude de cas des Pyrénées, les processus de surface semblent être l'un des principaux processus sismogènes, dans le cas de la Marge Ligure ce mécanisme induit des taux de glissements trop faibles pour réactiver fréquemment une faille inverse. Dans ce cas, les temps de récurrence sont bien supérieurs à celui de 250 années proposé par [Couboulex et al. \(2007\)](#) pour des séismes de magnitude 6. Pour obtenir des temps de récurrence de l'ordre 5 000 ans, il est nécessaire d'appliquer aux limites une convergence de 0.3 mm/an. En utilisant le pôle de rotation Afrique/Eurasie de [Reilinger et al. \(2006\)](#), on obtient une convergence totale de 5.5 mm/an orientée à peu près NO-SE au niveau de la marge Ligure, la composante N-S de la convergence étant de 3.3 mm/an. Ainsi, il serait nécessaire que la marge Ligure accommode entre 5 et 10% de la convergence Afrique/Eurasie pour expliquer la sismicité de cette région. Il apparaît que la connaissance du temps de récurrence est une donnée de base pour évaluer l'aléa sismique d'une région. Or, nous nous rendons compte que les temps de récurrences théoriques fournis par notre étude mécanique diffèrent des résultats obtenus par l'observation de la sismicité. Alors, comment savoir si nos modèles sous-estiment les temps de récurrence, ou si les études statistiques basées sur l'enregistrement de ces dernières années les surestiment ? Actuellement, l'évaluation de l'aléa sismique se base principalement sur des données de sismicité instrumentale et historique. Ces données, bien qu'essentielles, nous fournissent néanmoins une vision « court terme » du fonctionnement sismique de ces régions (plusieurs centaines d'années maximum) au regard de la durée d'un cycle sismique (plusieurs millénaires pour les zones de déformation lente). Ainsi nos modélisations apportent ici une opportunité de quantifier les processus sismogéniques qui agissent sur une échelle de temps de 10^3 à 10^6 ans. Il serait désormais important pour quantifier l'aléa sismique au sein des chaînes de montagne à faible taux de convergence, de prendre en compte la complexité de chaque contexte (équilibre isostatique entre profondeur du Moho et topographie, champ de température dans la croûte, rhéologie, structures héritées) et d'évaluer la part des différents processus pouvant réactiver un plan de faille. Il reste néanmoins de nombreux paramètres méconnus, tel que l'état des contraintes sur les plans de failles, les coefficients de

friction et les géométries en profondeur, qu'il est désormais nécessaire de mieux étudier.

D'autre part, pour étendre cette étude à l'échelle de la France, il semble important de construire un modèle 3D prenant en compte le grand nombre de données géophysiques disponibles relatives à la structure de la chaîne, et aussi aux sollicitations externes telles que l'érosion et la convergence. En généralisant notre approche 2D et en créant un géo-modèle 3D, nous serions en mesure de comparer le champ de déformation obtenu par les modèles, pour les diverses zones de sismicité. Cela permettrait notamment de discuter de la sismicité de zones tel que le massif Armoricaïn dont l'origine reste à comprendre.

Comparaison entre GPE et Réponse Isostatique à la Dénudation

Notre étude propose une alternative à l'effondrement gravitaire : la réponse isostatique à la dénudation. Il est possible par la modélisation de comparer les deux mécanismes dans le cas des chaînes à faible taux de convergence. D'une manière générale, dans nos modèles, les processus de surface amplifient les déformations tout en inversant les mouvements verticaux induits par le rééquilibrage associé à la variation d'énergie gravitationnelle (GPE). Tout d'abord, notons que les rhéologies employées, contrôlées par des lois puissances, permettent de résister à l'effondrement si le modèle est à l'équilibre isostatique. Ainsi, dans cette configuration, un plan de faille dans la croûte supérieure n'est pas réactivé. Si par contre, on utilise des rhéologies de type Maxwell on observe un effondrement, comme dans le cas du modèle alpin. La présence d'une zone faible dans la croûte inférieure permet un étalement par fluage et elle facilite la réponse isostatique. Il en résulte dans les deux cas de l'extension parallèle au sens de convergence donc perpendiculaire à l'axe de la chaîne. La différence notable entre les deux mécanismes se situe au niveau des mouvements de surface. Pour l'effondrement gravitaire c'est l'amplitude des déplacements horizontaux qui est supérieure aux verticaux, alors que pour la réponse isostatique induite par l'érosion la situation contraire a lieu. De plus, la topographie se soulève lors de la réponse à l'érosion alors qu'elle s'enfonce lorsque la chaîne est soumise à un effondrement gravitaire (GPE.)

Nous avons mis en évidence que ce sont les mouvements horizontaux induits par l'érosion qui permettent d'estimer le mode et l'amplitude du glissement sur un plan de faille. Ainsi, un plan situé au cœur de la zone soumise à l'érosion rejoue plus que celui au pied. C'est le gradient du profil de vitesses horizontales de surface qui permet d'expliquer cette différence. La quantité et la direction du glissement dépendent grandement du pendage et du coefficient de friction sur le plan de faille. Ainsi, un pendage à 45° permettra les glissements les plus importants, alors qu'un plan vertical ne sera pas réactivé. D'autre part, pour un même pendage, son orientation ne semble pas influencer la quantité de glissement. Notons que, cette étude paramétrique a été

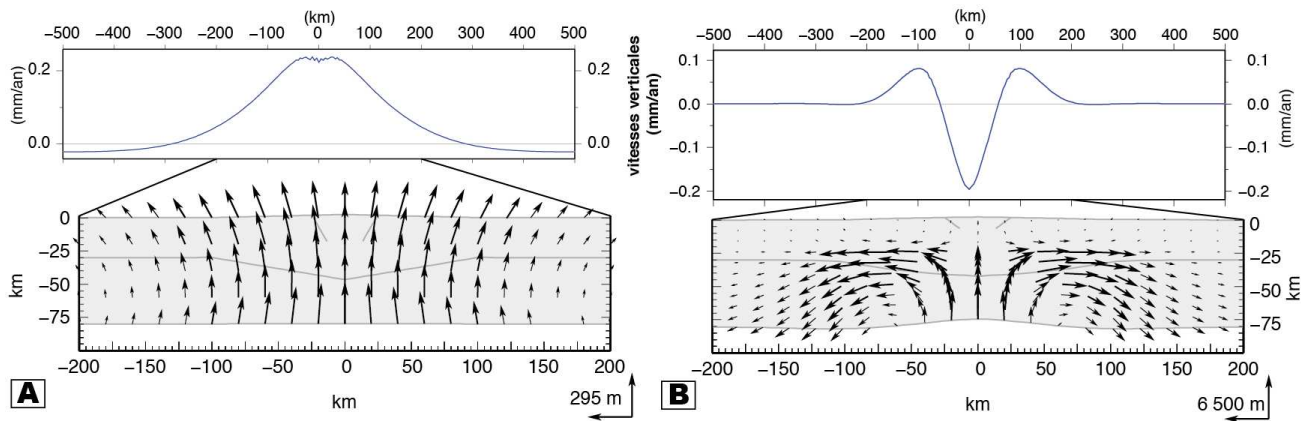


Figure 4.19: Comparaison des mouvements induits par l'effondrement gravitaire et la réponse isostatique à l'érosion. A) Modèle de référence avec les rhéologies de Vernant et al. (2013) profil de vitesses verticales de surface et champ de déplacements après 1 Ma d'érosion. B) Croûte inférieure et manteau avec des viscosité de 10^{21} Pa.s, sous une croûte à rhéologie dominante de quartz, profil de vitesses verticales de surface et champ de déplacements après 1 Ma pour un modèle soumis à son propre poids.

effectuée pour une chaîne uniquement soumise à l'érosion, or nous avons vu que la sédimentation réduit le glissement en augmentant la contrainte normale sur le plan de faille. À l'image des décrochements et les études découlant des travaux de Savage and Burford (1973), l'obtention de champ de vitesses plus précis permettrait de discuter le potentiel de réactivation d'une faille en calculant les gradients de ce champ.

Pour un pendage vertical, nos résultats 2D ne montrent aucun glissement. Or, en bordure des Alpes, les mécanismes au foyer révèlent des glissements décrochants, comme par exemple ceux à proximité de la faille de Belledonne. Ces décrochements ont des pendages quasi-verticaux, et l'orientation de la faille de Belledonne est oblique par rapport à l'axe de la chaîne. On peut ainsi imaginer que le soulèvement au sein des Alpes relâche la contrainte normale de cette faille et permette son glissement. Ce mécanisme a été proposé pour la faille responsable des séismes de New Madrid par Calais et al. (2010). Un modèle 3D permettrait de tester l'effet de l'érosion sur la contrainte normale du plan de la faille de Belledonne.

À l'image de ce qui a été proposé dans la littérature ou des décharges rapides associées à des cycles climatiques ou à des glissements de terrain peuvent avoir un impact non négligeable sur l'activité sismique de la zone (ex : Cattin and Avouac (2000); ?). Nous proposons qu'une érosion stable et long terme ait aussi un impact non négligeable sur la sismicité.

Quelle rhéologie pour les chaînes de montagnes ?

La réponse isostatique au déchargement ou chargement de surface correspond à une flexure à grande longueur d'onde. Par exemple, l'érosion induit une flexure vers le haut, mais l'étendue de la zone soulevée est bien supérieure à celle soumise à l'érosion. La sédimentation, induisant une flexure inverse à celle liée à l'érosion, réduit l'étendue de la flexure totale. C'est ce que nous

observons pour nos modèles avec des matériaux dont le comportement rhéologique est contrôlé par des lois puissances dont le champ de température induit des différences latérales et verticales de résistance aux contraintes. D'une manière générale, ces modèles réagissent comme une plaque élastique en flexion. Les variations rhéologiques ou de processus de surface à petites longueurs d'ondes ne semblent pas avoir un grand impact sur la réponse flexurale. Seul le glissement du plan de faille perturbe la flexure en créant un saut dans les profils de vitesses de surface mais n'accommodent qu'une infime partie de la déformation. De plus, nos résultats de dénudation dans les Pyrénées Centrales nous indiquent que deux distributions de dénudation qui ôtent le même volume conduisent à des réponses flexurales identiques et de grande longueur d'onde. Enfin, la partie extensive observée dans les modèles correspond à l'extrados de la plaque fléchie.

D'autre part, en travaillant avec des matériaux dont le comportement rhéologique dépend de façon linéaire entre les déformations et les contraintes, nous avons mis en évidence que la présence d'une hétérogénéité à faible viscosité dans la croûte perturbe la flexure en localisant le soulèvement.

On peut notamment se demander quelle serait la réponse à la déglaciation dans les Alpes pour des modèles composés de matériaux réagissant aux lois de puissance. Je pense qu'il faudrait une importante anomalie thermique pour obtenir les viscosités linéaires équivalentes nécessaires pour localiser le soulèvement. Il serait donc intéressant de travailler sur les comportements rhéologiques des matériaux utilisés dans nos modèles.

La compréhension des processus d'érosion et l'utilisation des sables de rivière quartzeux et calcaires

L'érosion dans les Pyrénées Centrales a été approchée par l'étude des taux de dénudation et d'incision. Or, d'après notre définition, l'érosion est l'évolution temporelle du changement de masse pour un volume et aucun des deux taux ne permet de quantifier réellement cette évolution. Par exemple, la dissolution d'un massif karstique par un réseau souterrain induit un changement de masse difficilement quantifiable. C'est pourtant l'évolution temporelle du changement de masse de l'écorce terrestre qui nous intéresse dans nos modélisations. En effet, c'est cette redistribution de la masse qui induit une réponse isostatique expliquant les observations géodésiques et tectoniques des Pyrénées. On pourrait grâce à la cartographie du réseau souterrain approcher le volume de roche dissout. D'autre part, l'érosion pourrait être déduite du taux de dénudation qui a une représentation spatiale plus importante que celle du taux d'incision, en considérant que la dénudation retire une épaisseur donc un volume de roche.

Des modélisations numériques de dénudation à l'échelle du versant pourraient être envisa-

gées pour mieux comprendre l'histoire des sables que l'on prélève, et mieux prédire les concentrations en cosmonucléides. Il serait également intéressant de modéliser l'impact de la glaciation/déglaciation sur les concentrations en cosmonucléide de nos échantillons. Quelle part du signal a été acquise pendant les périodes glaciaires / interglaciaires? Ainsi, on pourrait conclure sur la forme du profil de dénudation à appliquer à nos modèles.

Bibliographie

- Abbühl, L. M., Norton, K. P., Jansen, J. D., Schlunegger, F., Aldahan, A., and Possnert, G. (2011). Erosion rates and mechanisms of knickzone retreat inferred from ^{10}Be measured across strong climate gradients on the northern and central Andes Western Escarpment. *Earth Surf. Process. Landforms*, 36(11) :1464–1473. 23
- Ader, T., Avouac, J. P., Liu-Zeng, J., Lyon-Caen, H., Bollinger, L., Galetzka, J., Genrich, J., Thomas, M., Chanard, K., Sapkota, S. N., Rajaure, S., Shrestha, P., Ding, L., and Flouzat, M. (2012). Convergence rate across the Nepal Himalaya and interseismic coupling on the Main Himalayan Thrust : Implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117(4) :1–16. 23
- Alasset, P.-J. and Meghraoui, M. (2005). Active faulting in the western Pyrénées (France) : Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures. *Tectonophysics*, 409(1-4) :39–54.
- Anthony, D. M. and Granger, D. E. (2007). A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments. *Earth Surf. Process. Landforms*, 32(6) :874–887. 139
- Antoine, P., Bahain, J. J., Berillon, G., and Asgari Khaneghah, A. (2006). Tuf calcaire et séquence alluviale en contexte tectonique actif : La formation de Baliran (Province du Mazandaran, Iran). *Quaternaire*, 17(4) :321–331. 23
- Asensio, E., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R. W., and Vilajosana, I. (2012). GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophys. J. Int.*, 190(2) :913–921. 63, 95, 202
- Atkinson, T., Harmon, R., Smart, P., and Waltham, A. (1978). Paleoclimate and geomorphic implications of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates on speleothems from Britain. *Nature*, pages 24–28. 76
- Audra, P. and Palmer, A. (2013). 6.17 The Vertical Dimension of Karst : Controls of Vertical Cave Pattern. In *Treatise Geomorphol.*, volume 6, pages 186–206. Elsevier. 71, 73

-
- Avouac, J. P. and Burov, E. B. (1996). Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res.*, 101(B8) :17747. 14, 16, 37, 38
- Bakalowicz, M. (1988). L'évolution paléohydrologique et morphologique des Pyrénées centrales : l'exemple du massif karstique d'Arbas (Pyrénées Garonnaises). Technical report. 99, 101, 103
- Bakalowicz, M., E.J. D., and Puyoo, S. (1980). Nouveaux témoins glaciaires dans le massif d'Arbas. *Extr. du Bull. la société d'histoire Nat. Toulouse*, 116(1-2) :51–56. 99
- Barletta, V. R., Ferrari, C., Diolaiuti, G., Carnielli, T., Sabadini, R., and Smiraglia, C. (2006). Glacier shrinkage and modeled uplift of the Alps. *Geophysical Research Letters*, 33(14) :1–5. 180, 181
- Bauve, V., Plateaux, R., Rolland, Y., Sanchez, G., Bethoux, N., Delouis, B., and Darnault, R. (2014). Long-lasting transcurrent tectonics in SW Alps evidenced by Neogene to present-day stress fields. *Tectonophysics*. 159, 161
- 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. *J. Geophys. Res.*, 105(B4) :8121.
- Beaumont, C. and Susan, E. (1999). Dynamics of sediment subduction-accretion at convergent margins : Short-term modes, long-term deformation, and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 104(8) :17,573–17,601. 32
- Beavan, J., Denys, P., Denham, M., Hager, B., Herring, T., and Molnar, P. (2010). Distribution of present-day vertical deformation across the Southern Alps, New Zealand, from 10 years of GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, 37(16) :7–11. 23
- Bellin, N., Vanacker, V., and Kubik, P. W. (2014). Denudation rates and tectonic geomorphology of the Spanish Betic Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 390 :19–30. 144
- Benedetti, L. (2002). Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by 36 Cl cosmogenic dating : Evidence for non-periodic earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 29(8) :1246. 124
- Béthoux, N., Tric, E., Chery, J., and Beslier, M. O. (2008). Why is the Ligurian Basin (Mediterranean Sea) seismogenic ? Thermomechanical modeling of a reactivated passive margin. *Tectonics*, 27(5) :1–16. 163, 164, 175
-

-
- Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr., R., Brooks, B., Allmendinger, R., and Isacks, B. (2001). On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes : An analysis of the interseismic velocity field. *Geochemistry Geophys. Geosystems*, 2(11). 8, 23
- Bierman, P. and Steig, E. J. (1996). Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. *Earth Surf. Process. Landforms*, 21(2) :125–139.
- Bigot-Cormier, F. and Poupeau, G. (2000). Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l' Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites , zircons). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 330 :363–370. 159
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Deverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., and Stephan, J.-F. (2004). Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France) : consequences of a south-Alpine crustal thrust. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(2) :197–211. 160, 161, 165, 170
- Bird, P. (1991). Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit. *J. Geophys. Res.*, 96(B6) :10275. 12
- Blum, M. D. and Valastro, Jr., S. (1994). Late Quaternary sedimentation, lower Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106(8) :1002–1016. 74
- Bogdanoff, S., Michard, a., Mansour, M., and Poupeau, G. (2000). Apatite fission track analysis in the Argentera massif : Evidence of contrasting denudation rates in the external crystalline massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, 12(3) :117–125. 159
- Bonnet, S. and Crave, A. (2003). Landscape response to climate change : Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31(2) :123–126.
- Bos, A. G. (2003). Surface deformation and tectonic setting of Taiwan inferred from a GPS velocity field. *J. Geophys. Res.*, 108(B10) :1–18. 23
- Bosak, P., Pruner, P., Mihevc, A., and Zupan Hajna, N. (2000). Magnetostratigraphy and unconformities in cave sediments ; case study from the classical karst, SW Slovenia. In *dating Quat. Mar. L. sediments*, pages 13–30, Wroclaw, Poland. 76
- Bourles, D., Benedetti, L., and Braucher, R. (2004). Rayons cosmiques et chronologie des paysages. *Pour La Science*, 42 :66–69. 78
-

-
- Brace, W. F. and Kohlstedt, D. L. (1980). Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 85(B11) :6248. 52, 61
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., and Colin, F. (2003). In situ produced ^{10}Be measurements at great depths : Implications for production rates by fast muons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211(3-4) :251–258. 79
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., and Bourlès, D. L. (2011). Production of cosmogenic radionuclides at great depth : A multi element approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 309(1-2) :1–9. 79, 124
- Bridgland, D. R. (2000). River terrace systems in north-west Europe : An archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quat. Sci. Rev.*, 19(13) :1293–1303.
- Brocard, G. Y., van der Beek, P. a., Bourlès, D. L., Siame, L. L., and Mugnier, J. L. (2003). Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 209(1-2) :197–214. 144
- Brockmann, E., Ineichen, D., Marti, U., Schaer, S., Schlatter, a., and Villiger, a. (2012). Determination of tectonic movements in the swiss Alps using GNSS and levelling. *International Association of Geodesy Symposia*, 136(January) :689–695. 156
- Brooks, B. a., Bevis, M., Smalley, R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E., Maturana, R., and Araujo, M. (2003). Crustal motion in the Southern Andes (26° – 36°S) : Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 4(10) :1–14. 23
- Burbank, D. and Anderson, R. S. (2001). *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science : Berlin, Federal Republic of Germany. 71
- Burbank, D. W. (2002). Rates of erosion and their implications for exhumation. *Mineral. Mag.*, 66(1) :25–52. 14
- Burdis, A. J. (2014). *Denudation rates derived from spatially-averaged cosmogenic nuclide analysis in Nelson/Tasman catchments , South Island , New Zealand*. Master thesis, Victoria University of Wellington. 23
- Burrus, J., Bessis, F., and Doligez, B. (1987). Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf of Lions (NW Mediterranean) ; a quantitative discussion of the classic passive margin model. In *Basins of Eastern Canada and worldwide analogues*, pages 1–15. Atlantic Geoscience Society : Halifax, NS, Canada. 160

-
- Byerlee, J. D. (1967). Frictional characteristics of granite under high confining pressure. *J. Geophys. Res.*, 72(14) :3639. 61
- Cabal, J. and Fernandez, M. (1995). Heat flow and regional uplift at the north-eastern border of the Ebro basin, NE Spain. *Geophys. J. Int.*, 121(2) :393–403. 52
- Calais, E. (2003). GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002) : Implications for current kinematics of Asia. *J. Geophys. Res.*, 108(B10) :2501. 23
- Calais, E., Freed, a. M., Van Arsdale, R., and Stein, S. (2010). Triggering of New Madrid seismicity by late-Pleistocene erosion. *Nature*, 466(7306) :608–611. 55, 208
- Calais, E., Galisson, L., Stéphan, J. F., Delteil, J., Deverchère, J., Larroque, C., Mercier De Lépinay, B., Popoff, M., and Sosson, M. (2000). Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics*, 319(1) :1–17. 158
- Calvet, M. (2004). The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *Dev. Quat. Sci.*, 67 :119–124. 138
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., and Bourles, D. (2011). Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. *Dev. Quat. Sci.*, 15 :127–139. 96
- Calvet, M. and Gunnell, Y. (2008). Planar landforms as markers of denudation chronology : an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 296(1) :147–166. 150
- Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourlès, D., Guillou, V., and Delmas, M. (2015). Cave levels as a proxy for measuring post-orogenic uplift : Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology*. 20, 98, 137, 141, 151, 152
- Carcaillet, J., Mugnier, J. L., Koçi, R., and Jouanne, F. (2009). Uplift and active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces. *Quat. Res.*, 71(3) :465–476. 23
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Christophoul, F., Charrier, R., Gayer, E., Farías, M., Audin, L., and Lagane, C. (2015). Differences in ^{10}Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes. *Quat. Geochronol.*, 27(APRIL) :33–51. 89, 90
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Pepin, E., Charrier, R., Hérail, G., Farías, M., Guyot, J. L., Vargas, G., and Lagane, C. (2013). Slope and
-

-
- climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*, 41(2) :195–198. 19, 23, 88
- Casas, a., Kearey, P., Rivero, L., and Adam, C. (1997). Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150(1-2) :65–78.
- Cattin, R. and Avouac, J. P. (2000). Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *J. Geophys. Res.*, 105(B6) :13389. 14, 208
- Cederbom, C. E., Sinclair, H. D., Schlunegger, F., and Rahn, M. K. (2004). Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology*, 32(8) :709–712. 23
- Chamot-Rooke, N., Jestin, F., and Gaulier, J. (1997). Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provencal Basin from a 3D gravity inversion ; geodynamic implications. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 52(6) :557–583. 176
- Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C., and Delacou, B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, 35(3) :195–198. 2, 5, 16, 33, 69, 150, 156, 166, 180, 181, 183, 204
- Champagnac, J.-d., Molnar, P., Sue, C., and Herman, F. (2012). Tectonics , climate , and mountain topography. 117(November 2011). 18, 22, 23
- Champagnac, J. D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L. M., and Schwab, M. (2009). Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics*, 474(1-2) :236–249. 2, 16, 33, 69, 150, 156
- Charreau, J., Blard, P. H., Puchol, N., Avouac, J. P., Lallier-Vergès, E., Bourlès, D., Braucher, R., Gallaud, a., Finkel, R., Jolivet, M., Chen, Y., and Roy, P. (2011). Paleo-erosion rates in Central Asia since 9Ma : A transient increase at the onset of Quaternary glaciations? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 304(1-2) :85–92. 23
- Chaumillon, E., Deverchere, J., Réhault, J. P., and Gueguen, E. (1994). Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 319(6) :675–682. 160, 165
- Chéry, J., Zoback, M. D., and Hassani, R. (2001). An integrated mechanical model of the San Andreas Fault in central and northern California. *J. Geophys. Res.*, 106(B10) :22051. 52, 61
-

- Chevrot, S., Sylvander, M., and Delouis, B. (2011). A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics*, 510(1-2) :239–251. 2, 8, 202
- Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., and Paul, A. (2015). The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophys. J. Int.*, 200(2) :1094–1105. 37, 95
- Clauzon, G. (1978). The messinian Var canyon (Provence, Southern France) : Paleogeographic implications. *Marine and Petroleum Geology*, 27(17) :231–246. 159
- Clément, S. and Vennarecci, P. (2003). *R2seau Fléix Trombe -Henne Morte. Massif d'Arbas. Pyrénées Centrales. Synthèse Topographique Exploratoire du Karst d'Arbas.* Comité Départemental de Spéléologie de la Haute-Garonne. 99
- Coltorti, M., Pieruccini, P., and Rustioni, M. (2008). The Barga Basin (Tuscany) : A record of Plio-Pleistocene mountain building of the Northern Apennines, Italy. *Quat. Int.*, 189(1) :56–70. 74
- Coney, P. J. and Harms, T. a. (1984). Cordilleran metamorphic core complexes : Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12(9) :550–554. 11
- Contrucci, I., Nercessian, A., Béthoux, N., Mauffret, A., and Pascal, G. (2001). A Ligurian (Western Mediterranean Sea) geophysical transect revisited. *Geophysical Journal International*, 146(1) :74–97. 160
- Cooper, F. J., Hodges, K. V., Parrish, R. R., Roberts, N. M. W., and Horstwood, M. S. a. (2015). Synchronous N-S and E-W extension at the Tibet-to-Himalaya transition in NW Bhutan. *Tectonics*, 34(7) :1375–1395. 8
- Courboux, F., Larroque, C., Deschamps, a., Kohrs-sansorny, C., Gélis, C., Got, J. L., Charreau, J., Stéphan, J. F., Béthoux, N., Virieux, J., Brunel, D., Maron, C., Duval, a. M., Perez, J. L., and Mondielli, P. (2007). Seismic hazard on the French Riviera : Observations, interpretations and simulations. *Geophysical Journal International*, 170(1) :387–400. 158, 170, 177, 206
- Coutterand, S. (2010). *Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation.* PhD thesis, Université de Savoie. 179
- Dahlen, F. a., Suppe, J., and Davis, D. (1984). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges : Cohesive Coulomb Theory. *J. Geophys. Res.*, 89(B12) :10087. 32

-
- Darvill, C. M. (2013). Cosmogenic nuclide analysis Cosmogenic nuclide production. *Geomorphological Tech.*, 10(2008) :1–25. 78
- De Cabissole, B. (1990). *Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS*. PhD thesis, Centre Géologique et Géophysique de Montpellier.
- Deichmann, N. (1992). Recent seismicity of the northern Alpine foreland of Switzerland. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 85(3) :701–705. 183
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D., and Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158(2) :753–774. 2, 8, 9, 33, 156, 157, 159, 202
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D., and Burkhard, M. (2005). Origin of the current stress field in the western/central Alps : role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 243 :295–310. 2, 156, 162, 202
- Della Vedova, B., Lucazeau, F., Pasquale, V., Pellis, G., and Verdoya, M. (1995). Heat flow in the tectonic provinces crossed by the southern segment of the European Geotraverse. *Tectonophysics*, 244(1-3) :57–74. 164
- Desegaulx, P. and Brunet, M. F. (1990). Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8(2) :295–306.
- Desegaulx, P., Roure, F., and Villein, a. (1990). Structural evolution of the Pyrenees : tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics*, 182(3-4) :211–225.
- Desilets, D. and Zreda, M. (2006). Elevation dependence of cosmogenic ^{36}Cl production in Hawaiian lava flows. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246(3-4) :277–287. 93
- Deverchère, J., Dorbath, C., and Dorbath, L. (1989). Extension related to a high topography : Results from a microearthquake survey in the Andes of Peru and tectonic implications. *Geophys. J. Int.*, 98 :281–292. 8, 9, 10, 32
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6) :1123–1139. 8, 11
- Di Donato, G., Mitrovica, J. X., Sabadini, R., and Vermeersen, L. L. A. (2000). The influence of a Ductile Crustal Zone on Glacial Isostatic Adjustment : Geodetic Observables Along the U.S East Coast. *Geophys. Res. Lett.*, 27(18) :3017–3020. 183
-

-
- Diehl, T., Husen, S., Kissling, E., and Deichmann, N. (2009). High-resolution 3-D P-wave model of the Alpine crust. *Geophys. J. Int.*, 179(2) :1133–1147. 198
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., and Khorrami, F. (2010). GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophys. J. Int.*, 183(3) :1287–1301. 23
- Dreybrodt, W., Romanov, D., and Kaufmann, G. (2009). Evolution of isolated caves in porous limestone by mixing of phreatic water and surface water at the water table of unconfined aquifers : A model approach. *J. Hydrol.*, 376(1-2) :200–208. 75
- Dubos, N. (2003). *Contribution à l' évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales*. PhD thesis, Université Toulouse III. 95, 206
- Dunai, T. (2010). *Cosmogenic Nuclides. Principles, concepts and applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge. 78
- Dunne, J., Elmore, D., and Muzikar, P. (1999). Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, 27(1-2) :3–11. 90, 91
- ECORS Pyrenees Team (1988). The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331(6156) :508–511.
- Engel, Z., Mentlík, P., Braucher, R., Minár, J., and Léanni, L. (2015). Geomorphological evidence and ^{10}Be exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Velká and Malá Studená dolina valleys in the High Tatra Mountains, central Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 124 :106–123. 79, 90
- England, P. and Houseman, G. (1989). Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 94(B12) :17561. 12
- England, P. and Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18(12) :1173–1177. 14, 28
- England, P. C. (1982). Some numerical investigations of large scale continental deformation. In *Mt. Building Process.*, pages 129–139. Academic Press, New York, hsü, k.j edition. 11
- Erdős, Z., Van Der Beek, P., and Huisman, R. S. (2014). Evaluating balanced section restoration with thermochronology data : A case study from the Central Pyrenees. *Tectonics*, 33(5) :617–634. 96
-

-
- Fernández-Ibáñez, F., Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Soto, J. I., and Azañón, J. M. (2010). Normal faulting driven by denudational isostatic rebound. *Geology*, 38(7) :643–646. 55, 63
- Fillon, C. and Van der Beek, P. (2012). Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees : Constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Res.*, 24(4) :418–436. 96
- Fleitout, L. and Froidevaux, C. (1982). Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*, 1(1) :21–56. 11
- Fleming, A., Summerfield, M., Stone, J., Fifield, L., and Cresswell, R. (1999). Denudation rates for the southern Drakensberg escarpment, SE Africa, derived from in-situe-produced cosmogenic ^{36}Cl : initial results. *J. Geol. Soc. London.*, 156 :209–212. 127
- Ford, D. and Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, Chichester, UK. 71
- Freymueller, J. T., Woodard, H., Cohen, S. C., Cross, R., Elliott, J., Larsen, C. F., Hreinsdóttir, S., and Zweck, C. (2008). Active deformation processes in Alaska, based on 15 years of GPS measurements. pages 1–42. 23
- Gan, W., Zhang, P., Shen, Z. K., Niu, Z., Wang, M., Wan, Y., Zhou, D., and Cheng, J. (2007). Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 112(8) :1–14. 23
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Lavé, J., Attal, M., France-Lanord, C., and DeCelles, P. (2007). Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 258(3-4) :500–515. 19, 23
- Gaspar-Escribano, J. M., Van Wees, J. D., Ter Voorde, M., Cloetingh, S., Roca, E., Cabrera, L., Muñoz, J. a., Ziegler, P. a., and Garcia-Castellanos, D. (2001). Three-dimensional flexural modelling of the Ebro Basin (NE Iberia). *Geophys. J. Int.*, 145(2) :349–367.
- Glotzbach, C., Van Der Beek, P., Carcaillet, J., and Delunel, R. (2013). Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes : An example from the Western Alps. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118(3) :1491–1515. 144, 145, 148
- Goes, S., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H. G., and Geiger, a. (2004). A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3-4) :335–345. 162
-

-
- Goguel, J. (1946). La tectonique d'écoulement. *Rev. Sci. Paris.*, pages 207–213. 11
- Gosse, J. C. and Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quat. Sci. Rev.*, 20(14) :1475–1560. 78, 92
- Granger, D. E., Kirchner, J. W., and Finkel, R. (1996). Spatially Averaged Long-Term Erosion Rates Measured from In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides in alluvial Sediment. *J. Geol.*, 104 :249–257. 77, 78, 88
- Granger, D. E., Kirchner, J. W., and Finkel, R. C. (1997). Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. *Geology*, 25(2) :107–110. 139
- Granger, D. E. and Muzikar, P. F. (2001). Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides : Theory, techniques, and limitations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188(1-2) :269–281. 135
- Gudmundsson, G. H. (1994). An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87(2) :545–557. 179
- Gueguen, E., Gueguen, E., Doglioni, C., Doglioni, C., Fernandez, M., and Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298 :259–269. 159
- Gunn, J. (2013). 6.7 Denudation and Erosion Rates in Karst. In *Treatise Geomorphol.*, chapter Karst geom, pages 72–81. Elsevier, San Diego. 19, 69
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., and Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69(1-4) :298–314.
- Hampel, A. and Hetzel, R. (2006). Response of normal faults to glacial-interglacial fluctuations of ice and water masses on Earth's surface. *J. Geophys. Res.*, 111(B6) :1–13. 60
- Hassani, R., Jongmans, D., and Chéry, J. (1997). Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *J. Geophys. Res.*, 102(B8) :17951.
- Häuselmann, P. (2007). How to date nothing with cosmogenic nuclides. *Acta Carsologica*, 36(1) :93–100. 72, 74
-

-
- Häuselmann, P. and Granger, D. E. (2005). Dating of caves by cosmogenic nuclides : Method, possibilities, and the siebenhengste example (Switzerland). *Acta Carsologica*, 34(1) :43–50. 78
- Häuselmann, P., Granger, D. E., Jeannin, P. Y., and Lauritzen, S. E. (2007). Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. *Geology*, 35(2) :143–146. 139, 151, 152
- Hetzel, R. and Hampel, A. (2005). Slip rate variations on normal faults during glacial-interglacial changes in surface loads. *Nature*, 435(7038) :81–84. 55, 61
- Hippolyte, J. C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., Ménard, G., and Souffaché, B. (2006). The recent fault scarps of the Western Alps (France) : Tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics*, 418(3-4) :255–276. 199, 205
- Hobléa, F., Häuselmann, P., and Kubik, P. (2011). Cosmogenic nuclide dating of cave deposits of Mount Granier (Hauts de Chartreuse Nature Reserve, France) : morphogenic and palaeogeographical implications. *Géomorphologie Reli. Process. Environ.*, 4 :395–406. 139
- Homke, S., Vergés, J., van der Beek, P., Fernández, M., Saura, E., Barbero, L., Badics, B., and Labrin, E. (2010). Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis : Evidence for a long-lived orogeny. *Basin Res.*, 22(5) :659–680. 23
- Horio, V. (2001). *L’Influence de la géologie sur la karstification : étude comparative entre la Massif Obarsia Closani-Pietra Mare(Roumanie) et le Massif d’Arbas (France)*. PhD thesis, Toulouse 3. 99
- Hovius, N., Galy, A., Hilton, R. G., Sparkes, R., Smith, J., Shuh-Ji, K., Hongey, C., In-Tian, L., and Joshua West, a. (2011). Erosion-driven drawdown of atmospheric carbon dioxide : The organic pathway. *Appl. Geochemistry*, 26(SUPPL.) :S285–S287. 19, 23
- Hubschman, J. (1975). *Morphogénèse et pédogénèse quaternaires dans le piémont des Pyrénées garonnaises et ariégeoises*. PhD thesis, Toulouse-Le Mirail. 99
- Insel, N., Ehlers, T. a., Schaller, M., Barnes, J. B., Tawackoli, S., and Poulsen, C. J. (2010). Spatial and temporal variability in denudation across the Bolivian Andes from multiple geochronometers. *Geomorphology*, 122(1-2) :65–77. 23
-

-
- Ivins, E. R. and James, T. S. (2004). Bedrock response to Llanquihue Holocene and present-day glaciation in southernmost South America. *Geophysical Research Letters*, 31(24) :1–4. 183, 198
- Jadamec, M. a., Turcotte, D. L., and Howell, P. (2007). Analytic models for orogenic collapse. *Tectonophysics*, 435(1-4) :1–12. 37, 38
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., and Daix, N. (2007). The 16,000-event 2003-2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 112(11) :1–13. 8
- Jouanne, F., Mugnier, J. L., Koci, R., Bushati, S., Matev, K., Kuka, N., Shinko, I., Kociu, S., and Duni, L. (2012). GPS constraints on current tectonics of Albania. *Tectonophysics*, 554-557 :50–62. 23
- Kendall, R. (2003). Lithospheric thickness inferred from Australian post-glacial sea-level change : The influence of a ductile crustal zone. *Geophysical Research Letters*, 30(9) :1–4. 183
- Kirby, S. H., ., and Kronenberg, a. K. (1987). Rheology of the lithosphere : Selected topics. *Rev. Geophys.*, 25(8) :1680. 12, 52, 61, 164
- Klemann, V. and Wolf, D. (1999). Implications of a ductile crustal layer for the deformation caused by the Fennoscandian ice sheet. *Geophysical Journal International*, 139(1) :216–226. 183
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P. W., and Wieler, R. (2007). Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile : Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, 83(1-2) :97–120. 23
- Konstantinovskaia, E. and Malavieille, J. (2005). Erosion and exhumation in accretionary orogens : Experimental and geological approaches. *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 6(2). 14
- Kostrov, B. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rocks. *Izv.Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, 1 :23–40.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I., and Székely, B. (2001). Quantifying tectonic versus erosive denudation by the sediment budget : The miocene core complexes of the Alps. *Tectonophysics*, 330(1-2) :1–23. 23, 32, 181
-

-
- Lacan, P. and Ortuño, M. (2012). Active Tectonics of the Pyrenees : A review. *J. Iber. Geol.*, 38(1). 8, 9, 33, 36, 52, 55
- Lagasquie, J. (1971). L'évolution quaternaire du piémont pyrénéen et des vallées de l'Arbas et du Bas-Sallat. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 107(1-2) :125–134. 99
- Lal, D. and Venkatavaradan, V. (1967). Activation of cosmic dust by cosmic-ray particles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3 :299–310. 77
- Larroque, C., de Lépinay, B. M., and Migeon, S. (2011). Morphotectonic and fault-earthquake relationships along the northern Ligurian margin (western Mediterranean) based on high resolution, multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles. *Marine Geophysical Research*, 32(1) :163–179. 160, 161
- Larroque, C., Delouis, B., Godel, B., and Nocquet, J. M. (2009). Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary) : Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics*, 467(1-4) :22–34. 172
- Larroque, C., Scotti, O., and Ioualalen, M. (2012). Reappraisal of the 1887 Ligurian earthquake (western Mediterranean) from macroseismicity, active tectonics and tsunami modelling. *Geophysical Journal International*, 190(1) :87–104. 158, 162, 165, 166, 169, 170
- Larsen, C. F., Motyka, R. J., Freymueller, J. T., Echelmeyer, K. a., and Ivins, E. R. (2005). Rapid viscoelastic uplift in southeast Alaska caused by post-Little Ice Age glacial retreat. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4) :548–560. 199
- Lavé, J. and Avouac, J. P. (2001). Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.*, 106(B11) :26561. 23
- Levet, S., Toutain, J. P., Munoz, M., Berger, G., Negrel, P., and Jendrzejewski, N. (2002). Geochemistry of the Bagnères-de-Bigorre thermal waters from Geochemistry of the Bagne the North Pyrenean Zone (France). *Geofluids*, 2 :25–40. 54
- Lippitsch, R. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8) :2376. 183
- Loget, N., Davy, P., and Van Den Driessche, J. (2006). Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from modeling the Mediterranean sea level drop during the Messinian (late Miocene). *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 111(3). 70
-

-
- Lucazeau, F. and Vasseur, G. (1989). Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics*, 164(2-4) :251–258. 54
- Macario, A., Malinverno, A., and Haxby, W. F. (1995). On the robustness of elastic thickness estimates obtained using the coherence method. *J. Geol.*, 100(95) :15163–15172. 183
- Malavieille, J. (1993). Late Orogenic extension in mountain belts : Insights from the basin and range and the Late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, 12(5) :1115. 8, 11
- Malavieille, J. (2010). Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges : Analog models and case studies. *GSA Today*, 20(1) :4–10. 14
- Maniatis, G. and Hampel, A. (2008). Along-strike variations of the slip direction on normal faults : Insights from three-dimensional finite-element models. *J. Struct. Geol.*, 30(1) :21–28. 55
- Matmon, a., Fink, D., Davis, M., Niedermann, S., Rood, D., and Frumkin, a. (2014). Unraveling rift margin evolution and escarpment development ages along the Dead Sea fault using cosmogenic burial ages. *Quat. Res. (United States)*, 82(1) :281–295. 77
- McClay, Norton, M. G., Coney, P., and Davis, G. H. (1986). Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red Sandstone. *Nature*, 323(6084) :147–149. 11
- Meigs, A., Johnston, S., Garver, J., and Spotila, J. (2008). Crustal-scale structural architecture, shortening, and exhumation of an active, eroding orogenic wedge (Chugach/St Elias Range, southern Alaska). *Tectonics*, 27(4) :1–26. 23
- Ménard, G. and Molnar, P. (1988). Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334 :235–236. 11
- Mitchell, J. and Westaway, R. (1999). Chronology of Neogene and Quaternary uplift and magmatism in the Caucasus : constraints from K-Ar dating of volcanism in Armenia. *Tectonophysics*, 304(3) :157–186. 23
- Mitchell, S. G., Matmon, A., Bierman, P. R., Enzel, Y., Caffee, M., and Rizzo, D. (2001). Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel, from cosmogenic ^{36}Cl . *J. Geophys. Res.*, 106(B3) :4247. 124
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J., and Brunet, P. (2006). Geodynamic evolution of the perimediterranean karst during the Messinian and the Pliocene : evidence from the Ardeche and the Rhone Valley systems canyons, Southern France. *Sediment. Geol.*, 188-189 :219–233. 150
-

-
- Molnar, P. and Lyon-Caen, H. (1988). Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Process. Cont. Lithospheric Deform.*, 218 :179–207. 11, 12, 36, 37, 38
- Munoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt ; ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In *Thrust tectonics.*, pages 235–246, Egham, United Kingdom. Chapman & Hall : London, United Kingdom. 37
- Musumeci, G., Ribolini, A., and Spagnolo, M. (2003). The effects of late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy-France). *Quaternary International*, 101-102(1) :191–201. 159
- Nicolas, M., Bethoux, N., and Madeddu, B. (1998). Instrumental Seismicity of the Western Alps : A Revised Catalogue. *Pure Appl. Geophys.*, 152(4) :707–731. 10
- Nocquet, J. M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean : A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579 :220–242. 3, 8, 23, 33, 54, 158, 159, 202
- Norabuena, E. (1998). Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes. *Science (80-)*, 279(5349) :358–362. 23
- Norton, K. P., von Blanckenburg, F., DiBiase, R., Schlunegger, F., and Kubik, P. W. (2011). Cosmogenic ^{10}Be -derived denudation rates of the Eastern and Southern European Alps. *Int. J. Earth Sci.*, 100(5) :1163–1179. 144
- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, a., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., and Santanach, P. (2008). The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source : Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics*, 453(1-4) :246–262.
- Ouimet, W. B., Whipple, K. X., and Granger, D. E. (2009). Beyond threshold hillslopes : Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology*, 37(7) :579–582. 88, 145
- Palmer, A. (1987). Cave levels and their interpretation. *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, 49(4) :50–66. 71, 72
- Pan, B., Hu, X., Gao, H., Hu, Z., Cao, B., Geng, H., and Li, Q. (2013). Late Quaternary river incision rates and rock uplift pattern of the eastern Qilian Shan Mountain, China. *Geomorphology*, 184 :84–97. 23
-

-
- Pasquale, V., Verdoya, M., and Chiozzi, P. (1996). Heat flux and timing of the drifting stage in the Ligurian-Provencal basin (northwestern Mediterranean). *Journal of Geodynamics*, 21(3) :205–222. 160, 164
- Pasquale, V., Verdoya, M., and Chiozzi, P. (2002). A possible mechanism for the thermal asymmetry of the Ligurian basin. *Terra Nova*, 14(6) :484–490. 160
- Persaud, M. and Pfiffner, O. a. (2004). Active deformation in the eastern Swiss Alps : Post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics*, 385(1-4) :59–84. 181, 199
- Piomallo, C. (2004). How deep can we find the traces of Alpine subduction? *Geophysical Research Letters*, 31(6) :L06605. 183
- Puyoo, S. (1976). *Etude hydrogéologique du massif d'Arbas (Haute Garonne)*. PhD thesis, Pierre et Marie Curie. 99
- Rehault, J.-P., Boillot, G., and Mauffret, A. (1984). The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55(3-4) :447–477. 159
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, a., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., and Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111(5) :1–26. 23, 206
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., and Teyssier, C. (2001). Gravitational collapse of the continental crust : Definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342(3-4) :435–449. 11, 13
- Rezaeian, M. (2008). CHAPTER 7 : Synthesis and Main Conclusions CHAPTER 7 : Synthesis and Main Conclusions. pages 188–198. 23
- Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M., and Ponsolles, C. (2005). Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and tectonic implications. *J. Seismol.*, 9(2) :211–222.
- Rigo, a., Vernant, P., Feigl, K. L., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chéry, J., and Sylvander, M. (2012). Paradoxical present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS and focal mechanisms . *Geophys. J. Int.*, submitted :947–964. 23
-

-
- Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K. L., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chery, J., and Sylvander, M. (2015). Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophysical Journal International*, 201(2) :947–964. 33, 63, 65, 95, 202
- Riquelme, R., Darrozes, J., Maire, E., Herail, G., and Soula, J. C. (2008). Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a digital elevation model using the Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting; implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. *Andean Geol.*, 35(1) :105–121. 23
- Royden, L. (1993). The steady-state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prisms. *J. Geophys. Res.*, 98(7) :4487–4507.
- Royden, L. (1996). Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens : Implications for strain partitioning in the crust. *J. Geophys. Res.*, 101(B8) :17679. 12
- Royden, L. H. (1997). Surface Deformation and Lower Crustal Flow in Eastern Tibet. *Science*, 80(5313) :788–790. 12
- Ryb, U., Matmon, a., Erel, Y., Haviv, I., Katz, a., Starinsky, a., Angert, a., Arnorld, M., Aumaitre, G., Bourlès, D., and Keddadouche, K. (2014). Controls on denudation rates in tectonically stable Mediterranean carbonate terrain. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 126(3-4) :553–568. 124, 127, 145
- Saillard, M., Petit, C., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D. L., Zerathe, S., Revel, M., and Jourdon, A. (2014). Late Quaternary incision rates in the Vésubie catchment area (Southern French Alps) from in situ-produced ^{36}Cl cosmogenic nuclide dating : Tectonic and climatic implications. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119(5) :1121–1135. 139, 159
- Salichon, J., Kohrs-Sansorny, C., Bertrand, E., and Courboux, F. (2010). A Mw 6.3 earthquake scenario in the city of Nice (southeast France) : Ground motion simulations. *Journal of Seismology*, 14(3) :523–541. 158
- Sasowsky, I., White, W., and Schmidt, V. (1995). Determination of stream-incision rate in the Appalachian plateaus by using cave-sediment magnetostratigraphy. *Geology*, 23 :415–418. 76
- Savage, J. C. and Burford, R. O. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. *J. Geophys. Res.*, 78(5) :832. 63, 64, 208
-

- Savoie, B. and Piper, D. J. W. (1993). Quaternary sea-level change and sedimentation on the continental shelf and slope of Antibes, French Riviera. *Geo-Marine Letters*, 13(1) :2–8. 160, 166, 176
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P. H., Bourlès, D., Burnard, P., and Williams, A. (2009). Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quat. Geochronol.*, 4(6) :441–461. 90, 92, 152
- Schimmelpfennig, I., Schaefer, J. M., Akçar, N., Koffman, T., Ivy-Ochs, S., Schwartz, R., Finkel, R. C., Zimmerman, S., and Schlüchter, C. (2014). A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 393 :220–230. 179
- Schlagenhauf, A., Gaudemer, Y., Benedetti, L., Manighetti, I., Palumbo, L., Schimmelpfennig, I., Finkel, R., and Pou, K. (2010). Using in situ Chlorine-36 cosmonuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps : A reappraisal of methodology and interpretations. *Geophys. J. Int.*, 182(1) :36–72. 89, 128
- Schroetter, J.-M. (1998). L' enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quaternaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice ; analyse morpho-sédimento-structurale. *Geologie Alpine*, 74 :146–149. 159
- Seong, Y. B., Owen, L. A., Caffee, M. W., Kamp, U., Bishop, M. P., Bush, A., Copland, L., and Shroder, J. F. (2009). Rates of basin-wide rockwall retreat in the K2 region of the Central Karakoram defined by terrestrial cosmogenic nuclide ^{10}Be . *Geomorphology*, 107(3-4) :254–262. 23
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., and Williams, S. D. P. (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region : New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118(11) :6003–6024. 2, 15, 33, 95, 156, 159, 202
- Siame, L., Braucher, R., and Bourlès, D. L. (2000). Les nucléides cosmogéniques produits in-situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bull*, 171(4) :383–396. 78
- Siame, L. L., Angelier, J., Chen, R. F., Godard, V., Derrieux, F., Bourlès, D. L., Braucher, R., Chang, K. J., Chu, H. T., and Lee, J. C. (2011). Erosion rates in an active orogen (NE-Taiwan) : A confrontation of cosmogenic measurements with river suspended loads. *Quat. Geochronol.*, 6(2) :246–260. 20, 23

- Sinclair, H. D., Gibson, M., Naylor, M., and Morris, R. G. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *Am. J. Sci.*, 305(5) :369–406. 23, 96, 138
- Souriau, A. and Pauchet, H. (1998). A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290(3-4) :221–244.
- Souriau, A., Rigo, A., Sylvander, M., Benahmed, S., and Grimaud, F. (2014). Seismicity in central-western Pyrenees (France) : A consequence of the subsidence of dense exhumed bodies. *Tectonophysics*, 621 :123–131. 36, 37, 202
- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J. F., Douchain, J. M., and Ponsolles, C. (2001). Sismotectonique des Pyrénées : Principales contraintes sismologiques. *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, 172(1) :25–39.
- Spotila, J. a., Buscher, J. T., Meigs, A. J., and Reiners, P. W. (2004). Long-term glacial erosion of active mountain belts : Example of the Chugach- St. Elias Range, Alaska. *Geology*, 32(6) :501–504. 20, 23
- Stange, K. M., van Balen, R., Vandenberghe, J., Peña, J. L., and Sancho, C. (2013). External controls on Quaternary fluvial incision and terrace formation at the Segre River, Southern Pyrenees. *Tectonophysics*, 602 :316–331.
- Stange, K. M., van Balen, R. T., Kasse, C., Vandenberghe, J., and Carcaillet, J. (2014). Linking morphology across the glaciofluvial interface : A ^{10}Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology*, 207 :71–95.
- Steer, P. (2011). *Surface processes and deformation in orogenic setting : quantification and modeling*. PhD thesis, Université Paris-Sud 11.
- Steinmann, G. (1907). Alpen und Apennin. *Monatsber. Deut. Geol. Ges.*, 59 :117–185. 10
- Stewart, J. and Watts, a. B. (1997). Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 102(B3) :5327. 183
- Stocchi, P., Spada, G., and Cianetti, S. (2005). Isostatic rebound following the Alpine deglaciation : Impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 162(1) :137–147. 157, 179, 180, 181

-
- Stock, G. M., Granger, D. E., Sasowsky, I. D., Anderson, R. S., and Finkel, R. C. (2005). Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves : Implications for landscape evolution studies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236(1-2) :388–403. 76
- Stone, J., Allan, G., Fifield, L., and Cresswell, R. (1996). Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60(4) :679–692. 89
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.*, 105 :753–759. 79, 91
- Sue, C., Calcagno, P., Courrioux, G., Tricart, P., Frechet, J., and Thouvenot, F. (2010). Relationships between inherited crustal structures and seismicity in the western Alps inferred from 3D structural modeling. *Bull. La Soc. Geol. Fr.*, 181(6) :583–590. 10
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., Allanic, C., Tricart, P., and Burkhard, M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps : An overview. *Int. J. Earth Sci.*, 96(6) :1101–1129. 8, 9, 15, 16, 157
- Sylvander, M., Souriau, A., Rigo, A., Tocheport, A., Toutain, J. P., Ponsolles, C., and Benahmed, S. (2008). The 2006 November, $M_L = 5.0$ earthquake near Lourdes (France) : New evidence for NS extension across the Pyrenees. *Geophys. J. Int.*, 175(2) :649–664. 36
- Tassy, A., Mocochain, L., Bellier, O., Braucher, R., Gattacceca, J., and Bourlès, D. (2013). Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karsts during the Messinian and the Pliocene : Example of Ardèche Valley, Southern France. *Geomorphology*, 189 :81–92. 151, 152
- Toussaint, G., Burov, E., and Avouac, J. P. (2004). Tectonic evolution of a continental collision zone : A thermomechanical numerical model. *Tectonics*, 23(6) :1–24. 15
- Tricart, P., Bouillin, J.-P., Dick, P., Moutier, L., and Xing, C. (1996). Le faisceau de failles de haute-Durance et le jeu distensif du front brianconnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 323(II) :251_257. 16
- Turpeinen, H., Maniatis, G., and Hampel, A. (2014). Slip on normal faults induced by surface processes after the cessation of regional extension-Insights from three-dimensional numerical modelling. *Geomorphology*, 237 :79–87. 55
-

-
- Ustaszewski, M. E., Hampel, A., and Pfiffner, O. A. (2008). Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound : An integrated field and modelling study. *Swiss J. Geosci.*, 101(1) :223–235. 199
- van Bemmelen, R. (1954). *Mountain Building*. The Hague. 11
- Van den Berg, M. (2001). The Maas Terrace sequence at Maastricht, SE Netherlands ; evidence for 200 m of late Neogene and Quaternary surface uplift. In *3rd Meet. Fluv. Arch. Gr. (FLAG)*. Cheltenham, United Kingdom, pages 45–86, Netherlands. A.A. Balkema. 74
- van der Beek, P. (2013). Modelling Landscape Evolution. In *Environ. Model.*, chapter 19, pages 309–331. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. 70
- van der Beek, P. and Bourbon, P. (2008). A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology*, 97(1-2) :52–72. 179
- Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C. (2001). Crustal-scale rheological transitions during late-orogenic collapse. *Tectonophysics*, 335(1-2) :211–228. 32
- Vassallo, R., Jolivet, M., Ritz, J. F., Braucher, R., Larroque, C., Sue, C., Todbileg, M., and Javkhlanbold, D. (2007). Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 259(3-4) :333–346. 70
- Vassallo, R., Ritz, J. F., and Carretier, S. (2011). Control of geomorphic processes on ^{10}Be concentrations in individual clasts : Complexity of the exposure history in Gobi-Altay range (Mongolia). *Geomorphology*, 135(1-2) :35–47. 20, 23
- Vening-Meinesz, F. (1950). Les grabens africains resultant de compression ou de tension dans la croûte terrestre. *J. Struct. Geol.*, 21 :539–552. 160
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T., Zoetemeijer, R., and Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Pet. Geol.*, 12(8) :903–915. 19, 23, 96, 138
- Vernant, P. and Chéry, J. (2006a). Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246(3-4) :197–206. 23, 176
- Vernant, P. and Chéry, J. (2006b). Mechanical modelling of oblique convergence in the Zagros, Iran. *Geophys. J. Int.*, 165(3) :991–1002. 61
-

- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., and Rigo, a. (2013). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology*, 41(4) :467–470. 2, 4, 16, 17, 26, 29, 33, 37, 38, 57, 60, 150, 156, 202, 205, 208
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, a., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.*, 157(1) :381–398. 23
- Vezzoli, G., Ghielmi, G., Mondaca, G., Resentini, A., Villarroel, E. K., Padoan, M., and Gentile, P. (2013). Quantifying modern erosion rates and river-sediment contamination in the Bolivian Andes. *J. South Am. Earth Sci.*, 45 :42–55. 23
- Vigny, C., Chéry, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J. P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K. L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J. F., Geiger, a., Harmel, a., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Ménard, G., Meyer, B., Ruegg, J. C., Scheubel, J. M., Scotti, O., and Vidal, G. (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period : 1993-1998. *Journal of Geodesy*, 76(2) :63–76. 158
- Vincent, S., Carter, a., Lavrishchev, V., Rice, S., Barabadze, T., and Hovius, N. (2011). The exhumation of the western Greater Caucasus : a thermochronometric study. 148 :1–21. 23
- von Blanckenburg, F. (2005). The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237(3-4) :462–479. 88, 144
- Wagner, T., Fabel, D., Fiebig, M., Häuselmann, P., Sahy, D., Xu, S., and Stüwe, K. (2010). Young uplift in the non-glaciated parts of the Eastern Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295(1-2) :159–169. 139, 141, 152
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge, United Kingdom, university edition. 38
- Watts, a. B. and Burov, E. B. (2003). Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213(1-2) :113–131.
- Wegmann, K. W. and Pazzaglia, F. J. (2009). Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Apennines, Italy : Climatic, lithologic, and tectonic controls on terrace genesis in an active orogen. *Quat. Sci. Rev.*, 28(1-2) :137–165. 74

- Weldon, R. (1986). Fill terrace formation in Cajon Creek, Southern California. In *Geol. Soc. Am. Cordilleran Sect. 82nd Annu. Meet.*, page 196, Boulder, CO, United States. Geological Society of America (GSA). 74
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(4) :974–1002. 170
- Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts. *J. Geophys. Res.*, 104(B12) :28957. 14
- Willett, S. D. (2010). Erosion on a line. *Tectonophysics*, 484(1-4) :168–180. 70
- Willett, S. D., Beaumont, C., and Fullsack, P. (1993). Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21 :371–374. 32
- Willett, S. D., Slingerland, R., and Hovius, N. (2001). Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. *American Journal of Science*, 301(4-5) :455–485. 14, 30
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K. P., and Kubik, P. W. (2007). Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 112(4) :1–20. 144
- Wu, P. and Mazzotti, S. (2007). Effects of a lithospheric weak zone on postglacial seismotectonics in Eastern Canada and the Northeastern United States. *Special Paper - Geological Society of America*, 425 :113–128. 183, 198
- Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R., and Bourlès, D. (2014). Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ^{36}Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews*, 90 :106–127. 124
- Zhang, P., Molnar, P., and Downs, W. R. (2001). Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 410(6831) :891–897. 98, 151
- Zhang, P. Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., and Xinzhao, Y. (2004). Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32(9) :809–812. 23
- Zubovich, A. V., Wang, X. Q., Scherba, Y. G., Schelochkov, G. G., Reilinger, R., Reigber, C., Mosienko, O. I., Molnar, P., Michajljow, W., Makarov, V. I., Li, J., Kuzikov, S. I., Herring,

T. a., Hamburger, M. W., Hager, B. H., Dang, Y. M., Bragin, V. D., and Beisenbaev, R. T. (2010). GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions. *Tectonics*, 29(6) :1–23.

23

Table des figures

1	Mouvements horizontaux dans les Alpes Occidentales et les Pyrénées	3
1.1	Exemples de failles normales parallèles à l'axe de la chaîne.	9
1.2	Les failles normales parallèles à l'axe de la chaîne	10
1.3	Compétition entre forces gravitaires et tectoniques	11
1.4	L'effondrement gravitaire plusieurs modèles	13
1.5	La flexion d'une couche induit de l'extrados dans la partie convexe	14
1.6	Influence de la dénudation sur la position de la surface	15
1.7	L'érosion induit un soulèvement et l'extension de croûte supérieure dans les chaînes à faible taux de convergence	17
1.8	Chaîne de montagnes simplifiée, exemple de critères de sélection	19
1.9	Les méthodes quantifient l'érosion à différentes échelle de temps	20
1.10	Exemple de chaîne de montagnes et définition des critères de sélection	21
1.11	Analyses statistiques sous forme d'histogrammes des données des chaînes de montagnes sélectionnées	25
1.12	Zone d'extension du modèle mécanique de Vernant et al. 2013 contenue dans un trapèze	26
1.13	Modèle théorique cinématique reliant érosion, convergence et extension	27
1.14	Comparaison des relations extension-érosion-convergence des résultats de modélisation et le modèle cinématique proposé	29
1.15	Régimes tectoniques en fonction des taux de convergence et des taux de dénudation	31
1.16	Zoom pour les faibles taux de convergence	31
2.1	Trois processus appliqués à la modélisation numérique 2D des Pyrénées Centrales	37
2.2	Illustration de la méthode Kostrov 3D	39
2.3	Figure 1bis de l'article dans les suppléments	52
2.4	Figure 2bis de l'article dans les suppléments	53

2.5	Comparaison des profils de vitesses de surface pour l'essai ISO-D avec différentes positions de plan de faille : rejeu en fonction des pentes des profils	56
2.6	Glissement en fonction de la position et du pendage du plan de faille dans une montagne simplifiée soumise à la dénudation.	58
2.7	Le gradient des profils de vitesses de surface permet de localiser les changements de cinématique et la quantité de glissement d'un plan de faille en fonction de sa position.	59
2.8	Le coefficient de friction sur le plan de faille influence les valeurs de glissement .	62
2.9	Influence du différentiel de la composante horizontale du vecteur de vitesse de surface ($\Delta h = b - a$) sur le rejeu d'un plan de faille situé entre les deux points. . .	64
2.10	Un champ de vitesses GPS avec une bonne résolution permettrait de prédire les glissements de failles relativement les unes par rapport aux autres.	64
2.11	Une coupe à travers le champ GPS des Pyrénées Centrales suggère des changements de pentes semblables à ceux obtenus dans nos modélisations.	65
3.1	Coupe idéalisée à travers un réseau karstique	73
3.2	Evolution du paysage et ses différents marqueurs laissés par les réseaux de drainage et karstique.	75
3.3	Evolution de la concentration en cosmonucléides au cours du temps	81
3.4	Trois définitions possibles pour le niveau de base qui permet de calculer le taux d'incision	86
3.5	Traitement du MNT pour calculer le taux de production moyen	91
3.6	Les Pyrénées se découpent en différentes zones	97
3.7	Zones d'études dans les Pyrénées Centrales	98
3.8	Localisation des échantillons autour du massif d'Arbas	100
3.9	Coupe du réseau karstique étagé du massif d'Arbas et illustration de quelques points d'échantillonnage.	103
3.10	Localisation des échantillons du versant espagnol	105
3.11	Illustrations des grottes du versant espagnol	106
3.12	Résultats d'optimisation entre la concentration mesurée et celle théorique présentée dans le tableau 3.6.	112
3.13	Identification des niveaux de base lointain, grâce aux profils de rivière Nord et Sud	115
3.14	Influence de la pré-altitude sur l'âge d'enfouissement et le taux de paléo-dénudation	119
3.15	Corrélation entre taux de dénudation et Cl_{nat}	127
3.16	La chimie de la roche carbonatée fait varier les taux de dénudation	129

3.17	Cartographie des taux de dénudation moyens des bassins versants	130
3.18	Carte lithologique simplifiée des Pyrénées Centrales et l'origine des galets de quartz dans les cavités.	131
3.19	Scénario sur l'origine des galets de quartz pour le Massif d'Arbas	133
3.20	L'impact de la post-production de l'échantillon de Coume Nere enfoui à faible profondeur	135
3.21	Extension des glaciers pyrénéens quaternaire	138
3.22	Relation entre les taux de paléo-dénudation et incision	140
3.23	Taux d'incision et de dénudation, la carte synthétique des résultats issus des cosmonucléides	142
3.24	Synthèse des résultats : répartition des taux de dénudation sur la coupe des Pyrénées Centrales et y-a-t'il une corrélation entre les taux de dénudation et les altitudes moyennes des bassins versant ?	146
3.25	Répartition des taux de dénudation en fonction des pentes des bassins versants, vers une corrélation entre l'altitude moyenne et la pente	146
3.26	Evolution de la concentration en fonction des taux de dénudation au cours du temps : temps d'exposition minimum et taux de dénudation maximum	147
3.27	Comparaison de la réponse flexurale de nos modèles de l'article du chapitre 2 à deux profils de dénudation.	148
3.28	Différents taux pour différentes périodes de temps : le taux d'incision intègre des variations au cours du temps.	152
4.1	Les régimes tectoniques des Alpes Occidentales, la marge Ligure à la transition entre Extension et Compression	157
4.2	Similitude spatiale entre les cartes du soulèvement actuel et de la couverture du dernier maximum glaciaire	157
4.3	Les régimes tectoniques et soulèvement des Alpes Occidentales du Sud et la marge ligure	161
4.4	Coupe topographique de nos modèles Marge Ligure	163
4.5	Incertitudes sur le champ de température actuel du Bassin Ligure	165
4.6	Cas de référence, profil de processus de surface	167
4.7	Evolution temporelle du rejet de plan de faille	169
4.8	Influence du champ de température sur le taux de glissement en fonction du taux de convergence	171

4.9	Influence du coefficient de friction du plan de faille sur le taux de glissement en fonction du taux de convergence	173
4.10	Influence de la topographie sur le taux de glissement en fonction du taux de convergence	174
4.11	Etudes de la relation entre les mouvements verticaux et la déglaciation	180
4.12	Comparaison entre le signal géodésique et celui induit par la sommation de toutes les contributions au rebond isostatique post glaciaire	182
4.13	Figure 1 :	187
4.14	Figure 2 :	189
4.15	Figure 3 :	191
4.16	Figure 4 :	192
4.17	Les études géophysiques imagent le passage nécessaire pour relier la racine crustale visqueuse au manteau	198
4.18	Origine des escarpements post-glaciaires sur les flancs de vallées	199
4.19	Comparaison des mouvements induits par l’effondrement gravitaire et la réponse isostatique à l’érosion.	208
20	Planche World Stress Map et compilation des données : Chugach (Alaska)	242
21	Planche World Stress Map et compilation des données : Pyrénées, Alpes Occidentales et Albanides	243
22	Planche World Stress Map et compilation des données : Caucases, Alborz et Zagors Nord Ouest	244
23	Planche World Stress Map et compilation des données : Taïwan et Nouvelle Zélande Alpes du Sud	244
24	Planche World Stress Map et compilation des données : Andes	245
25	Planche World Stress Map et compilation des données : Asie	246

Annexes

Figures reprenant la compilation de données du chapitre 1 :

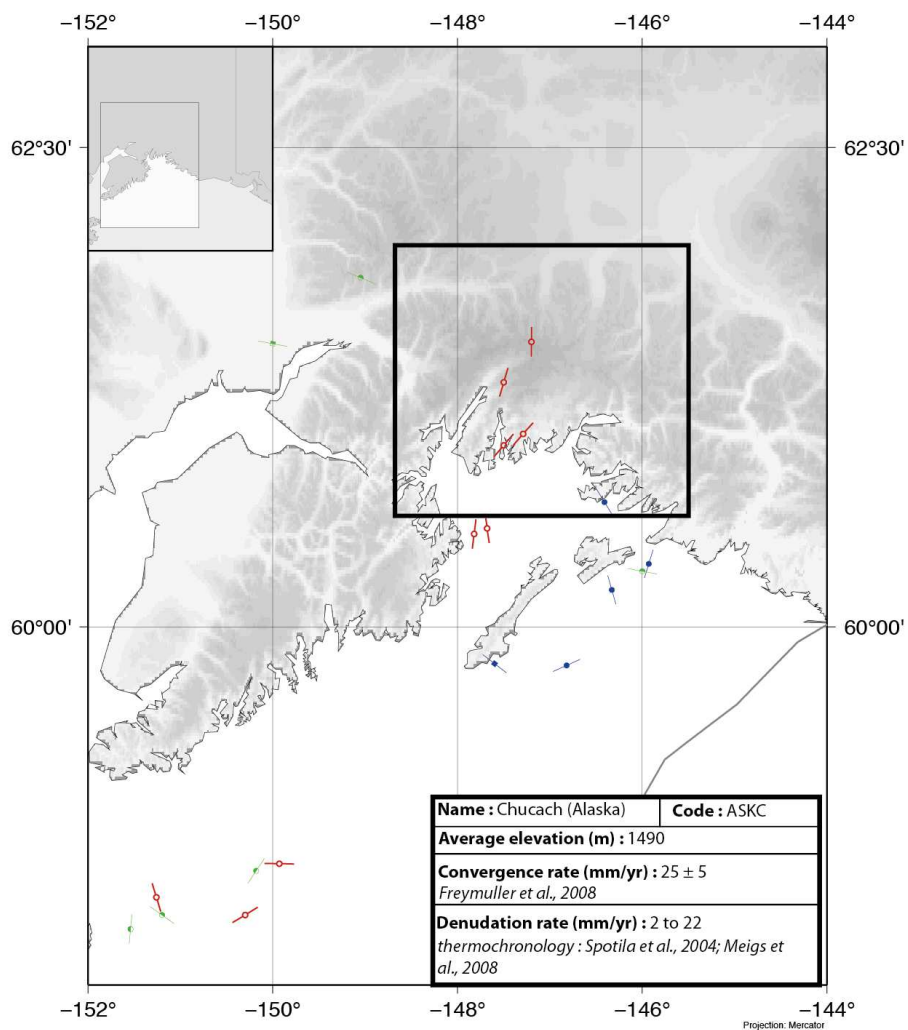


Figure 20: Chugach (Alaska), alors que les mécanisme au foyer de la WSP sont principalement extensif, la déformation n'est pas en extension mais en transpression due à la subduction de la plaque pacifique.

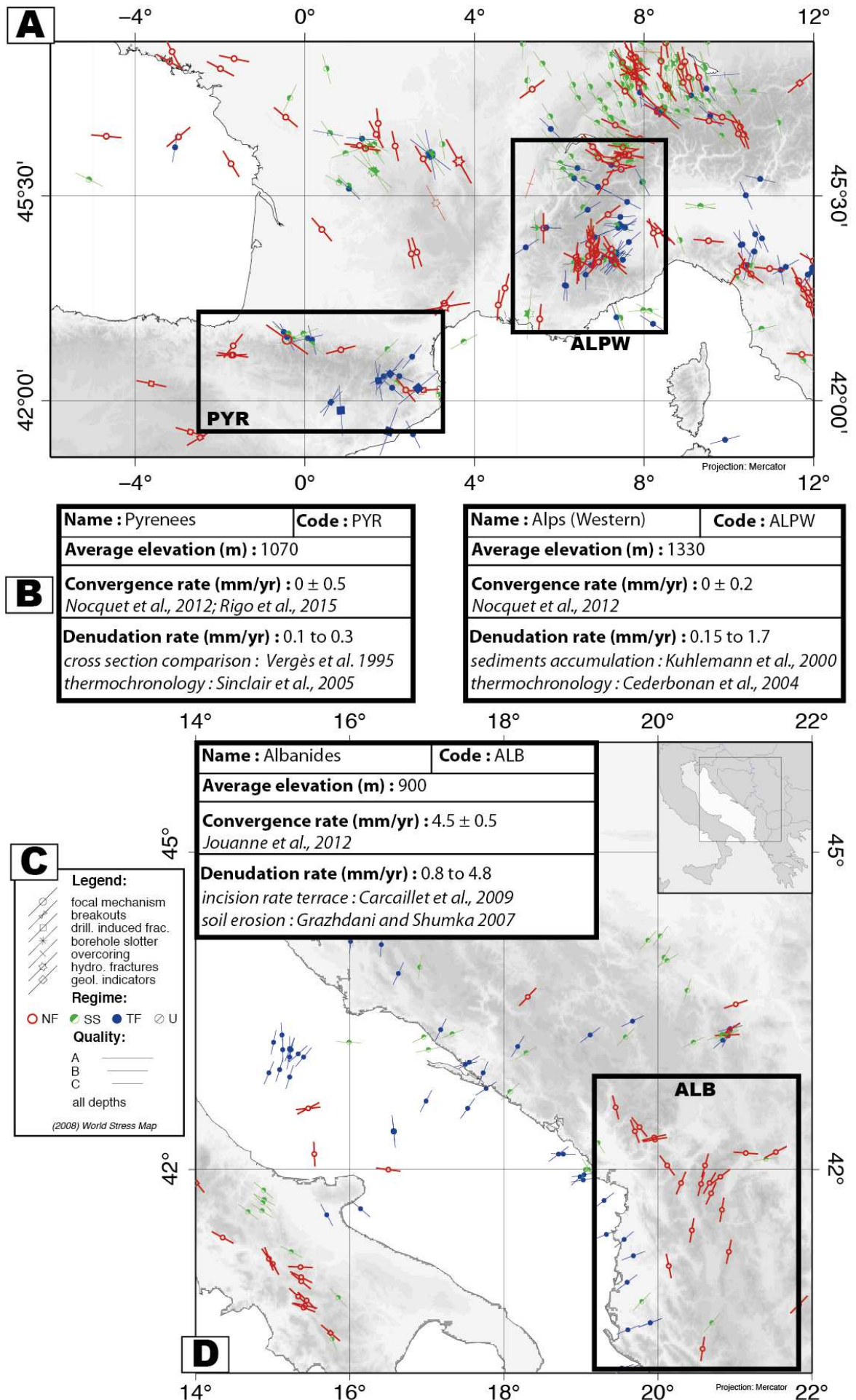


Figure 21: Pyrénées, ²⁴³Alpes Occidentales et Albanides

Name : Caucasus	Code : CAU
Average elevation (m) : 1400	
Convergence rate (mm/yr) : 7 ± 4 <i>REilinger et al., 2006</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.8 to 1.4 <i>thermochronology : Mitchell et Westaway, 1999; Vincent et al., 2011</i>	

Name : Alborz	Code : ALZ
Average elevation (m) : 2680	
Convergence rate (mm/yr) : 7 ± 2 <i>Vernant et al., 2004; Djamour et al., 2010</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.2 to 2.2 <i>terrace incision : Antoine et al., 2006 thermochronology : Rezaeian 2009</i>	
Tectonic regime : Transension <i>Ritz et al., 2006; Tatar et al., 2007</i>	

Name : Zagros	Code : ZAG
Average elevation (m) : 1720	
Convergence rate (mm/yr) : 3 ± 2 <i>Vernant et al., 2004; Vernant et Chery 2006</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.005 to 0.09 <i>thermochronology : Homke et al., 2010</i>	

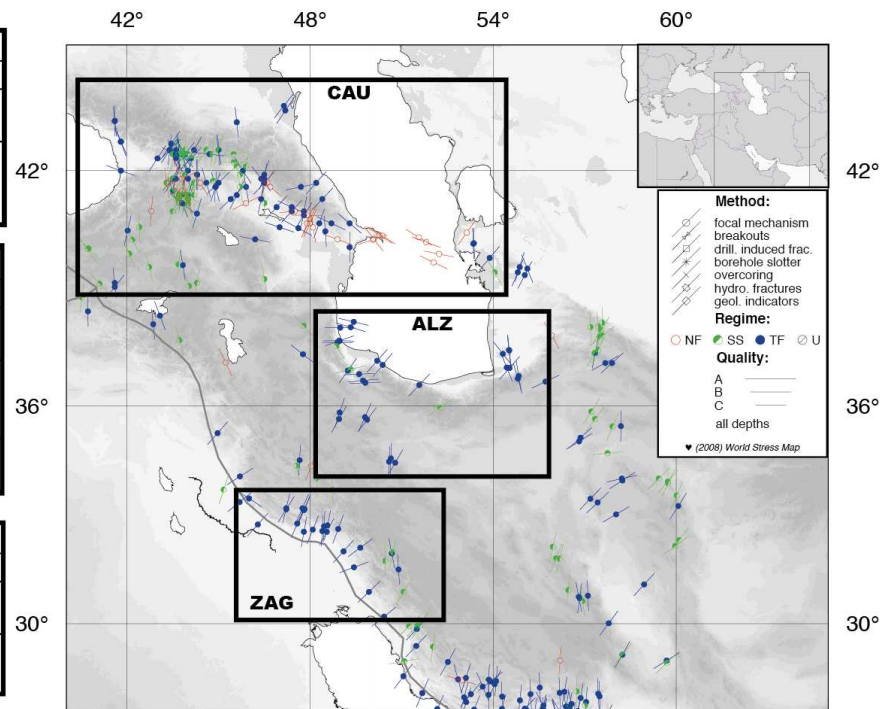
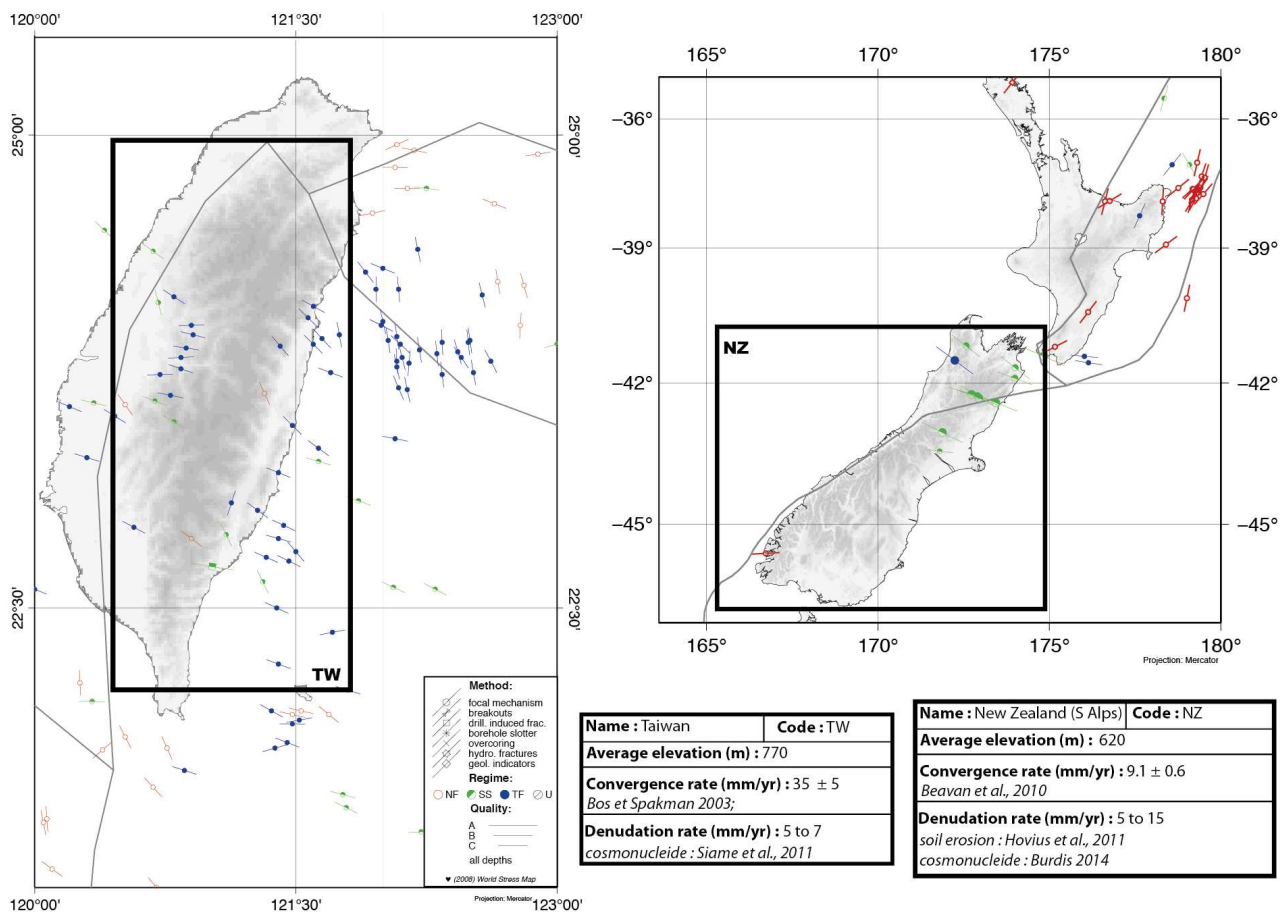


Figure 22: Caucases, Alborz et Zagros Nord Ouest. Notons que pour l'Alborz Ritz et al., 2006 et Tatar et al., 2012 remarquent de la transtension.



Name : Taiwan	Code : TW
Average elevation (m) : 770	
Convergence rate (mm/yr) : 35 ± 5 <i>Bos et Spakman 2003;</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 5 to 7 <i>cosmonucleide : Siame et al., 2011</i>	

Name : New Zealand (S Alps)	Code : NZ
Average elevation (m) : 620	
Convergence rate (mm/yr) : 9.1 ± 0.6 <i>Beavan et al., 2010</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 5 to 15 <i>soil erosion : Hovius et al., 2011 cosmonucleide : Burdis 2014</i>	

Figure 23: Taïwan et Nouvelle Zélande Alpes du Sud

Name : Andes (North Peru)	Code : ANNP
Average elevation (m) : 2280	
Convergence rate (mm/yr) : 1.5 ± 2.5 <i>Norabuena et al., 1998; Bevis et al., 2001</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.01 to 0.25 <i>cosmonucleides : Abbuhl et al., 2011</i>	
Name : Andes (South Peru)	Code : ANSP
Average elevation (m) : 3170	
Convergence rate (mm/yr) : 1.5 ± 2.5 <i>Norabuena et al., 1998; Bevis et al., 2001</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.1 to 0.3 <i>cosmonucleides : Abbuhl et al., 2011</i>	
Name : Andes (South Bolivia)	Code : ANSB
Average elevation (m) : 2880	
Convergence rate (mm/yr) : 1.5 ± 2.5 <i>Norabuena et al., 1998; Bevis et al., 2001</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.1 to 0.3 <i>Cosmonucleides : Insel et al., 2010</i>	
Name : Andes (North Chile)	Code : ANNC
Average elevation (m) : 2770	
Convergence rate (mm/yr) : 4 ± 2 <i>Brooks et al., 2003</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.03 to 0.075 <i>cosmonucleides + sedimentation : Kober et al., 2007</i>	
Name : Andes (Central Chile)	Code : ANCC
Average elevation (m) : 2330	
Convergence rate (mm/yr) : 3 ± 2 <i>Brooks et al., 2003</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.01 to 0.12 <i>cross-section : Riquelme et al., 2008</i>	
Name : Andes (South Chile)	Code : ANSC
Average elevation (m) : 1870	
Convergence rate (mm/yr) : 1 ± 2 <i>Brooks et al., 2003</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.02 to 0.04 <i>cosmonucleides : Carretier et al. 2013</i>	

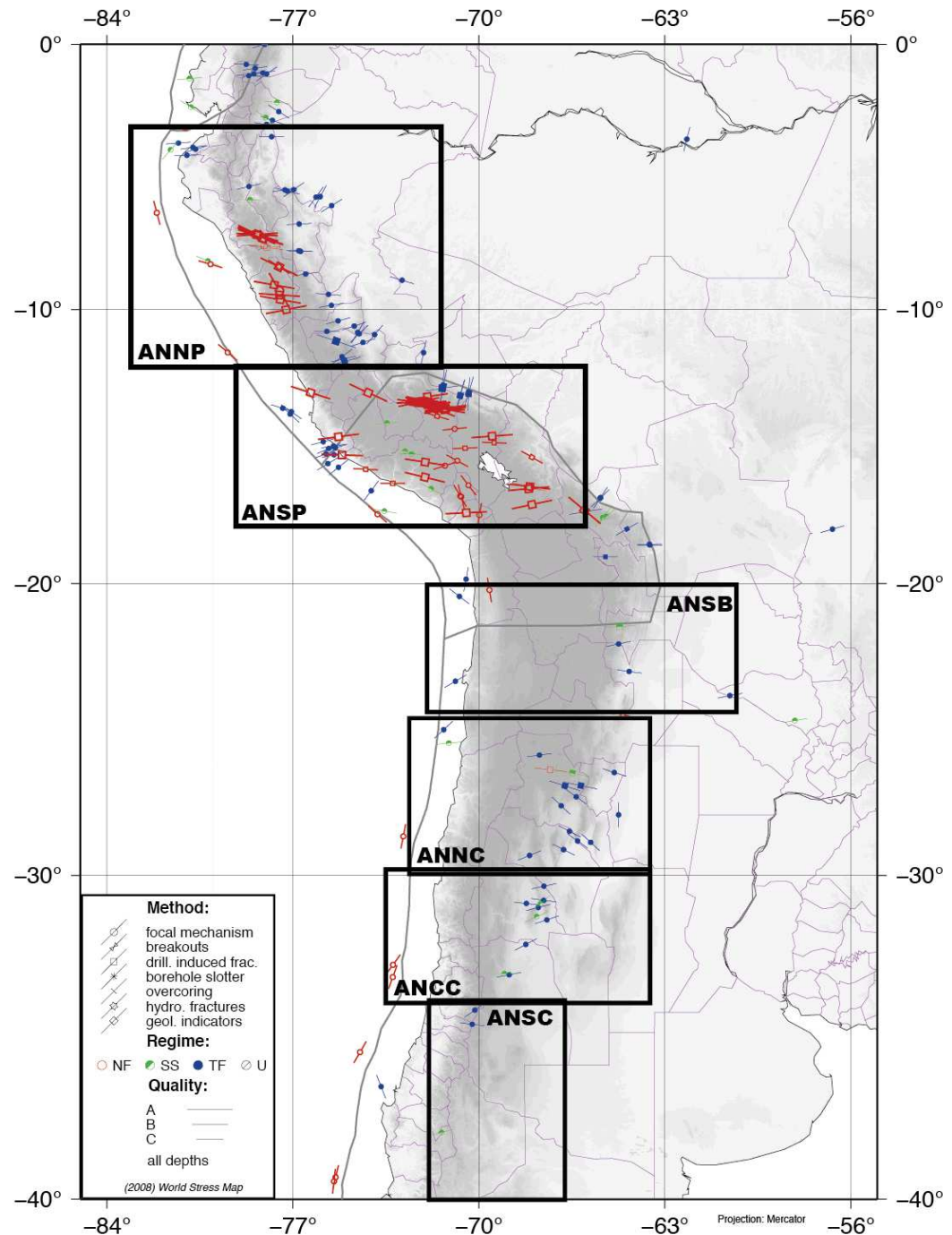
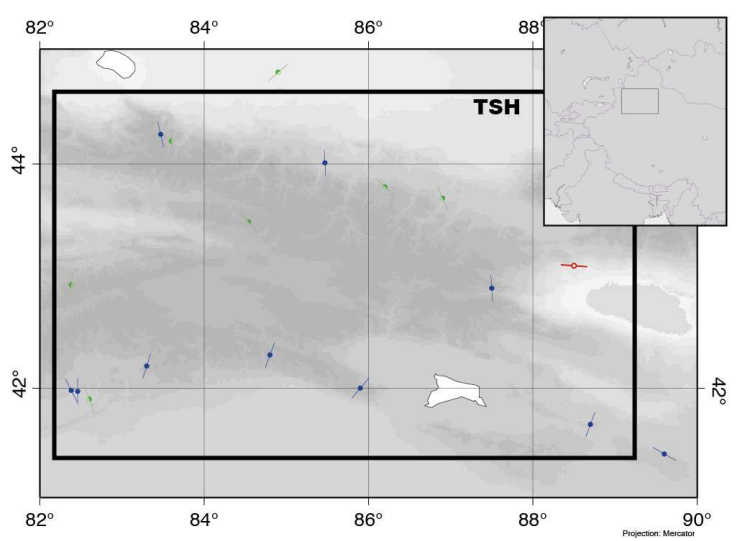
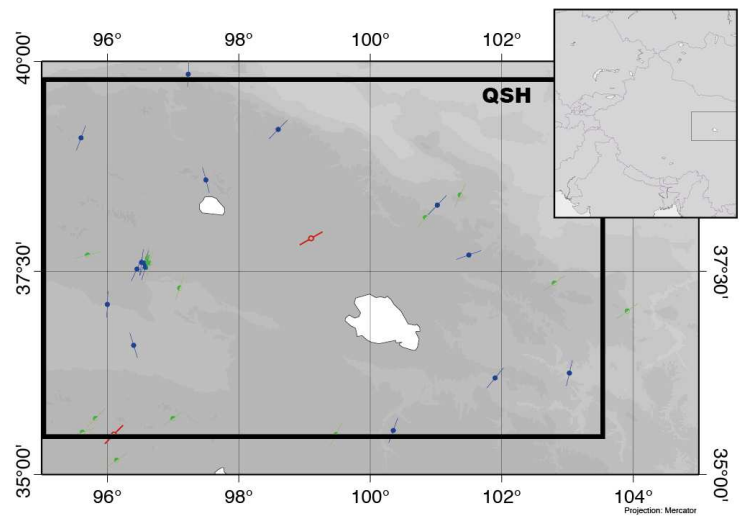
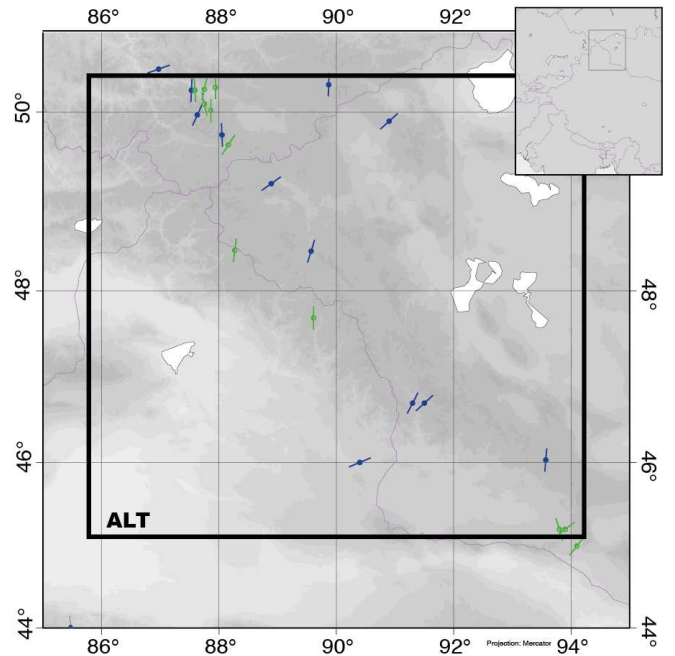
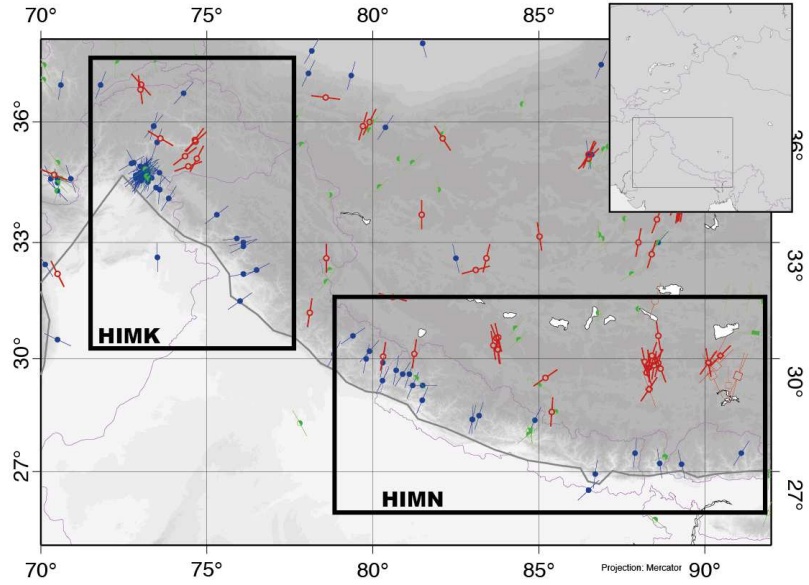


Figure 24: Andes



Name : Karakorum	Code : HIMK
Average elevation (m) : 3570	
Convergence rate (mm/yr) : 11 ± 3 <i>Zhang et al., 2004</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 3 to 6 <i>cosmonucleides : Seong et al., 2008</i>	

Name : Nepal	Code : HIMN
Average elevation (m) : 2900	
Convergence rate (mm/yr) : 17.8 ± 0.5 <i>Ader et al., 2012</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 1 to 10 <i>cosmonucleides : Lave et Avouac 2001; Sand : Garzanti et al., 2007</i>	

Name : Altai	Code : ALT
Average elevation (m) : 2100	
Convergence rate (mm/yr) : 2 ± 2 <i>Calais 2003</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.17 to 0.27 <i>cosmonucleides : Vassallo et al., 2011</i>	

Method:	Regime:
focal mechanism	○ NF
breakouts	○ SS
drill. induced frac.	○ TF
borehole slotter	○ U
overcooring	
hydro. fractures	
geol. indicators	
	Quality:
	A
	B
	C
	all depths

(2008) World Stress Map

Name : Qilian Shan	Code : QSH
Average elevation (m) : 3380	
Convergence rate (mm/yr) : 5.5 ± 1.8 <i>Gan et al., 2007</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.02 to 0.2 <i>terraces incision : Pan et al., 2013</i>	

Name : Tien Shan (Eastern)	Code : TSH
Average elevation (m) : 2170	
Convergence rate (mm/yr) : 15 ± 4 <i>Zubovich et al., 2010</i>	
Denudation rate (mm/yr) : 0.22 to 0.28 <i>cosmonucleides : Charreau et al., 2011</i>	

Figure 25: Asie

.1 Programme MatLab et sa fonction pour obtenir l'âge d'enfouissement et le taux de paléo-dénudation


```

%%postASTER_Be-2.m
%authors : M.Genti 14/04/2015 corrected by J.Tesson
%
clc;clear all; close all;
%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%                               Importation data                               %
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
[Names,MQuartztotal,MspikBe,MAliquot,MspikAl,atmsol] =
import_PrepChim('Preparation_chimie.txt', 2, 13);
[Slat,sA,sB,sC,sD,sE,muons] = import_scaling('scale_factor.txt', 1, 7);
[NameBe,Be10Be9,coupsBe,IncertitudBe,Be10Be9mach] = import_BeAster('Be_Aster.txt',4, 15);
[NameAl,Al26Al27,coupsAl,IncertitudAl,Al26Al27mach] = import_AlAster('Al_Aster.txt',3,
6);
[Sample,Latitude,Longitude,Altitude,Pressurembar,Stonescaling,Depthcm,Shielding,info,Samp
le1] = import_field('field.txt',2, 13);
% Verify sample vertical same order

%% %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%                               Cosmonucleide constante                               %
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%Cosmonucleid quantity after ASTER measurements
halftimBe=1.387*10^6 ;%Korschineck 2010, Chmeleff 2010
halftimAl=7.05*10^5 ;%yrs
CstdecroiBe=log(2)/halftimBe; %5.1*10^-7;%an-1
CstdecroiAl=log(2)/halftimAl; %9.83*10^-7;
% Attenuation Lenght
Lsp=160.;%g*cm-2
Luslow=1500.;
Lufast=4320.;
%
NAvo=6.02214129*10^23; %atoms mol?
RALBe_Aster=6.61;
%% %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%                               Extraction ASTER data                               %
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% stable cosmo quantity

% %%%%%%%%%%%%%%% Be9 %%%%%%%%%%%%%%%
CspikBe=0.003065;
MAtom_spikBe=9; %Atomic mass in g.mol-1
%MspikBe = MspikBe*0,001 convert Spike mass in g to ug
for i=1:(length(MspikBe)-1)
spikBe(i)= (CspikBe*NAvo/MAtom_spikBe*MspikBe(i));
end
%%%%%%%%%%%%%% Al27 %%%%%%%%%%%%%%%
CspikAl=0.00098039; %=0.001/1.02
MAtom_spikAl=26.98;
%Natural_Al = atmsol
%EntraîneurAl = entrain27Al*0,001 convert Spike mass in g to ug
for i=1:(length(Al26Al27mach)-1)
Al27(i)= CspikAl*MspikAl(i)*NAvo/MAtom_spikAl;
%Al27(i)= atmsol(i);
end
%% %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%                               Quantity of Cosmonucleid                               %
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%Extract final quartz treated mass: Quartztotal in preparation_chimie
%Les Blanks:
BeBlanc=Be10Be9(length(Be10Be9));
AlBlanc=Al26Al27(length(Al26Al27));
%
%%%% output file %%%
fid = fopen('results-extract-ASTER.txt','w');
fprintf(fid,'Names\tBe10(at/g)\tInertBe(percentage)\tAl26(at/g)\tIncertAl(percentage)
\tRatioMeasurement');

```

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
for i=1:(length(Be10Be9)-1)
%
% in prevision to obtain bural dating we need Al and Be quantity
    if i < (length(Al26Al27))
% recalculated Quartz mass:
        MQuartz(i)=MQuartztotal(i)*(1-(MspikAl(i)-MAliquot(i))/MspikAl(i));
% Be 10
        Be10(i)=(Be10Be9(i)-BeBlanc)*spikBe(i)/MQuartz(i); %at/g
        IncertBe(i)=IncertitudBe(i)*Be10(i)/100.;
% Aluminium 26
        Al26(i)=(Al26Al27(i)-AlBlanc)*(Al27(i)+atmsol(i))/MQuartz(i); %at/g
        IncertAl(i)=Al26(i)*((IncertitudAl(i)/100.)^2)^(1/2);
%
    else
% only Be
% Be 10
        Be10(i)=(Be10Be9(i)-BeBlanc)*spikBe(i)/MQuartztotal(i);
        IncertBe(i)=IncertitudBe(i)*Be10(i)/100.;
        Al26(i)=0.;
        IncertAl(i)=0.;
%
    end
% Ratio Al/Be
    RapMeas(i)=Al26(i)/Be10(i);
% output file
fprintf(fid, '\n%s\t%f\t%f\t%f\t%f\t'
%f', Names{i}, Be10(i), IncertBe(i), Al26(i), IncertAl(i), RapMeas(i));

end
%
fclose(fid);
%% %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%                               Scaling factor                               %
%% %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
Pre_altitude=2000;

for i=1:(length(Be10Be9)-1)
%[Y,idx]=min(abs((Slat)-Latitude(i)));
[Y,idx]=min(abs((Slat)-Latitude(i)));
delta=(Latitude(i)-Slat(idx))/10;
%
if delta > 0
    a=sA(idx)+(sA(idx+1)-sA(idx))*delta;
    b=sB(idx)+(sB(idx+1)-sB(idx))*delta;
    c=sC(idx)+(sC(idx+1)-sC(idx))*delta;
    d=sD(idx)+(sD(idx+1)-sD(idx))*delta;
    e=sE(idx)+(sE(idx+1)-sE(idx))*delta;
else
    a=sA(idx)+(sA(idx)-sA(idx-1))*delta;
    b=sB(idx)+(sB(idx)-sB(idx-1))*delta;
    c=sC(idx)+(sC(idx)-sC(idx-1))*delta;
    d=sD(idx)+(sD(idx)-sD(idx-1))*delta;
    e=sE(idx)+(sE(idx)-sE(idx-1))*delta;
end
% translate altitude to atomspheric pressure
P(i)=1013.25*exp(-0.03415/0.0065*(log(288.15)-log(288.15-0.0065*Pre_altitude)));
%
Shielding(i)=1.; % for catchement area Shielding should be calculated
%
% Spallation production (neutrons)
PspBe(i)=a+b*exp(-P(i)/150)+c*P(i)+d*P(i)^2+e*P(i)^3;
%
PslowBe(i)=0.0117*exp((1013-P(i))/247);
PfastBe(i)=0.0397*exp((1013-P(i))/510);
    if i < (length(Al26Al27))

```

```

PspAl(i)=PspBe(i)*RALBe_Aster;
PslowAl(i)=0.81*exp((1013-P(i))/247)*Shielding(i);
PfastAl(i)=0.081*exp((1013-P(i))/510)*Shielding(i);
    end
%
ProdBe(i)=PspBe(i)*Shielding(i);
%ProdAl(i)=PspAl(i)*Shielding(i);
end

%% %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%                                     Equation                                     %
%% %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% 3 unknowns = prof, Ero, time
%
%% %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% Burial dating %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%
fid = fopen('results-burial.txt','w');
fprintf(fid,'Names\tBurial_age(a)\tBuriaAge_uncert(a)\tPaleo-Denudation(m/Ma)
\tUncert_Paleo-Denudation(m/Ma)');
prof=0.;
timexp=20000000000.;
%% Optimization Burial function
for i=1:3%(length(Al26Al27)-1)
disp(' ')
disp(['-> Sample:' num2str(i)])

FileName=['tested_models/models_sample_',num2str(i),'.txt'];
file_model = fopen(FileName,'w');
fprintf(file_model,'Tested models of sample %i',i);
fprintf(file_model,'\nDenudation\tBurial age\tChi2');

clear options
options = optimset;
options = optimset(options,'Display', 'final');

% Start the optimization
v = [0 0]; % starting vector to initiate the research x0= [age denudation]
[x,fval,exitflag,output] = ...
fminsearch(@(v)
burial_function(v,i,PspBe,PslowBe,PfastBe,PspAl,PslowAl,PfastAl,Be10,Al26,file_model),v,options);

disp(['Best solution: Pre-denudation (m/Ma) and burial age (yr) ' num2str(x)])
disp(['Chi2:' num2str(fval)])
disp(['Pre-denudation (m/Ma): ' num2str(x(1))])
disp(['Burial age (Ma): ' num2str(x(2)/10^6)])
disp('*****')

%% Grid generation
% n = 1000; %grid size
%
% min_burial_age = 0;
% max_burial_age = 8E6;
% min_denud = 0;
% max_denud = 100;
% chi2max=10000000000;
%
% grid_exps = linspace(min_burial_age,max_burial_age,n); %burial age range
% grid_denud = linspace(min_denud,max_denud,n); %denudation range
%
% clear Mgrid_exps Mgrid_denud Mfval
%
% [Mgrid_exps,Mgrid_denud] = meshgrid(grid_exps,grid_denud);
%
% for k=1:length(grid_denud)

```

```

%     for l=1:length(grid_exps)
%
%         v = [Mgrid_denud(k,l) Mgrid_exps(k,l)];
%
%     fval =
burial_function(v,i,PspBe,PslowBe,PfastBe,PspAl,PslowAl,PfastAl,Be10,Al26,file_model);
%         Mfval(k,l)=fval;
%     end
% end

fclose(file_model);

%% Uncertainties

Runcert(i)=(RapMeas(i)*((IncertBe(i)/Be10(i))^2+(IncertAl(i)/Al26(i))^2)^1/2)/
RapMeas(i)*100;
%Pre_Denudation(i)=x(1)
%Burial_age(i)=x(2)
paleo_denud_uncert(i)=x(1)*Runcert(i)/100;
AgeUncert(i)=x(2)*Runcert(i)/100;

fprintf(fid, '\n%s\t%f\t%f\t%f\t'
%f', Names{i}, x(2), AgeUncert(i), x(1), paleo_denud_uncert(i));

%% Plot

% Tested_models = importfile(FileName);
%
% %select models with chi2 lower than:
%
% k=0;
% for m=1:length(Tested_models(:,1))
%     if(Tested_models(m,3)<chi2max)
%         k=k+1;
%         selec_models(k,1)=Tested_models(m,1);
%         selec_models(k,2)=Tested_models(m,2);
%         selec_models(k,3)=Tested_models(m,3);
%     end
% end
%
% % Plot of selected models with Chi2< Chi2max
% % figure(1);
% % scatter(selec_models(:,2),selec_models(:,1),10,selec_models(:,3));
% % hold on
% % plot(x(2),x(1),'.r')
%
% % hold off
% % xlabel('Burial age (a)');
% % ylabel('Paleo-Denudation (m/Ma)');
% % saveas(gcf,['tested_models/models_selected_',num2str(i)],'epsc')
% %close(gcf)
%
% % grid plot
% figure(2)
%
surf(Mgrid_exps,Mgrid_denud,Mfval,'EdgeColor','none','LineStyle','none','FaceLighting','p
hong')
% colormap hot
% caxis([0,chi2max]) % Pour réduire la palette de couleur du Chi2. Car il y a des zone ou
le Chi2 explose du coup ça sature la palette
% view(2) % voir le graph en 2D au lieu de 3D
%
% hold on
% xlabel('Burial age (a)');
% ylabel('Paleo-Denudation (m/Ma)');

```

```

% xlabel('Chi2');
% plot(x(2),x(1),'.g','MarkerSize',15) % plot le best model d'un point rouge
% %plot uncertainties
% %burial age
% X = [x(2)-AgeUncert(i) x(2)+AgeUncert(i)] ;
% X = X' ;
% Y = [x(1) x(1)] ;
% Y = Y' ;
% plot(X,Y,'g-','LineWidth',2)
% %denud
% X = [x(2) x(2)] ;
% X = X' ;
% Y = [x(1)-paleo_denud_uncert(i) x(1)+paleo_denud_uncert(i)] ;
% Y = Y' ;
% plot(X,Y,'g-','LineWidth',2)
%
% %set(gca,'ZScale', 'log')
%
% hold off
% %saveas(gcf,['tested_models/models_grid_',num2str(i)],'eps')
% %close(gcf)

end
fclose(fid);

```

```

function chi2 =
cosmo_function(v,i,PspBe,PslowBe,PfastBe,PspAl,PslowAl,PfastAl,Be10,Al26,file_model)

%% Input variable from optimization algorithm (v)
% v(1) is Denudation rate in m/Myr
% v(2) is Burial age
%% Test with Production rates for Arbas
%i=1;
%
% PspBe(i)=9.481;
% PslowBe(i)=0.0174;
% PfastBe(i)=0.0487;
% PspAl(i)=PspBe(i)*6.61;
% PslowAl(i)=1.2077;
% PfastAl(i)=0.0993;
% Be10(i)=13438;
% Al26(i)=18870;
%% Sample characteristics
density=2.5;
depth=30000;%(cm)
depth_gcm=density*depth; %Depth g/cm2
prof=0.;
%Denudation before m/Myr (92)
Denudation = v(1); % Input parameter from the optimizum algorithm
Denudation_gcmyr=Denudation*density*0.0001;
%Denudation post
Denudation_post=0;
Denudation_post_gcmyr=Denudation_post*density*0.0001;
%Burial age
burial_age = v(2);% Input parameter from the optimizum algorithm
%% Other constants
halftimBe=1.387*10^6;%Korschineck 2010, Chmeleff 2010
halftimAl=7.05*10^5;%yrs
CstdecroiBe=log(2)/halftimBe; %5.1*10^-7;%an-1
CstdecroiAl=log(2)/halftimAl; %9.83*10^-7;
% %
Lsp=160.;%g*cm-2
Luslow=1500.;
Lufast=4320.;
%% Burial dating
% hypothesis pre production is steady state so we fixe an important timexp
timexp=20000000000.;
%% Be and Al before buried
% Denudation_gcmyr = unknown1
Be_before(i)=PspBe(i)*exp(prof/Lsp)/(Denudation_gcmyr/Lsp+CstdecroiBe)*(1-exp(-
timexp*(Denudation_gcmyr/Lsp+CstdecroiBe)))+PslowBe(i)*exp(prof/Luslow)/
(Denudation_gcmyr/Luslow+CstdecroiBe)*(1-exp(-timexp*(Denudation_gcmyr/Luslow
+CstdecroiBe)))+PfastBe(i)*exp(prof/Lufast)/(Denudation_gcmyr/Lufast+CstdecroiBe)*(1-
exp(-timexp*(Denudation_gcmyr/Lufast+CstdecroiBe)));
Al_before(i)=PspAl(i)*exp(prof/Lsp)/(Denudation_gcmyr/Lsp+CstdecroiAl)*(1-exp(-
timexp*(Denudation_gcmyr/Lsp+CstdecroiAl)))+PslowAl(i)*exp(prof/Luslow)/
(Denudation_gcmyr/Luslow+CstdecroiAl)*(1-exp(-timexp*(Denudation_gcmyr/Luslow
+CstdecroiAl)))+PfastAl(i)*exp(prof/Lufast)/(Denudation_gcmyr/Lufast+CstdecroiAl)*(1-
exp(-timexp*(Denudation_gcmyr/Lufast+CstdecroiAl)));
%
Rap_before(i)=Al_before(i)/Be_before(i);
%% Be and Al post buried
% Burial = unknown2
Be_post(i)=PspBe(i)*exp(-depth_gcm/Lsp)/(Denudation_post_gcmyr/Lsp+CstdecroiBe)*(1-exp(-
burial_age*(Denudation_post_gcmyr/Lsp+CstdecroiBe)))+PslowBe(i)*exp(-depth_gcm/Luslow)/
(Denudation_post_gcmyr/Luslow+CstdecroiBe)*(1-exp(-burial_age*(Denudation_post_gcmyr/
Luslow+CstdecroiBe)))+PfastBe(i)*exp(-depth_gcm/Lufast)/(Denudation_post_gcmyr/Lufast
+CstdecroiBe)*(1-exp(-burial_age*(Denudation_post_gcmyr/Lufast+CstdecroiBe)));
Al_post(i)=PspAl(i)*exp(-depth_gcm/Lsp)/(Denudation_post_gcmyr/Lsp+CstdecroiAl)*(1-exp(-

```

```

burial_age*(Denudation_post_gcmyr/Lsp+CstdecroiAl))+PslowAl(i)*exp(-depth_gcm/Luslow)/
(Denudation_post_gcmyr/Luslow+CstdecroiAl)*(1-exp(-burial_age*(Denudation_post_gcmyr/
Luslow+CstdecroiAl)))+PfastAl(i)*exp(-depth_gcm/Lufast)/(Denudation_post_gcmyr/Lufast
+CstdecroiAl)*(1-exp(-burial_age*(Denudation_post_gcmyr/Lufast+CstdecroiAl)));
%
Rap_post(i)=Al_post(i)/Be_post(i);
%% Be and Al total modeled ( Before + Post prod)
Be_model(i)=Be_before(i)*exp(-CstdecroiBe*burial_age)+Be_post(i);
Al_model(i)=Al_before(i)*exp(-CstdecroiAl*burial_age)+Al_post(i);
%
Rap_model(i)=Al_model(i)/Be_model(i);
%%
chi2=(Be_model(i)-Be10(i))^2+(Al_model(i)-Al26(i))^2;

%write model in the file

fprintf(file_model,'\n%f\t%f\t%f',Denudation,burial_age,chi2);

%disp(['Denudation: ' num2str(Denudation) ' Age: ' num2str(burial_age) ' Chi2: '
num2str(chi2)] )
end

```

