HAL
open science

Expression et âge de la déformation intraplaque au front d'un orogène : du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central, France

Oriane Parizot

To cite this version:

Oriane Parizot. Expression et âge de la déformation intraplaque au front d'un orogène : du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central, France. Tectonique. Université Paris-Saclay, 2021. Français. NNT : 2021UPASJ020 . tel-03551187

HAL Id: tel-03551187

https://theses.hal.science/tel-03551187

Submitted on 1 Feb 2022

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.

Expression et âge de la déformation intraplaque au front d'un orogène : du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen à la bordure Sud du Massif Central, France

Characterization and age of intraplate deformation in front of an orogen: from the North Pyrenean Frontal Thrust to the southern limit of the Massif Central, France)

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n° 579, Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)
Spécialité de doctorat : Terre Solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère
Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes
Référent : Faculté des Sciences d'Orsay

Thèse préparée dans l'unité de recherche **GEOPS (Université Paris-Saclay, CNRS)**, sous la direction de **Yves MISSENARD**, Maître de conférences, et la co-direction de **Philippe SARDA**, Professeur

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 15 décembre 2021, par

Oriane PARIZOT

Composition du Jury

Xavier QUIDELLEUR Professeur, Université Paris-Saclay	Président
Delphine BOSCH Directrice de Recherche, Université Montpellier 2	Rapporteur & Examinatrice
Michel SERANNE Chargé de Recherche, HDR, Université Montpellier 2	Rapporteur & Examinateur
Laurent JOLIVET Professeur, UPMC	Examinateur
Yves MISSENARD Maître de conférence, Université Paris-Saclay	Directeur de thèse

THESE DE DOCTORAT

NNT : 2021UPASJ020

« Je vous souhaite des rêves à n'en plus finir et l'envie furieuse d'en réaliser quelques-uns » J. Brel

À JOA

Remerciements

Le moment est venu de se retrousser les manches pour rédiger la partie la plus complexe de ce manuscrit : le point final. Un point final qui s'avère être également celui d'une aventure humaine sans précédent. Un point final qui ne peut donc être mis sans avoir, auparavant, tenté d'exprimer toute ma gratitude envers chacune des personnes m'ayant aidé à accomplir ce travail.

Bien qu'il soit coutume de commencer par remercier l'équipe encadrante d'un travail de thèse, Monsieur Missenard vous allez, vous, devoir attendre un peu. Je commencerai alors par Philippe Sarda, Directeur officiel de ma thèse pendant 2 ans puis co-directeur la dernière année. Monsieur, je vous remercie d'avoir participé à son encadrement. Merci pour tous vos conseils, vos relectures minutieuses, et le temps que vous m'avez consacré à m'expliquer notamment la propagation des incertitudes et le fonctionnement d'un « multi ». Merci pour tout ! De même, un grand merci à Frederic Haurine. Encadrant, pas encadrant, jusqu'à la fin j'aurai été perdue sur ce point-là, mais une chose est certaine, Fred, je ne te remercierai jamais assez pour tout ce que tu m'as appris concernant le fonctionnement de l'ICP, pour ta confiance que tu m'as accordée malgré toutes les boulettes que j'ai pu faire ! Merci pour ta patience et ta zenitude qui m'ont appris avec le temps à ne plus craindre de Luc et Joséphine. Ils vont même certainement un peu me manquer... !

Je remercie par ailleurs sincèrement les membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail de thèse : Xavier Quidelleur (Président du Jury), Delphine Bosch et Michel Séranne (Rapporteurs), Laurent Jolivet (Examinateur) et Cécile Allanic (Invitée).

Un grand MERCI également à toutes les personnes en lien avec la géochronologie. A commencer par Thomas Blaise, chef d'équipe « LASER » ! Merci Thomas pour tous les conseils, toutes les remarques, toutes les suggestions qui ont fait avancer mon travail. Merci à toi également pour m'avoir accordé ta confiance qui m'a permis de grandir un petit peu plus. Merci infiniment pour tout le temps que tu as consacré à m'expliquer maintes et maintes choses sur la datation U-Pb des carbonates. Et bien sûr, merci pour Mataro et tous ces jolis souvenirs. Merci également à Guillaume Delpech ! Je me souviens encore du jour où vous nous avez expliqué comment fonctionne la datation U-Pb et le diagramme Tera-Wasserburg avec des dessins sur le tableau blanc, dans votre bureau. Ah oui, il fallait bien commencer par les bases ! Et ces bases, c'est à vous que je les dois. Un grand, grand Merci pour ça ! Claire Boukari, Valérie Godar, je vous remercie énormément pour votre aide concernant la préparation des échantillons. Merci à toi Claire, pour m'avoir appris à

scier des cailloux et à fabriquer et polir des plots ! Merci également à Valérie, pour toutes les lames minces que vous avez réalisées et qui n'étaient vraiment pas une chose facile à faire avec ces calcites de faille ! Et puis, un grand Merci également à Julius Nouet pour cette petite séance de MEB afin de visualiser les cratères d'ablation.

En guise de transition entre la géochronologie et la structurale, je souhaiterai remercier infiniment Jocelyn Barbarand pour toutes les discussions intéressantes autour des grandes phases de déformation/exhumation liées à ma zone d'étude. Merci également d'avoir pris le temps de lire et corriger les articles, d'avoir donné votre avis, sans filtre, même quand ce que je faisais n'était pas terrible !! Merci pour tout ça et pour avoir fait partie de ces personnes qui m'ont donné goût à la « vraie » géologie.

Le temps est venu de remercier toutes les personnes en lien avec la structurale. Et qui dit « structurale » au 504, dit forcément Bertrand Saint-Bezar. Et là, c'est compliqué. Compliqué parce qu'un merci ne suffirait pas. Milles non plus, d'ailleurs. Si j'en suis là aujourd'hui c'est en grande partie grâce à vous et mon chef qui m'avez transmis la passion des failles, l'envie de tout comprendre à la géodynamique sur Terre. Ce fut un réel plaisir d'écouter vos cours quand j'étais « petite », et de vous savoir jamais très loin quand je suis devenue « grande ». Je vous remercie également pour votre bienveillance permanente qui réchauffe les cœurs. Merci monsieur, Bertrand ! Un immense MERCI à Dominique Frizon de Lamotte également, pour ce joli travail d'équipe sur la Nappe des Corbières que vous m'avez permis de réaliser avec vous. Ce fut pour moi un honneur, une chance et une aventure exceptionnelle. Si on m'avait dit qu'un jour le GRAND Dominique Frizon de Lamotte que j'avais vu de loin à la RST en 2018 à Lille allait un jour me proposer de travailler avec lui sur la NCO, je ne l'aurais jamais cru... Merci Monsieur !! J'en profite pour remercier également Geneviève Frizon de Lamotte pour m'avoir accompagnée sur le terrain dans les Corbières, à la recherche de tout ce qui ressemble de près ou de loin à un miroir de faille. Naturellement, merci à Pierre Vergely. Vous et Francine Vergely m'avez accueillie avec gentillesse pendant trois semaines dans votre jolie maison des Causses lors de mon stage de M2. Je vous en suis infiniment reconnaissante. Ce fut également une chance immense pour moi que de faire du terrain avec vous, un très très grand Merci pour ça. Enfin, Pauline Souloumiac, je te suis reconnaissante de m'avoir transmis les bases de la modélisation numérique. Merci beaucoup !

MERCI également à toutes les personnes en lien avec le 504. Les copains du 504 en premier lieu. A commencer par les co-bureaux du 207, dans mon cœur ad vitam aeternam. Dans l'ordre d'apparition : Maher, Julie, Quentin et Djouher. Je n'aurai pas pu espérer mieux comme cobus ! Merci aux autres (anciens) doctorants (ou non) pour tous les moments partagés: Maxime V., Floriane, Maxence, Stéphane,

Caroline, Margaux, Hadrien, Louise, Claire, Kevin, Maxime C., Perrine, Fares, Virgile, Océane et Adrien. Merci pour avoir toujours été là et pour avoir rendu ma thèse encore plus belle grâce à vous. Une place particulière dans mon cœur va à Sylvain (jamais très loin !) et Maxime L. (avec qui chaque obstacle a été franchi et chacune des victoires célébrée depuis 8ans !). Je clôturerai les « copains » du 504 avec toi Alexis, bien que cette case ne te corresponde plus vraiment… Merci d'avoir été/être là au quotidien. J'ai une chance infinie de t'avoir auprès de moi ! Viennent maintenant les plus grands du 504. Dans cette catégorie je souhaiterais remercier dans un premier temps l'intégralité du personnel du laboratoire GEOPS et davantage encore les enseignants-chercheurs qui m'ont formée depuis la licence. Mille mercis à vous tous. Une attention particulière va aux équipes encadrantes du stage L2 Corbières en 2019 et 2021. C'était parfait !! Et bien évidemment, puisqu'il n'y a pas de stages, de missions de terrain, de conférences et d'inscriptions dans l'année supérieure sans une montagne de papiers dont je ne comprends qu'un terme sur deux, je souhaiterai remercier, et re-remercier et re-re-rem… Georgette, Mylène, Kim, Catherine, Chantal et Mauricette ! Enfin, les moins grands du 336 : Merci aux étudiants géologues de L2 (2018-2019 et 2020-2021) que j'ai eu la chance d'encadrer en stage terrain dans les Corbières. Agathe, à toi de jouer maintenant !

MERCI à toutes les autres personnes aussi. Une thèse commence par un concours, et celui-là, je n'aurai jamais pu le réussir sans l'aide incroyable de Catherine. Tous tes conseils m'ont donnée l'opportunité de réaliser ce travail alors un grand grand merci à toi !! Merci également aux copains de licence que je n'oublie pas : Morane, Carole, Reuben et Théo ! Aussi, John-John, mille mercis pour tout ! Il va être l'heure d'aller à la Marée ! Enfin, je remercie infiniment ma famille (parents, frère et sœurs) pour être toujours là pour moi !!

Et puis… forcément… MERCI à vous Monsieur : Yves Missenard, co-directeur devenu directeur de ma thèse. Vous noterez que jusqu'au bout je procrastine… Les choses les plus compliquées, en dernier ! Monsieur, je vous suis infiniment reconnaissante pour toutes les opportunités que vous m'avez offerte depuis mon arrivée en licence : trois stages avec vous, puis trois ans de thèse. J'ai eu beaucoup de chance. Vous avez cru en moi, vous m'avez appris des milliers de choses (vous vous douterez que j'en ai oublié la moitié) et vous m'avez transmis la passion des failles. Vous avez été patient, présent, bienveillant et toujours toujours là pour rigoler entre deux phrases sérieuses. Vous m'avez enseigné le travail d'équipe et la géologie structurale comme un chef, vous m'avez fait grandir comme ce n'est pas permis, et pour couronner le tout, vous avez accepté, non sans rechigner, mon côté têtu, et légèrement borné à certains moments, ma capacité à être physiquement présente mais

sans voix que nous qualifierons de « pot de fleur » et puis le fait que je sois « chiante », « inutile » et j'en passe. Pour tout ça, et pour tant d'autres choses encore, Merci Monsieur ! Je tâcherai de garder en mémoire tous ces souvenirs. A commencer par le bac à sable, les fameux grés de Fontainebleau et toutes les missions de terrain au Maroc, dans les Causses, le Languedoc et les Corbières. Les stages terrain, en tant qu'étudiante puis encadrante. Les « réunions avec mon chef » devant le 504. Les moments de panique mais aussi, et surtout, les moments de joie associés aux différents évènements qui ont structuré mon travail ces trois dernières années. Enfin, je tâcherai de ne pas oublier les quelques notions de vocabulaire que vous m'avez appris (austère, putatif…) mais pour le coup, je ne garantis rien… Bref, du fond du cœur, Monsieur Missenard, MERCI.

Table des matières

Remerciements
Table des matières
Introduction générale **1**

CHAPITRE I. CONTEXTE SCIENTIFIQUE

1. Contraintes et déformations cassantes **11**
1.1. Notions de base 11
1.1.1. La contrainte 11
1.1.2. La rupture 13
1.1.3. Eléments clés de la déformation cassante 16
1.2. Les systèmes orogéniques 20
1.2.1. Cycle de Wilson et inversion tectonique 20
1.2.2. Notion de prisme orogénique 22
1.2.3. Le domaine intraplaque 25
2. Méthode de datation U-Pb sur carbonate au LA-ICP-MS **29**
2.1. La radioactivité 29
2.1.1. Rappels 29
2.1.2. Cas général 30
2.1.3. Les systèmes U-Pb 32
2.2. Application aux calcites (CaCO3) 34
2.2.1. Incorporation de l'uranium et du plomb : les difficultés de la datation 34
2.2.2. Dilution isotopique (ID) *vs* ablation LASER (LA) 36
2.2.3. Lecture des données U-Pb 38
2.2.4. Le diagramme Tera-Wasserburg 39
2.3. LA-ICP-MS : Principe et fonctionnement 43
2.3.1. De l'échantillon aux particules : le LASER 44
2.3.2. Des particules aux coups par seconde : l'ICP-MS 45
2.3.3. Les différentes sources de fractionnement 47

CHAPITRE II. CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA FRANCE MERIDIONALE, DU MESOZOÏQUE A L'ACTUEL

1. Généralité **53**
1.1. Aperçu de la chaîne Pyrénéenne 53

1.1.1. Structure actuelle 53
1.1.2. Domaines Pyrénéens 55
1.2. Aperçu des zones d'études 57
1.2.1. Le domaine des Corbières 58
1.2.2. Le Bas-Languedoc 60
1.2.3. La région des Grands Causses 62
2. Evolution cinématique des plaques 65
2.1. Evolution Mésozoïque 65
2.1.1. L'héritage structural hercynien 65
2.1.2. Extension Mésozoïque : dislocation de la Pangée 66
2.1.3. Rotation du bloc Ibérique : ouverture des bassins pyrénéens 68
2.2. Evolution Cénozoïque 71
2.2.1. Orogénèse pyrénéenne 71
2.2.1. Orogénèse alpine 72
2.2.2. L'ouverture du Golfe du Lion 75
2.2.3. Quelques éléments de l'évolution post-orogénique des Pyrénées 77
3. Focus sur l'orogénèse pyrénéenne et son impact sur les domaines périphériques 81
3.1. Evolution géodynamique de la chaîne 81
3.1.1. Les prémices de la collision 81
3.1.2. La phase majeure Eocène 82
3.1.3. Le caractère diachrone de l'orogénèse pyrénéenne 85
3.2. Impact de la convergence pyrénéenne 87
3.2.1. L'effet de la compression pyrénéenne sur le Golfe du Lion 87
3.2.2. Enregistrement de la déformation dans le domaine intraplaque lointain 90

CHAPITRE III. MATERIELS ET METHODES

1. La méthode U-Pb sur carbonate : du développement au protocole analytique 97
1.1. Analyse des matériaux de référence 97
1.1.1. Correction des rapports mesurés 97
1.1.2. Validation des âges U-Pb 99
1.2. Tests effectués 102
1.2.1. Stabilité et reproductibilité des rapports mesurés 102
1.2.2. Qualité de l'ablation 105
1.2.3. Amélioration du signal 107
1.2.4. Paramètres d'ablation 107
1.2.5. Datation 86T-W 111

1.3. Protocole analytique 114
1.3.1. Paramètres du LA-ICP-MS 114
1.3.2. Déroulement d'une séquence d'analyse type 115
1.3.3. Traitement des données U-Pb 117
1.3.4. Propagation des incertitudes et âges finaux 118
2. Acquisition des données structurales et calcites de faille 121
2.1. Caractérisation de la déformation 121
2.1.1. Missions de terrain 121
2.1.2. Expression de la déformation : les objets étudiés 123
2.1.3. Traitement des données microtectoniques 124
2.2. Les calcites de faille 126
2.2.1. Méthode d'échantillonnage 126
2.2.2. Validation du caractère syn-tectonique 128
2.2.3. Discussion sur la durée de cristallisation 130
2.2.4. Préparation des calcites de faille en amont de la datation U-Pb 132

CHAPITRE IV. CARACTERISATION DE LA DEFORMATION INTRAPLAQUE DANS L'AVANT-PAYS NORD PYRENEEN : LE CAS DES CORBIERES

1. Article 1 - When did the Pyrenean shortening end ? Insight from U-Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbière area, France) 137
1.1. Introduction 138
1.2. Geodynamic context 139
1.3. Methods 142
1.4. Results 144
1.4.1. Structural data acquisition and sampling 144
1.4.2. Petrographic observations and laser ablation sampling zones 144
1.4.3. U-Pb geochronology 145
1.4.4. Stress tensors results 145
1.5. Discussion 147
1.6. Conclusion 149
2. Eléments de discussions complémentaires 151
2.1. Retour sur les phases tectoniques datées 151
2.1.1. La phase pyrénéenne 151
2.1.2. L'épisode Priabo-Aquitanien 152
2.1.3. La phase tardi-pyrénéenne (Miocène) 153
2.2. Les phases tectoniques non enregistrées en U-Pb 155

3. 100 ans d'histoire sur la Nappe des Corbières Orientales 157

3.1. Les premiers pas vers la notion de « Nappes des Corbières Orientales » 158

3.2. Le mécanisme de formation de la NCO dans les années 1960 162

3.2.1. Une nappe épiglyptique… 162

3.2.2. …mais déjà des suspicions de tectonique salifère 164

4. Article 2 - The « Nappe des Corbières Orientales » revisited (Eastern Pyrenees, France): role of pre-existing salt structures and importance of gravity gliding 165

4.1. Introduction 167

4.2. Geological Setting 169

4.2.1. Geodynamic context of the Languedoc-Corbières Transfer Zone 170

4.2.2. Regional Geology 171

4.3. Reassessment of the geometry of the "Nappe des Corbières Orientales" and its footwall from Albas to Fontfroide 173

4.3.1. The "Nappe des Corbières Orientales"(NCO) 176

4.3.2. The footwall of the NCO revisited from south to north 178

4.4. Discussion 182

4.4.1. The heritage 182

4.4.2. The mechanisms of NCO emplacement 186

4.5. Conclusion 191

CHAPITRE V. ENREGISTREMENT DE LA DEFORMATION LE LONG DES STRUCTURES INTRAPLAQUES HERITEES : LE CAS DE LA FAILLE DES CEVENNES (LANGUEDOC)

---

1. Article 3 – How sensitive intraplate inherited structures are ? Insight from the Cevennes Fault System (Languedoc, France) 197

1.1. Introduction 198

1.2. Geodynamic context 201

1.3. Samples and methods 203

1.4. Results 204

1.5. Discussion 210

1.5.1. Activity of the CFS during Albian times 210

1.5.2. The activity of the CFS during the Pyrenean phase 212

1.6. Conclusion 213

2. Eléments de discussions complémentaires 215

2.1. Déformations récentes sur la terminaison sud de la faille de Nîmes. 215

2.2. Retour sur la déformation pyrénéenne 216

2.2.1. La calcite de faille bartonienne du Mas-de-Londres 217

2.2.2. Le Lutétien : âges U-Pb *vs* environnement de dépôt 217
2.1. Retour sur l'âge de la déformation albienne 219
2.1.1. Cinématique de la Faille des Cévennes à l'Albien 219
2.1.2. Modèle d'ouverture des bassins pyrénéens en lien avec la réactivation des structures héritées NE-SO 220
2.2. Données microtectoniques 223
2.2.1. Basculement *vs* déformation cassante 223
2.2.2. Mise en évidence du champ de contrainte compressif dans le Languedoc 224
2.3. Données microtectoniques difficilement interprétables : des variations locales du champ de contrainte ? 226
2.3.1. La grotte des Demoiselles 226
2.3.2. La lentille Jurassique de Saint-Bauzille-de-Putois 228

CHAPITRE VI. AGE ET EXPRESSION DE LA DEFORMATION DANS LE DOMAINE INTRAPLAQUE DES GRANDS CAUSSES

1. Article 4 - Tectonic record of deformation in intraplate domains - case study of far-field deformation in the Grands Causses area, France 233
1.1. Introduction 234
1.2. Geological and Tectonic setting 237
1.2.1. Overall Geodynamic Context 237
1.2.2. Geology of the studied area 241
1.3. Methodology 243
1.3.1. Tectonics 243
1.3.2. Analyses on fault-related calcites 243
1.4. Results 245
1.4.1. Tectonics 245
1.4.2. Petrographic Observations 251
1.4.3. U-Pb dating 253
1.5. Discussion 256
1.5.1. Characteristics on the Fault-Related Calcites 256
1.5.2. Unraveling the Complexity of the Extensional Footprint 257
1.5.3. So-Called "Pyrenean Deformation" of the Grands Causses Domain 258
1.6. Conclusion 259
2. Eléments de discussions complémentaires 261
2.1. Données microtectoniques 261
2.1.1. Diagrammes en rosace 261

2.1.2. Régime(s) compressif(s) 262
2.1.3. Régime extensif 263
2.2. Comparaison avec le Languedoc 265
2.2.1. Homogénéité du champ de contrainte 265
2.2.2. Le caractère continu de la déformation 266

CHAPITRE VII. SYNTHESES ET PERSPECTIVES

1. Synthèse de la datation U-Pb sur calcite de faille 271
1.1. Quelques chiffres… 272
1.1.1. Proportion de calcite de faille datée 272
1.1.2. Synthèse des teneurs en uranium et plomb 272
1.1.3. Incertitude des âges U-Pb 273
1.2. Paramètres potentiels contrôlant la « databilité » d'une calcite de faille 275
1.2.1. Influence de la nature de l'encaissant 275
1.2.2. Influence de la proximité des accidents tectoniques impliquant une activité du socle paléozoïque 276
1.3. Perspectives 278
2. Expression et caractérisation de la déformation intraplaque, du Front Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central 279
2.1. Synthèse des résultats et retour sur les questions initiales 279
2.1.1. La variété des objets géologiques en fonction de la distance à la chaîne 279
2.1.2. Mise à jour du calendrier géodynamique 282
2.1.3. Propagation du champ de contrainte en domaine intraplaque 285
2.2. Apport et limite de la datation U-Pb couplée à la structurale 285
2.2.1. La puissance du chronomètre U-Pb en géologie structurale 285
2.2.2. La représentativité des données U-Pb 287
2.3. Perspectives 287

Conclusion générale 291

Références bibliographiques 295

Annexes 323

1. Datation 86T-W 325
2. Article 1 : Supplementary Information 327
2.1. Sample collection and preparation 327
2.2. Microtectonics data 330
2.3. U-Pb geochronology 331

2.3.1. Analytical Protocol 331
2.3.2. Global results 337
2.3.3. Standards results 339
2.3.4. Samples results 340
3. Article 3 : Supplementary Information 343
3.1. Sample collection and preparation 343
3.2. U-Pb geochronology 351
3.2.1. Analytical Protocol 351
3.2.2. Global results 357
3.2.3. Reference materials results 358
4. Article 4 : Supplementary information 359
4.1. Sample collection and preparation 359
4.2. U-Pb Dating 361
4.2.1. U-Pb method/analysis 361
4.2.2. Results 364
Résumé
Abstract

Introduction générale

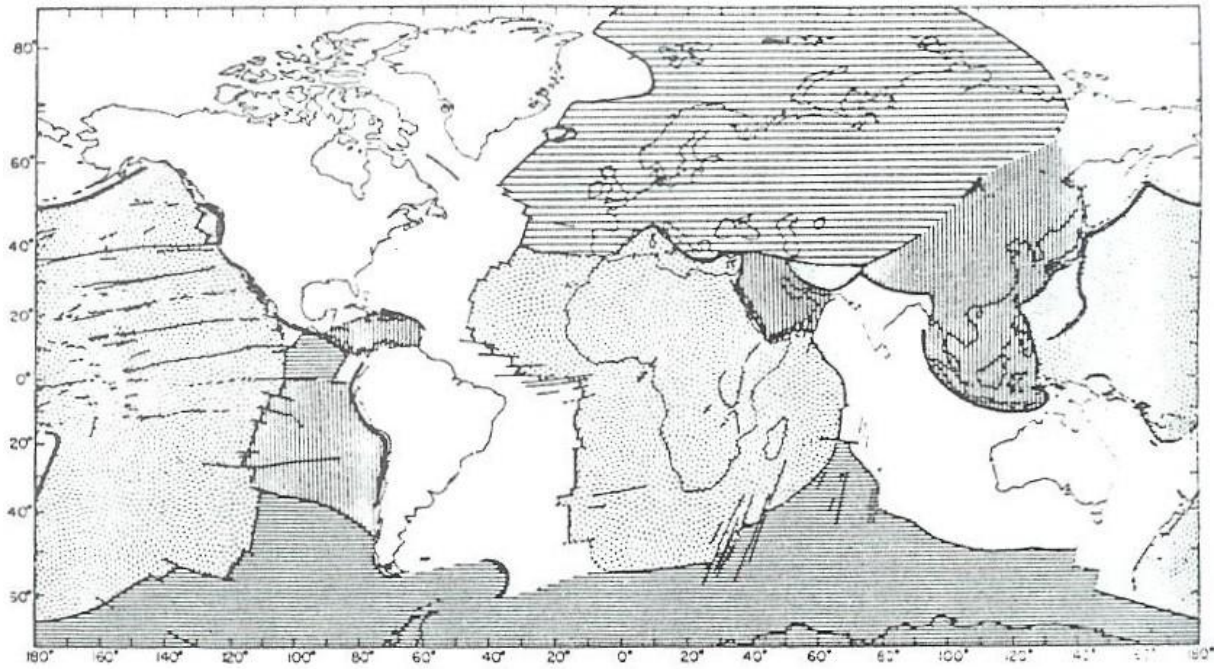


Figure 0-1 - Illustration des limites de plaques tectoniques à la surface du globe terrestre d'après Morgan (1968).

La dynamique globale de la lithosphère terrestre, bien qu'encore pourvue de zones d'ombres, est à l'origine de la théorie de la dérive des continents exposée par A. Wegener (1912) au début du 20ème siècle mais non admise par ses contemporains. Ce n'est que dans les années 1960 que le modèle de la tectonique des plaques apparut (Hess 1962; Oliver & Isacks 1967; McKenzie & Parker 1967; Le Pichon 1968; Isacks et al. 1968; Dewey & Bird 1970; Morgan 1968). Cette avancée scientifique majeure a permis de mieux appréhender la compréhension des mécanismes de formation des reliefs actuels, des orogènes aux rifts continentaux, en passant par les îles volcaniques, les bassins sédimentaires et les cratons continentaux. L'état actuel des connaissances permet désormais d'associer ces divers reliefs aux zones de subduction et de collision, aux panaches mantelliques et à l'activité des dorsales océaniques. Ainsi, les limites de plaques ont été, et sont encore, le « terrain de jeu » de nombreux scientifiques, à la recherche de la compréhension de la formation des reliefs terrestres et plus généralement des mécanismes sous-jacents.

« Individual aseismic areas move as rigid plates on the surface of a sphere »

McKenzie et Parker (1967)

« The earth's surface is considered to be made of a number of rigid crustal blocks » Morgan (1968)

Le modèle de la tectonique des plaques repose, depuis sa conception, sur l'idée d'un déplacement, induit par le refroidissement interne du globe, de plaques *rigides* à la surface de la Terre (Figure 0-1) (McKenzie & Parker 1967; Morgan 1968). Ainsi la déformation est-elle - dans le cadre de ce modèle - cantonnée aux limites de ces plaques. Pourtant, l'examen d'un simple planisphère montre que bien que les domaines intraplaques, qui représentent une proportion non négligeable de la surface terrestre, ne sont pas dépourvus de reliefs. L'existence même de ces reliefs, positifs ou négatifs, soulève la question du caractère « indéformable », « rigide » - ou non - de ces domaines intraplaques que les pionniers du modèle de la tectonique des plaques leur avaient attribué (McKenzie & Parker 1967; Morgan 1968). Ainsi, en 2011, les villes de New York et Washington, bien que situées à près de 2000 km de la frontière de plaque la plus proche, sont frappées par un séisme de magnitude 5,8 Mw (Beavers et al. 2012).

En 1995, Ziegler (1995) suggère que les déformations intraplaques compressives sont une conséquence des forces associées à la collision des plaques tectoniques, soulevant ainsi la question du mécanisme et des modalités de propagation du champ de contrainte en domaine intraplaque. 25 ans plus tard, cette question est toujours ouverte et c'est elle qui régit ce travail de thèse. Pour aborder cette question, la chaîne pyrénéenne - conséquence de la convergence des plaques Eurasie et Ibérique - et son avant pays septentrional ont été choisis comme laboratoire naturel (Figure 0-2) pour les raisons suivantes :

- De nombreux objets de la déformation situés au droit de la chaîne, pour certains à plusieurs centaines de kilomètres, sont attribués au « paroxysme » de l'orogénèse, sans que ni la causalité ni la simultanéité ne soient démontrées.
- L'orogénèse pyrénéenne est un phénomène relativement « simple » au premier ordre - en particulier, le champ de contrainte résultant est monodirectionnel (σ_1 ~Nord-Sud).

- Le calendrier géodynamique de cet orogène est bien contraint grâce d'une part à l'abondante bibliographie « historique » et d'autre part aux nombreux travaux récents dans le cadre d'actions coordonnées ces dernières années (par exemple, programmes « OROGEN » et « Source to Sink » pilotés par le BRGM et Total entre 2015 et 2020).

L'ensemble de ces éléments fait donc de l'orogène pyrénéen une cible idéale pour l'étude des déformations intraplaques qui lui sont associées, en se focalisant dans le cadre de cette thèse sur l'expression et l'âge de la déformation intraplaque au Nord de la chaîne actuelle (Figure 0-2). D'un point de vue sémantique, le domaine intraplaque est défini ici comme la zone située au Nord du front de chaîne - le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen - et inclut donc le domaine d'avant-pays.

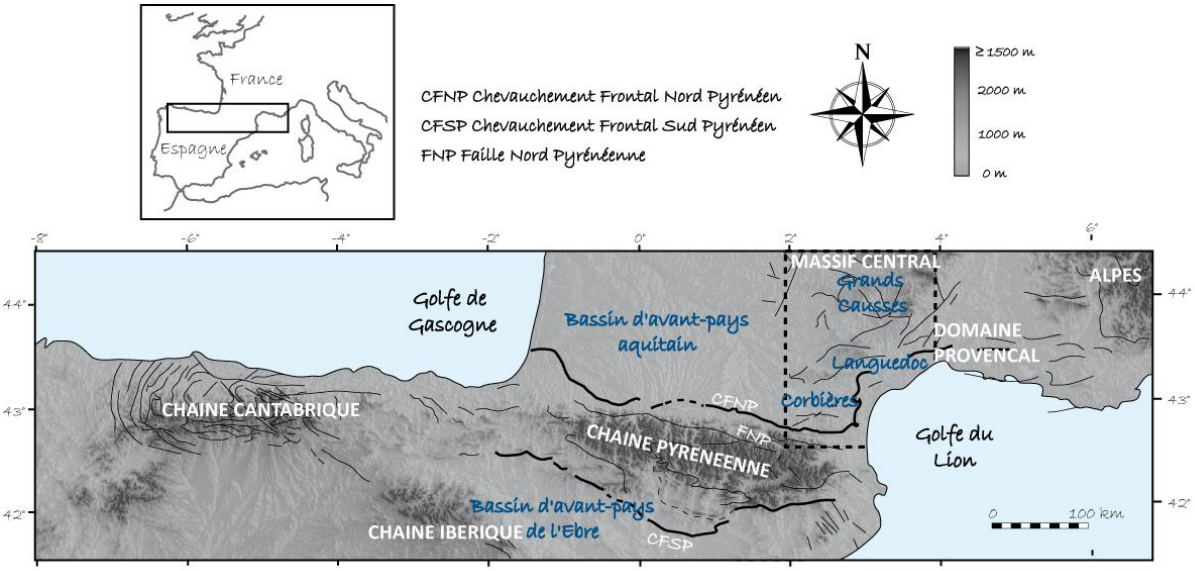


Figure 0-2 - Présentation du cadre d'étude remis dans le contexte de l'orogène pyrénéen au sens large - Chaîne Cantabrique, Chaîne Pyrénéenne et Domaine Provençal. Les traits structuraux sont issus de Fillon et al. (2016), Séranne et al. (1995), et de la carte géologique de la France au 1/1 000 000ème (Chantraine et al. 1996). La zone d'étude est figurée par le cadre en pointillé noir.

Jusqu'alors, bien que l'expression de la déformation dans le domaine intraplaque au Nord de la chaîne pyrénéenne soit relativement bien caractérisée, son âge, lui, reste très difficilement contraint. En effet, dans la zone d'étude (Figure 0-3), l'enregistrement

sédimentaire, élément clef pour l'établissement du calendrier des déformations, est parfois lacunaire, voir complétement absent : ainsi celui-ci s'arrête à l'Eocène dans la région des Corbières, l'histoire plus récente n'étant pratiquement pas archivée. La situation est encore plus délicate dans les Grands Causses, où les chroniques post-jurassiques sont inexistantes. Comment dès lors contraindre l'âge - et donc les mécanismes sous-jacents - des déformations, pourtant cartographiquement bien illustrées sur la carte géologique au 1/1 000 000ème (Chantraine et al. 1996) ? On est alors astreint à des analogies entre champs de contraintes d'épisodes mieux définis dans le temps - analogies qui peuvent s'avérer hasardeuses, comme en témoigne l'exemple des structures dites alpines de la côte Sud de l'Angleterre, qui se sont récemment révélées être en réalité plus jeunes de plusieurs dizaines de millions d'années (Parrish et al. 2018) par rapport à ce qui était admis.

Ainsi, la caractérisation et la datation de la déformation intraplaque associée à la formation de l'orogène pyrénéen telles que proposées dans ce manuscrit viseront à tenter de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la chronologie de la déformation dans le domaine intraplaque nord pyrénéen ? La déformation est-elle synchrone, précoce, tardive, ou continue, par rapport aux phases de déformation majeures en limite de plaque ?
- Existe-t-il des phases de déformation enregistrées dans le domaine intraplaque mais non documentées en l'absence d'archives sédimentaires ?
- Comment la déformation s'exprime-t-elle dans le domaine intraplaque ? Peut-on associer les grandes structures régionales intraplaques à des pulses de déformation corrélables aux phases majeures de structuration de la chaîne ? - La déformation diffuse cassante ne reflète-t-elle pas une déformation continue ?

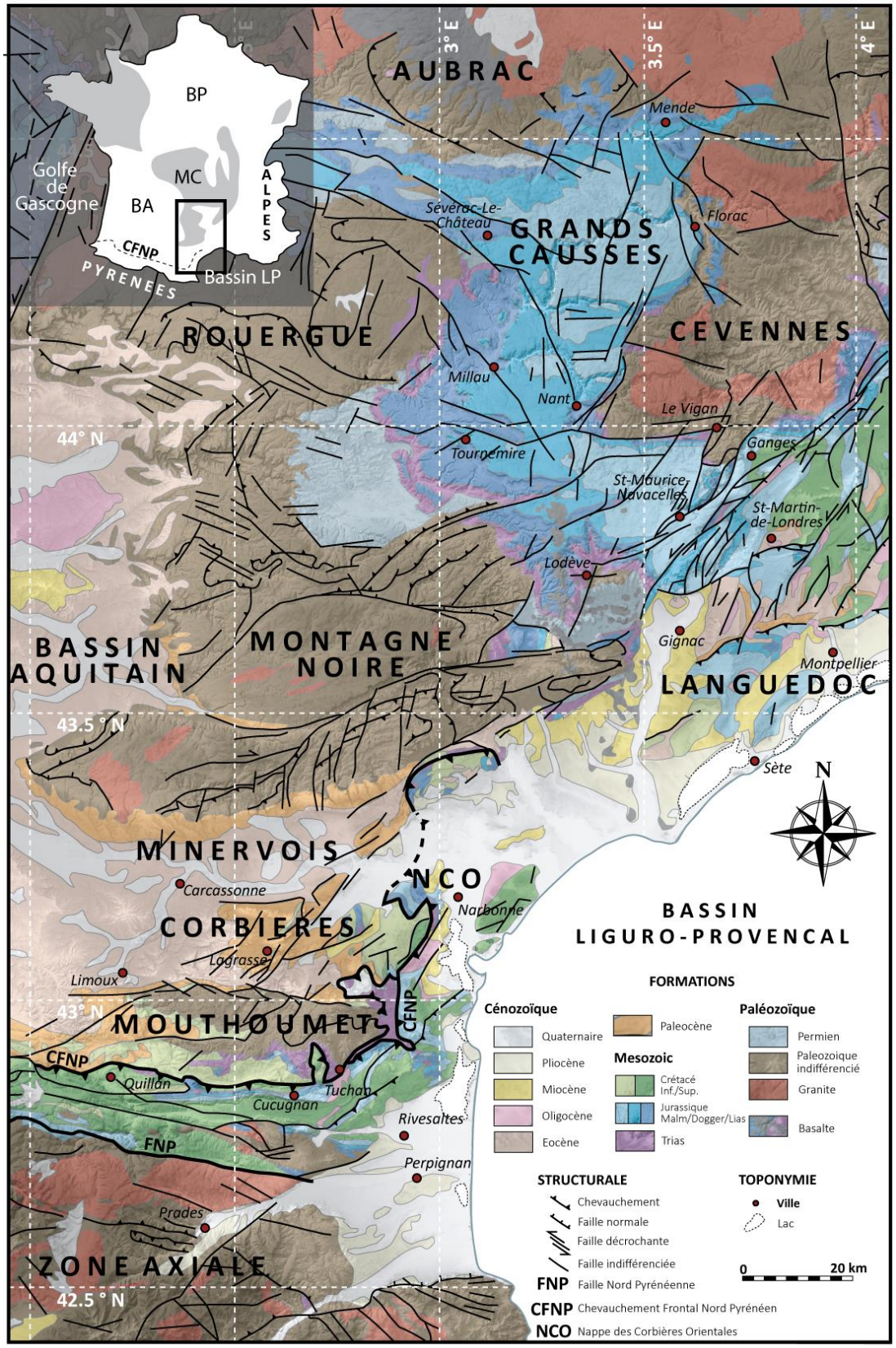


Figure 0-3 - Schéma structural de la zone d'étude, du Front Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central. BP Bassin Parisien, BA Bassin aquitain, MC Massif Central. Modifié d'après un extrait de la carte géologique de la France au 1/1 000 000ème (Chantraine et al. 1996).

Afin de répondre à ces questions, le secteur situé entre le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen et le Massif Central, et correspondant à la partie orientale du domaine intraplaque nord pyrénéen (Figure 0-3) est étudié d'un point de vue structural, via l'analyse des structures compressives essentiellement, ainsi que d'un point de vue géochronologique via la datation de la déformation. La géologie structurale couplée à la géochronologie permet en effet de remonter à l'âge absolu des différents épisodes de déformation présents dans la zone d'étude et d'y associer un évènement tectonique à partir des connaissances actuelles sur la géodynamique de la France méridionale.

L'aspect « géochronologie » est de ce fait un point primordial dans ce travail de thèse. La calcite, de formule chimique $CaCO_3$, est un minéral dont le système cristallin est rhomboédrique. Sa cristallisation dans les systèmes de faille lors d'épisodes de circulation de fluides est à l'origine de la formation de calcite syn-tectonique, communément appelée « marches de calcite » ou « dominos de calcite » (Figure en tête de chapitre 1). Cette étude vise à dater ces objets tectoniques à partir de la datation radiochronologique U-Pb au spectromètre de masse à plasma par couplage inductif associé à un système d'ablation LASER (LA-ICP-MS) afin de remonter à l'âge de l'activité de la faille. La méthode U-Pb sur carbonate (Rasbury & Cole 2009) au LA-ICP-MS est relativement récente puisque la première étude remonte à 2014, avec les travaux de Li et al. (Li et al. 2014), bien que Jahn et Cuvellier ait commencé, quelques années auparavant (1994), à discuter de la potentialité de datation des carbonates via le système U-Pb. Depuis, son développement est international et de nombreux travaux permettent de l'améliorer quotidiennement (Coogan et al. 2016; Ring & Gerdes 2016; Roberts & Walker 2016; Nuriel et al. 2017; Roberts et al. 2017; Roberts et al. 2020; Goodfellow et al. 2017; Pagel et al. 2018; Godeau et al. 2018; Parrish et al. 2018; Drost et al. 2018; Guillong et al. 2020; Brigaud et al. 2020). Un des objectifs de ce travail de thèse a ainsi consisté à développer, en partie, la méthode U-Pb sur carbonate au LA-ICP-MS au laboratoire GEOPS (Orsay).

Le chapitre 1 présente les concepts scientifiques généraux, en lien avec la géologie structurale et la géochronologie, afin que l'ensemble des lecteurs se lançant dans la lecture de ce mémoire puisse acquérir les notions nécessaires à sa compréhension. Le contexte géologique de la France méridionale depuis le Mésozoïque est détaillé dans le chapitre 2. Le

chapitre 3 développe quant à lui le protocole analytique mis en place lors ce travail. Le secteur d'étude étant subdivisé en trois zones distinctes, les résultats associés à la région des Corbières (au Nord du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, Figure 0-3), à la Faille des Cévennes dans le Languedoc (au Nord du Golfe du Lion, Figure 0-3) et à la région des Grands Causses (au Sud du Massif Central, Figure 0-3) sont exposés dans les chapitres respectifs 4, 5 et 6. Enfin le chapitre 7 regroupe synthèses et perspectives.

CHAPITRE I. CONTEXTE SCIENTIFIQUE

Marches de calcite sur un plan de faille (Ribaute, Corbières) (Photo : O. Parizot)

La caractérisation de la déformation intraplaque associée à la formation de l'orogène pyrénéen étant le cœur de ce travail, le chapitre qui suit a pour objectif de présenter brièvement le contexte scientifique en se focalisant d'une part sur les concepts de géologie structurale et d'autre part sur le principe de la datation uranium-plomb (U-Pb) sur carbonate. Dans le détail, il introduit dans un premier temps les notions de base de la mécanique des roches à l'origine de la formation des plans de faille. Les concepts de prisme orogénique et domaine intraplaque sont par la suite présentés. La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à la présentation de la datation U-Pb sur carbonate : principe et méthodologie (spectromètre de masse à plasma par couplage inductif associé à un système d'ablation LASER - LA-ICP-MS : Laser Ablation Inductively Coupled Plasma).

1. Contraintes et déformations cassantes

1.1. Notions de base

1.1.1. La contrainte

Comme énoncé dans l'introduction générale, la notion de contrainte est au cœur de cette thèse. Il est donc primordial d'en définir le concept. Les notions élémentaires de contrainte et de déformation sont détaillées dans le livre Tectonique (Mercier et al. 2011). Une contrainte σ peut être simplement définie par le rapport d'une force sur une surface et est exprimée en Pascal (système S.I.) ou bar (système C.G.S.). Il est possible de la décomposer en une contrainte normale (σ_N) et une contrainte tangentielle (ou cisaillante) (τ) dont les valeurs se réfèrent respectivement aux forces appliquées perpendiculairement et parallèlement à la surface. Afin de calculer ces valeurs, prenons l'exemple le plus simple d'une contrainte uniaxiale appliquée à un point P sur une surface SS' qui forme un angle Θ' avec le plan perpendiculaire à la force F (Figure I-1) :

$$\sigma_N = \frac{F_N}{SS'} = \frac{F * \cos(\Theta')}{A/\cos(\Theta')} = \frac{F}{A} * \cos^2(\Theta') = \frac{F}{A} * \frac{1 + cos^2(\Theta')}{2}$$

$$\tau = \frac{F_T}{SS'} = \frac{F * sin(\Theta')}{A/\cos(\Theta')} = \frac{F}{A} * \sin(\Theta') * \cos(\Theta') = \frac{F}{A} * \frac{sin(2\Theta')}{2}$$

Lorsque la contrainte tangentielle τ est nulle, c'est-à-dire lorsque Θ'=0°, la contrainte normale σ_N est à son maximum. Dans ce cas, la surface SS', strictement perpendiculaire à la force F appliquée, est appelée plan principal. Par ailleurs, il existe deux plans, associés à Θ'=45°, pour lesquels la contrainte tangentielle est à son maximum.

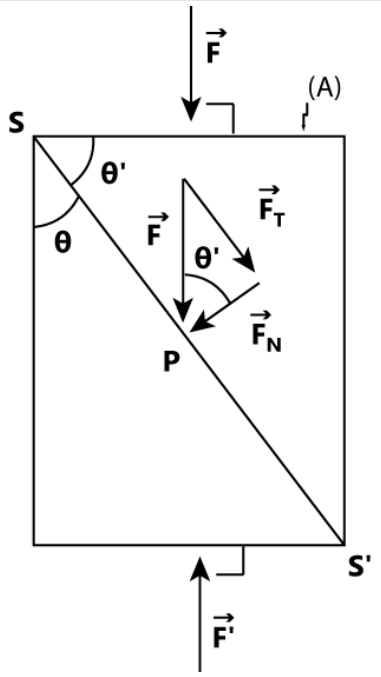


Figure I-1 – Cas d'une contrainte uniaxiale appliquée à une surface SS'

Dans la nature, les roches (ici représentées par l'ensemble du volume, Figure I-1) sont soumises à un système de forces qui peut être décomposé en trois contraintes orthogonales entre elles, correspondant aux normales des plans principaux. Il s'agit d'un état de contrainte triaxial. Ces trois directions principales de contrainte sont notées σ_1 (contrainte principale maximale), σ_3 (contrainte principale minimale) et σ_2 (contrainte principale intermédiaire, correspondant à l'intersection des deux plans de cisaillement maximum qui forment un angle de 45° avec σ_1 et σ_3) avec :

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$$

Les équations associées aux contraintes normales et tangentielles peuvent être redéfinies à partir des contraintes σ_1 et σ_3 (σ_2 n'intervenant pas dans le calcul) comme étant :

$$\sigma_N = \frac{1}{2} * (\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2} * (\sigma_1 - \sigma_3) * \cos(2\theta')$$

$$\tau = \frac{1}{2} * (\sigma_1 - \sigma_3) * \sin(2\theta')$$

Si on considère l'angle θ comme étant l'angle entre la contrainte principale maximale et la surface SS' (angle complémentaire à θ', Figure I-1), les équations ci-dessus associées à la contrainte normale et tangentielle peuvent également s'écrire :

$$\sigma_N = \frac{1}{2} * (\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2} * (\sigma_1 - \sigma_3) * \cos(2\Theta) \qquad [1]$$

$$\tau = \frac{1}{2} * (\sigma_1 - \sigma_3) * \sin(2\Theta) \qquad [2]$$

Ces équations paramétriques sont celles d'un cercle, dit cercle de Mohr, qui sera présenté dans la partie 1.1.2.

Par ailleurs, on appelle tenseur de contraintes la matrice carrée 3*3 permettant de remonter à l'état de contrainte du point P. Ce tenseur prend en compte la contrainte moyenne σ_{moy}, correspondant à la partie hydrostatique du tenseur (changement de volume), et la contrainte déviatorique, à l'origine de la déformation des roches. Les contraintes principales déviatoriques peuvent être définies comme étant :

$$\sigma_1' = \sigma_1 - \sigma_{moy}$$

$$\sigma_2' = \sigma_2 - \sigma_{moy}$$

$$\sigma_3' = \sigma_3 - \sigma_{moy}$$

En géologie structurale, la valeur de la contrainte déviatorique principale σ'_1 est notée positivement, on dit que σ'_1 est en compression ; à l'inverse, σ'_3 est en traction et sa valeur est négative.

1.1.2. La rupture

Soumis à des contraintes importantes, les roches peuvent se déformer par rupture, provoquant la formation de failles, diaclases ou fentes de tension. Cette rupture peut se produire dans des états de contrainte variables : en compression, traction ou décrochement.

Avant de présenter brièvement la représentation graphique du cercle et de l'enveloppe de Mohr (τ *vs* σ_N), permettant de prédire la réponse d'un matériau pour un état de contrainte donné, il est nécessaire de définir le critère de Coulomb-Navier : en 1773, Coulomb met en évidence le fait que la rupture d'un matériau commence lorsque la contrainte cisaillante que

subi un point P sur une surface SS' atteint une certaine valeur. Nous avons vu précédemment que la contrainte cisaillante maximale sur cette surface est atteinte lorsque :

$$\Theta' = 45° \Leftrightarrow \Theta = 90° - \Theta' = 45°$$

Néanmoins, le critère de Coulomb-Navier admet que la rupture se produit avant d'atteindre Θ=45°, généralement autour de 30°, puisque la contrainte σ_N augmente la résistance au cisaillement. De ce fait, la rupture « se produit le long d'un plan sur lequel la contrainte cisaillante est suffisamment grande pour vaincre la cohésion du matériau (C_0) et la résistance à la friction statique » (Mercier et al. 2011) :

$$\tau = C_0 + \mu_i \sigma_N \qquad [3]$$

Il est possible de représenter graphiquement l'état de contrainte d'une surface SS' d'un matériau par le cercle de Mohr défini par les équations paramétriques [1] et [2], où σ_1 et σ_3 sont positionnés sur l'axe des abscisses et la longueur [$\sigma_1\sigma_3$] correspond au diamètre d'un cercle dans un système orthonormé (Oτ ;Oσ) (σ_2 n'intervient pas dans le calcul de l'initiation de plan de rupture) (Figure I-2). L'angle 2Θ (avec Θ l'angle que fait la surface SS' avec la contrainte principale compressive σ_1) est dans ce cas représenté par l'angle que fait la droite des abscisses avec le rayon du cercle qui passe par un point A situé sur la circonférence du cercle. Dans ce cas, le point A représente la contrainte appliquée au plan SS' et a pour abscisse σ_N [1] et ordonnée τ [2]. Pour un matériau donné, il existe une « enveloppe de Mohr » basée sur le fait que les contraintes normale et cisaillante sont liées par une relation :

$$\tau = f(\sigma_n)$$

Bien que cette relation ne soit en réalité pas linéaire, si nous la considérons comme telle dans un premier temps, l'angle que fait la droite obtenue (Δ) avec l'axe des abscisses correspond à l'angle de friction interne du matériau (φ), lié au coefficient de friction interne (μ_i) par la relation :

$$\mu_i = \mathrm{tg}(\varphi)$$

Aussi, l'intersection entre la courbe obtenue et l'axe des ordonnées correspond à la valeur de cohésion interne du matériau C_0. L'enveloppe de Mohr permet de mettre en évidence le

moment de rupture de la surface SS' : pour tout cercle situé sous l'enveloppe de Mohr, les contraintes (τ, σ) n'atteignent pas la valeur de rupture du matériau. Pour tout cercle tangent à l'enveloppe de Mohr, il existe une contrainte critique qui initie la rupture de la surface SS' selon un angle θ (Figure I-2). Enfin, pour tout cercle qui coupe l'enveloppe de Mohr, tous les points situés sur la partie du cercle dépassant l'enveloppe de Mohr entraînent la rupture du matériau. Il est important de noter ici que la valeur de la contrainte cisaillante sur l'enveloppe de Mohr, et donc associée au moment de rupture d'une surface SS', correspond au critère de Navier-Coulomb discuté précédemment [3].

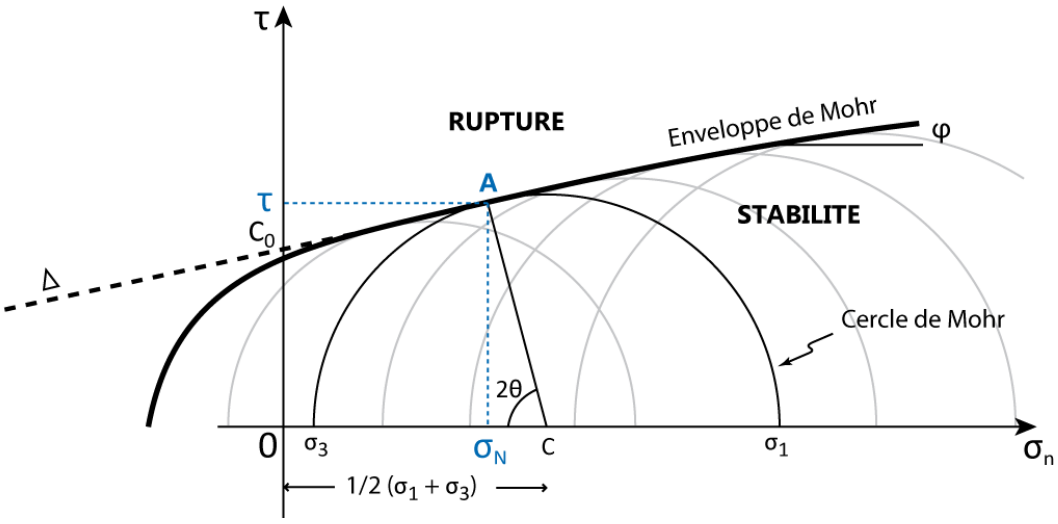


Figure I-2 – Représentation des contraintes σ_N et τ appliquées sur une surface SS' par le cercle et l'enveloppe de Mohr

Le principe décrit ci-dessus peut également être appliqué à un matériau subissant une certaine contrainte qui a, à la base, un plan de glissement (ou plan de faiblesse) préexistant. En géologie structurale, cela permet notamment de savoir si une fracture préexistante dans la roche peut être réactivée ou non, en fonction de l'intensité des contraintes et de son angle θ (qu'on appellera par la suite β afin de ne pas le confondre avec l'angle θ du plan de rupture). Il a été démontré de manière empirique que la contrainte nécessaire à la réactivation d'un plan de glissement dans un matériau est plus faible que celle nécessaire à la rupture du fait de la valeur plus faible des angles de friction (φ) et de la cohésion interne des matériaux (C_0) sur un plan préexistant que sur un plan de rupture. La Figure I-3 illustre de manière simplifiée la

position de l'enveloppe de Mohr associée au glissement (Δ_G) par rapport à celle associée à la rupture (Δ_R). Cette représentation met en évidence les différents domaines dans lesquels une roche se positionnerait en fonction des valeurs de contrainte qu'elle subit : pour σ_3 fixe, la roche rentre d'abord dans un domaine de stabilité, jusqu'à ce que $\sigma_1 = \sigma_{1G}$. Dans ce cas, s'il existe un plan préexistant avec un angle β, ce dernier va être réactivé. Sinon, σ_1 continue d'augmenter et tous les plans préexistants ayant un angle 2β compris entre les cordes LC_R et MC_R sont susceptibles d'être réactivés. S'il n'existe pas de plan associé, alors la rupture du matériau se produira de la même manière que décrit précédemment, avec un angle 2θ lorsque $\sigma_1 = \sigma_{1R}$.

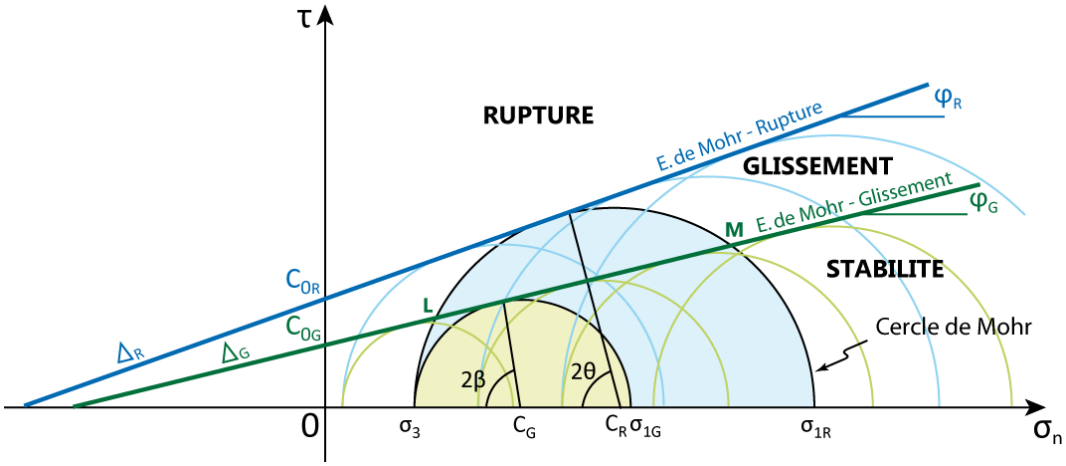


Figure I-3 – Représentation par le cercle et l'enveloppe de Mohr des conditions de réactivation d'un plan préexistant

1.1.3. Eléments clés de la déformation cassante

Bien que la déformation cassante puisse être exprimée par des structures tectoniques variées telles que les diaclases, les brèches de faille ou encore divers tectoglyphes (fente de tension, en échelons, ou pics stylolithiques), nous nous focaliserons dans ce travail principalement sur les miroirs de failles ainsi que sur les calcites de failles communément appelées « marches de calcite » ou « dominos de calcite » afin de procéder à la datation des miroirs.

Les failles correspondent à des fractures dans l'écorce terrestre accompagnées, contrairement aux diaclases, d'un mouvement relatif des deux compartiments qu'elles délimitent. Il est possible de retrouver la cinématique d'un plan de faille ainsi que l'orientation

du champ de contrainte à l'origine de sa formation à partir de la mesure et de l'observation du miroir, c'est-à-dire de la partie visible du plan de faille sur lequel divers marqueurs de la déformation tels que les cannelures, stries, stylolithes, et marches de calcite (Figure I-4A) peuvent parfois se trouver.

Les directions de contrainte principales peuvent être retrouvées, sur le terrain, à l'aide du modèle d'Anderson. Celui-ci part du principe que la surface terrestre ne transmet pas la contrainte tangentielle τ et correspond alors à un plan principal. Dans le modèle d'Anderson, lorsqu'un milieu rocheux est soumis à une contrainte compressive, σ_1 et σ_2 sont dans le plan horizontal et σ_3 dans le plan vertical (avec $\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$) (Figure I-4B). Cela engendre des failles inverses conjuguées à pendage de 30° ayant pour intersection σ_2. En régime extensif, les failles formées sont dites « normales », inclinées de 60° et avec σ_2 et σ_3 horizontaux et σ_1 vertical. Dans les deux cas de figure, le pitch, c'est-à-dire l'angle que forme la strie sur le plan de faille avec une horizontale du plan, est proche de 90°. Il est à noter que nous retrouvons ici le critère de Coulomb-Navier admettant un angle de rupture Θ entre la contrainte principale σ_1 et le plan de rupture de ~30°. Il existe un troisième contexte de formation de plan de faille, caractérisé par un σ_1 et un σ_3 horizontaux et σ_2 vertical. Dans ce cas, le plan de faille formé est dit « décrochant » et le pitch est de l'ordre de 0° (Figure I-4B). Chaque plan de faille peut être représenté à l'aide d'une projection stéréographique suivant le canevas de Schmidt (conservation des angles) ou de Wulff (conservation des surfaces) qui permet de retrouver l'ensemble des données du plan : l'azimut, le pendage ainsi que l'orientation et le plongement de la strie, facilitant ainsi la visualisation des données de terrain (Figure I-4B).

Les données associées à l'orientation de la strie sur un plan de faille proviennent de l'analyse des tectoglyphes, évoqués précédemment. Parmi eux, les marches de calcite ou calcites de faille, sont issues de la cristallisation d'un fluide sur un miroir de faille ondulé dont les ondulations ont une amplitude d'ordre centimétrique (Vergely & Xu 1988). Il existe à ce jour peu d'études s'étant focalisées sur la croissance, la morphologie et la structure des calcites de faille. Il est néanmoins admis par tous, que ces objets sont contemporains du mouvement de la faille et sont de ce fait des marqueurs primordiaux dans la caractérisation des paléo-contraintes d'une région (Gamond 1983; Ramsay & Huber 1983; Petit 1987; Koehn & Passchier

2000; Fagereng et al. 2010; Fagereng et al. 2011; Barker & Cox 2011; Bons et al. 2012; Smeraglia et al. 2018; Vergely & Xu 1988; Craddock et al. 2020).

D'après Vergely et Xu (1988), « la surface de glissement de la faille est découpée en marches d'escaliers dont la direction est orthogonale à la direction du glissement soulignée par les stries » (Figure I-5). De plus « les marches d'escaliers correspondent à des surfaces de cisaillement inclinées de 5 à 10° (exceptionnellement 30°) par rapport au plan moyen de la faille » (Vergely & Xu 1988) (Figure I-4C). Par ailleurs, une marche de calcite dispose d'une contre marche en son front qui ne correspond « qu'à la rupture de la marche en son plan de symétrie » puisque initialement, une structure en escalier d'accrétion comprend des zones B et C symétriques, de part et d'autre de la zone A correspondant à la partie centrale (Figure I-4C et Figure I-5) (Vergely & Xu 1988).

Quelques études ont mis en évidence certaines caractéristiques pétrographiques des marches de calcite. Bien que la texture puisse être variable, fibreuse ou granulaire (Vergely & Xu 1988), il existe, dans ces précipitations calcitiques, des marqueurs permettant de valider le caractère syn-tectonique de la croissance des marches : les « inclusion trails » sont des bandes d'inclusion parallèles à l'encaissant « supposées suivre la trajectoire d'ouverture d'une veine » (Koehn & Passchier 2000) (Figure I-4C). Aussi, Bons et al. (2012) décrit également des « inclusion bands », cette fois obliques à l'encaissant, comme étant des bandes d'inclusion « qui ont été incluses ou précipitées au front de croissance de la veine » (Figure I-4C). Lorsque ces calcites syn-tectoniques sont granulaires et non fibreuses, la direction de croissance de ces grains permet également de déterminer l'orientation du champ de contrainte, σ_1 étant perpendiculaire à l'axe de l'élongation des grains (Koehn & Passchier 2000; Fagereng et al. 2011; Smeraglia et al. 2018) (*cf.* CHAPITRE III.2.2.2.).

Les calcites de faille peuvent aussi bien être associées à des failles normales, que décrochantes ou inverses. Nous nous focaliserons néanmoins principalement sur les marches de calcite associées à un régime compressif dans cette thèse.

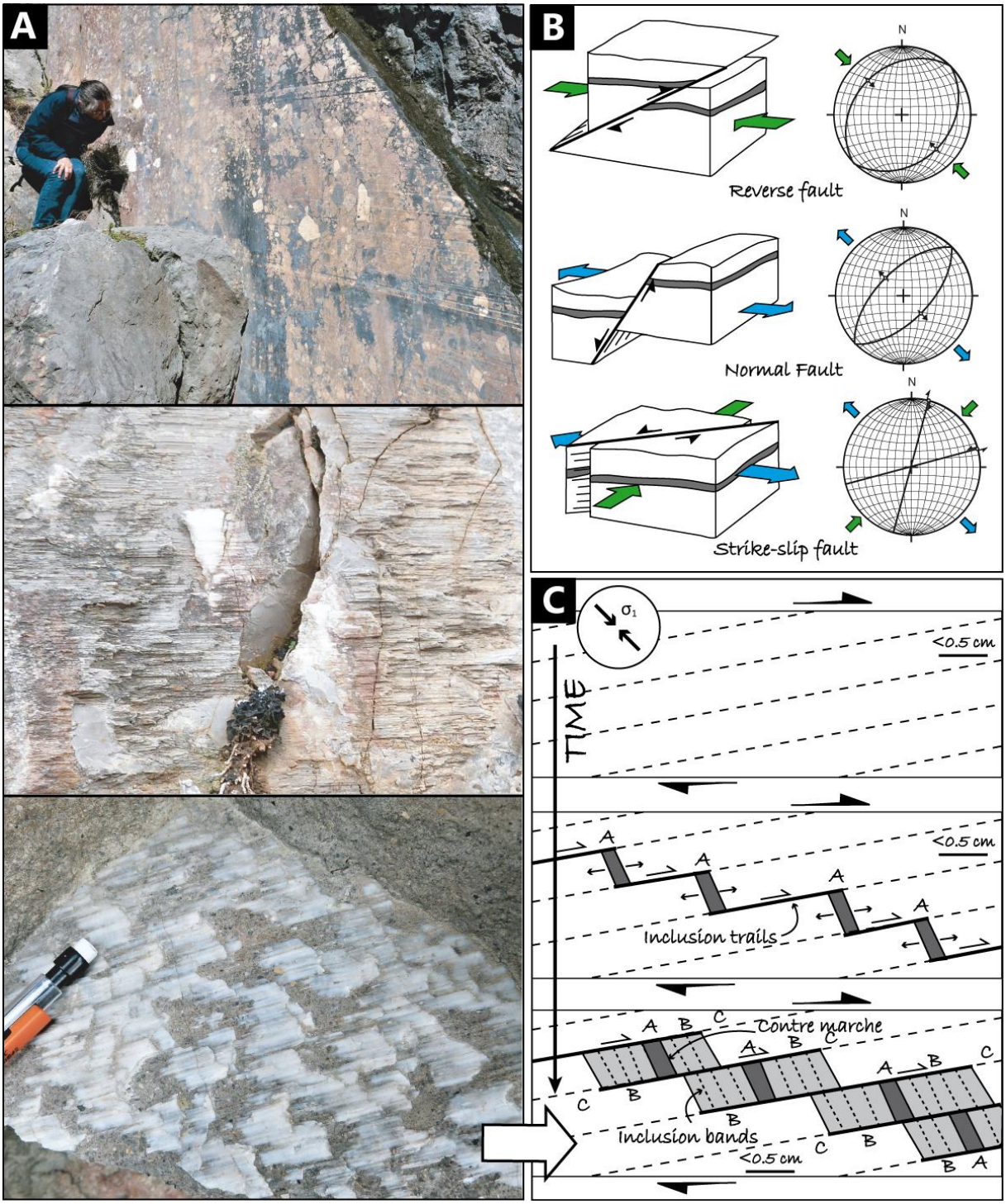


Figure I-4 – Illustration des plans de faille A. Illustration de divers tectoglyphes, de haut en bas : les stries mécaniques, les pics stylolithiques et les marches de calcite B. Les plans de faille selon le modèle d'Anderson représentés par projection stéréographique sur le canevas de Schmidt C. Cinématique d'une marche de calcite d'après Fagereng et al. (2011) et Vergely et Xu (1988).

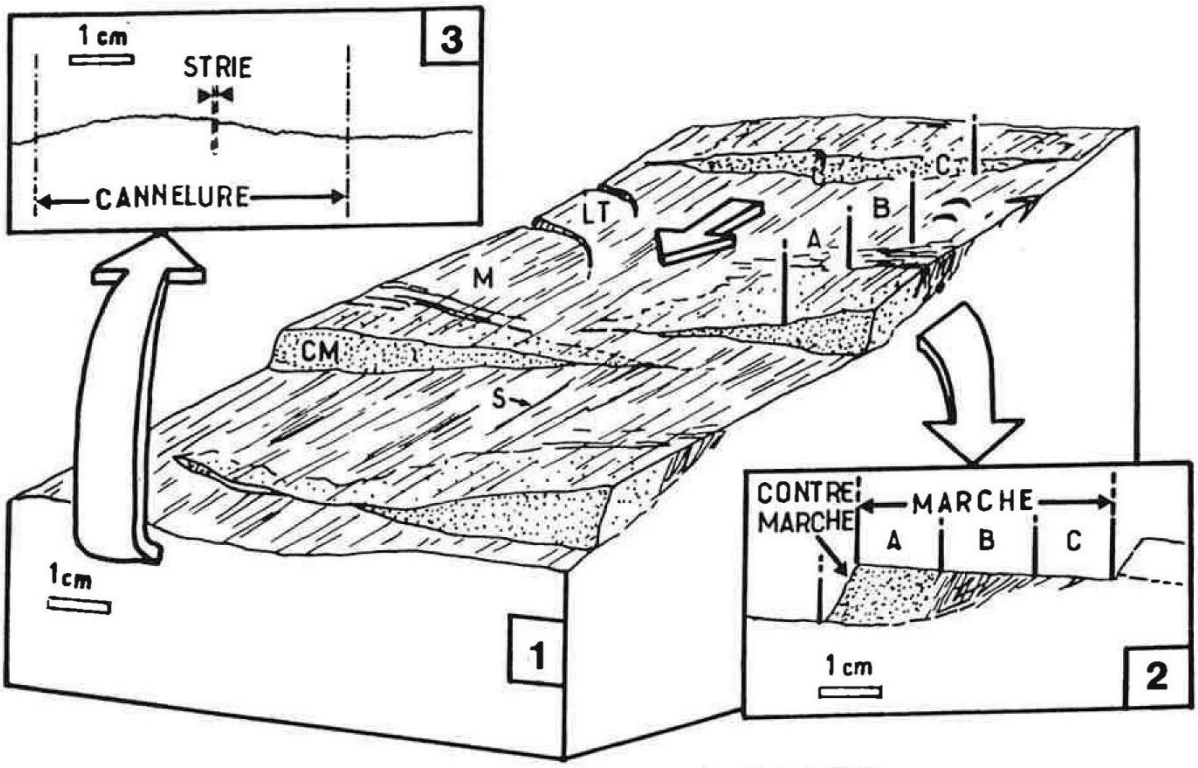


Figure I-5 - Dessin schématique d'une portion de miroir de faille. 1. Vue en trois dimension ; 2. Coupe schématique d'un escalier d'accrétion (section perpendiculaire au déplacement) ; 3. Allure de la surface de glissement en dehors des escaliers d'accrétions (section parallèle au déplacement). Nature des différents secteurs de la marche d'escalier : (A) : secteur à cristallisation de calcite, (B) : secteur à microfracturation dense et recristallisation locale et (C) : domaine à fracturation très faible ou nulle. Abréviations : CM : contre-marche, LT : lunule de traction, M : marche, S : strie (Vergely & Xu 1988).

1.2. Les systèmes orogéniques

1.2.1. Cycle de Wilson et inversion tectonique

Initiant la formation du relief, des chaînes de montagnes aux bassins océaniques, en passant par les bassins sédimentaires et les cratons continentaux, le déplacement des plaques à la surface de la planète peut amener à la formation puis dislocation de supercontinents tels que la Rodinia ou la Pangée, suivant le cycle de Wilson (Wilson 1966; Wilson et al. 2019) (Figure I-6).

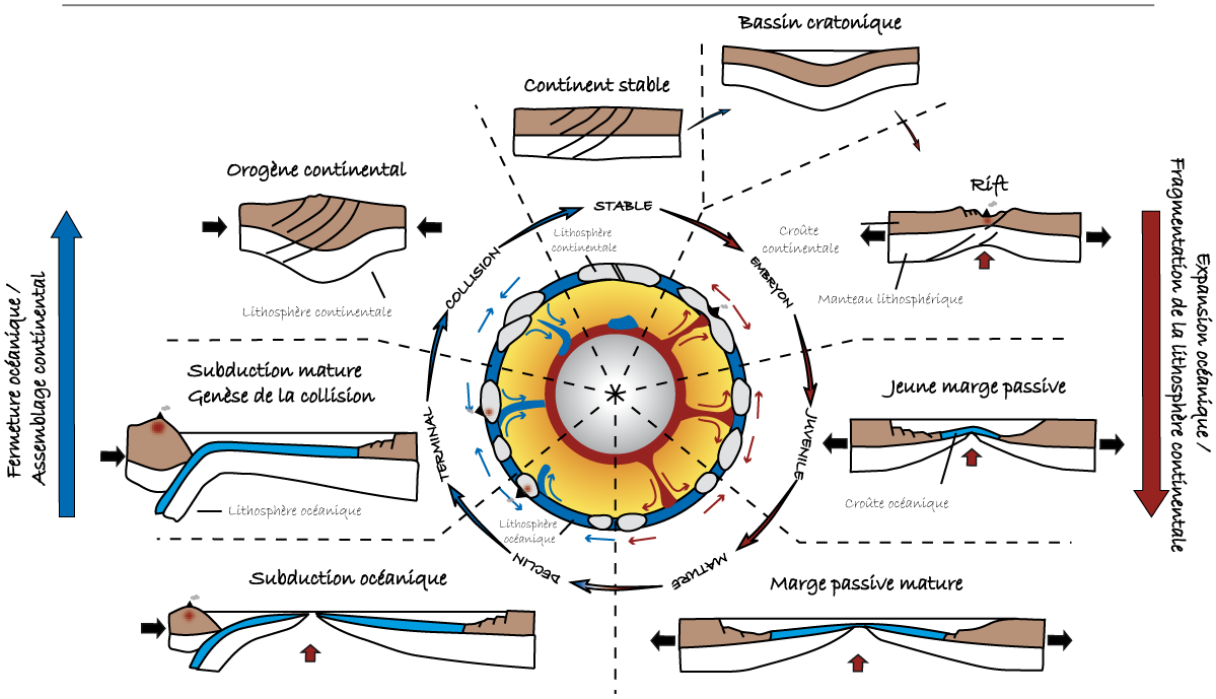


Figure I-6 - Les différentes étapes du cycle de Wilson (modifié d'après Wilson et al. (2019))

A moindre échelle, le cycle de Wilson est directement associé à la fragmentation d'un continent, suivi de l'ouverture d'un plancher océanique puis de sa fermeture par phénomène de subduction et de collision (Figure I-6). En termes de régime tectonique, cela a pour conséquence la superposition au cours du temps de différents épisodes tectoniques sur une même zone, à commencer par un régime extensif associé à la déchirure de la lithosphère continentale suivie de l'ouverture d'un plancher océanique, puis un régime compressif, en liaison directe avec la fermeture de ce dernier et le phénomène de collision qui peut s'en suivre. C'est ainsi que naissent les notions d' « héritage tectonique » (structural ou thermique) et d' « inversion tectonique » - cette dernière désignant la « réactivation dans un nouveau régime tectonique de fractures préexistantes » (Mercier et al. 2011). L'inversion tectonique en bordure de plaques est un processus géodynamique fondamental, connu et étudié depuis le début du 20ème siècle (Lamplugh 1920; Stille 1924), bien que le terme "inversion" ne soit apparu qu'au début des années 1980 (Glennie & Boegner 1981). Depuis, de nombreux autres travaux ont mis en évidence le caractère généralisé de ce phénomène aux frontières de plaques, comme Williams et al. (1989) ou plus récemment Graveleau et al. (2012). La chaîne alpine est, par exemple, un excellent témoin d'une marge continentale passive inversée, où la réactivation de

grandes structures extensives préexistantes nées lors de la formation du bassin océanique a permis d'accommoder une grande partie de la déformation (Lemoine 1985; Lemoine et al. 1986).

1.2.2. Notion de prisme orogénique

L'accrétion de marges continentales proximales associée à la subduction d'une lithosphère continentale sous une autre engendre la formation d'un relief à la frontière entre les deux, défini sous le terme de prisme orogénique continental (Figure I-7). Un buldozer poussant un tas de sable est souvent utilisé pour décrire et conceptualiser la mise en place d'une telle structure, de par leurs propriétés mécaniques et géométriques similaires (Davis et al. 1983; Dahlen 1990) (Figure I-7A). Le matériel sédimentaire constituant un prisme orogénique repose sur un niveau de décollement basal correspondant à une lithologie de faible résistance mécanique. En dessous de ce niveau, la déformation est de faible intensité. Au-dessus, le prisme orogénique prend une forme triangulaire, issue d'un taux de raccourcissement décroissant de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne (Chapple 1978). La théorie du prisme critique (Davis et al. 1983; Dahlen et al. 1984) montre qu'il existe un état d'équilibre au sein du prisme orogénique qui est contrôlé par l'angle α correspondant à l'angle de la pente de la surface topographique du prisme et l'angle β que fait le niveau de décollement basal penté vers l'intérieur de la chaîne avec l'horizontale (Figure I-7B). On parle de prisme « critique » lorsqu'il se déforme en étant associé à un régime de contrainte compressif (prisme « sous-critique ») ou extensif (prisme « sur-critique »). Dans le cas de la formation d'un orogène, l'accrétion continue en front de chaîne est à l'origine de la croissance du prisme jusqu'à atteindre un état d'équilibre dit « stable » où la déformation interne est nulle. Ainsi, la poursuite de la croissance de l'orogène se fait par glissement du prisme le long du niveau de décollement basal engendrant la formation d'un nouveau chevauchement frontal et donc la progression du prisme vers l'avant-pays.

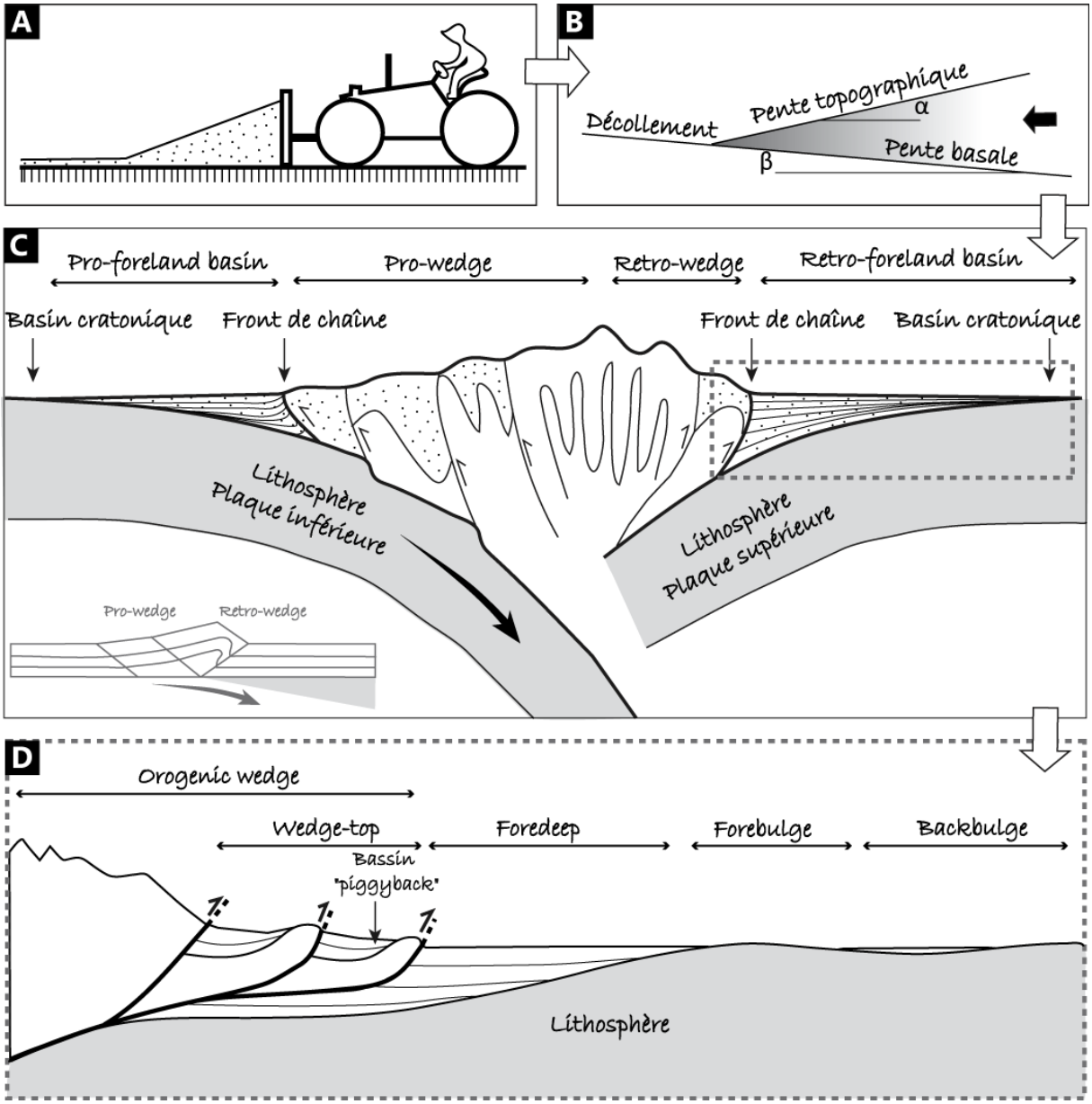


Figure I-7 - Le système orogénique A. Analogie du buldozer poussant un tas de sable (Davis et al. 1983; Dahlen 1990) B. Représentation du prisme orogénique dans la théorie du prisme critique (Davis et al. 1983; Dahlen et al. 1984) C. Représentation schématique d'un prisme orogénique asymétrique à double vergence (Willett et al. 1993; Naylor & Sinclair 2008) D. Coupe schématique des différents domaines d'un bassin d'avant-pays (issu de Filleaudeau (2011), d'après Ricci Lucchi (1986) et DeCelles et Gilles (1996))

Contrairement à l'analogie avec le buldozer poussant un tas de sable, la bordure d'un prisme orogénique n'est en réalité pas rigide. On assiste alors à la juxtaposition de deux « tas de sable », dos à dos, l'un par rapport à l'autre, formant ainsi un prisme orogénique asymétrique à double vergence (Willett et al. 1993) (Figure I-7C). Chaque côté de ce prisme à double vergence est contrôlé par des facteurs différents (Naylor & Sinclair 2008) c'est pourquoi on différencie le « pro-wedge » (côté situé sur la plaque inférieure) du « retro-wedge » (côté situé sur la plaque supérieure) (Figure I-7C).

Par ailleurs, la flexuration des plaques, associée à la charge du prisme orogénique, est à l'origine de la formation de bassins d'avant-pays en forme de biseaux, de part et d'autre de l'orogène (Beaumont 1981; Watts 2001). Ces bassins sédimentaires syn-tectoniques accumulent les produits d'érosion de la chaîne et enregistrent son histoire géodynamique au cours du temps par l'intermédiaire des marqueurs de la déformation et des environnements de dépôts des séries sédimentaires. Cette préservation de l'histoire passée de l'orogène n'est néanmoins pas symétrique de part et d'autre de l'orogène. En effet, tout comme le retro-wedge et le pro-wedge, on distingue deux types de bassins d'avant-pays : le « retro-foreland basin » situé sur la plaque supérieure, et le « pro-foreland basin » situé sur la plaque inférieure (Figure I-7C). Dans ce dernier, les sédiments et structures anté- et syn-déformation sont progressivement intégrés dans le prisme orogénique au cours de sa croissance. Les vestiges de la formation de l'orogène sont alors mieux préservés dans le « retro-foreland basin », statique et subsident de manière continue sur la plaque supérieure (Naylor & Sinclair 2008).

Chacun des bassins d'avant-pays peut être décomposé en plusieurs domaines caractérisés par des taux de subsidence variables (Ricci Lucchi 1986; DeCelles & Giles 1996) : Le « wedge-top » correspond à la zone la plus proximale du front de chaîne, la déformation y est importante et les dépôts sédimentaires peuvent être transportés sur des bassins de type « piggyback » (Figure I-7D). Le « foredeep » équivaut à la zone la plus subsidente d'un bassin d'avant-pays et est limitée par le « forebulge » correspondant à un soulèvement plus ou moins important de la marge distale, en réponse à la flexuration de la chaîne. Enfin, le « backbulge » est la zone la plus distale de la chaîne, dans le bassin d'avant-pays et est associé à une subsidence plus ou moins importante (Figure I-7D).

1.2.3. Le domaine intraplaque

Délimitation du domaine

Avant de discuter des répercussions de la collision continentale sur le domaine intraplaque, commençons par en définir ses frontières. L'étude de Lacombe et Mouthereau (1999) s'intéresse à la notion de front orogénique qui peut être associé à des zones plus ou moins proximales à l'orogène selon le critère géologique étudié. Les auteurs distinguent le front de chaîne (« limite topographique entre les reliefs de la chaîne et l'avant-pays ») du front du prisme critique (« limite externe des terrains allochtones ») et du front de déformation (limite entre les domaines déformés et non déformés). Cette distinction permet de souligner les déformations et déplacements effectués à l'avant du prisme orogénique. Dans cette conception, l'étude met également en avant un front de réactivation à la limite de la structure réactivée la plus externe et associé à un niveau de décollement profond. O. Lacombe et F. Mouthereau (1999) montrent ainsi la complexité qu'il existe à définir la notion de front orogénique. Aussi, l'étude de Lacombe et al. (1996) basée sur l'analyse de failles et des macles de la calcite montre la décroissance exponentielle de la contrainte déviatorique en fonction de la distance au front de chaîne, en se basant sur l'avant-pays nord pyrénéen : le caractère progressif de l'atténuation de la contrainte en fonction de la distance à la chaîne est ainsi démontré. L'ensemble des résultats de ces deux travaux met en évidence la difficulté à définir la notion de domaine « intraplaque ».

C'est pourquoi, comme évoqué dans l'introduction de ce manuscrit, nous définirons par la suite le domaine intraplaque comme étant l'ensemble du secteur au-delà du front de chaîne (Figure I-7C). Le bassin d'avant-pays est alors inclus dans le domaine intraplaque, bien que l'intensité des contraintes associées à la convergence des plaques et à la formation du prisme orogénique soit nettement plus importante qu'à plusieurs centaines de kilomètres de l'orogène (Lacombe et al. 1996).

Conséquence de la collision sur le domaine intraplaque

Le bassin d'avant-pays enregistre la déformation au plus près du prisme orogénique. Il est alors possible de retrouver des inversions structurales, des discordances angulaires dans les dépôts sédimentaires démontrant leur caractère syn-tectonique ou encore des structures tectoniques de grandes amplitudes telles que des plis ou failles régionales (Ori et al. 1986; Anadón et al. 1986; DeCelles et al. 1991; Lawton & Trexler 1991). Plus loin dans l'avant-pays, à plusieurs centaines de kilomètres du front de chaîne, la déformation associée à la formation d'un orogène est de plus faible intensité qu'à proximité du prisme orogénique mais peut néanmoins être également caractérisée à l'aide des observations de terrain ou des modèles numériques ou analogiques. Elle est exprimée dans ces secteurs sous la forme de (1) flambage lithosphérique (Ziegler et al. 1995; Gerbault et al. 1999; Cloetingh et al. 1999; Sokoutis et al. 2005; Stephenson & Cloetingh 1991), (2) réactivation de structures tectoniques régionales héritées (Wyns 1980; Ziegler et al. 1995; Cazes et al. 1985), (3) joints et microstructures de faible déplacement (Navabpour et al. 2017; Missenard et al. 2017).

Outils de datation de la déformation en domaine intraplaque

Contrairement aux domaines situés à plusieurs centaines de kilomètres du front de chaîne, le calendrier géodynamique dans les bassins d'avant-pays associé à la formation du prisme orogénique est, au premier abord, relativement bien contraint (Dickinson 1974). En effet, plusieurs marqueurs permettent de déterminer l'âge de la déformation, tels que (1) les variations d'environnement de dépôts des sédiments (2) les structures tectoniques synsédimentaires (3) les données de métamorphisme et géochronologie, (4) la superposition de marqueurs de la déformation permettant de remonter à une chronologie relative des évènements (5) l'exhumation des roches révélée par les données de thermochronologie. Néanmoins, les incertitudes sur l'âge des dépôts sédimentaires syn-tectoniques en domaine intraplaque (bassin d'avant-pays ou domaines lointains) ou même l'absence de tels dépôts rendent parfois difficile l'établissement d'un calendrier détaillé et le résultat imprécis ou incomplet. Cela amène alors à des attributions d'âge parfois erronés (Parrish et al. 2018) puisque le timing de la déformation dans ces secteurs est dans ce cas directement déduit du

calendrier géodynamique établi en limite de plaque ou dans des secteurs à proximité. Les deux exemples ci-dessous illustrent ces propos, dans le cas de l'attribution d'un âge à un épisode géodynamique à partir du calendrier établi en limite de plaque (Bergerat 1987) ou dans des secteurs à proximité (Constantin et al. 2002).

« D'une manière générale, il est vraisemblable de considérer la plupart des déformations dues à cette compression N-S comme d'âge Eocène supérieur (phase pyrénéo-provençale). Cependant, il n'est pas prouvé que ces manifestations cassantes soient partout exactement de même âge » Bergerat (1987), concernant l'âge de la déformation dans la plate-forme européenne.

« Cet épisode extensif est daté Jurassique supérieur-Crétacé inférieur sur la bordure ardéchoise du bassin du SE ainsi que sur le pourtour du bassin des Causses. Par comparaison, nous situons cet épisode d'extension au Jurassique supérieur (Crétacé inf. ?) dans le bassin des Causses. » Constantin et al. (2002), discutant de l'âge de la déformation dans les Grands Causses.

Par ailleurs, même si le calendrier géodynamique d'une région semble relativement bien contraint dans certains cas à partir des structures régionales, rien ne démontre que les microstructures sont contemporaines des grands accidents : *« L'âge des microstructures en compression, qui permet de déterminer le champ de contrainte est plus difficile à établir »* Arthaud et Laurent (1995).

2. Méthode de datation U-Pb sur carbonate au LA-ICP-MS

2.1. La radioactivité

2.1.1. Rappels

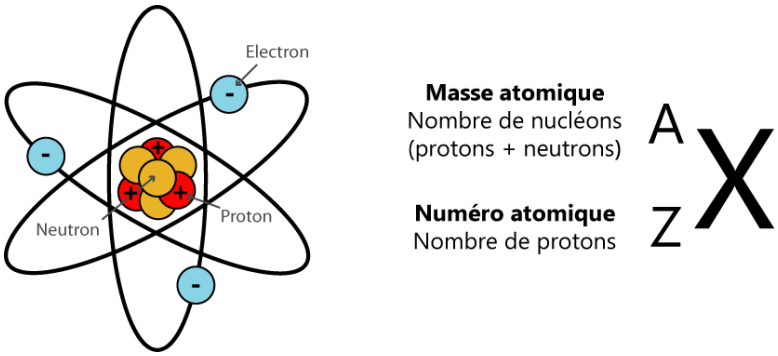


Figure I-8 - Rappel sur la composition et nomenclature d'un atome

Une partie de ce travail de thèse consiste à dater de manière absolue la déformation à partir de l'analyse des isotopes de l'uranium et du plomb dans les calcites syn-tectoniques au LA-ICP-MS (*cf.* partie 2.3.). Il semble alors important de revenir sur certaines notions de vocabulaire attribuées au constituant fondamental de la matière : l'atome.

Chaque atome est composé d'un noyau, lui-même constitué de protons (chargés positivement) et de neutrons (neutres), ainsi que d'électrons (chargés négativement) gravitant autour du noyau atomique (Figure I-8). Pour un atome dit « électriquement neutre », le nombre de protons est équivalent au nombre d'électrons. Dans le cas contraire, lorsque l'atome est chargé électriquement, c'est-à-dire lorsqu'il a gagné ou perdu un ou plusieurs électron(s), il s'agit d'un ion (on parle de cation ou d'anion en fonction de sa charge électrique). Par ailleurs, le numéro atomique Z, correspondant au nombre de protons de l'atome, permet de distinguer différents éléments chimiques (répertoriés dans le tableau de Mendeleïev). De plus, un atome possède une masse atomique équivalente au nombre de nucléons (protons et neutrons) le constituant. Un élément chimique (avec Z donné, Figure I-8) peut avoir une masse atomique variable (notée A, Figure I-8) due à des nombres de neutrons différents. Dans ce cas, on parle

d'isotope : par exemple, l'élément chimique Chlore (Z=17) possède deux isotopes : le Chlore 35 ayant 18 neutrons et le Chlore 37 ayant 20 neutrons. On les note (Figure I-8) :

$$^{35}_{17}Cl \quad \text{et} \quad ^{37}_{17}Cl$$

Les isotopes d'un élément chimique peuvent être stables ou radioactifs (désintégration). Le Carbone 12 (^{12}C) et le Carbone 13 (^{13}C) sont, par exemple, des isotopes stables tandis que le Carbone 14 (^{14}C) est un isotope radioactif.

2.1.2. Cas général

La radioactivité est un phénomène physique naturel découvert par Henri Becquerel en 1896. Elle admet que certains noyaux se transforment spontanément en d'autres noyaux, tout en émettant des particules ou des rayonnements pour satisfaire aux lois de conservation de l'énergie. Les éléments radioactifs sont ainsi de très bons chronomètres puisque seul le temps contribue à la diminution de la quantité de l'élément radioactif dans un milieux clos.

« Rien ne se perd, rien ne se crée : tout se transforme » Lavoisier (18ème siècle)

Comme définit précédemment, lorsqu'un noyau se désintègre, il se transforme. De ce fait, le phénomène de radioactivité est à l'origine de la formation d'isotopes qui peuvent eux même se désintégrer, s'ils sont instables, ou bien rester dans leur état stable. Dans le premier cas, on parle de « chaîne radioactive » (par exemple, l'isotope ^{238}U se désintègre en ^{234}Th qui lui-même se désintègre en ^{234}Pa etc. jusqu'à obtenir l'isotope stable ^{206}Pb).

Même si nous ne rentrerons pas ici dans le détail des différentes réactions de désintégration possibles, il convient d'expliquer la relation existante entre un isotope « père » (radioactif, à l'origine de la désintégration) et un isotope « fils » (radiogénique, produit de la désintégration). En effet, cette relation permet de déterminer l'âge du système, qui correspond à la durée depuis sa fermeture isotopique au temps t_0. On définit le terme de « fermeture isotopique du système » comme étant le moment où il n'y a plus d'apport extérieur en isotope père et/ou fils (moment de formation du minéral dans le cas de la datation des calcites). Il est à noter que chaque chronomètre, ou couple père-fils, est caractérisé par une constante de

désintégration λ correspondant à la probabilité par unité de temps qu'un noyau se désintègre. Afin de dater l'âge d'un système, il faut que ce dernier soit resté clos depuis sa fermeture (Jahn & Cuvellier 1994), qu'il ait atteint un équilibre séculaire, c'est-à-dire considérer que chaque atome père radioactif ait donné un atome fils radiogénique (Richards et al. 1998), et que la composition en isotope fils lors de la fermeture du système soit nulle ou connue.

L'évolution du nombre de noyaux pères au cours du temps est définie de la façon suivante :

$$\frac{dN_{père}}{dt} = -\lambda * N_{père}$$

$N_{père}$: nombre d'atomes de l'isotope père radioactif
λ : constante de désintégration exprimée en temps^{-1}
λ*$N_{père}$: activité, équivalente au nombre de désintégration par unité de temps en Becquerel (Bq) ou en Curie

En intégrant, on obtient la loi de décroissance radioactive (Figure I-9):

$$N_{père}(t) = N_{père}(0) * e^{-\lambda t} \qquad [4]$$

$N_{père}$ (t) : nombre d'atomes de l'isotope père radioactif à un instant t
$N_{père}$ (0) : nombre d'atomes de l'isotope père radioactif au temps initial (t_0)

Ainsi, le nombre d'atomes radioactifs présents au moment de la mesure n'est fonction que du nombre initial d'atomes radioactifs et du temps.

Aussi, en équilibre séculaire, on sait que :

$$N_{fils}(t) = N_{fils}(0) + N_{père}(0) - N_{père}(t)$$

N_{fils} (t) : nombre d'atomes de l'isotope fils radiogénique à un instant t
N_{fils} (0) : nombre d'atomes de l'isotope fils radiogénique au temps initial (t_0)

En combinant cette équation à la loi de décroissance radioactive [1], l'évolution du nombre de noyaux fils au cours du temps est définie de la façon suivante (Figure I-9) :

$$N_{fils}(t) = N_{fils}(0) + N_{père}(t)(e^{\lambda t} - 1) \qquad [5]$$

En pratique, pour déterminer un âge, on utilise généralement des rapports isotopiques. L'équation ci-dessus est alors normalisée à un isotope stable, non radiogénique, tel que le ^{86}Sr (système Rb/Sr) ou le ^{204}Pb (systèmes U-Th/Pb) originaire de la formation du système solaire et s'écrit :

$$\frac{N_{fils}(t)}{Ref} = \frac{N_{fils}(o)}{Ref} + \frac{N_{père}(t)}{Ref}\left(e^{\lambda t} - 1\right) \quad [6]$$

Ref : Isotope stable de référence

On définit la période radioactive T (ou demi-vie) d'un isotope radioactif comme étant l'intervalle de temps nécessaire pour que la moitié de l'isotope père radioactif se désintègre :

$$T = \frac{1}{\lambda}\ln\left(\frac{N_{père}(0)}{\frac{N_{père}(0)}{2}}\right) = \frac{ln2}{\lambda}$$

T : période radioactive

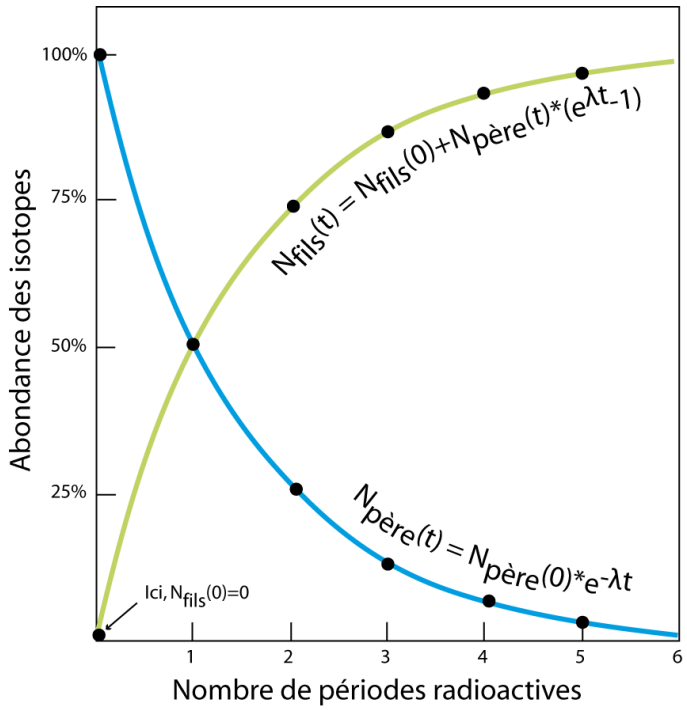


Figure I-9 - Schéma de décroissance radioactive de l'isotope père en isotope fils au cours du temps

2.1.3. Les systèmes U-Pb

Mise au point en 1905 par Bertram Boltwood qui a attribué un âge de 1,3 Ga aux plus vieilles roches dans le but de déterminer l'âge de la Terre, la datation U-Pb est actuellement une des méthodes les plus robustes dans le monde des Géosciences pour déterminer l'âge des roches ou des minéraux. Les systèmes de désintégration U-Pb sont basés sur le principe de la

décroissance radioactive de l'uranium (^{235}U - abondance naturelle de 0.720%, T = 700 Ma, ^{238}U - abondance naturelle de 99.274%, T = 4.5 Ga) au cours du temps, conduisant à la formation d'isotopes radiogéniques qui sont respectivement le ^{207}Pb, et le ^{206}Pb. Chacun des isotopes pères radioactifs est à l'origine de la formation d'une chaîne de désintégration radioactive naturelle. Néanmoins, la demi-vie des isotopes radioactifs étant au moins 10 fois plus longue que celle des isotopes intermédiaires, nous considérons que l'équilibre séculaire est atteint pour les calcites de faille analysées dans ce travail et âgées de plusieurs dizaines de millions d'années. Ainsi, il est possible de se focaliser sur les produits finaux comme s'il ne se produisait qu'une seule réaction directe de désintégration entre un isotope père radioactif et un isotope fils radiogénique. Il existe une troisième chaîne de désintégration radioactive naturelle issue de la désintégration du ^{232}Th et à l'origine du ^{208}Pb qui peut être utilisée dans la datation U-Pb des carbonates dans certains cas (*cf.* CHAPITRE III.1.2.5.). Le principe des systèmes U-Pb est détaillé dans Schoene et al. (2014).

Les équations établies dans la partie précédente (2.1.2. [4], [5], [6],) peuvent être appliquées à ces deux systèmes de désintégration, en utilisant le ^{204}Pb comme isotope stable de référence. Les équations fondamentales de la désintégration s'écrivent alors :

$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb$ λ_{235}= 9,849.10^{-10} an^{-1} (Jaffey et al. 1971) T=704 Ma

$$^{207}Pb(t) = {}^{207}Pb(0) + {}^{235}U(t)\left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right) \qquad [7]$$

$$\Rightarrow \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \frac{^{235}U}{^{204}Pb}(e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$ λ_{238}= 1,551.10^{-10} an^{-1} (Jaffey et al. 1971) T=4.47 Ga

$$^{206}Pb(t) = {}^{206}Pb(0) + {}^{238}U(t)\left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) \qquad [8]$$

$$\Rightarrow \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \frac{^{238}U}{^{204}Pb}(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

Les périodes radioactives des isotopes ^{235}U et ^{238}U étant différentes, la composition isotopique du plomb varie également au cours du temps, permettant l'utilisation d'un troisième chronomètre. En divisant les deux équations précédentes entre elles, nous obtenons :

$$\frac{\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_t - \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0}{\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_t - \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0} = \left(\frac{^{235}U}{^{238}U}\right)_t * \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} = \left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)^*$$

L'astérisque * réfère au rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ exclusivement radiogénique.

Le rapport actuel $^{238}U/^{235}U$ étant une constante égale à 137,88, nous pouvons nous affranchir du dosage de l'uranium. L'équation précédente devient alors :

$$\frac{\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_t - \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0}{\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_t - \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0} = \frac{1}{137{,}88} * \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} = \left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)^* \qquad [9]$$

Les trois âges obtenus à partir des équations [7], [8], [9] seront égaux si, et seulement si, les conditions discutées précédemment (*cf.* partie 2.1.2.) sont respectées.

2.2. Application aux calcites (CaCO3)

2.2.1. Incorporation de l'uranium et du plomb : les difficultés de la datation

La connaissance actuelle concernant l'incorporation du plomb et de l'uranium dans les carbonates est limitée (Rasbury & Cole 2009). On ne connaît pour l'instant pas encore les facteurs qui contrôlent les concentrations en uranium et plomb dans ces minéraux, paramétrant la « databilité » d'un échantillon. Il est néanmoins admis que l'ion Pb^{2+} est insoluble dans l'eau et peut se substituer facilement au Ca^{2+} au cours de la précipitation, formant des liaisons $PbCO_3$. Cette particularité est à l'origine d'un enrichissement préférentiel en plomb commun Pb_C dans les carbonates - le Pb_C désignant l'ensemble des isotopes du plomb (isotopes stables : ^{208}Pb, ^{207}Pb, ^{206}Pb, ^{204}Pb) présent initialement lors de la fermeture du système isotopique et, ainsi, non issus de la désintégration des isotopes pères depuis que le

système est clos - (Figure I-10A). L'abondance relative de ces différents isotopes du plomb est telle que ^{208}Pb > ^{207}Pb > ^{206}Pb > ^{204}Pb. Par ailleurs, à l'état naturel, l'uranium est présent sous différents états d'oxydation notamment l'ion U^{4+} qui a une affinité avec les milieux réducteurs ainsi que l'ion U^{6+} observable préférentiellement en milieux oxydants (Rasbury & Cole 2009). L'U^{4+} a la capacité de se substituer au calcium dans la calcite au moment de sa formation (Kelly et al. 2003) (Figure I-10A).

Comparée à d'autres minéraux comme le zircon ou la monazite, la calcite contient des concentrations en uranium bien plus faibles (10ppb à 10 ppm) et des proportions importantes en Pb_C (Roberts et al. 2020). Ainsi, ces différentes caractéristiques rendent la datation de ces minéraux généralement délicate. Aussi, le ^{204}Pb étant le seul isotope du plomb stable et non radiogénique, son analyse permet dans certains cas de corriger les rapports mesurés du Pb_C qui peut conduire à un vieillissement de l'âge apparent du système s'il n'est pas pris en compte. Néanmoins, les faibles concentrations de cet isotope, combinées aux interférences qui existent entre les isotopes ^{204}Pb et ^{204}Hg, ne permettent pas de mesurer facilement le ^{204}Pb au LA-ICP-MS, instrument utilisé dans ce travail de thèse (*cf.* partie 2.3.).

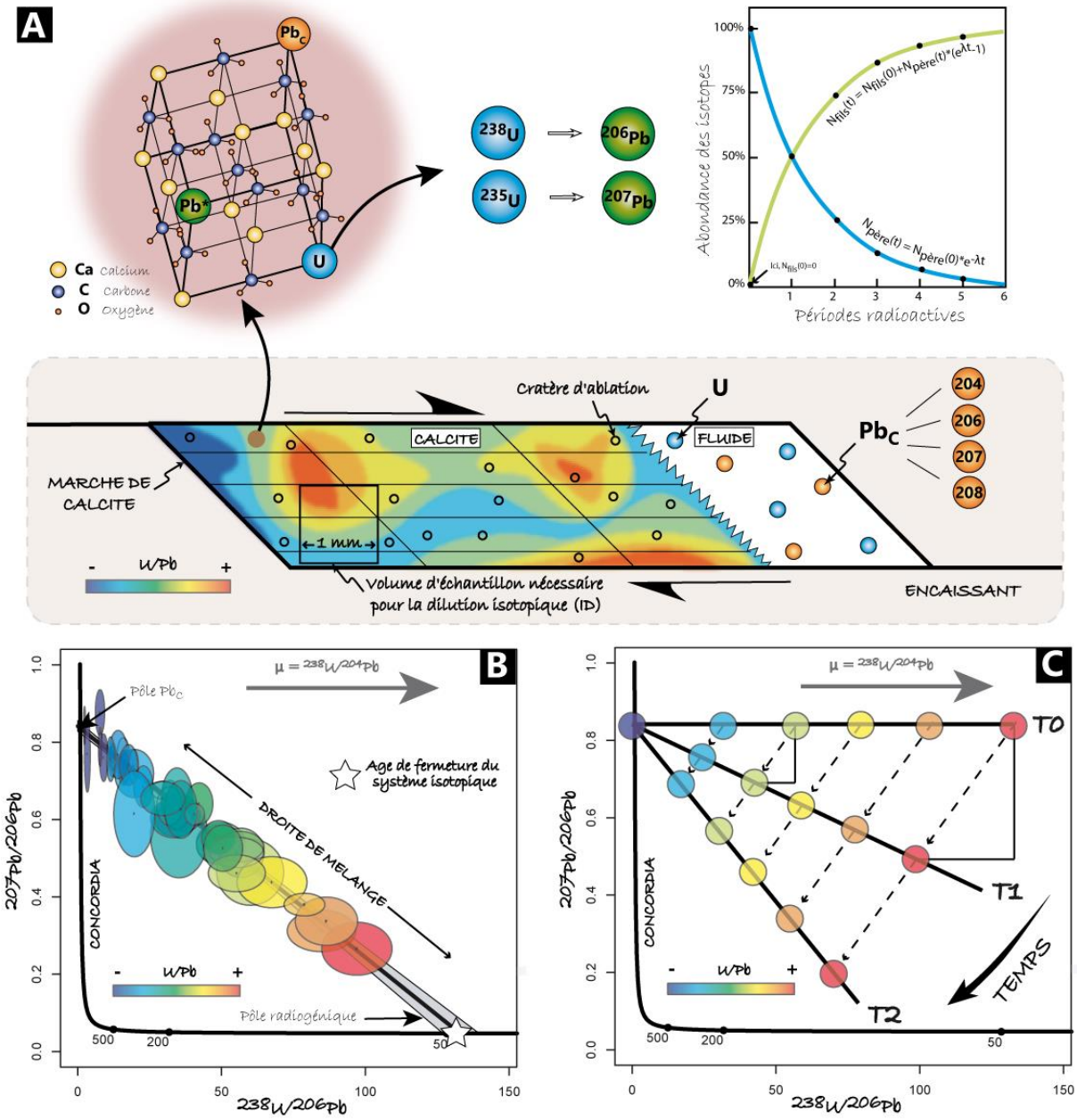


Figure I-10 - Illustration de la datation U-Pb sur les calcites syn-tectoniques A. intégration hétérogène de l'uranium et du plomb dans une calcite et décroissance radioactive associée à la désintégration de l'uranium au cours du temps B. Diagramme Tera-Wasserburg d'une calcite syn-tectonique C. Evolution théorique de la droite de régression dans le diagramme Tera-Wasserburg au cours du temps.

2.2.2. Dilution isotopique (ID) *vs* ablation LASER (LA)

Jusqu'à récemment, la calcite ne pouvait être datée que par spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS) ou par spectrométrie de masse à plasma induit (ICP-MS) après

dissolution chimique et dilution isotopique (ID) (Smith & Farquhar 1989; DeWolf & Halliday 1991; Brannon et al. 1996; Rasbury et al. 1997; Richards et al. 1998; Woodhead et al. 2006; Pickering et al. 2010; Rittner 2012). Notons que dans le paragraphe qui suit, l'ensemble de ces méthodes sera regroupé par le terme « dilution isotopique ». L'utilisation nouvelle de l'ablation LASER appliquée à la calcite permet de s'affranchir de certaines contraintes liées à la dilution isotopique, bien que la datation à partir des deux méthodes reste le moyen le plus fiable d'obtenir un âge U-Pb juste et précis.

En général, la datation par dilution isotopique offre une précision de l'âge obtenu bien meilleure que par ablation LASER grâce à des limites de détection généralement plus élevées. De ce fait, pour les minéraux tels que les zircons, l'ID-TIMS U-Pb est considéré comme la meilleure des techniques géochronologiques (Renne et al. 1998). Néanmoins, cette technique de datation utilise des volumes de matériaux plus importants (>1mm^3) que la technique d'ablation LASER (cratère de 50-150µm de diamètre) (Figure I-10A). Cela peut engendrer des mesures « moyennées » de rapports U-Pb qui sont donc moins dispersés. Or, dans le cas de la datation des minéraux carbonatés, il est nécessaire d'avoir des rapports U/Pb les plus dispersés possible (*cf.* partie 2.2.4.). La précision finale de l'âge U-Pb peut alors être similaire, voire supérieure, à partir de la technique de l'ablation LASER pour les carbonates, lorsque les rapports sont bien dispersés. Par ailleurs, la technique de dilution isotopique demande un temps de préparation important et l'utilisation d'une salle blanche en laboratoire est nécessaire afin d'éviter diverses contaminations. A l'inverse, l'ablation LASER est une technique relativement rapide et donc moins coûteuse. Plusieurs échantillons peuvent être analysés en une journée, ce qui permet de tester rapidement la « databilité » des échantillons. La haute résolution spatiale (<100 µm) de l'ablation LASER est également un avantage considérable dans la datation U-Pb des calcites. Elle permet d'une part de ne pas « moyenner » les rapports U/Pb et d'autres part d'éviter les zones d'altération et les inclusions distinguables à l'échelle de 10-100 µm. La technique par ablation LASER nécessite néanmoins une normalisation par rapport à un matériau de référence adapté à la matrice. Dès lors, l'incertitude sur l'âge du matériau de référence est une incertitude limitante et il est possible que des âges U-Pb soient biaisés s'il existe des effets de matrice entre des matériaux de différentes compositions.

S'il fallait choisir entre les techniques par dilution isotopique et par ablation LASER, l'ensemble des points « forts » et « faibles » de chacune d'entre elles décrits ci-dessus laisse penser qu'il serait plus judicieux d'utiliser l'ablation LASER dans le cas de la datation des calcites. C'est pourquoi, dans le cadre de ce travail de thèse, l'obtention des âges U-Pb des calcites de faille a été réalisée via le LA-ICP-MS.

2.2.3. Lecture des données U-Pb

Plusieurs évènements peuvent être à l'origine de discordances entre les âges obtenus à partir des trois systèmes U-Pb : un mélange de différents domaines d'âge, une ré-ouverture du système associée à une perte en plomb, un déséquilibre séculaire ou encore la présence de Pb_C. Afin de discuter de la fiabilité d'un âge, il est ainsi recommandé d'utiliser au moins deux des systèmes U-Pb. En effet, la comparaison des âges obtenus à partir des différents systèmes (concordants ou discordants) permet de tester la fiabilité des résultats. L'utilisation du diagramme Wetherill Concordia ($^{206}Pb^*/^{238}U$ *vs* $^{207}Pb^*/^{235}U$ (Wetherill 1956)) est la méthode la plus utilisée pour la géochronologie U-Pb. Dans ce cas de figure, la courbe Concordia est le lieu pour lesquels l'âge déterminé à partir du rapport $^{207}Pb/^{235}U$ (équation [7], $^{207}Pb(0)$ étant négligé) est identique à celui associé au rapport $^{206}Pb/^{238}U$ (équation [8], $^{206}Pb(0)$ étant négligé). Pourtant, ce diagramme ne peut être utilisé qu'avec des systèmes riches en uranium, ce qui n'est pas le cas des carbonates qui sont, de plus, riches en Pb_C.

Une alternative réside dans le diagramme Tera-Wasserburg (Tera & Wasserburg 1972), relativement similaire au diagramme Wetherill Concordia, mais dont l'axe des ordonnées correspond au rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ et l'axe des abscisses au rapport $^{238}U/^{206}Pb$ (Figure I-10B). La puissance du diagramme Tera-Wasserburg (T-W) demeure dans sa capacité à produire un âge tout en s'affranchissant de la correction du Pb_C, dont la quantité dans le système n'est pas connue. Cette méthode a l'avantage de ne pas être dépendante de la mesure des isotopes ^{204}Pb et ^{235}U qui peuvent être, dans le cas des carbonates, difficiles à mesurer.

Ici, la courbe Concordia représente l'ensemble des points pour lesquels les âges obtenus à partir des équations [8] et [9] (ci-dessous) sont identiques :

$$\frac{^{238}U}{^{206}Pb^{*}} = \frac{1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad [8]$$

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)^{*} = \frac{1}{137{,}88} * \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad [9]$$

2.2.4. Le diagramme Tera-Wasserburg

Principe

Les rapports mesurés sont représentés sur le diagramme T-W sous forme d'ellipses, chacune d'entre elles étant associée à :

- Un cratère d'ablation
- Un rapport isotopique $^{207}Pb/^{206}Pb$ et son incertitude (2σ dans ce travail, correspondant à une plage de confiance de 95.5%, suivant une loi normale)
- Un rapport isotopique $^{238}U/^{206}Pb$ et son incertitude (2σ)

Afin d'obtenir un âge, l'ensemble des ellipses doivent s'aligner selon une suite de spots co-génétiques, hétérogènes en Pb_C et définissant après régression linéaire une droite isochrone correspondant à un mélange entre un pôle Pb_C (intersection de l'isochrone avec l'axe *y*, indiquant la composition $^{207}Pb/^{206}Pb$ initiale du minéral) et un pôle radiogénique associé à l'intersection entre l'isochrone et la courbe Concordia (Figure I-10B). Cet intersection définit la date de la fermeture du système isotopique (Rasbury & Cole 2009).

Il existe un rapport μ = $^{238}U/^{204}Pb$ en liaison directe avec la probabilité qu'une calcite soit datable (Roberts et al. 2020) (Figure I-10B). Bien que cela puisse porter à confusion du fait que l'isotope ^{204}Pb ne soit pas analysé au LA-ICP-MS, il convient d'en expliquer plus en détail la signification afin de mieux comprendre le fonctionnement du diagramme T-W. Le rapport μ représente la concentration de l'uranium par rapport au plomb commun. Lorsqu'un échantillon est dit « indatable » du fait d'une quantité trop importante en Pb_C, les ellipses sont situées en haut à gauche du diagramme T-W (Figure I-10B). Le rapport μ est de ce fait très faible et il est difficile, voire impossible, de tracer une droite de régression dans ce cas de figure. Par ailleurs,

le diagramme T-W d'un carbonate dit « idéal » présente des ellipses situées sur la courbe Concordia. Dans ce cas, le rapport μ est élevé puisque l'échantillon ne présente pas de Pb_C. Cependant les âges U-Pb ne sont, la plupart du temps, pas concordants (du fait de la présence de Pb_C dans le système). Le carbonate doit alors disposer d'un rapport μ élevé et d'un écart important dans les valeurs initiales de μ afin de définir une droite de régression la plus précise et juste possible. Dans le cas contraire, les ellipses seront groupées sans pour autant être sur la courbe Concordia, il sera alors difficile de définir précisément une droite de régression.

L'étude de Rasbury et Cole (2009) met en évidence un lien direct entre la databilité d'un carbonate, son rapport μ et son environnement de dépôt. Elle montre que : $\mu_{(\text{Carbonates d'origine météorique})} > \mu_{(\text{Carbonates marins})} > \mu_{(\text{Carbonate d'origine hydrothermale})}$. Cependant, les carbonates ont généralement des rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ variables au sein même d'un échantillon : il est ainsi possible d'avoir un rapport μ élevé dans une calcite hydrothermale dont le rapport μ_{moy} est relativement faible (Roberts & Walker 2016). L'état actuel des connaissances ne permet malheureusement pas de prédire les domaines correspondant à des rapports μ élevés. C'est pourquoi certains laboratoires réalisent des cartographies des éléments U et Pb afin de déterminer les zones les plus favorables à la datation dans un échantillon de carbonate (Figure I-10A) (Drost et al. 2018; Roberts et al. 2020).

Evolution cinématique de la droite de régression

En premier lieu, distinguons différentes zones d'un échantillon de calcite associées à des rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ et $^{238}U/^{206}Pb$ évoluant au cours du temps et représentés par les points de couleur sur le diagramme T-W (Figure I-10C). Le rapport μ étant variable au sein de la calcite, lors de la fermeture du système (t_0), les différents points sont alignés selon une droite de pente nulle dont l'intersection avec l'axe des ordonnées définit le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ initial (cela est vrai si, et seulement si, le rapport initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ est homogène dans l'ensemble du carbonate) (Figure I-10C). Du fait de la désintégration de l'isotope ^{238}U en ^{206}Pb, chacun des points de couleurs voit ses rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ diminuer au cours du temps. Néanmoins, les zones associées à un rapport μ initial élevé (enrichies en uranium) vont produire plus de ^{206}Pb que les zones faiblement enrichies en U (μ faible). La zone ne contenant pas d'uranium (pôle du Pb_C, $^{238}U/^{206}Pb=0$) reste fixe dans le temps. Ce principe est à l'origine d'une

augmentation de la pente de la droite de régression au cours du temps (pente négative), ce qui permet de mesurer le temps écoulé depuis la fermeture du système isotopique à partir de l'intersection de la droite de régression avec la courbe Concordia (Figure I-10C).

Conditions nécessaires à la datation U-Pb des carbonates

Plusieurs conditions doivent être prises en compte pour parvenir à l'âge d'un système :

- L'échantillon doit être co-génétique (pas de mélange de différents domaines d'âge)
- Le système doit être resté clos depuis sa fermeture isotopique
- Le rapport initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ doit être homogène dans l'échantillon de façon à ce que les différentes ellipses s'alignent sur la droite de régression

L'ensemble de ces trois conditions, la teneur en U, en Pb_C et l'âge du carbonate sont autant de paramètres qui influencent l'incertitude finale sur le résultat. En effet, plus un carbonate sera jeune, et plus le rapport μ devra être élevé puisque la quantité de plomb radiogénique Pb* sera faible, augmentant alors la difficulté à le dater. Aussi, plus un échantillon aura une concentration faible en U et/ou en Pb, et plus l'incertitude des signaux sera importante, amenant à des ellipses de grande taille sur le T-W.

Un indice de déviation pondérée de l'isochrone (« Mean Square of Weighted Deviates » : MSWD), permet de contrôler statistiquement la qualité de la droite de régression à partir de la dispersion des rapports mesurés et de leur incertitude analytique (York 1966; Wendt & Carl 1991; Schoene 2014).

- Si le MSWD = 1, cela indique une dispersion des données autour de la droite de régression cohérente avec les valeurs plus ou moins importantes des incertitudes attribuées à chaque donnée.
- Lorsque le MSWD >1, les données sont trop dispersées par rapport à la droite compte-tenu de leur propre incertitude analytique et/ou les incertitudes sont sous-estimées. D'après Rasbury et Cole (2009), si le MSWD > 2.5 pour les carbonates naturels, cela reflète des incohérences qui ne sont pas uniquement liées aux erreurs analytiques. Dans ce cas, l'isochrone est considérée comme « errorchrone » et l'âge déduit n'a pas de

signification géologique puisqu'il pourrait refléter un mélange d'âge et/ou une réouverture du système isotopique. Il est néanmoins intéressant de constater que cette affirmation semble contredite lorsque les données U-Pb proviennent de la technique de dilution isotopique basée sur moins de points d'analyse mais une meilleure précision : la régression linéaire du matériel de référence carbonate WC-1 (*cf. CHAPITRE III.1.1.*) a un indice de déviation de 5.6 lorsqu'il est daté au LA-ICP-MS, et de 1069 par dilution isotopique (Roberts et al. 2017).

- Un MSWD <1 indique que les incertitudes sur les données individuelles sont surestimées compte-tenu de leur dispersion observée et/ou que la dispersion des données est trop faible. Dans ce cas, la surestimation des incertitudes peut masquer une réelle incertitude géologique qui peut alors biaiser la régression linéaire vers des pentes plus ou moins fortes (et donc des âges différents).

2.3. LA-ICP-MS : Principe et fonctionnement

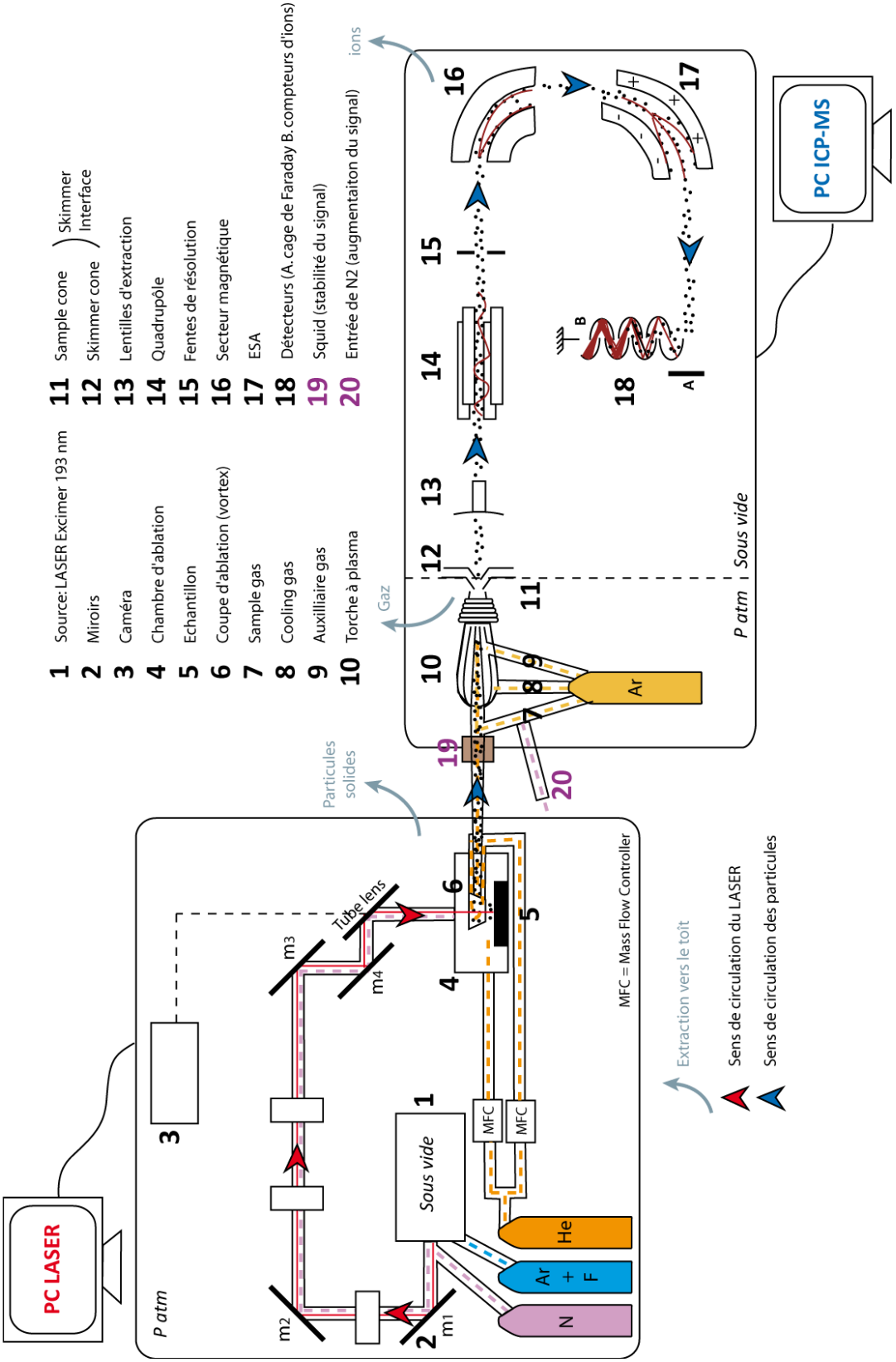


Figure I-11 – Représentation schématique du LA-ICP-MS au laboratoire GEOPS (Orsay)

2.3.1. De l'échantillon aux particules : le LASER

Le premier faisceau LASER (Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation), un faisceau de lumière amplifiée rectiligne, a été conçu en 1960 par Théodore Maiman. L'ablation LASER est un processus permettant de transformer un échantillon solide en particules réduites, à partir de l'interaction entre un faisceau LASER et la surface de l'échantillon. Cette interaction est à l'origine de la formation d'un cratère d'ablation, dans le cas de cette étude de forme circulaire, de diamètre et profondeur plus ou moins importants selon les paramètres attribués au LASER.

La datation U-Pb sur carbonate du laboratoire GEOPS est réalisée à partir d'un LASER Excimer ArF (longueur d'onde 193 nm) (Teledyne, Thousand Oaks, USA) (Figure I-11, Figure I-12A,B). Cet instrument est doté de 4 miroirs permettant de guider le faisceau, créé au niveau de la source, jusque dans la chambre d'ablation où l'échantillon est ablaté puis transporté sous forme de particules solides nanométriques vers le spectromètre de masse (Figure I-12B).

Plusieurs types de gaz sont utilisés tout au long de ce processus : excité à haute tension, le mélange d'un gaz rare (argon) et d'un gaz réactif (fluor) dans la source permet la formation du faisceau LASER. Ce dernier traverse ensuite un milieu sous azote vers la chambre d'ablation. L'échantillon est alors ablaté puis transporté vers le spectromètre de masse à l'aide d'hélium circulant dans la chambre et la cellule d'ablation (Figure I-11).

L'instrument LASER est contrôlé via le logiciel Chromium2.4© sur lequel nous pouvons paramétrer à la fois le débit d'hélium qui circule dans l'instrument, l'énergie du LASER, l'introduction d'azote, le temps d'analyse et de « wash out » (temps de pause entre chaque mesure afin d'éviter au maximum l'effet « mémoire ») et le démarrage de la séquence d'analyse. C'est aussi sur cette interface que cette dernière est créée, en localisant les spots d'ablation sur les échantillons, en ajustant le focus et en choisissant leurs différents paramètres de pré-ablation et d'ablation.

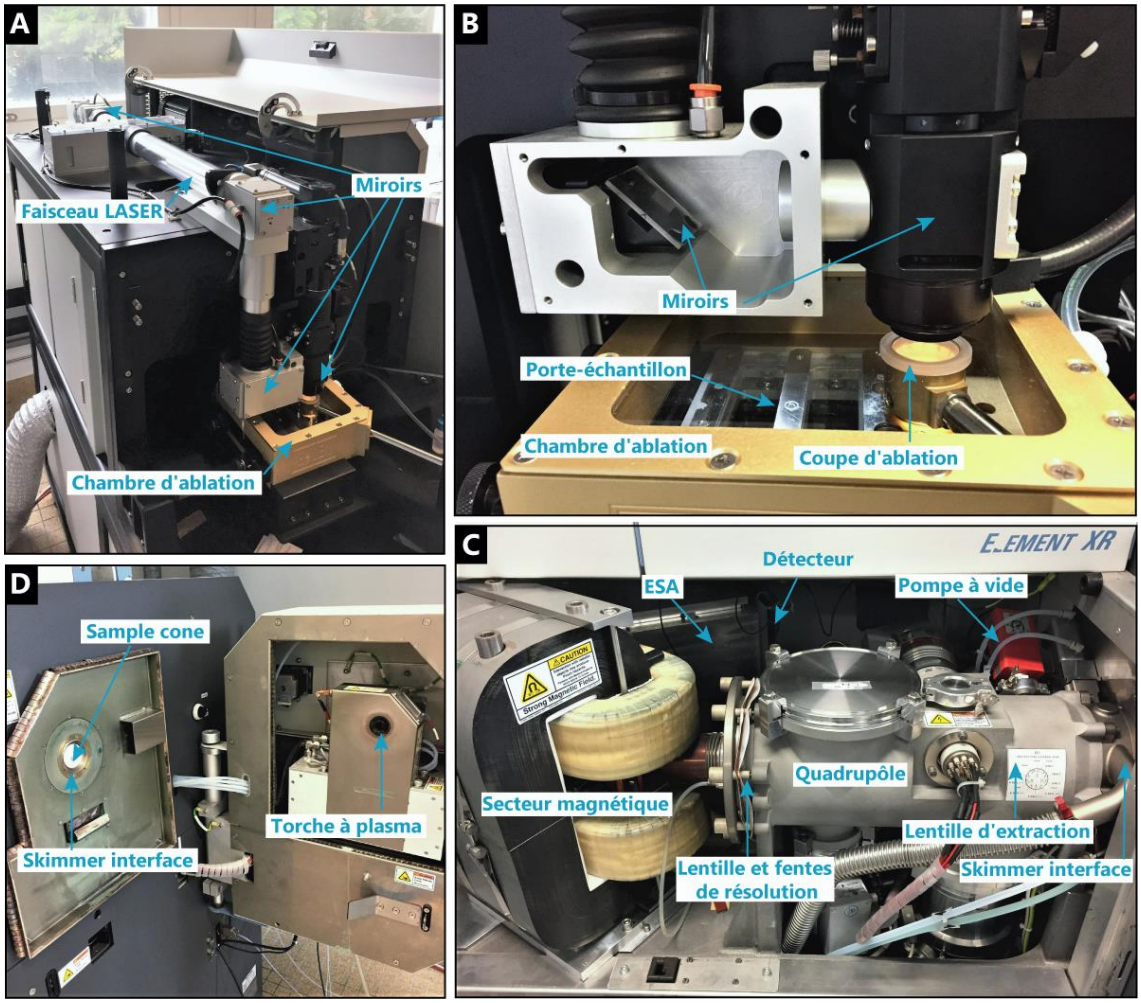


Figure I-12 - Illustrations du LA-ICP-MS du laboratoire GEOPS (Orsay) A. Système d'ablation LASER B. Chambre d'ablation C. Spectromètre de masse D. Interface en position ouverte entre la torche à plasma et la « skimmer interface »

2.3.2. Des particules aux coups par seconde : l'ICP-MS

Alors que la découverte des plasmas commence au 18ème siècle, la première utilisation du spectromètre de masse revient à Joseph John Thomson en 1912. Ce n'est qu'à la fin des années 1960 que les avancées scientifiques ont permis de créer un instrument de mesure, couplant plasma et spectrométrie de masse, qui permet de mesurer les isotopes de la plupart des éléments chimiques du tableau de Mendeleiev, excepté par exemple le carbone, l'azote, l'oxygène et le fluor.

Le spectromètre de masse couplé à un plasma induit (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) est composé de (1) une source d'ions (2) des séparateurs isotopiques (3) d'un

détecteur (Figure I-11, Figure I-12C). La source d'ions correspond à la torche à plasma chauffée à une température comprise entre 6000K et 10000K à l'aide d'une bobine d'induction à haute tension. Les particules nanométriques issues de l'ablation laser sont injectées dans la torche à plasma via un flux d'argon, puis sont excitées et transformées en un plasma d'ions et d'électrons. Les ions sont ensuite envoyés dans les divers séparateurs : le quadrupôle, le séparateur magnétique (secteur magnétique) et le séparateur électrostatique (ESA) afin de ne conserver que les isotopes souhaités qui ont un rapport masse sur charge spécifique (Figure I-11). Finalement, les ions restant dans le système sont envoyés à un détecteur (ou collecteur) d'ions, qui, dans le cas de l'ICP-MS du laboratoire de GEOPS, correspond soit à une cage de Faraday, soit à un multiplicateur d'électrons, en fonction de la concentration de l'élément et de ce fait de l'intensité du signal (Figure I-11). Lorsque ce dernier est élevé (> $5*10^6$ coups par seconde -cps-), les ions sont détectés via une cage de Faraday. Au contraire, lorsqu'il est faible (< $5*10^6$ cps), les ions sont détectés via un compteur d'ions positionné en aval d'un multiplicateur d'électrons correspondant à une succession de dynodes qui transforment un ion en plusieurs électrons, à l'origine d'un signal électrique mesuré en cps (Figure I-13). Le traitement de données permettant de transformer les signaux en rapports isotopiques est détaillé dans le chapitre 3.

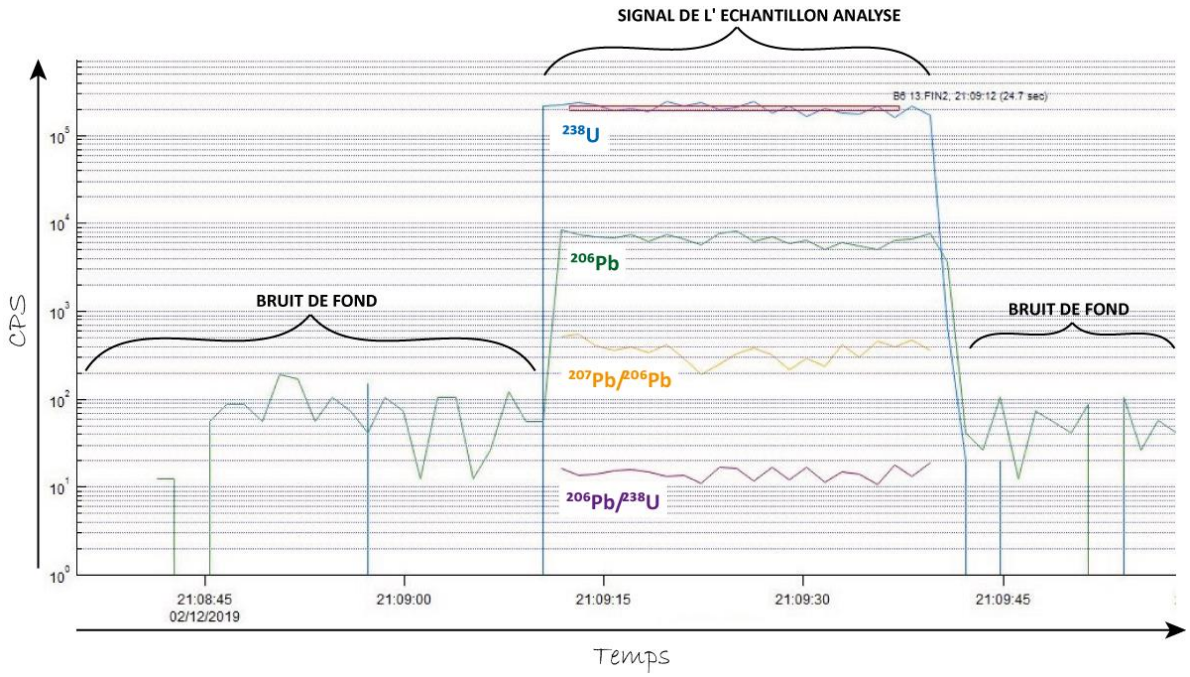


Figure I-13 - Signal en coups par seconde (cps) obtenu après analyse au LA-ICP-MS d'un échantillon (Logiciel Iolite©, Paton et al. (2011)).

Par ailleurs, l'ICP-MS est également composé d'une « skimmer interface » à la sortie de la torche à plasma, permettant d'extraire les gaz, et notamment l'argon, du système ensuite passé sous vide à l'aide de plusieurs pompes à vide, primaires et turbomoléculaires (Figure I-11, Figure I-12D). L'ICP-MS-HR du laboratoire de GEOPS permet également de mesurer des éléments à haute, moyenne ou basse résolution. Dans le cas de ce travail, seules les fentes à basses résolutions ont été utilisées afin de conserver un maximum de signal.

Le spectromètre de masse couplé à un plasma induit est contrôlé via le logiciel Thermo Element© permettant de lancer la séquence d'analyse. Nous pouvons également tuner la position de la torche, les flux de gaz (« sample gas », « cooling gas » et « auxillaire gas » ainsi que la méthode d'analyse et le temps de comptage des différents éléments, dépendant de leur concentration initiale et de leur importance par rapport à ce que nous souhaitons mesurer.

2.3.3. Les différentes sources de fractionnement

Semblables aux sources de fractionnement isotopiques d'origine naturelle, il existe, au sein même du LA-ICP-MS, diverses sources potentielles de fractionnement induites par l'instrument et qui, non corrigées, peuvent être à l'origine de résultats erronés. Il est primordial d'en connaître la nature et de réaliser la méthode dite de « standard bracketing » (alternance entre les matériaux de référence et les échantillons d'âge inconnu tout au long de la séquence d'analyse) afin de corriger les résultats obtenus tout en ayant un regard critique. Parmi les sources de fractionnement potentielles, il en existe deux majeures dans le cas de la datation U-Pb sur calcite au LA-ICP-MS :

- Le biais en masse

Il s'agit d'un fractionnement favorisant les isotopes lourds au détriment des isotopes légers qui sont plus facilement déviés du faisceau (trajectoire ionique) dans l'interface de l'instrument. Ce phénomène peut engendrer un rapport isotope lourd / isotope léger trop élevé. Les avancées scientifiques ont permis d'atténuer considérablement ce type de fractionnement à l'aide du secteur magnétique.

- Le fractionnement inter-élémentaire

Dans le cas de la méthode U-Pb sur calcite, il arrive que l'uranium soit préférentiellement condensé sur les parois des cratères d'ablation par rapport au plomb qui est un élément volatil, notamment lorsque les cratères sont profonds (Longerich et al. 1996; Eggins et al. 1998). Cela engendre alors une diminution du rapport $^{238}U/^{206}Pb$ au cours de l'analyse ainsi que des rapports finaux plus faibles qu'en théorie : ce fractionnement est communément appelé « down-hole fractionation » (Paton et al. 2010). De manière générale, le fractionnement inter-élémentaire est associé au rapport d'aspect correspondant au rapport entre la profondeur et le diamètre du cratère. Lorsque ce rapport est inférieur ou supérieur à 1, cela a pour conséquence un rajeunissement ou vieillissement de l'âge réel du matériel analysé et peut être à l'origine d'âges erronés, jusqu'à 20% de déviation lorsque le rapport d'aspect est très faible (Guillong et al. 2020)

.

CHAPITRE II. CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA FRANCE MERIDIONALE, DU MESOZOÏQUE A L'ACTUEL

Série d'Albas plongeant vers le Nord (Corbières) (Photo : O. Parizot)

1. Généralité

1.1. Aperçu de la chaîne Pyrénéenne

1.1.1. Structure actuelle

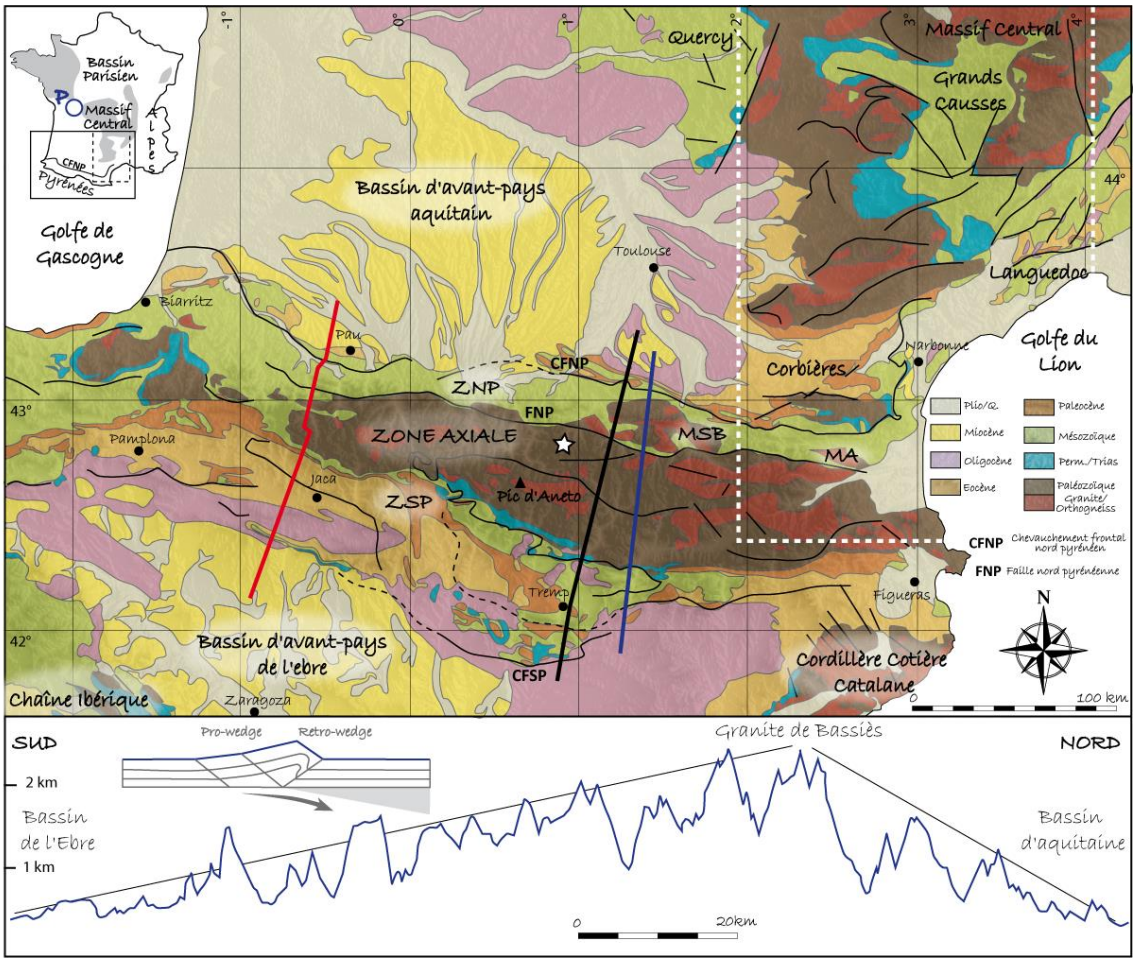


Figure II-1 - Carte géologique des Pyrénées modifiée d'après un extrait de la carte géologique de la France au millionième (Chantraine et al. 1996). L'encadré en pointillés blancs correspond à la zone d'étude. Les traits de coupe noir et rouge font référence aux Figure II-2 et Figure II-15 respectivement. L'étoile blanche correspond à la localisation de l'illustration Figure II-20B. MSB : Massif de St-Barthélémy, MA : Massif de l'Agly. Le trait de coupe bleu foncé est associé à la coupe topographique présente au bas de la figure (exagération verticale x10) qui met en évidence l'asymétrie de l'orogène pyrénéen (à partir des données Google Earth©). Sur la carte de France, « P » correspond au seuil du Poitou.

La remontée de la plaque Afrique vers le Nord au cours du Cénozoïque est à l'origine de la formation d'orogènes en limite de plaques tels que les Pyrénées, les cordillères Bétiques, les Alpes et les Apennins en Europe, et le Tell et le Rif en Afrique du Nord (Tapponnier 1977). Dans le détail, le fort couplage entre les plaques Ibérique et Eurasie a permis la formation de la chaîne pyrénéenne qui, au sens strict, s'étend sur plus de 400 km de long et 100 km de large et culmine à 3404 m au Pic d'Aneto (Figure II-1). Elle constitue une frontière géographique naturelle entre la péninsule Ibérique et le reste du continent européen selon une orientation ONO-ESE, du Golfe de Gascogne au Golfe du Lion (Figure II-1).

L'orogène pyrénéen est caractérisé comme étant un prisme orogénique asymétrique à double vergence issu de la collision des plaques Ibérique et Eurasie (Sinclair 2005; Grool et al. 2018) (Figure II-1). Dans cette conception, la plaque lithosphérique chevauchante correspond à la plaque Eurasie - celle chevauchée est ici représentée par la plaque Ibérique (Figure II-2). Le « pro-foreland basin » discuté dans le chapitre 1 et issu de la flexuration de la lithosphère correspond au bassin de l'Ebre (Espagne) et le « retro-foreland basin » au bassin d'Aquitaine (France) (Figure II-2). D'un point de vue de la structure profonde, certaines études ont mis en évidence une profondeur du Moho allant jusqu'à 50 km sous la partie centrale de l'orogène. Dans les bassins d'avant-pays, la profondeur du Moho est identifiée à 30 km dans le bassin d'Aquitaine et 35 km dans le bassin de l'Ebre (Daignieres et al. 1982; Vacher & Souriau 2001) (Figure II-3).

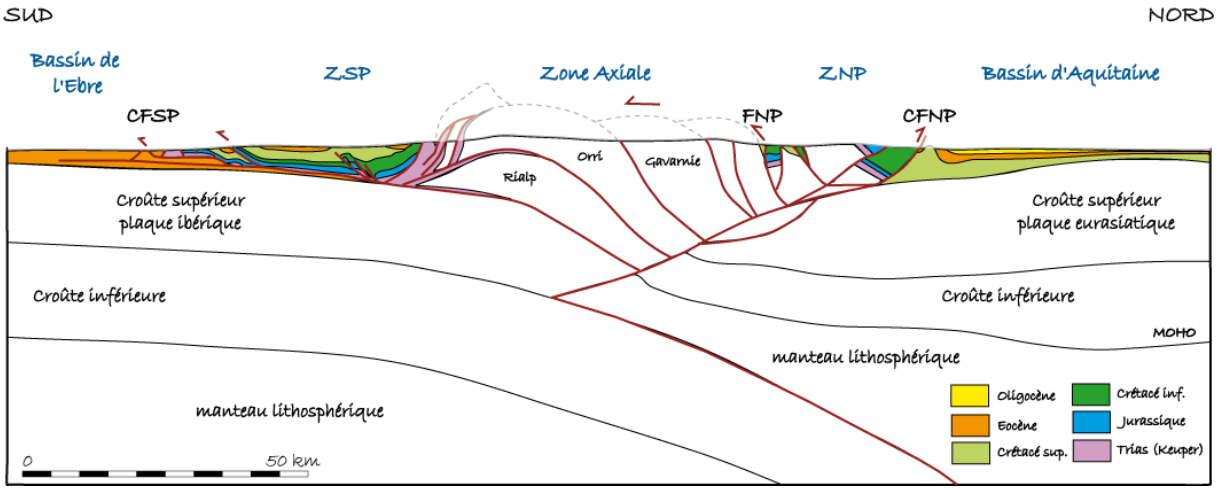


Figure II-2 – Profil ECORS et PYROPE E de la partie centrale de l'orogène pyrénéen modifié d'après Teixell et al. (2018). La position du trait de coupe est présente sur la Figure II-1 (noir).

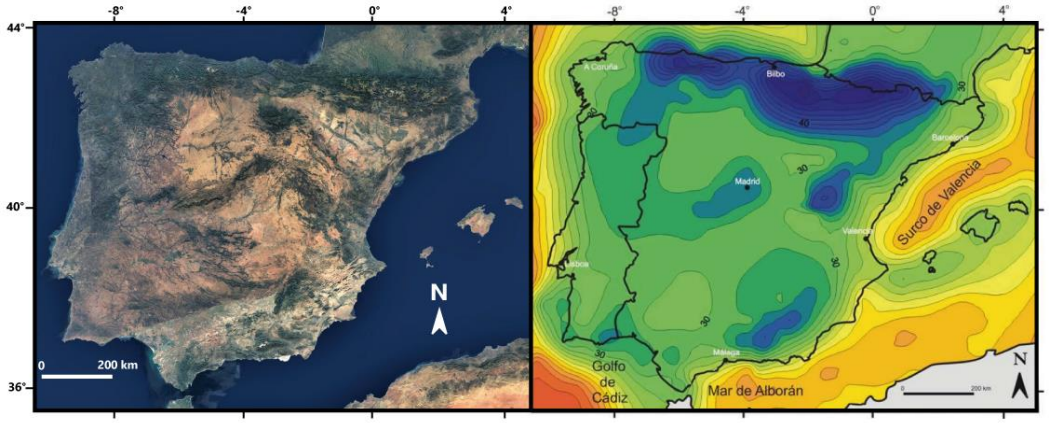


Figure II-3 - Carte de la profondeur du Moho sous la péninsule Ibérique, modifiée d'après Vera (2004) ; L'image satellite (à gauche) de la péninsule Ibérique provient de la NASA. Les couleurs jaunes à rouges (carte du moho, à droite) présentes au niveau des marges indiquent un amincissement important de ces dernières. Par ailleurs, la croûte est fortement épaissie sous les Pyrénées, les Bétiques et la Cordillère Ibérique (couleur bleue, épaisseur comprise entre 30 et 50 km).

1.1.2. Domaines Pyrénéens

La chaîne pyrénéenne peut être différenciée en cinq domaines structuraux parallèles à l'axe de son allongement. Les bassins d'avant-pays Nord et Sud délimitent le prisme orogénique. Au sein du prisme, les Zones Nord Pyrénéenne et Sud Pyrénéenne constituent les zones les plus externes de ce dernier et sont localisées de part d'autre de la Zone Axiale correspondant à la partie centrale de la chaîne.

- Le bassin d'Aquitaine correspond au bassin d'avant-pays situé sur la plaque chevauchante (« retro-foreland basin » *cf. CHAPITRE I.1.2.2.* ; Figure II-1, Figure II-2). Il est limité au Sud par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP), considéré comme le front de chaîne (Lacombe & Mouthereau 1999) et comme la limite entre le prisme orogénique et le domaine intraplaque dans ce travail (*cf. CHAPITRE I.1.2.3.*). Un gradient de déformation a été mis en évidence à l'approche du CFNP (Deramond et al. 1993; Ford et al. 2016). Par ailleurs, le bassin flexural s'étend vers le Nord jusqu'au seuil du Poitou (300 km plus au Nord, Figure II-1 (Curnelle & Dubois 1986)). Le socle hercynien, non visible dans cette zone, est caractérisé par la présence de structures héritées du cycle varisque orientées NE-SO telles que la faille de Toulouse et la faille de Pamplona (Basque). Le remplissage du bassin est constitué de séries syn-rift, Jurassique

à Crétacé, à l'Ouest de la faille de Toulouse, ainsi que de sédiments syn- et post-orogène (Ford et al. 2016; Angrand et al. 2018).

- La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) comprend les terrains situés entre le CFNP au Nord et la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) au Sud (Figure II-1). Il s'agit d'un domaine relativement restreint (entre 20 km et 30 km de large) et plissé sur le versant retro de la chaîne (Figure II-2). Il est composé de formations sédimentaires méso-cénozoïques reposant sur des écailles de socle discontinues à l'affleurement appelées « Massifs Nord-Pyrénéens » comme le massif de St-Barthélémy ou de l'Agly (Fischer 1984; Deramond et al. 1993; Vergés et al. 1995) (Figure II-1). A l'extrémité Sud de la ZNP, réside une bande étroite (500 m à 10 km) de marbre appelée Zone Interne Métamorphique (ZIM) et issue d'un métamorphisme de haute température au Crétacé supérieur (Goldberg 1987; Ducoux 2017).
- La Zone Axiale constitue la partie centrale de l'orogène où les reliefs sont les plus élevés (Figure II-1). Elle est caractérisée par un empilement de nappes formées de roches précambriennes à paléozoïques affectées par l'orogénèse hercynienne (Visser 1992; Laumonier et al. 2010) (Figure II-1,Figure II-2).
- La Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) est située entre la Zone Axiale et le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP), sur le versant pro (Figure II-1, Figure II-2). Elle est représentée par le bassin de Jaca dans le domaine occidental (Figure II-1) et par un empilement de nappes dans le domaine oriental issues de la migration vers le Sud du front de chaîne lors de la formation de l'orogène (Séguret 1972).
- Le bassin de l'Ebre correspond au second bassin flexural associé à l'orogène pyrénéen et situé sur le versant pro (Figure II-1, Figure II-2). Il est de forme triangulaire et limité au Nord par la ZSP, au Sud-Ouest par la chaîne Ibérique et au Sud-Est par la Cordillère Côtière Catalane (Figure II-1). Les formations sédimentaires peuvent atteindre jusqu'à 5 km d'épaisseur à proximité du CFSP du fait de l'important espace d'accommodation issu de la flexure lithosphérique (Brunet 1986; Desegaulx & Brunet 1990). Le bassin de l'Ebre, initialement connecté à l'Océan Atlantique, devient endoréique à la fin de l'Eocène, permettant une accumulation importante de dépôts sédimentaires alluviaux grossiers sur le versant pro de l'orogène (Coney et al. 1996; Costa et al. 2010). Sa

connexion avec la mer Méditerranée initie son caractère de nouveau exoréique au cours de la seconde moitié du Néogène (Garcia-Castellanos et al. 2003; Babault et al. 2006).

1.2. Aperçu des zones d'études

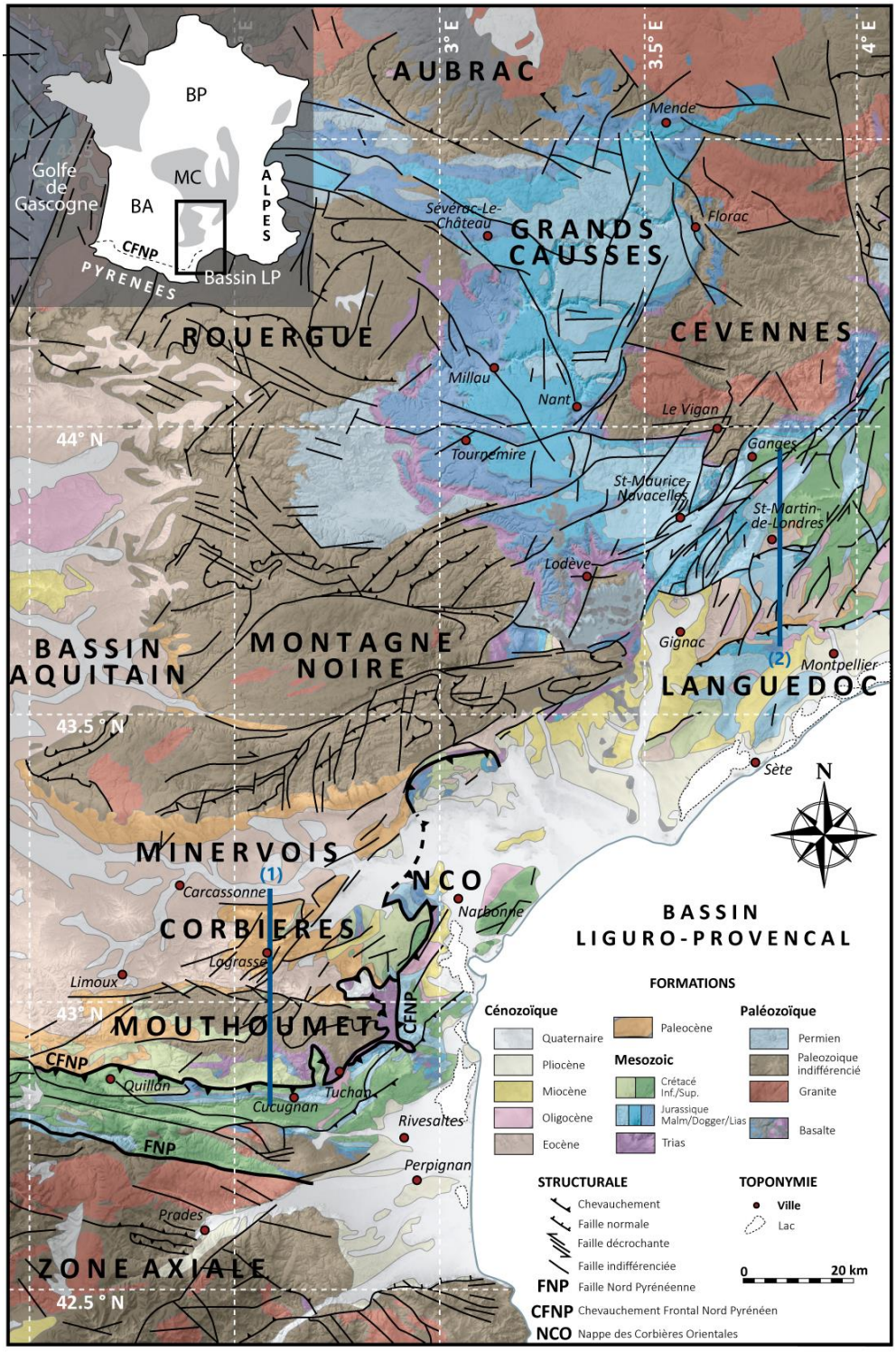


Figure II-4 - Schéma structural de la zone d'étude, du Front Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central ; Les traits de coupe (1) et (2) font référence aux Figure II-6 et Figure II-8 . BP Bassin parisien, BA Bassin aquitain, MC Massif Central. Modifié d'après un extrait de la carte géologique de la France au 1/1 000 000ème (Chantraine et al. 1996).

1.2.1. Le domaine des Corbières

Figure II-5 - La Montagne d'Alaric vue du Chaînon de Lagrasse (photo : O. Parizot)

Correspondant à l'extrémité orientale du bassin Aquitain, la région des Corbières a fait l'objet de nombreuses études visant entre autre à mieux comprendre la formation de l'orogène pyrénéen (e.g. Arthaud et Mattauer (1972), Averbuch et al. (1993), Charrière et Durand-Delga (2004), Christophoul et al. (2003), Durand-Delga (1964), Ellenberger (1967), Frizon de Lamotte et al. (2002), Laumonier et al. (2010), Martín-Martín et al. (2001)). Elle est délimitée au Nord par le bassin Minervois, lui-même situé au pied de la Montagne Noire, et à l'Est par le Golfe du Lion (Figure II-4). La partie Est de la région est constituée de formations allochtones reposant sur un niveau triasique et associées à une nappe dit « Nappe des Corbières Orientales » (Barrabé 1922; Ellenberger 1967; Viallard 1987) (Figure II-4). Le front de cette structure, orienté globalement Nord-Sud, équivaut à l'extrémité orientale du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen orienté Est-Ouest le long de la chaîne. Cette caractéristique particulière à la région fait d'elle une zone de transfert entre le domaine Pyrénéen et le domaine Provençal que certains auteurs qualifient de « Virgation Languedocienne » (Arthaud & Mattauer 1972). Le domaine allochtone peut être subdivisé en trois parties (du Nord au Sud) : le Haut Carcassonne

(entre le Minervois et le Massif de Mouthoumet), le Massif de Mouthoumet, et le Front Nord Pyrénéen (Figure II-4).

La région du Haut Carcassonne est caractérisée par l'absence de dépôts sédimentaires d'âge Mésozoïque excepté le Crétacé supérieur (Maastrichtien) qui repose en discordance sur le socle varisque, visible notamment sur la Montagne d'Alaric (Figure II-5 ; *cf.* carte géologique 1/50 000 de Capendu (Ellenberger et al. 1987)). Les dépôts sédimentaires sont, dans cette zone, principalement continentaux à l'exception de la formation d'âge ilerdien (Yprésien supérieur) qui correspond à des calcaires à alvéolines issus d'un environnement marin (Plaziat 1981; Ellenberger et al. 1987). Par ailleurs, le Haut Carcassonne comprend des structures tectoniques régionales orientées Est-Ouest (Montagne d'Alaric) à NE-SO (chaînon de Lagrasse) (Figure II-4, Figure II-6). Entre elles, divers bassins sédimentaires sont remplis par (1) les molasses de Carcassonne (ou « séries de Palassou », Al Reda (2020)) d'âge Cuisien-Bartonien et épaisses d'au moins 700 m dans la région bien que son épaisseur réelle ne soit pas connue (phase d'érosion (Plaziat 1969; Ellenberger et al. 1987) ; Figure II-6) (2) des formations continentales en discordance sur les dépôts antérieurs. Leur âge reste néanmoins approximatif, attribué parfois à l'Oligocène, au Miocène ou encore au Pliocène (Combes 1960; Ellenberger 1961; Ellenberger et al. 1987). Plus au Sud, le massif de Mouthoumet met à l'affleurement des formations d'âge hercynien sur une bande Est-Ouest de 10 km de large et 50 km de long (Berger et al. 1997) (Figure II-4, Figure II-6). Ce massif est directement originaire d'une remontée du socle le long d'un accident majeur appelé Front Nord Mouthoumet (FNM, Figure II-6). Le secteur le plus méridional du domaine des Corbières est délimité par ce massif au Nord et le CFNP au Sud (Figure II-6). Il est constitué de séries sédimentaires d'âge principalement Mésozoïque (Trias - Crétacé) et déformé à proximité du front de chaîne. La majorité des dépôts correspond à des calcaires mis en place dans un environnement marin. Néanmoins, le Trias supérieur est associé à un niveau de marnes à évaporites qui a constitué un niveau préférentiel dans la tectonique du Front Nord Pyrénéen et de la Nappe des Corbières Orientales (Figure II-6) (Berger et al. 1997).

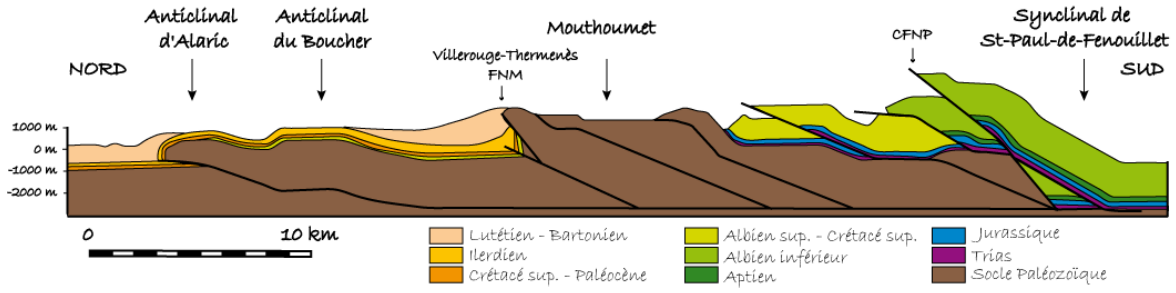


Figure II-6 - Coupe géologique de la région des Corbières modifiée d'après Christophoul et al. (2003). Le trait de coupe est figuré sur la Figure II-4.

1.2.2. Le Bas-Languedoc

Figure II-7 - Le pic Saint-Loup vu du hameau de la Jasse, commune de Notre Dame de Londres (vue en direction de l'Est - photo : O. Parizot)

Le Languedoc, ou plus précisément le Bas-Languedoc dans cette étude, constitue le domaine situé au Nord-Est des Corbières. Il est délimité au Nord par la région des Grands Causses et le Massif Central, au Sud par le Golfe du Lion et à l'Est par le domaine provençal ou bassin du Sud-Est (Figure II-4). Ayant enregistré divers évènements tectoniques depuis la fin du Paléozoïque, son caractère polyphasé en fait une région clé dans la compréhension de l'histoire géodynamique de la France méridionale (Mattauer & Proust 1967; Arthaud & Matte 1975; Arthaud & Séguret 1981; Arthaud & Laurent 1995; Séranne 1999; Séranne 2013; Sanchis & Séranne 2000; Lacombe & Jolivet 2005; Séranne et al. 2021). D'un point de vue stratigraphique, le Bas-Languedoc comprend l'ensemble des formations méso-cénozoïques, du Trias, visible principalement sur les bordures du Massif Central, au Miocène, remplissant

notamment le bassin de Gignac (Figure II-4). Comme dans la région des Corbières, la série mésozoïque est associée à des environnements de dépôts marins avec des alternances de calcaires, dolomies et marnes alors que les formations cénozoïques sont caractérisées par des dépôts continentaux (De Rouville 1853; Philip et al. 1979; Mattei 1986).

Les structures régionales affectant l'ensemble du Languedoc sont issues d'une histoire géodynamique complexe à l'origine de la réactivation de plusieurs d'entre elles (Roure & Colletta 1996). Des structures orientées Est-Ouest et à l'origine de l'exhumation des séries mésozoïques dessinent le relief languedocien. C'est le cas par exemple du chevauchement du Pic St-Loup, au Sud de Saint-Martin-de-Londres, et du pli de Montpellier au Nord de la ville (Figure II-4, Figure II-7, Figure II-8). Aussi, les structures orientées NE-SO constituent une autre famille d'accidents caractéristiques de la région. Le système de Faille des Cévennes en est un trait majeur : il limite la bordure Sud cévenole et s'étend de l'Est de la Montagne Noire jusqu'à la vallée du Rhône, aux environs de Valence sur une distance de près de 200 km. Ses épisodes d'activité depuis sa genèse hercynienne sont détaillées dans le chapitre 5 (Arthaud & Matte 1975). Il existe également dans le Languedoc des bassins à remplissage Oligocène orientés généralement NE-SO le long de ces accidents décrits précédemment ou le long d'accidents néoformés à cette période (Figure II-4).

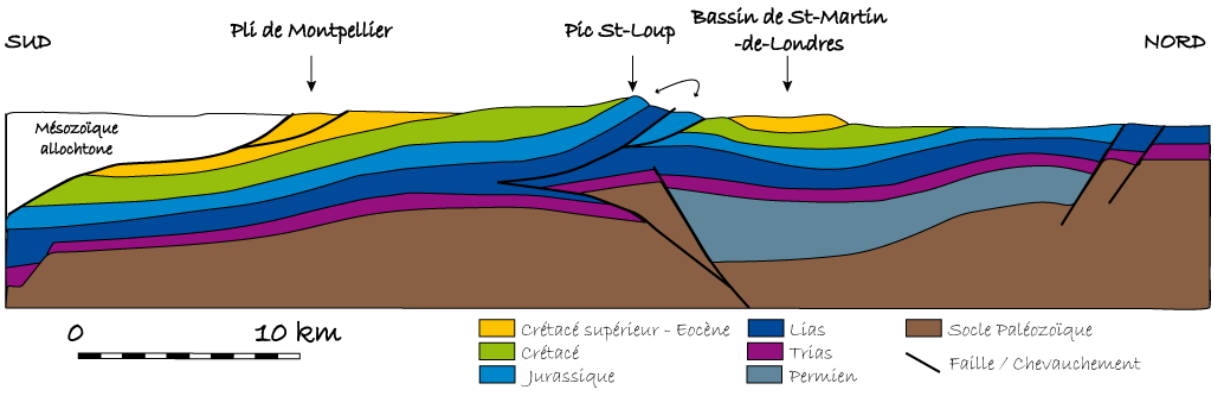


Figure II-8 - Coupe géologique simplifiée de la région du Languedoc modifiée d'après Roure et Colletta (1996). Le trait de coupe est représenté sur la Figure II-4.

1.2.3. La région des Grands Causses

Figure II-9 - Les formations jurassiques tabulaires incisées par les vallées à l'Ouest de Florac (Figure II-4), caractéristiques des paysages caussenards (photo : O. Parizot).

Les Grands Causses sont situés au carrefour de trois grands ensembles géologiques : (1) le Massif Central - au Nord (Massif de l'Aubrac), Est (Massif des Cévennes) et Ouest (Massif du Rouergue), (2) l'extrémité orientale du bassin aquitain correspondant à la région des Corbières au Sud-Ouest et (3) le Golfe du Lion au Sud (Figure II-4). Ils sont, par ailleurs, isolés du Languedoc par l'intermédiaire du faisceau de faille des Cévennes. La région est caractérisée par une morphologie de vastes plateaux où affleurent des formations subhorizontales essentiellement Jurassiques et issues d'un environnement marin de plate-forme de profondeur plus ou moins variable (Figure II-9, Figure II-10) (Dubois 1985; Charcosset 2000; Bruxelles 2002; Bruxelles & Camus 2010). La surface sommitale des plateaux caussenards correspond à une surface d'érosion et l'ensemble de la série, épaisse de 1500 à 2000 m, repose sur des formations triasiques et un socle paléozoïque visible sur les bordures du « bassin » et défini par des séries métamorphiques et des plutons granitiques (p. ex. le Mont Lozère et le Mont Aigoual dans le massif des Cévennes) (Figure II-4, Figure II-10).

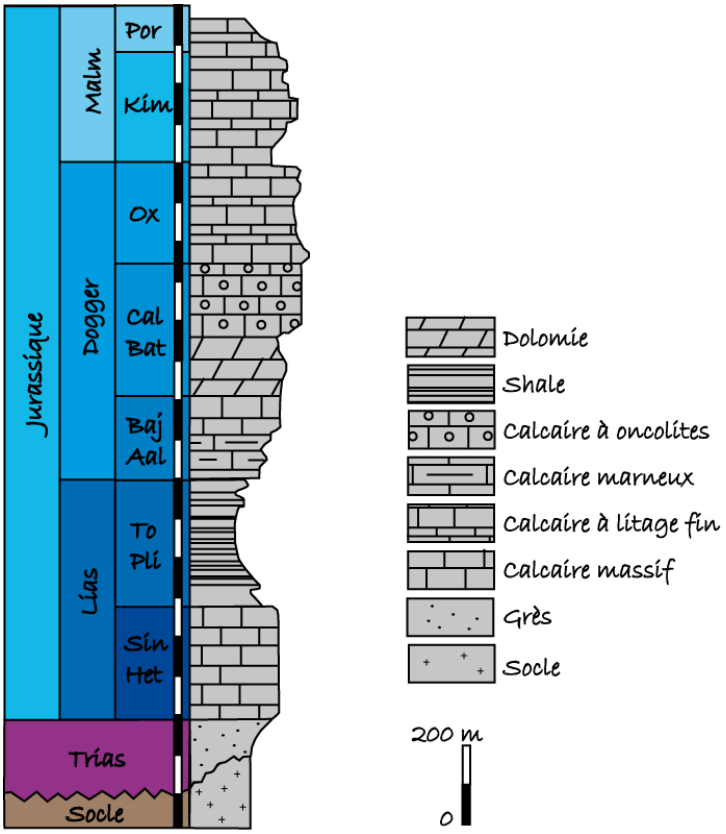


Figure II-10 - Colonne stratigraphique du bassin des Grands Causses d'après Dubois (1985). Het : Hettangien ; Sin : Sinémurien ; Pli : Pliensbachien ; To : Toarcien ; Aal : Aalénien ; Baj : Bajocien ; Bat : Bathonien ; Cal : Callovien ; Ox : Oxfordien ; Kim : Kimméridgien ; Por : Portlandien

La région a été soumise à divers épisodes de surrection depuis le mésozoïque, notamment (1) un épisode à l'origine de l'érosion partielle de la couverture mésozoïque au Crétacé moyen (Barbarand et al. 2001; Barbarand et al. 2020) (2) une surrection du socle conduisant à un soulèvement de la surface post-Langhien et anté-Messinien engendrant le creusement des canyons et une modification du réseau hydrographique (Séranne et al. 2002).

D'un point de vue structural, la région des Grands Causses possède la particularité d'être assez éloignée des zones pyrénéennes et alpines ce qui rend théoriquement l'interprétation de la déformation dans la région relativement simple. Les structures liées à la tectonique sont essentiellement de style cassant avec des déplacements de faible intensité (De Charpal et al. 1974). Des failles plurikilométriques orientées NE-SO et Est-Ouest fragmentent le Sud du bassin des Grands Causses. Le Nord est quant à lui caractérisé par des réseaux de failles orientées NO-SE et NNE-SSO comme par exemple le faisceau de Meyrueis sur la bordure Est du bassin caussenard (Figure II-4).

2. Evolution cinématique des plaques

2.1. Evolution Mésozoïque

2.1.1. L'héritage structural hercynien

Afin de comprendre l'origine de la structure et de la géologie actuelle des Pyrénées et du domaine intraplaque septentrional, il est nécessaire de se pencher sur l'histoire antérieure à la formation de cette chaîne de montagnes. Le socle paléozoïque, associé majoritairement à des roches métamorphiques et magmatiques et visible, sur la zone d'étude, à la fois au sein de la chaîne pyrénéenne et dans le Massif Central (Figure II-1), est associé à une histoire varisque complexe. Etudiant ici l'évolution méso-cénozoïque, nous nous intéresserons, dans cette étude, majoritairement à l'histoire géologique post-hercynienne de la France méridionale.

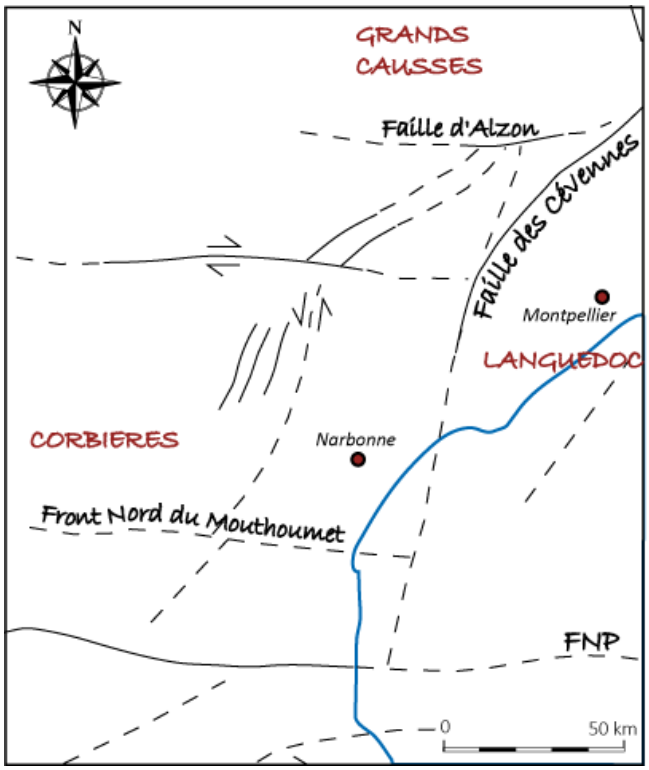


Figure II-11 - Héritage tectonique associé à l'orogénèse varisque dans la zone d'étude : position des principaux décrochements tardi-hercyniens reconnus (traits continus) ou supposés (pointillés). Modifié d'après Arthaud et Mattauer (1972).

L'héritage structural est néanmoins primordial dans la structure actuelle de la chaîne et dans l'activité des failles présentes dans la zone étudiée. Les grands décrochements tardi-

hercyniens orientés principalement Est-Ouest et NE-SO dans la zone d'étude et associés à l'effondrement de la chaîne varisque contrôlent la structuration des déformations postérieures dans la couverture sédimentaire puisqu'ils induisent des fragilités dans le socle (Arthaud & Mattauer 1972; Arthaud & Matte 1975). Ce fait est marquant notamment lors de la formation de l'orogène pyrénéen au cours de laquelle le faisceau de faille des Cévennes est repris en décrochement sénestre (Arthaud et Mattauer, (1972) ; Figure II-11).

2.1.2. Extension Mésozoïque : dislocation de la Pangée

A la suite de l'orogénèse hercynienne associée à la formation de la Pangée, la dislocation de cette dernière à partir du Permien Supérieur - Trias inférieur initie l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord et la séparation de la plaque Nord-Américaine *vs* les plaques Eurasie et Afrique (Ziegler 1988; Lambiase 1989). Aussi, à partir du Trias, et ce jusqu'au Jurassique supérieur, l'ouverture de l'Océan Téthys progresse vers l'Ouest de manière synchrone au déplacement de la plaque Afrique vers le Sud-Ouest. Cette avancée est à l'origine de l'ouverture d'un passage entre les Océans Téthys et Atlantique et une séparation entre les plaques Eurasie et Afrique (Stampfli, Mosar, De Bono, et al. 1998; Frizon de Lamotte et al. 2011; Frizon de Lamotte et al. 2015; Vergés & Fernàndez 2012) (Figure II-12, Figure II-13). Dans le Sud de la France et à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, une phase extensive associée à la formation de blocs basculés est décrite dans la littérature comme étant d'âge Jurassique inférieur (Curnelle & Dubois 1986; Dercourt et al. 1986; Lemoine et al. 1986).

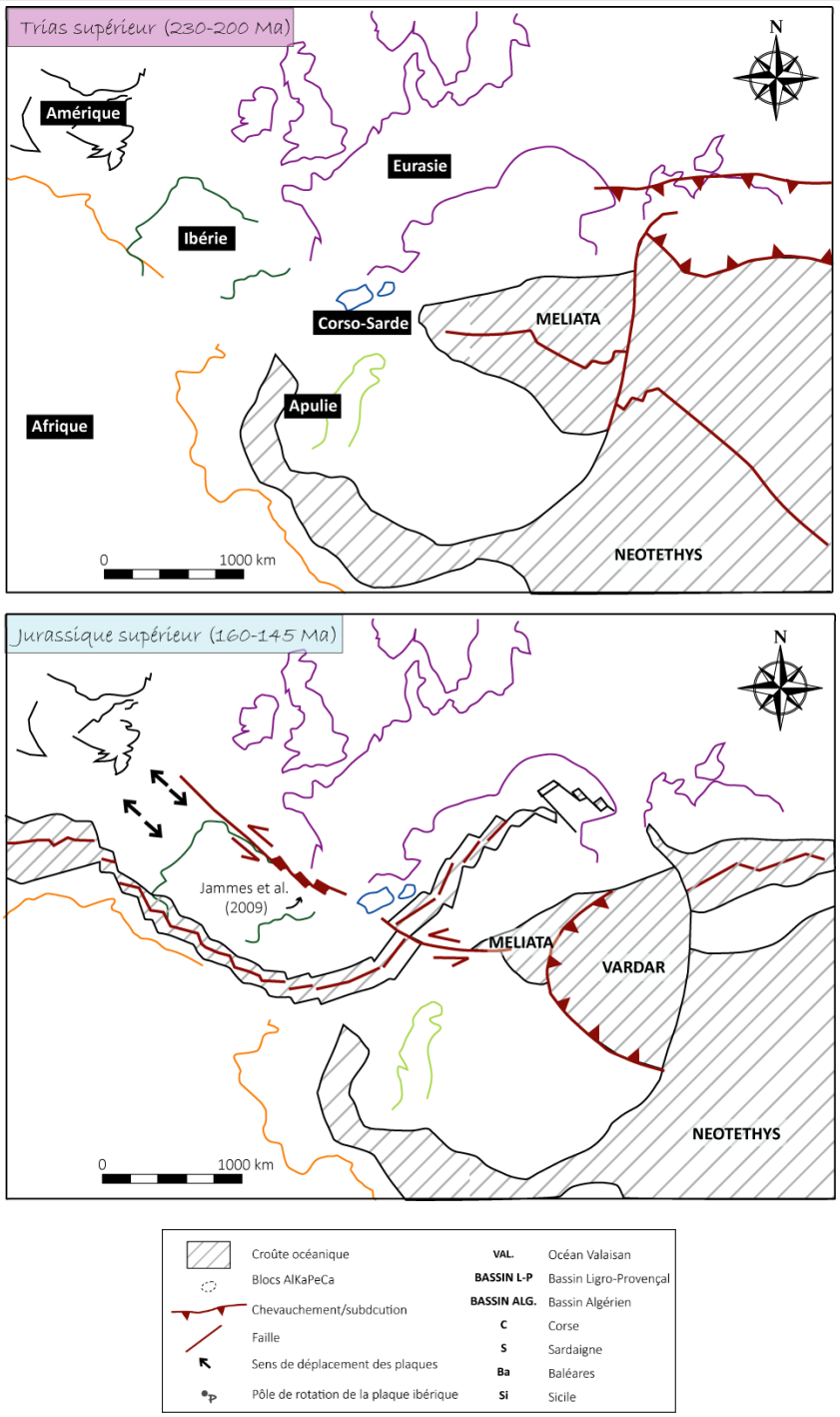


Figure II-12 - Reconstructions paléogéographiques montrant l'ouverture de l'Océan Téthys et de l'Océan Atlantique Central entre le Trias supérieur et le Jurassique supérieur. L'ensemble des cartes paléogéographiques présentées dans la partie « Evolution cinématique des plaques » considère la plaque Eurasie comme étant fixe (Olivet 1996; Stampfli, Mosar, De Bono, et al. 1998; Séranne 1999; Rosenbaum et al. 2002b; Schmid et al. 2004; Sibuet et al. 2004; Bourgeois et al. 2007; Jammes et al. 2009; Mouthereau et al. 2014; Mencos et al. 2015; Etheve et al. 2016; Leprêtre et al. 2018; Recanati et al. 2019).

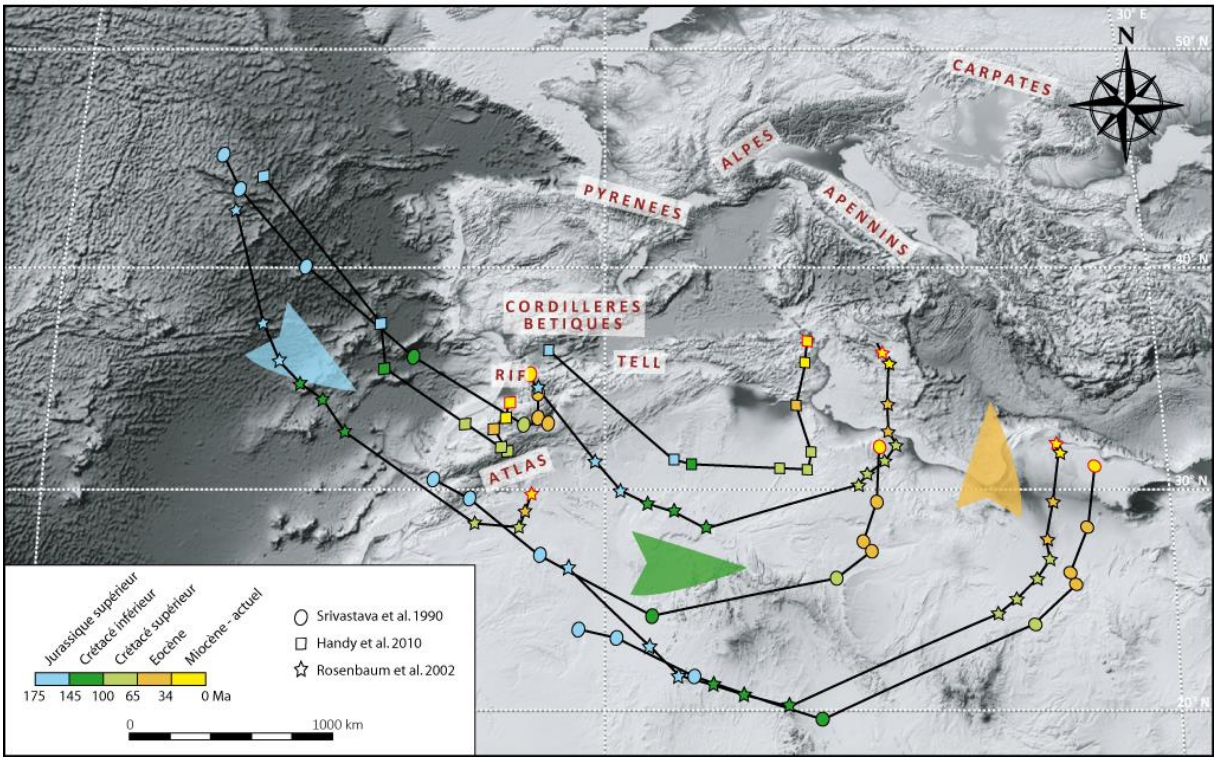


Figure II-13 - Carte de la zone alpine et méditerranéenne occidentale montrant le déplacement de la plaque Afrique du Mésozoïque à l'actuel à partir des données paléomagnétiques (Srivastava et al. 1990; Rosenbaum et al. 2002b; Handy et al. 2010) ainsi que les différentes ceintures orogéniques associées à la remontée de l'Afrique vers le Nord au cours du Cénozoïque. Le fond de carte est issu de Amante et Eakins (2009).

2.1.3. Rotation du bloc Ibérique : ouverture des bassins pyrénéens

L'extension associée à l'ouverture de l'Océan Téthys est suivie d'une période charnière dans l'histoire géodynamique du domaine pyrénéen au Crétacé inférieur. En effet, la rotation de la plaque Ibérique, associée directement à l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne est à l'origine de l'ouverture de bassins dit « bassins pyrénéens », précurseurs de l'édification de l'orogène (Figure II-14, Figure II-15). La cinématique de la plaque Ibérique au cours du Crétacé et son rôle sur l'extension dans le domaine pyrénéen sont néanmoins encore débattus (Choukroune & Mattauer 1978; Peybernès & Souquet 1984; Puigdefàbregas & Souquet 1986; Debroas 1987; Roest & Srivastava 1991; Olivet 1996; Vergés & Garcia-Senz 2001; Rosenbaum et al. 2002b; Sibuet et al. 2004; Lagabrielle & Bodinier 2008; Jammes et al. 2009; Lagabrielle et al. 2010; Vissers & Meijer 2012; Tugend et al. 2014; Teixell et

al. 2016; Tavani et al. 2018; Angrand et al. 2020). Depuis plusieurs dizaines d'années, plusieurs scénarios ont ainsi été envisagés et évoquent des intensités de déformation, des pôles de rotation et une cinématique des évènements variables. Choukroune et al. (1973) met en avant trois de ces modèles qui ont ensuite été repris par de nombreuses autres études (Figure II-14).

Le premier modèle associe l'ouverture des bassins pyrénéens à une translation de la plaque Ibérique vers le Sud-Est, à l'origine de la formation d'une grande structure décrochante sénestre à la limite entre les deux plaques, correspondant à la Faille Nord Pyrénéenne actuelle. Le pôle de rotation est alors situé au Nord de la France et les bassins pyrénéens sont de type pull-apart (Choukroune & Mattauer 1978; Peybernès & Souquet 1984; Olivet 1996) (Figure II-14). Le second modèle met en avant une extension pure de l'Aptien au Cénomanien à l'origine de la formation des bassins pyrénéens (Jammes et al. 2009; Handy et al. 2010; Tugend et al. 2014; Tugend et al. 2015; Tavani et al. 2018). Enfin, le principe d'ouverture en ciseaux associé à une extension importante à l'Ouest et une compression à l'Est constitue le troisième modèle (Srivastava et al. 1990; Sibuet et al. 2004; Vissers & Meijer 2012) (Figure II-14).

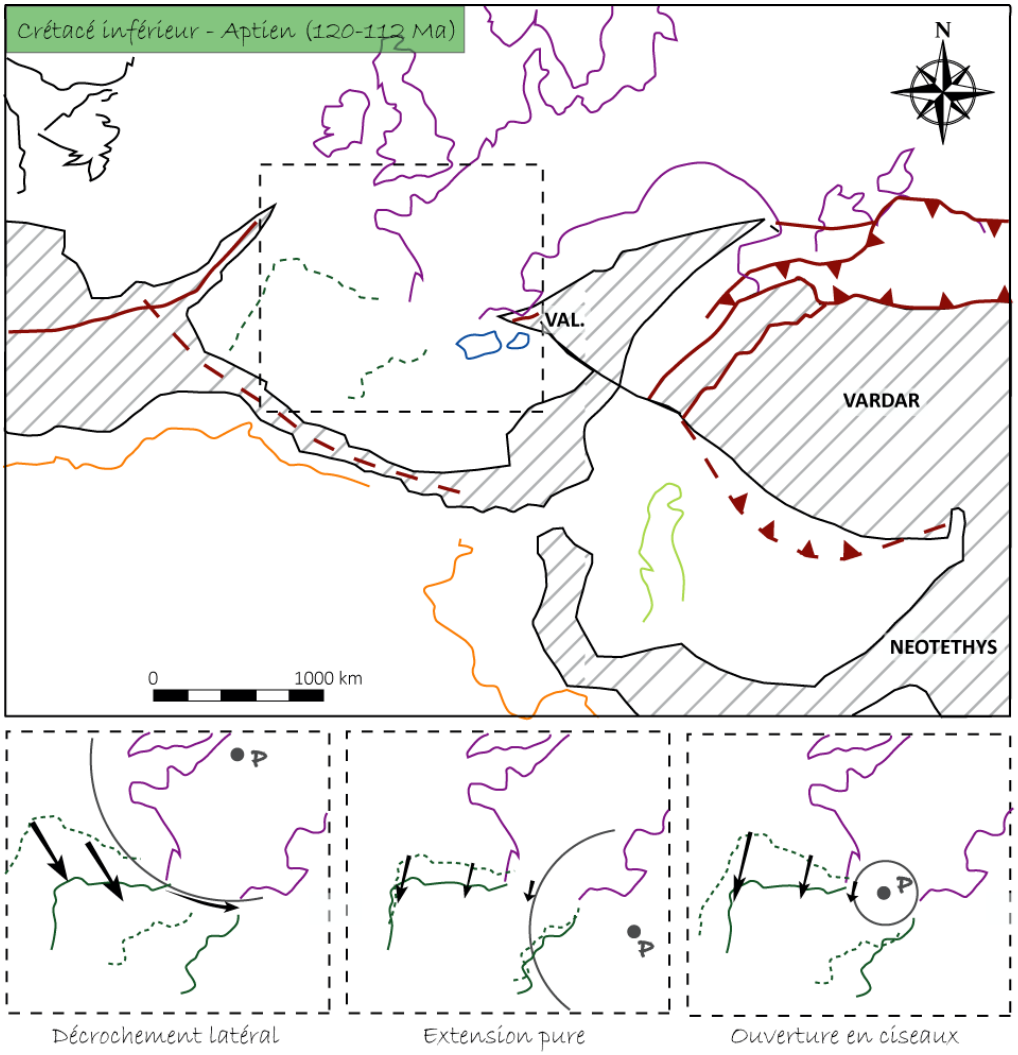


Figure II-14 - Reconstructions paléogéographiques de la zone méditerranéenne à l'Aptien (Crétacé inférieur). Les trois modèles associés à la cinématique de la plaque Ibérique à ce moment-là ont été repris de Chroukroune et al. (1973). La légende de la figure est similaire à celle de la Figure II-12.

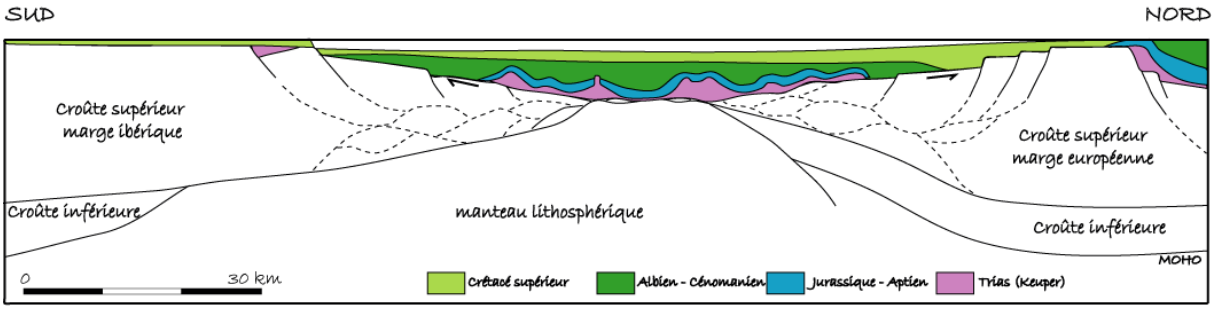


Figure II-15 - Coupe géologique de la partie centre-ouest des Pyrénées au Crétacé supérieur (Santonien) montrant l'architecture pré-orogénique des marges continentales. Modifié d'après Teixell et al. (2016). Le trait de coupe associé est visible sur la Figure II-1 (rouge).

2.2. Evolution Cénozoïque

2.2.1. Orogénèse pyrénéenne

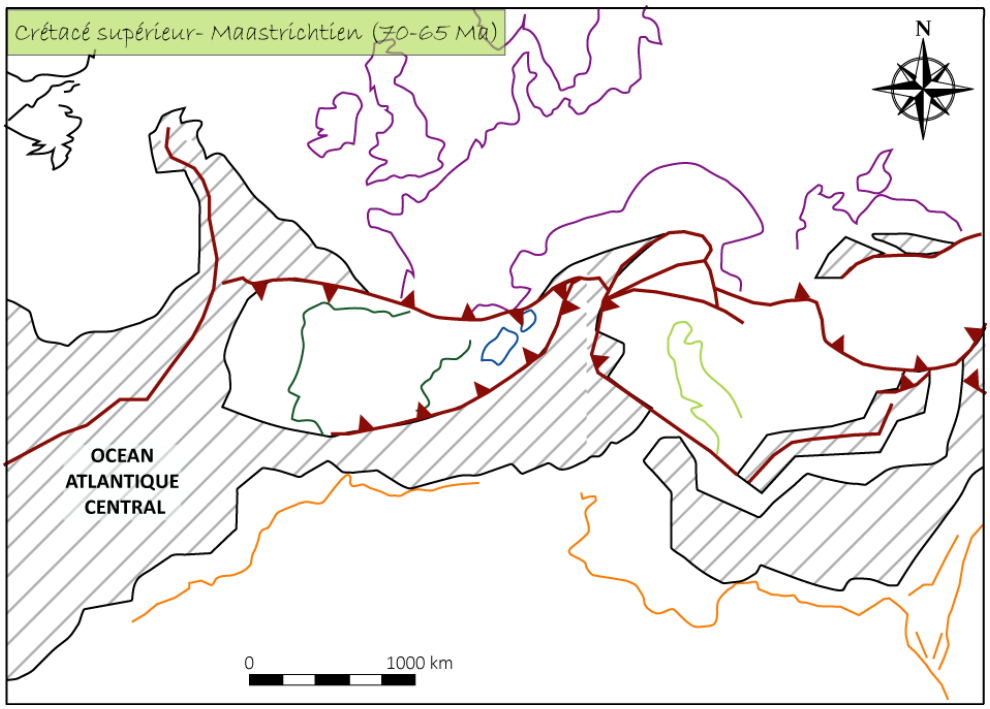


Figure II-16 - Reconstruction paléogéographique de la zone méditerranéenne au Maastrichtien (Crétacé supérieur). La légende de la figure est similaire à celle de la Figure II-12.

La compilation d'études de sédimentologie, de thermochronologie et des données structurales permet de reconstituer l'évolution de la formation de l'orogène pyrénéen. La majorité des auteurs suggère une histoire polyphasée associée à son édification : une première phase de déformation au Crétacé supérieur en liaison avec un taux de raccourcissement de 1 mm/an d'après Grool et al. (2018) (Figure II-16) puis une seconde phase à l'Eocène, de plus forte amplitude (3.1 mm/an, Grool et al. (2018)) et à l'origine de la plupart des structures tectoniques et de l'architecture actuelle de la chaîne (Mattauer & Proust 1967; Fitzgerald et al. 1999; Thinon et al. 2001; Ford et al. 2016; Grool et al. 2018; Ternois et al. 2019) (Figure II-17). D'après Srivastava et al. (1990), dès l'initiation de la collision, et ce jusqu'à l'Eocène supérieur, la plaque Ibérique s'est déplacée conjointement à la plaque Afrique puis de manière indépendante jusqu'à la fin de l'Oligocène, avant de faire intégralement partie de la plaque Eurasie comme actuellement. En outre, du Crétacé moyen au début du Miocène (20 Ma),

l'Ibérie converge vers la plaque Eurasie en suivant une rotation anti-horaire, dont le pôle de rotation se situe aux alentours de Lisbonne *(Olivet 1996)*. La diminution presque totale de la vitesse de convergence entre les deux plaques se produit à la limite Oligo-Miocène (~20Ma) *(Meigs et al. 1996; Macchiavelli et al. 2017)*.

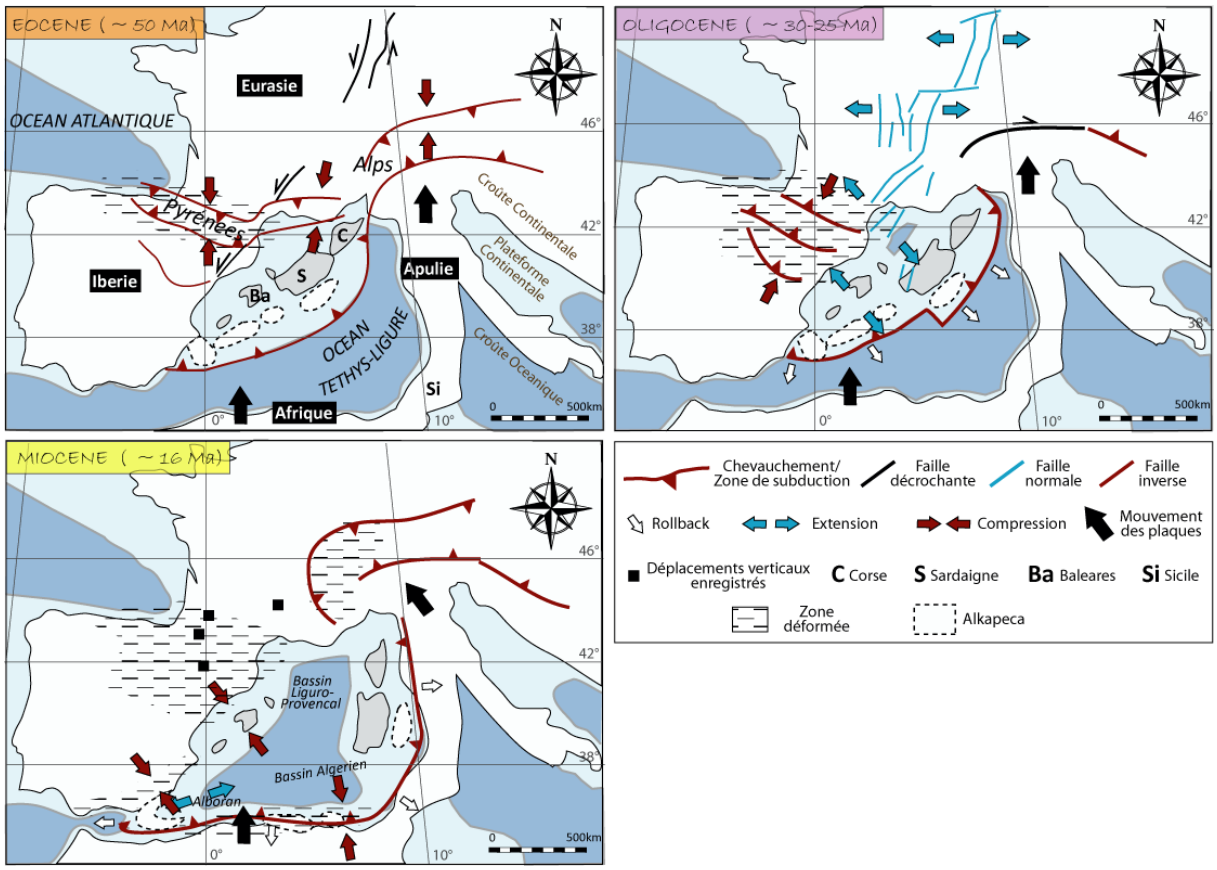


Figure II-17 - Reconstructions paléogéographiques de la zone méditerranéenne au Cénozoïque à partir de Séranne (1999), *Rosenbaum et al. (2002a), Etheve et al.* (2016), *Leprêtre et al. (2018), Recanati et al.* (2019), *Liesa et Simón* (2009) *et Faccenna et al.* (2004).

2.2.1. Orogénèse alpine

Bien que l'orogène alpin ne soit pas au cœur de ce travail de thèse, il va de soi que l'explication, aussi brève soit elle, de son histoire géodynamique reste nécessaire, dès lors que les déformations intraplaques dans une zone à moins de 200 km du front de cette chaîne sont étudiées.

Tout comme la chaîne pyrénéenne, l'orogène alpin est issu de la remontée de la plaque Afrique vers le Nord au cours du Méso-Cénozoïque, engendrant, non pas une convergence des plaques Ibérique - Eurasie mais, dans ce cas, une collision entre les plaques Eurasie et Apulie. Le début de la phase « Alpine » est associé au Crétacé supérieur avec la fermeture par subduction vers le Sud-Est sous la plaque Apulie de deux domaines océaniques (Valaisan et Liguro-Piémontais) formés au cours de l'ouverture de l'Océan Téthys (Figure II-12, Figure II-14, Figure II-16, Figure II-18A) (Stampfli, Mosar, Marquer, et al. 1998; Rosenbaum & Lister 2005; Stampfli & Hochard 2009; Handy et al. 2010). La subduction de la Téthys continuera jusqu'au Priabonien sans affecter de façon significative la plaque Eurasie. Dès cette époque, l'initiation de la subduction continentale a pour conséquence (1) la formation des premiers bassins flexuraux sur la plaque Eurasie (2) leur remplissage par des produits d'érosion et (3) l'épaississement de la chaîne, directement lié à la propagation du prisme d'accrétion vers l'avant de la chaîne. Par ailleurs, à partir du Priabonien (Figure II-18B), la direction de la convergence subit une rotation du Nord vers le Nord-Ouest à l'origine de l'arc alpin (Ford et al. 2006) puis vers l'Ouest à partir de l'Oligocène (Dumont et al. 2012). Cette période est caractérisée par le début de la collision continentale (Figure II-18C) ainsi que par le détachement du slab accompagnant l'exhumation du prisme orogénique qui est associée à un fort raccourcissement (Von Blankenburg & Davis 1995). Finalement, le ralentissement de la convergence se fait ressentir à partir du Miocène (Schmid et al. 1996).

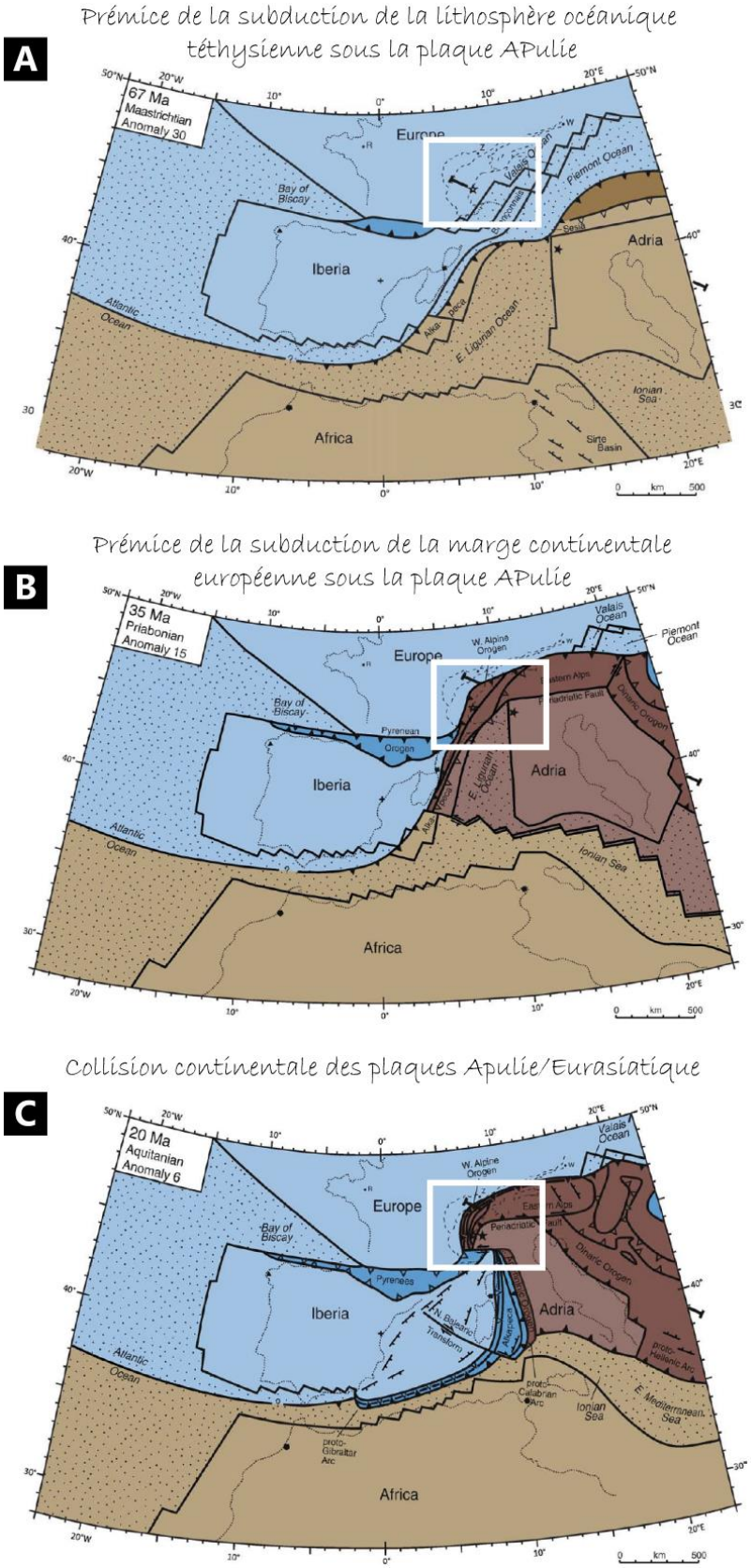


Figure II-18 - Reconstitution cinématique de la convergence Apulie-Eurasie au Méso-Cénooïque, d'après Handy (2010).

2.2.2. L'ouverture du Golfe du Lion

La récente étude de Séranne et al. (2021) associe les prémices d'une phase extensive dans le Golfe du Lion au Priabonien. Cet évènement extensif qui se serait terminé entre 21,8 et 18,5 Ma (Oudet et al. 2010) constitue le dernier événement géodynamique majeur connu de l'histoire géologique de la France méridionale. De nombreuses études se sont penchées sur cette phase extensive à l'origine (1) du déplacement du bloc corso-sarde vers le Sud-Est (Figure II-17), (2) de l'exhumation du manteau supérieur et de la formation de croûte océanique (bassin liguro-provençal) entre la France méridionale et le bloc corso-sarde (Figure II-17), (3) de la formation de bassins tertiaires en France méridionale (fossés d'Alès, de Narbonne, du Bas-Rhône) (Figure II-19A, partie 2.2.1.) et (4) de la mise en place d'une marge passive à l'emplacement actuel du Golfe du Lion (Figure II-19) (Le Pichon et al. 1971; Arthaud & Séguret 1981; de Voogd et al. 1991; Roure et al. 1992; Séranne et al. 1995; Séranne et al. 2021; Olivet 1996; Benedicto et al. 1996; Gueguen et al. 1998; Séranne 1999; Guennoc et al. 2000; Mauffret et al. 2001; Bache et al. 2010; Oudet et al. 2010; Jolivet et al. 2015; Jolivet et al. 2020; Romagny et al. 2020). D'après certaines études, l'origine de cet épisode extensif serait corrélée à l'ouverture Est-Ouest des rifts Ouest européens ou système ECRIS (European Cenozoic Rift System) qui a débuté à l'Eocène supérieur (Dèzes et al. 2004). D'autres associent l'ouverture du Golfe du Lion à un bassin d'arrière arc mis en place lors du retrait du slab de la lithosphère océanique Téthysienne (Séranne 1999; Romagny et al. 2020; Jolivet et al. 2020) (Figure II-19B).

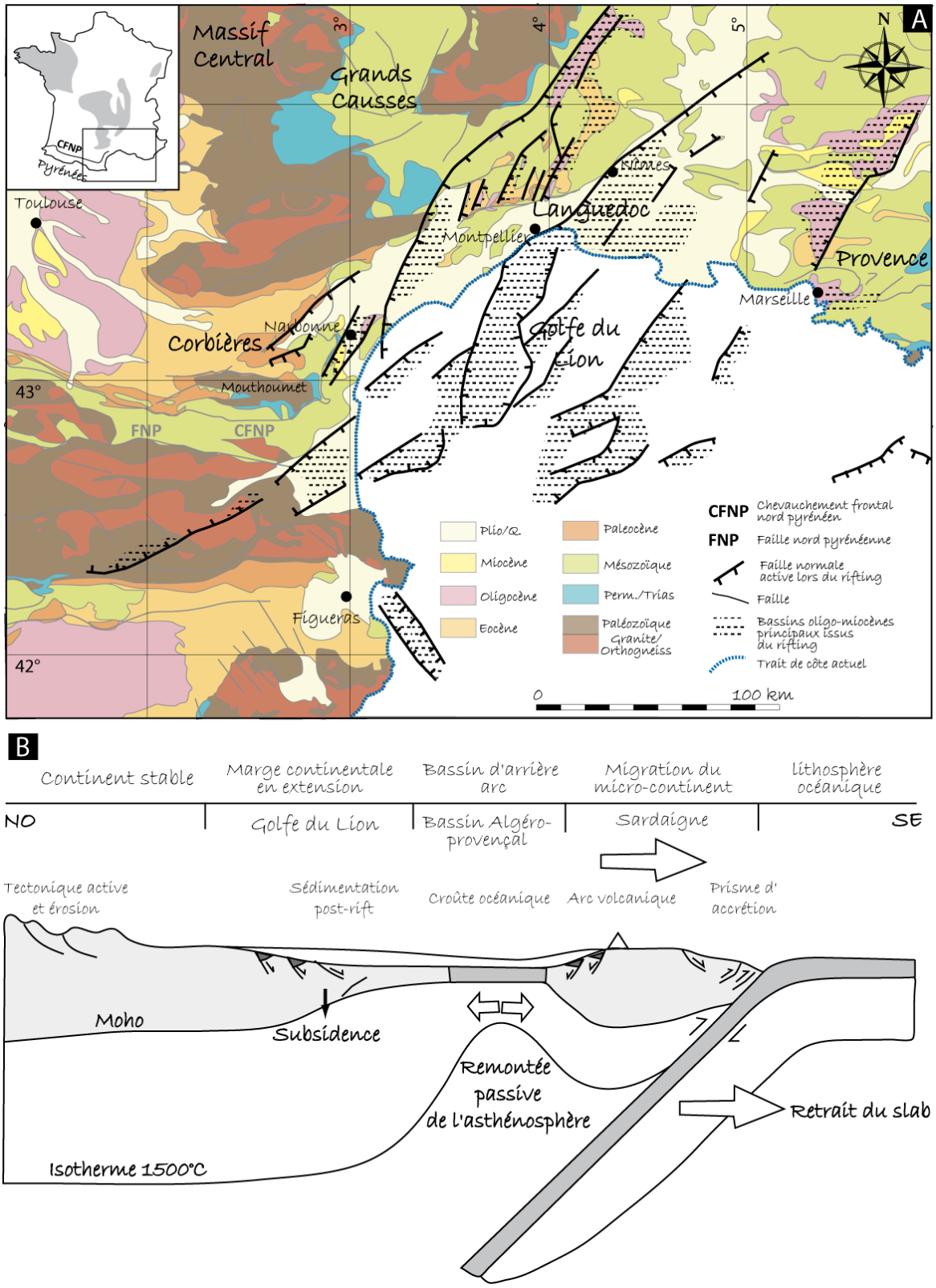
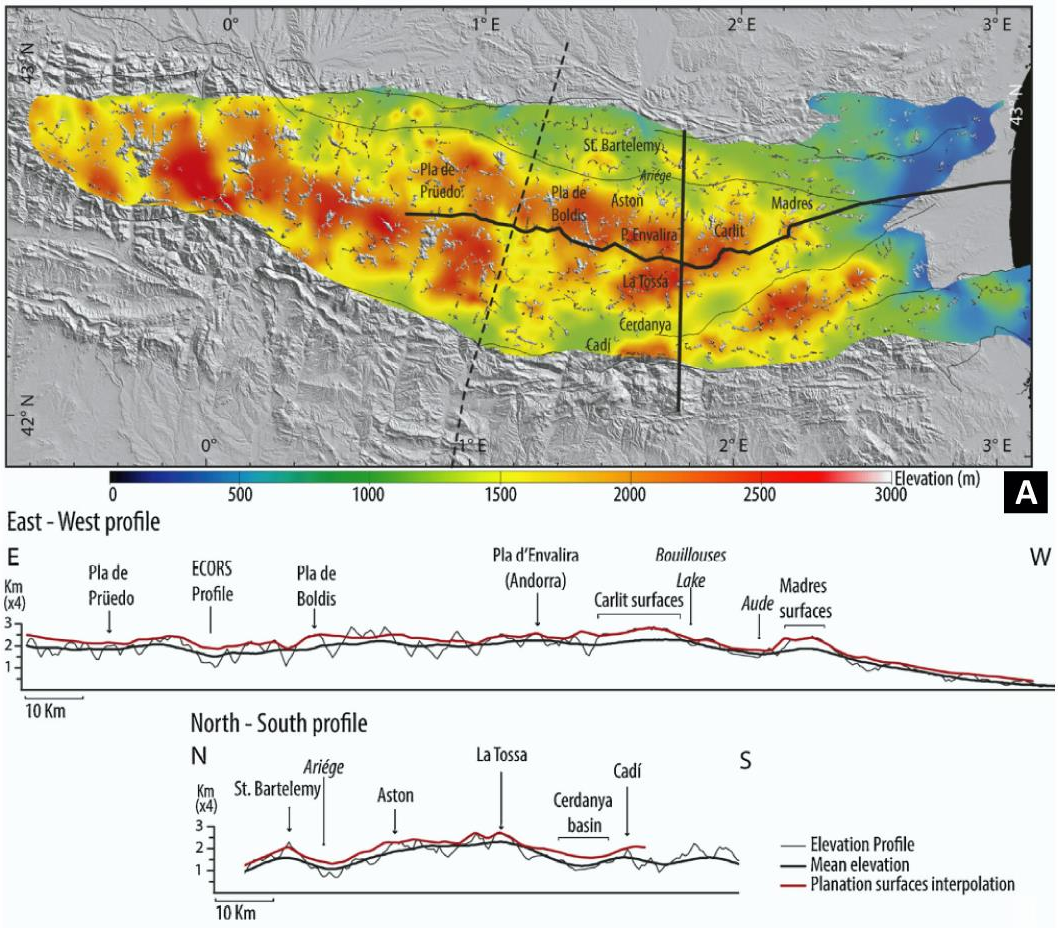


Figure II-19 - Le rifting priabo-aquitanien A. Schéma structural de la marge du Golfe du Lion : mise en évidence des structures extensives liées au rifting. La localisation des structures provient de Séranne et al. (2021). B. Le golfe du Lion perçu comme un bassin d'arrière-arc issu du retrait du slab vers le SE (modifié d'après Séranne et al. (1999)).

2.2.3. Quelques éléments de l'évolution post-orogénique des Pyrénées

Les surfaces d'aplanissement



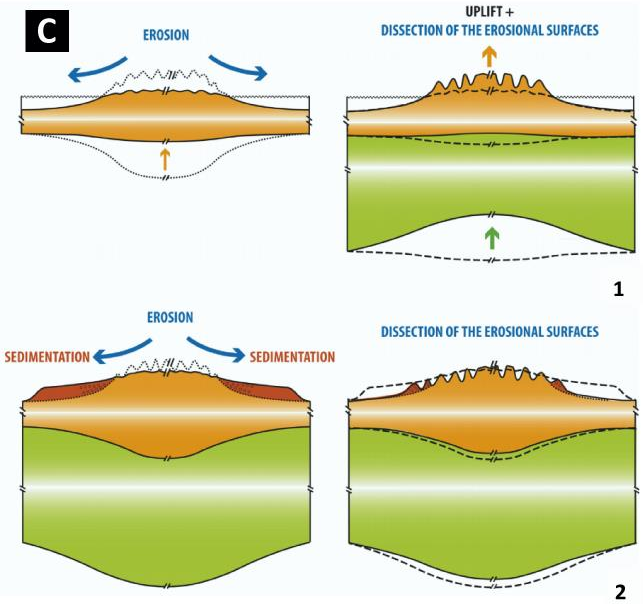


Figure II-20 - Caractéristiques des surfaces d'aplanissement pyrénéennes (G. V. Bosch, Van Den Driessche, et al. 2016) A. Reconstruction de la surface d'aplanissement sommitale pyrénéenne par interpolation des données d'altitude des surfaces reliques. B. Illustration d'une surface d'aplanissement située à 2500 m d'altitude dans la zone axiale des Pyrénées (voir Figure II-1 pour la localisation). C. Illustration des deux hypothèses majeures concernant l'origine de ces surfaces : 1 modèle de la paléo-surface soulevée ; 2 modèle de la surface sommitale en altitude.

La morphologie des Pyrénées est caractérisée par la présence de surfaces sommitales d'aplanissement (surfaces « perchées » ou High Elevation Low Relief Surface -HELRS-), à plus de 2000 m d'altitude dans la haute chaîne (Figure II-20 A,B) et mises en place au cours du Miocène (Babault 2004). Elles font actuellement encore l'objet de nombreux débats concernant leur origine puisque le raccourcissement tectonique est supposé être terminé à la fin du Paléogène (de Sitter 1952; Babault et al. 2005; Babault et al. 2008; Gibson et al. 2007; Ortuño et al. 2008; Ortuño et al. 2013; Calvet et al. 2015; G. V. Bosch, Van Den Driessche, et al. 2016; Monod et al. 2016; Uzel et al. 2019; Huyghe et al. 2020).

Ces surfaces perchées ont été cartographiées numériquement par Bosch et al. (2016) en supposant qu'elles proviennent toutes d'une unique surface d'aplanissement formée à un temps t et aujourd'hui disséquée, sans distinction de niveaux contrairement à ce que suggère Goron (1931) ou Calvet et Gunnell (2008) (Figure II-20A). Le résultat de cette étude met en avant une corrélation possible entre les nombreuses surfaces perchées que l'on retrouve à la fois dans la Zone Axiale mais également dans la Zone Nord Pyrénéenne et le bassin Basco-Cantabrique (à l'extrémité occidentale de l'orogène) à une altitude moyenne de 2400 m (Figure II-20A). Bosch et al. (2016) associent les variations d'altitude de cette paléo-surface à une certaine rugosité dont le relief local ne dépasse pas 300 m alors que d'autres études émettent l'hypothèse de l'existence de failles normales qui l'auraient fractionnée et auraient décalé les surfaces reliques entre elles (Ortuño et al. 2013; Monod et al. 2016).

La différence majeure entre les deux hypothèses suggérées concernant l'origine de ces surfaces « perchées » réside dans l'altitude à laquelle elles se sont formées :

- Modèle 1 : une paléo-surface soulevée (Figure II-20C_1)

Une première hypothèse suggère l'idée d'une phase érosive post-compressive qui aurait aplani la surface de l'orogène pyrénéen. Ce dernier aurait par la suite subi un

soulèvement tardif au cours du Miocène (Calvet et al. 2015; Uzel et al. 2019) de plus de 2 km d'après Gibson et al. (2007). Dans ce modèle, les reliques de surfaces se seraient formées au niveau de la mer ou à proximité puis auraient été surélevées (de Sitter 1952; Calvet & Gunnell 2008; Ortuño et al. 2013; Uzel et al. 2019). Les études de Gunnell et al. (2008) (2009) associent ce soulèvement à une origine thermique (*cf.* Jolivet et al. (2020)) causée par un amincissement lithosphérique et associée à la mise en place d'un volcanisme récent au Miocène supérieur.

- Modèle 2 : une surface sommitale en altitude (Figure II-20C_2)

D'autres travaux s'accordent sur l'idée d'une paléo-surface formée en altitude à la suite de l'élévation du niveau de base global des rivières drainant l'orogène pyrénéen. Dans ce modèle, la remontée du niveau de base serait causée par l'accumulation de produits d'érosion dans le piémont (Coney et al. 1996; Babault et al. 2005; Babault et al. 2008). De ce fait, la paléo-surface sommitale se serait formée à une altitude relativement équivalente à celle à laquelle se trouvent les surfaces perchées actuelles (Coney et al. 1996; Babault et al. 2005; Babault et al. 2008; G. V. Bosch, Van Den Driessche, et al. 2016; Curry et al. 2019; Bernard et al. 2020). Cette phase d'érosion aurait été à l'origine (1) d'un rebond isostatique engendrant un soulèvement post-compression de la chaîne estimé à ~400 – 500 m au maximum (Babault et al. 2005; Huyghe et al. 2020), (2) de la dissection de la paléo-surface par les rivières aboutissant à la morphologie actuelle des Pyrénées.

Les soulèvements locaux

Aussi, au Miocène, un certain nombre d'études a mis en évidence des épisodes d'exhumation à divers endroits dans et à proximité de la chaîne (Figure II-17). Dans le domaine intraplaque septentrional, Séranne et al. (2002) évoque en effet une phase d'incision associée à une exhumation du Sud du Massif Central (région des Cévennes, Figure II-21) du Serravalien et Tortonien. Ortiz et al. (2020) met en évidence une exhumation du bassin aquitain de 16,4 à 10,6 Ma. De même, le prisme orogénique ne semble pas avoir été épargné : l'étude de paléokarst de Sartégou et al. (2018) témoigne d'une incision au Miocène inférieur dans la partie orientale des Pyrénées. Les preuves géomorphologiques d'une phase d'incision post-Oligocène dans le Nord-Ouest des Pyrénées ont été mises en avant par Uzel et al. (2019) (Figure

II-21). Les données de thermochronologie montrent un soulèvement de la zone Axiale à 20 Ma d'après Jolivet et al. (2007), Gibson et al. (2007), Labaume et al. (2016) et Bosch et al. *(2016)* (Figure II-21). Finalement, la Zone Sud Pyrénénne semble également avoir été soulevée au cours du Miocène d'après Fillon et al. (2013), et Gunnell et al. (2009) identifie une phase d'exhumation de l'ensemble de la chaîne à 12 Ma.

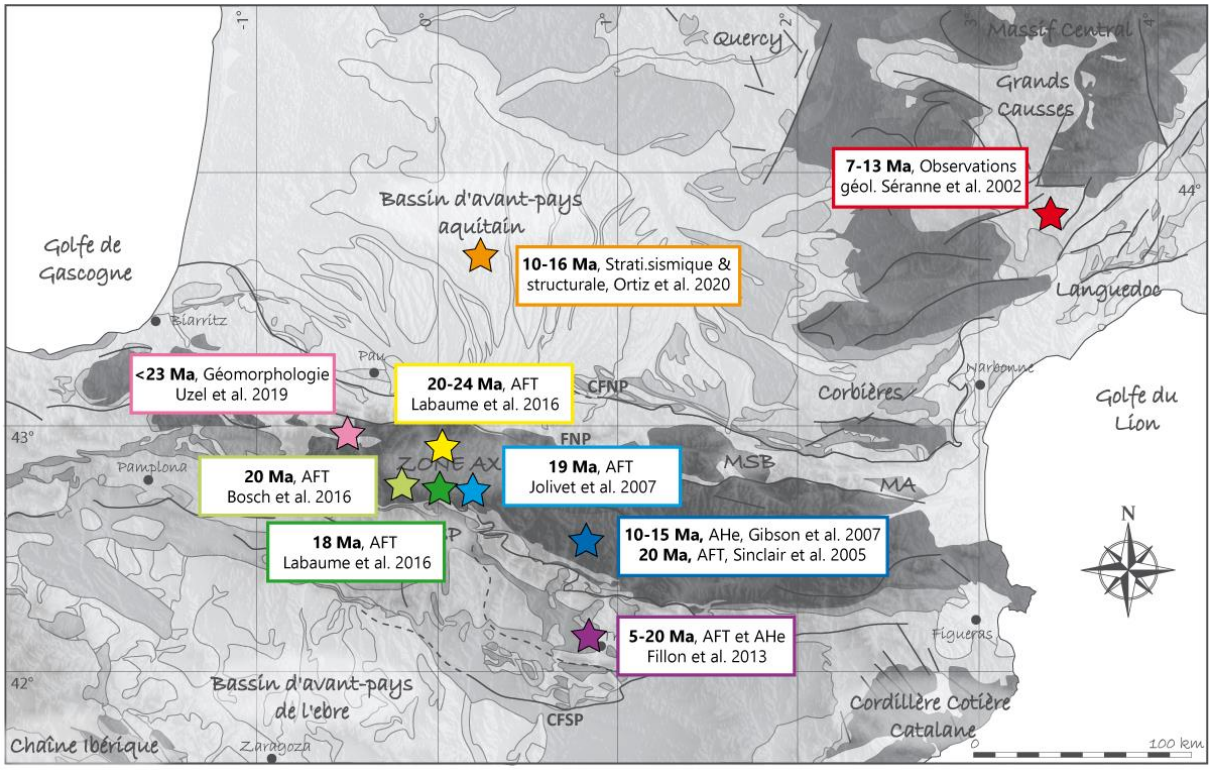


Figure II-21 - Compilation de données illustrant une phase de soulèvement de l'orogène pyrénéen et de ses domaines périphériques au Miocène. AFT : Trace de fission sur apatite ; AHe : âge U-Th/He (Séranne et al. 2002; Ortiz et al. 2020; Labaume et al. 2016; Jolivet et al. 2007; Gibson et al. 2007; Sinclair 2005; Fillon et al. 2013; Bosch, Teixell, et al. 2016; Uzel et al. 2019).

3. Focus sur l'orogénèse pyrénéenne et son impact sur les domaines périphériques

3.1. Evolution géodynamique de la chaîne

3.1.1. Les prémices de la collision

A partir du Crétacé supérieur, le domaine pyrénéen, jusqu'alors associé à des structures extensives (Figure II-15), commence à subir les conséquences de la remontée de la plaque Afrique vers le Nord (Figure II-13). En effet, cet évènement, directement lié au rapprochement des plaques Ibérique et Eurasie, est à l'origine de la formation de l'orogène pyrénéen (Mattauer & Proust 1967) en lien avec la subduction partielle de la lithosphère Ibérique vers le Nord, la fermeture partielle du Golfe de Gascogne et l'inversion des bassins pyrénéens (Debysser et al. 1971; Alvarez-Marron et al. 1997; Beaumont et al. 2000; Rosenbaum et al. 2002b; Sibuet et al. 2004). Dans le détail, la fin de l'anomalie magnétique C34, correspondant à 84 Ma, semble coïncider avec les prémices de l'orogénèse pyrénéenne pour la plupart des auteurs comme Roest et Srivastava (1991), Teixell (1996), Saura et al. (2016), Handy et al. (2010), Olivet (1996), Rosenbaum et al. (2002b), ou Garrido et Rios (1972).

La phase de raccourcissement au Crétacé supérieur est visible aussi bien au cœur de l'orogène (Filleaudeau et al. 2012; Ternois et al. 2019) qu'à sa périphérie (Souquet & Deramond 1989; Platel 1996; Christophoul et al. 2003; Leleu et al. 2009), jusque dans la zone septentrionale du Golfe de Gascogne (Thinon et al. 2001) et prendrait fin au Maastrichtien (Roest & Srivastava 1991; Bond & McClay 1995; Rosenbaum et al. 2002b; Ternois et al. 2019) ou au Paléocène inférieur (Puigdefàbregas et al. 1992) (Figure II-16). A cette époque, le bloc Ibérique continue sa rotation anti-horaire : Márton et al. (2004) enregistre une rotation de 26° de la fin du Cénomanien au début du Maastrichtien. Il est admis par de nombreux auteurs que le Paléocène (entre ~67-56 Ma) correspond à une période de calme tectonique au cours de laquelle aucun mouvement n'est enregistré au cœur de la chaîne pyrénéenne (Roest & Srivastava 1991; Bond & McClay 1995; Fidalgo González 2001; Rosenbaum et al. 2002b; Vissers & Meijer 2012; Ternois

et al. 2019). Ce temps d'arrêt, ou cette diminution de la vitesse de convergence (0.4 mm/an selon Grool et al. (2018)) entre les deux plaques, est attribué au début de la collision continentale (Figure II-16). Macchiavelli et al. (2017) associe le déplacement de la plaque Ibérique à un mouvement transpressif vers le Nord-Est au Campanien et au Paléocène.

3.1.2. La phase majeure Eocène

Une deuxième phase de compression globalement Nord-Sud, la phase dite « Pyrénéenne », se produit au cours de l'Eocène et est associée à la phase de convergence principale (Fitzgerald et al. 1999; Grool et al. 2018) (Figure II-17). A l'Eocène inférieur, l'inversion des bassins se poursuit selon un mouvement transpressif vers le Nord-Ouest (Macchiavelli et al. 2017) et la Zone Nord-Pyrénéenne est désormais caractérisée de chaîne plissée avec, sur le versant Nord, le front orogénique localisé au niveau du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (Figure II-1; Deramond et al.,(1993)). Par ailleurs, l'Eocène supérieur est associé à une déformation intense à l'Ouest et à la poursuite de l'exhumation de la Zone Axiale (Alvarez-Marron et al. 1997; Jolivet et al. 2007) (Figure II-1). D'après Macchiavelli et al. (2017) l'intervalle de temps Bartonien-Chattien est caractérisé par une direction de mouvement de la plaque Ibérique vers le NNO.

De nombreuses études se sont penchées sur l'évolution cinématique de l'orogène pyrénéen depuis sa genèse au Crétacé supérieur (e.g. Muñoz et al. (1992), Vergés et al. (1995), Beaumont et al. (2000), Mouthereau et al. (2014), Teixell et al. (2016), Grool et al. (2018), Espurt et al. (2019)). Parmi elles, deux exemples de restauration réalisées dans les Pyrénées centrales sont illustrés par la Figure II-23. Il est admis par l'ensemble des études que le taux de convergence des plaques Ibérique et Eurasie au cours du Crétacé est inférieur à celui enregistré à l'Eocène. Néanmoins, l'âge précis de ce principal épisode de raccourcissement est encore débattu puisque certains auteurs l'attribuent à l'Eocène inférieur (Pyréneés orientales : Grool et al. (2018), Vergés et al. (1995); Pyrénées centrales : Mouthereau et al. (2014) ; Pyrénées occidentales : Teixell et al. (2016)) quand d'autres l'associent à l'Eocène supérieur/Oligocène (Pyrénées orientales : Macchiavelli et al. (2017); Pyrénées centrales : Beaumont et al. (2000)).

Ces résultats reflètent cependant possiblement une évolution diachrone, qui est discutée ci-après.

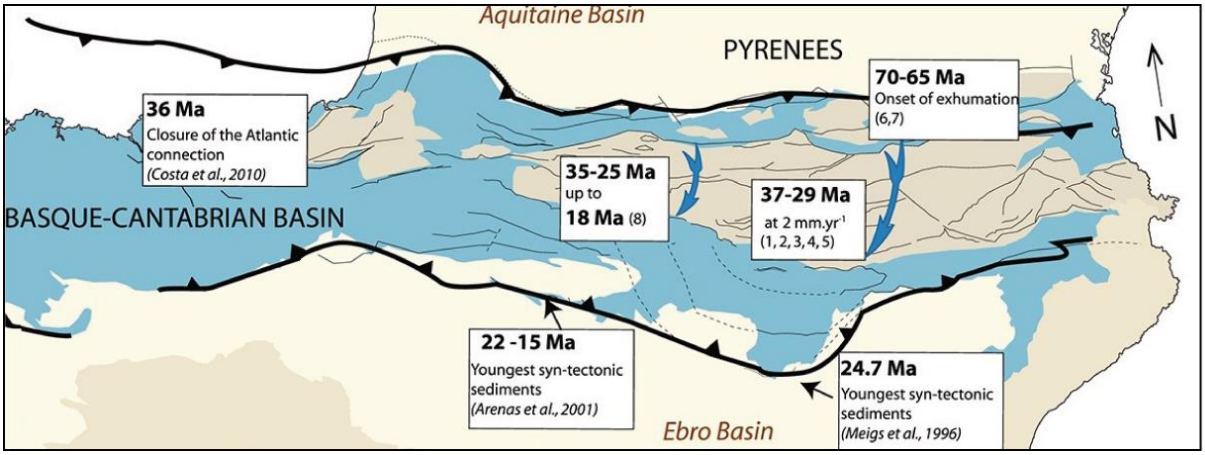


Figure II-22 - Compilation de données issues de la thermochronologie basse température montrant la propagation de l'exhumation du Nord au Sud dans les Pyrénées (Fillon, 2016). Les données proviennent de 1. Fitzgerald et al. (1999) 2. Gibson et al. (2007) 3. Sinclair (2005) 4. Metcalf et al. (2009) 5. Fillon et Van der Beek (2012) 6. Yelland (1991) 7. Morris et al. (1998) 8. Jolivet et al. (2007) ; et Meigs et al. (1996), Arenas et al. (2001), Costa et al. (2010).

Le taux de convergence du système Ibérie/Europe au cours du temps étant alors encore sujet de débat, nous associerons, dans la suite de ce travail, la phase dite « paroxysmale » de l'orogène pyrénéen au maximum d'exhumation de la chaîne qui est daté à l'Eocène supérieur (Bartonien-Priabonien) au sein du prisme orogénique d'après Morris et al. (1998), Fitzgerald et al. (1999), Sinclair (2005), Beamud et al. (2011), Rushlow et al. (2013), Bosch et al. (2016), Ternois et al. (2019), Curry et al. (2019), Fillon et Van der Beek (2012), Metcalf et al. (2009) (Figure II-22). Le taux maximal de déformation est également enregistré à cette période dans divers endroits à proximité de la chaîne (Bond & McClay 1995; Rocher et al. 2000; Astruc et al. 2000; Martín-Martín et al. 2001; Ortiz et al. 2020).

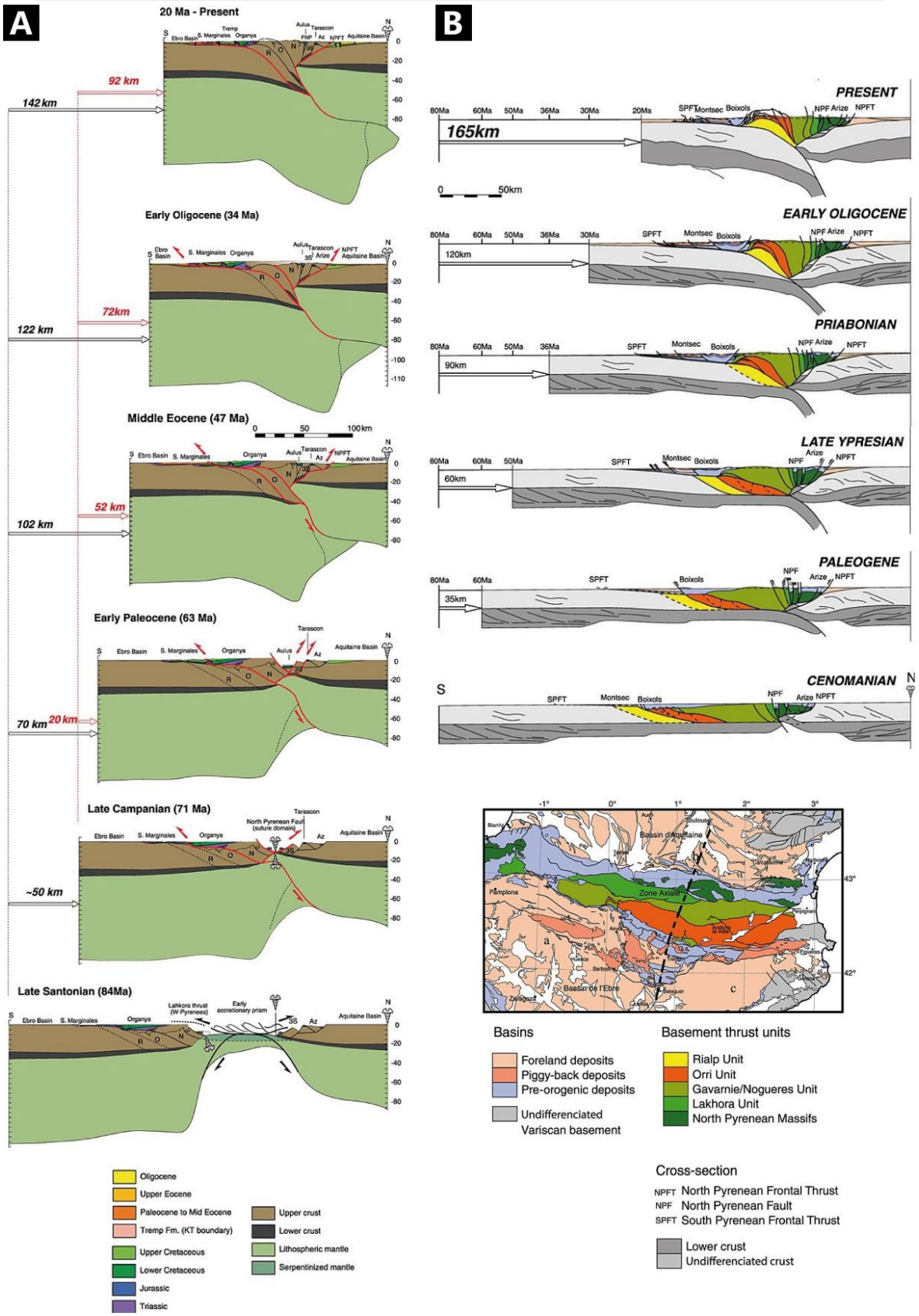


Figure II-23 - Modèles d'évolution tectonique des Pyrénées Centrales d'après (A) Mouthereau et al. (2014) et (B) Beaumont et al. (2000).

3.1.3. Le caractère diachrone de l'orogénèse pyrénéenne

Domaine pyrénéen oriental *vs* occidental

En raison de la rotation du bloc Ibérique dans le sens anti-horaire depuis le Crétacé inférieur (*cf.* partie 2.1.3. et Figure II-24), les zones orientale et occidentale de l'orogène pyrénéen n'ont pas enregistré la convergence de façon similaire.

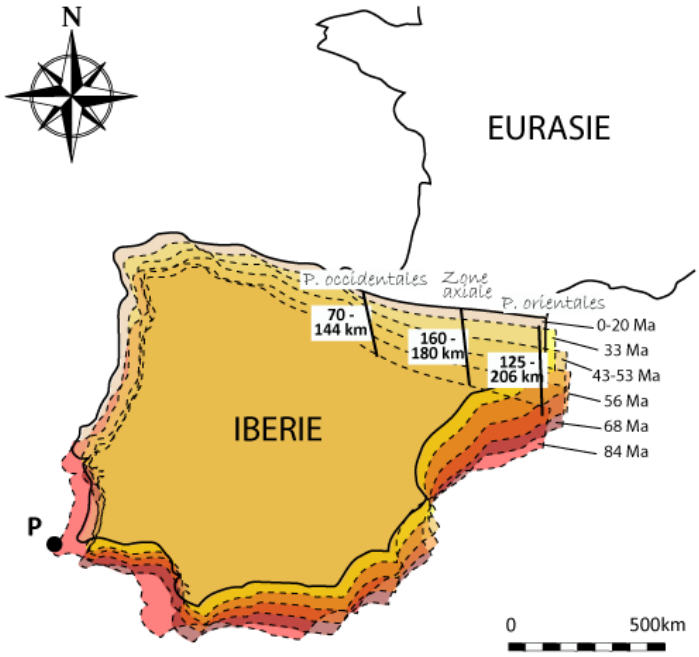


Figure II-24 - Reconstitutions du mouvement relatif des plaques Ibérique et Eurasie au Cénozoïque d'après Fidalgo-Gonzales (2001). Le rond noir correspond au pôle de rotation de la plaque Ibérique.

En effet, il semble d'une part que l'Est de la chaîne soit entré en compression avant le domaine occidental : bien que le bassin basco-cantabrique enregistre une importante phase de subsidence au Crétacé supérieur et Paléocène, certains auteurs comme Mattauer et Séguret (1971), Puigdefàbregas et Souquet (1986), Garcia Mondéjar (1989) n'associent pas cette dernière à une phase tectonique compressive. La première phase de déformation serait ainsi postérieure au Crétacé supérieur ou d'âge fini-Crétacé dans la partie Ouest de la chaîne, ce qui n'est pas le cas dans la partie centre-orientale où les auteurs s'accordent pour admettre une première phase à partir de 84 Ma (Garrido & Rios 1972; Saura et al. 2016; Grool et al. 2018).

Par ailleurs, le caractère diachrone de l'orogène pyrénéen est également observable au cours de sa formation, initiée à l'Est puis propagée vers l'Ouest (Whitchurch et al. 2011; Ford et al. 2016; Roigé et al. 2017). De la même manière, il existe un décalage temporel associé à la fin de la compression entre les deux extrémités de l'orogène puisque cette dernière semble avoir perduré plus tardivement dans la partie occidentale que dans le domaine oriental. Dans l'avant-pays nord pyrénéen, la déformation est enregistrée jusqu'au Rupélien (~ 30 Ma) à l'Est et jusqu'à l'Aquitanien (~ 23 Ma) à l'Ouest (Vergés et al. 2002; Jolivet et al. 2007; Mouthereau et al. 2014; Labaume et al. 2016; Bosch, Teixell, et al. 2016; Teixell et al. 2018). Sur le versant sud, elle perdure jusqu'au Chattien à l'Est (28-23 Ma) et jusqu'à l'Aquitanien à l'Ouest (~ 20 Ma) (Gibson et al. 2007; Jolivet et al. 2007; Labaume et al. 2016; Bosch, Teixell, et al. 2016). Aussi, à partir de l'Oligocène, une différenciation tectonique se fait ressentir : alors que le domaine occidental est encore en compression, l'Est de la chaîne ainsi que le bassin liguro-provençal subissent le rifting Oligocène associé à l'ouverture du Golfe du Lion (Séranne 1999; Jolivet et al. 2020) (*cf.* partie 2.2.1.).

Certaines études suggèrent également un taux de raccourcissement et de convergence décroissant de l'Est vers l'Ouest (e.g. Macchiavelli (2017)) (Figure II-24). En effet, ce dernier semble nettement plus grand dans la partie orientale (entre 125 km (Vergés 1994; Vergés et al. 1995) et 206 km (Rosenbaum et al. 2002b)) que dans l'Ouest des Pyrénées (entre 70 km (Teixell 1996) et 144 km (Rosenbaum et al. 2002b)). D'après Beaumont et al. (2000), Rosenbaum et al. (2002b) et Mouthereau et al. (2014), le taux de raccourcissement dans la Zone Axiale est de 160 km à 180 km (Figure II-24).

Domaine pyrénéen septentrional *vs* méridional

La chaîne pyrénéenne présente une très forte asymétrie entre ses versants Nord et Sud, avec en particulier, un avant-pays méridional dans lequel la déformation se propage nettement en avant du front de chaîne, dans le bassin de l'Ebre (Figure II-1, Figure II-22). Cette particularité est également associée, d'une part, à une déformation plus précoce sur le versant Nord que sur le versant Sud (Sinclair 2005; Jolivet et al. 2007; Mouthereau et al. 2014; Labaume et al. 2016; Fillon et al. 2016). D'autre part, l'âge de la fin de la convergence semble également

être diachrone entre le Nord et le Sud (*cf.* § précédent). La limite Oligo-Miocène indique un transfert de l'activité tectonique s'effectuant vers l'Arc béticorifain, sur la bordure Sud de l'Ibérie (Vergés et al. 2002; Macchiavelli et al. 2017). Néanmoins, certaines études démontrent la persistance de cette activité au Sud de la Zone Axiale durant l'intervalle Oligo-Miocène (Vergés 1994; Teixell 1996; Sinclair 2005; Gibson et al. 2007; Jolivet et al. 2007) (Figure II-22). Le domaine intraplaque septentrional semble quant à lui dépourvu de toute activité à partir du début de l'Oligocène (34 Ma, Grool et al. (2018)). Pour autant, Ortiz et al. (2020) et Ford et al. (2016) suggèrent la fin de la compression au Chattien dans le bassin d'Aquitaine. De même, Gély et Sztràkos (2000) mettent en évidence des mégastructures issues d'une phase compressive à l'Oligocène dans l'avant-pays Nord Pyrénéen.

3.2. Impact de la convergence pyrénéenne

3.2.1. L'effet de la compression pyrénéenne sur le Golfe du Lion

Lors de la formation de l'orogène pyrénéen, la plaque Ibérique ne subducte pas dans le domaine du Golfe du Lion. Une explication à cette particularité est proposée par Chevrot et al. (2018) qui joint alors le caractère plongeant de la plaque dans le domaine pyrénéen à l'importance de l'héritage structural issu du rifting mésozoïque. (*cf.* partie 2.1.3.).

Par ailleurs, dans le domaine *offshore* du Golfe du Lion, des données géophysiques et des forages pétroliers ont défini la nature du substratum anté-Cénozoïque, permettant d'appréhender l'histoire géologique anté-Oligocène de la région (de Voogd et al. 1991; Guennoc et al. 2000). La carte schématique de la nature du substratum établie par Guennoc et al. (2000) met en évidence l'individualisation de deux zones tectoniques au cours de la compression pyrénéenne, zones différenciées par la présence ou non de couverture mésozoïque (Figure II-25) :

- Un **domaine externe**, à proximité du trait de côte actuel, où la couverture mésozoïque (présumée d'âge jurassique) est (1) de relativement faible épaisseur (~ 2 km), (2) discordante sur le socle paléozoïque, (3) déformée au cours de la compression

pyrénéenne. Le Golfe du Lion et ses bordures (Domaine Provençal et Ouest Sarde) semblent avoir constitué une vaste plateforme bordant au Sud le bassin du Sud-Est (Guennoc et al. 2000).

- Un **domaine interne** dénué de couverture mésozoïque. Il correspond au prolongement de la zone axiale des Pyrénées vers l'Est jusqu'au Sud de la Provence et ses caractéristiques pétrographiques sont équivalentes à celles des schistes des Cévennes. Le Paléozoïque chevauche vers le Nord dans le Languedoc (Arthaud & Séguret 1981) et la Provence (Tempier 1987), et vers le Nord-Ouest dans la virgation des Corbières (Arthaud & Mattauer 1972). D'après Arthaud et Séguret (1981) et Guennoc (2000), ce socle est peu déformé au pyrénéen sur l'ensemble de la marge du Golfe du Lion et ses bordures (Mouthoumet, Massif Central, Maures).

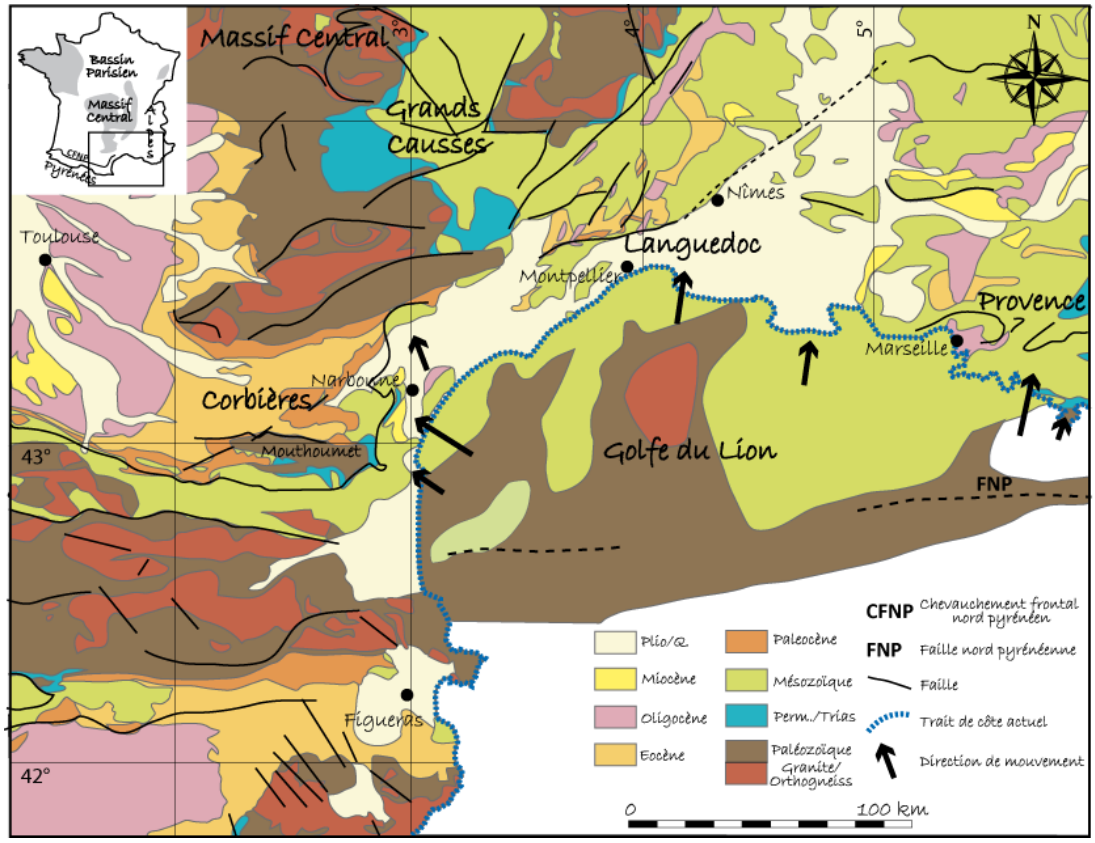


Figure II-25 - Schéma structural de la marge du Golfe du Lion et représentation de la nature de son substratum anté-Cénozoïque à l'état actuel d'après les données de sondage et les indications des profils sismiques. Le fond de carte est un extrait modifié de la carte géologique de France au millionième (Chantraine et al. 1996) et la nature du substratum dans le Golfe du Lion provient de Guennoc et al. (2000). Les flèches noires indiquent la direction de mouvement et la valeur relative du déplacement des séries décollées (Arthaud & Séguret 1981).

L'interprétation des données géophysiques et de forage reste néanmoins hypothétique. En effet, alors que le domaine pyrénéen oriental enregistre des valeurs de raccourcissement de l'ordre de la centaine de kilomètre (*cf.* partie 3.1.3.), Tempier (1987) et Arthaud et Laurent (1995) estiment un taux de raccourcissement de l'ordre de 25 à 30 km en Languedoc et en Provence. De même, F. Arthaud et M. Séguret (1981) déterminent un raccourcissement de ~40 km aux environs de Montpellier. Cette différence non négligeable de raccourcissement entre le domaine pyrénéen et le domaine Languedoc-Provence devrait être associé à une diminution du taux d'érosion vers l'Est. Pourtant, la carte de la nature du substratum établie par Guennoc et al. (2000) met en évidence « une vaste zone de socle dénudé par la tectonique pyrénéenne » sur pratiquement l'intégralité de la marge du Golfe du Lion. Ainsi, afin de réconcilier l'étendue importante du Paléozoïque dans le Golfe du Lion au taux de raccourcissement relativement faible, deux hypothèses peuvent être proposées :

(1) L'étendue du substratum n'est pas aussi importante que ce que Guennoc et al. (2000) suggère. Bache (2008) montre un paléozoïque principalement présent sur les reliefs de socle (mise en évidence d'une phase d'érosion) tandis que les zones déprimées du domaine *offshore* seraient comblées par des formations mésozoïques. Dans ce modèle, la différence morphologique entre le domaine pyrénéen et le Golfe du Lion indiquerait une exhumation du relief amoindrie d'Ouest en Est et serait corrélée à un taux de raccourcissement décroissant, de la chaîne pyrénéenne au domaine Languedoc-Provence.

(2) Le Golfe du Lion a subi un épisode d'exhumation indépendant du raccourcissement crustal, d'origine profonde. L'étude de Jolivet et al. (2020) évoque un flux asthénosphérique de l'Ouest vers l'Est, entre les Pyrénées et le Golfe du Lion, qui serait associé au recul du slab au cours du rifting priabo-aquitanien (Jolivet et al. 2020). Ce phénomène aurait pour conséquences (1) l'exhumation et amincissement de la lithosphère dans les Pyrénées orientales et le Golfe du Lion et (2) l'affaissement de la marge passive, ce qui expliquerait la différence de relief abrupte entre l'orogène et le domaine *offshore* du Golfe du Lion.

3.2.2. Enregistrement de la déformation dans le domaine intraplaque lointain

La convergence des plaques Ibérique et Eurasie, génère, en plus de l'orogène pyrénéen et des bassins d'avant-pays Nord et Sud, des déformations en domaine intraplaque. Dans l'avant-pays, l'âge de la déformation est principalement contraint par la nature des dépôts, leur caractère syn-tectonique ainsi que les données sismiques (Platel 1996; Leleu et al. 2009; Rougier et al. 2016; Ortiz et al. 2020). Dans le domaine intraplaque plus lointain, à quelques centaines de kilomètres de la chaîne, l'âge de la déformation est moins bien contraint.

« L'âge Lutétien supérieur des terrains étudiés et la direction nord-sud du raccourcissement nous conduisent à attribuer le plissement et la fracturation associée à la compression « pyrénéenne » s.l. qui a affecté l'Europe de l'Ouest entre le Crétacé supérieur et le début de l'Oligocène, avec un paroxysme à l'Éocène supérieur (Bartonien-Priabonien) ». Cette citation tirée de Lacombe et Obert (2000) met en avant la complexité à dater la déformation intraplaque lointaine, sans la datation absolue des évènements tectoniques.

A partir d'une étude basée sur l'analyse de failles et macles de calcite, Lacombe et al. (1996) détermine la magnitude de la contrainte déviatorique majeure pyrénéenne dans l'avant-pays Nord-Pyrénéen. Ce travail met en évidence une décroissance exponentielle de cette contrainte, de (1) 60-70 Mpa au front de l'orogène, à l'origine d'une importante déformation (plis, chevauchements) (2) 20-30 Mpa dans le bassin parisien où la déformation est essentiellement caractérisée par des stylolithes et des macles de la calcite (Lacombe & Obert 2000).

Dans le domaine intraplaque septentrional, certaines études utilisant des méthodes variées ont rattaché des faits géologiques à la convergence des plaques Ibérique/Eurasie. Parmi elle, du Sud vers le Nord, une étude karstologique dans le Quercy (Figure II-1) montre des déformations d'âge Eocène associées à la formation de l'orogène pyrénéen (Astruc et al. 2000). Dans le Bassin Parisien, l'analyse sédimentologique de Briais et al. (2016) met en évidence une phase de déformation de grandes longueurs d'onde d'âge Yprésien et interprétée comme

étant une conséquence de la convergence Ibérie/Eurasie. De même, O. Lacombe et D. Obert (2000) attribuent la réactivation de certains accidents structuraux du Bassin Parisien comme étant associée à la phase pyrénéenne. Aussi, dans le Sud de l'Angleterre, à partir de la méthode U-Pb sur des calcites de veine, Parrish et al. (2018) détermine l'âge Eocène d'une structure plissée que les auteurs associent à la phase pyrénéenne. Finalement, l'étude récente de Dielforder et al. (2019) interprète l'inversion tectonique de structures extensives à 1000 km au Nord du front de chaîne, en Europe, comme étant une conséquence lointaine de la convergence des plaques Ibérique et Eurasie au Crétacé supérieur, du fait de la résistance crustale réduite à cet endroit (Figure II-26).

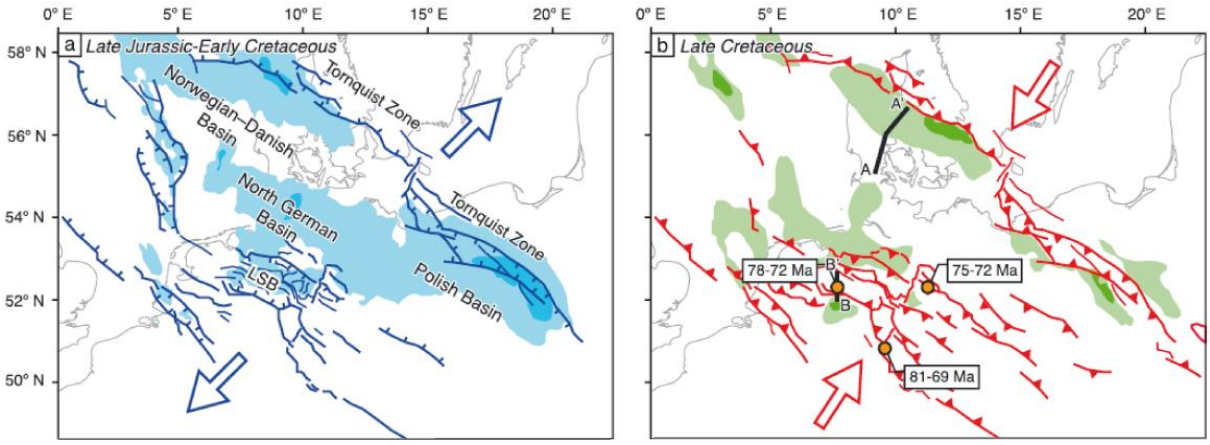


Figure II-26 - Evolution de l'Europe centrale et inversion tectonique des structures extensives du Jurassique-Crétacé inférieur (carte a) au cours du Crétacé supérieur (carte b). LSB = Lower Saxony Basin. D'après Dielforder et al (2019).

L'accommodation de la déformation issue de la convergence des plaques Afrique/Ibérique/Eurasie dans le domaine intraplaque espagnol a lieu dans la Chaîne Ibérique (au Sud-Ouest du Bassin de l'Ebre, Figure II-1, Figure II-27). Le raccourcissement dans cette ceinture de plissement-chevauchement a été contraint entre 38 km et 66 km par Guimerà et al. (2004). En ce qui concerne l'âge de la déformation, les bassins sédimentaires mésozoïques de l'actuelle Chaîne Ibérique ont subi une inversion tectonique de l'Éocène tardif au Miocène inférieur (Del Río et al. 2006; De Vicente et al. 2009) compatible avec le régime compressif Nord-Sud de la phase Pyrénéenne. L'étude de Guimera et al. (2004) montre une déformation

de l'Eocène jusqu'au Miocène moyen à partir des structures de la branche Aragonaise (Figure II-27). On notera également que, selon Fernández-Lozano et al. (2011), la déformation intraplaque sur la plateforme Ibérique peut également être associée à des plissements lithosphériques de plus ou moins grandes longueurs d'onde.

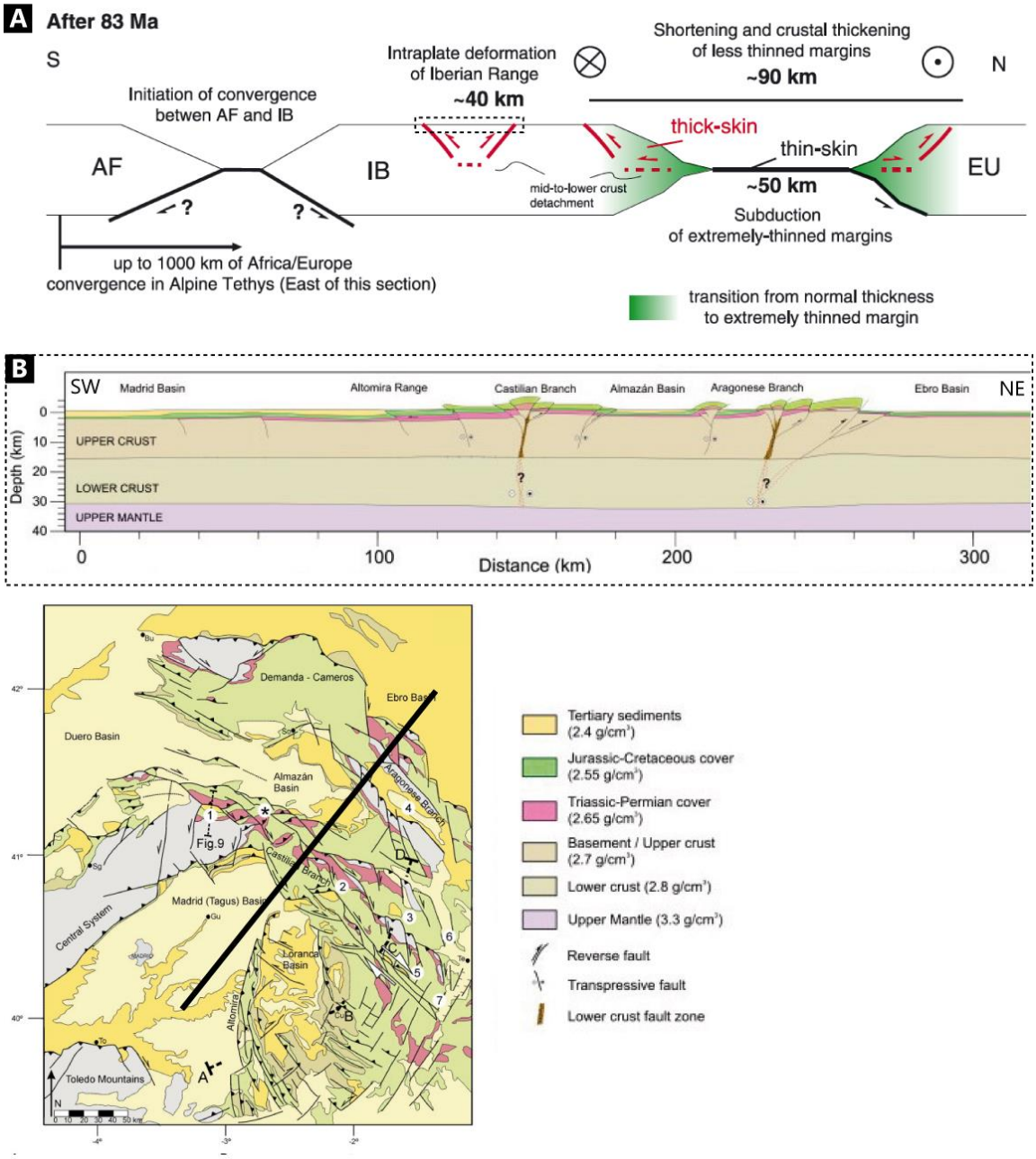
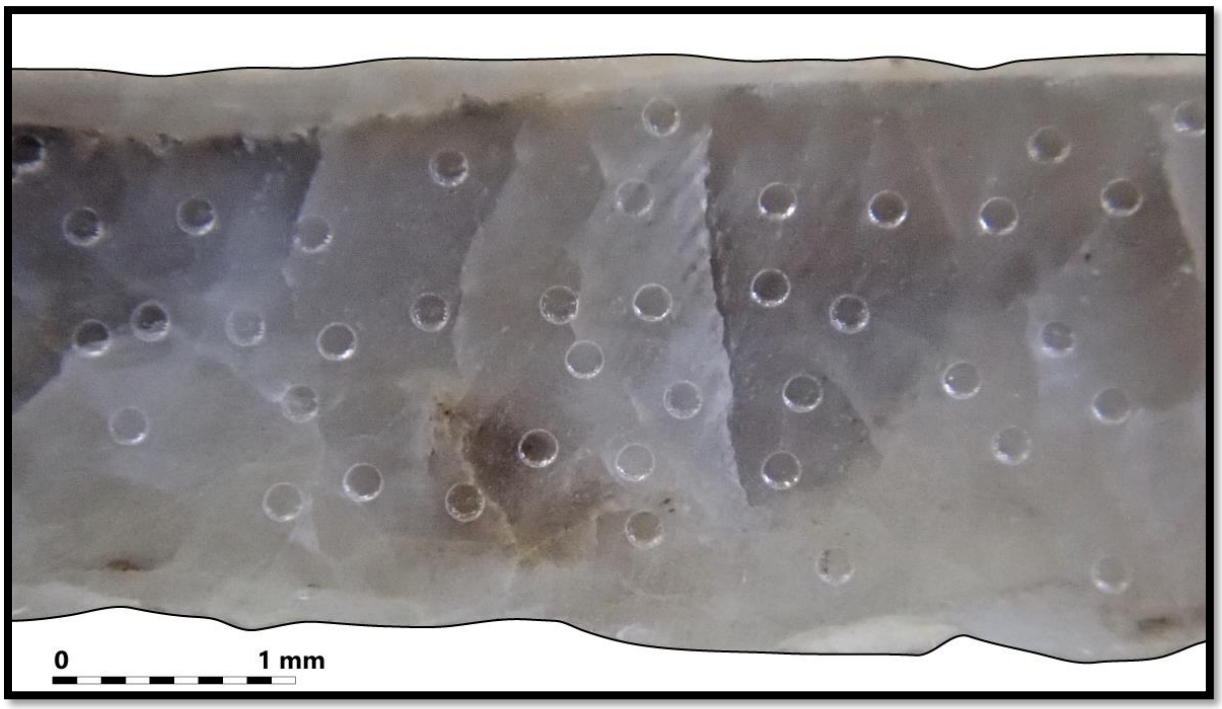


Figure II-27 - La déformation intraplaque sur la plaque Ibérique A. Le système Afrique/Ibérique/Eurasie d'après Mouthereau et al. (2014) B. Coupe NE-SO de la chaîne Ibérique Le trait de coupe est figuré en noir sur la carte géologique de la chaîne Ibérique (De Vicente et al. 2009).

CHAPITRE III. MATERIELS ET METHODES



Cratères d'ablation sur une calcite syn-tectonique du Languedoc

A la suite de l'arrivée du LA-ICP-MS au laboratoire GEOPS à l'Université Paris-Saclay en 2016, B. Brigaud, maître de conférences, initie en 2018 le développement de la méthode U-Pb sur carbonate, en suivant les méthodes standardisées dans plusieurs laboratoires et universités (Brigaud et al. 2020; Ring & Gerdes 2016; Roberts & Walker 2016; Nuriel et al. 2017; Roberts et al. 2017; Pagel et al. 2018)*. T. Blaise, maître de conférences à l'Université Paris-Saclay, est ensuite devenu responsable scientifique du LA-ICP-MS en 2019, avec F. Haurine, ingénieur d'étude CNRS et responsable de l'instrument. Ce travail de thèse s'appuyant principalement sur la datation U-Pb d'échantillons de calcite de faille, généralement indatables ou difficilement datables, il a été nécessaire de travailler à améliorer le protocole. Ainsi, une partie de ce travail est basée sur le développement de la méthode réalisée avec T. Blaise et F. Haurine. Le protocole appliqué aux calcites de faille dans ce travail clôture la première partie de ce chapitre. La seconde partie présente quant à elle l'acquisition et le traitement des données microtectoniques ainsi que l'échantillonnage et la préparation des calcites de faille en amont de la datation U-Pb.*

Les améliorations permanentes de la méthode U-Pb sur carbonate au Laboratoire GEOPS de l'Université Paris-Saclay amènent à de meilleurs résultats chaque jour, laissant penser que la datation de carbonates âgés de moins de 3 Ma pourra être réalisable dans un futur proche…

1. La méthode U-Pb sur carbonate : du développement au protocole analytique

1.1. Analyse des matériaux de référence

1.1.1. Correction des rapports mesurés

Comme détaillé dans le chapitre 1, il existe plusieurs sources de fractionnement à l'origine d'un biais analytique dans les rapports mesurés au LA-ICP-MS. Pour corriger ce biais, des matériaux de référence dont on connait les rapports mesurés ont été utilisés comme référence. Les corrections liées à la dérive du biais de masse et à la dérive instrumentale et associées au rapport isotopique $^{207}Pb/^{206}Pb$ sont généralement effectuées à partir du matériel de référence certifié NIST, correspondant dans ce travail au NIST614, un verre silicaté composé de 0,823±0.02 ppm d'uranium et 2,32±0.04 ppm de plomb et dont le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ est de 0.8704 (Jochum et al. 2011; Jochum & Stoll 2008). La correction du rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ au laboratoire GEOPS est relativement faible, inférieure à 1%, et se fait via le logiciel Iolite© (Paton et al. (2011), *cf.* partie 1.3.3.) qui réajuste la valeur moyenne $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurée par rapport à la valeur certifiée.

Par ailleurs, la correction du fractionnement $^{238}U/^{206}Pb$ a été réalisée à partir de l'analyse du matériel de référence primaire WC-1 issu d'un complexe récifal Permien des Guadalupe Mountains (Etats-Unis) (Roberts et al. 2017) (Figure III-1). La cartographie d'une petite zone (280 * 100 µm) de WC-1 a montré des concentrations en U et Pb de respectivement 3.7 ± 1 ppm et 0.18 ± 0.0017 ppm (Roberts et al. 2017). L'analyse par spectrométrie de masse par ionisation thermique (TIMS) après dilution isotopique a donné un âge de 254.4 +/- 6.4 Ma à cette calcite de référence qui, après correction à partir de cet âge, est datée à 254.4 +/- 1.4 Ma au LA-ICP-MS par Roberts et al. (2017) (Figure III-1). Le rapport $(^{238}U/^{206}Pb)_{réel}$ correspondant à l'intersection entre la droite de régression et la droite Concordia est égal à 24.84 ± 0.62 (Roberts et al. 2017). Le facteur de correction entre ce rapport et le rapport $(^{238}U/^{206}Pb)_{mesuré}$ obtenu au cours d'une analyse est appliqué aux échantillons d'âge inconnu afin de corriger le

fractionnement inter-élémentaire produit spécifiquement au cours de la séquence d'analyse. Afin d'obtenir le rapport $(^{238}U/^{206}Pb)_{mesuré}$, la droite de régression est ancrée à 0.85 en ordonnée des diagrammes Tera-Wasserburg, une valeur basée sur Stacey et Kramers (1975). Bien que ce ne soit plus le cas aujourd'hui, l'âge de WC-1 non corrigé du fractionnement était aux alentours de 160 Ma au laboratoire GEOPS lors des diverses séquences U-Pb réalisées au cours de ce travail de thèse (*cf.* partie 1.2.1.). Le facteur de correction était de ce fait relativement important, avec des valeurs comprises entre 0.6 et 0.7.

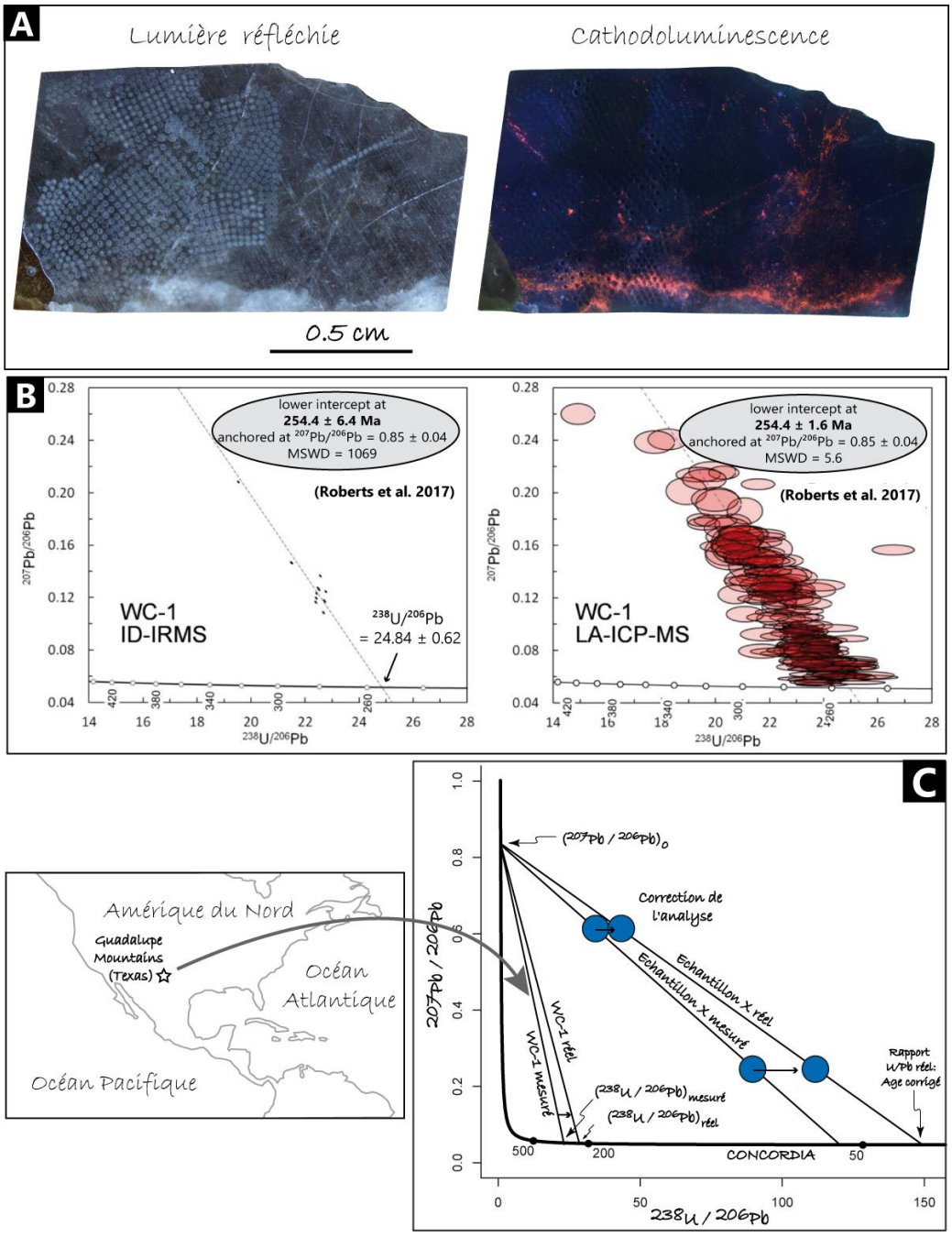


Figure III-1 - Le matériel de référence primaire WC-1. A Observations à la lumière réfléchie et au microscope à cathodoluminescence du WC-1 du laboratoire GEOPS. B. Diagrammes T-W des âges de WC-1 obtenus par dilution isotopique (ID-IRMS) et ablation LASER (LA-ICP-MS) d'après Roberts et al. (2017). C. Correction des rapports $^{238}U/^{206}Pb$ des échantillons d'âge inconnu effectuée à partir de WC-1.

1.1.2. Validation des âges U-Pb

Il est d'autant plus nécessaire de valider les âges obtenus sur les échantillons inconnus à l'aide de matériaux de référence secondaires que la correction réalisée sur le matériel de référence primaire WC-1 est importante. Ainsi, deux matériaux de référence d'âge connu ont été systématiquement analysés au même titre que les échantillons d'âge inconnu afin de valider la justesse des résultats.

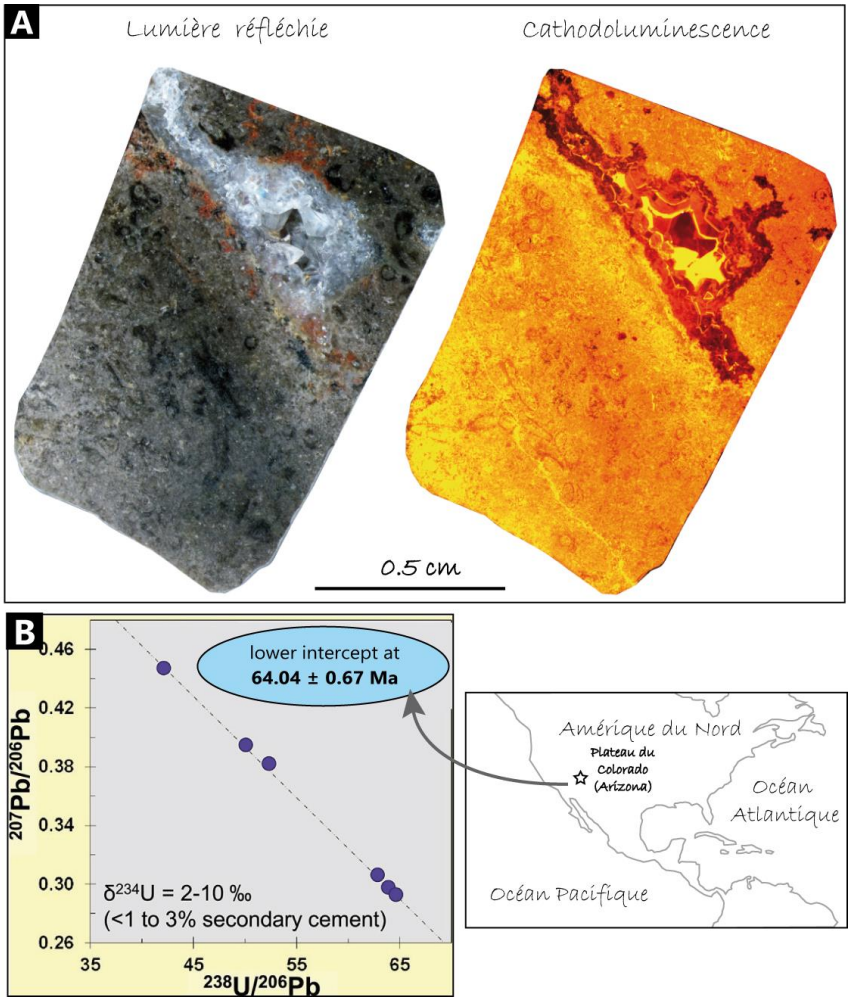
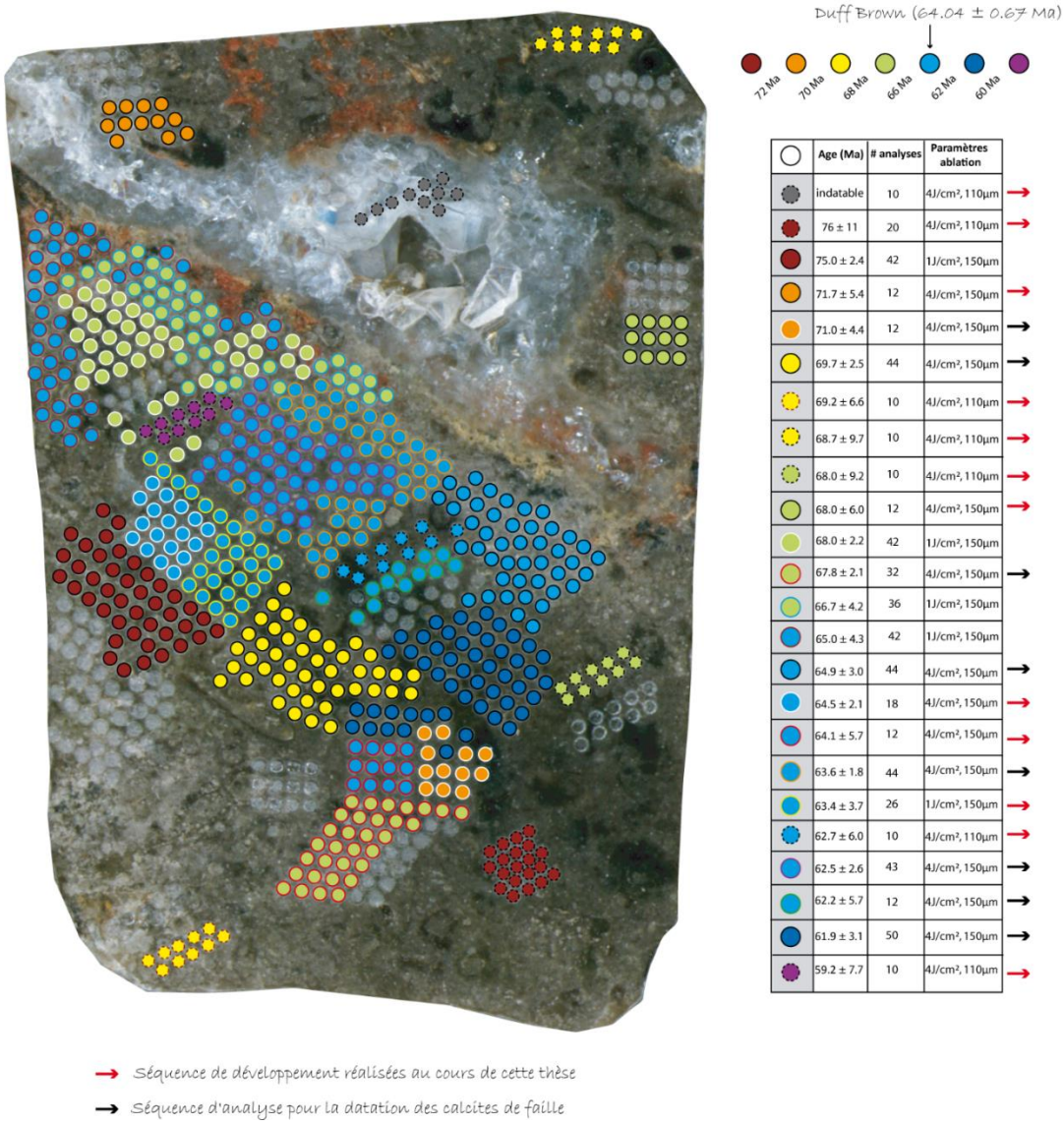


Figure III-2 - Le matériel de référence secondaire Duff Brown Tank. A Observations à la lumière réfléchie et au microscope à cathodoluminescence du DBT du laboratoire GEOPS. B. Diagramme Tera-Wasserburg révélant l'âge de DBT obtenu par dilution isotopique, d'après Hill et al. (2016).

Le Duff Brown Tank (DBT) est un calcaire lacustre provenant du Sud-Ouest du plateau du Colorado (Etats-Unis) qui est daté à 64.04 ± 0.67 (2σ) Ma par dilution isotopique (Hill et al. 2016) (Figure III-2). Sa teneur en uranium est comprise entre 12 et 13 ppm et celle en plomb entre 0.35 et 0.65 ppm (Hill et al. 2016).



	Age (Ma)	# analyses	Paramètres ablation	
	indatable	10	4J/cm², 110µm	→
	76 ± 11	20	4J/cm², 110µm	→
	75.0 ± 2.4	42	1J/cm², 150µm	
	71.7 ± 5.4	12	4J/cm², 150µm	→
	71.0 ± 4.4	12	4J/cm², 150µm	→
	69.7 ± 2.5	44	4J/cm², 150µm	→
	69.2 ± 6.6	10	4J/cm², 110µm	→
	68.7 ± 9.7	10	4J/cm², 110µm	→
	68.0 ± 9.2	10	4J/cm², 110µm	→
	68.0 ± 6.0	12	4J/cm², 150µm	→
	68.0 ± 2.2	42	1J/cm², 150µm	
	67.8 ± 2.1	32	4J/cm², 150µm	→
	66.7 ± 4.2	36	1J/cm², 150µm	
	65.0 ± 4.3	42	1J/cm², 150µm	
	64.9 ± 3.0	44	4J/cm², 150µm	→
	64.5 ± 2.1	18	4J/cm², 150µm	→
	64.1 ± 5.7	12	4J/cm², 150µm	→
	63.6 ± 1.8	44	4J/cm², 150µm	→
	63.4 ± 3.7	26	1J/cm², 150µm	→
	62.7 ± 6.0	10	4J/cm², 110µm	→
	62.5 ± 2.6	43	4J/cm², 150µm	→
	62.2 ± 5.7	12	4J/cm², 150µm	→
	61.9 ± 3.1	50	4J/cm², 150µm	→
	59.2 ± 7.7	10	4J/cm², 110µm	→

Figure III-3 - Cartographie d'âge de l'échantillon Duff Brown Tank (DBT) du laboratoire GEOPS réalisée à partir des séquences U-Pb de Novembre/Décembre 2019. Les incertitudes sont en 2σ.

En lumière naturelle, l'échantillon de Duff Brown Tank du laboratoire GEOPS présente une recristallisation de calcite blanche translucide à une de ses extrémités qui n'est pas datable au LA-ICP-MS. Aussi, une cartographie des âges obtenus au cours de la session U-Pb de

Novembre-Décembre 2019 met en évidence un échantillon relativement hétérogène en âge, comprenant des zones à ~ 60 Ma jusqu'à ~ 75 Ma (Figure III-3).

Un matériel de référence secondaire interne est également analysé au cours des différentes séquences U-Pb et correspond à une calcite de brèche issue du fossé de Gondrecourt (Est du Bassin de Paris, Figure III-4) appartenant au système de rifts Cénozoïque Européens (European Cenozoic Rift System : ECRIS). Cette calcite a été datée par LA-ICP-MS à 42.99 ± 0.98 Ma (1σ) par Pagel et al. (2018) (Figure III-4). La teneur en U est variable, comprise entre 0.2 et 7 ppm ; la teneur en ^{206}Pb est quant à elle comprise entre 0.002 et 0.11 ppm (Pagel et al. 2018).

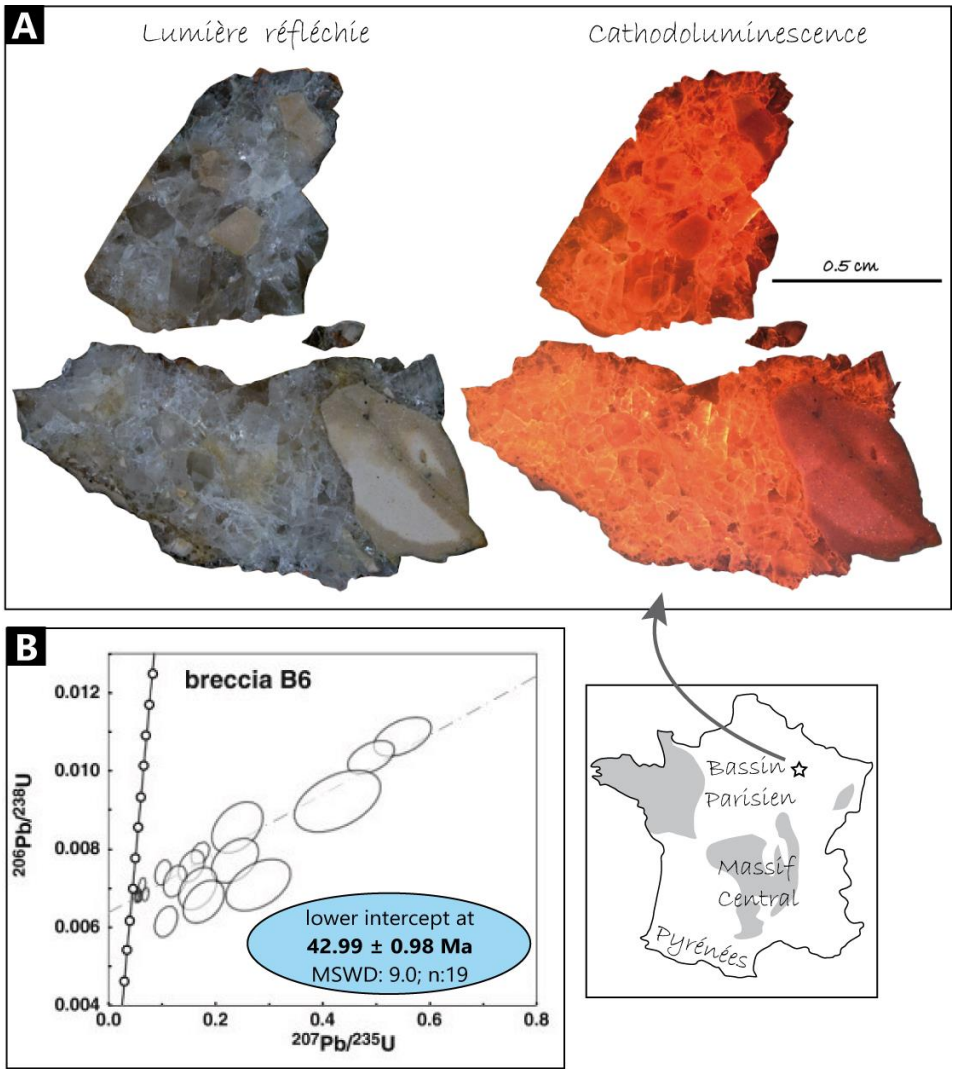


Figure III-4 - Le matériel de référence secondaire interne B6. A Observations à la lumière réfléchie et au microscope à cathodoluminescence de la brèche B6 du laboratoire GEOPS. B. Diagramme Concordia et âge obtenu pour B6 par LA-ICP-MS, d'après Pagel et al. (2018).

1.2. Tests effectués

Afin de s'assurer du bon fonctionnement du LA-ICP-MS et d'obtenir une sensibilité et stabilité optimale du signal, un réglage quotidien de l'instrument de mesure est effectué à partir de l'analyse du matériel de référence certifié NIST612 correspondant à un verre silicaté. Les flux de gaz sont ajustés et la position de la torche peut être modifiée afin de (1) optimiser le signal (balance entre intensité et stabilité) (2) diminuer au maximum le rapport ThO/Th mesuré pour limiter les potentielles interférences entre les éléments mesurés et des composés oxydés et (3) ajuster le rapport Th/U pour qu'il soit proche de 1 (± 3% au laboratoire GEOPS) afin de limiter au maximum le fractionnement au sein de l'instrument. Il est par la suite primordial de réaliser un certain nombre de tests afin d'une part de s'assurer de la stabilité du LA-ICP-MS au cours du temps et d'autre part d'optimiser le signal en fonction du matériel ablaté.

1.2.1. Stabilité et reproductibilité des rapports mesurés

La stabilité des rapports mesurés peut être vérifiée à court terme, sur une séquence d'analyse. Il s'agit de contrôler la dérive analytique correspondant à la fluctuation des mesures (rapports $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$) au cours d'une séquence, à partir de l'analyse du NIST614 basée sur la technique du bracketing. Les différentes séquences effectuées afin de tester la stabilité des rapports mesurés ont duré environ 10 heures avec des temps d'analyse de 1min30 (acquisition du bruit de fond pendant 30s, ablation de l'échantillon et analyse pendant 30s, temps de lavage -wash out- de 30s), une fluence du faisceau LASER de 6.25 $J.cm^{-2}$, une fréquence du faisceau LASER de 10Hz et des diamètres d'ablation circulaires de 110 µm. Une pré-ablation a également été effectuée selon les même paramètres durant 3 secondes et des diamètres de pré-ablation de 135 µm. Les résultats obtenus ont permis de mettre en évidence une dérive des rapports mesurés relativement faible, associée à des incertitudes (2SE %) de l'ordre de 0.20 % pour les rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ et de 0.40-0.50% pour les rapports $^{206}Pb/^{238}U$ (Figure III-5).

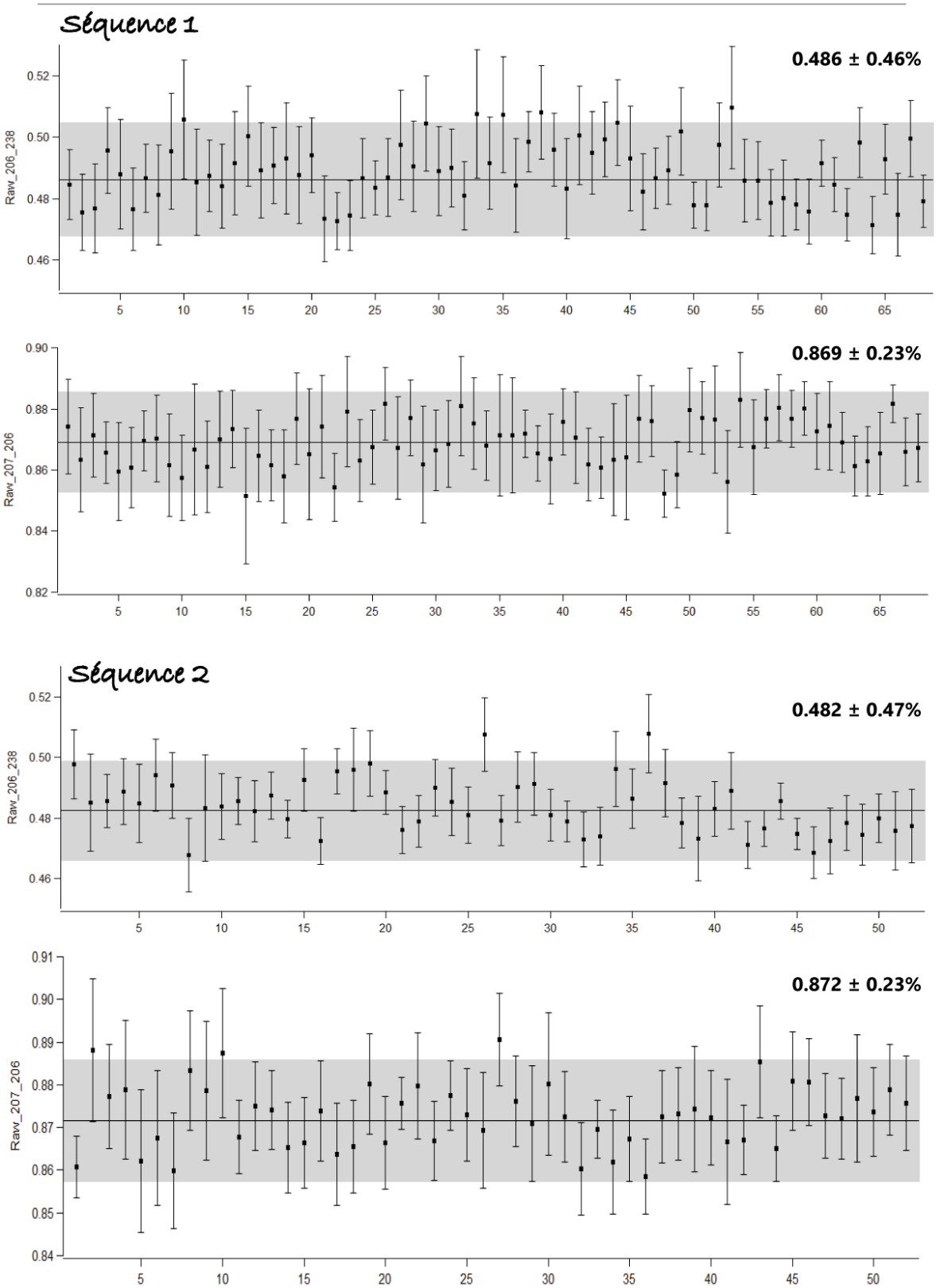


Figure III-5 - Séquences « test » montrant la fluctuation des rapports mesurés sur une durée de ~ 10h, réalisées en Novembre 2019. L'axe des ordonnées correspond aux rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ ou $^{206}Pb/^{238}U$ mesurés sur le NIST614 et l'axe des abscisses correspond aux différentes analyses reportées au cours du temps.

La reproductibilité correspond quant à elle à la capacité de reproduire les mêmes résultats au cours du temps sur un même matériau lorsque les paramètres restent inchangés. Des séquences ont été réalisées au cours de ce travail en Novembre 2019 sur le matériel de référence primaire WC-1 afin d'une part de valider ou non le caractère reproductible du LA-ICP-MS et d'autre part de constater si la variation des paramètres d'ablation influence l'âge obtenu du matériel de référence. Les résultats sont présentés sur la Figure III-6. Comme évoqué précédemment (*cf.* partie 1.1.1.), le facteur de correction de WC-1 est important puisque les âges obtenus ne correspondent pas à l'âge réel (254.4 ± 6.4 Ma, Roberts et al. (2017)). Néanmoins, on constate une reproductibilité dans l'âge du matériel de référence au cours des différentes séquences ; âge d'environ 160 Ma (Figure III-6). Par ailleurs, lorsque le diamètre d'ablation est de 150 µm, les incertitudes sur l'âge obtenu semblent plus faibles que lorsque le diamètre est de 110 µm (entre 3.2 et 7.3 Ma à 150 µm *vs* entre 5.6 et 12 Ma à 110 µm) (Figure III-6). De ce fait, la variation du diamètre d'ablation semble influer sur l'incertitude finale de l'âge U-Pb du matériel de référence primaire WC-1 (*cf.* partie 1.2.4.).

Séquence	Ablation				Pré-ablation		# Données	Age (Ma)	2σ (abs)	2σ (%)
	Fluence (J/cm²)	Fréquence (Hz)	Diamètre (µm)	Temps (s)	Diamètre (µm)	Temps (s)				
1	4	8	110	30	135	3	40	166.6	5.6	3.4
2	4	8	150	30	155	3	20	157	4.3	2.7
3	1	8	110	30	135	3	60	161.4	5.9	3.7
4	4	8	110	30	135	3	8	161	12	7.5
5	7	10	110	30	135	3	60	158.3	3.6	2.3
6	4	8	110	30	135	3	31	166.6	7.9	4.7
7	4	8	150	30	155	3	49	169.1	5.2	3.1
8	4	8	150	30	155	3	10	169	4	2.4
9	4	8	150	30	155	3	10	168.8	3.2	1.9
10	1	8	150	30	155	3	15	154.8	9.5	6.1
11	2.5	8	150	30	155	3	15	160.6	6.8	4.2
12	4	8	150	30	155	3	30	172.3	7.3	4.2

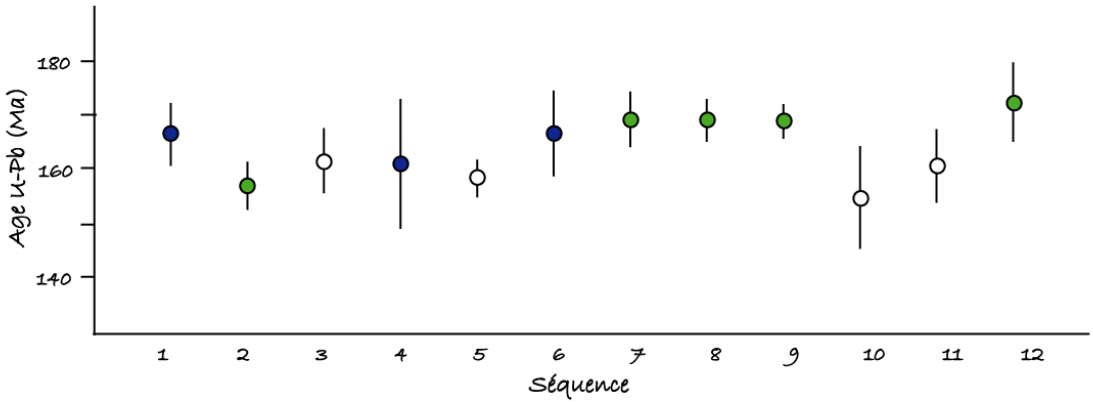


Figure III-6 -Séquences « test » montrant la reproductibilité analytique et l'influence de la variation des paramètres d'ablation sur l'âge obtenu sur le matériel de référence primaire WC-1. Les analyses associées aux ronds verts ont été effectuées avec des paramètres d'ablation similaires (4 J.cm^{-2}, 8 Hz et 150 µm).

Les ronds bleus correspondent à des analyses réalisées à 4 J.cm^{-2}, 8 Hz et 110 µm lors de l'ablation. Les ronds blancs sont associés à des analyses réalisées avec des paramètres d'ablation (fluence, fréquence et diamètre) variés.

1.2.2. Qualité de l'ablation

La qualité du signal est, dans un premier temps, en lien direct avec la qualité de l'ablation. En effet, les variations de quantité de matière ablatée entre les matériaux de référence et les échantillons d'âge inconnu peuvent influencer les âges finaux (Guillong et al. 2020) Ainsi, la qualité de l'ablation a été déterminée à partir de l'observation au microscope électronique à balayage (MEB) de certains cratères d'ablation (Figure III-7). Ils proviennent de diverses séquences U-Pb réalisées au LA-ICP-MS avec une fréquence de 8 Hz, une fluence de 4 J.cm^{-2} et un diamètre du faisceau LASER de 150 µm. Les résultats mettent en évidence des cratères relativement circulaires avec un coefficient d'aplatissement correspondant à $\mathrm{f} = (a - b)/a$ [avec a : demi grand axe et b : demi petit axe] compris entre 6.8*10^{-3} et 6.5*10^{-2}. La profondeur des cratères est quant à elle de l'ordre de la trentaine de µm (Figure III-7).

Les coefficients d'aplatissement et profondeurs du cratère sont similaires entre les calcites de faille échantillonnées au cours de ce travail et le matériel de référence secondaire Duff Brown Tank ablaté lors de la même session, avec les mêmes paramètres (Figure III-7). Ainsi, cela indique une ablation identique entre les matériaux de référence et les échantillons, laissant penser que la quantité de matière ablatée est également semblable. Cependant, la faible quantité de données (<10) sur les échantillons et le matériel de référence DBT ainsi que le manque de données sur le matériel de référence primaire WC-1 sont à prendre en considération puisque, d'après Guillong et al. (2020), le taux d'ablation entre les calcites et le matériel de référence WC-1 peut varier jusqu'à 14% pour cause d'effets de matrice potentiels. Néanmoins, après correction des rapports isotopiques $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$, les âges obtenus sur les matériaux de référence secondaires B6 et DBT sont identiques dans l'incertitude analytique avec les âges de la littérature (*cf.* chapitres 4, 5 et 6). Ainsi, bien que la profondeur d'ablation ne soit pas, dans ce travail, rigoureusement quantifiée, il sera ici admis que la potentielle variation de quantité de matière ablatée sur les matériaux de référence et les échantillons n'a pas de conséquence majeure sur la justesse des âges finaux.

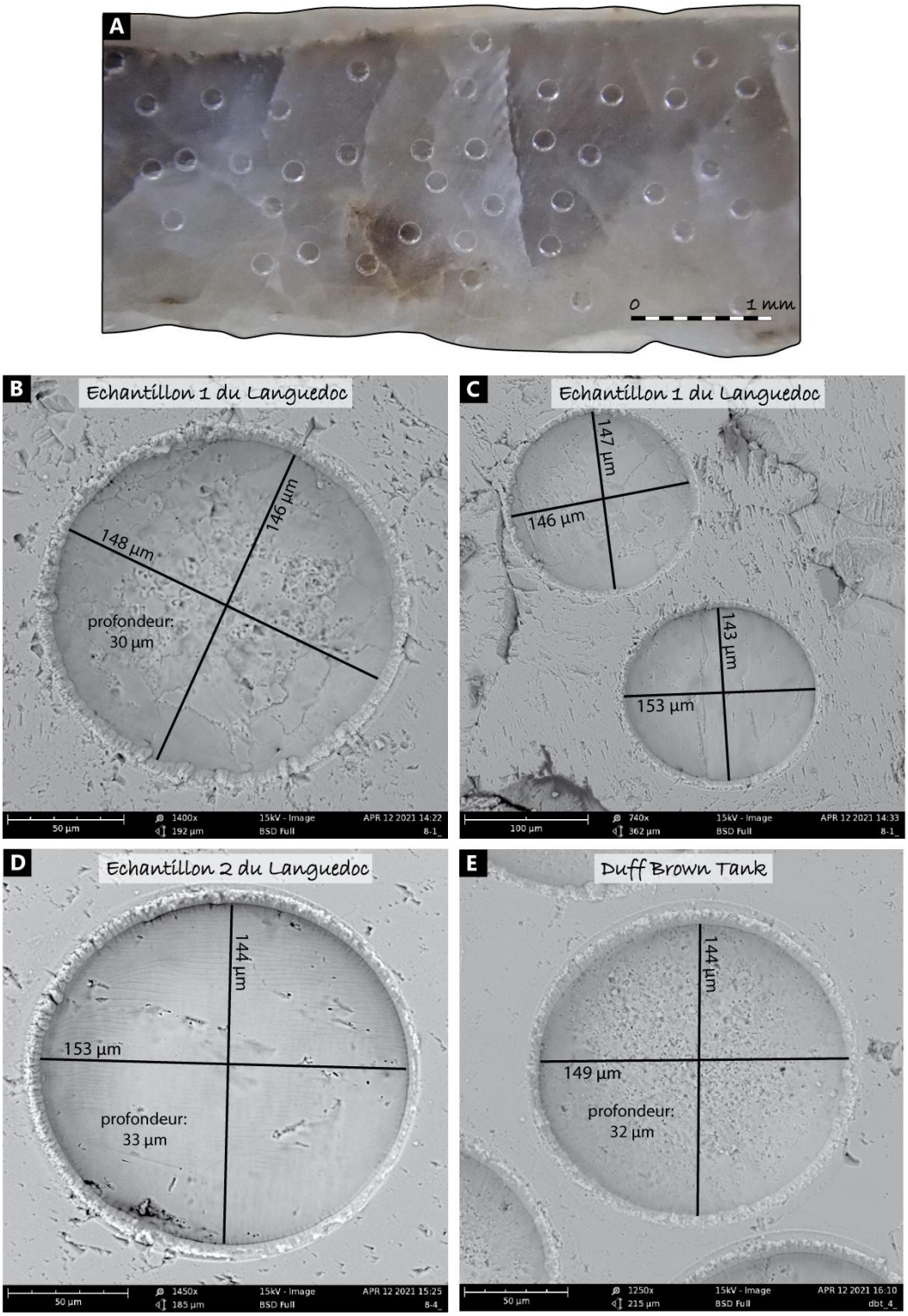


Figure III-7 - Illustration des cratères d'ablation A. Observation d'un échantillon de calcite de faille du Languedoc (échantillon GD-1, cf. CHAPITRE V.1.4.) en lumière réfléchie après analyse au LA-ICP-MS. B. C. et D. Images MEB de cratères d'ablation sur des échantillons de calcite de faille du Languedoc. E. Image MEB d'un cratère d'ablation sur le matériel de référence secondaire Duff Brown Tank. Les paramètres d'ablation correspondent à une fréquence de 8 Hz, une fluence de 4 J.cm^{-2} et un diamètre du faisceau LASER de 150 µm.

1.2.3. Amélioration du signal

L'amélioration du signal, associée à son augmentation et sa stabilité a significativement évolué au laboratoire GEOPS depuis la fin de l'année 2020. L'installation d'un flux d'azote en Novembre-Décembre 2020 au niveau du « sample gas » (*cf.* CHAPITRE I.2.3. : Figure I-11) couplé à la mise en place du squid (homogénéisateur à 10 voies) en amont de la torche à plasma (*cf.* CHAPITRE I.2.3. : Figure I-11) a permis d'obtenir une meilleure stabilité et sensibilité du signal (Hu et al. 2008; Eggins et al. 1998; Paquette et al. 2014). Les séquences U-Pb réalisées au cours de ce travail de thèse s'étant terminées au moment de ces installations, aucune des séquences U-Pb présentées dans ce manuscrit n'en a bénéficié.

1.2.4. Paramètres d'ablation

La fluence, correspondant à la densité surfacique d'énergie (mesurée en $J.cm^{-2}$) à laquelle le faisceau LASER est envoyé vers l'échantillon, a été un des paramètres d'ablation testés dans l'optique d'obtenir un signal optimal lors des analyses U-Pb des calcites de faille dans ce travail. La fluence a un rôle important dans la quantité de matière ablatée, et une fluence trop importante peut être à l'origine d'un fractionnement inter-élémentaire. Elle n'est néanmoins pas fixe dans la communauté scientifique puisque certains laboratoires réalisent leurs analyses avec des fluences à 1 $J.cm^{-2}$ (Godeau et al. 2018) quand d'autres ablatent les carbonates à 7-8 $J.cm^{-2}$ (Roberts et al. 2017). Deux fluences , 1 et 4 $J.cm^{-2}$, ont ainsi été testées sur des échantillons de calcite de faille provenant des Grands Causses (T-W 1, 2, 3, 5 & 6, Figure III-8) et des Corbières (T-W 4 & 7, Figure III-8). Les tests ont été systématiquement réalisés avec des diamètres d'ablation, fréquences et durées d'analyse identiques (Figure III-8). En outre, les spots d'ablation ont systématiquement été disposés de manière aléatoire dans l'échantillon ; ceux réalisés à 4 $J.cm^{-2}$ n'étant pas forcément à proximité de ceux à 1 $J.cm^{-2}$. Lorsque la fluence est de 4 $J.cm^{-2}$, les rapports $^{238}U/^{206}Pb$ mesurés sur chaque calcite de faille ont tendance à être égaux ou plus élevés que lorsque la fluence est de 1 $J.cm^{-2}$. Ce résultat semble d'autant plus marquant lorsque les calcites sont fortement dominées par le plomb commun en comparaison du plomb radiogénique (échantillon 1, 3, 4 et 7, Figure III-8). Les âges obtenus à 1 $J.cm^{-2}$ ont,

par conséquent, des incertitudes systématiquement plus élevées, autour du double en moyenne, que lorsque l'ablation est produite à 4 J.cm^{-2} (Figure III-8).

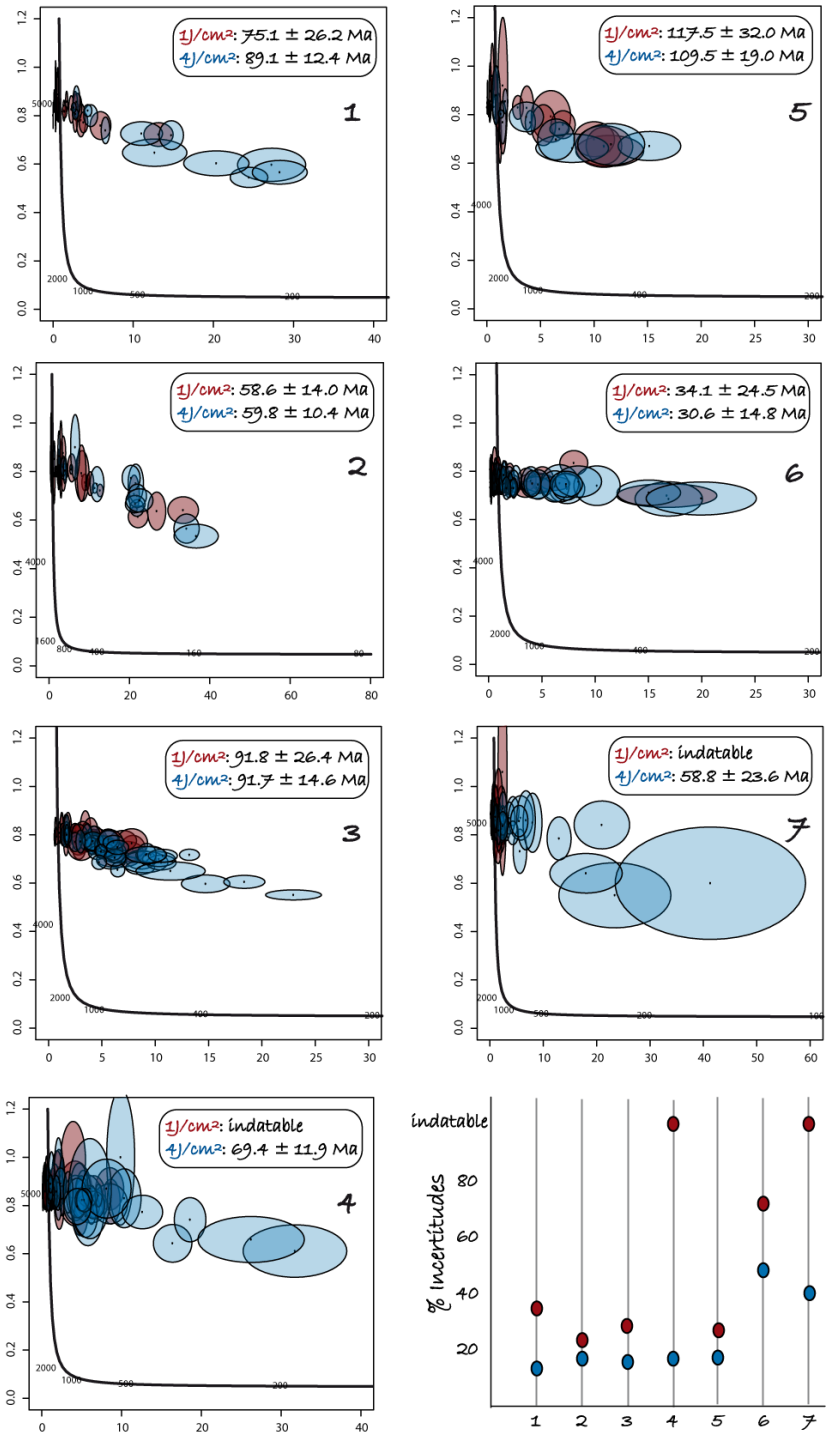


Figure III-8 - Diagrammes Tera-Wasserburg des échantillons qui ont permis de tester le rôle de la fluence dans la potentielle « databilité » des calcites de faille. Les ellipses rouges correspondent aux analyses effectuées à 1 J.cm^{-2}, en bleu celles effectuée à 4 J.cm^{-2}. Les droites de régression linéaire n'ont pas été tracées afin de ne pas surcharger la figure mais les âges associés à chacune des fluences sont représentés sur chaque diagramme T-W avec les incertitudes (2σ) non propagées.

L'origine de cette différence entre les résultats des ablations à 1 J.cm^{-2} et 4 J.cm^{-2} n'a pour l'instant pas d'explication claire mais la réponse est peut-être dans l'hétérogénéité des calcites. Lorsque le faisceau LASER a une intensité de 4 J.cm^{-2}, le cratère d'ablation résultant est nécessairement plus profond que lorsque la fluence est de 1 J.cm^{-2} (bien que la comparaison n'ait pas été réalisée au cours de ce travail) (Figure III-9). En effet, la fluence et la fréquence déterminent toutes deux la vitesse de creusement du LASER. Cela signifie que la quantité de matière ablatée est plus importante à 4 J.cm^{-2} qu'à 1 J.cm^{-2} et que donc la probabilité d'ablater une zone au rapport U/Pb élevé est également plus élevée. Les résultats montrent que les calcites ablatées à 1 J.cm^{-2} ont des rapports ^{207}Pb/^{206}Pb élevés à l'origine de l' «indatabilité » de certaines d'entre elles. Les rapports U/Pb obtenus à 4 J.cm^{-2} ne peuvent ainsi qu'être égaux ou meilleurs en fonction de la zone ablatée « en excès » (Figure III-9). Néanmoins, cette explication suggère également que les compositions en uranium et plomb peuvent varier fortement au cours de l'ablation, et que donc les incertitudes associées aux analyses effectuées à 4 J.cm^{-2} seraient plus importantes qu'à 1 J.cm^{-2}. Dans ce travail de thèse, il a cependant été choisi de réaliser les analyses avec une fluence de 4 J.cm^{-2} au risque d'avoir des incertitudes plus importantes sur les rapports mesurés plutôt que d'ablater à 1 J.cm^{-2}, afin de maximiser les chances de « databilité » d'un échantillon.

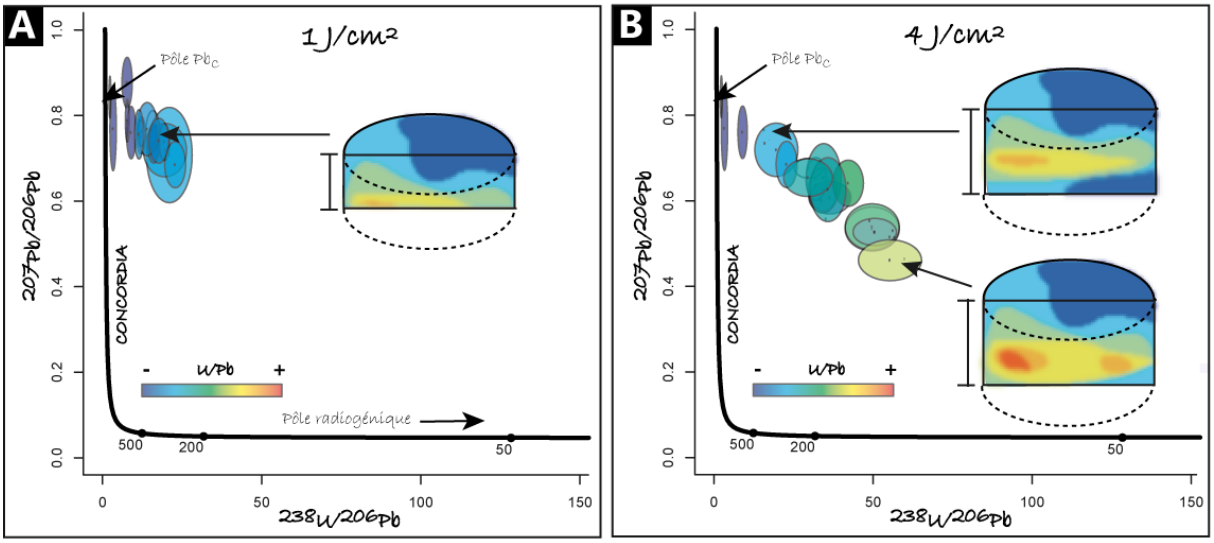


Figure III-9 - Hypothèse couplant la profondeur d'ablation au rapport U/Pb obtenu sur un échantillon de calcite hétérogène. A. à 1 J.cm^{-2} B. à 4 J.cm^{-2}.

Le diamètre d'ablation peut également avoir un impact sur la précision des âges U-Pb. Nous avons vu précédemment (*cf.* partie 1.2.2.) que plus le diamètre d'ablation était élevé et plus l'incertitude des âges U-Pb était faible. Des tests ont été réalisés lors d'une séquence de développement sur le matériel de référence secondaire interne B6 avec une fluence de 4 J/cm^2, une fréquence de 8Hz et un diamètre d'ablation de 110 ou 150 µm. Les résultats (Figure III-10) montrent que (1) l'incertitude de l'âge final lorsque le diamètre est de 110 µm est plus importante que lorsque le diamètre est de 150 µm; (2) l'âge U-Pb obtenu avec un diamètre d'ablation de 110 µm est plus vieux que l'âge obtenu avec un diamètre des spots d'ablation équivalent à 150 µm. Ce dernier résultat est à corréler au rapport d'aspect (*cf. CHAPITRE I.2.3.3.* , Guillong et al. (2020) qui est plus élevé lorsque le diamètre d'ablation est de 110µm que lorsqu'il est de 150µm.

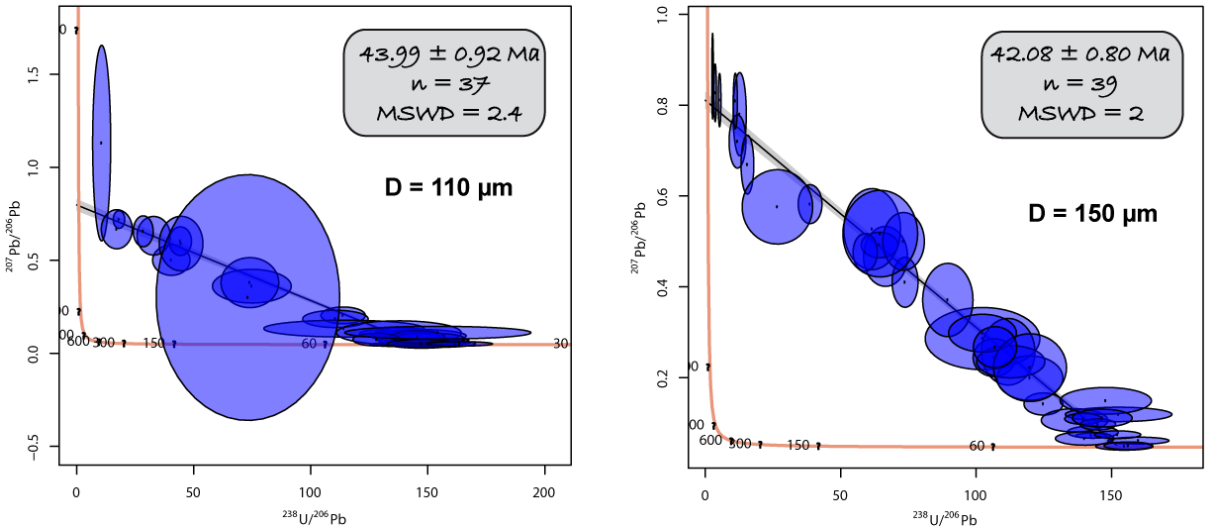


Figure III-10 - Comparaison des diagrammes T-W obtenus pour des diamètres d'ablation de 110 µm et 150 µm. Les incertitudes sont en 2σ. Aucune incertitude n'a été propagée dans les résultats finaux.

Le temps de comptage des différents éléments analysés joue également un rôle important dans la précision des résultats. Il est nécessaire de prendre en compte l'ordre de grandeur de leur concentration : plus un isotope est faiblement abondant et plus le temps de comptage doit être important afin de le quantifier précisément. Le temps de comptage s'est vu augmenter sur les isotopes ^{206}Pb et ^{207}Pb entre les analyses effectuées sur les échantillons des Grands Causses et des Corbières et celles réalisées sur les calcites de faille du Languedoc

(Tableau III-1). Il n'a cependant pas été possible de quantifier l'effet de ces temps de comptage sur la précision des âges obtenus au cours de ce travail.

	GRANDS CAUSSES	CORBIERES	LANGUEDOC
^{206}Pb (ms)	30	30	35
^{207}Pb (ms)	40	40	45
^{208}Pb (ms)	10	10	5
^{232}Th (ms)	10	10	5
^{238}U (ms)	10	10	10

Tableau III-1 - Temps de comptage des différents isotopes lors de l'analyse des échantillons des différents secteurs d'étude

1.2.5. Datation 86T-W

La manière conventionnelle permettant la datation U-Pb consiste à analyser les isotopes ^{207}Pb, ^{206}Pb et ^{238}U. L'abondance du ^{208}Pb étant plus importante que le ^{207}Pb, il peut être judicieux, dans certains cas de figure, de dater un carbonate à partir de la mesure de l'isotope ^{208}Pb à la place du ^{207}Pb. Néanmoins, le ^{208}Pb est composé à la fois de Pb_C et de Pb* issu de la désintégration du ^{232}Th. Il est alors nécessaire de retirer le Pb* à partir de la mesure du ^{232}Th au LA-ICP-MS et de l'estimation de l'âge de l'échantillon. Cette méthode est appelée 86T-W (Parrish et al. 2018) Un essai de datation « 86T-W » a été effectué selon cette méthode. On notera que le protocole permettant d'obtenir l'âge U-Pb n'a pas été réalisé dans son ensemble contrairement à Parrish et al. (2018) puisque le rapport ^{238}U/^{206}Pb dans la méthode 86T-W est, ici, identique à celui utilisé pour la méthode 76T-W, calculé à partir de Iolite©. (*cf.* Annexe 1).

La datation 86T-W a été réalisée sur une séquence U-Pb correspondant à l'analyse d'échantillons des Corbières. Les paramètres du LASER utilisés sont identiques à ceux présentés dans la partie 1.3. . Les diagrammes T-W associés à la datation « 86T-W » et à la méthode conventionnelle (^{207}Pb/^{206}Pb vs ^{238}U/^{206}Pb) sont présentés sur la Figure III-11. Les résultats montrent des âges relativement similaires pour les deux méthodes de datation. Cependant, les

incertitudes sont plus importantes sur ceux obtenus via la méthode 86T-W par rapport à ceux de la méthode 76T-W contrairement à Parrish et al. (2018). En calculant le pourcentage moyen de l'incertitude sur les rapports $^{208}Pb_C/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenu sur chaque analyse, on constate également des pourcentages plus importants pour la méthode 86T-W (Figure III-11). Cette comparaison entre les âges U-Pb obtenus via la mesure du ^{208}Pb et celle du ^{207}Pb permet, du moins à GEOPS et au moment de ces analyses, d'admettre que la méthode conventionnelle (76T-W) donne de meilleurs résultats que la méthode 86T-W.

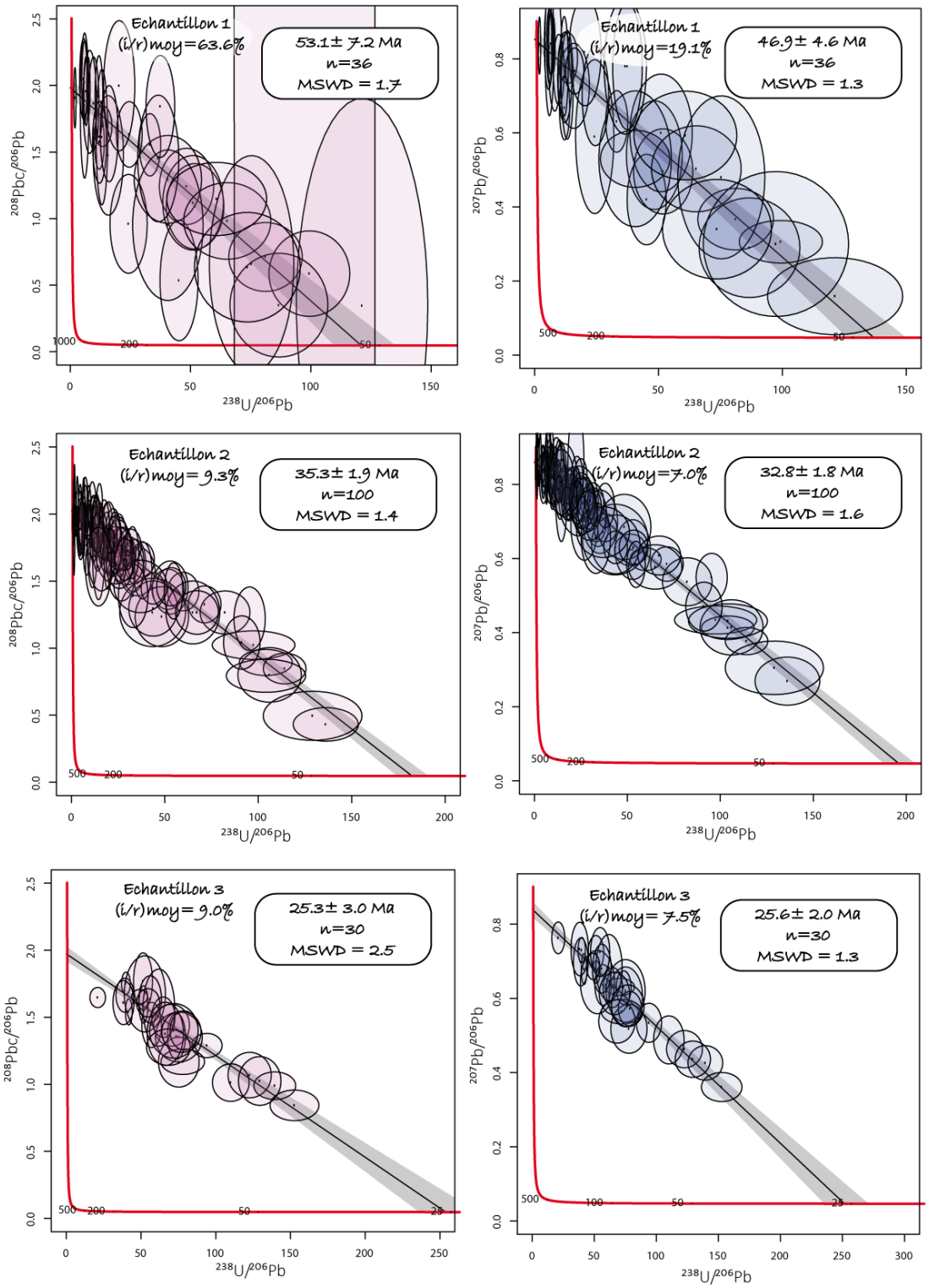


Figure III-11 - Comparaison des âges U-Pb (et incertitudes 2σ non propagées) obtenus via la datation 86T-W ($^{208}Pb/^{206}Pb$ vs $^{238}U/^{206}Pb$; diagrammes T-W de gauche) et la méthode conventionnelle ($^{207}Pb/^{206}Pb$ vs $^{238}U/^{206}Pb$; diagrammes T-W de droite) sur des échantillons de calcite de faille des Corbières. Le rapport « (i/r)moy » correspond au pourcentage moyen de l'incertitude sur le rapport $^{208}Pb_C/^{206}Pb$ ou $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenu sur chaque analyse.

1.3. Protocole analytique

1.3.1. Paramètres du LA-ICP-MS

Le développement analytique réalisé au cours de ce travail, couplé au développement antérieur au sein du laboratoire et aux méthodes standardisées dans d'autres laboratoires (Brigaud et al. 2020; Ring & Gerdes 2016; Roberts & Walker 2016; Nuriel et al. 2017; Roberts et al. 2017; Pagel et al. 2018), a permis de réaliser un protocole analytique spécifique aux calcites de faille datées au cours de ce travail de thèse. Le matériel de référence primaire WC-1 et les échantillons de calcite de faille ont été analysés en utilisant des paramètres d'ablation identiques afin de minimiser les potentiels biais qui pourraient subsister (Guillong et al. 2020).

Ainsi, les calcites de référence et celles inconnues ont été ablatées à partir d'un faisceau LASER de diamètre de 150 µm, d'une fréquence de 8 Hz et d'une fluence de 4 $J.cm^{-2}$. Les matériaux de référence certifiés NIST612 et NIST614 ont quant à eux été ablatés avec un diamètre du faisceau LASER de 40 µm et 110 µm respectivement, une fréquence de 10 Hz et une fluence de 6.25 $J.cm^{-2}$. Chaque analyse consiste en une acquisition du bruit de fond pendant 30 s, suivie de l'ablation de l'échantillon pendant 30 s (associé à 70 cycles de mesure -runs-) puis d'un temps de lavage (wash out) de 30 s (échantillons des Corbières et du Languedoc) ou 50 s (échantillons des Grands Causses). Le temps de comptage des différents isotopes analysés est répertorié dans le Tableau III-1. L'intensité du signal de l'ICP-MS a été systématiquement réglée au préalable à partir de l'analyse du NIST612 pour avoir une sensibilité optimale en réglant Th/U entre 0.99 et 1.05 et ThO/Th à environ 0.3.

Aussi, avant l'analyse, chaque zone à mesurer a été pré-ablatée pendant 3 s à une fréquence et fluence identiques à celles fixées pour l'ablation sur une surface plus grande que le diamètre du faisceau afin de bien nettoyer la surface et éliminer les contaminations potentielles (155 µm pour les calcites de référence et celles inconnues, 150 µm pour le NIST614 et 50 µm pour le NIST612).

1.3.2. Déroulement d'une séquence d'analyse type

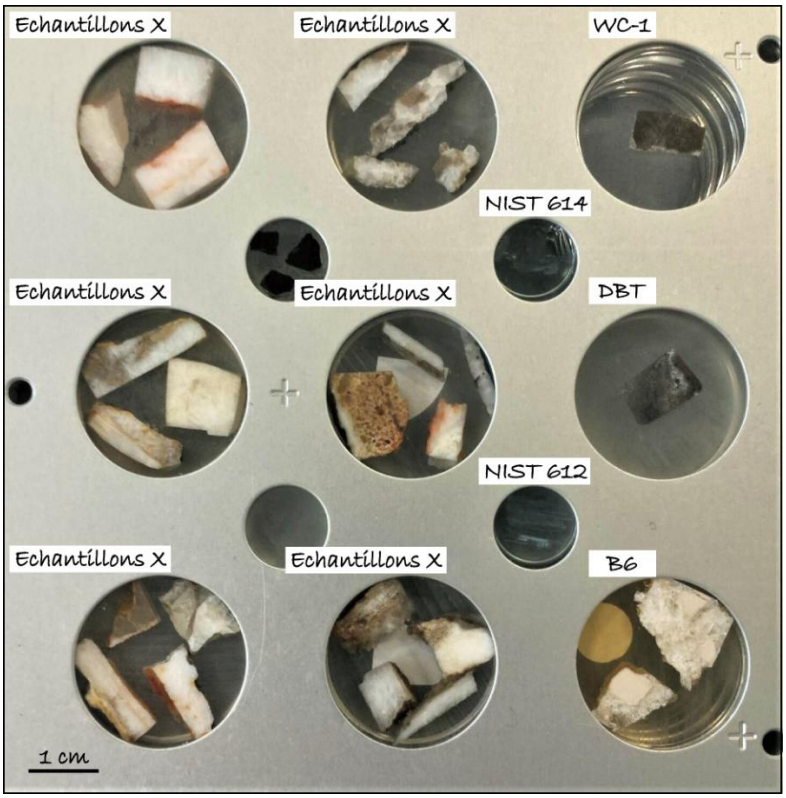


Figure III-12 - Illustration du porte échantillon à 9 plots composé des matériaux de référence et échantillons à analyser.

La datation au LA-ICP-MS des échantillons de calcite de faille est réalisée en deux étapes. Dans un premier temps, afin de déterminer la « databilité » des échantillons, un « prescan » est effectué. Cette étape de « prescan » consiste à réaliser une dizaine de spot d'ablation sur chacun des échantillons de calcite, répartis de manière aléatoire dans la zone d'ablation définie antérieurement à partir de l'analyse pétrographique (*cf.* partie 2.2.4. pour visualiser la préparation des échantillons en amont). Ces séquences correspondent à la succession de 10 spots d'analyse sur les échantillons inconnus et de 2 spots d'analyse sur le NIST614 afin d'avoir un suivi de la dérive instrumentale (*cf* partie 1.2.1.). Le traitement est relativement brut et les rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ et $^{238}U/^{206}Pb$ obtenus - bien que ce dernier ne soit pas corrigé du WC-1 - permettent d'avoir une idée de la probabilité d'acquérir un âge U-Pb. Les échantillons supposés « non datables » ne sont pas retenus pour la seconde phase consistant à dater réellement les calcites de faille.

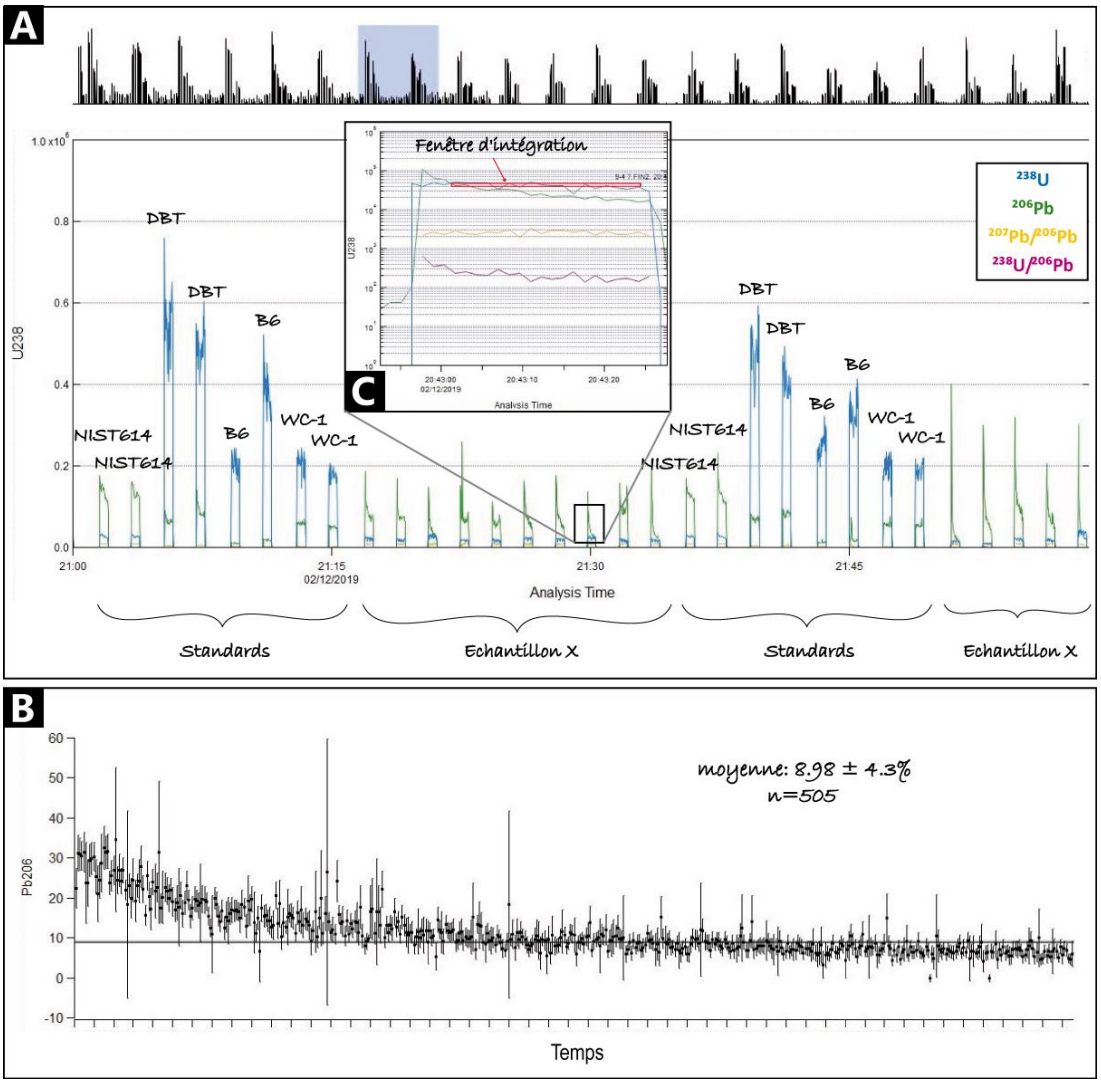


Figure III-13 – Extrait des données brutes dans le logiciel Iolite© A. Illustration des signaux obtenus lors d'une séquence U-Pb mettant en évidence la succession des matériaux de référence et échantillons inconnus analysés B. Evolution du bruit de fond associé à l'isotope ^{206}Pb au cours de la séquence d'analyse C. Illustration de la fenêtre d'intégration ne prenant pas en compte le pic en plomb au début du signal, mesuré sur un échantillon d'âge inconnu (l'axe des ordonnées est en log).

Au cours de cette seconde phase, chacune des séquences d'analyse a une durée comprise entre 10 et 13 heures en mode entièrement automatisée de nuit et les matériaux de référence et échantillons sont disposés dans un porte-échantillons à 9 plots (Figure III-12) (*cf.* partie 2.2.4.). Les matériaux de référence sont analysés en suivant la méthode de bracketing correspondant ici à leur intercalation au sein de la séquence après 10 ou 15 analyses sur les échantillons d'âge inconnu. Ainsi, une séquence correspond à la succession de 2 analyses sur

le NIST614, 2 sur les matériaux de référence secondaires Duff Brown Tank et B6, puis 2 sur le matériel de référence primaire WC-1 et enfin entre 10 et 15 analyses sur un échantillon inconnu (Figure III-13A). Cette série est répétée une quinzaine de fois jusqu'à la limite de 398 spots d'ablation (Figure III-13A), limite technique fixée par la suite logiciel Chromium2.4©. Le matériel de référence NIST612 est quant à lui analysé deux fois au début et à la fin de la séquence.

1.3.3. Traitement des données U-Pb

Les données ont été traitées dans Iolite© (Paton et al. 2011) afin de convertir les signaux obtenus en rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ et $^{206}Pb/^{238}U$. Le matériel de référence certifié NIST614 est utilisé comme référence pour corriger les mesures de la ligne de base (ou « bruit de fond », Figure III-13B), du biais de masse et de la dérive instrumentale au cours de la séquence (Paton et al. 2011). La réduction des données consiste à définir une fenêtre d'intégration du signal la plus large possible tout en s'affranchissant des potentiels biais pouvant exister, comme par exemple un pic en plomb au début du signal (Figure III-13C). Le logiciel Iolite© permet ainsi de calculer une moyenne et des écart-types sur les rapports finaux. Le fractionnement lié au creusement (« Down-hole fractionation » *cf.* CHAPITRE I.2.3.3.) n'est pas corrigé dans le logiciel Iolite© (Nuriel et al. 2017).

Chacune des analyses associées au matériel de référence primaire WC-1 est ensuite projetée dans un diagramme Tera-Wasserburg $^{207}Pb/^{206}Pb$ *vs* $^{238}U/^{206}Pb$ à l'aide d'Isoplot© (Ludwig 2012). Le facteur de correction calculé (*cf.* partie 1.1.1.) est ensuite reporté sur chacune des analyses associées aux calcites de faille et matériaux de référence secondaires. Ainsi, les nouveaux rapports sont, à leur tour, projetés dans des diagrammes Tera-Wasserburg à l'aide d'IsoplotR© (Vermeesch 2019) afin d'obtenir une droite de régression et un âge U-Pb pour chacun des échantillons analysés. Contrairement au matériel de référence primaire WC-1, les droites de régression ne sont néanmoins pas ancrées au niveau du pôle du plomb commun. Un filtrage des données est ensuite réalisé pour chacun des échantillons afin de retirer celles dont les incertitudes sont supérieures à 30%, jugées comme inexploitables. Enfin, la dernière étape consiste à déterminer les teneurs en uranium et plomb mesurées sur chacune des

analyses. Pour cela, les données obtenues à l'aide du logiciel Iolite© sont calibrées à partir du matériel de référence primaire WC-1 en moyennant sa teneur en uranium à 5 ppm et en plomb à 0.2 ppm.

1.3.4. Propagation des incertitudes et âges finaux

Il existe des incertitudes dites « aléatoires » et « systématiques » qu'il est nécessaire de propager afin d'obtenir des incertitudes plus réalistes. Un exemple du tableau répertoriant l'ensemble des données utilisées afin d'obtenir les âges et incertitudes finaux est présenté sur la Figure III-14. Les incertitudes associées aux rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés sur le matériel de référence certifié NIST614 correspondent aux incertitudes aléatoires, propres à chacune des séquences analytiques et calculées par le logiciel Iolite©. Les incertitudes systématiques correspondent à la fois à celles associées aux constantes de désintégration ainsi qu'à l'incertitude de l'âge réel du matériel de référence primaire WC-1 (i_{WC-1}). Dans le premier cas, elles sont directement propagées par le logiciel IsoplotR© lors du calcul de l'incertitude de l'âge. Dans le second cas, elle est calculée à partir de l'incertitude du rapport $^{238}U/^{206}Pb$ intersectant la droite Concordia correspondant à 24.84 ± 0.62 (Roberts et al. 2017) :

$$i_{WC-1} = \frac{0.62}{24.84} * 100 = 2.57\%$$

Dès lors, la propagation des incertitudes est réalisée par addition quadratique (Horstwood et al. 2016), suivant la formule :

$$i_{finale} = \sqrt{\left(i_{analytique}\%\right)^2 + \left(i_{\frac{238U}{206Pb}NIST614}\%\right)^2 + \left(i_{\frac{207Pb}{206Pb}NIST614}\%\right)^2 + \left(i_{WC-1}\%\right)^2} = X\ \%$$

Par ailleurs, il est à noter que l' incertitude systématique dite « excès de variance long-terme » qui permet de corriger la fluctuation analytique au cours du temps à partir d'un matériel de référence mesuré un grand nombre de fois n'est pas propagée dans les données présentées dans les résultats U-Pb de ce travail de thèse (Horstwood et al. 2016; Guillong et al. 2020).

TABLE OF STANDARD CALCITE REFERENCES

			Bibliography	This study								
				Session 1	Session 2	Session 3	Session 4	Session 5	Session 6	Session 7	Session 8	Session 9
WC-1 (Roberts et al. 2017)	Age (year)	Absolute	2.54E+08	1.69E+08	1.80E+08	1.73E+08	1.70E+08	1.60E+08	1.61E+08	1.65E+08	1.61E+08	1.62E+08
		2σ	6.40E+06	2.10E+06	2.10E+06	1.60E+06	2.20E+06	3.50E+06	1.60E+06	3.40E+06	3.70E+06	2.50E+06
	Intercept x	Absolute	26.44	39.89	37.64	38.75	39.65	42.33	41.76	40.94	42.09	41.86
	Intercept y (Pb commun Tera-Wasserburg)	Absolute	0.85									
		2σ (anchor common-Pb Tera-Wasserburg)	0.04									
	(238U/206Pb)*	Absolute	24.84									
		2σ	0.64									
	(207Pb/206Pb)*	Absolute	0.05									
	Correction factor			0.66	0.70	0.68	0.67	0.62	0.63	0.65	0.63	0.63
	U concentration (ppm)	Absolute	5.00	4.96	4.44	4.97	5.15	7.84	5.51	4.15	4.29	4.32
		Correction factor		1.01	1.13	1.01	0.97	0.64	0.91	1.21	1.17	1.16
	Pb concentration (ppm)	Absolute	0.20	0.07	0.07	0.07	0.05	0.13	0.14	0.07	0.08	0.08
		Correction factor		2.77	2.94	2.87	3.93	1.52	1.44	2.72	2.64	2.59
Duff Brown Tank (Hill et al. 2016)	Age (year)	Absolute	6.40E+07	6.80E+07	6.20E+07	6.98E+07	6.24E+07	6.44E+07	6.15E+07	6.21E+07	6.44E+07	6.53E+07
		with propagation by quadratic additi	6.70E+05	3.20E+06	3.50E+06	3.20E+06	3.10E+06	2.90E+06	2.80E+06	3.40E+06	5.30E+06	5.50E+06
AUG-B6 (Pagel et al. 2018)	Age (year)	Absolute	4.30E+07	4.23E+07	-	4.23E+07	4.31E+07	4.43E+07	4.36E+07	4.37E+07	4.18E+07	4.23E+07
		with propagation by quadratic additi	9.80E+05	1.80E+06		1.40E+06	1.40E+06	2.70E+06	1.90E+06	3.20E+06	1.50E+06	2.20E+06

UNCERTAINTIES TO PROPAGATE

	Uncertainty of WC-1	Uncertainties of NIST 614								
		Session 1	Session 2	Session 3	Session 4	Session 5	Session 6	Session 7	Session 8	Session 9
WC1 (%)	2.57									
NIST 614 Raw		0.62	0.56	0.84	0.49	1.3	0.95	1	0.9	0.9
NIST 614 Raw 207Pb/206Pb (%)		0.32	0.17	0.26	0.22	0.65	0.25	0.5	0.4	0.3

DECAY CONSTANT

		Value (year-1)	Value (Mys-1)
LAMBDA 5	Absolute	9.85E-10	9.85E-04
	Incertainty		6.70E-07
LAMBDA 8	Absolute	1.55E-10	1.55E-04
	Incertainty		8.30E-08

SAMPLES

	Age (Ma) - IsoplotR	2σ without systematic uncertainties except decay constants		2σ with propagation by quadratic addition		Session
		Ma	%	Ma	%	
Sample A	14.98	1.54	10.3	1.59	10.6	9
Sample B	15.67	2.46	15.7	2.50	15.9	1,2,4
Sample C	15.71	1.63	10.4	1.68	10.7	3,4
Sample D	16.24	2.08	12.8	2.13	13.1	2,3
Sample E	17.38	2.87	16.5	2.91	16.7	8
Sample F	28.14	2.06	7.3	2.21	7.8	7
Sample G	32.84	1.79	5.5	2.04	6.2	3,5
Sample H	43.23	5.17	12.0	5.29	12.2	2,4
Sample I	46.63	6.04	13.0	6.17	13.2	6
Sample J	46.73	2.57	5.5	2.87	6.1	3,4
Sample K	48.39	3.03	6.3	3.31	6.8	8
Sample L	48.66	2.18	4.5	2.57	5.3	7

Figure III-14 - Tableau récapitulatif des âges finaux obtenus après propagation des incertitudes (Parizot et al. 2021).

2. Acquisition des données structurales et calcites de faille

2.1. Caractérisation de la déformation

2.1.1. Missions de terrain

Afin de répondre à l'objectif régissant ce travail de thèse et consistant à caractériser la déformation intraplaque associée à la formation de l'orogène pyrénéen dans le secteur d'étude, une analyse structurale couplée à la datation absolue des calcites de faille a été effectuée. Dans un premier temps, l'acquisition des données structurales et échantillons de calcite de faille a été réalisée lors de différentes missions de terrain effectuées sur les trois secteurs d'étude. L'ensemble des affleurements associés à la fois à l'acquisition de données structurales et à l'échantillonnage de calcite de faille est représenté sur la Figure III-15.

Une mission de trois semaines dans la région des Grands Causses a été entreprise au cours du stage de fin de Master (de février à juin 2018) intitulé « Chronologie de la déformation dans le bassin des Causses : datation relative vs datation absolue » et encadré par Y.Missenard. Le secteur d'étude principal est localisé entre Florac au Nord et Nant au Sud, et est délimité par le massif des Cévennes à l'Est (Figure III-15). P. Vergely (professeur de l'Université Paris-Sud) et M.Parizot (enseignante en Sciences de la Vie et de la Terre dans le secondaire) ont aidé à la réalisation de cette mission de terrain. La datation absolue des calcites de faille associées à ce secteur a quant à elle été effectuée au début de ce travail de thèse.

La région du Languedoc et plus précisément le secteur localisé entre Ganges au Nord et le chevauchement Est-Ouest du Pic Saint-Loup au Sud, a été étudiée lors d'une mission de terrain d'une durée d'une semaine, en mars 2020 (Figure III-15).

Enfin, les Corbières ont été le cœur de deux missions de terrain couvrant l'ensemble du secteur entre Carcassonne et le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) (Figure III-15). La première d'une durée d'une semaine, en mars 2019, est à l'origine de la majeure partie des données structurales et U-Pb présentées dans le chapitre 6. La seconde, en septembre 2020, a permis de compléter et valider les données obtenues à partir de la première, ainsi que de

s'intéresser à la géologie structurale associée à la Nappe des Corbières Orientales avec l'aide de D. Frizon De Lamotte, professeur de l'Université de Cergy-Pontoise.

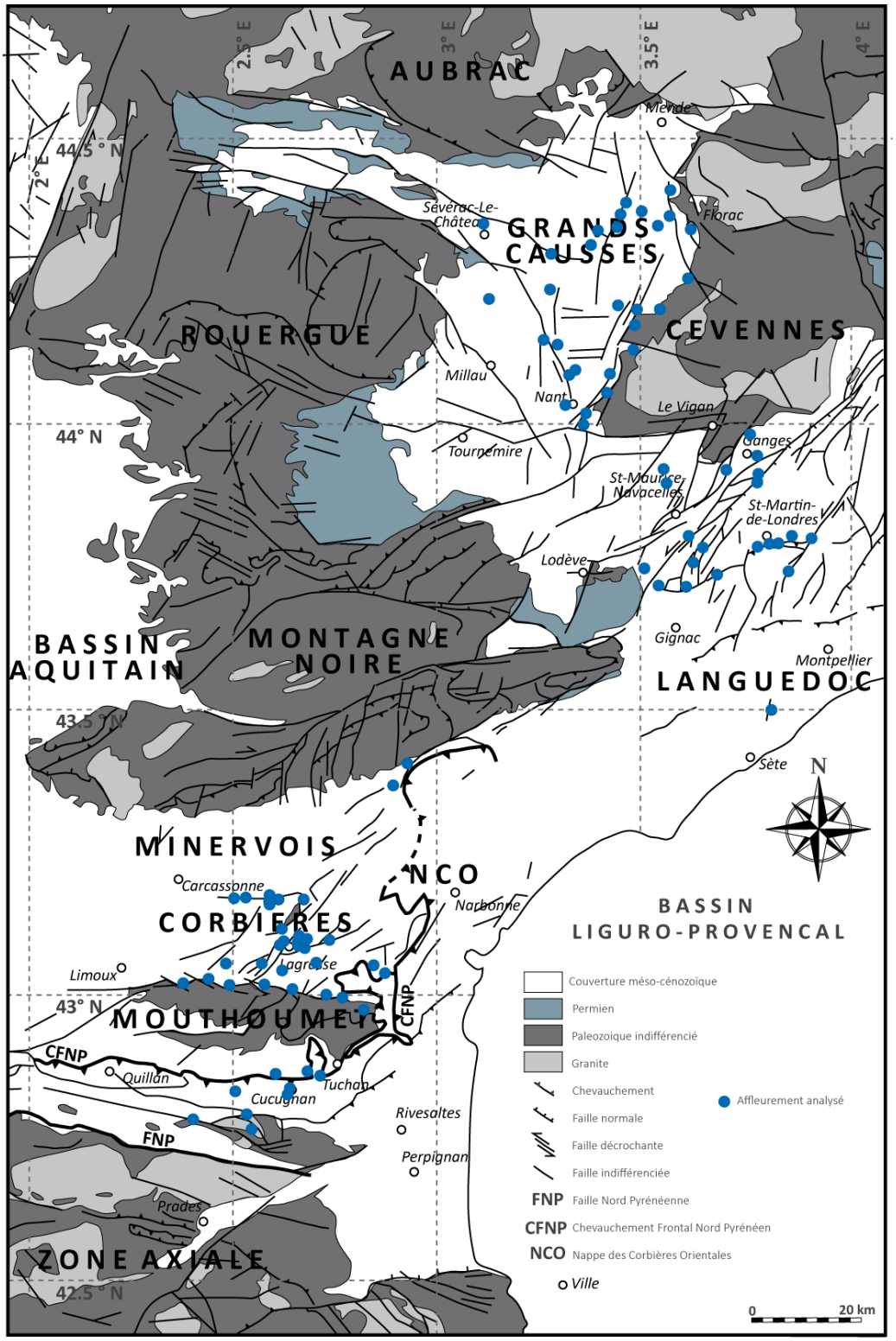


Figure III-15 - Localisation des différents affleurements étudiés au cours de ce travail de thèse et associés à des données microstructurales ainsi qu'à des prélèvements de calcite de faille.

2.1.2. Expression de la déformation : les objets étudiés

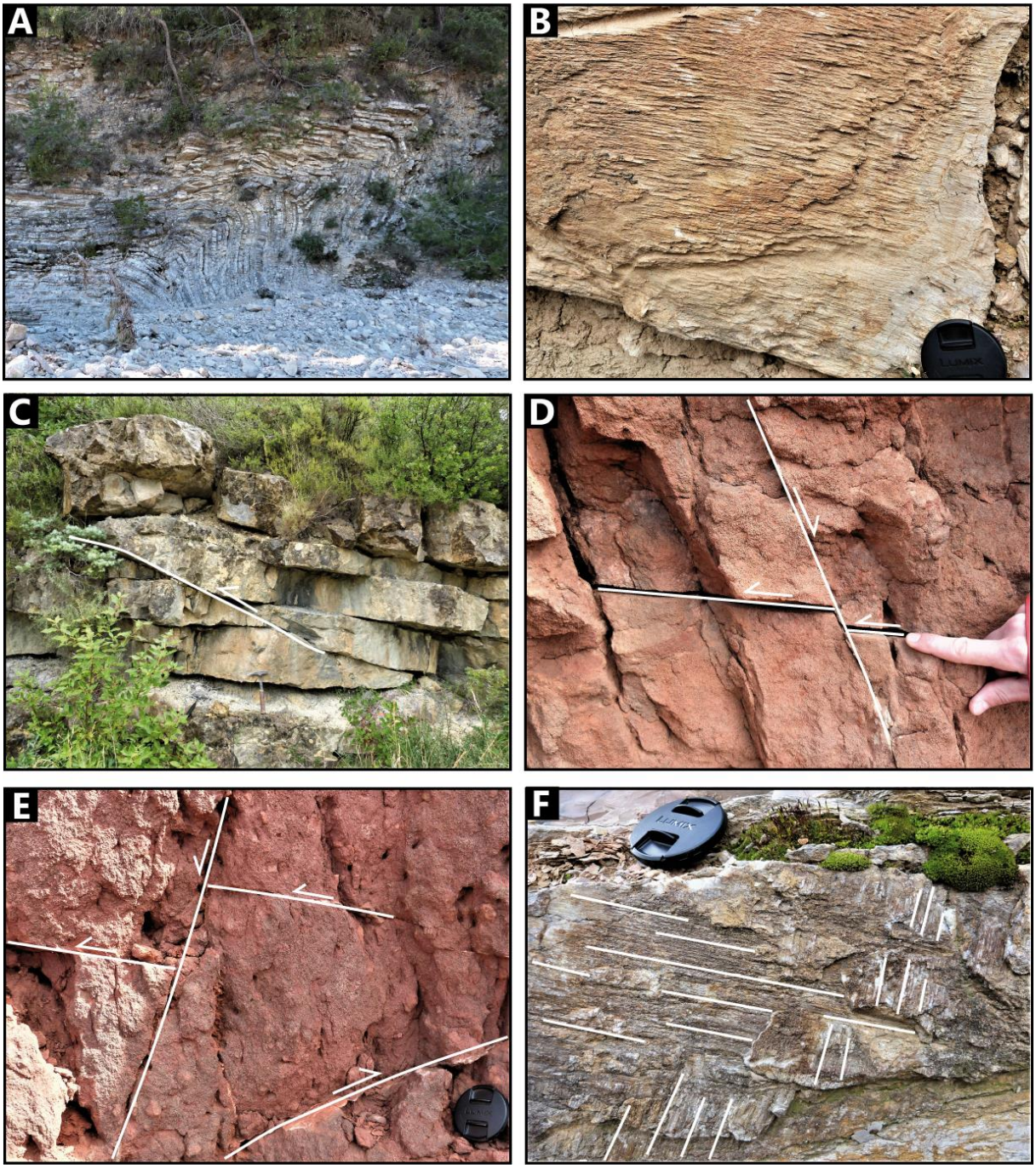


Figure III-16 - Illustration des objets structuraux étudiés A. Pli métrique d'axe Est-Ouest dans le Crétacé inférieur, à l'extrémité NE du Pic Saint-Loup (Languedoc) et associé à l'échantillon de calcite de faille SL-1 (cf. CHAPITRE V.1.4.) B. Pics stylolithiques sur une faille décrochante dextre mesurée dans la région des Grands Causses C. Plan de faille inverse observable dans le Thanétien sur la route entre le pont de l'Alsou et le Château les Auzines (NE de Lagrasse, Corbières) D et E. Failles inverses recoupées par des plans de failles normales dans le Vitrollien (Dano-Montien), sur le flanc Sud du Chaînon de Lagrasse (Terre rouge, Corbières) F. Placage de marches de calcite à pitch vertical associées à un jeu extensif sur un plan de faille initialement décrochant (Grands Causses).

La détermination des paléo-champs de contrainte associés aux différents épisodes de déformation dans les secteurs d'étude a été obtenue à partir de l'observation et de la mesure d'objets structuraux tel que l'orientation de l'axe des plis, et des pics stylolithiques indiquant l'axe de la contrainte principale σ_1 ainsi que la mesure des plans de faille (Figure III-16, A, B et C). Dans le détail, la mesure d'un plan de faille correspond à la mesure de son azimut et de son plongement, ainsi qu'à la mesure de l'orientation et du plongement des marqueurs de déformation, correspondant généralement aux stries portées par le miroir de faille. La chronologie relative des différents évènements tectoniques est établie à partir de l'observation des recoupements entre les structures de régimes de contrainte différents, que ce soit entre les failles ou sur un même plan de faille avec l'observation de stries de familles différentes (Figure III-16 D, E et F).

2.1.3. Traitement des données microtectoniques

Les données microtectoniques acquises au cours des diverses missions de terrain ont été traitées et analysées à l'aide du logiciel WinTensor© conçut par D. Delvaux et B. Sperner (Delvaux & Sperner 2003). Cet outil permet d'établir le tenseur de contraintes associé à une structure ou un groupe de structures telles que des failles, fentes de tension et axes de pics stylolithiques, à l'aide de la méthode d'inversion des dièdres droits (Angelier & Mechler 1977). Les données microtectoniques ont été traitées de deux manières différentes.

Dans le cas des calcites ayant obtenu un âge U-Pb au LA-ICP-MS, ces dernières ont été traitées individuellement afin d'obtenir l'orientation du champ de contrainte associé à l'âge U-Pb du plan de faille. L'ensemble des champs de contrainte appartenant à un même intervalle de temps a par la suite été comparé afin de vérifier la cohérence des résultats. Le logiciel réalise la projection stéréographique, dans l'hémisphère Sud du stéréogramme de Schmidt, du plan de faille et de son plan auxiliaire en fonction de ses différentes caractéristiques (azimut, pendage, pitch et jeu correspondant). 4 dièdres, délimités par les plans nodaux, sont mis en évidence : deux d'entre eux correspondent à des cadrans compressifs (blancs) et contiennent l'axe σ_1. Les deux autres représentent les cadrans extensifs (noirs) qui comportent l'axe σ_3. L'axe intermédiaire σ_2 est quant à lui défini comme étant perpendiculaire aux deux autres axes de

contraintes principales. La description complète du programme est donnée dans Delvaux et Sperner (2003). L'inversion des données permet de retrouver 4 paramètres : L'orientation des contraintes principales σ_1, σ_2 et σ_3 ainsi que le « stress ratio » : $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$ déterminé à partir la position de σ_2 sur le canevas de Schmidt. Le « stress ratio » R, compris entre 0 et 1, détermine la forme de l'ellipsoïde des contraintes et donc le régime tectonique originel (Figure III-17). Ce régime est alors traduit par une valeur numérique comprise entre 0 et 3, valeur numérique nommée « Stress index » R' et dont l'équation varie en fonction de l'orientation des contraintes déterminées (Figure III-17) :

R' = R lorsque σ_1 est vertical (régime extensif)

R' = 2-R lorsque σ_2 est vertical (régime décrochant)

R' = 2+R lorsque σ_3 est vertical (régime compressif)

Il est à noter que les plans de faille mesurés dans des formations dont la stratification n'est pas (sub-) horizontale, peuvent être débasculés selon l'orientation du plan de stratification afin de retrouver l'orientation du champ de contrainte ante-basculement.

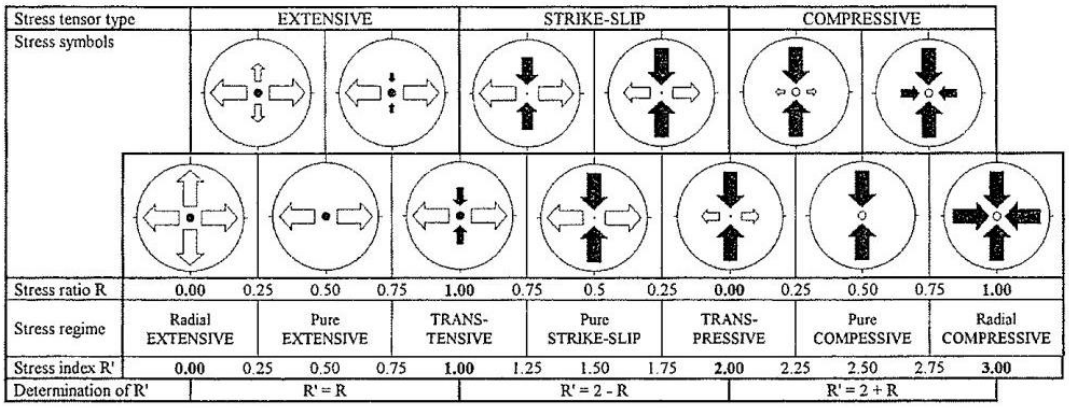


Figure III-17 - Illustration du régime de contrainte et orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de contrainte à partir du « stress index » R' vs « stress ratio » R. D'après Delvaux et al. (1997).

Par ailleurs, l'inversion dans WinTensor© de l'ensemble des données microtectoniques mesurées dans un secteur d'étude (Grands Causses, Languedoc ou Corbières) a permis d'obtenir l'orientation des contraintes principales σ_1, σ_2 et σ_3 associés à chacun des objets (plans de faille, axe de pli, axe des pics stylolithiques). Afin de visualiser l'ensemble des familles de plan de faille et de les associer à une orientation du champ de contrainte, les résultats ont

ensuite été représentés dans des rosaces correspondant à l'abondance de σ_1 (pour les failles inverses et décrochantes) ou σ_3 (pour les failles normales) dans un intervalle donné. Le même travail a été réalisé sur chacun des affleurements des différents secteurs afin de représenter l'orientation du champ de contrainte.

2.2. Les calcites de faille

2.2.1. Méthode d'échantillonnage

Bien que la déformation intraplaque s'exprime sous forme d'objets variés (joints minéralisés, plis, failles, etc…), nous avons choisi de nous focaliser essentiellement sur l'analyse des calcites de faille (ou marches de calcite) monophasées pour tenter d'établir une datation absolue des épisodes de déformation déduits de l'inversion des champs de contrainte (Figure III-18). Ce choix a en partie été guidé par le fait que, contrairement aux veines de calcite qui peuvent également être datées (Cruset et al. 2020; Beaudoin et al. 2018), les calcites de faille sont associées à un champ de contrainte univoque. La mesure du plan de faille associé permet ainsi d'établir un lien direct entre un champ de contrainte à l'origine d'un épisode de déformation et son âge absolu. Par ailleurs, les veines de calcite peuvent avoir des histoires complexes, polyphasée sur de longues durées, et demandent une étude pétrographique minutieuse (Bons et al. 2012; Urai et al. 1991), alors que les calcites de faille se forment à priori instantanément à l'échelle des temps géologiques (*cf.* partie 2.2.3.). C'est pour ces raisons que seules les calcites de faille ont été analysées. Ces dernières ont été échantillonnées de manière stratégique, en ne prélevant que les calcites ne portant, à première vue, qu'une seule génération de stries afin d'éviter les mélanges d'âges et les éventuelles réouvertures du système isotopique - sauf dans les cas de certains grands accidents (faille de Moux, Corbières *cf.* CHAPITRE IV.1.) pour lesquels le polyphasage était inévitable et certains sites emblématiques comme le pont de Ribaute (Frizon de Lamotte et al. 2002) où le polyphasage est trop évident pour être évité…

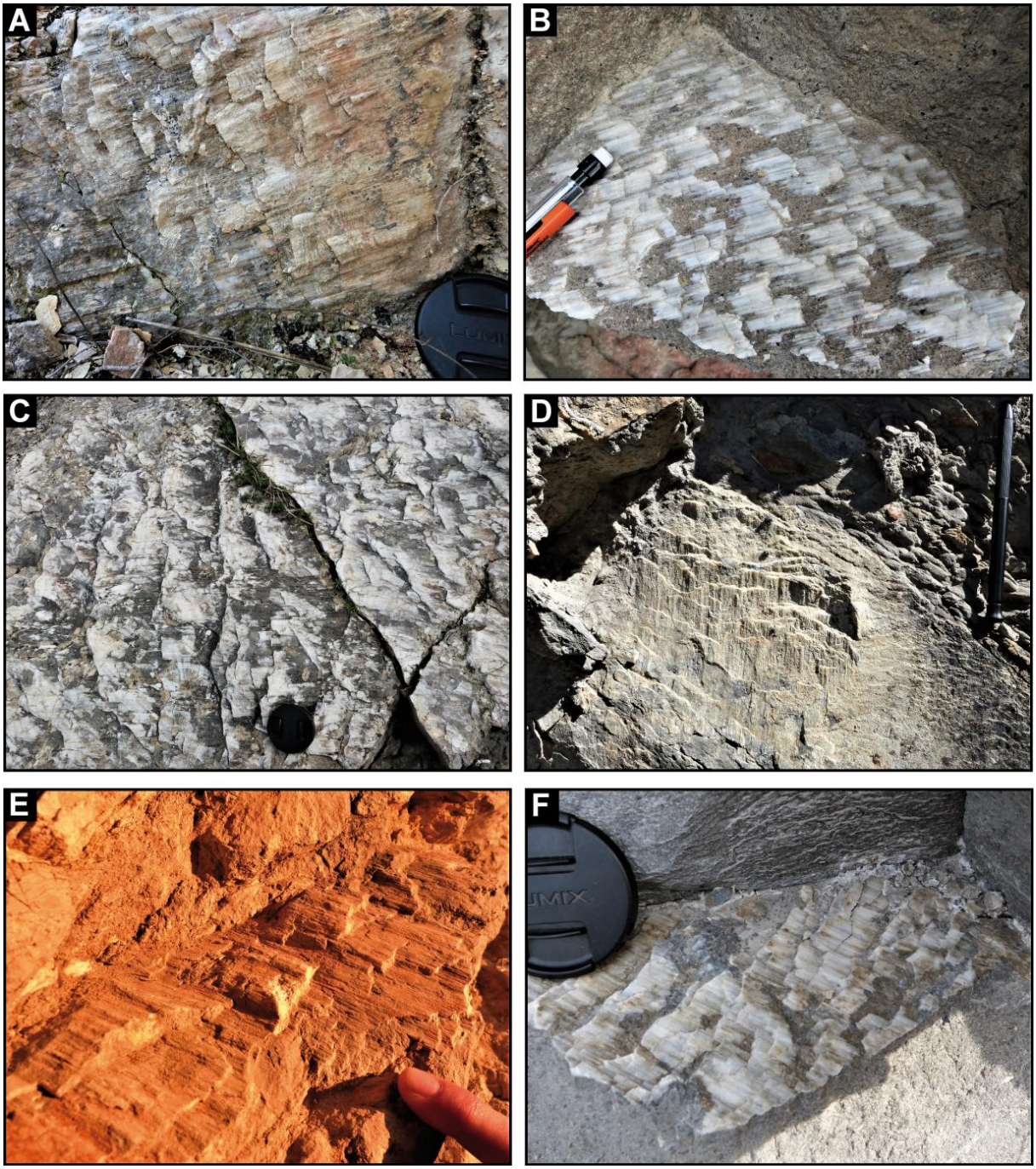


Figure III-18 - Illustration de diverses calcites de faille (ou marches de calcite) observables dans le domaine intraplaque septentrional de l'orogène pyrénéen. A. SO de Saint-Enimie, Grands Causses (44°21'13.68"N 3°24'7.32"E) B. Nord de Talairan, Corbières (43° 3'41.63" N 2°40'7.63" E) C. Pont de Ribaute, Corbières (43° 6'27.36"N 2°37'55.17"E) D. Clue de la Fou, Corbières (42°48'0.92"N 2°29'52.26"E) E. Duplex de Lagrasse, Corbières (43° 5'27.53"N 2°37'35.20"E) F. Caunettes-en-Val, Corbières (43° 3'32.39"N 2°32'29.62"E).

2.2.2. Validation du caractère syn-tectonique

Les stries présentes sur les divers échantillons de calcite témoignent de la simultanéité de la cristallisation avec le mouvement des plans de faille (Vergely & Xu 1988). Afin de s'en assurer et de valider le caractère syn-tectonique des calcites de faille, certaines d'entre elles, échantillonnées dans la zone des Grands Causses, ont été observées sur des lames épaisses au microscope optique et microscope à cathodoluminescence (CL) selon des sections perpendiculaires au plan de faille et parallèles à l'élongation des stries. Les observations CL ont été réalisées à partir d'une cathodyne (cathode froide) de NewTec (Nîmes, France) couplée à un microscope optique Olympus BX41 (Tokyo, Japon) et à une caméra Qicam Fast 1394 (Teledyne Qimaging, Surrey, Canada) et opérant à 10-12 kV et 200-300 µA sur une durée d'exposition de 10 secondes.

Les observations au microscope optique mettent en évidence dans un premier temps la variabilité des textures associées aux calcites de faille. Au sein même d'un échantillon, il est possible d'observer à la fois des textures granulaires et fibreuses (Figure III-19 A). Aussi, les marqueurs syn-tectoniques détaillées dans le chapitre 1 tels que les « inclusion trails », « inclusion bands » et l'élongation des grains sont également mis en évidence au microscope optique et au microscope à cathodoluminescence (Figure III-19B). Enfin, les observations CL sur ces lames minces montrent des luminescences associées aux calcites de faille relativement homogènes au sein même d'un échantillon, avec de rares zonations de croissance (Figure III-19). L'ensemble de ces critères permet donc de justifier l'aspect syn-tectonique de ce type d'objet analysé dans le but de dater les divers épisodes de déformation.

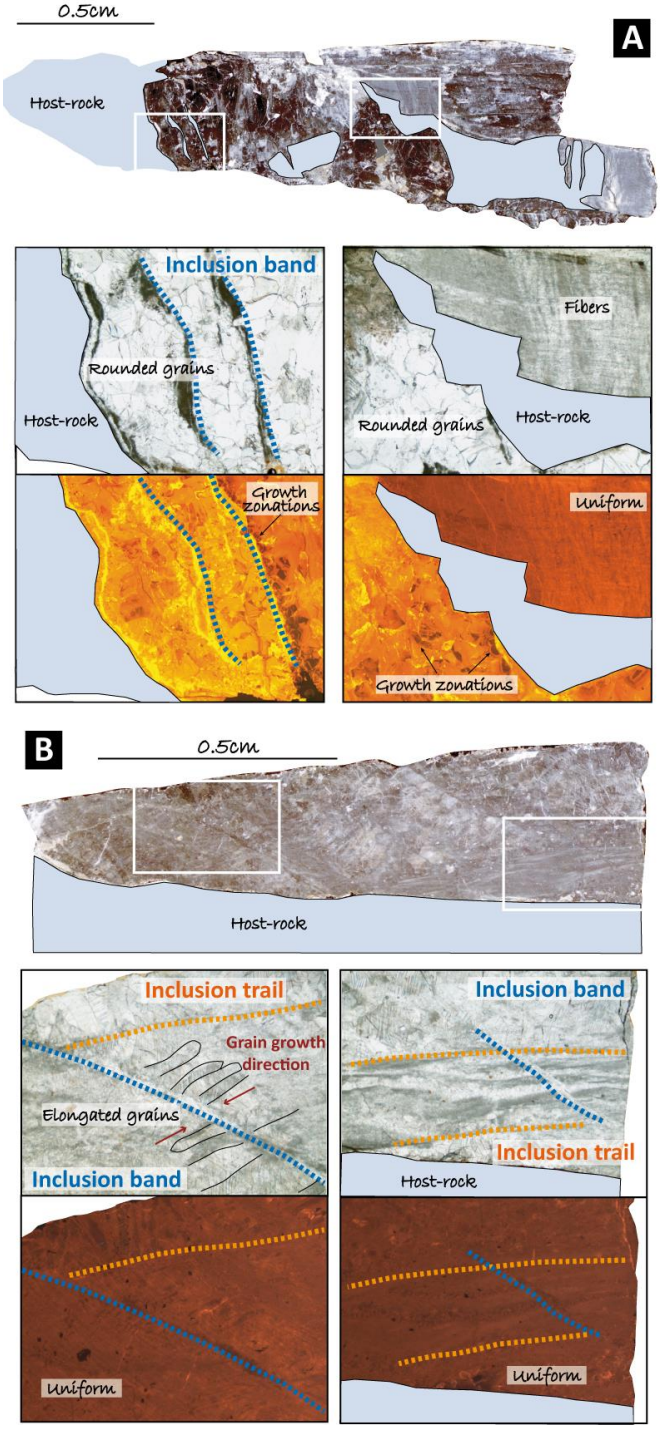


Figure III-19 - Le caractère syn-tectonique des calcites de faille : observation au microscope optique et microscope à cathodoluminescence de calcite de faille des Grands Causses. A. Echantillon CA18J04-3 (cf. CHAPITRE VI.1.) issu d'une faille décrochante mettant en évidence une marche de calcite à textures variables (granulaire et fibreuse) et dotée de bandes d'inclusions obliques à l'encaissant. Les observations CL indiquent une luminescence relativement homogène de la calcite fibreuse et des zonations de croissance dans la calcite granulaire. B. Echantillon CA18J06-1 correspondant à une calcite de faille inverse (cf. CHAPITRE VI.1.) à texture granulaire (grains allongés). Les observations CL indiquent une luminescence faible et relativement homogène. Des bandes d'inclusion à la fois parallèles et obliquent à l'encaissant son observables principalement au microscope optique.

2.2.3. Discussion sur la durée de cristallisation

En plus de l'aspect syn-tectonique des calcites de faille, il est également nécessaire de s'intéresser à leur durée de formation afin de discuter des âges U-Pb obtenus après analyse au LA-ICP-MS.

Deux échantillons de calcite monophasée (présentant une unique famille de strie) des Corbières (Figure III-20 A) et du Languedoc (Figure III-20 B) ayant obtenu une droite de régression relativement « optimale » avec des rapports U-Pb pour certains élevés lors d'analyses au LA-ICP-MS, ont été sélectionnés afin de les analyser une seconde fois par secteurs. Les paramètres d'ablation utilisés sont similaires à ceux présentés dans le protocole analytique (*cf.* partie 1.3.1.). Dans les deux cas de figure, les fragments de calcite de faille sont allongés, et correspondent à des sections perpendiculaires au plan de faille et parallèles à l'élongation des stries observables sur les échantillons macroscopiques. Afin de déterminer le temps de formation de ces calcites, entre 16 et 20 spots d'ablation ont été réalisés à chaque extrémité des fragments (α, γ Figure III-20) et au cœur de l'échantillon (β Figure III-20). Les diagrammes Tera-Wasserburg associés sont présentés sur la Figure III-20. Les âges obtenus sur chacune des zones (α, β et γ) sont contenus entre 29.7 et 35.6 Ma pour l'échantillon des Corbières et 33.6 et 41.4 Ma pour l'échantillon du Languedoc. Or, au regard des incertitudes analytiques de l'ordre de 5-25%, ces âges U-Pb ne peuvent être individualisés, ne permettant alors pas de discriminer plusieurs évènements de cristallisation différents. Aussi, en regroupant l'ensemble des rapports dans un seul Tera-Wasserburg, le MSWD résultant indique un ensemble de données cohérentes formant une unique population. En ce sens, chacun des âges obtenus sur les calcites de faille sera par la suite interprété comme étant l'âge associé à l'évènement unique de cristallisation de la calcite.

En adéquation avec ces résultats, les observations CL relativement homogènes et sans zonation de croissance dans la majorité des cas appuient l'hypothèse du caractère « ponctuel » des calcites de faille à l'échelle des temps géologiques (*cf.* partie 2.2.2. ; Figure III-19).

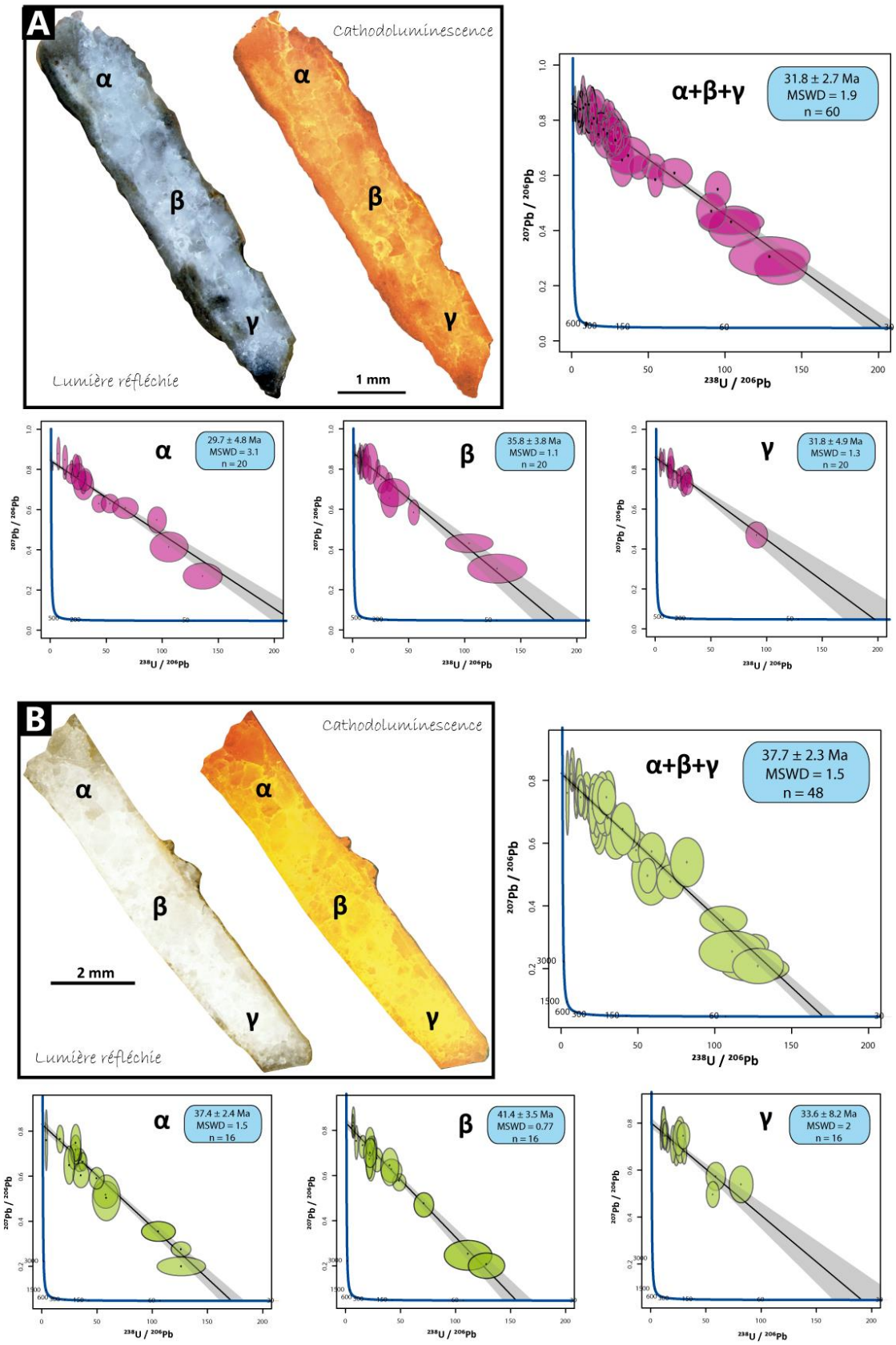


Figure III-20 - Le caractère ponctuel des calcites de faille : comparaison des âges obtenus à différents endroits sur un échantillon des Corbières (A) et du Languedoc (B).

2.2.4. Préparation des calcites de faille en amont de la datation U-Pb

Afin de procéder à la datation U-Pb au LA-ICP-MS des calcites de faille, plusieurs étapes de préparation son nécessaires en amont. Les échantillons macroscopiques prélevés, de l'ordre de plusieurs centimètres à plusieurs dizaines de centimètres sont dans un premier temps sciés selon une section perpendiculaire au plan de faille et parallèle aux stries dans la mesure du possible (l'observation difficile des stries sur certains échantillons est à l'origine d'une section parfois oblique) (Figure III-21). Ce choix de découpe est basée sur l'hypothèse qu'une section illustrant la formation de la calcite au cours du temps aurait une probabilité plus importante d'obtenir une zone « datable » - des rapports U/Pb élevés - qu'une section perpendiculaire aux stries qui représenterait le fluide à un instant t. (*cf.* CHAPITRE I.1.1.3.).

Le fragment de calcite de l'ordre de quelques millimètres au centimètre est ensuite mis sous résine (10% de durcisseur et 90% de résine epoxy) dans un plot de 2.5 cm de diamètre avec 2 à 3 autres échantillons de calcite de faille différentes (Figure III-21). Le plot est par la suite poli à l'aide d'une polisseuse et de disques abrasifs de grain 60, 120, 320, 800, 1200 puis 3 et 1 µm. Avant l'analyse au LA-ICP-MS, le plot est nettoyé au bain à ultrasons pendant 15-30 min puis plongé dans un bain d'éthanol absolu pendant 15 min afin d'éviter d'éventuelles contaminations.

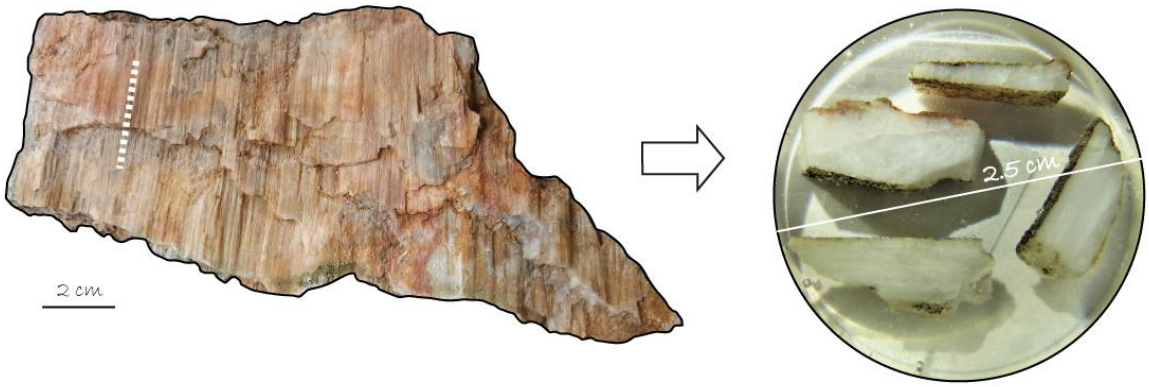


Figure III-21 - Illustration de la transformation de l'échantillon macroscopique au fragment de calcite mis sous résine afin de procéder à la datation U-Pb au LA-ICP-MS. Les pointillés blancs sur l'échantillon macroscopique correspondent au trait de découpe afin d'analyser la section perpendiculaire au plan de faille et parallèle aux stries.

Une fois le plot poli, il est nécessaire de déterminer les zones d'ablation préférentielles à partir d'une analyse pétrographique. Les fragments d'échantillons sont analysés en lumière réfléchie et au microscope à cathodoluminescence (Figure III-22). De la même manière que l'observation des lames minces décrite dans la partie 2.2.2. , les observations CL ont été réalisées à partir d'une cathodyne (cathode froide) de NewTec (Nîmes, France) couplée à un microscope optique Olympus BX41 (Tokyo, Japon) et à une caméra Qicam Fast 1394 (Teledyne Qimaging, Surrey, Canada) et opérant à 10-12 kV et 200-300 µA sur une durée d'exposition de 5 à 10 secondes, variable en fonction de l'intensité de la luminescence. Les observations CL mettant généralement en évidence des luminescences relativement homogènes et sans zonation de croissance, seules les zones ayant des couleurs et textures non semblables à la calcite de manière générale en lumière réfléchie ont été systématiquement exclues de la zone d'ablation (Figure III-22). Lorsque les observations CL montrent des variations de luminescence, les différentes zones correspondant à des luminescences différentes ont été « testées » afin de déterminer celle qui pourrait potentiellement être datable (*cf.* e.g. CHAPITRE IV.1.). Enfin, il arrive que le cœur et les bordures d'un échantillon de calcite de faille montrent des luminescences différentes. Dans ce cas de figure et ne connaissant pas l'origine de cette variation, les bordures ont systématiquement été retirées des zones à analyser.

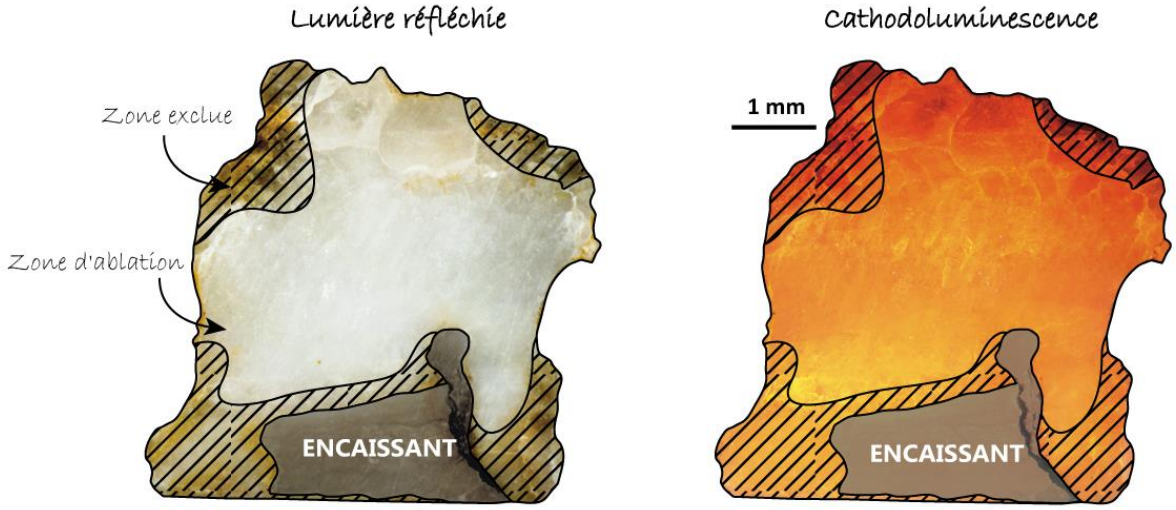


Figure III-22 - Détermination des zones d'ablation à partir des observations pétrographiques en lumière réfléchie et microscope à cathodoluminescence. Exemple d'un échantillon du Languedoc avec une durée d'exposition de 10 secondes au microscope à cathodoluminescence

CHAPITRE IV. CARACTERISATION DE LA DEFORMATION INTRAPLAQUE DANS L'AVANT-PAYS NORD PYRENEEN : LE CAS DES CORBIERES

Vue vers le massif du Canigou (Pyrénées orientales) du NE de St-Arnac (Photo : O. Parizot)

La région des Corbières correspond au secteur étudié le plus proximal de la chaîne pyrénéenne. Il est délimité au Sud par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen et au Nord par le bassin Minervois et la Montagne Noire (cf. CHAPITRE II.1.2.1.). Dans ce secteur, deux questions se posent : d'une part, l'histoire géodynamique au cours du Cénozoïque est difficilement contrainte dans le temps en raison (1) du manque de sédiment post-orogenèse et (2) de la difficulté de dater les séries détritiques syn-orogéniques - si tant est qu'elles soient réellement syn-déformation -. Par ailleurs, l'expression de la déformation est mal comprise, en particulier dans le cas de la Nappe des Corbières Orientales qui correspond à une zone structurale particulière, située dans la virgation languedocienne, au carrefour entre l'orogène pyrénéen au Sud-Ouest et la chaîne provençale au Nord-Est. L'objectif de ce chapitre est de présenter des éléments de réponse à ces deux grandes questions, celles de l'âge de la déformation et de son expression. Les résultats sont exposés sous forme d'articles scientifiques publié dans la revue Terra-Nova pour l'un et soumis à la revue BSGF pour l'autre.

1. Article 1 - When did the Pyrenean shortening end ? Insight from U-Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbière area, France)

Received: 10 March 2021 | Revised: 19 May 2021 | Accepted: 25 May 2021
DOI: 10.1111/ter.12547

RESEARCH ARTICLE

Terra Nova WILEY

When did the Pyrenean shortening end? Insight from U–Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France)

Oriane Parizot | Yves Missenard | Frederic Haurine | Thomas Blaise | Jocelyn Barbarand | Antonio Benedicto | Philippe Sarda

Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France

Correspondence
Oriane Parizot, Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France.
Email: oriane.parizot@universite-paris-saclay.fr

[Corrections added on 12 August 2021, after first online publication: All authors have had their Open Researcher and Contributor ID (ORCID) added to the author byline and ORCID section in this updated version of the article.]

Abstract
Absolute dating helps to define the age and duration of orogen building. Here we present new U–Pb ages of syn-faulting calcites collected in the northern foreland basin of the Pyrenees. The studied area underwent deformation during the Eocene growth of the belt. This orogenic growth is considered to have persisted until the Late Oligocene, after which post-orogenic processes prevailed. Microstructural analysis coupled with U–Pb dating of syn-faulting calcite confirms the well-known NW-SE to N–S main shortening stage of the Pyrenean orogen during the Eocene (from 48.7 ± 2.2 to 43.2 ± 5.3 Ma). But our data further reveal NE-SW shortening during the Miocene, *ca.* 16 Ma ago, that has never been seen in the northern Pyrenean foreland. We propose that this tectonic phase, now identified on both sides of the Pyrenean Belt, is a consequence of a stronger coupling between Africa, Iberia and Europe at this time.

Figure IV-1 - Page de garde de l'article 1 : When did the Pyrenean shortening end? Insight from U-Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France) (Parizot et al. 2021).

Le texte qui suit a été publié dans la revue *Terra Nova* en 2021 (Figure IV-1) sous la référence suivante :

Parizot, O., Missenard, Y., Haurine, F., Blaise, T., Barbarand, J., Benedicto, A., & Sarda, P. (2021). When did the Pyrenean shortening end? Insight from U–Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France). *Terra Nova*, 00, 1–9. https://doi.org/10.1111/ter.12547

Statement of significance

In this study, we give evidence of two distinct tectonic events in the northern Pyrenean foreland basin thanks to the U–Pb dating of 12 syn-deformation calcite samples. The first, associated with the dating of seven fault-related calcites, indicates Eocene faulting (from ~49 to ~28 Ma). Ages obtained on five other calcite samples testify to Miocene compressive faulting (~16 Ma). The late event has until now been identified only in the Spanish southern foreland. This work redefines the tectonic timeline of the Pyrenean orogen using recent methodology. The results are interpreted within the framework of the Mediterranean geodynamic.

Abstract

Absolute dating helps to define the age and duration of orogen building. Here we present new U–Pb ages of syn-faulting calcites collected in the northern foreland basin of the Pyrenees. The studied area underwent deformation during the Eocene growth of the belt. This orogenic growth is considered to have persisted until the Late Oligocene, after which post-orogenic processes prevailed. Microstructural analysis coupled with U-Pb dating of syn-faulting calcite confirms the well-known NW-SE to N–S main shortening stage of the Pyrenean orogen during the Eocene (from 48.7 ± 2.2 to 43.2 ± 5.3 Ma). But our data further reveal NE-SW shortening during the Miocene, *ca*. 16 Ma ago, that has never been seen in the northern Pyrenean foreland. We propose that this tectonic phase, now identified on both sides of the Pyrenean Belt, is a consequence of a stronger coupling between Africa, Iberia and Europe at this time.

1.1. Introduction

The knowledge of onset ages of orogen and their evolution through time is fundamental to decipher the history of plate movements and the evolution of stresses either at plate limits or in their interiors. The deformation timing is recorded by syn-tectonic

sediments in foreland basins (Dickinson 1974). Nevertheless, uncertainties about the age of syn-tectonic sedimentary deposits in the peripheral basins or even the lack of such deposits sometimes make the establishment of a detailed calendar difficult and the result imprecise or incomplete.

In this study, we complete the geodynamic absolute timetable of the northern Pyrenean foreland based on the combination of inversion of fault slip data (fault planes and associated calcite slickenfibres) and absolute dating of these brittle tectonic structures through in situ U–Pb geochronology of syn-faulting calcite fibres (Beaudoin et al. 2018; Hansman et al. 2018; Nuriel et al. 2019; Parizot et al. 2020; Roberts et al. 2020). We focus on the Corbières region (northern foreland basin, Figure IV-2), as, in this area, the lack of Neogene deposits prevents the recognition of any deformation event at that time.

1.2. Geodynamic context

The Pyrenees result from the convergence and subsequent collision between the Iberian and Eurasian plates resulting in the inversion of the Late Jurassic to Cretaceous basins (Choukroune & Mattauer 1978; Mouthereau et al. 2014). There is a general consensus that the paroxysm of contractional deformation occurred during the Eocene (Grool et al. 2018; Sainz & Faccenna 2001; Christophoul et al. 2003; Vergés et al. 1995), and the end of the convergence in the Early Oligocene in the eastern domain of the northern Pyrenean foreland (Grool et al. 2018) or Early Miocene in the eastern and central Pyrenees (Macchiavelli et al. 2017). The Iberian plate underwent about 90 km of shortening, which results in the formation of the Iberian Belt from 40 to 20 Ma (Mouthereau et al. 2014; Sainz & Faccenna 2001).

In the north Pyrenean foreland basin, the Corbières region mostly consists of Eocene sedimentary formations north of the Paleozoic Mouthoumet Massif, and Mesozoic to the south of it (Figure IV-2). The Mesozoic formations, which lay unconformably on the Palaeozoic basement, consist of Triassic evaporite-bearing marls, and shallow marine, Jurassic and Early Cretaceous carbonates and marls (Wallez 1974). Starting from the Late Cretaceous, the region recorded the Pyrenean compression and the deposition of mainly shallow-marine to

continental sediments, except for those of Ypresian age corresponding to a marine platform associated with Alveolina-bearing carbonates and marls (Ellenberger et al. 1987; Charrière & Durand-Delga 2004; Rasser et al. 2005). Due to the location of the study area in the so-called "Corbières virgation" (Arthaud & Mattauer 1972; Rouvier et al. 2012), the compressive folds and faults of the Corbières are associated with a local stress field - σ_1~ NW-SE although the σ_1 main stress is N-S at the scale of the whole Pyrenean chain. Thick conglomerates accumulated in the foreland basin during the Bartonian are associated with the paroxysm of the compressive tectonic phase (Martín-Martín et al. 2001).

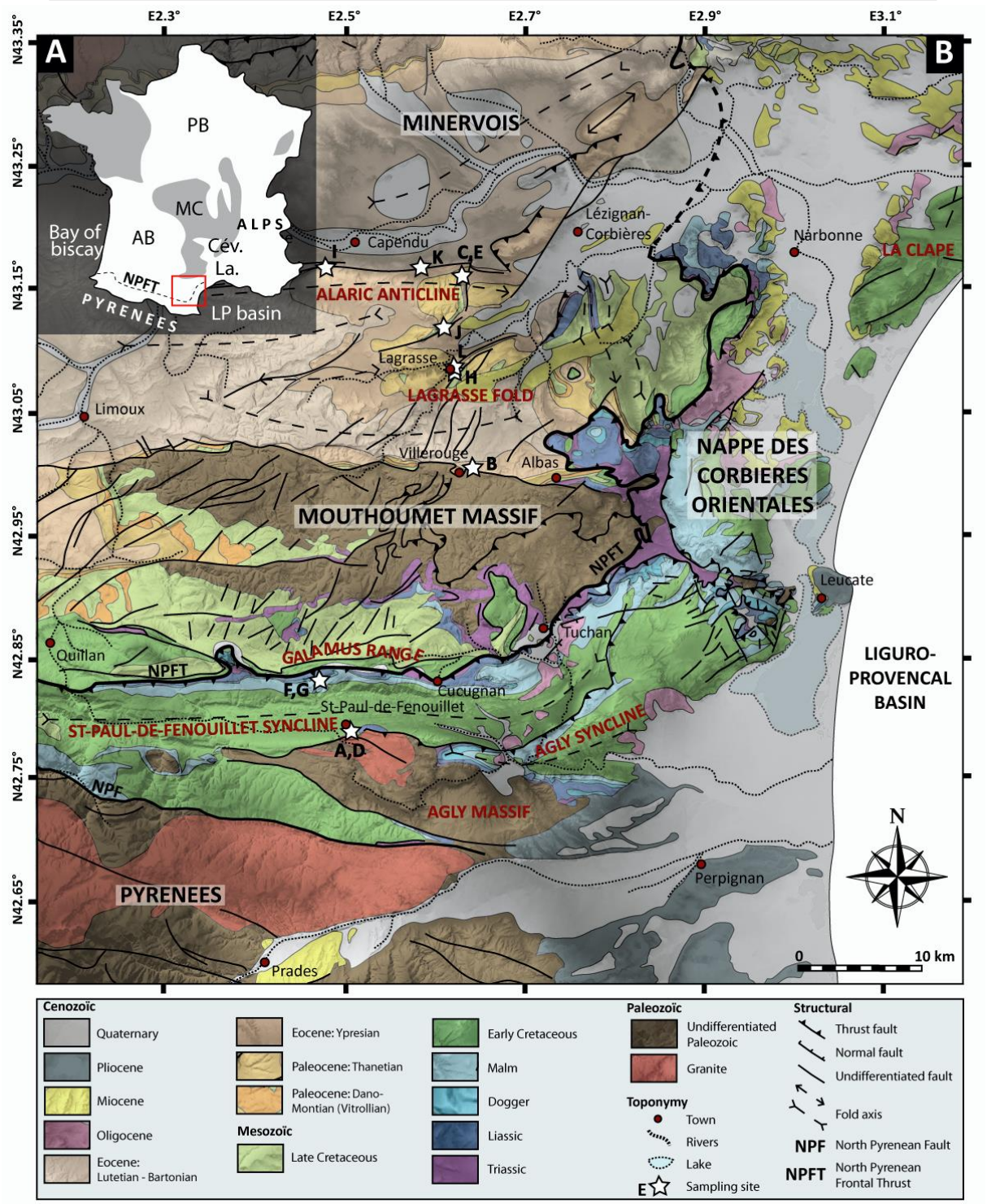


Figure IV-2 - Location of the study area and sampling sites. (a) Red square: studied area in the North foreland of the East Pyrenean belt (Corbières domain). PB, Paris basin; AB, Aquitaine basin; MC, Massif Central; Cév., Cévennes; La., Languedoc. (b) Structural scheme and sampling sites (white stars). Modified using 1/50,000 and 1/80,000 BRGM geological maps

The regional tectonic timetable since the Late Cretaceous to Early Miocene is relatively well constrained by previous studies, which have identified two major tectonic episodes: the Pyrenean compression from the Late Cretaceous to Bartonian orogenic paroxysm, and the opening of the Liguro-Provençal Basin during the Late Oligocene / Early Miocene (Séranne 1999; Molliex et al. 2011; Jolivet et al. 2020). However, the lack of post-Oligocene deposits in the Corbières makes the calendar incomplete for the Neogene times, which are therefore considered as a period of tectonic quiescence.

1.3. Methods

A set of fault planes was measured (Figure IV-3A) and for each measurement site, data was inversed (Right dihedral inversion method (Angelier & Mechler 1977)) using the WinTensor© software (Delvaux & Sperner 2003). WinTensor© allows to determine the paleostress field orientation from fault slip plane orientations with kinematic indicators. Syn-faulting calcite fibers (with single-phase slickensides, Figure IV-3A) were sampled for petrographic observations and U-Pb dating.

Petrographic and geochemical analyses were performed on polished samples mounted in epoxy. Petrographic observation was conducted using a binocular, as well as optical and cathodoluminescence (CL) microscopy (Figure IV-3B-C). CL observations were carried out on an Olympus BX41 microscope coupled to a Cathodyne cold-cathode catholuminescence (NewTec, Nîmes, France) operating at 10 kV and 200-300 µA, and a Qicam Fast 1394 digital camera (TELEDYNE QIMAGING, Surrey, Canada).

Calcite samples were dated by U-Pb geochronology using a HR-ICP-MS Element XR from Thermo Scientific coupled to a Laser Ablation system (LA) ArF 193 nm from Teledyne Photon Machines at the Paris-Saclay University, following standard methods described elsewhere (Ring & Gerdes 2016; Nuriel et al. 2017; Roberts et al. 2017). Details of syn-faulting calcite samples and methods can be found in the Supplementary Information (Annexe 2).

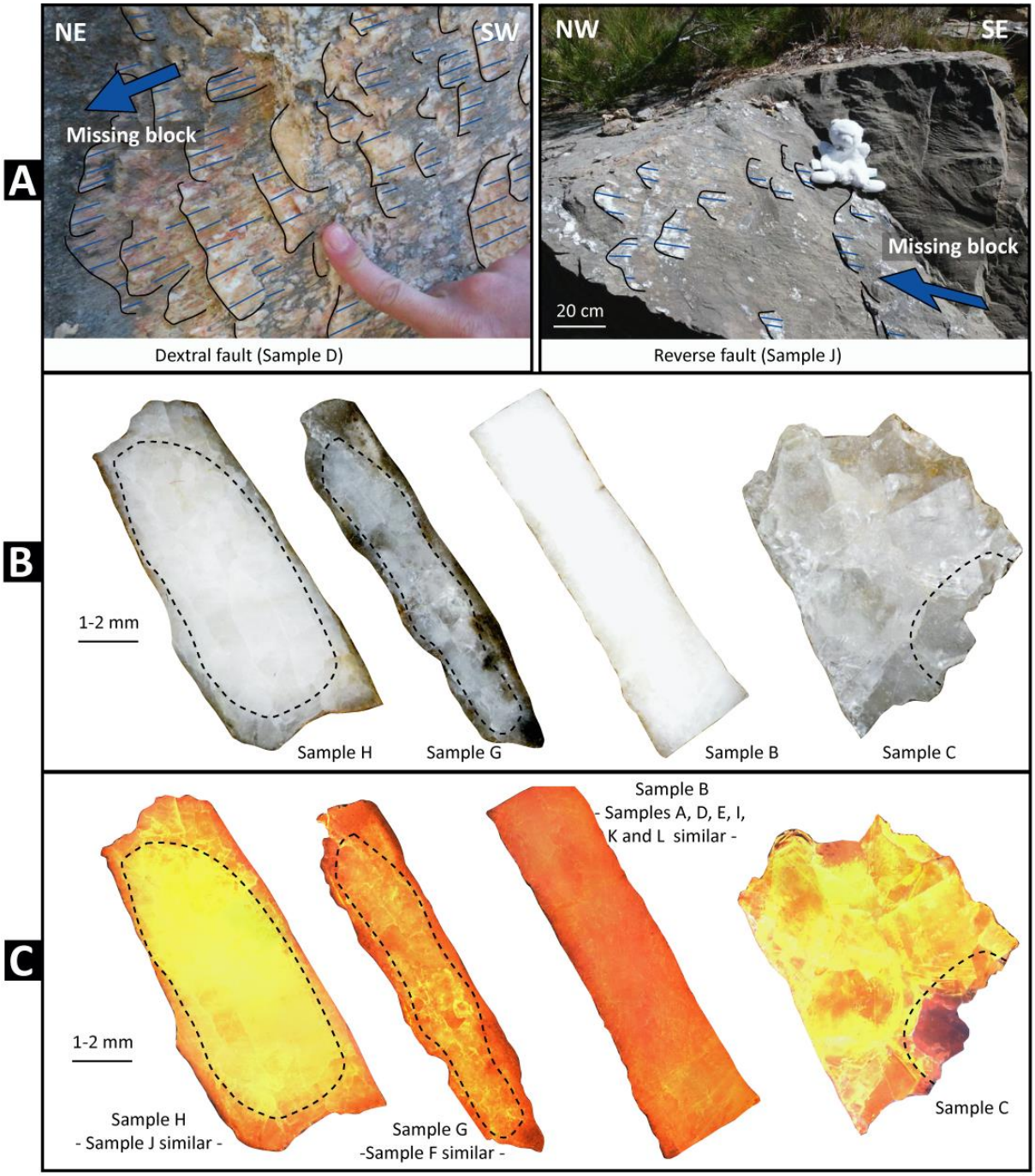


Figure IV-3 - Syn-faulting calcite samples. (a) Examples of analysed tectonic structures and associated slickenfibre calcites. (b) Pictures of syn-faulting calcites with a binocular microscope in reflected light. (c) Cathodoluminescence imaging of corresponding syn-faulting calcites.

1.4. Results

1.4.1. Structural data acquisition and sampling

40 sites were retained for microtectonic measurements and fault-related calcite sampling (see the Supplementary Information, Annexe 2). 526 fault planes and associated slickensides or syn-faulting calcite orientations were measured. Twelve calcites, related to strike-slip (samples A-E, I), reverse (samples F, G, J, K, L) or low-angle (sample H, inner part of the compressive "La Cagalière" duplex - see Souque et al. (2003): Fig.6, fault between horses 4 and 5) faults - and corresponding to 15% of the samples, were suitable for U-Pb dating. The other samples were discarded due to very low uranium and/or high common lead concentration. An extensive dataset of dated samples can be found in the Supplementary Information (Annexe 2).

1.4.2. Petrographic observations and laser ablation sampling zones

Petrographic observations were used to delimit favorable zones for U-Pb dating considering ^{238}U, ^{207}Pb and ^{206}Pb signal intensities in each zone. Ablation zones were predefined from ten random ablation spots (prescan) to determine the datable areas in calcite crystals. When observed in reflected light, the samples exhibit various textures, either fibrous (Sample B, Figure IV-3B) or granular (Sample C, Figure IV-3B), with color variations from clear white-gray to milky white (Figure IV-3B). In cathodoluminescence microscopy (CL), some samples present homogeneous luminescence (sample B, Figure IV-3C - A, D, E, I, K and L samples are similar) while others do not (C, F, G, H and J).

According to the sample petrography and the prescan results, for samples H and J, only the central area has been selected for LA-ICP-MS analysis. For sample C, we found that the highly luminescent area was less suitable for dating and we focused on the dull brown to orange area. In sample G, ablation spots were localized in the center part of the sample and the gray-black edge was excluded. Finally, petrography and prescan did not allow us to

distinguish specific areas in samples A, B, D, E, I, K, L and F, and ablation spots were placed randomly.

1.4.3. U-Pb geochronology

Three groups of ages were obtained. A first group includes five calcites (H to L) sampled north of the Mouthoumet Massif and with a Lutetian age corresponding to contractional deformation (Figure IV-4): a slickenfibre calcite is dated at 48.7 ± 2.2 Ma (sample L, Figure IV-4), another at 48.4 ± 3.3 Ma (sample K, Figure IV-4) and another at 46.7 ± 2.9 Ma (sample J, Figure IV-4). Sample I is dated at 46.6 ± 6.2 Ma and the sample H at 43.2 ± 5.3 Ma (Figure IV-4).

A second group, Rupelian in age, also associated with a compressive event, is highlighted by two fault-related calcites dated at 32.8 ± 2.0 Ma (sample G) and 28.1 ± 2.2 Ma (sample F) (Figure IV-4).

A third group of ages, related to five slickenfibre calcites, testifies to a Miocene compressive event (Burdigalian-Langhian interval). Samples A to E are dated respectively at 15.0 ± 1.6 Ma, 15.7 ± 2.5 Ma, 15.7 ± 1.7 Ma, 16.2 ± 2.1 Ma and 17.4 ± 2.9 Ma (Figure IV-4). These syn-faulting calcites come from various locations, from the Saint-Paul de Fenouillet syncline to the Alaric anticline (Figure IV-2), demonstrating the regional scale of the event.

1.4.4. Stress tensors results

Stress tensors associated with dated slickenfibre calcites are shown in Figure IV-4 and details can be found in the Supplementary Information (Annexe 2). The inversion and data separation of 526 items of microtectonic data from all sites reveal, on the one hand, an overall NW-SE (280°<σ_1<350°) trending shortening (322 fault planes, including those Eocene in age - samples H to L) and, on the other hand, an overall NE-SW (30°<σ_1<80°) trending shortening (91 fault planes including those Miocene in age - samples A to E) (Figure IV-4 and Figure S1 in the Supplementary Information, Annexe 2).

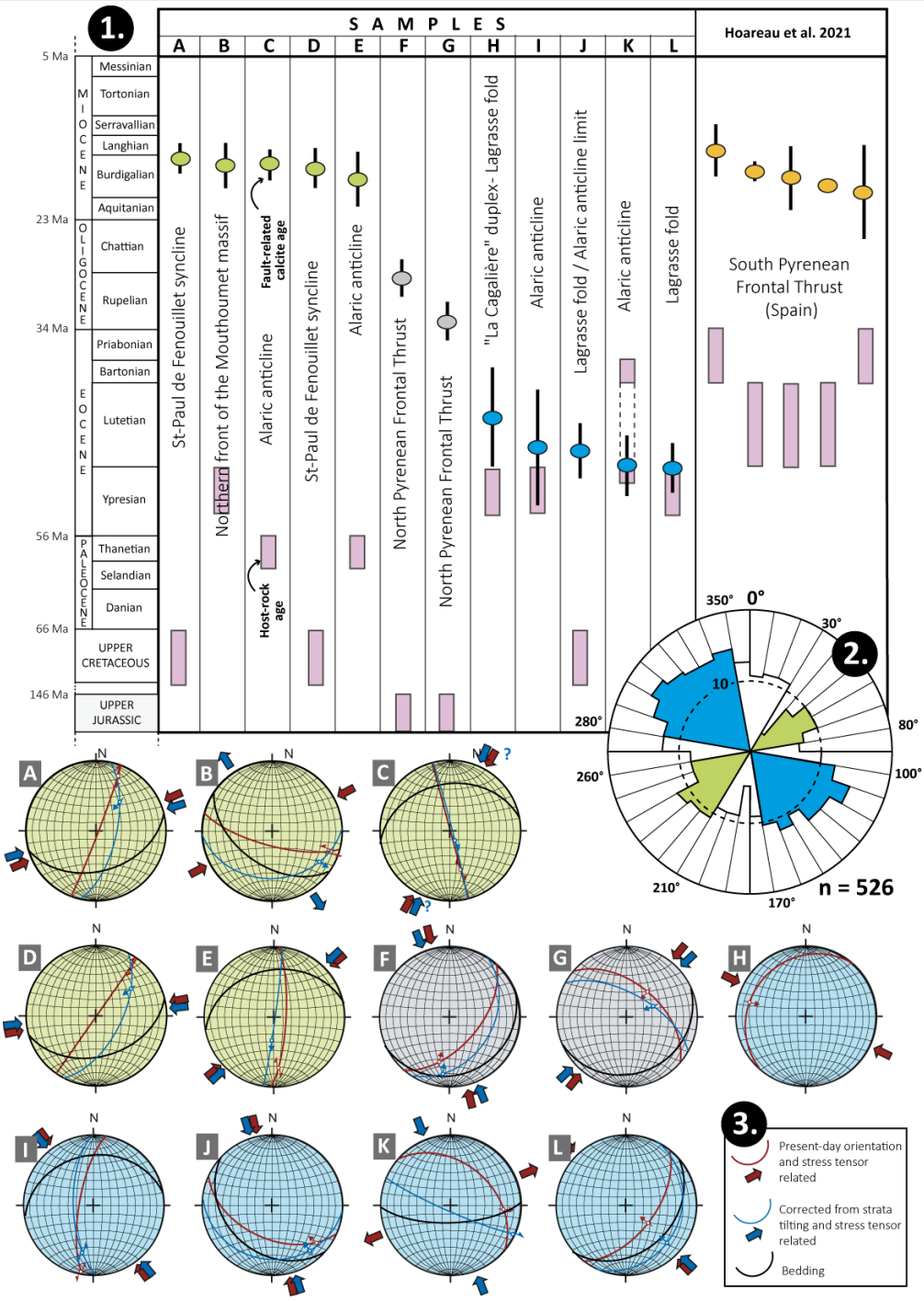


Figure IV-4 - Results of microtectonic study and syn-faulting calcite U-Pb geochronology. 1. The U-Pb ages are represented by the colored points with their uncertainties (2σ). The ages of the host-rocks are represented by the pink boxes (determined from 1/50 000 BRGM geological maps and Martín-Martín et al. (2001) for sample K). Right column: Hoareau et al. (2021) ages on the South Pyrenean Frontal Thrust (Spain). 2. Rosace diagram showing the frequency (in log) of σ_1 direction for all measured fault planes. 3. Results of fault planes analysis associated with dated samples. Results are presented on the equal-area (Schmidt) stereographic lower-hemisphere projection and represent the present-day orientation of the fault plane (in red), the plane corrected from strata tilting (in blue) and the bedding (in black). State of stress is represented by red (no strata tilting correction) and blue (strata tilting corrected)

1.5. Discussion

The Lutetian to Rupelian shortening (samples F to L, Figure IV-4) corresponds to the main phase of the Pyrenean orogeny with formation of structures such as the La Cagalière duplex in the Corbières area (Souque et al. 2003; Bilotte & Canerot 2006). Although deformation probably occurred over a relatively long period of time beginning during the Late Cretaceous (Christophoul et al. 2003; Grool et al. 2018), the cluster of Lutetian ages (samples H to L) may reflect an increase of deformation at that time. This increase is coeval with a break of sedimentation in the northern part of the studied area (in and around Alaric anticline), where Lutetian formations are lacking (Martín-Martín et al. 2001). The deposition of thick syntectonic conglomerates during the Bartonian may thus reflect a time lag between the Lutetian tectonic pulse (Martín-Martín et al. 2001) and subsequent erosion during the Bartonian. On the other hand, it cannot be excluded that the deformation lasted until the Early Oligocene, as testified by samples F (28.1 ± 2.2 Ma) and G (32.8 ± 2.0 Ma), which indicate compression along the North Pyrenean Frontal Thrust during the Rupelian period (Figure IV-2,Figure IV-4). The protracted deposition of conglomerates in the basin, from south to north and from mid Ypresien to Early Oligocene, mirors this evolution (Al Reda 2020).

Five strike-slip syn-faulting calcites, all located close to regional scale faults, are dated to early Miocene (Figure IV-4). This ca. 16 Ma event is not documented in the literature regarding the northern Pyrenean foreland evolution, probably due to the paucity of Miocene deposits in the Corbières area. This tectonic event may be investigated in the light of several evidence of vertical and horizontal motions at that time in and around the Pyrenean orogen. In the core of the belt, Sartégou et al. (2018) show an incision beginning during the Early Miocene. Similarly, Jolivet et al. (2007) and Fillon et al. (2020) report Miocene denudation of Pyrenean massifs in the western central part of the Axial Zone. Surfaces with high elevation and low relief in the Pyrenees also testify to a Miocene vertical motion of the lithosphere (G. Bosch, Van Den Driessche, et al. 2016; Huyghe et al. 2020), although the uplift mechanism is still debated since tectonic shortening has always been supposed to finish at the end of the Eocene. Based on geomorphological evidence, Uzel et al. (2019) demonstrate a post-Oligocene multi-

stage incision of the north-western Pyrenean topography consecutive to a regional uplift. In the northern Pyrenean foreland, Ortiz et al. (2020) highlight an uplifting phase from a seismic stratigraphic study in the Aquitaine Basin from 16.4 to 10.6 Ma. Séranne et al. (2002) identify a major river incision phase associated with a Miocene (Serravalien-Tortonian) uplift episode of the Cévennes area, south of the Massif Central (Figure IV-2). Finally, Miocene deformation and exhumation is also evidenced in the southern foreland basin (Cruset et al. 2020; Soto et al. 2016; Fillon et al. 2013). Recently, Hoareau et al. (2021) highlighted a Miocene phase on the South Pyrenean Frontal Thrust from the U-Pb dating of five calcite veins whose ages vary between 14.4 ± 2.7 Ma and 18.8 ± 5.0 Ma (Figure IV-4). These last results, combined with ours, indicate that this Miocene tectonic event probably occurred over the entire Pyrenean Belt at the Burdigalian-Langhian boundary (ca. 16 Ma).

We propose that this event is a direct consequence of the strong coupling between Africa, Iberia and Europe at that time (Frizon de Lamotte et al. 2000). From the Oligocene onwards, the southward retreat of the slab associated with the subduction of the Ligurian-Tethys Ocean is the cause of the motion of the AlKaPeCa terranes (Rosenbaum et al. 2002a) (Figure IV-5A,B). The Kabylias were the first to be accreted on the North African margin 17 Ma ago (Abbassene et al. 2016). At that time, the Europe/Iberia/Africa system can be viewed as being fully anchored along a N/S transect from France to Algeria (Figure IV-5C). Indeed, the subduction that was accommodating the convergence between both plates was fully achieved along this transect. As a consequence, we suggest that the coupling between the Africa, Iberia and Europe plates strongly increased: as convergence was no longer accommodated by subduction (Figure IV-5C), deformation propagated through a much wider area (Figure IV-5C) covering the Tell belt to the south (Leprêtre et al. 2018), the Balearic Promontory (Etheve et al. 2016), and the Pyrenean foreland domains to the north (this study, Cruset et al. (2020), Soto et al. (2016), Hoareau et al. (2021)). This Miocene event, a consequence of large-scale plate coupling, was thus recorded in large areas of the western part of the Mediterranean domain.

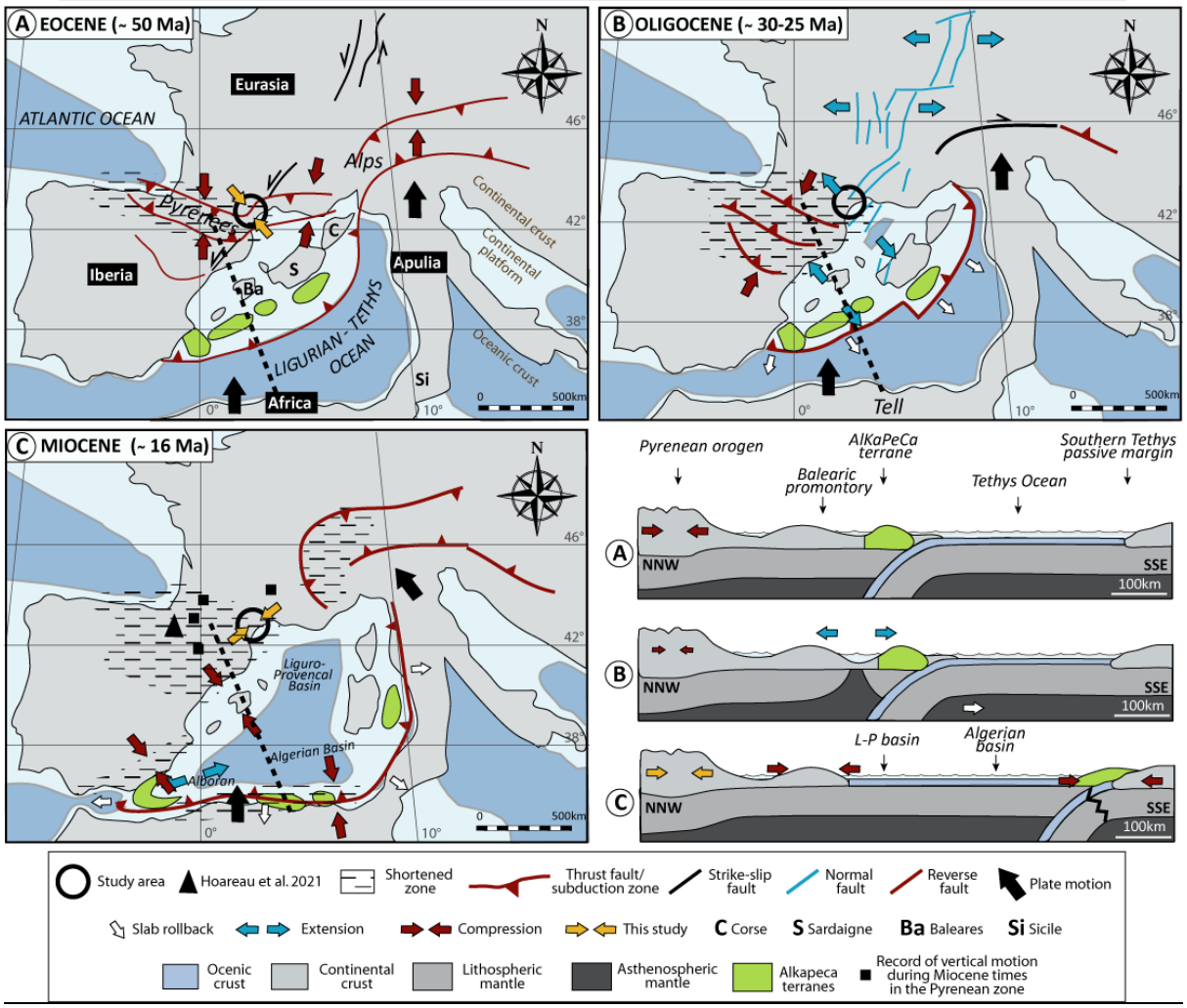


Figure IV-5 - Evolution of Mediterranean geodynamics during the Cenozoic time. Modified after Séranne (1999), Rosenbaum et al. (2002a), Etheve et al. (2016), Leprêtre et al. (2018), Recanati et al. (2019), Liesa et Simón (2009), Faccenna et al. (2004)

1.6. Conclusion

U-Pb geochronology associated with petrographic observations and structural data is here used to complete the compressive deformation timetable of the northern Pyrenean foreland. We document two periods of shortening: the Eocene to Early Oligocene and the Early Miocene. The ages obtained within a narrow window during the Lutetian may reflect the paroxysm of the Eocene Pyrenean deformation. Conversely, the Miocene tectonic event documented in this study was unknown in the eastern pyrenean domain. This late compressive

event may provide explanations for some observations which are still debated, such as the uplift of palaeosurfaces in the Pyrenean range during Miocene times.

Acknowledgments

This work is part of the O. Parizot's PhD funded by a Paris-Saclay University research grant (ED SMEMAG). It was also supported by the TelluS Program of CNRS-INSU. We thank two reviewers (Laurent Jolivet and an anonymous reviewers) and journal editor Klaus Mezger for their insightful critique.

Conflict of interest

The authors declare there is no conflict of interest.

Data availability statement

The data that supports the findings of this study are available in the supplementary material of this article (Annexe 2).

2. Eléments de discussions complémentaires

Les différentes phases tectoniques datées dans la région des Corbières peuvent mener à des discussions complémentaires. Leur répercussion sur l'agenda tectonique du secteur ainsi que la remise en considération de l'âge de certaines formations ou encore l'étendue spatiale de ces déformations sont ainsi discutées dans la suite de ce chapitre. Aussi, les phases tectoniques non enregistrées par la datation U-Pb et pourtant connue dans la région peuvent amener à une certaine perplexité, et seront donc également discutées ci-dessous.

2.1. Retour sur les phases tectoniques datées

2.1.1. La phase pyrénéenne

D'après Martín-Martín (2001) et Marandat (1987), les molasses de Carcassonne, produits d'érosion des domaines adjacents des Corbières, sont d'âge Cuisien supérieur et Bartonien, avec une lacune au Lutétien. Par ailleurs, les âges U-Pb obtenus sur les calcites de faille s'avèrent être lutétiens (5/7 calcites associées à la phase pyrénéenne) ainsi qu'une phase au Rupélien (2/7 calcites). Ainsi, qu'il y ait eu, ou non, une phase bartonienne non révélée par la datation U-Pb (*cf.* partie 2.2.), il existe un décalage temporel entre l'érosion des domaines adjacents des Corbières (Cuisien et Bartonien) et la déformation cassante dans le secteur (Lutétien).

La question de l'origine de ce décalage se pose. S'il est vrai, cela signifie, que les phases d'érosion des reliefs (et donc potentiellement leur exhumation) sont découplées des phases de déformation cassante horizontale. La définition du « paroxysme orogénique » serait alors à préciser à l'avenir afin de ne pas assimiler systématiquement l'exhumation (déformation verticale) à la déformation cassante (déformation horizontale). Néanmoins, il n'est pas à exclure une potentielle erreur de calage stratigraphique des Molasses de Carcassonne déterminée à partir de la biostratigraphie régionale (Martín-Martín et al. 2001; Marandat 1987). Dans l'hypothèse où elles seraient d'âge Cuisien-Lutétien et non Cuisien-Bartonien avec une lacune au Lutétien, l'érosion des domaines proximaux (et donc potentiellement leur exhumation)

serait contemporaine de la déformation cassante enregistrée dans les Corbières et en décalage avec la phase paroxysmale d'exhumation de la chaîne à l'Eocène supérieur (*cf. CHAPITRE II.3.1.2.*).

2.1.2. L'épisode Priabo-Aquitanien

Comme énoncé dans le chapitre 2, la France méridionale subit un épisode de rifting Priabo-Aquitanien caractérisé par la formation ou réactivation de nombreuses failles normales NE-SO et l'ouverture de bassins tertiaires tel que les fossés d'Alès ou de Narbonne. L'Ouest du Golfe du Lion ne semble pas épargné par cet épisode extensif (Mauffret et al. 2001).

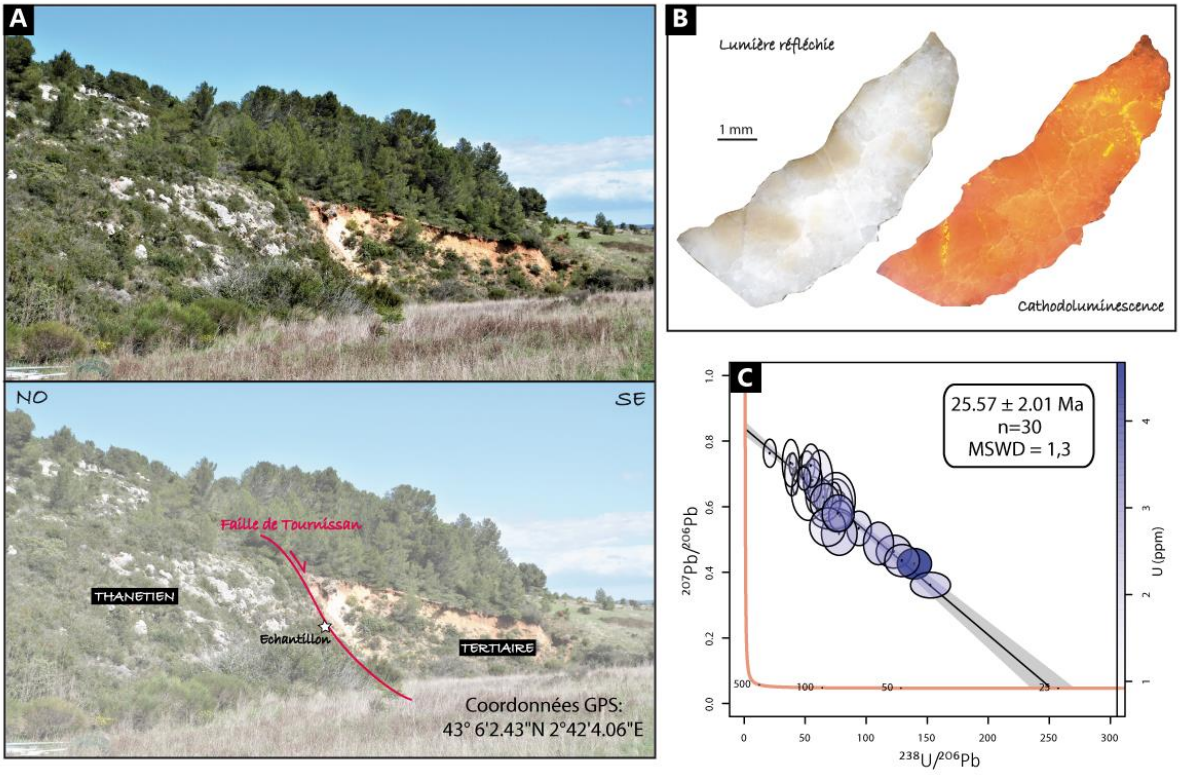


Figure IV-6 - L'extension Oligocène au Sud du Chaînon de Lagrasse. A. Localisation de l'affleurement B. Le fragment de calcite daté au LA-ICP-MS observé en lumière réfléchie et cathodoluminescence C. Le diagramme Tera-Wasserburg mettant en évidence l'âge (incertitudes 2σ non propagées) Chattien de la calcite contenue dans la brèche de faille.

Dans les Corbières, la faille normale de Tournissan orientée NE-SO est située sur le flanc Sud du chaînon de Lagrasse et délimite cette grande structure du fossé tertiaire de Tournissan

(Figure IV-6A, Ellenberger et al. (1987)). Bien que le régime extensif ne soit pas au cœur de ce travail de thèse, une calcite issue d'une brèche tectonique prélevée à quelques centimètres du miroir de faille a été datée, dans les mêmes conditions d'ablation que les structures compressives (Annexe 2 et Figure IV-6). Le diagramme Tera-Wasserburg obtenu est présenté sur la Figure IV-6C. L'âge obtenu sur la brèche de faille est de 25.6 ± 2.0 Ma.

Il a été énoncé dans le chapitre 2 la difficulté de dater l'âge des formations continentales remplissant certains fossés comme celui de Tournissan, attribuées parfois à l'Oligocène, au Miocène ou encore au Pliocène (Combes 1960; Ellenberger 1961; Ellenberger et al. 1987). L'âge U-Pb obtenu sur la structure tectonique permet de discuter de l'âge de cette série continentale qui semble avoir été déformée lors de cet épisode extensif. Ainsi, la faille normale étant datée au Chattien (25.6 ± 2.0 Ma), la formation continentale ne peut être plus récente, d'âge syn- ou anté- Chattien. Cela remet en considération les observations de F. Ellenberger (Ellenberger 1961; Ellenberger et al. 1987) et semble cohérent avec celles de Combes (1960). L'attribution stratigraphique miocène de la carte géologique au 1/50 000 (feuille de Capendu, Ellenberger et al. (1987)) est quoi qu'il en soit à revoir.

2.1.3. La phase tardi-pyrénéenne (Miocène)

La phase tardive miocène, datée à env. 16 Ma, est contemporaine d'épisodes d'exhumation et de soulèvement à proximité et au sein de l'orogène (*cf.* CHAPITRE II.2.2.3.). C'est également à cette époque que certaines études associent la formation des surfaces sommitales d'aplanissement (« perchées » *cf.* CHAPITRE II.2.2.3.). Les données U-Pb obtenues au cours de ce travail sont compatibles avec un modèle de paléo-surfaces formées au niveau de la mer puis soulevées au cours du Miocène (de Sitter 1952; Calvet & Gunnell 2008; Ortuño et al. 2013; Uzel et al. 2019; Gibson et al. 2007; Gunnell et al. 2008; Gunnell et al. 2009). Il est tentant de proposer que le soulèvement des surfaces perchées soit lié à l'évènement tardi-pyrénéen mis en évidence, évènement géodynamique remobilisant probablement l'intégralité de l'orogène et à l'origine de mouvements horizontaux et verticaux.

Dans l'article présenté ci-dessus, la phase de déformation miocène est associée à une augmentation du couplage entre Afrique, Ibérie et Eurasie (Parizot et al. 2021). On peut cependant judicieusement se poser la question du rôle potentiel du système alpin dans cette phase de déformation. Les travaux de F. Bergerat (Bergerat 1987; Bergerat 1982) ont montré qu'au début du Miocène, le champ de contrainte péri-alpin était, de manière surprenante, celui d'un épisode compressif NE-SO, depuis la Bohème jusqu'au bassin du Sud-Est. Cette orientation remarquablement régulière du champ de contraintes (Figure IV-7) fait dire à F. Bergerat qu'il résulte, non pas du fonctionnement de l'arc alpin lui-même, mais d'une reprise de la convergence entre Afrique et Europe. Aussi, cette phase de déformation montre une orientation du champ de contrainte semblable à celui enregistré dans la région des Corbières (σ_1 : NE-SO). Les deux épisodes tectoniques pourraient alors avoir la même origine, et la phase tardi-pyrénéenne mise en évidence par la datation U-Pb dans l'avant-pays Nord pyrénéen s'étendrait par conséquent sur toute la plateforme européenne.

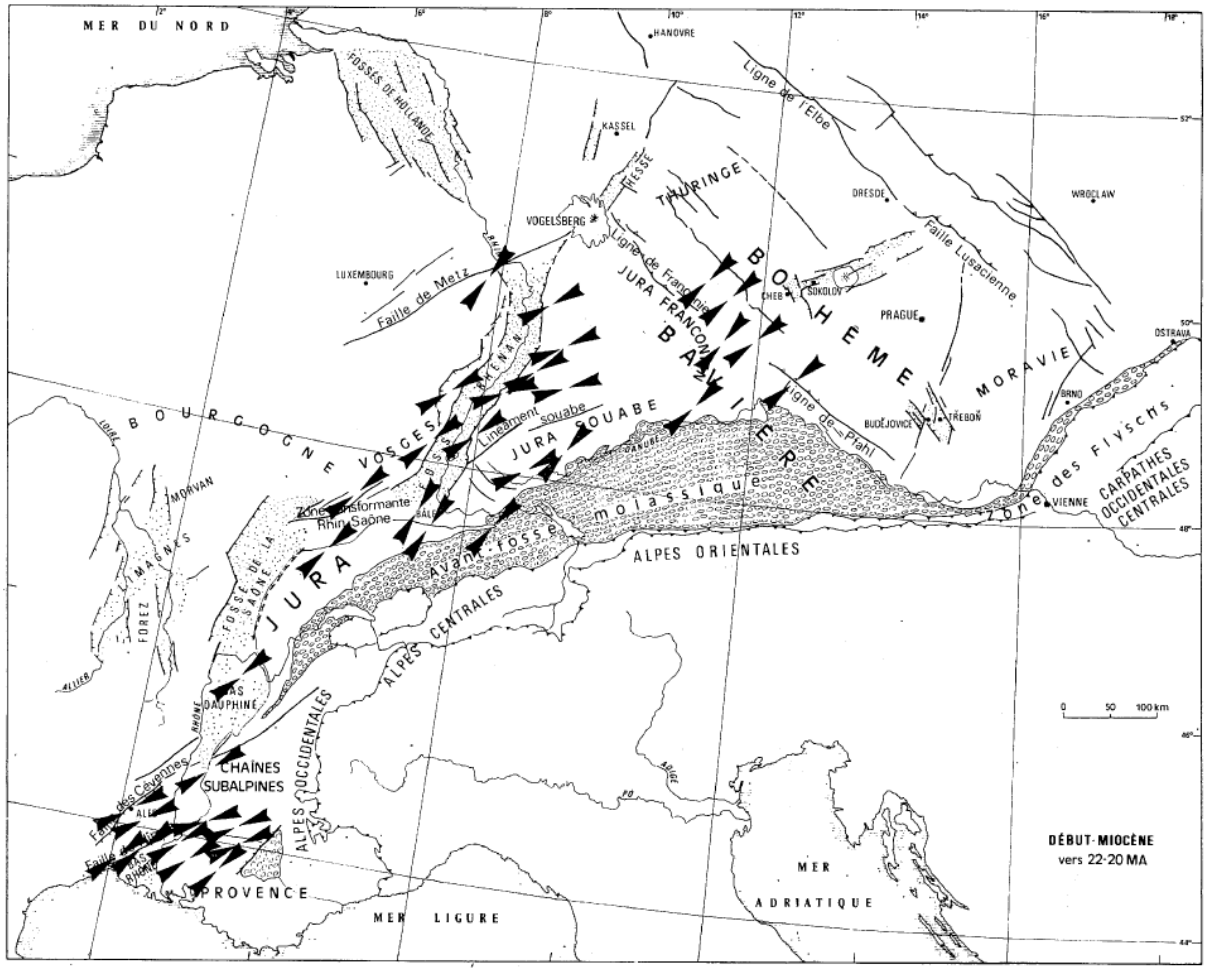


Figure IV-7 - Reconstitution du champ de contrainte dans la plateforme européennne au début du Miocène (22-20 Ma) (Bergerat 1987). Les flèches représentent les directions de la contrainte principale σ_1 déduites du calcul des tenseurs moyens des contraintes.

2.2. Les phases tectoniques non enregistrées en U-Pb

Bien que les formations affleurant dans le secteur septentrional des Corbières soient d'âge cénozoïque, celles affleurant à proximité du CFNP sont essentiellement d'âge mésozoïque et auraient pu enregistrer les évènements précoces associés aux prémices de la convergence des plaques Ibériques et Eurasie au Santonien (*cf.* CHAPITRE II.3.1.1.) (Figure IV-2). Pourtant, sur les 36 échantillons de calcite de faille prélevés et analysés au LA-ICP-MS dans ces formations d'âge mésozoïque, aucun n'a révélé de mouvements tectoniques au Crétacé supérieur, alors que les arguments géologiques attestant de telles déformations sont nombreux (Bilotte & Canerot 2006; Charrière & Durand-Delga 2004). De la même manière, aucune phase de déformation cassante d'âge Eocène supérieur (Bartonien-Priabonien) n'a été révélée par les âges U-Pb bien que jusqu'alors, cette période soit assimilée à la phase paroxysmale de l'orogène pyrénéen (Martín-Martín et al. 2001). Ainsi, l'absence d'âge U-Pb à ces différentes périodes est une curiosité qui peut avoir plusieurs explications possibles, en lien avec les circulations de fluide à l'origine de la formation des calcites de faille :

(1) Aucun fluide n'a circulé lors des épisodes précoces de déformation
(2) Le fluide n'a pas été suffisamment chargé en Ca^{2+} CO_3^{2-} pour atteindre la saturation et donc permettre la précipitation de calcite de faille
(3) La teneur en U du fluide a été trop faible pour permettre la datation des calcites
(4) La teneur en Pb commun du fluide a été trop importante pour permettre la datation des calcites.

D'autres explications, en lien avec le style de la déformation peuvent être envisagées en ce qui concerne la phase précoce au Crétacé supérieur : Ford et Vergés (2020) ont revisité récemment le style tectonique des déformations pyrénéennes. Ils montrent en particulier que le rôle du sel et de la tectonique salifère a sans doute été très sous-évalué jusqu'à présent. D'après ces auteurs, les structures compressives dans le secteur NE des Pyrénées sont pour la plupart des diapirs extensifs crétacé inférieur repris en compression. Le caractère relativement

« souple » de la tectonique salifère, avec des déformations essentiellement plicatives, pourrait expliquer l'absence ou la faible représentation des déformations cassantes, objet de la présente étude. On peut également envisager que l'épisode tectonique du Crétacé supérieur ne soit associé qu'à l'activité des structures régionales kilométriques, telles que le CFNP, qui aurait accommodé une grande partie de la convergence des plaques Ibérique/Eurasie dans ce secteur (Charrière & Durand-Delga 2004). Là encore, l'accommodation de la déformation par les seuls grands accidents pourrait expliquer l'absence de petites failles sur lesquelles ce travail est focalisé.

3. 100 ans d'histoire sur la Nappe des Corbières Orientales

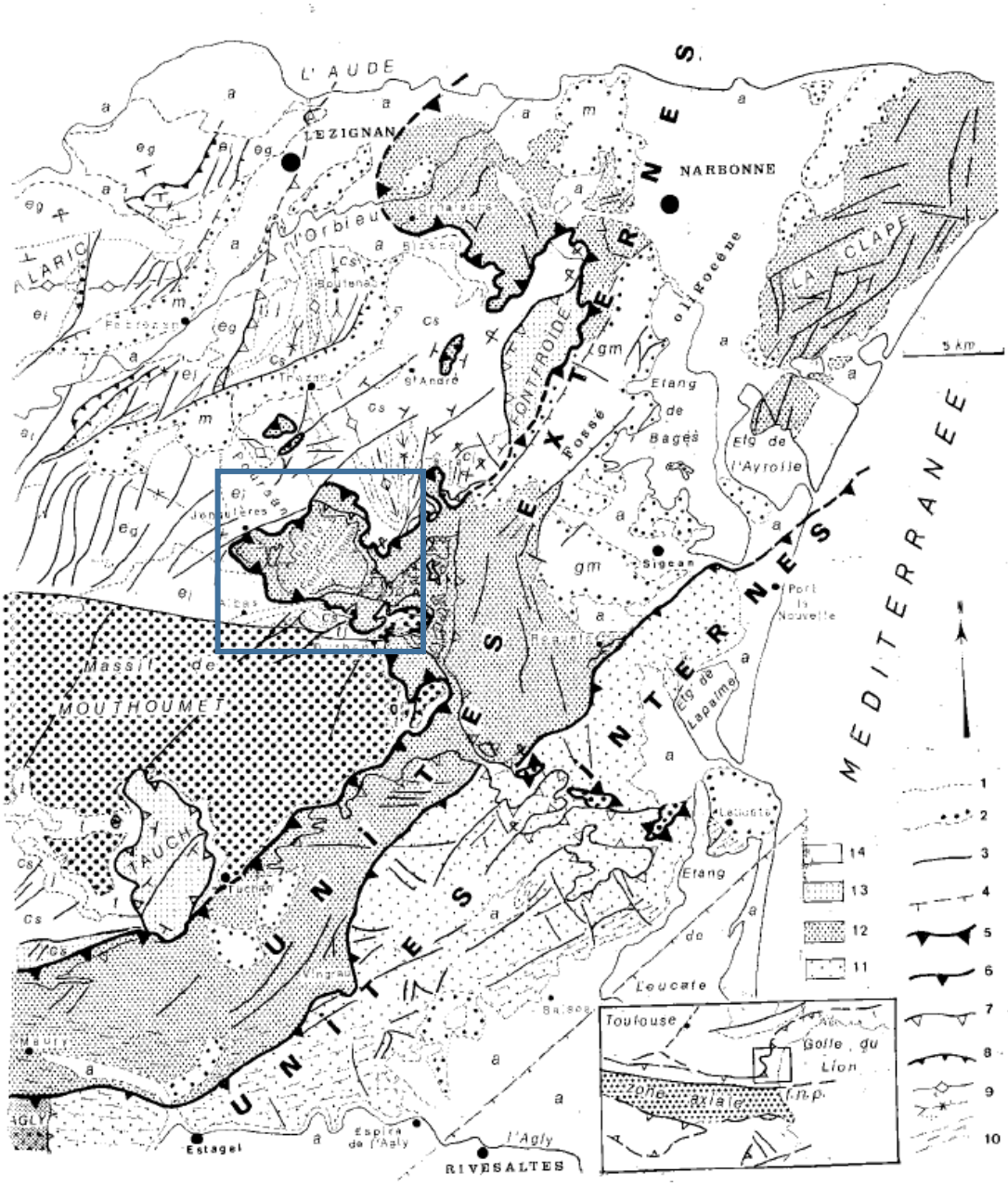


Figure IV-8 - Schéma structural de la Nappe des Corbières Orientales (NCO) d'après Viallard (1987). 1.contact stratigraphique anté-oligocène ; 2.limite de terrain post-nappe (avec point : Oligo-Miocène) ; 3. Faille subverticale ; 4. Failles normales principales ; 5. Base des unités allochtones ; 6. Chevauchements limites des unités internes ; 7. Cisaillements tangentiels (y compris les décollements) ; 8. Chevauchements dans l'autochtone ; 9. Axe de plis ; 10. Schistosité ; 11. Unités internes avec Mésozoïque en partie métamorphique et schistosé ; 12. Unités décollées externes et duplex supérieurs ; 13. Duplex inférieurs ; 14. Parautochtone externe et terrains post-stéphaniens autochtones. t : Trias ; j : Jurassique ; ci : Crétacé inférieur ; cs : Crétacé supérieur ; ei : Paléocène et Eocène inférieur ; eg : Eocène continental ; g : Oligocène ; m : Miocène ; a : Quaternaire. L'encadré bleu foncé correspond à l'entièreté de la NCO d'après Barrabé (1922) (cf. Figure IV-9A).

3.1. Les premiers pas vers la notion de « Nappes des Corbières Orientales »

A l'extrémité Nord-Est de la chaîne pyrénéenne réside une structure composée de terrains allochtones du Mésozoïque. A sa base, des évaporites du Trias reposent sur diverses formations autochtones méso-cénozoïques, jusqu'aux molasses de Carcassonne datées à l'Eocène supérieur. Le front de cette structure est globalement orienté NE-SO sur une cinquantaine de kilomètres de long, de l'extrémité NE du massif de Mouthoumet jusqu'aux abords de Saint-Chinian (Sud de la Montagne Noire, Figure IV-2, Figure IV-8). Il équivaut à la prolongation vers l'Est du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen qui sillonne les Gorges de Galamus, plus au Sud, selon une direction Est-Ouest (Figure IV-2). C'est en 1922 que L. Barrabé emploie pour la première fois le terme de « Nappe des Corbières Orientales » (Barrabé 1922; Barrabé 1948). En hommage à ce siècle d'histoire, qui sépare la genèse de cette notion à sa reconsidération à travers notre travail (*cf.* CHAPITRE IV.4.), la note datée du 27 Novembre 1922 de L. Barrabé présentant l'étendue spatiale de cette structure énigmatique est reproduite ci-dessous.

Cet objet géologique a été au cœur d'études stratigraphiques au début du 20ème siècle (Bertrand 1906; Doncieux 1903) avant que L. Barrabé ne se penche sur son origine tectonique (Barrabé 1948). Le mécanisme lié à sa mise en place a par la suite été le sujet de nombreuses discussions près d'un demi-siècle plus tard, dans les années 1960 (Mattauer & Proust 1962; Azéma et al. 1963; Durand-Delga 1964; Ellenberger 1967).

A l'extrémité NE du massif de Mouthoumet, la Pinède de Durban est intercalée entre le Paléozoïque de Mouthoumet au Sud et les dépôts du Garumnien (Maastrichtien-Yprésien inférieur) au Nord. Elle correspond à une bande de terrain mésozoïque qui a fait l'objet de nombreuses études concernant son interprétation structurale, et, à plus large échelle, l'interprétation structurale de la NCO (Durand-Delga 1964; Mattauer & Proust 1962; Azéma et al. 1963; Durand-Delga & Charrière 2012) : *« C'est en effet à ce niveau que l'on perdait, au Sud, la trace du front chevauchant de la 'Nappe des Corbières Orientales' de L.Barrabé. C'est ici que l'on arrive à caractériser la zone dont peuvent provenir les lambeaux d'Aptien qui constituent une première unité charrière,*

coincée entre la nappe et l'autochtone. C'est dans la Pinède enfin, que l'on peut analyser une série mésozoïque parautochtone, assez particulière, qu'il est intéressant de comparer à la série stratigraphique des éléments chevauchants. » Azéma (1963).

SÉANCE DU 27 NOVEMBRE 1922. 1081

GÉOLOGIE. — *Sur la présence de nappes de charriage dans les Corbières orientales.* Note de M. L. **Barrabé**, présentée par M. Pierre Termier.

La seule inspection de la feuille géologique de Narbonne et la discussion des coupes de la Thèse de Doctorat de M. L. Doncieux (1) avaient permis dès 1908 à M. Léon Bertrand (2) de considérer les terrains triasiques et jurassiques compris entre Fontjoncouse, Jonquières et Albas, comme des fragments d'une nappe de charriage venue du S.E. et reposant sur le Tertiaire ou le Crétacé supérieur; cette nappe serait le prolongement de la nappe pyrénéenne A de la feuille de Quillan. Au cours des études que j'ai entreprises dans les Corbières orientales, j'ai pu vérifier la nature charriée de ces terrains et suivre avec précision le front de la nappe depuis le ravin descendant de la Pinède de Durban vers la Berre jusqu'à la route de Ripaud à Thézan.

A. *Du ravin de la Pinède de Durban au ruisseau de la Figarole.* — Le massif urgonien entourant la Pinède de Durban est recouvert sur son bord Nord, aux abords de la route de Durban à Albas, par des calcaires dolomitiques cargneuliformes du Lias inférieur.

En suivant le contact de l'Urgonien et du Lias, on constate, près de la Salse, qu'une lame de Trias s'intercale entre ces deux terrains. Depuis la Salse jusqu'à la cote 365 (N.E. d'Albas), le bord de la nappe est constitué par une bande de Trias de largeur très variable, séparant le Lias inférieur de la nappe des couches éocènes qui s'enfoncent au-dessous avec un pendage presque Nord. De plus le contact est jalonné par plusieurs lambeaux plus ou moins importants de calcaires, parfois nettement emballés dans le Trias, parfois pincés entre la nappe et son substratum; le plus oriental situé près de la Salse est urgonien, les autres sont en calcaire blanc jaunâtre, compact, non fossilifère, peut-être thanétien; toutefois le lambeau le plus septentrional contient *Orbitolina discoidea* Gras, et est donc au moins partiellement urgonien. Ces lambeaux sont certainement des lames de charriage arrachées par la nappe aux massifs thanétiens et urgoniens situés plus au Sud.

(1) L. Doncieux, *Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales* (*Ann. de l'Université de Lyon*, 1903).

(2) Léon Bertrand, *Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales* (*Bull. Carte géol. Fr.*, n° 118, t. 17, 1906-1907, p. 95).

Au N.E. de la cote 365, le Trias se lamine et le Lias moyen vient reposer directement sur le Tertiaire dont les couches ont un pendage Est et non Ouest comme l'indique la feuille de Narbonne.

B. *Plateau liasique de Jonquières.* — C'est un lambeau de recouvrement très net, constitué par un plateau de dolomies hettangiennes, de calcaires du Lias inférieur et moyen et de marnes toarciennes (*Hildoceras bifrons*, Brug., etc.). Sur tout le pourtour, le Lutétien inférieur plonge sous cet ensemble dont il est séparé par une lame de Trias continue. Vers l'Est seulement le pendage des couches tertiaires est presque vertical; des lambeaux isolés de Toarcien y sont en contact avec le Trias dont l'épaisseur est réduite. Au sud du plateau, une lame de charriage de calcaire blanc, compact, est pincée dans le contact. Au nord, un lambeau de calcaire analogue domine Jonquières.

Il est remarquable qu'ici, comme d'ailleurs en de nombreux autres points des Corbières orientales, les marnes du Toarcien arrivent au contact direct des marnes bariolées du Trias et s'y mélangent au point que la délimitation précise des deux niveaux devient impossible. On se trouve très probablement en présence d'une base de nappe : le Trias, qui formait surface de glissement, s'étant trouvé en contact en quelques points avec les marnes toarciennes, les a entraînées en s'y mélangeant au cours du charriage (1).

C. *Du plateau de Jonquières au jour à chaud de Ripaud.* — Le lambeau de Jonquières est relié à la nappe par un pédoncule de Trias, d'abord très étranglé, puis s'élargissant pour former la large bande triasique qui occupe le fond de la vallée de la Figarole. A l'est de la vallée de la Figarole, le massif liasique de Fontjoncouse, couronné par le plateau jurassique du Devis, vient s'appuyer le Trias; ici encore le Toarcien vient au contact direct du Trias. Entre la Figarole et le col de la Loube, le Trias se lamine et disparaît rapidement, laissant le Lias inférieur s'appuyer directement sur le Lutétien inférieur dont les couches plongent au Sud. Il existe encore là deux lames de charriage de calcaire blanc jaunâtre sans fossiles (Thanétien?) Un peu avant la traversée de la route de Coustouge à Fontjoncouse, le Trias reparaît; il est encore très mélangé vers l'Est à du Toarcien fossilifère.

Vers le Nord, le Trias disparaît à nouveau et la nappe constituée par des

(1) A.-F. Noguès [*Note sur les gypses secondaires des Corbières* (*B.S.G.F.*, 2e série, t. 20, 1862, p. 12-15)] a trouvé des fossiles du Lias supérieur dans des marnes rouges triasiques; leur présence y est facilement explicable par le mélange des deux niveaux.

SÉANCE DU 27 NOVEMBRE 1922. 1083

calcaires dolomitiques du Lias inférieur s'appuie sur les calcaires thanétiens. Après la traversée de la Combe de Paradis et du plateau couronné par la cote 307, on retrouve dans le contact une lame de Trias qui très vite se mélange à du Toarcien marneux fossilifère et séparant le Thanétien du Lias inférieur. Cette lame de Trias se prolonge jusqu'au sud du col de Vente-Farine avec seulement quelques étranglements et jalonnée par de nombreux pointements d'ophite. Elle contourne vers le S.W. la cote 240, au bord de la route de Fontjoncouse à Ripaud ; ce mamelon est un éperon de substratum, probablement sparnacien (calcaire gris avec de nombreux tests écrasés de gastéropodes). A 1^{km} environ au nord du col de Vente-Farine, une lame de calcaire dolomitique (Lias inférieur) s'intercale entre le Lias et les calcaires thanétiens du mont Saint-Victor, à pendage S.W., sur lesquels elle s'appuie.

Au sud du mont Saint-Victor une nouvelle lame de Trias apparaît dans le contact et se prolonge jusqu'à la route de la Nouvelle à Thézan, qu'elle traverse près du four à chaux de Ripaud, séparant les dolomies grises hettangiennes de la nappe des couches thanétiennes et daniennes du substratum, renversées et plongeant au S.E. La région de la nappe située au S.E. de mont Saint-Victor présente une série de plis couchés au N.W., avec axes synclinaux en marnes toarciennes et axes anticlinaux en Trias, dus certainement à l'obstacle opposé au charriage par les calcaires thanétiens de Saint-Victor.

D. *Plâtrière de Thézan.* — Le lambeau de Trias avec gypse et ophite situé à 3^{km} au sud de Thézan, en pleine région de calcaires thanétiens, repose sur ces calcaires : vers l'Ouest les bancs éocènes plongent sous le Trias avec un pendage faible; à l'Est le contact anormal est subvertical et hématisé.

Conclusion. — De cet ensemble de faits il résulte que :

1° La région triasique et jurassique comprise entre Ripaud, Fontjoncouse, Jonquières, Albas et le ruisseau de la Pinède de Durban est charriée sur le bord du bassin tertiaire de Coustouge : les prolongements des couches du Crétacé supérieur et de l'Éocène de la région d'Albas se retrouvent nettement au nord de la nappe.

2° Cette nappe est venue du Sud-Est, les plis couchés au sud du mont Saint-Victor en font foi.

3° Cette nappe s'est étendue au Nord jusqu'au voisinage de Thézan.

Ainsi, Barrabé (1922) a délimité les contours de la NCO en suivant la base triasique de la nappe, de la Pinède de Durban à Ripaud, en passant par Joncquières (Figure IV-9A). Il interprète son charriage sur les formations cénozoïques comme une progression de la nappe

du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Le mécanisme de formation de cette nappe sera par la suite discutée dans les années 1960.

3.2. Le mécanisme de formation de la NCO dans les années 1960

3.2.1. Une nappe épiglyptique…

Dans les années 1960, la NCO, est, sans grande contestation, identifiée à une nappe dite « épiglyptique » (Azéma et al. 1963; Ellenberger 1967; Durand-Delga & Charrière 2012). En ces termes, la structure correspond à une série allochtone progressant sur une topographie accidentée assimilée à une *« érosion consécutive à des déformations anté-nappe »* (Viallard 1987) (Figure IV-9B). Un des arguments principaux appuyant cette idée est la présence de plis tronqués dans les terrains autochtones à la base de la nappe qui encouragent l'idée d'une surface d'érosion. Par ailleurs, à la base de la nappe, il arrive d'observer un rebroussement des séries autochtones, de l'horizontale à la verticale, qui est interprété par Azéma (1963) comme une conséquence du passage de la nappe. Cette configuration est visible notamment dans les formations garumniennes affleurant au pied du Roc Carla qui correspond à un lambeau d'Aptien à la base de la NCO (Figure IV-9C).

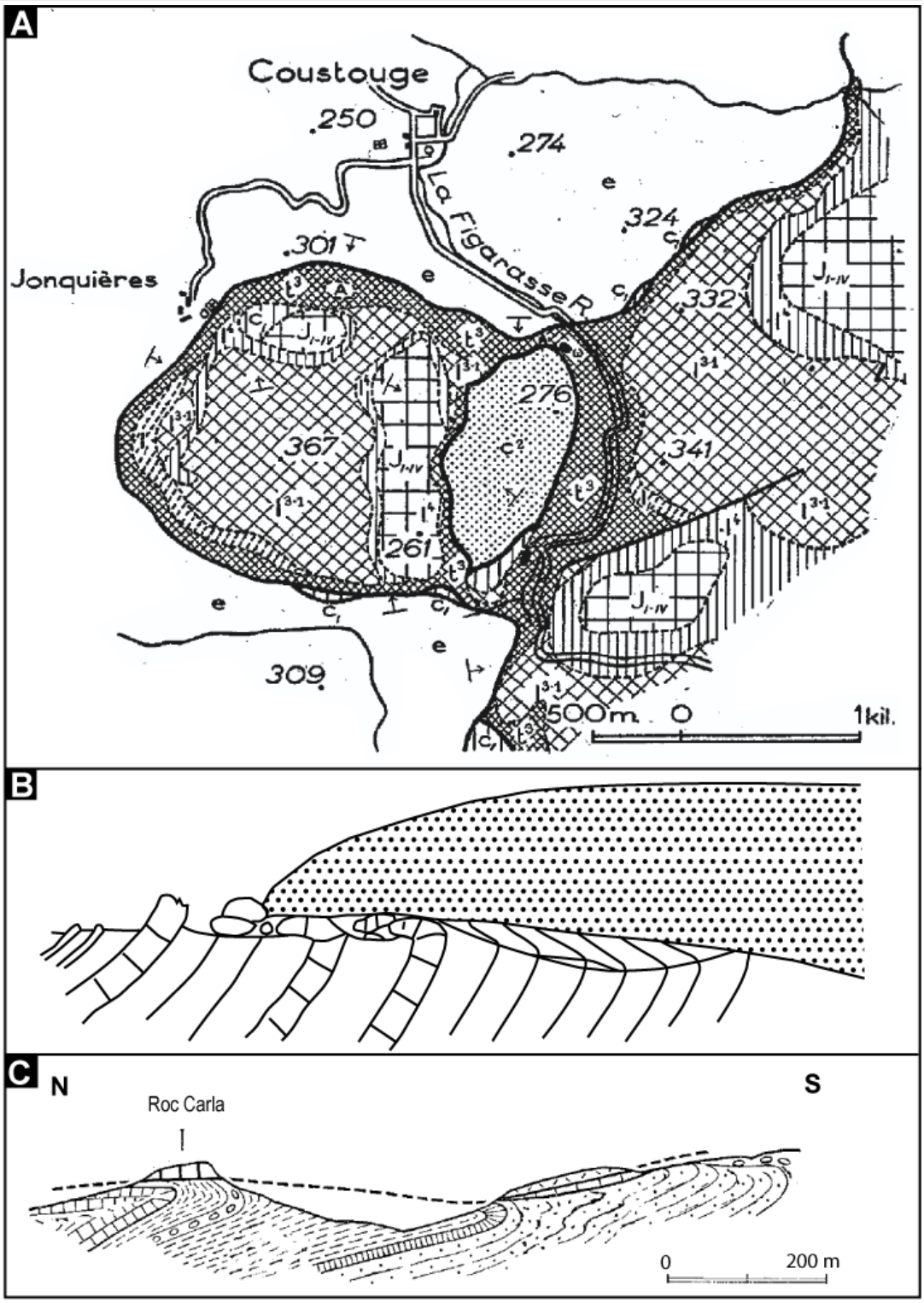


Figure IV-9 - Une nappe épiglyptique A. Contour de la NCO d'après Barrabé (1942) B. Illustration de la nappe dite « épiglyptique » d'après Ellenberger (1967) C. Observation des formations plissées sous le Roc Carla d'Azéma (1963).

3.2.2. …mais déjà des suspicions de tectonique salifère

Pourtant, alors que ce concept de nappe épiglyptique n'a jamais été réexaminé jusqu'à ce travail, certains éléments troublants ont été mis en exergue. Ceux-ci ont amenés quelques géologues à pointer du doigt des structures s'apparentant à des objets relevant de la tectonique salifère telle que nous la connaissons actuellement :

« Ces mouvements anté-rognaciens et anté-aptiens créèrent ainsi des structures à cœur triasique et à couverture secondaire réduite. Celles-ci crevèrent lors de la reprise pyrénéenne en faisant apparaitre des boutonnières de Trias autochtone ou para-autochtone (tel celui de la Combe de Berre) difficile à séparer des masses de Trias allochtones. » Mattauer et Proust (1962)

«[…] une direction cévenole responsable de la virgation apparente des structures languedociennes suivant une ligne Cucugnan-Narbonne-Cazouls, ligne d'ailleurs jalonnée de diapirs » Freytet (1971)

« Près de Ripaud, dans la Combe de Berre, des marnes triasiques parautochtones, (Mattauer et Proust, 1962) percent des calcaires de l'Aptien, mais aussi du Paléocène (Garumnien et Thanétien). Elles ont entrainé à leur contact divers termes de la série Jurassique. Cette structure de type diapirique indique que, dans cette partie de l'avant-pays, l'épaisseur du Keuper doit être relativement importante » Viallard (1987)

Ainsi, la partie qui va suivre correspond à la présentation d'un article scientifique qui revisite le mécanisme de mise en place de la Nappe des Corbières Orientales en s'appuyant notamment sur les concepts modernes de tectonique salifère, ou la cinématique n'est plus seulement verticale, mais également horizontale, fournissant, enfin, un moteur à l'énigmatique mise en place de cette nappe « épiglyptique »…

4. Article 2 - The « Nappe des Corbières Orientales » revisited (Eastern Pyrenees, France): role of pre-existing salt structures and importance of gravity gliding

L'article scientifique qui suit, rédigé par O. Parizot, D. Frizon De Lamotte et Y. Missenard, a été soumis le 28 septembre 2021 au *Bulletin de la Société Géologique de France*.

The « Nappe des Corbières Orientales » (Eastern Pyrenees, France) revisited: role of pre-existing salt structures and importance of gravity gliding

Oriane Parizot[1], Dominique Frizon de Lamotte[2], Yves Missenard*[1]
[1]Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France.
[2] CY Cergy Paris Université, GEC, 95000 Cergy Pontoise, France.
**corresponding author: yves.missenard@universite-paris-saclay.fr*

Key-words : Nappe des Corbières Orientales, rifting, salt tectonics, gravity gliding, Pinède de Durban, Serre de Ginoufre

Résumé

Dans les zones externes des ceintures orogéniques, il est maintenant admis que l'héritage tectonique et l'activité précoce du sel (halocinèse) préfigurent et localisent les structures tectoniques postérieures. La prise en compte de cet héritage conduit à réévaluer certains mécanismes, classiquement invoqués pour expliquer la mise en place des structures de chevauchement-plissement. La région des Corbières, à l'est des Pyrénées, est caractérisée par la présence d'une grande nappe de charriage : la Nappe des Corbières Orientales (NCO) située le long de la Zone de Transfert Corbières-Languedoc (CLTZ), une structure oblique

joignant les Pyrénées et la Chaîne Provençale. Cette étude vise à reconsidérer ses mécanismes de mise en place en revisitant les marqueurs géologiques identifiés dans les années 1960 tels que les olistolithes et les discordances. Des coupes géologiques allant de l'autochtone situé sous la NCO jusqu'à la CLTZ montrent des diapirs de sel soulignant le réseau de failles majeures. Le long de ces murs de sel, deux biseaux successifs (séquences halocinétiques) initiés lors d'épisodes de rifting mésozoïques (Jurassique moyen-supérieur et Albien-Cénomanien, respectivement) se sont développés. Nous suggérons que le NCO a été initiée sur un diapir de sel, le long de la zone de faille cévenole, et s'est ensuite propagée vers le NO sur une distance de quelques kilomètres, pendant la phase principale pyrénéenne (Eocène moyen-supérieur). Cependant, le déplacement de la NCO est de 15 km, bien plus que les 3km observés à Bugarach en position frontale. Pour expliquer cette extra-translation, nous suggérons que le glissement de la NCO est accentué par deux mécanismes : (1) le soulèvement de la CLTZ au cours de l'Oligocène et (2) le basculement (jusqu'à l'horizontale) de la rampe initiale faisant office d'épaule de rift au cours de l'épisode extensif du Miocène. Ces hypothèses sont finalement placées dans une perspective historique.

Abstract

In the external zones of mountains belts, it is now recognized that tectonic inheritance and early salt activity (halokinesis) prefigure and localize posterior tectonic structures. Taking this heritage into account leads to reevaluate some mechanisms, classically invoked to explain the emplacement of fold-thrust structures. The Corbières region, in the eastern Pyrenees, is characterized by the presence of a large thrust-sheet: the so-called "Nappe des Corbières Orientales" (NCO) located along the Corbières Languedoc Transfer Zone (CLTZ), an oblique structure joining the Pyrenees and the Provence Chain. This study aims at reconsidering its mechanisms of emplacement by revisiting the geological evidence identified in the 1960s such as olistoliths and unconformities. Geological sections from the footwall of the NCO to the CLTZ show salt walls underlining the major faults array. Along these salt walls, two successive wedges (halokinetic sequences) initiated during Mesozoic rifting episodes (Middle-Late Jurassic and Albian-Cenomanian, respectively) grew. We suggest that the NCO was initiated on a salt wall,

along the Cévennes Fault Zone, and then propagated NW-ward over a distance of a few kilometers, during the Pyrenean main phase (Middle-Late Eocene). However, the displacement of the NCO is 15 km much more than the 3km observed at Bugarach in a frontal position. To explain this extra-translation, we suggest that the gliding of the NCO is accentuated by two mechanisms: (1) the uplift of the CLTZ during the Oligocene and (2) the tilting (up to the horizontal) of the initial ramp acting as a rift shoulder during the Miocene extensional deformation. These hypotheses are finally placed in a historical perspective.

4.1. Introduction

From a tectonic point of view, the external zones of mountain belts are often relatively simple areas. It is the case of the Rocky Mountains in Alberta (Dahlstrom 1969) or the Jura Mountains in France and Switzerland (Buxtorf 1916) where the sedimentary cover forms a kind of "layer-cake" disconnected from the basement thanks to a décollement level. In such a context, it is quite easy to define the geometry of the structures (dominated by folds and thrust-faults) and to determine their kinematics through balancing techniques (Dahlstrom 1969; Hossack 1979; Suppe 1983; Suppe 1985). However, many factors can complicate the simple configuration observed in the Jura and the Rockies. The first aspect is the tectonic heritage and the related reactivation of pre-existing structures formed before the inversion of the sedimentary basins. Among these structures, are the ones related to previous rifting episodes and associated salt activity (Rowan & Vendeville 2006; Jahani et al. 2009; Jackson & Hudec 2017). Both are common in passive margins (i.e. Tari and Jabour, 2013). In these cases, the geometries are necessarily more complex and the interpretation must take into account the existence of early structures (Graham et al. 2012; Callot et al. 2014; Vergés et al. 2017). The second point is the existence of poly-phased deformation during the tectonic inversion (i.e. during the mountain building). This leads to the reactivation of structures and the superposition of kinematic indicators that may form in slightly different shortening directions during a single geodynamic event leading to a complex deformation sequence.

The Pyrenean orogen having undergone both rifting episodes and a poly-phased compressive history, the associated external zones accumulate several of the possible complexities. The geology of the Corbières area, located to the NE of the belt, is even more difficult to interpret as it is a transfer zone between the Pyrenean domain and the Provence, the so-called "Corbières Languedoc Transfer Zone" (CLTZ) (Figure IV-10) (Mattauer & Proust 1962; Ellenberger 1967; Arthaud & Mattauer 1972) allowing changes in the shortening directions through time (Cluzel 1977; Averbuch et al. 1992; Frizon de Lamotte et al. 2002; Robion et al. 2012; Souque et al. 2003). Moreover, the interpretation of the external zones gave rise to many controversies (see below).

The aim of this paper is revisiting this area and, in particular, the Nappe des Corbières Orientales (NCO) and its footwall, which have been studied by several authors and geological scholls during the 1960s and reassessed regularly since that time. For that, we will reconsider some geological data with the help of new tools and concepts developed in the field of thrust-tectonics and salt tectonics.

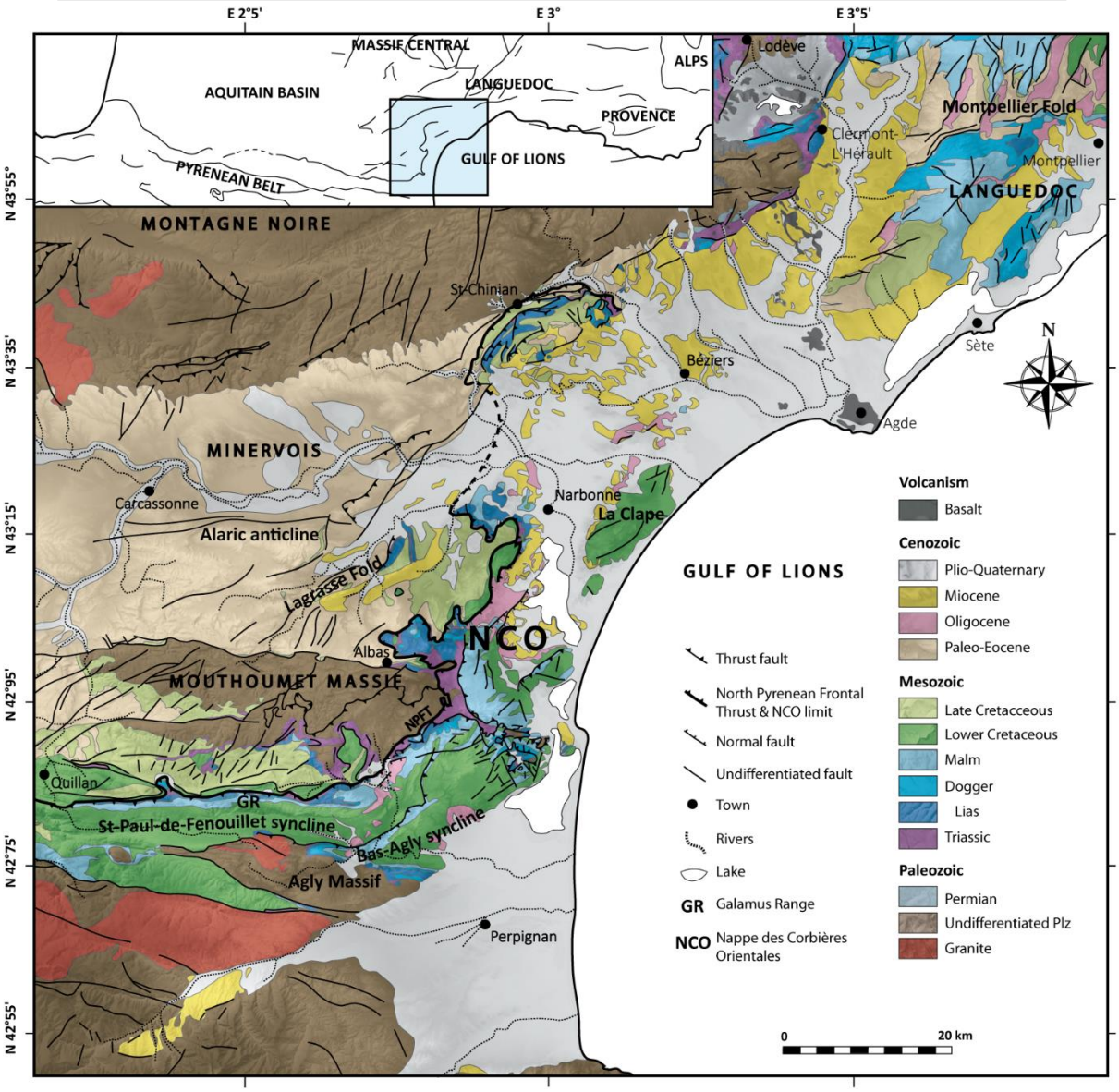


Figure IV-10 -Structural map of the Corbières area, Eastern Pyrenees. Modified using 1/50 000 and 1/80 000 BRGM geological maps.

4.2. Geological Setting

Along the Gulf of Lions, a wide oblique strip connects the E-W trending Pyrenees with the Provençal orogenic system (Figure IV-10). More precisely, the Corbières virgation ensures the connection with the Pyrenees and, to the north, the Saint-Chinian Arc allows the transition with the Provençal Chain (Mattauer & Proust 1962; Ellenberger 1967). The complex geometry of the area is inherited from the NE-SW Cevennes Fault Zone, which recorded a long history

since at least the Alpine Tethys rifting (Jurassic) up to Cenozoic inversions. We will present the geodynamic context at large scale before focusing on the study area.

4.2.1. Geodynamic context of the Languedoc-Corbières Transfer Zone

Before the inversion of the basins, the Pyrenean domain first undergoes a Lower Jurassic rifting associated with the NW-SE opening of the Alpine Tethys during the dislocation of Pangea (Dercourt et al. 1986). At that time the Cévennes Fault Zone, inherited from the Variscan orogeny (Arthaud & Matte 1975), was reactivated as extensional faults (Roure et al. 1992). Subsequently, during the Lower Cretaceous, the counter-clockwise rotation of Iberia allowed the opening of the Albian Pyrenean basins (Choukroune & Mattauer 1978; Lagabrielle et al. 2010; Tugend et al. 2015; Tavani et al. 2015; Mencos et al. 2015; Nirrengarten et al. 2017). Thereafter, by 84 Ma, the inversion of the Pyrenean basins occurred in two distinct episodes. The first phase, sealed by the so-called "Garumnian" (see below) is particularly well expressed in the Eastern Pyrenees (Mattauer & Proust 1962; Freytet 1971) but is known at the scale of the whole orogenic system (Mouthereau et al. 2014; Angrand et al. 2018). It was followed by a period of relative tectonic quiescence during the deposition of the Garumnian (Maastrichtian-Paleocene) (Freytet 1971). The main "Pyrenean" phase during the Middle-Late Eocene is responsible for the orogen building and associated foreland basins (Vergés et al. 1995; Sainz & Faccenna 2001; Christophoul et al. 2003; Angrand et al. 2018; Grool et al. 2018; Ternois et al. 2019). The final stage of deformation associated with compression appears to be of variable age between the northern and southern forelands and the axial zone: the deformation seems to stop at the Eocene-Oligocene boundary (34Ma) in the North Pyrenean foreland basin, while 13km of Oligocene shortening was accommodated in the south (7km in the Spanish foreland and 6km in the axial zone) (Grool et al. 2018). The eastern Pyrenean was then affected by the opening of the Gulf of Lions during the Oligocene-Miocene, associated with the rotation of the Corsica-Sardinia block and the retreat of the Tethys slab to the south (Séranne et al. 1995; Séranne et al. 2021; Séranne 1999; Mauffret et al. 2001; Jolivet et al. 2015). While the Pyrenean domain seemed relatively stabilized after this extensional episode, Parizot et al. (2021)

(Corbières area) and Hoareau et al. (2021) (South Pyrenean foreland basin) highlight a Miocene deformation phase associated with the reactivation of large structures. We note, in particular, movements along the North Mouthoumet Fault, the Moux fault, the Alaric anticline and the North Pyrenean Frontal Thrust (Parizot et al. 2021).

4.2.2. Regional Geology

The Pyrenean eastern foreland

Two paleogeographic domains exist from NW to SE (Figure IV-11):

- The Carcassonne High is characterized by the absence of Mesozoic cover except thin Maastrichtian (*Rognacian Fm*) levels resting unconformably on top of the Paleozoic basement deformed during the Variscan orogeny. The Rognacian Fm represents the base of mainly non-marine series constituting the so-called "*Garumnian*" covering the whole Paleocene. On top of the "*Garumnian*" a thick pile of blue marls with an alveolines-bearing limestone at the bottom ("*Ilerdian"* succession) marks a drastic deepening during the Ypresian. Finally, the continental "Molasse de Carcassonne" completes the filling of the Pyrenean northern foreland basin during the Priabonian.

- The Boutenac-Fondfroide Zone is exposed in the Boutenac Hills, the Pinède de Durban and the Fontfroide Massif. In this zone, the Garumnian-Ilerdian-Molasse de Carcassonne litho-stratigraphic pile is identical to the one observed above the Carcassonne High. It rests unconformably over an incomplete Mesozoic cover detached from the Paleozoic basement along an Upper Triassic décollement level. The Jurassic series is made up by basal dolostones, followed by marine limestones, more or less sandy with marl intercalations. In the Boutenac-Fontfroide Zone, the Lower Cretaceous corresponds to a thick series of marine limestone of several hundred meters. Clastic and reef deposits formed during the Upper Cretaceous. A significant variation in their thickness, from the Turonian to the Campanian, suggests a deepening towards the east; more than 2000 m at Fontfroide, only 200 m west of Boutenac and no deposits on the Montagne d'Alaric, where the Maastrichtian rests unconformably over the Paleozoic (Ellenberger et al. 1987). The Garumnian succession is, here, equivalent to the

ones deposited over the Carcassonne High. In addition to the ante-Garumnian unconformity, which is general at the scale of the Pyrenees, several unconformities have been described, in particular: an ante-Cenomanian unconformity (Durand-Delga 1964; Freytet 1971) and an ante-Aptian unconformity (Mattauer & Proust 1962). The interpretation and even the existence of these unconformities gave rise to many discussions [see a review in Durand-Delga and Charrière (2012)]. We will see that these misunderstandings are, at least partly, the consequence of the unfamiliarity, at that time, with the effects of salt tectonics. It is worth noting that the role of the Triassic salt, well known in the Western Pyrenees (Canérot et al. 2005) have been emphasized recently in the St Paul-du-Fenouillet syncline (Ford & Vergés 2020) and in the CLTZ in general (Crémades et al. 2021).

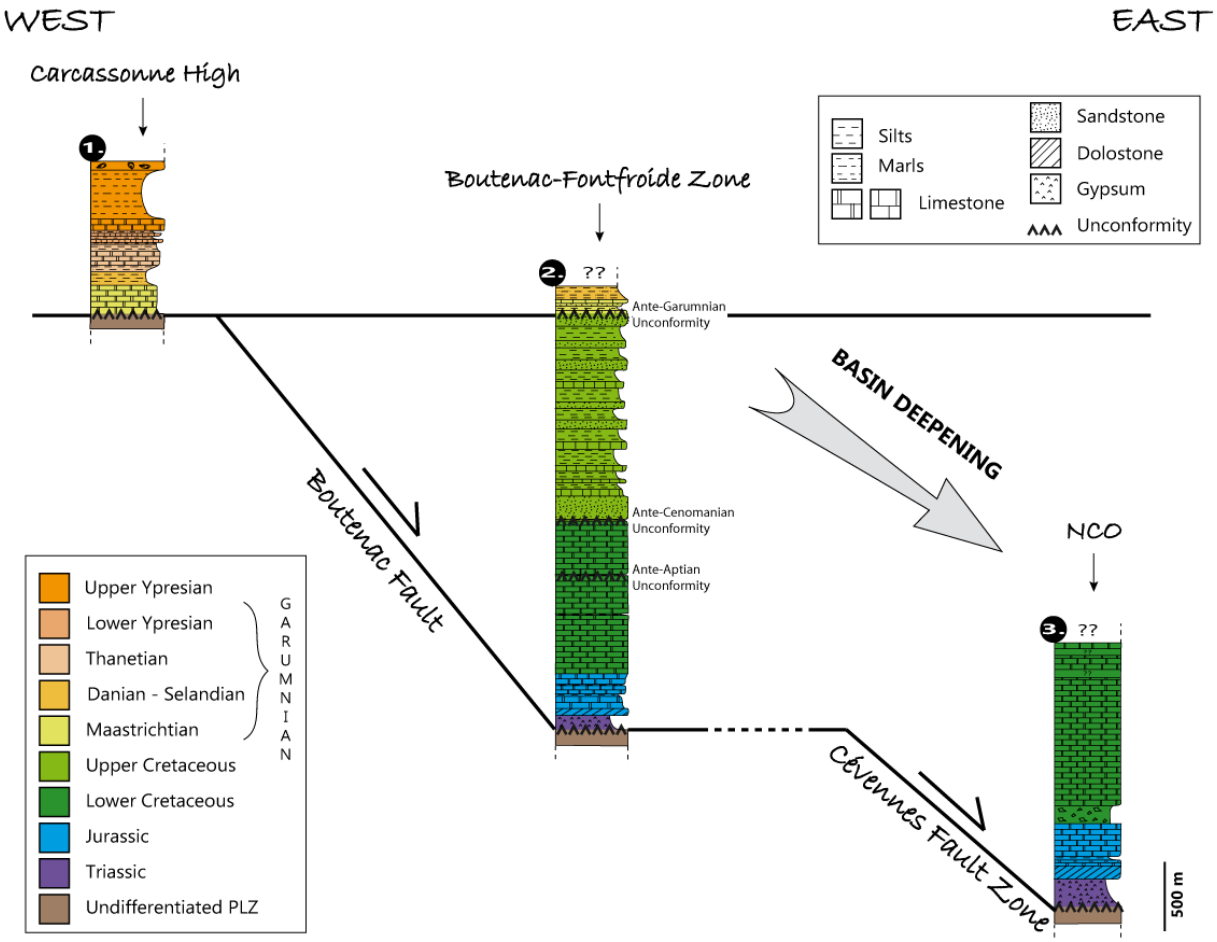


Figure IV-11 - Generalized litho-stratigraphical logs of the three paleogeographic sectors (Carcassonne High, Boutenac-Fontfroide zone and NCO) showing the deepening of the basin eastward .From Narbonne and Capendu BRGM 1/50 000 geological notes (Lespinasse 1982; Ellenberger et al. 1987).

The Corbières-Languedoc Transfer Zone (CLTZ)

The CLTZ comprises all the area located east of the Cevennes Fault Zone, which is currently detached along the Triassic décollement, and the Nappe des Corbières Orientales (NCO), which represents the allochtonous frontal part of this structural domain. To the south, the CLTZ connects with the so-called North Pyrenean Zone and the floor-thrust of the NCO with the North Pyrenean Frontal Thrust. The NCO is recognized since more than hundred years by a typical basal contact putting older over younger rocks (Bertrand 1906; Barrabé 1922; Barrabé 1923; Barrabé 1948). It was interpreted as an "epiglyptic nappe" (translation of the French: nappe épiglyptique") that means a nappe emplaced over an erosion surface (Azéma et al. 1963; Ellenberger 1967; Durand-Delga & Charrière 2012). The main argument was the drag folds in the footwall of the Nappe, interpreted as bending of layers truncated by a previous erosion surface. We will see that this classic interpretation can be challenged using the rules of thrust tectonics (McClay 1992). Due to the presence of numerous Oligo-Miocene hemi-grabens related to the Gulf of Lions opening (Gorini et al. 1991; Bache et al. 2010)**,** the stratigraphic pile of the CLTZ is frequently masked. However, it can be reconstructed using the series exposed in the NCO completed by the data from the "La Clape" borehole. The post-Paleozoic cover is detached from the basement along an Upper Triassic décollement level mainly composed of evaporites. As in the Boutenac-Fonfroide Zone, the Lower Jurassic marine formations are associated with dolomites at the bottom. An alternation of limestone, marls and dolostone is then identified up to the Upper Jurassic. The Lower Cretaceous is missing in the Fontjoncouse area but is well identified in the "La Clape" borehole where it represents 1300 m of limestone deposits. The post-Lower Cretaceous series are not visible in the CLTZ. A major unconformity marks the base of the Miocene sediments filling a set of hemi-grabens (Séranne et al. 1995)**.**

4.3. Reassessment of the geometry of the "Nappe des Corbières Orientales" and its footwall from Albas to Fontfroide

At the north-eastern border of the Mouthoumet Massif a narrow E-W strip of Mesozoic sediments lays out in the so-called "Serre de Ginoufre" and "Pinède de Durban" (Figure IV-12). This domain is hidden northward under the "Nappe des Corbières Orientales" (Figure IV-12).

The footwall of this major structure reappears between Taura and Fontfroide but with almost only outcrops of Aptian or younger rocks (Figure IV-12). The structure of these geological domains has been the subject of long and conflicting debates during the sixties (Mattauer & Proust 1962; Azéma et al. 1963; Durand-Delga 1964; Ellenberger 1967). Viallard published updates in 1987. Finally, Durand-Delga and Charrière wrote a general review supported by new observations in 2012. We propose to return to these debates by re-examining the geometry of the different domains.

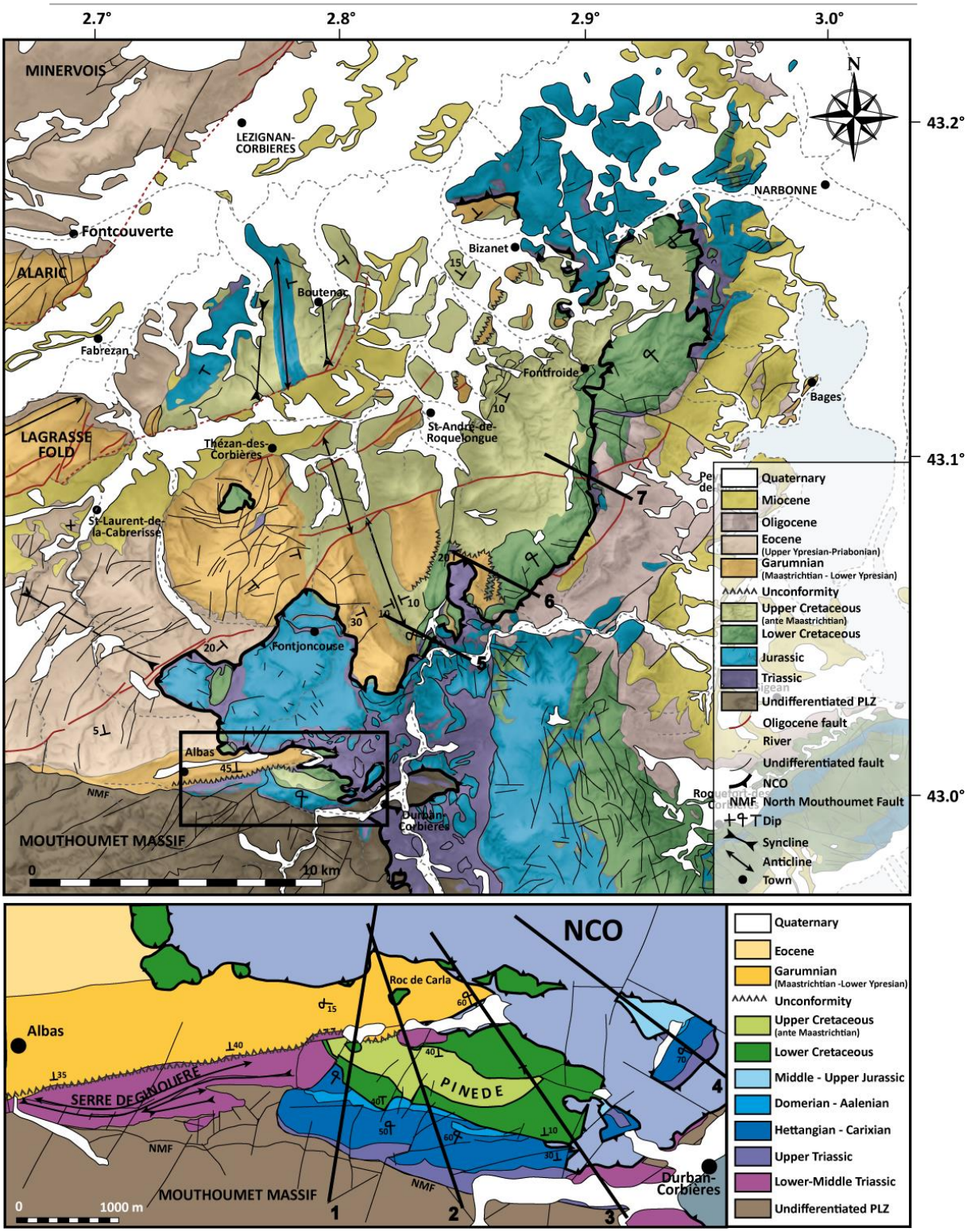


Figure IV-12 - Structural map of the NCO modified using Lézignan-Corbières, Béziers, Capendu, Narbonne,Tuchan and Leucate 1/50 000 BRGM geological maps (Ellenberger et al. 1987; Berger et al. 1997; Lespinasse 1982; Berger 1982; Berger et al. 1982; Berger et al. 1990) and focus on the geological map of the "Serre de Ginoufre" and the "Pinède de Durban" modified from Durand-Delga and Charrière (2012). The cross-sections correspond to the geological sections shown in Figure IV-15 and Figure IV-16.

4.3.1. The "Nappe des Corbières Orientales"(NCO)

The "Nappe des Corbières Orientales" (Barrabé 1922; Barrabé 1948), front of the CLTZ, is the north-eastward prolongation of the Galamus range forming the front of the North-Pyrenean Zone (Viallard 1987) (Figure IV-10). It comprises Triassic to Aptian rocks resting over the lithostratigraphic sequence of the Boutenac-Fontfroide Zone up to the Molasse de Carcassonne (Priabonian). The horizontal displacement is of the order of 15 km in the NW direction and the floor thrust is remarkably flat at the scale of whole region. An important feature of the NCO is the presence of Barremian-Aptian blocks (Ripaud units) trapped in between the Nappe and the autochton. Until today and as explain before, the NCO was interpreted as an allochtonous body emplaced over an erosion surface [the concept of "*epiglyptic*" nappe, Lutaud (1957); deriving from an "erosion thrust" (Willis 1893); for the application to the NCO see Ellenberger (1967)]. Such a scenario supposes a succession of events:

(1) A folding event occurring after the deposition of the Molasse de Carcassonne (Bartonian);

(2) A post-Bartonian erosion after this folding event;

(3) The emplacement of the NCO over this irregular surface leading to the development of drag folds in the footwall of the Nappe.

This classic hypothesis comes up against several established facts among which we can mention two main ones:

(1) Erosion products resulting from the supposed post-Bartonian erosion phase are lacking. Ellenberger (1967) already mentioned this problem but did not considered it as a leading argument. Thus, in his 1967 article, he wrote: "We search in vain for the erosion products that the analysis of the structures confirms the importance and the reality; and we are hampered

with a huge volume of unnecessarily available conglomerates, devoid of apparent meaning"[1]. As the reader can note, Ellenberger liked paradoxes.

(2) The blocks scattered along the basal contact originate from the footwall of the nappe and not from the Nappe itself. However, if the nappe has moved on an erosion surface, one can expect landslides along its moving front. In such a configuration, blocks resulting from these landslides (and coming from the nappe) should have been pinched under the allochtonous mass.

The rules of thrust tectonics developed by the end of the sixties and thereafter can easily explain the geometries observed without assuming an erosion episode (Dahlstrom 1969; Dahlstrom 1970; Boyer & Elliott 1982; Butler 1982). Footwall cut-offs are expected below ramps and the development of footwall synclines is frequent in such configurations. Therefore, it seems convincing to suggest that the fold observed close to "col de l'Escassié" is a footwall syncline and that the flat contact below the "Roc Carla" is a former ramp subsequently tilted (Figure IV-12, Figure IV-13). However, this mechanism cannot explain the existence of series already overturned below the ante-Garumian unconformity. Durand-Delga and Charrière (2012) suppose the development of recumbent folding during the Upper Cretaceous but fail to integrate this process in a geodynamic scenario. Another remaining question is to understand why almost only the Barremian-Aptian rocks (the so-called Ripaud units) were sampled at the bottom of the NCO in the southern region of the studied area whereas, more to the north Albian and Senonian were recognized (Ellenberger et al. 1987; Lespinasse 1982). It is consequently necessary to revisit the NCO footwall domains.

[1] « Nous cherchons vainement les produits d'érosion dont l'analyse des structures atteste l'importance et la réalité ; et par ailleurs nous sommes encombrés d'un volume énorme de poudingues inutilement disponibles, dénués de signification apparente » (Ellenberger, 1967, p. 101).

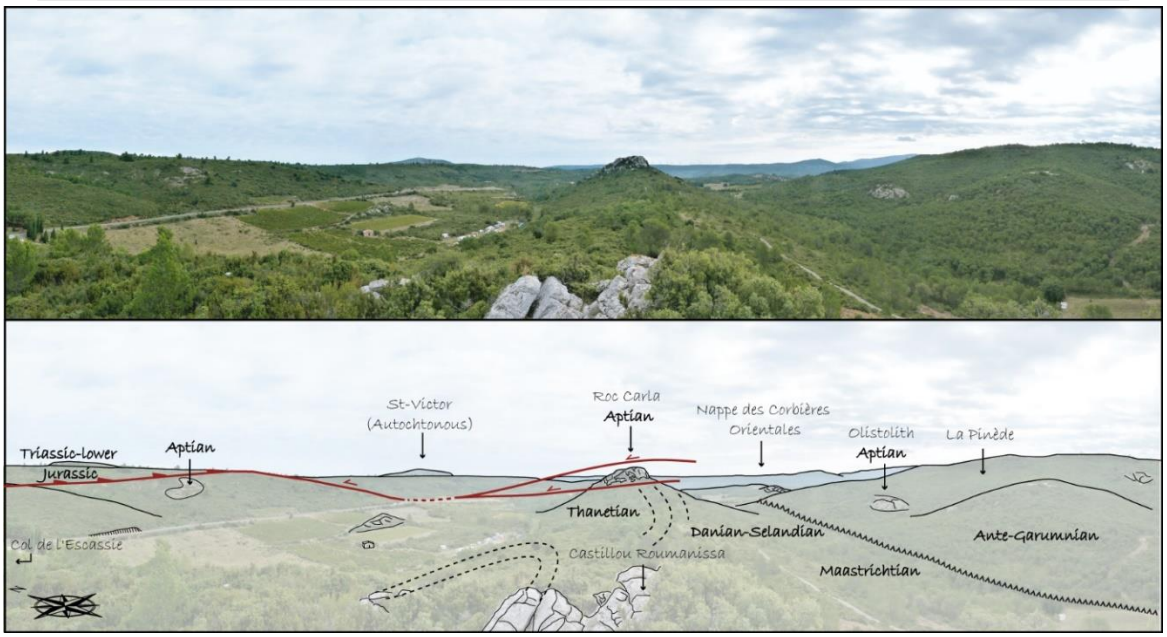


Figure IV-13 - View and interpretation of the "Roc Carla" looking east from Castillou-Roumanissa hill showing the NW progression of the NCO and the overturning of its footwall. The "Roc Carla" is interpreted as an Aptian block dragged at the base of the NCO.

4.3.2. The footwall of the NCO revisited from south to north

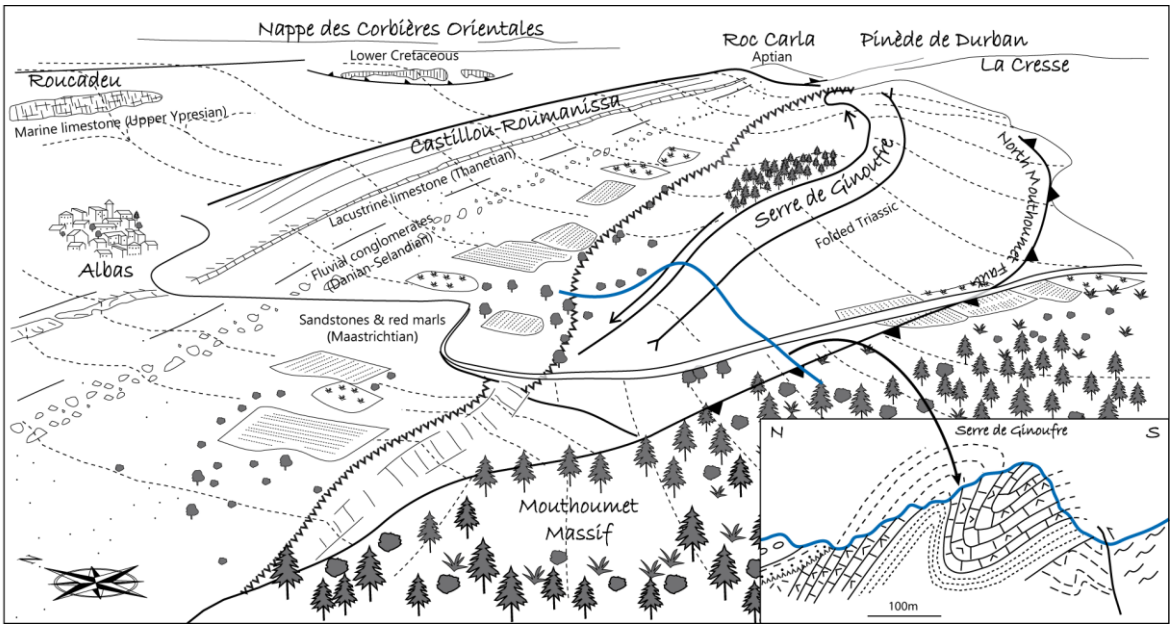


Figure IV-14 - Geology of the "Serre de Ginoufre". Note the unconformity with the Garumnian series to the north and the front of the North Mouthoumet Fault to the South. The geological section of the "Serre de Ginoufre" shows an ante-Paleogene deformation with the development of East-West folds in the Triassic series.

It is interesting to begin this review by the Serre de Ginoufre, which allows fixing the tectonic agenda. In this small area, the Paleozoic basement (Ordovician schists and sandstone) and its complete Triassic cover are folded together, the deformation being sealed by the ante-Garumnian unconformity (Figure IV-14). This folding event corresponds to the Campanian event well known everywhere in the Pyrenees [first Pyrenean event (Roest & Srivastava 1991; Teixell 1996; Bilotte & Canerot 2006; Mouthereau et al. 2014; Grool et al. 2018; Ternois et al. 2019)] and characterizing the whole Tethys realm [review in Frizon de Lamotte et al., (2011)]. After the deposition of the Garumnian-Eocene series, the Late Eocene second Pyrenean event explains the emplacement of the NCO and the folding these series. Finally, the overthrusting of the Mouthoumet Massif along the North-Mouthoumet fault is a late event as shown by the cross-cutting relationships shown on the map and in the field (Figure IV-12) (Parizot et al. 2021).

East of the Ginoufre Massif and separated from it by the "La Mouillère" Fault, the Pinède de Durban is a narrow strip (1.5 km wide; 3 km long) in between the North Mouthoumet Fault and the ante-Garumnian unconformity (Figure IV-12). The NCO rests over both the Pinède Massif and its Garumnian-Eocene cover. Geological cross-sections (Figure IV-15) show the following vertical to overturned succession from south to north: gypsum and marls (Keuper); black dolomite (Hettangian); oolithic and sandy limestone (Sinemurian), carbonate and black marls (Pliensbachian-Toarcian). The Middle and Upper Jurassic do not outcrop except along the sections 2 and 4 and white limestone (Aptian) forming the crest of the Massif are usually resting over (or against) the Lower Jurassic. The absence of the Dogger-to-Neocomian sequences (known laterally) pushed Durand-Delga and Charrière (2012) to invoke the existence of a "substractive fault" (i.e. extensional) in between: the so called La Cresse Fault. However, given its geometry (Figure IV-15), we consider that this contact is better explained as an unconformity with the Aptian over older rocks. Mattauer and Proust (1962) already noted this ante-Aptian unconformity.

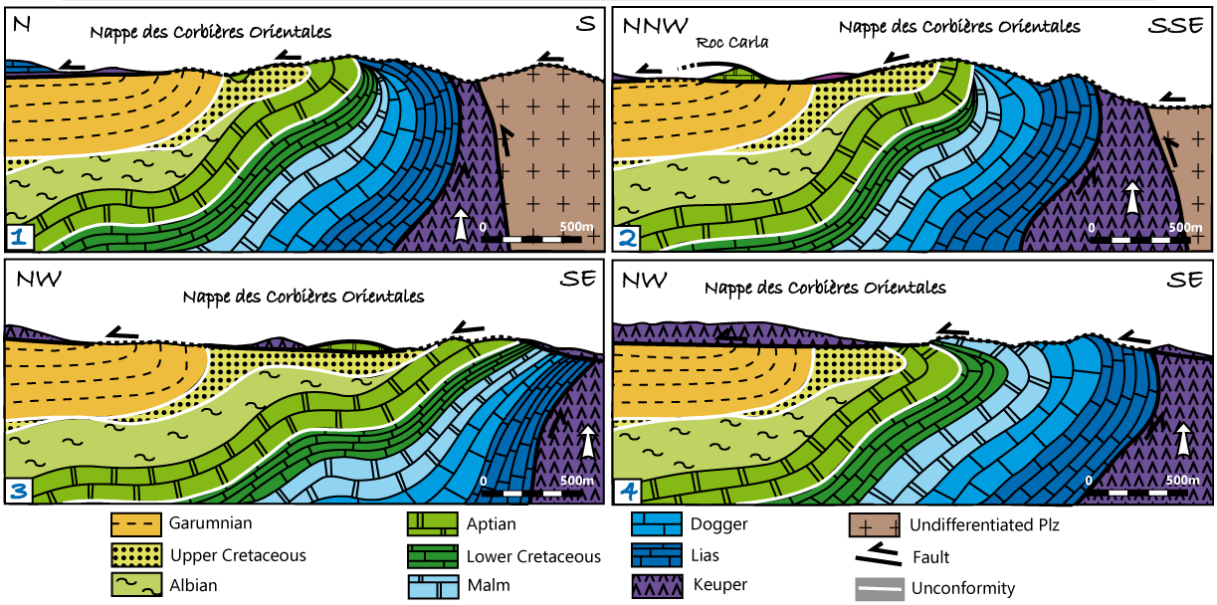


Figure IV-15 - Geological sections through the "Pinède de Durban" from west (1) to east (4) Location on Figure IV-12.

With this new drawing, the cross-sections evoke syn-sedimentary structures looking like typical halokinetic sequences indicative of salt activity during sedimentation [see a review in Giles and Rowan (2012)]. More precisely, the bottom of the Aptian carbonate platform appears as an onlap surface sealing Dogger-to-Neocomian sedimentary wedges below. At the base of the pile the Liassic carbonates mimic a flap drapping the Keuper evaporites. Consquently, the Aptian appears as reflecting a period of relative quiescence in between two rifting episodes (Figure IV-15).

More to the north, the « Combe de Berre » area is located in a half-window in between two elements of the NCO: the Fontjoncouse and Taura lobes (Figure IV-16, section5). This area is of strong interest for several reasons: (1) it is the only place in the region where a diapir was already explicitly recognised (Mattauer & Proust 1962; Durand-Delga 1964) (2) it is also the only place where the two limbs of the diapir remain accessible (elsewhere, the south-eastern flank constitutes the NCO). At the Combe de Berre, the oldest autochtonous formations are of Aptian age (except Triassic evaporites). Therefore, on the section, the geometry of older rocks is interpreted using the Pinede de Durban reference. An important "detail" must be emphasize: along the eastern limb of the diapir, the Aptian carbonates are unconformably covered by the

Garumnian (Durand-Delga 1964) showing that this formation was along the surface before the deposition of the Garumnian. Dujon et al. (1964) described the same configuration with Garumnian resting over Aptian carbonates in an allochtonous Aptian block on the Poursan Plateau (see also Ellenberger (1967)). As this block is interpreted as an element dragged at the bottom of the NCO, it is very important to constrain the ante-thrusting geometry.

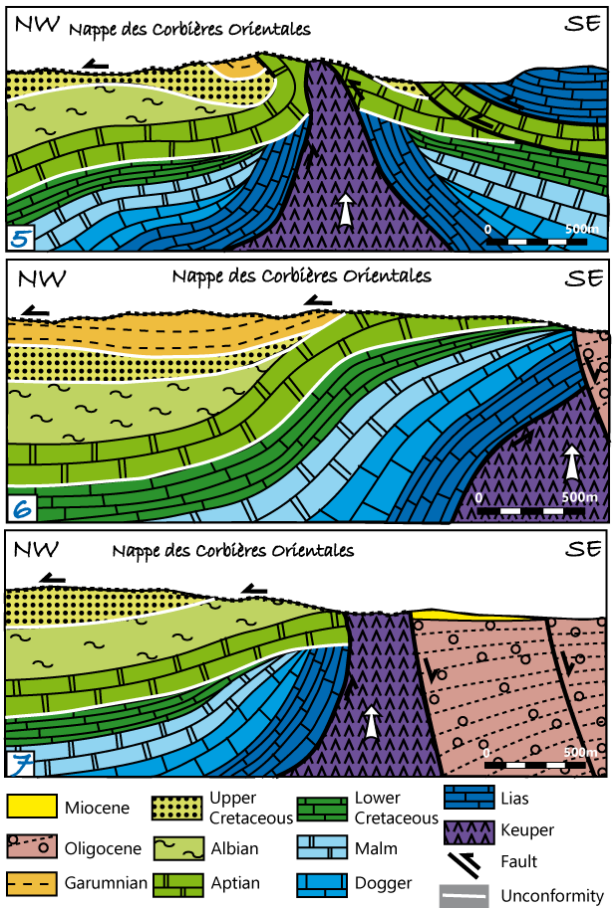


Figure IV-16 - Geological sections through the NCO from south to north (5 - Combes de Berre; 6 - north of Taura lobes; 7 - South of Fontfroide). Location on Figure IV-12

The next two cross-sections (Figure IV-16, sections 6,7), located further north, do not show Jurassic rocks either. The geometry at depth is consequently unconstrained and inferred from the Pinede de Durban model. Their main interest is the presence of rocks of Albian age, which do not outcrop on the previous cross-sections due to the importance of the ante-Cenomanian and ante-Garumnian unconformities. This difference is also underlined by the presence of Albian and Senonian allochtonous blocks unknown in the southern region.

The revision of the geometry of both the NCO and its footwall from Albas to Fontfroide suggest that the inheritance, and in particular rift-related Mesozoic salt activity, plays a major role in the localization of subsequent inversions. In the following section, we will discuss the paleogeography and propose kinematic scenarios for both Mesozoic and Cenozoic geodynamic agenda.

4.4. Discussion

The studied area exhibits a maximum complexity in a restricted zone. This has long intrigued geologists and led to a precise geological mapping (Ellenberger et al. 1987; Berger et al. 1997; Lespinasse 1982; Berger 1982; Berger et al. 1982; Berger et al. 1990) associated to numerous detail studies (Vila 1964; Cluzel 1977; Averbuch 1993; Azéma et al. 1963). Based on this very complete geological report and on progress in the knowledge of geological structures, our contribution allows us to discuss two important aspects: the role of inheritance and the mechanisms of NCO emplacement.

4.4.1. The heritage

The studied area is located at the junction of two major structures: The NE-SW Cévennes and the E-W North Pyrenean Fault Zones. At large scale, the Cévennes Fault Zone (CFZ) forms the limit between the Massif Central to the west and the French South-East Basin (currently partly integrated in the Alpine orogeny) to the east. In the region, the boundary between the Carcassonne High and the CLTZ extends the CFZ to the south-west. The North Pyrenean Fault Zones (NPFZ) is the boundary between the Eurasian and Iberian plates. Both CFZ and NPFZ are inherited from a long history but, for the purpose of this paper, the interesting point is that, during the Late Triassic, they form together a corner at the junction between two salt basins: the south-east and Pyrenean basins respectively (Figure IV-17). As emphasized by Ford and Vergès (2020) and Crémades et al. (2021), this Keuper salt has been activated during the successive rifting events, which characterize the Mesozoic geodynamic evolution of Western Europe.

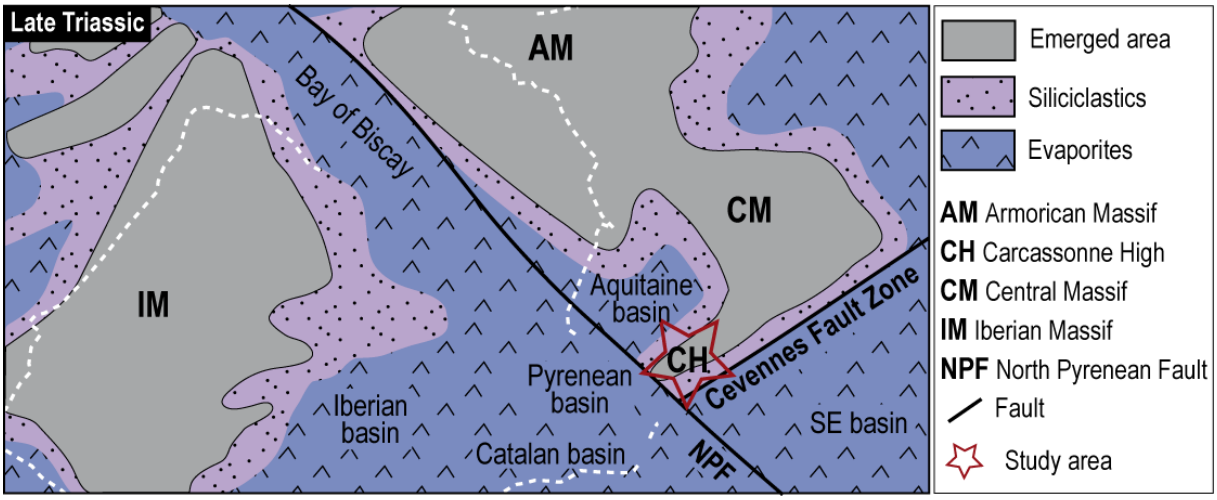


Figure IV-17 - Paleogeographic context of western Europe during the Late Triassic period. The dotted lines correspond to the current boundary between Spain and France. Modified from Ortí et al. (2017).

Accordingly, in the studied area, the identification of these events is indirect and comes from the interpretation of halokinesis sequences (Figure IV-18). We have distinguished two distinct sedimentary wedges, Middle-Jurassic to Lower Cretaceous and Albian-Cenomanian respectively, both being associated with salt activity. At the bottom of the sedimentary pile, the Lower Jurassic carbonates form a basal "mega-flap" (Giles & Rowan 2012) that is draped along the diapir and overlapped by a Middle-to-Upper Jurassic growth wedge suggesting that the extensional fault at depth was active at that time. The Aptian carbonate forms a carapace onlapping and overlapping the first wedge. This geometry explains the ante-Aptian unconformity emphasised by Mattauer and Proust (1962) and suggests that the Aptian was a period of relative tectonic quiescence. The second wedge developed during the Albian and Cenomanian with an unconformity in between (Durand-Delga 1964) is indicative of a reactivation of normal fault at depth during this period. We interpret as olistholiths, still linked to halokinesis, the famous Aptian blocks sandwiched between the "Pinede sandstones" and the ante-Garumnian unconformity (see the review by Durand-Delga and Charrière (2012)). Moreover, the fact that the Aptian was cropping out at that time is testified by remnants of Garumnian over Aptian unconformities found in some blocks at the bottom of the NCO (Dujon et al. 1964; Durand-Delga 1964).

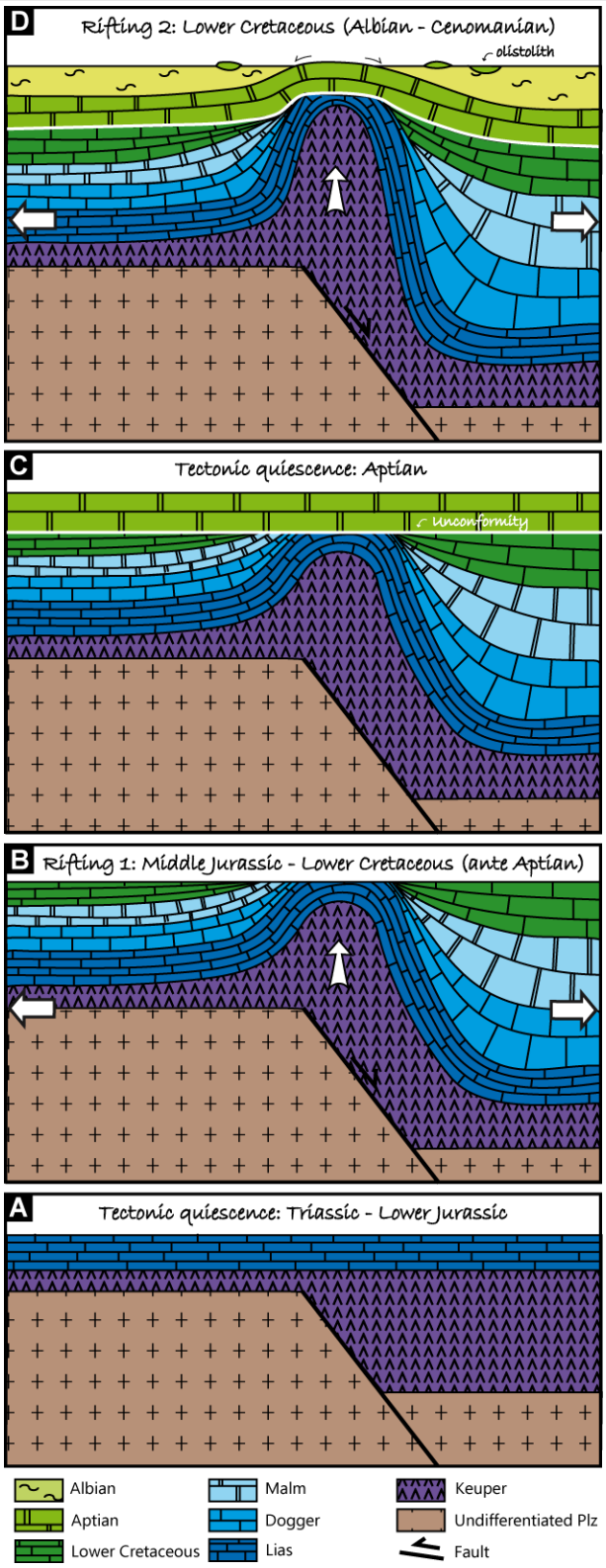


Figure IV-18 - Evolutionary sketch illustrating the evolution of a salt diapir during the Mesozoic rifting episodes, from the Lower Jurassic to the Lower Cretaceous. The detail of the halokinetic sequences with the formation of the two distincts sedimentary wedges (Middle Jurassic - Lower Cretaceous, and Albian - Cenomanian) is illustrated.

Therefore, the development of the observed halokinesis sequences can be correlated to the successive Alpine Tethys and Pyrenean rifting events and be interpreted as the consequence of reactivation of normal faults (Figure IV-19). In the literature [see a review in Tavani et al. (2018)], the Tethys rifting event is described as resulting from NW-SE extensional forces and the Pyrenean rifting from rather N-S forces, even if it is more complex in detail. This context should have favoured the successive activation of the NE-SW and E-W faults, in this order. In the study region, the things are less simple. Indeed, the place where the Jurassic activity is most obvious is the Pinède de Durban, which is oriented E-W (Figure IV-20). By contrast, the best evidences for mid-Cretaceous activity are found along the Narbonne Fault, oriented NE-SW. In accordance, in the CLTZ, Crémades et al. (2021) show nice evidence of salt activity during the Jurassic along both the ESE Treilles Fault and the NW Garrigas Fault. In the E-W North Pyrenean Zone, Ford and Vergès (2020) show halokinesis evidence during the Albian up to Upper Cretaceous. They consider also that the salt structures were likely active during the Jurassic but these possible structures are buried at depth. The observed geometric pattern (Figure IV-20) shows that the two categories of faults have to play synchronously at the different stages of the tectonic scenario. The NE-SW faults were successively characterized by extensional then strike-slip movements. Conversely, the E-W faults should have suffered strike-slip then extensional movements. However, halokinetic sequence do not provided kinematic indicators.

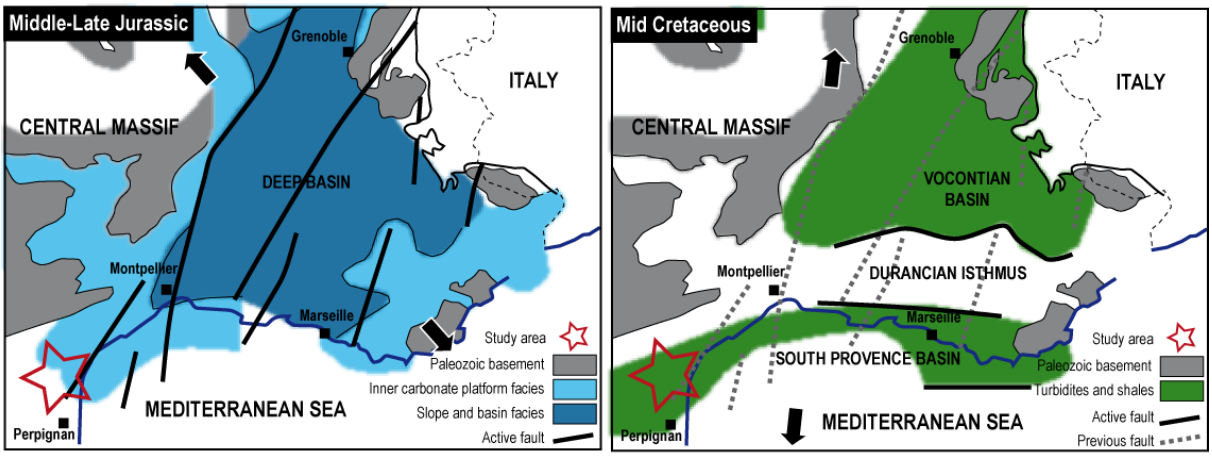


Figure IV-19 - Paleogeographic context of the Southeast Basin and faults activity during the Middle-Late Jurassic and Mid Cretaceous. Modified from Debrand-Passard (1984).

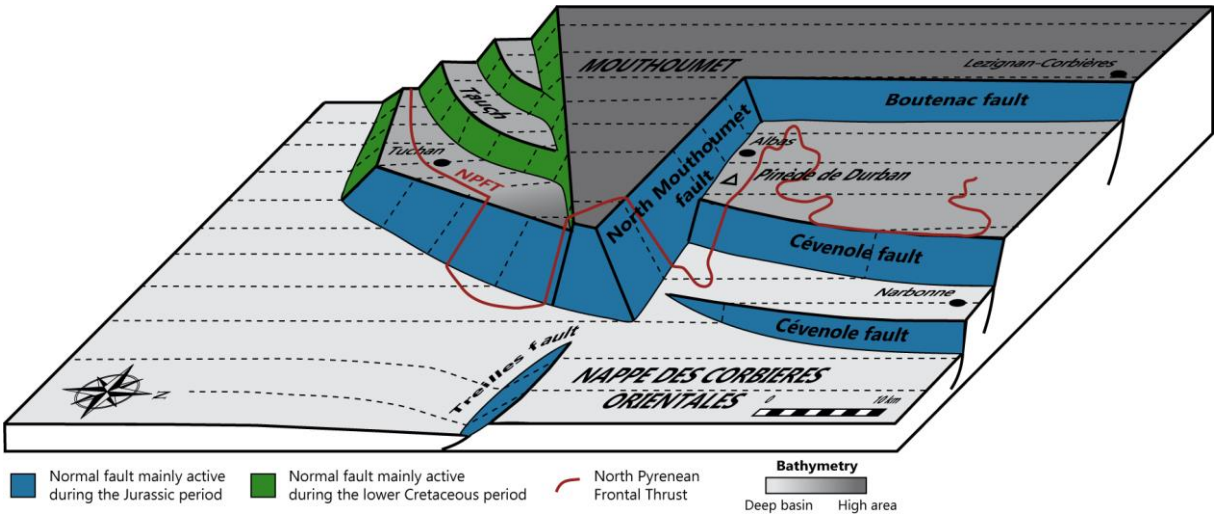


Figure IV-20 - 3D block showing the paleogeography of the study area during Mesozoic times. The current NCO front is shown in red. The faults, blue and green, highlight their main periods of activity: Jurassic and Albian-Cenomanian respectively.

During the Upper Cretaceous, the geodynamic context changed drastically and became compressional. This event is documented by different structures sealed by the Garmunian locally (Figure IV-14) and at the scale of the whole orogenic system. The already existing diapirs were likely reactivated at that time. Moreover, Charrière and Durand-Delga (2004) point out the presence of reworked Triassic elements in the Garumnian of Cucugnan. Anyway, the uppermost Cretaceous and Paleocene (Garumnian) is a period of tectonic quiescence.

4.4.2. The mechanisms of NCO emplacement

We know that the major Pyrenean phase dates from the Middle-Upper Eocene (Sinclair 2005; Bilotte & Canerot 2006; Grool et al. 2018; Ternois et al. 2019). At that time, the major structures, including the North-Pyrenean Thrust-Fault, developed. This structure follows the Galamus Range to the north and goes around the eastern end of the Mouthoumet Massif before joining the front of the Nappe des Corbières Orientales (NCO - Figure IV-10). We therefore find, in the current configuration, the corner mentioned several times between an E-W branch and a NE-SW branch.

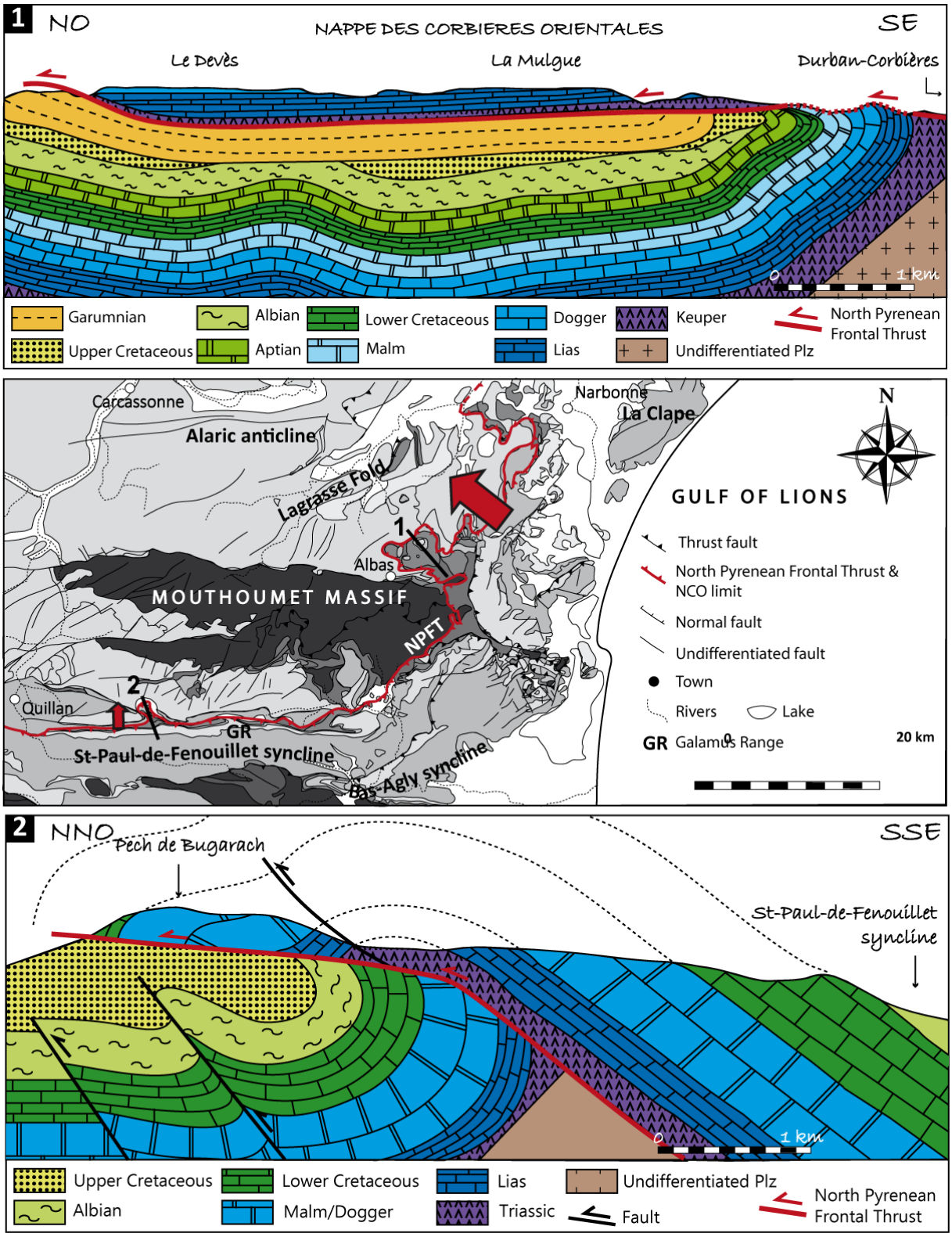


Figure IV-21 - Geological sections through the NCO (1) and the Bugarach ramp-anticline (2) showing the variation in shortening between the two structures. Refer to the Figure IV-10 for the age of the formations present on the geological map.

Along the E-W branch, the value of the overlap is measurable on the famous Bugarach Anticline (Carez 1889; Bilotte & Canerot 2006; Casteras 1933) (Figure IV-10, Figure IV-21). The distance between the hangingwall and footwall cut-offs is 3 km. This relatively low value is in any case very much lower than that measured along the NE-SW branch where the measured frontal displacement of the NCO is about 15 km (Ellenberger et al. 1987). At the junction of the two branches, the Tauch Massif as long been considered as a tectonic klippe equivalent to the NCO (De Graciansky 1962). However, recent studies (Ford & Vergés 2020; Auzemery 2015) show that this structure is better interpreted as extensional allochtons developed during the "Mid-Cretaceous" rifting. Finally, and taking into account the overall N-S shortening, one can observe that the displacement is much greater on the lateral branch than on the frontal branch of the thrust system. This may seem paradoxical because the shortening is likely more important along a frontal structure than along an oblique one. A clarification is consequently required taking into account an important observation: the structures associated with the NCO are extensional suggesting that the main factor is gravity (Figure IV-22).

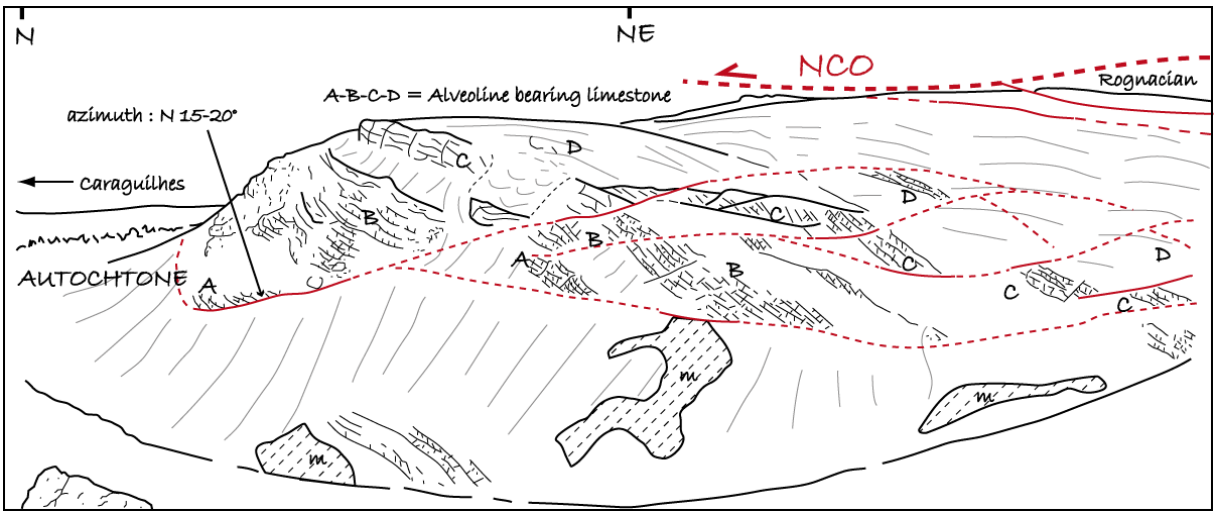


Figure IV-22 - View of the "Plateau de Poursan" illustrating the development of extensional listric faults developed in the footwall of the NCO. The "Rognacian" allochtonous block is associated with a big Aptian block, which is not visible on the drawing (see the Figure IV-10, Figure IV-12). The landscape, redrawn from Ellenberger (1967), is no longer visible today due to the growth of vegetation.

Both branches are localized by previous salt structures (Ford and Vergès (2020); Crémades et al. (2021); this work). So, this heritage cannot be used to differentiate the structures. We note that at the rear of the NCO the previous ramp is currently horizontal and in continuity with the upper flat forming the main body of the Nappe (Figure IV-23). We also note that the rear of the NCO is cut out by NE-SW extensional faults reworking, during the Oligo-Miocene (Gorini et al. 1991), the Cévennes Fault Zone. Therefore, we suggest that the tilting of the ramp could be related to the extensional movement along the fault zone, the NCO (already emplaced) playing at that time as a rift shoulder. This mechanism may have accentuated the displacement NCO by gliding. Nevertheless, it is probably not sufficient to explain the whole translation.

Could one imagine that before its collapse during the Miocene (see a review in Jolivet et al. (2020)), the CLTZ was uplifted, thus promoting the north-westward un-roofing of a part of its sedimentary cover? This remains at this stage a working hypothesis. However, one can note that a major pre-Oligocene erosion, accompanied by volcanism is expressed not only at the eastern end of the Pyrenees (Jolivet et al. 2020) but also all along the Gulf of Lions and the Valencia Gulf (Etheve et al. 2018). Up to now, this erosion is not well explained (Etheve et al. 2018) but it clearly predates the development of Oligo-Miocene extensional deformation and cannot be completely describe by Pyrenean deformation, which, for instance, is poorly present in the Valencia Gulf. It is the reason why we rather favour a thermal uplift preceding the extensional collapse. In addition, this hypothesis provides an elegant explanation for the extra-translation observed in the NCO.

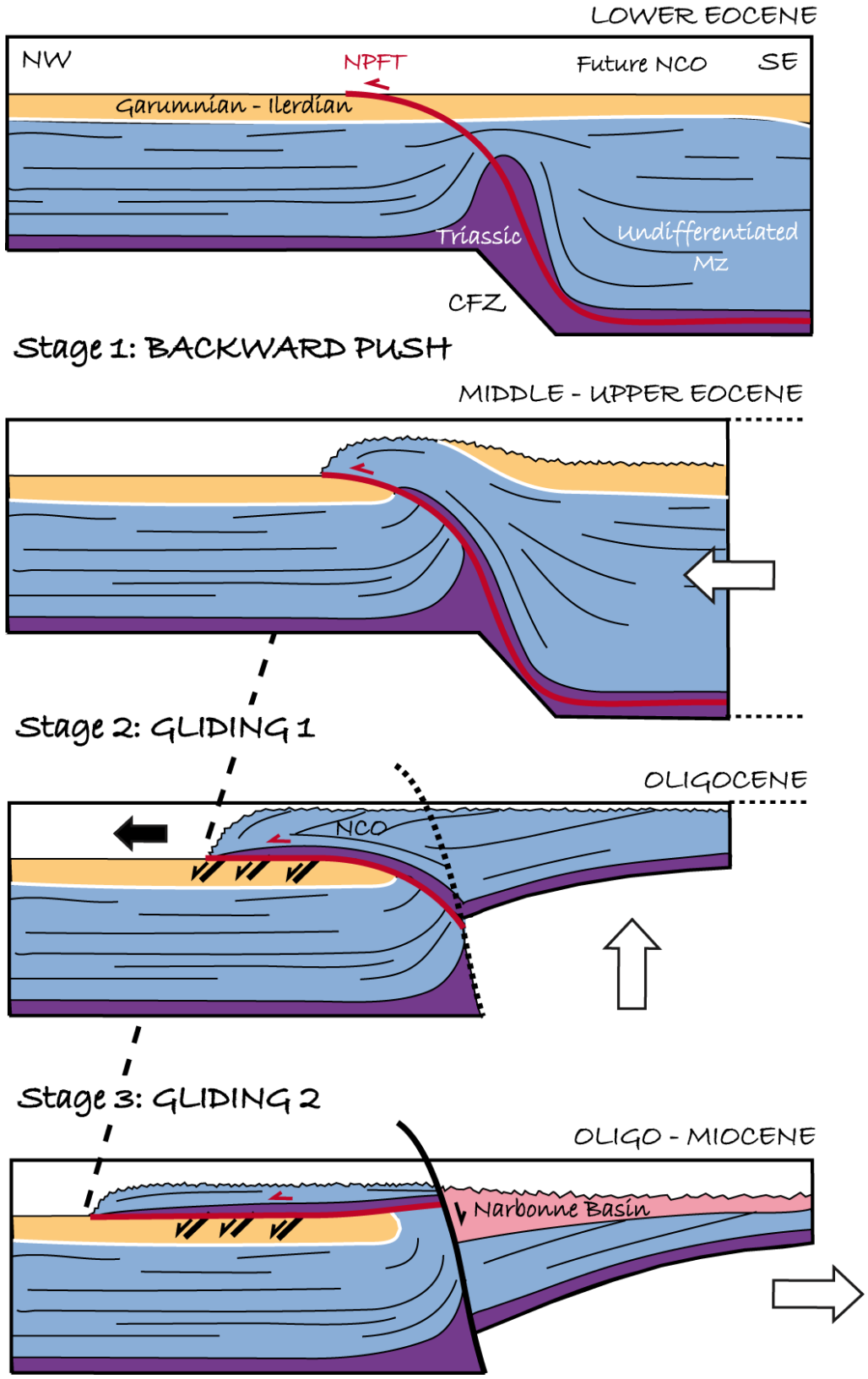


Figure IV-23 - Evolutionary sketch illustrating the mechanisms of NCO emplacement from the Lower Eocene to the Oligo-Miocene.

4.5. Conclusion

The "Nappe des Corbières Orientales" is one of the emblematic structures of the French geological landscapes. Since the 1960s in particular, generations of geologists have been trained there, learning the basics of cartography, discovering tectonics, sedimentology... One may be surprised that their teachers chose such a complex - and debated - terrain for a field school. This is probably another expression of their contradictions (see above), or the proof of fascination for this geological structure. Even today, many universities come to present NCO to students of all levels: Brest, Cergy-Pontoise, Clermont-Ferrand, Montpellier, Nancy, Nantes, Paris, Toulouse… The NCO is certainly one of the most visited geological objects in France - but undoubtedly not the best understood, so much the intensity of the deformation is marked, the intricacy of the units confusing, and this, several tens of kilometers away from any plate boundary.

In the present work, we have tried to paint a renewed picture of this tectonic structure. The reinterpretation made here was only possible thanks to the emergence and maturity of new concepts in the field of structural geology in general (notions of detachment levels, fold-and-thrust belts...) and of salt tectonics in particular (vertical and horizontal mobility of salt). The very non-existence of these concepts in the 1960s could only lead to controversy (see summary in Durand-Delga and Charrière (2012)): how to explain what is not yet conceptualized, no matter how brilliant geologists are (and brilliant they were!)? For more than 50 years, the debate has remained vitrified, and even if new data such as those of Durand-Delga and Charrière (2012) allow to answer some questions, no way out of the expressed controversies will see the light of day. The present work is therefore the result of the integration of new concepts on a region already perfectly described and mapped, themselves resulting of technological advances in subsurface imaging in particular.

This evolution of our vision of NCO results from an approach comparable to that recently implemented by Graham et al. (2012) on the Digne Nappe (Southern Alps), Callot et al. (2014) on the Sivas Basin, (Turkey) or Ford and Vergés (2020) (Northern slope of the Pyrenees). In these three examples, known and well described geological objects have been

reinterpreted in the light of salt tectonics. It must be recognized that this mode of deformation provides an elegant explanation for twisted geometries, completely reversed series, and otherwise inexplicable contacts. It is therefore tempting to conclude with a warning: be careful, however, not to give in to the easy way and not to shout too easily about salt tectonics. Salt, yes, but without excess.

Acknowledgements

We thank the generations of students and teachers who have gone before us in this field. We dedicate this work to three exceptional geologists: Michel Durand-Delga (1923-2012), François Ellenberger (1915-2000) and Maurice Mattauer (1928-2009).

CHAPITRE V. ENREGISTREMENT DE LA DEFORMATION LE LONG DES STRUCTURES INTRAPLAQUES HERITEES : LE CAS DE LA FAILLE DES CEVENNES (LANGUEDOC)

Faille des Cévennes à 3 km au Sud-Est de Pégairolles-de-Buèges

Le secteur du Languedoc correspond au domaine situé entre le Golfe du Lion au Sud et le massif des Cévennes (Massif Central) au Nord (cf. CHAPITRE II.1.2.2.). Le faisceau de faille des Cévennes orienté NE-SW est une des structures tectoniques les plus emblématiques de la région mais également de la France méridionale. D'origine varisque, elle est issue d'une histoire complexe liée à de nombreuses réactivations depuis sa formation qui lui confère un caractère polyphasé. Depuis la survenue du séisme du Teil en Novembre 2019 à l'extrémité NE de cette faille, la question de sa sensibilité face aux évènements géodynamiques se produisant en limite de plaque se pose : n'est-elle active que lors des phases tectoniques dites « paroxysmales » ou bien joue-t-elle en permanence au cours des temps géologiques ? Ce chapitre présente des éléments de réponse à cette question à travers la mise en évidence de phases de déformation à partir de la datation U-Pb sur calcite de faille. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article scientifique soumis à la revue Geological Magazine le 15 Octobre 2021.

1. Article 3 – How sensitive intraplate inherited structures are ? Insight from the Cevennes Fault System (Languedoc, France)

Le texte qui suit a été soumis dans la revue *Geological Magazine* le 15 Octobre 2021.

How sensitive intraplate inherited structures are? Insight from the Cevennes Fault System (Languedoc, France)

Oriane Parizot[1], Yves Missenard*[1], Jocelyn Barbarand[1], Thomas Blaise[1], Antonio Benedicto[1], Frederic Haurine[1], Philippe Sarda[1]

[1]*Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France.*

E-mail address: *oriane.parizot@universite-paris-saclay.fr; yves.missenard@universite-paris-saclay.fr; jocelyn.barbarand@universite-paris-saclay.fr; thomas.blaise@universite-paris-saclay.fr; frederic.haurine@universite-paris-saclay.fr; antonio.benedicto@universite-paris-saclay.fr; philippe.sarda@universite-paris-saclay.fr*

Key Words: Intraplate deformation, Pyrenees, Cevennes Fault System, U-Pb geochronology, fault-related calcite, LA-ICP-MS

Running head: Sensitivity of intraplate structures

Abstract

Deformation in intraplate domains is usually considered as a consequence of tectonic events at plate boundaries. Nevertheless, the occurrence of intraplate earthquakes such as the recent Le Teil event in the south of France along the Cevennes Fault System (CFS) - on November 11th 2019, Mw 4.9 - questions whether this far-field deformation only occurs during tectonic pulses at plate boundaries, or if it corresponds to low-intensity but continuous deformation through time. To address this question, we have coupled U-Pb geochronology of fault-related calcites with structural analysis along a major fault system (Cevennes Fault system - CFS) in the South-East Basin (France). We evidence (1) an Albian activity of the CFS (2) a continuous compressional activity of the CFS and satellite structures during the whole Eocene, including periods (Lutetian for instance) usually considered as phases of tectonic quiescence. We thus demonstrate that the tectonic reactivation of this intraplate fault system is not restricted to periods of high rates of convergence but lasts longer before and after tectonic pulses.

1.1. Introduction

Intraplate deformation is often ignored in geodynamic reconstructions because it is expressed in small amplitude deformations that are often difficult to observe and quantify. This deformation - defined here as the deformation beyond the chain front - is often guided by the reactivation of deeply-rooted faults. The reactivation of these inherited structures induced by far-field stresses may accommodate the deformation, particularly when tectonic events such as continental collision occur at plate boundaries (Ziegler et al. 1995; Ziegler et al. 1998). The tectonic heritage thus play an important role especially by localizing the deformation in these weakly deformed zones, as is the case, for example, in the central Indian Ocean (Chamot-Rooke et al. 1993; Beekman et al. 1996), in the North Sea (Ziegler 1987; Nielsen et al. 2007) or in the Paris basin (Cazes et al. 1985). Intraplate deformation may be study through the definition of the stress state from structural measurements or from geophysical measurements such as velocity wave anisotropy. More recent methods of quantifying the amplitude of movements

from low temperature thermochronology (Leprêtre et al. 2017) or the age of movements (U-Pb dating of syn-faulting calcites (Roberts et al. 2020) allow to go further and to propose a precise timing of intraplate deformation.

So far, the degree of sensitivity of these inherited intraplate structures remains largely unknown: do faults only react to major pulses at plate boundaries? Or do they constitute weak areas deforming through time long before and/or long after deformation peak? Answering this question requires specifying the age of these deformations along inherited structures, which is often challenging due to a missing or limited syn-tectonic sedimentary record and very low rate of deformation.

The Cevennes Fault System (CFS) constitutes the northwestern border of the South East Basin (France - Figure V-1A). It is a major intraplate structure that has been reactived several times during its history. Located NE of the Pyrenees and extending NE to the Alpine arc (Figure V-1A), this 400 km-long fault system is known to be polyphased, its formation beginning during the Variscan cycle (Seguret & Proust 1965; Arthaud & Matte 1975), continuing during Tethys opening, Pyrenean compression and Mediterranean opening (Seguret & Proust 1965; Roure et al. 1992; Arthaud & Mattauer 1969; Bodeur 1976; Le Pichon et al. 1971; Sanchis & Séranne 2000; Séranne 1999) and lasting until the Quaternary (although this recent history has sparked debate - see Lacassin et al. (1998), Sébrier et al. (1998) and Lacassin et al. (1998)). The CFS constitutes a good candidate to address the question of the sensitivity of intraplate inherited faults to the plate edge deformation over long durations. Furthermore, this fault zone has recently been the subject of much discussions and preliminary works (Ritz et al. 2020) since November 11th 2019 when the Teil earthquake (Mw=4.9 - intensity VII to VIII EMS98) occurred along the La Rouvière Fault belonging to the CFS, although this fault was considered as inactive. This recent event also raises the question of the long-term evolution of such intraplate fault system.

In this study, we investigate especially the effect of the Pyrenean compressive tectonics on the CFS and related structures such as the Pic Saint Loup thrust (Mattei 1986) or the Dalle des Matelles (Petit & Mattauer 1995) (Figure V-1B). We dated compressive or strike-slip related syn-faulting calcites from the southern half of the CFS, by U-Pb geochronology. Our results are

discussed in the light of a wider geodynamical frame and compared to the relative chronology previously established.

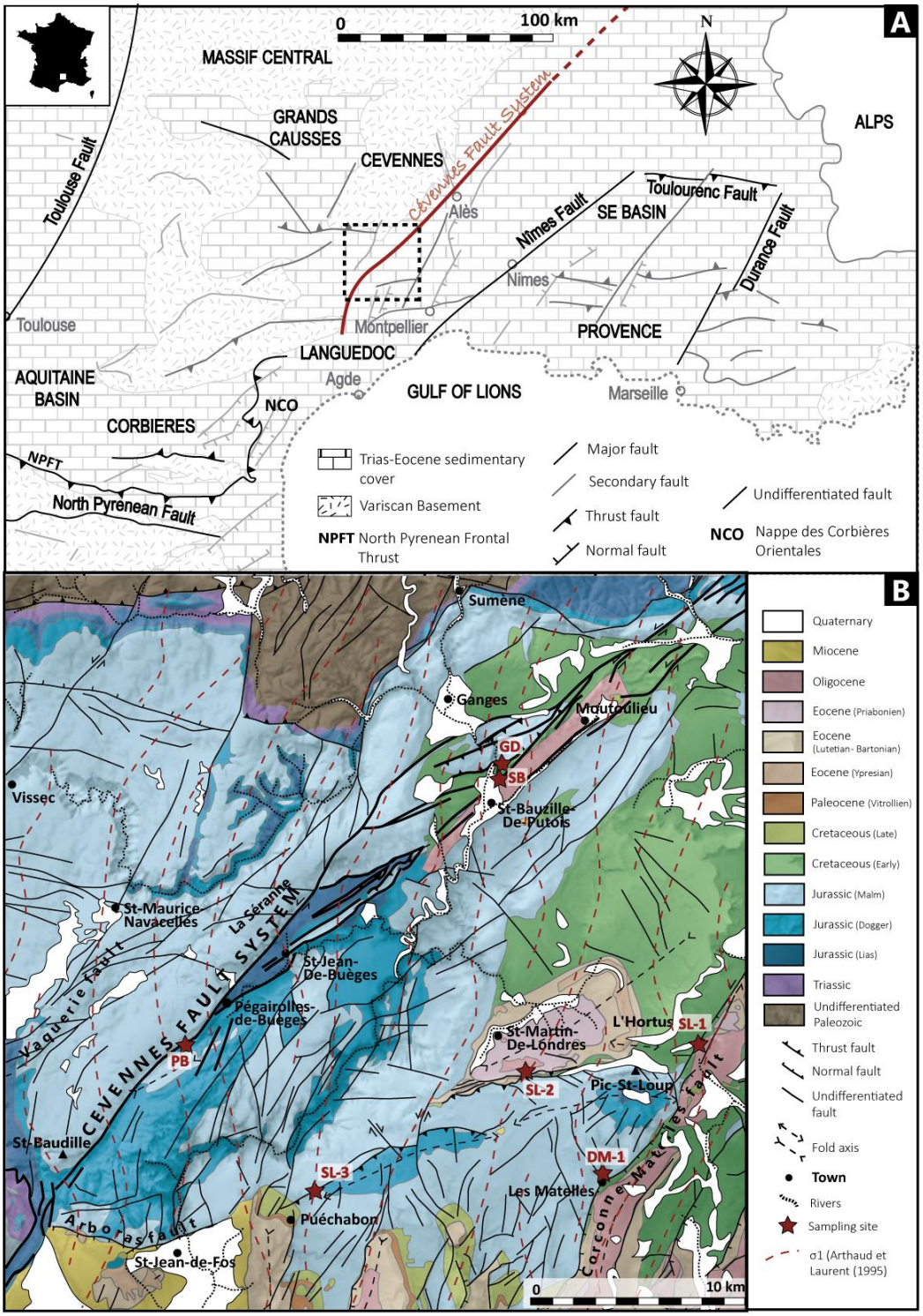


Figure V-1 - Location of the study area and sampling sites. A. Structural map of southern France after 1/1 000 000 BRGM geological map; B. Structural scheme and sampling sites (with stars). Modified using 1/50 000 BRGM geological maps.

1.2. Geodynamic context

This study focuses on the Cevennes Fault System and adjacent structures located in the Languedoc area (Figure V-1A-B). This domain is characterized by a polyphased tectonic history that begins with the Variscan orogen formation. The later resulted from a compressive tectonic regime associated with variated stress field orientations until Carboniferous times (Faure et al. 2009; Blés et al. 1989; Arthaud & Matte 1975). During the Permian-Triassic, the relaxation of the principal maximum stress is at the origin of a long period of ~N-S extension on the Cevennes limit associated with the formation of basins with clastic deposition of several thousand of metres and NE-SW trending faults such as the CFS (Blés et al. 1989).
During the Triassic to the Early/Middle Jurassic, an extensional episode (Dreyfus & Gottis 1948) due to the east-west opening of the Tethys Ocean in southern France (Dercourt et al. 1986; Frizon de Lamotte et al. 2011; Lemoine 1982; Dumont et al. 1984; Lemoine & Graciansky 1988; Bonijoly et al. 1996) reactivated the CFS as a normal fault dipping SE (Seguret & Proust 1965; Roure et al. 1992).

During Early Cretaceous, a major reorganization of the Ligurian Tethys margin led to the formation of the Durancian Isthmus, separated by two marine troughs (the Vocontian basin and the Pyreneo provencal basin development) (Masse & Philip 1976). Extensive structures observed near Montpellier or northernly have been associated to this event (Arthaud & Séguret 1981; Dreyfus & Gottis 1948). Further west, opening of the Biscay Bay controlled by the rotation of the Iberian plate led to the formation of narrow Pyrenean basins filled up by turbidites (Puigdefàbregas & Souquet 1986).

According to Séguret & Proust (1965), most of the tectonic structures in the Languedoc can be attributed to 'the superposition of the Pyrenean compression over a system of earlier normal faults'. Indeed, in this area, record of the Pyrenean orogen early building begins in the Campanian-Maastrichtian period for many authors (Freytet 1971; Combes et al. 2007; Schreiber et al. 2011) although Arthaud & Séguret (1981) attribute its beginning to the Paleocene - Early Eocene. This early event seems difficult to constrain, although Arthaud & Séguret (1981) and Mattauer & Proust (1962) partially associate the Montpellier Fold formation to the ante-Lutetian period. On a larger scale, this deformation episode is known throughout the Pyrenean

belt as the first phase of compressive deformation (Mouthereau et al., 2014; Grool et al., 2018; Filleaudeau et al. 2012; Ternois et al., 2019). In Languedoc, the Lutetian period corresponds to the deposit of lacustrine limestones, in a quiescent tectonic context (Arthaud & Séguret 1981). The so-called 'Pyrenean' phase of Upper Eocene age is associated in the Languedoc with (1) the formation of Bartonian breccias and Priabonian fluvial conglomerates with internal onlap illustrating syndepositional deformation (Séranne et al. 2021), (2) the formation or reactivation of most major structures such as the Pic-Saint-Loup thrust (Arthaud & Séguret 1981) (Figure V-1B) and (3) a direction of the main stress σ1 of ~N15°E for instance recorded on the Dalle des Matelles (Figure V-1B) (Arthaud & Laurent 1995; Petit & Mattauer 1995). Therefore, the Languedoc records two tectonic episodes associated with the convergence of the Iberian and Eurasian plates of age ~ late Cretaceous - early Eocene and late Eocene (Bartonian-Priabonian). Distinction of these two tectonic phases is however not recorded in the intraplate domain to the north, where recent work shows a weak but continuous record of deformation in the Grands Causses area (Figure V-1A) from the Late Cretaceous to the late Eocene (Parizot et al. 2020). Regarding the CFS, Arthaud & Mattauer (1969) and Séguret & Proust (1965) show reverse-sinistral strike-slip motion during Paleogene times at the origin of elevated horsts such as the Jurassic Thaurac plateau (between Ganges and Saint-Bauzille-de-Putois, Figure V-1B). This motion is coeval with E-W compressive structures growth and Bodeur (1976) describes a strike-slip throw of almost 15 km.

The Priabonian period for the Languedoc corresponds to a switching from compression to extension (Séranne et al. 2021). Since this time, and until the Aquitanian (Oudet et al. 2010), the geodynamic context of the Mediterranean domain (Figure V-1A) is associated with convergence of Eurasia and Africa plates and the retreat of the African slab to the SE that induced the opening of the Gulf of Lion and the rotation of the Corso-Sardinian block. This extensional phase involves the whole southern European margin (Séranne 1999; Le Pichon et al. 1971; Séranne et al. 2021; Jolivet et al. 2020), and is characterized by (1) a NW-SE opening direction and recorded in the whole Languedoc region (Seguret & Proust 1965) (2) the reactivation of the CFS with normal kinematics, which is responsible for the development of

NE-SW trending Oligocene basins (e.g. the Moutoulieu and Alès basins, Figure V-1A-B (Sanchis & Séranne 2000; Roure et al. 1992; Le Pichon et al. 1971; Séranne 1999)).

Since the beginning of the Neogene times, the region has been relatively quiet from a tectonic point of view, although Roy & Trémolières (1992) documented Miocene N-S trending reverse faults in the Alès basin and Bergerat et al.(1987) reported activity of the CFS in a dextral movement during the Aquitanian, associated with a tectonic episode recorded on the whole European platform and interpreted as a resumption of the Africa/Europe convergence. Currently, the Teil earthquake (2019.11.11) located at the NE extremity of the CFS reveals ongoing activity (Ritz et al. 2020).

1.3. Samples and methods

54 syn-faulting calcites (Figure V-2A-B) were micro-structurally defined and sampled in 22 sites on decimetric to metric faults with a single striation generation.

Petrographic and geochemical analyses were performed on polished samples mounted in epoxy. Petrographic observation was conducted using a binocular, as well as optical and cathodoluminescence (CL) microscopy. CL observations were carried out on an Olympus BX41 microscope coupled to a Cathodyne cold-cathode catholuminescence (NewTec, Nîmes, France) operating at 10-12 kV and 200-300 µA, and a Qicam Fast 1394 digital camera (TELEDYNE QIMAGING, Surrey, Canada).

Calcite samples were dated by U-Pb geochronology using a HR-ICP-MS Element XR from Thermo Scientific coupled to a Laser Ablation system (LA) ArF 193 nm from Teledyne Photon Machines at the Paris-Saclay University. Details of syn-faulting calcite samples and methods can be found in the online Supplementary Material at https://www.cambridge.org/core/journals/geological-magazine. (Annexe 3).

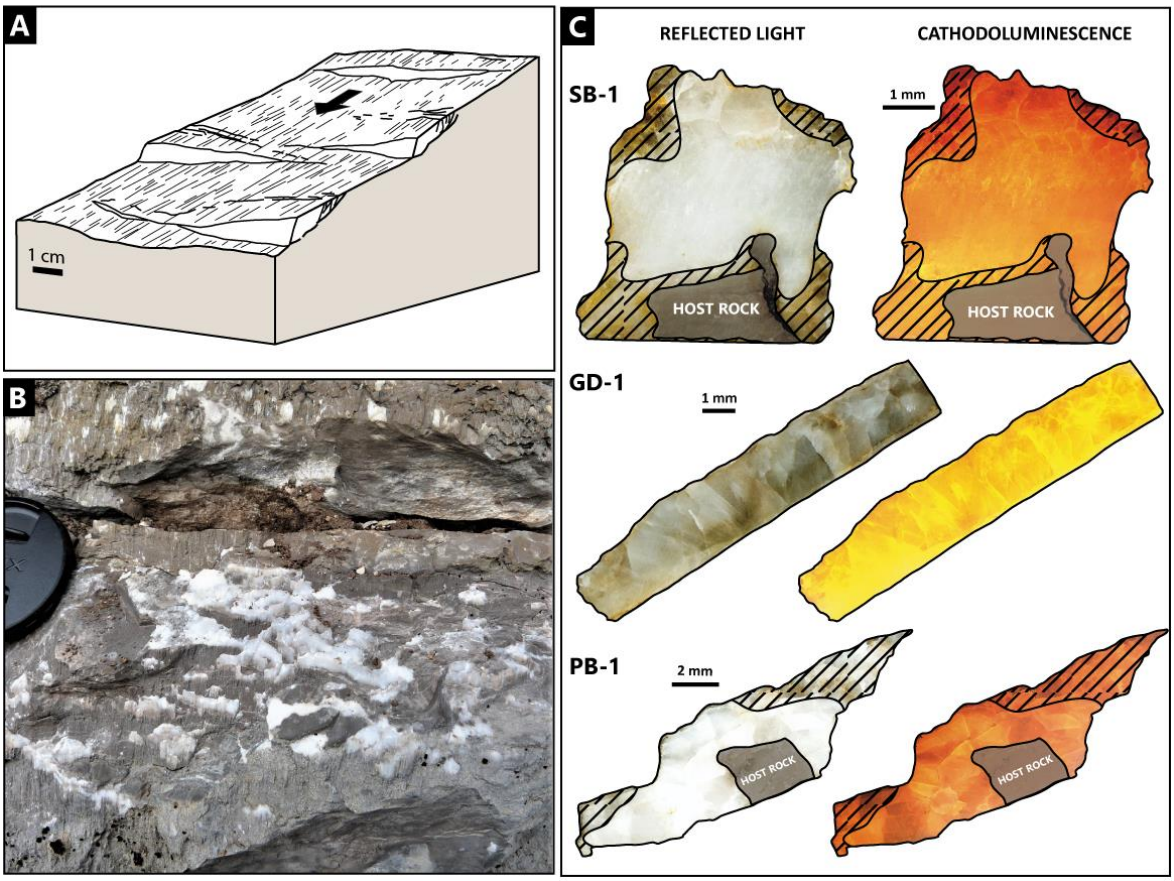


Figure V-2 - Syn-faulting calcite samples A. Schematic sketch of a portion of a fault mirror with fault-related calcites (modified from Vergely & Xu (1988) B. Illustrations of reverse fault-related calcite observed near St-Maurice Navacelles (Figure V-1B) C. Petrographic observations: reflected light and cathodoluminescence images of syn-faulting calcites. See text and Supplementary Material (Annexe 3) for details about petrographic observations.

1.4. Results

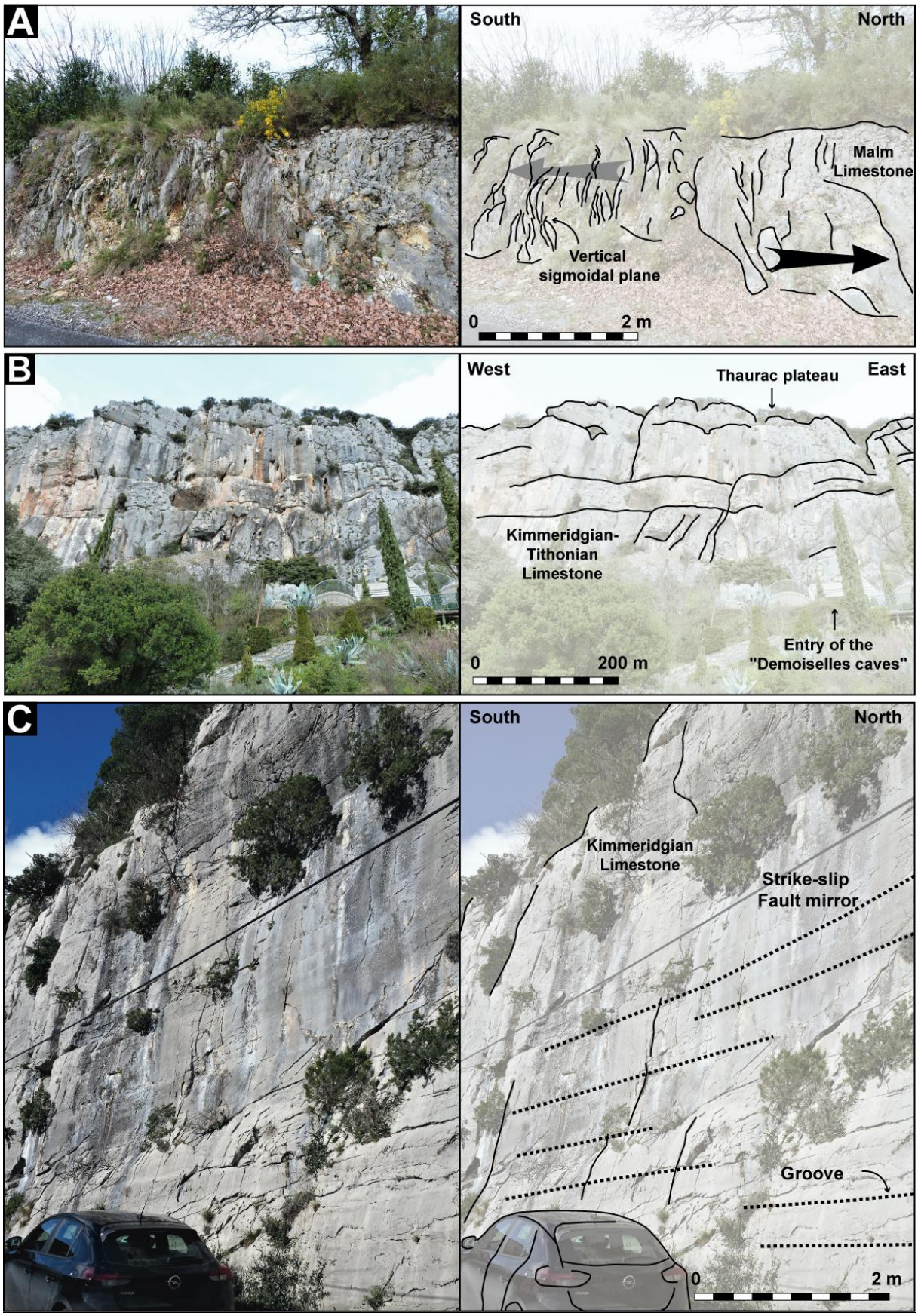
Dating was successful for ~25% of the samples (13/54 samples). Dated samples correspond to calcites from reverse and strike slip faults. Petrographic observations in reflected light and CL have been used to delimit zones for U-Pb geochronology: areas where calcite crystals were not milky white or clear white-grey in reflected light were excluded. They generally correspond to the edges of the samples, and often show a color variation in CL in comparison with the determined ablation areas. In CL microscopy, calcite crystals show relatively homogeneous luminescence without zoning (Figure V-2C) (see Supplementary Material -Annexe 3 - for more details and petrographic illustrations).

The first site associated with dated fault-related calcite samples corresponds to a Malm limestone lens, at Saint-Bauzille-de-Putois (Figure V-1B, Figure V-3A). This outcrop is 150 m long and a few meters large over a height of 2 m, along the Demoiselles cave road. The lens, oriented 40°N, is included between Oligocene formations to the south-east and Lower Cretaceous formations to the north-west and is separated from them by two major accidents of the CFS. The site is strongly deformed with vertical sigmoidal planes attesting to a reverse-sinistral activity of the CFS. Four fault-related calcites were sampled in the Jurassic formation on these vertical planes. SB-1 and SB-4 come from dextral strike-slip faults oriented N78°-84°N - p58°NE and N76°SV - p51°NE respectively. SB-2 and SB-3 are sinistral strike-slip fault-related calcites oriented N66°-74°S - p17°SO and N59°-84°N - p0° respectively. U-Pb ages are about 40 Ma (Lutetian/Bartonian): 36.6 ± 1.8 Ma for sample SB-1, 39.6 ± 3.4 Ma for SB-2, 40.8 ± 3.3 Ma for SB-3 and 41.3 ± 2.1 Ma for SB-4 (Figure V-4).

The second outcrop is located 600 m west of the entry of the Demoiselles cave (Figure V-1B, Figure V-3B). It corresponds to a 30 m high Kimmeridgian-Tithonian limestone cliff, forming the southern end of the Thaurac plateau. This outcrop is further separated from the Lower Cretaceous outcropping a few meters to the south by a secondary fault of the CFS 8 km long in a 60°N direction. Three calcite samples were dated and correspond to a dextral fault-related calcite (GD-1: N63°-29°NO – p56°N), a sinistral strike-slip fault-related calcite (GD-2: N52°-65°NO - p7°SO), and a reverse fault-related calcite (GD-3: N73°-47°NO – p45°W). The U-Pb ages are respectively 48.3 ± 2.7 Ma (GD-1), 52.9 ± 6.3 (GD-2) and 63.8 ± 11.9 Ma (GD-3) (Figure V-4).

3 km southwest of Pégairolles-de-Buèges, a large fault mirror – 20 m wide and >15 m high - in a Kimmeridgian formation corresponds to the major accident of the CFS according to the 1/50 000 BRGM geological map of Le Caylar (Alabouvette et al. 1987) (Figure V-1B, Figure V-3C). This mirror includes large grooves without calcite. Within 5 m of the main mirror, small metric fault planes are composed of fault-related calcites. Two dated calcite samples were collected on these strike-slip faults, corresponding to a sinistral fault (PB-1: N34°-52°SE - p2°SO) and a dextral fault (PB-2: N171°-86°NE - p9°NO). The U-Pb ages correspond to Albian ages, 101.8 ± 8.9 Ma for PB-1 and 104.2 ± 6.2 Ma for PB-2 (Figure V-4).

Fault-related calcites collected south of the Saint-Martin-de-Londres basin (SL-1 to 3 and DM-1) and corresponding to peripheral metric-scale faults of the CFS have been dated. SL-1 is located on a fault plane corresponding to the main thrust of a Berriasian decimetric fold, near the Corconne fault, on the NE termination of the Pic-Saint-Loup thrust (near D1 road) (Figure V-1B, Figure V-3D). This sample is related to a reverse fault (N90°-85°S - p90°) and its U-Pb age is 34.6 ± 3.2 Ma (Figure V-4). SL-2 is a syn-faulting calcite sampled in the Bartonian formation, south-east of Saint-Martin-de-Londres (Figure V-1B, Figure V-3E). The present-day orientation shows a reverse fault (N120°-30°NE – p47°NO). When corrected from strata-tilting, this fault is a normal fault. U-Pb age is 39.9 ± 6.8 Ma (Figure V-4). Considering that this age is similar to the one of other dated strike-slip or reverse faults (SB-1, SB-2, SB-3, SB-4, SL-1), it is likely that this fault plane results from a compressive regim in a formerly folded formation. Calcite SL-3 comes from a Kimmeridgian-Tithonian outcrop, NW of Puéchabon, on the SW lateral termination of the Pic-Saint-Loup thrust (Figure V-1B, Figure V-3F). It corresponds to a sinistral strike-slip fault-related calcite (SL-3: N43°-47°SE - p13°NE) with a U-Pb age of 50.4 ± 8.3 Ma (Figure V-4). Finally, a sinistral strike-slip fault-related calcite (DM-1: N176°-86°O - p0°) from the Malm Dalle des Matelles (near the Matelles fault, Figure V-1B, Figure V-3G; Petit & Mattauer (1995)) has been dated at 45.0 ± 8.5 Ma (Figure V-4). Exact locations of dated samples are given in Supplementary Material (Annexe 3).


A
South
North
Malm
Limestone
Vertical
sigmoidal plane
0
2 m
B
West
East
Thaurac plateau
Kimmeridgian-
Tithonian
Limestone
Entry of the
"Demoiselles caves"
0
200 m
C
South
North
Kimmeridgian
Limestone
Strike-slip
Fault mirror
Groove
0
2 m

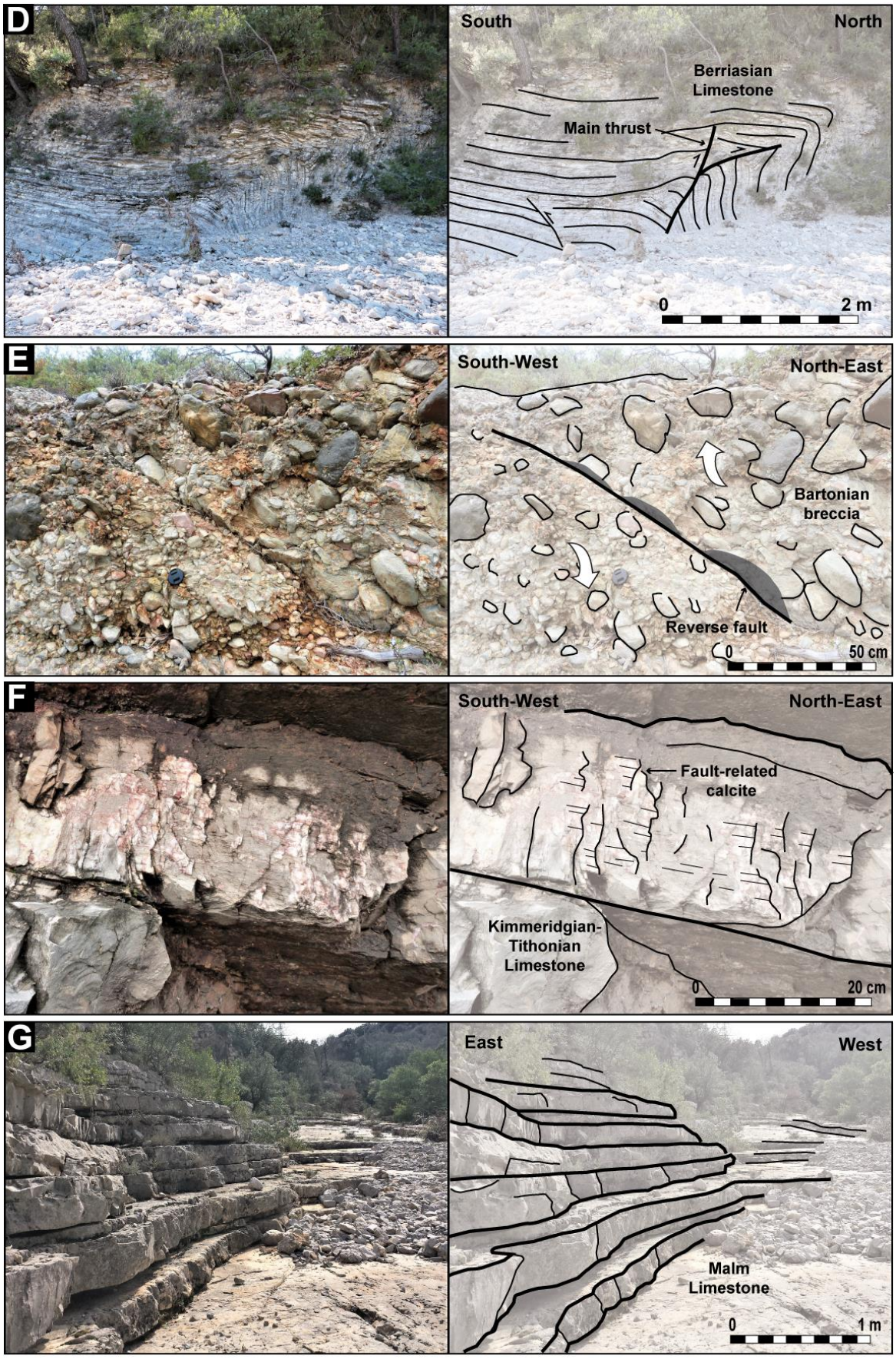

D
South
North
Berriasian Limestone
Main thrust
0
2 m
E
South-West
North-East
Bartonian breccia
Reverse fault
0
50 cm
F
South-West
North-East
Fault-related calcite
Kimmeridgian-Tithonian Limestone
0
20 cm
G
East
West
Malm Limestone
0
1 m

Figure V-3 - Outcrop illustrations A. Malm limestone lens with vertical sigmoidal planes at Saint-Bauzille-de-Putois (Figure V-1B). B. Entry of the "Demoiselles caves" and Kimmeridgian-Tithonian limestone cliff in the background. C. Large fault mirror (CFS) with grooves in the Kimmeridgian formation, SO of Pégairolles-de-Buèges (Figure V-1B). D. Decimetric East-West axis fold near the Corconne fault, in the Berriasian formation (Figure V-1B). E. Bartonian formation currently vertical with conglomerates and reverse faults, south of Saint-Martin-de-Londres (Figure V-1B). F. Strike-slip fault-related calcite on o Kimmeridgian-Tithonian outcrop (Puéchabon site (Figure V-1B)). G. Malm Dalles des Matelles, near the Matelles fault (Petit & Mattauer 1995) (Figure V-1B).

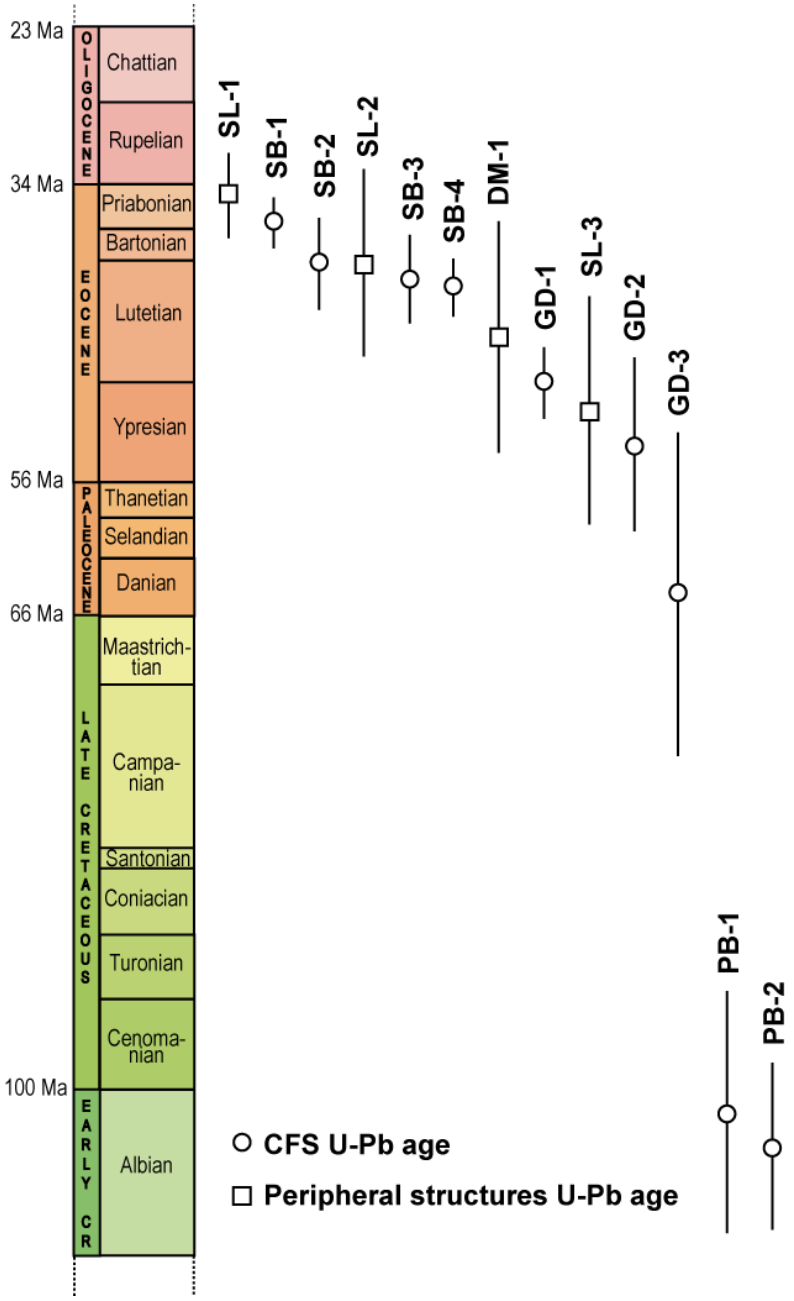


Figure V-4 - Results of syn-faulting calcite U-Pb geochronology. The U-Pb ages are represented by the circles for samples of the Cevennes Fault System and squares for samples from related structures with their propagated uncertainties (2σ).

1.5. Discussion

1.5.1. Activity of the CFS during Albian times

Ages obtained on the syn-faulting calcites, associated with the CFS and coupled with the structural data, indicate a reactivation of the CFS during the Albian (Figure V-4). This episode of deformation is also recorded in the Moutoulieu basin (north of Saint-Bauzille de Putois, Figure V-1B) by an unconformity between the Neocomian formations and the base of the Upper Cretaceous deposits (Alabouvette et al. 1988). At the scale of the Languedoc, the major regional strike-slip structures were also active during the Albian, with a dextral movement for the Toulourenc fault, and a sinistral movement for the Nîmes and Durance faults (Montenat et al., 2004) (Figure V-5A). This reactivation of the NE-SW inherited structures is coeval with denudation recorded by thermochronological data in the Massif Central (Barbarand et al. 2001; Barbarand et al. 2020; Peyaud et al. 2005)(Figure V-5A) or by formation of bauxites along the Durancian Isthmus as well as in the Languedoc domain (Combes (1990), Figure V-5A).
All these records testify of a major remobilization event of the intraplate domain during the Albian : brittle deformation is recorded even to the north in the Causses domain at that time (Parizot et al. 2020). We propose that this event could be a consequence of the opening of the Pyrenean basins to the south (Tavani et al. 2018; Tugend et al. 2014; Choukroune & Mattauer 1978; Debroas 1987; Sibuet et al. 2004; Srivastava et al. 1990; Rosenbaum et al. 2002b; Roest & Srivastava 1991; Jammes et al. 2009).

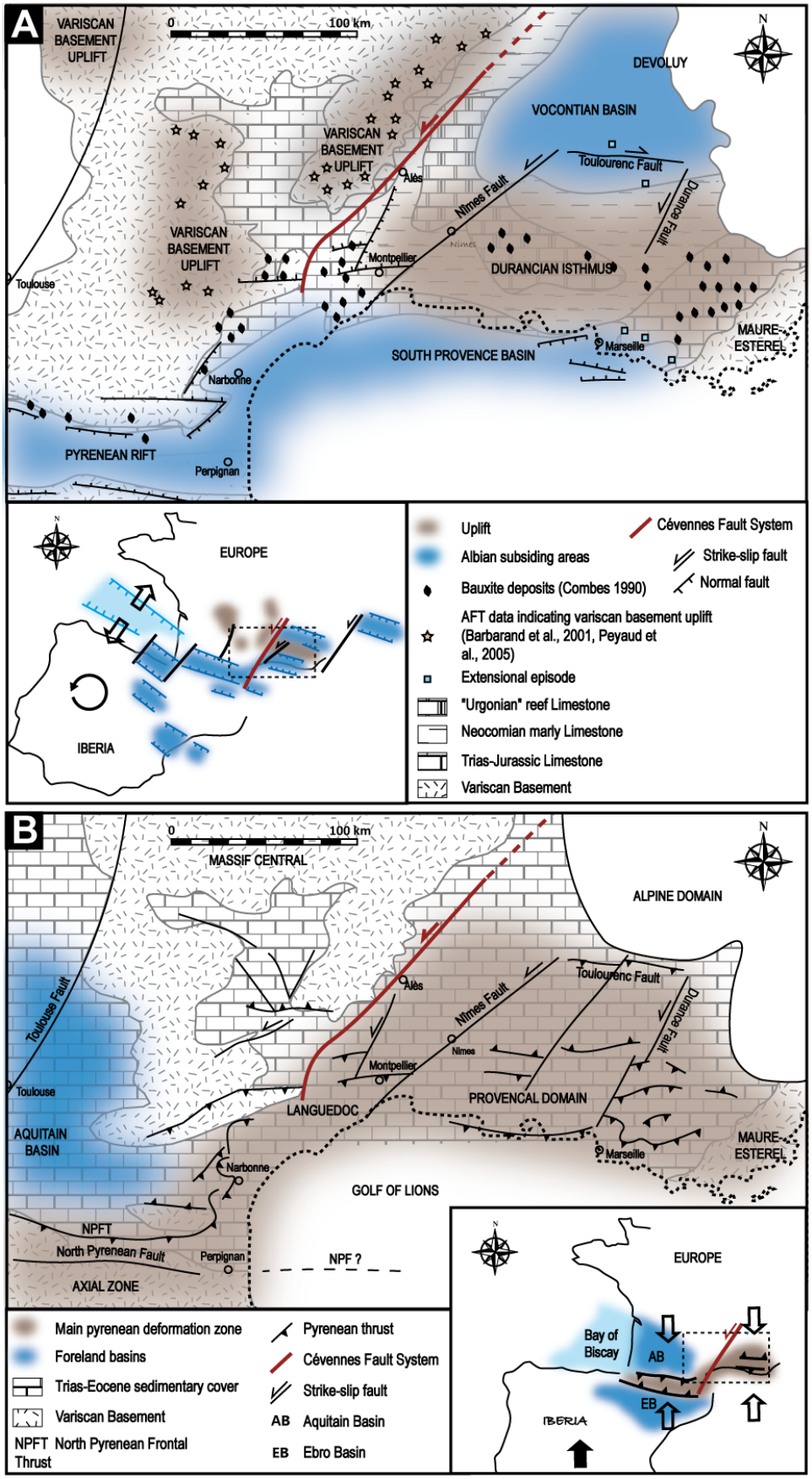

A
VARISCAN BASEMENT UPLIFT
0
100 km
N
DEVOLUY
VOCONTIAN BASIN
VARISCAN BASEMENT UPLIFT
Alès
Toulourenc Fault
Nîmes Fault
Durance Fault
VARISCAN BASEMENT UPLIFT
Montpellier
Nîmes
DURANCIAN ISTHMUS
Toulouse
MAURE-ESTEREL
Marseille
SOUTH PROVENCE BASIN
Narbonne
PYRENEAN RIFT
Perpignan
EUROPE
IBERIA
Uplift
Albian subsiding areas
Bauxite deposits (Combes 1990)
AFT data indicating variscan basement uplift (Barbarand et al., 2001, Peyaud et al., 2005)
Extensional episode
"Urgonian" reef Limestone
Neocomian marly Limestone
Trias-Jurassic Limestone
Variscan Basement
Cévennes Fault System
Strike-slip fault
Normal fault
B
0
100 km
MASSIF CENTRAL
N
ALPINE DOMAIN
Toulouse Fault
Alès
Toulourenc Fault
Nîmes Fault
Durance Fault
Nîmes
Montpellier
Toulouse
LANGUEDOC
PROVENCAL DOMAIN
AQUITAIN BASIN
Marseille
MAURE-ESTEREL
Narbonne
GOLF OF LIONS
NPFT
North Pyrenean Fault
Perpignan
NPF ?
AXIAL ZONE
Main pyrenean deformation zone
Foreland basins
Trias-Eocene sedimentary cover
Variscan Basement
NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
Pyrenean thrust
Cévennes Fault System
Strike-slip fault
AB Aquitain Basin
EB Ebro Basin
EUROPE
Bay of Biscay
AB
EB
IBERIA

Figure V-5 - Revisited structural and paleogeographical maps of southern France A. mid-Cretaceous times. Modified after Marchand et al. (2021), and completed from Combes (1990), Barbarand et al. (2001), Peyaud et al. (2005), Montenat, Janin & Barrier (2004), Olivetti et al. (2020). The location of basins and NE-SW faults on the sketch map comes from Tavani et al. (2018), Mencos et al. (2015) and Peybernès & Souquet (1984). B. Priabonian times after Arthaud & Mattauer (1969), Mattauer & Henry (1974), Plaziat (1981), Arthaud & Séguret (1981), Vacherat et al. (2017), Lacombe & Jolivet (2005), Séranne et al. (2021).

1.5.2. The activity of the CFS during the Pyrenean phase

Ages obtained on the fault-related calcites of the Demoiselles cave fault (samples GD-1, GD-2, GD-3), from ~ 76 to 45 Ma (2σ included), and Saint-Bauzille-de-Putois fault (samples SB-1, SB-2, SB-3, SB-4), from ~ 43 to 35 Ma (2σ included), show continuous tectonic activity during the Eocene (Figure V-4). We therefore assimilate all of these fault-related calcites to the Pyrenean episode at the origin of the reactivation of the CFS in reverse-sinistral movement throughout the Eocene (Arthaud & Mattauer 1969; Arthaud & Séguret 1981; Seguret & Proust 1965) (Figure V-5B).

The U-Pb ages obtained on the peripheral structures of the CFS (such as the Dalle des Matelles and the faults around the Pic-Saint-Loup thrust), also point to a deformation phase during the whole Eocene. Although debatable due to uncertainties, the decrease of U-Pb ages from West (SL-3) to East (SL-2 to SL-1) may reflect the growth of the Pic-Saint-Loup structure from West to East, from the Ypresian to the Priabonian.

As a whole, this study highlights brittle deformation in the Languedoc region contemporary with the formation of the orogen in Eocene times (Grool et al. 2018; Cruset et al. 2020) - a result in agreement with those obtained in the Grands Causses area to the North also showing a long and continuous deformation during the Eocene (Parizot et al. 2020). On the other hand, this deformation chronology does not mimic the sequence of paroxysmic events in the orogen.

Indeed, neither the Bartonian-Priabonian exhumation event (Morris et al. 1998; Sinclair 2005; Fitzgerald et al. 1999; Curry et al. 2019) nor the Lutetian deformation phase (Parizot et al. 2021) and even less the Miocene event (Parizot et al. 2021) stand out on our dataset. The absence of clusters of ages during Paleogene times, like the ones outlined by Parizot et al. (2021), demonstrates a continuum of deformation in the Languedoc domain thorough the Eocene.

This Eocene continuum contradicts the jerky calendar deduced from sedimentary-based interpretations (Philip et al. 1978).

It implies that the occurrence of detrital series, such as the Bartonian breccias on top of the Lutetian lacustrine limestones in the Saint Martin de Londres Basin, does not reflect a specific regional tectonic event as previously interpreted (Philip et al. 1978). These detrital series may be the consequence of local exhumation along the Pic Saint Loup thrust at that time, or of external processes – such as climate change or drainage network evolution.

Finally, the absence of record in this work of the early Miocene event highlighted by Parizot et al. (2021) and Hoareau (2021), respectively on the northern and southern foreland of the Pyrenean belt, may reflect that it is restricted to the belt core, although we suggest here the potential sensitivity of the CFS to such an event. Further exhaustive sampling and dating along the CFS length will probably allow to see this phase along this inherited structure, as proposed by Bergerat (1987).

1.6. Conclusion

The Cevennes Fault System is well known to have been reactivated several times from its formation to current days. Indeed, this Variscan fault system was first reactivated during the Jurassic rifting and the opening of the Tethyan ocean. This study highlights an additional reactivation of the CFS during the Albian (c.a. 100 Ma) associated with the opening of the Pyrenean basins. We show a continuous motion throughout the Eocene (between c.a. 64-36 Ma) resulting from N-S convergence of the Iberia and Eurasia plates (Figure V-5B), and not only during tectonic pulses as previously interpreted from the sedimentary record in the Languedoc domain. Previous studies indicate that the CFS was reactivated as a normal fault during the Oligocene, as a dextral strike-slip fault during the Aquitanian, and is currently still active to the North (Teil earthquake, 2019.11.11, Ritz et al. (2020). All these results show that the CFS constitutes a weak domain very sensitive to plate boundary evolution. They suggest a discontinuous but long-lasting activity a few tens to hundreds of kilometres from the plate boundary.

Acknowledgments

This work is part of the O. Parizot's PhD funded by a Paris-Saclay University research grant (ED SMEMAG). It was also supported by the TelluS Program of CNRS-INSU.

Declaration of interest

The authors declare none.

2. Eléments de discussions complémentaires

2.1. Déformations récentes sur la terminaison sud de la faille de Nîmes.

La sensibilité de la Faille des Cévennes face aux contraintes appliquées en bordure de plaque a été mise en évidence à la fois par (1) la survenue du séisme du Teil en Novembre 2019 (Ritz et al. 2020) alors même que la région se trouve dans une période de quiescence tectonique depuis le Quaternaire (Séranne et al. 2002) et (2) l'activité continue du faisceau de faille des Cévennes à l'Eocène (article présenté ci-dessus). C'est également dans cette optique de compréhension de l'activité des grandes structures en domaine intraplaque que nous avons souhaité présenter dans ce travail l'activité récente d'un accident satellite de la Faille des Cévennes : la terminaison Sud de la faille de Nîmes.

Il a en effet été observé, au cours de ce travail, des plans de failles inverses à Agde, au Sud-Ouest de Montpellier (Figure V-6), dans des dépôts de tufs basaltiques datés au Pléistocène d'après la carte géologique 1/50 000 de Agde (Berger et al. 1978). Ces plans sont métriques, avec un rejet de l'ordre d'une dizaine de centimètres. Leur orientation est globalement Nord-Sud, indiquant une contrainte principale σ_1 ~ Est-Ouest (Figure V-6). D'un point de vue structural, Agde est localisé à l'extrémité Sud-Ouest de la faille de Nîmes qui est une structure NE-SW ayant subi une évolution semblable à celle de la Faille des Cévennes (Benedicto et al. 1996; Arthaud & Séguret 1981; Séranne et al. 2002; Schlupp et al. 2001). La déformation illustrée ici dans les dépôts volcaniques pourrait alors caractériser une activité post-Pléistocène de la faille de Nîmes. Si cet objet mériterait une étude à part entière (prospection à plus grande échelle, datation des niveaux de tufs), il n'en reste pas moins un probable indice de tectonique quaternaire, indices rares en France métropolitaine.

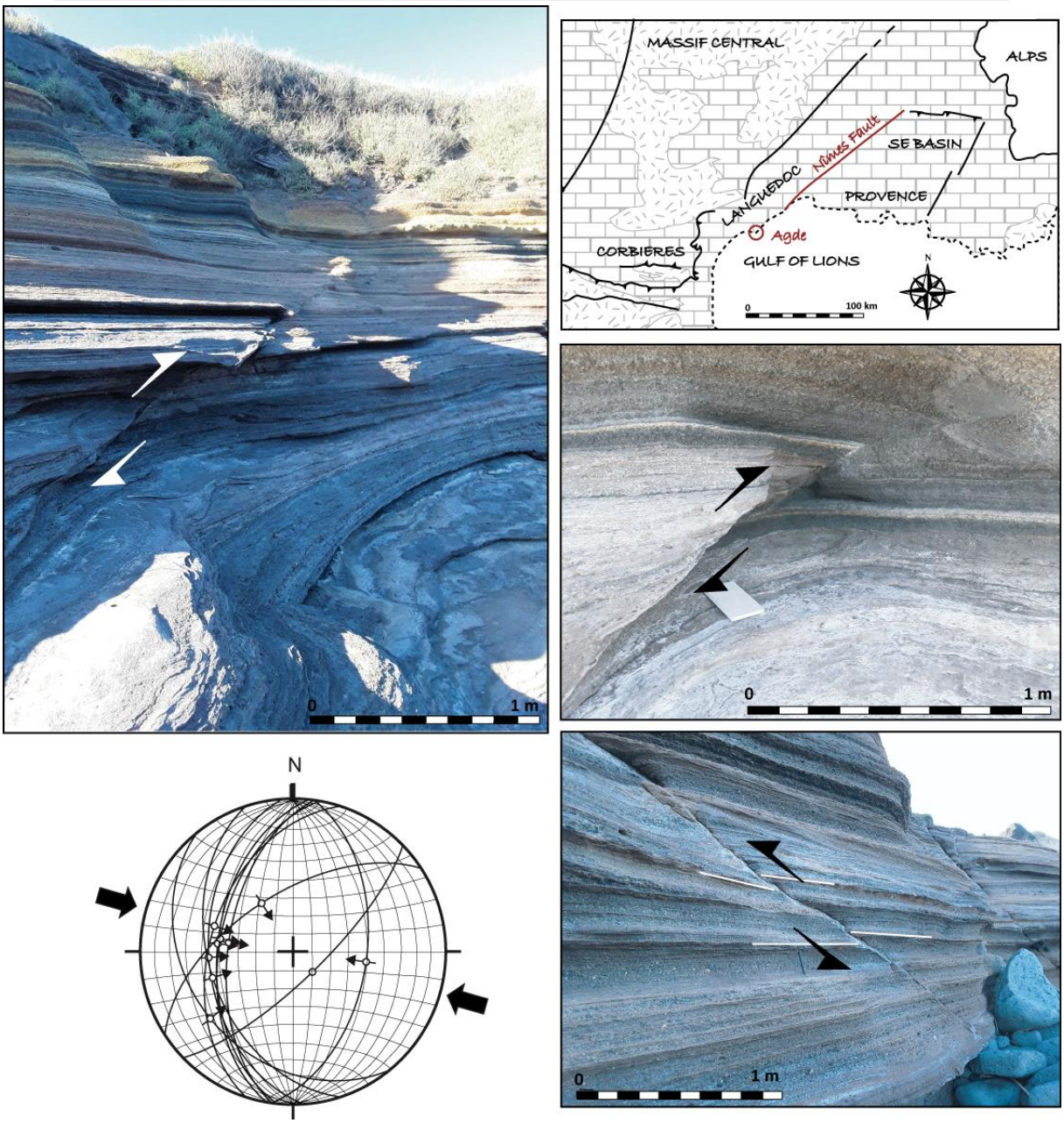


Figure V-6 - Plans de failles inverses observés et mesurés dans des dépôts volcaniques d'âge Pléistocène dans la région d'Agde. Coordonnées GPS : 43.275503°N - 3.514886°E.

2.2. Retour sur la déformation pyrénéenne

L'âge de la déformation pyrénéenne dans le Languedoc, discutée dans l'article ci-dessus, peut amener à reconsidérer certaines attributions d'âges stratigraphiques qui seront discutées dans la partie suivante.

2.2.1. La calcite de faille bartonienne du Mas-de-Londres

La calcite de faille SL-2 présentée dans l'article précédent a été échantillonnée au SE de Saint-Martin-de-Londres (600 m au Sud du Mas-de-Londres, Figure V-7). L'âge U-Pb de cette calcite (39.9 ± 6.8 Ma) indique une activité de la faille à la limite Lutétien-Bartonien. Pourtant, la faille affecte des séries détritiques (brèches) d'âge bartonien et à fort pendage (70° vers le Nord-Ouest) (Philip et al. 1979; Séranne et al. 2021). Ainsi, les données montrent que l'âge central de la calcite est antérieur à celui de son encaissant. Deux hypothèses peuvent alors être émises pour expliquer ce résultat à priori contradictoire :

(1) Soit l'âge réel de la calcite de faille est en fait compris dans son incertitude supérieure (entre 33.1 Ma et 39.9 Ma). Dans ce cas, le temps écoulé entre la sédimentation, le basculement de la série et sa déformation cassante est de l'ordre d'au maximum quelques millions d'années.

(2) Ou bien, l'âge des brèches est en réalité antérieur au Bartonien, 40 Ma (Lutétien) au minimum (âge central de la calcite de faille), contrairement à ce qui est indiqué dans la littérature (Séranne et al. 2021; Philip et al. 1979).

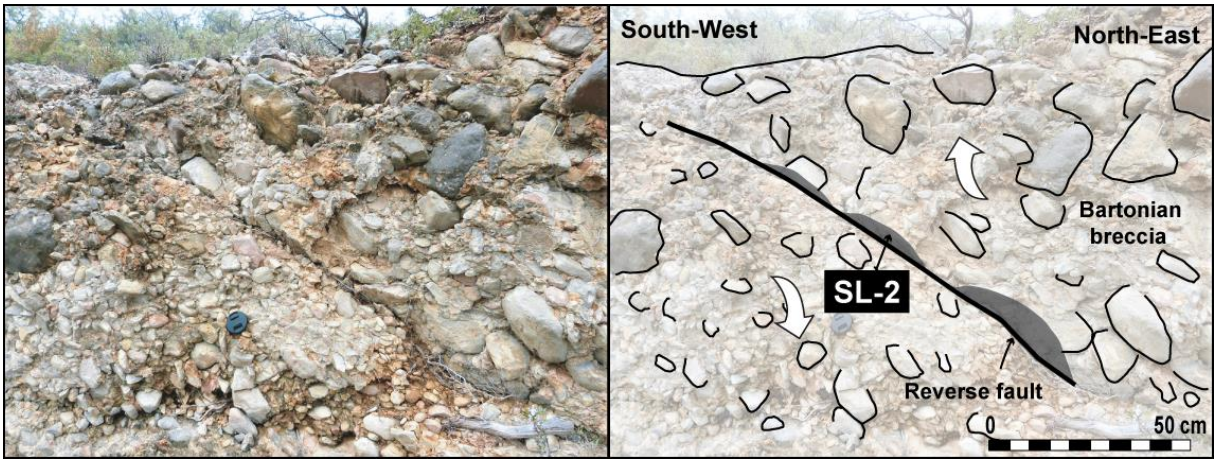


Figure V-7 – Localisation exacte de l'échantillon SL-2 prélevé dans les brèches bartoniennes du Sud du Mas-de-Londres (Coordonnées GPS : 43.777095°N - 3.757244°E)

2.2.2. Le Lutétien : âges U-Pb *vs* environnement de dépôt

La datation U-Pb des calcites de faille dans la couverture sédimentaire du Languedoc ainsi que sur la Faille des Cévennes a révélé une déformation continue qui accommode la convergence des plaques Ibérique et Eurasie à chaque instant, tout au long de l'Eocène.

A l'Eocène supérieur, la déformation mise en avant dans ce travail est appuyée par la présence de structures syn-tectoniques dans les brèches bartoniennes et conglomérats fluviatiles du Priabonien (Séranne et al. 2021). Ces formations détritiques résultent par ailleurs de l'érosion du relief du Pic-Saint-Loup. Ainsi, il existe une simultanéité entre l'érosion (et donc potentiellement l'exhumation) et la déformation cassante.

Ce constat est néanmoins moins évident au Lutétien. A cette époque, d'après nos résultats, la région du Languedoc est soumise à une déformation cassante (calcites de faille SB-3 (40.8 ± 3.3 Ma), SB-4 (41.3 ± 2.1 Ma), DM-1 (45.0 ± 8.5 Ma), GD-1 (48.3 ± 2.7 Ma)). Et pourtant, la lithologie des formations sédimentaires semble raconter une toute autre histoire : le Lutétien dans le Languedoc est associé à des calcaires lacustres témoignant d'une quiescence tectonique (Séranne et al. 2021; Philip et al. 1979). Ainsi, afin de concilier la déformation mise en évidence par les résultats U-Pb aux données sédimentologiques, deux hypothèses peuvent être envisagées :

(1) L'âge lutétien attribué aux calcaires lacustres n'est pas valide et serait en fait plus vieux que ce qui est évoqué dans littérature. Les premières brèches bartoniennes serait alors également plus anciennes, une proposition cohérente avec l'hypothèse présentée dans la partie 2.2.1. et qui consiste à « vieillir » l'ensemble de la série bartonienne.
(2) Les résultats U-Pb reflètent une déformation modérée, non assimilable à la formation des grandes structures régionales constituant les reliefs du Languedoc (Pic-Saint-Loup, Pli de Montpellier…). Dans ce cas de figure la formation, ainsi que l'érosion des reliefs proximaux à l'origine de dépôts détritiques dans les bassins sédimentaires, seraient des phénomènes tardifs par rapport à la déformation cassante à l'échelle des microstructures.

2.1. Retour sur l'âge de la déformation albienne

L'origine de l'activité albienne du faisceau de faille des Cévennes révélée par les âges U-Pb est discutée plus en détail ci-dessous à travers la présentation d'un scénario intégrant le déplacement relatif de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie au Crétacé inférieur.

2.1.1. Cinématique de la Faille des Cévennes à l'Albien

Les données U-Pb présentées précédemment dans l'article précédent témoignent d'une activité de la Faille des Cévennes au Crétacé inférieur (Albien). Elles sont associées à une faille décrochante sénestre (PB-1 : 34°N-52°SE-p2°SO) et une faille décrochante dextre (PB-2 : 171°N-86°NE-p9°NO). L'orientation du champ de contrainte déterminée à partir de ces plans de faille et de ceux mesurés sur le même affleurement met en évidence une orientation ~ 20°N de la contrainte principale σ_1 (Figure V-8). Par ailleurs, à l'échelle du Languedoc, le faisceau de faille des Cévennes est orienté ~40°N. Ainsi, en combinant l'orientation du champ de contrainte déterminé à l'orientation du faisceau de faille des Cévennes, le jeu de ce dernier à l'Albien ne peut être que sénestre (Figure V-8).

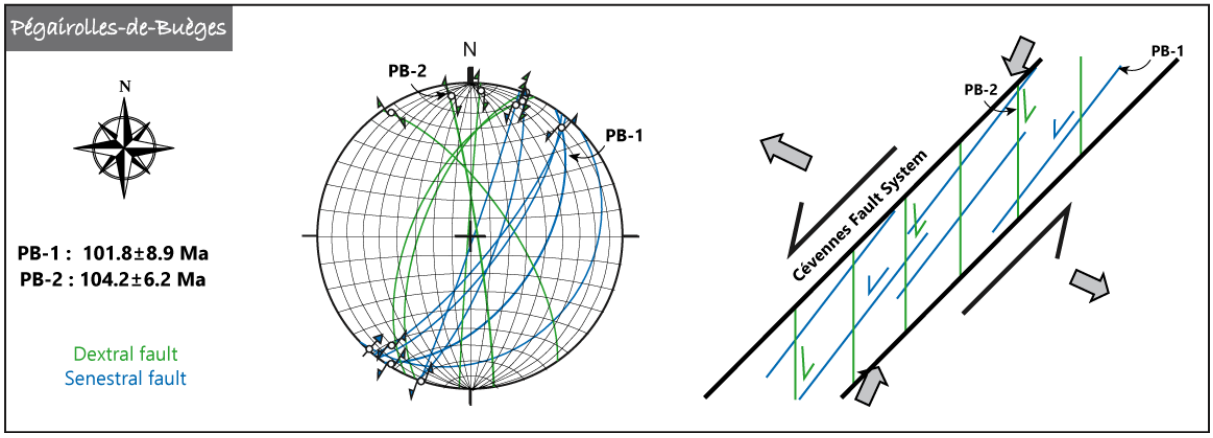


Figure V-8 - Représentation stéréographique des données microtectoniques (hémisphère inférieur, canevas de Schmidt) et interprétation de la cinématique de la Faille des Cévennes à l'Albien à partir du champ de contrainte - déterminé à l'aide des différents plans de faille mesurés - et de l'orientation générale de la structure héritée.

2.1.2. Modèle d'ouverture des bassins pyrénéens en lien avec la réactivation des structures héritées NE-SO

L'activité albienne du faisceau de faille des Cévennes est contemporaine de l'activité des grands accidents parallèles tels que la faille de Nîmes et la faille de La Durance (Montenat et al. 2004). A l'échelle des plaques tectoniques, l'Albien, et plus généralement le Crétacé inférieur, est caractérisé par (1) la rotation de la plaque Ibérique et de son déplacement vers l'Est (Choukroune et al. 1973), (2) l'ouverture de l'Océan Atlantique, en lien direct avec l'ouverture du Golfe de Gascogne de 118 à 83 Ma (Srivastava et al. 1990; Roest & Srivastava 1991; Olivet 1996; Rosenbaum et al. 2002b; Sibuet et al. 2004) et (3) la subsidence de bassins dans le domaine pyrénéen, du Barremien à l'Albien (Puigdefàbregas & Souquet 1986; Sibuet et al. 2004).

La cinématique de la plaque Ibérique au cours du Crétacé inférieur reste néanmoins encore débattue (Tavani et al. 2018; Tugend et al. 2014; Choukroune & Mattauer 1978; Debroas 1987; Sibuet et al. 2004; Srivastava et al. 1990; Rosenbaum et al. 2002b; Roest & Srivastava 1991; Jammes et al. 2009; Angrand et al. 2020). Choukroune et al. (1973) proposent par exemples trois scenarii distinguables en fonction de la position du pôle d'Euler à l'origine d'une ouverture distinct du Golfe de Gascogne et des bassins pyrénéens (*cf.* CHAPITRE II.2.1.3.). En parallèle, certains travaux récents ont mis en évidence l'importance du rôle des structures héritées NE-SO (Faille de Pamplona, Faille de Toulouse, Faille des Cévennes…) dans la formation des bassins pyrénéens (Jammes et al. 2009; Tugend et al. 2014; Tavani et al. 2018).

Un modèle d'ouverture des bassins pyrénéens, directement associé à la réactivation des structures NE-SO héritées, est proposé dans ce travail de thèse (Figure V-9) : La plaque Ibérique aurait dans un premier temps subi une rotation anti-horaire à l'origine de l'ouverture du Golfe de Gascogne. Son déplacement vers l'Est aurait ensuite généré (1) la formation d'une grande structure décrochante sénestre ~Est-Ouest entre les deux plaques et (2) la réactivation successive des structures héritées NE-SO avec un mouvement sénestre, en commençant pas la faille de Satander et la faille de Pamplona (Figure V-9). Ce modèle serait ainsi à l'origine de la formation du premier bassin (bassin Basque-Cantabrie) entre les deux structures NE-SO et au voisinage de la faille ~Est-Ouest. La poursuite du déplacement de la plaque Ibérique

engendrerait par la suite la réactivation de la faille de Toulouse ainsi que l'ouverture des bassins entre la faille de Pamplona et la faille de Toulouse (bassins Mauléon et Arzacq). Ce scénario se poursuivrait jusqu'à la réactivation de la faille Limone-Viozene (LIVZnF, Tavani et al. (2018), Figure V-9). Le modèle proposé ici permet de réconcilier l'ouverture des bassins pyrénéens suivant un axe NNE-SSW au déplacement latéral de la plaque Ibérique (Choukroune & Mattauer 1978) grâce à l'héritage tectonique et la réactivation successive des failles de socle.

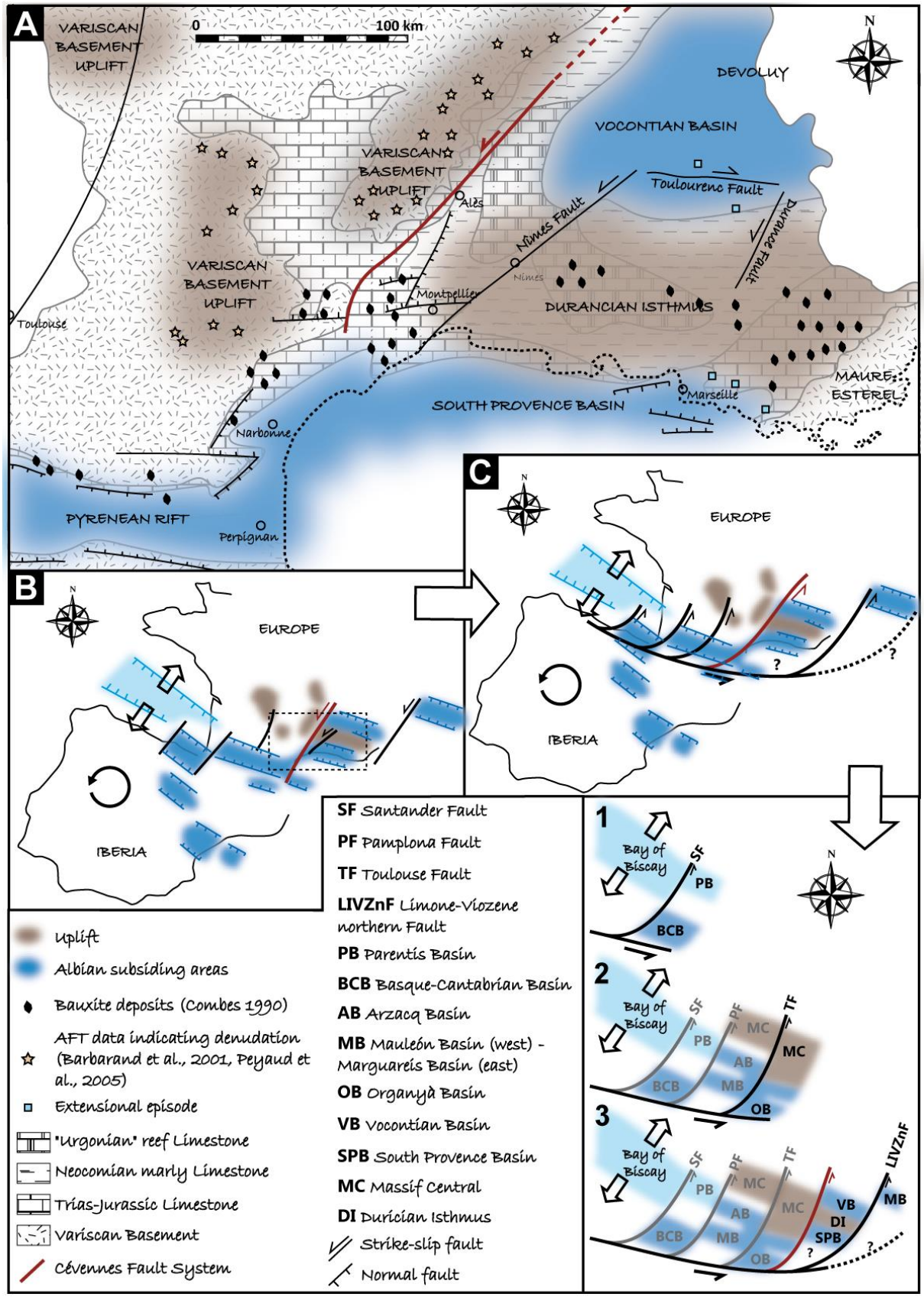

A
VARISCAN BASEMENT UPLIFT
0
100 km
N
DEVOLUY
VOCONTIAN BASIN
VARISCAN BASEMENT UPLIFT
Alès
Toulouseno Fault
Nîmes Fault
Durance Fault
Nîmes
Montpellier
DURANCIAN ISTHMUS
Toulouse
MAURE
ESTEREL
Marseille
SOUTH PROVENCE BASIN
Narbonne
PYRENEAN RIFT
Perpignan
B
EUROPE
IBERIA
C
EUROPE
IBERIA
Uplift
Albian subsiding areas
Bauxite deposits (Combes 1990)
AFT data indicating denudation (Barbarand et al., 2001, Peyaud et al., 2005)
Extensional episode
"Urgonian" reef Limestone
Neocomian marly Limestone
Trias-Jurassic Limestone
Variscan Basement
Cévennes Fault System
SF Santander Fault
PF Pamplona Fault
TF Toulouse Fault
LIVZnF Limone-Viozene northern Fault
PB Parentis Basin
BCB Basque-Cantabrian Basin
AB Arzacq Basin
MB Mauleón Basin (west) - Marguareis Basin (east)
OB Organyà Basin
VB Vocontian Basin
SPB South Provence Basin
MC Massif Central
DI Durician Isthmus
Strike-slip fault
Normal fault
1
Bay of Biscay
SF
PB
BCB
2
Bay of Biscay
SF
PF
TF
MC
PB
AB
MB
BCB
OB
3
Bay of Biscay
SF
PF
TF
LIVZnF
MC
PB
AB
MB
BCB
OB
VB
DI
SPB
MB

Figure V-9 - Evolution de l'ouverture des bassins pyrénéens au Crétacé inférieur. A. Carte structurale et paléogéographique de la France méridionale modifiée d'après Marchand et al. (2021) et complétée de Combes (1990), Barbarand et al. (2001), Peyaud et al. (2005), Montenat et al. (2004), Olivetti et al. (2020). B. Illustration de l'emplacement des bassins pyrénéens à l'échelle des plaques tectoniques d'après Tavani et al. (2018), Mencos et al. (2015) et Peybernès et Souquet (1984). C. Scénario proposé pour l'ouverture des bassins pyrénéens : 1. Stade initial - Réactivation de la faille de Satander initiée par le déplacement latéral de l'Ibérie et à l'origine de l'ouverture du bassin Basque-Cantabrie ; 2. Stade intermédiaire - Réactivation successive des accidents NE-SW initiant l'ouverture des bassins, d'Ouest en Est ; 3. Stade final - Fin du déplacement latéral de l'Ibérie et ouverture du bassin Marguareis.

2.2. Données microtectoniques

En parallèle de l'échantillonnage des calcites de faille, la mesure des microstructures lors de la mission de terrain d'une semaine effectuée en mars 2020 a permis de remonter au(x) champ(s) de contrainte enregistré(s) dans le Bas-Languedoc. Cette partie a pour objectif de discuter des résultats obtenus.

2.2.1. Basculement *vs* déformation cassante

Dans le Languedoc, la chronologie relative entre le basculement des séries et la déformation cassante comprise dans ces formations semble varier d'un affleurement à un autre : à l'extrémité SO du Pic Saint-Loup (Site de Puéchabon associé à l'échantillon SL-3, Figure V-1 et Figure V-10) le pitch des stries sur la faille décrochante sénestre associée à l'échantillon SL-3 est de 13°NE. Le plongement de la faille est quant à lui de 47°SE. Ainsi, ce plan de faille (N43°-47°SE-p13°NE) n'est conforme au modèle d'Anderson que lorsque la stratification est remise à l'horizontale (Figure V-10) : après débasculement, le plan de faille devient sub-vertical. Il est ainsi probable que la déformation cassante soit antérieure au basculement de la série - à moins que la faille ne corresponde à un plan-préexistant.

A Saint-Martin-de-Londres, la faille associée à l'échantillon SL-2 (Figure V-10) correspond actuellement à une faille inverse (N120°-30°NE - p47°NO) et la stratification est sub-verticale (Figure V-10). Lorsque la série est débasculée, cette même faille devient une faille normale. Néanmoins, l'âge sur cette calcite de faille (39.9 ± 6.8Ma) est similaire à ceux obtenus sur des calcites associées à un régime compressif (SB-1, SB-2, SB-3, SB-4, SL-1, *cf.* article

précédent). Ainsi, il est probable que ce plan de faille résulte également du même régime de contrainte. La déformation cassante est alors postérieure au basculement de la formation bartonienne.

Il semble par conséquent difficile de déterminer une chronologie relative des évènements (basculement *vs* déformation cassante) sans savoir en amont à quel épisode de déformation se réfère chacun des plans de faille, ni même sans savoir s'il s'agit de plans de faille préexistants ou néoformés dans une région ayant subi plusieurs épisodes de déformation.

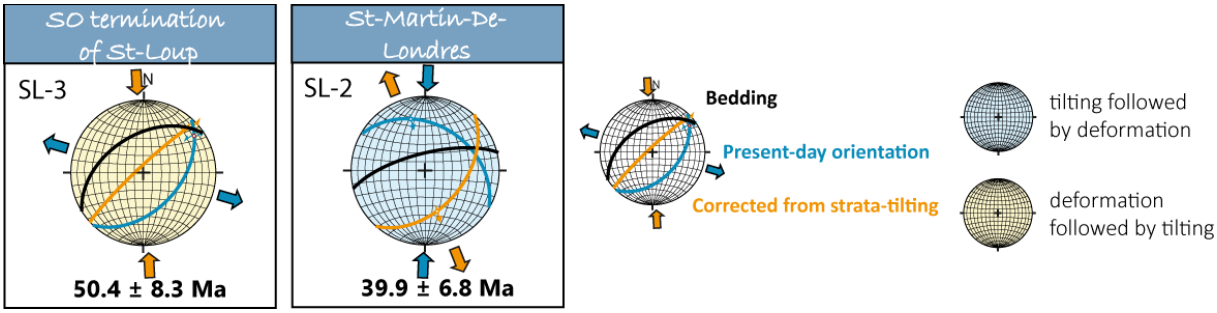


Figure V-10 - Tenseurs de contrainte - avant et après remise à l'horizontal de la stratification - des deux plans de faille associés aux calcites de faille datées SL-3 et SL-2 (cf. Figure V-1 pour la localisation des affleurements). L'orientation des champs de contrainte a été établi à partir du logiciel WinTensor© (Delvaux & Sperner 2003).

2.2.2. Mise en évidence du champ de contrainte compressif dans le Languedoc

Des plans de failles (n=260) principalement décrochants et inverses ont été mesurés dans le Languedoc, entre le faisceau de failles des Cévennes au Nord et la faille des Mattelles-Corconnes au Sud (Figure V-11), en parallèle de l'échantillonnage des calcites de faille. L'ensemble des données a été traité dans le logiciel WinTensor© (Delvaux & Sperner 2003) afin d'obtenir l'orientation du/des champs de contrainte enregistré(s) dans le secteur d'étude. Les plans de faille n'ont ici pas été débasculés même lorsque la stratification n'était pas (sub-) horizontale puisque la chronologie relative entre le basculement des séries et la déformation cassante est difficile à déterminer (*cf.* partie 2.2.1.).

Dans un premier temps, ces failles ont été regroupées par affleurement. Le résultat de l'inversion des données pour chaque affleurement étudié est représenté sur la Figure V-11 par l'orientation de la contrainte σ_1. L'ensemble des orientations de σ_1 a par la suite été représenté sous forme de rosace intégrant la fréquence des directions de σ_1 obtenues par intervalle de 10° (Figure V-11). Cette représentation permet de déterminer graphiquement l'existence ou non de familles distinctes de champs de contraintes. Les paléocontraintes également représentées par l'orientation de σ_1 et déterminées par Arthaud et Laurent (1995) ont été illustrées sur la même figure. Les deux compilations de données montrent une orientation moyenne de la contrainte σ_1 orientée NNE-SSO. Cette orientation est, pour Arthaud et Laurent (1995) celle de la compression pyrénéenne.

Néanmoins, le jeu sénestre de la Faille des Cévennes à l'Albien associé à une orientation ~20°N de la contrainte principale σ_1 (*cf.* partie 2.1.1.) montre qu'une partie de la déformation sur la structure héritée peut être attribuée à un épisode antérieur à la formation de l'orogène. Ainsi, le même raisonnement peut être envisagé dans la couverture sédimentaire entre le faisceau de faille des Cévennes et la faille des Matelles-Corconne bien qu'aucun âge ante-Paléogène n'ait été obtenu sur des calcites de faille dans ce secteur. En ce sens, une partie des données attribuées par Arthaud et Laurent (1995) à la compression pyrénéenne pourrait en fait être d'âge Crétacé inférieur. En effet, les formations affleurantes dans le secteur d'étude sont majoritairement d'âge mésozoïque et, au cours de ce travail, seulement 13 sur les 260 plans de faille mesurés proviennent de formations encaissantes postérieures à l'Albien. Il n'est néanmoins pas possible de distinguer deux épisodes distincts à l'aide de la rosace qui montre une direction de la contrainte σ_1 relativement hétérogène, variable entre 350 et 40°.

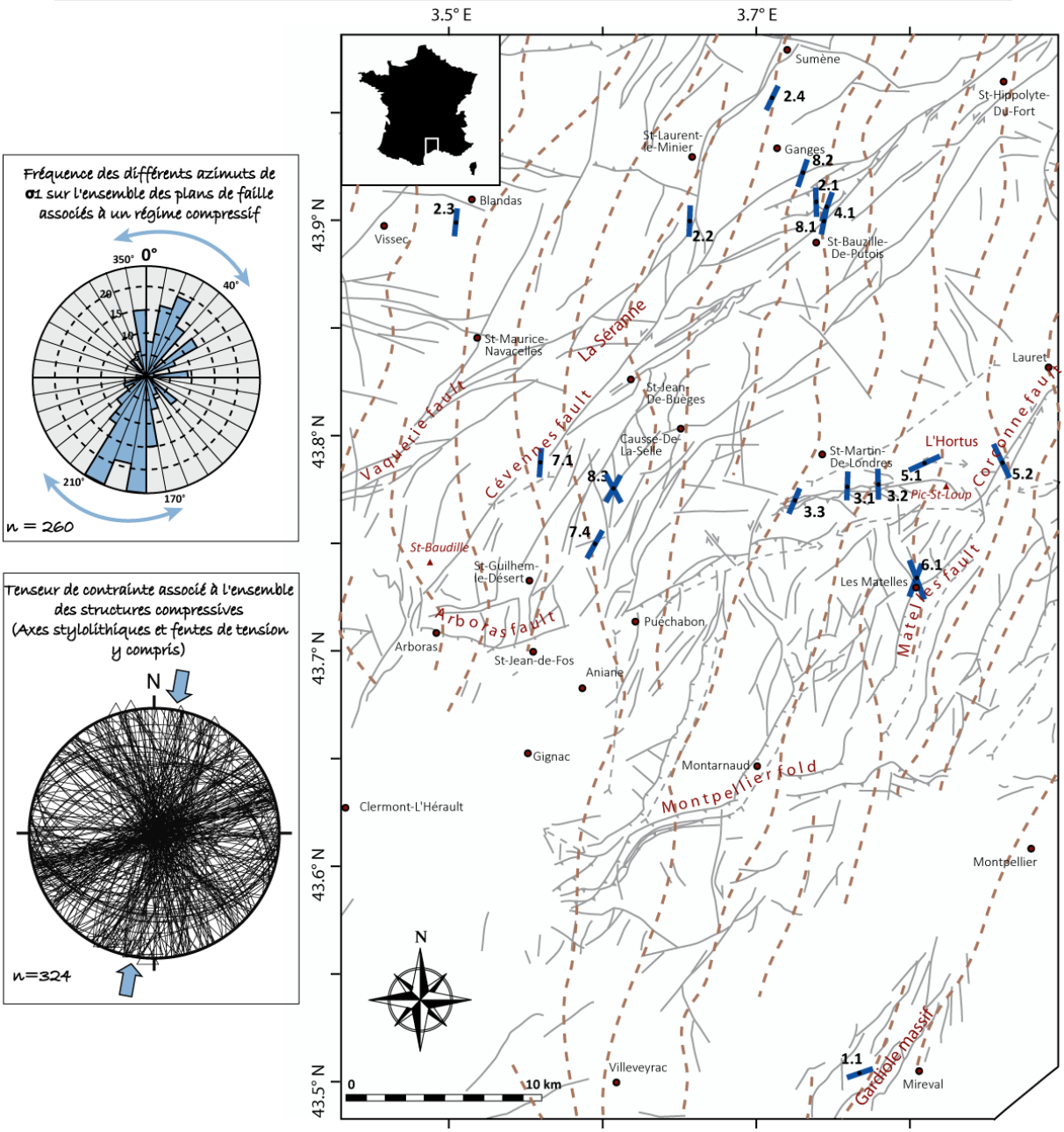


Figure V-11 - Représentation de la contrainte σ_1 issue des données microtectoniques (failles inverses et décrochantes) mesurées au cours de ce travail. La carte juxtapose l'orientation de σ_1 établie sur chacun des affleurements étudiés à celle établie par Arthaud et Laurent (1995) (pointillés marrons).

2.3. Données microtectoniques difficilement interprétables : des variations locales du champ de contrainte ?

2.3.1. La grotte des Demoiselles

Le site microtectonique à proximité de la Grotte des Demoiselles comprend une variété importante de failles (décrochantes, normales et inverses - Figure V-12). La faille associée à la calcite GD-1 correspond à une faille décrochante dextre (N63°-29°NO-p56°N) (Figure V-12). L'échantillon de calcite de faille GD-2 provient d'une faille décrochante sénestre (N52° -65°NO-p7°SO). La faille associée à la calcite GD-3 est une faille senestre inverse (N73°-47°NO-p45°W) (Figure V-12). Ainsi, bien qu'ayant des azimuts relativement proches, ces trois failles datées montrent des cinématiques très différentes. Il est alors tentant d'utiliser cette observation pour conclure au caractère polyphasé de la zone de faille, et chercher à identifier et caractériser les différents épisodes de déformation.

Pourtant, les résultats U-Pb obtenus sur l'ensemble de ces calcites de faille (GD-1, GD-2 et GD-3) mettent en évidence un âge de cristallisation relativement semblable (début du Paléogène), laissant penser que les plans datés, aux cinématiques variées, résultent d'un seul et unique épisode de déformation (*cf.* article ci-dessus ; Figure V-12). Ces résultats rappellent (1) l'importance d'une bonne connaissance de la géologie régionale pour l'interprétation des données microtectoniques qui peuvent, comme c'est le cas ici, être localement significativement déviantes du champ à plus grande échelle et (2) la complexité de la déformation dans les accidents dont le déplacement est important (~15 km pour la Faille des Cévennes d'après Bodeur (1976)).

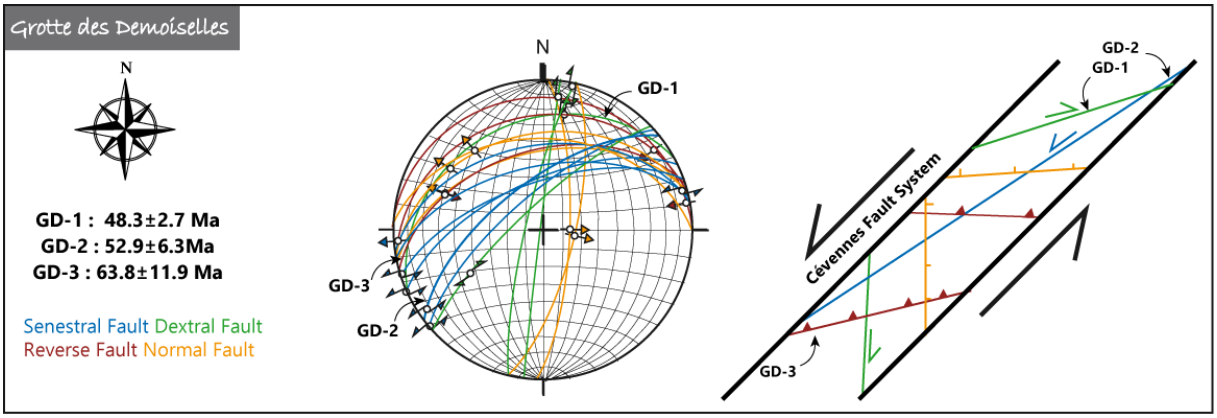


Figure V-12 - Représentation stéréographique des données microtectoniques (hémisphère inférieur, canevas de Schmidt) de la grotte des Demoiselles et représentation des données microtectoniques dans le contexte de la zone de Faille des Cévennes.

2.3.2. La lentille Jurassique de Saint-Bauzille-de-Putois

A Saint-Bauzille-de-Putois, nous avons vu précédemment que la lentille de Jurassique comprise entre deux accidents majeurs de la Faille des Cévennes est très déformée et comprend de nombreux plans verticaux sigmoïdaux (*cf.* article précédent). Ces plans ont été étudiés au cours de ce travail puisqu'ils comportent des calcites de faille permettant de déterminer leur cinématique. Deux familles principales se distinguent : des failles décrochantes sénestres orientées ~50°N et associées à une contrainte σ_1 N-S et des failles décrochantes dextres orientées ~80°N et issues d'une contrainte σ_1 ONO-ESE (Figure V-13). Pourtant, comme pour le site de la Grotte des Demoiselles, bien que les plans de faille ne semblent pas provenir d'un champ de contrainte similaire, les âges U-Pb obtenus sur les calcites de faille sont identiques dans l'incertitude analytique (*cf.* article précédent, Figure V-13). Une manière d'associer ces plans à un seul et unique épisode de déformation consisterait à admettre qu'ils correspondent aux plans P (failles sénestres) et X (failles dextres) dans la classification de Riedel qui permet de différencier les différentes familles de fracture dans une zone de cisaillement (Logan et al. 1992) (Figure V-13).

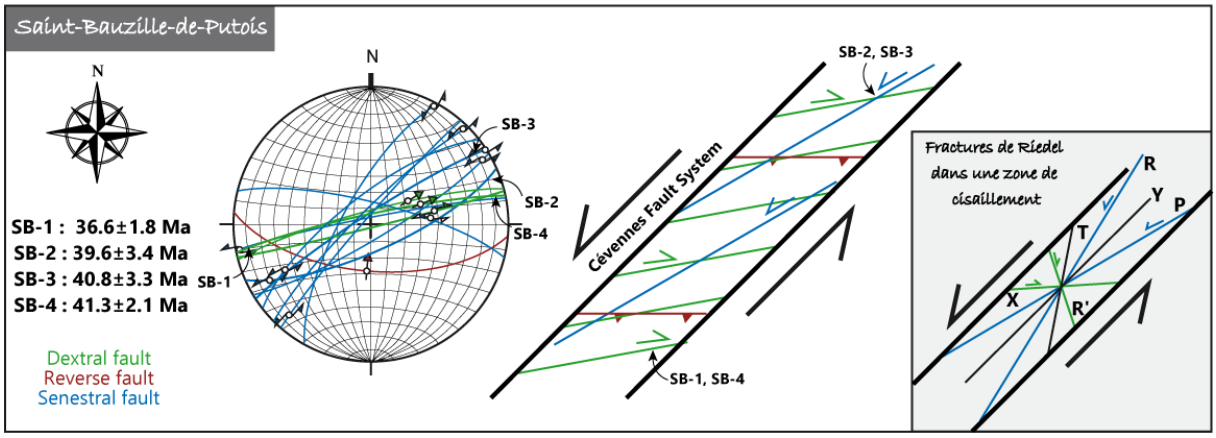
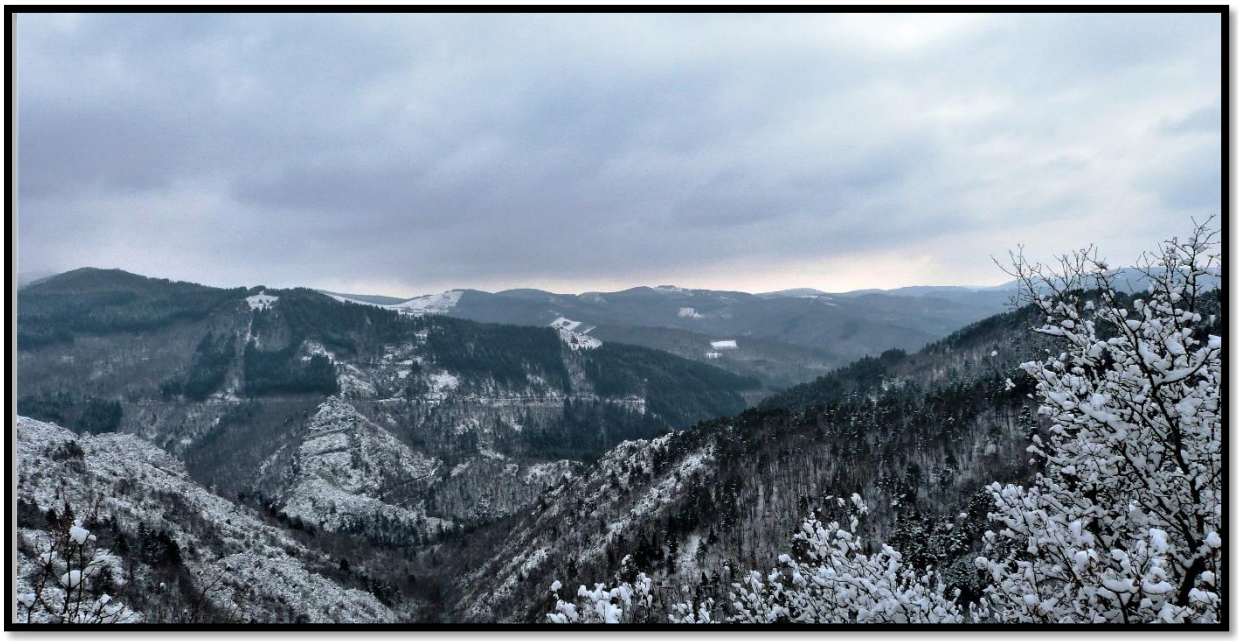


Figure V-13 - Représentation stéréographique des données microtectoniques (hémisphère inférieur, canevas de Schmidt) de la lentille Jurassique de Saint-Bauzille-de-Putois et représentation des données microtectoniques dans le contexte de la zone de Faille des Cévennes. Comparaison avec les fractures de Riedel dans une zone de cisaillement (R, P et Y fractures synthétiques ; R' et X fractures antithétiques ; T fracture par traction) d'après Logan et al. (1992).

CHAPITRE VI. AGE ET EXPRESSION DE LA DEFORMATION DANS LE DOMAINE INTRAPLAQUE DES GRANDS CAUSSES



Paysage caussenard en hiver (Photo : O. Parizot)

La région des Grands Causses correspond au secteur le plus distant du front de chaîne pyrénéen dans cette étude. Il est délimité par le Massif Central à l'Ouest (Montagne Noire et Massif du Rouergue), au Nord (Aubrac) et à l'Est (Massif de Cévennes) et par le faisceau de faille des Cévennes et le secteur du Languedoc au Sud (cf. CHAPITRE II.1.2.3.). Dans ce secteur, la déformation de la couverture sédimentaire mésozoïque est caractérisée par une forte abondance de petits plans de faille centimétriques à métriques, et quelques failles régionales aux rejets limités (rarement plus que 100 m). Etant donné la quasi-absence de dépôts post-Jurassique, l'âge de la déformation dans ce secteur est très mal contraint. Les données microstructurales associées à un régime compressif sont généralement assimilées au paroxysme de l'exhumation pyrénéenne, à l'Eocène supérieur, sans que cette association puisse être argumentée plus en détail. La datation U-Pb des calcites de faille de la région a permis de discuter cette assertion, et c'est ce qui est présenté dans ce chapitre.

1. Article 4 - Tectonic record of deformation in intraplate domains - case study of far-field deformation in the Grands Causses area, France

Hindawi
Geofluids
Volume 2020, Article ID 7598137, 19 pages
https://doi.org/10.1155/2020/7598137

Research Article

Tectonic Record of Deformation in Intraplate Domains: Case Study of Far-Field Deformation in the Grands Causses Area, France

Oriane Parizot, Yves Missenard, Pierre Vergely, Frederic Haurine, Aurélie Noret, Guillaume Delpech, Jocelyn Barbarand, and Philippe Sarda

Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France

Correspondence should be addressed to Oriane Parizot; oriane.parizot@u-psud.fr

Received 7 October 2019; Revised 10 January 2020; Accepted 12 February 2020; Published 15 July 2020

Guest Editor: Enrique Gomez-Rivas

Copyright © 2020 Oriane Parizot et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Figure VI-1 – Page de garde de l'article 4 - Tectonic Record of Deformation in Intraplate Domains: Case study of Far-Field Deformation in the Grands Causses Area, France (Parizot et al. 2020)

Le texte qui suit a été publié dans la revue *Geofluids* en 2020 (Figure VI-1) sous la référence suivante :

Parizot, O.[1], Missenard, Y.[1], Vergely, P.[1], Haurine, F.[1], Noret, A.[1], Delpech, G.[1], Barbarand, J.[1], and Sarda, P.[1], 2020, Tectonic Record of Deformation in Intraplate Domains: Case Study of Far-Field Deformation in the Grands Causses Area, France: Geofluids, v. 2020, p. 1–19, https://doi.org/10.1155/2020/7598137

Abstract

Although tectonic plates are usually considered as rigid blocks, intraplate deformation such as lithospheric buckling or diffuse brittle deformation has been recognized for a long time. However, the origin of these deformations remains puzzling. Indeed, whereas the chronology of deformation at plate boundaries can be constrained by numerous methods (syntectonic sedimentary record, thermochronology, etc.), dating of brittle structures (faults, veins, and joints) in the far-field domains remains challenging, preventing a global interpretation of the system as a whole. In this contribution, we have combined a tectonic study with a synkinematical geochronological study of fault-related calcites of the Grands Causses intraplate domain, north of the Pyrenean orogeny. We show that these faults record a much longer history of deformation than previously thought. The Mesozoic extension, usually attributed to an early Jurassic Tethysian rifting event, probably lasted until the Barremian-Aptian epoch, in response to the Pyrenean basin's opening. The so-called "Pyrenean deformation" of the Grands Causses domain, usually associated with the paroxysm of deformation in the belt during the late Eocene, began much earlier, around 100 Ma, and lasted for more than 60-70 Ma. This study demonstrates the high sensitivity of an intraplate domain (Grands Causses area) to record extensional or compressional deformations occurring at the edge of neighbouring plates.

1.1. Introduction

Tectonic inversion at plate boundaries has been known and studied since the beginning of the 20th century, for example, through the studies of Lamplugh (1920) and Stille (1924), although the term "inversion" only appeared in the early 80s (Glennie & Boegner 1981). Since then, many other works have highlighted the widespread character of this phenomenon at plate boundaries, such as Williams et al. (1989) or more recently Graveleau et al. (2012).

However, the consequences of tectonic inversion at plate boundaries in the intraplate domain (far-field deformation) have not been studied as much. This deformation, several hundred kilometres away from the orogeny, is generally expressed by (1) kilometre scale denudation generally associated with lithospheric folding, (2) reactivations of crustal scale

inherited faults, and (3) small-scale fracturing including low-displacement faults and tectonic joints sets - all of them being able to trigger, for instance, significant fluid flow and potential mineralization. These far-field phenomena have been characterized with numerical or analogue modelling or field studies (see examples in Cloetingh et al. (2008), Gerbault et al. (1999), or Sokoutis et al. (2005) for lithospheric folding, Ziegler et al. (1995) for intraplate fault reactivations, and Navabpour et al. (2017) for small-scale fracturing), but the question of their age and the time relationships with the building of the orogen itself has remained puzzling. Lithospheric buckling relative dating can be asserted using analogue modelling. Fernández-Lozano et al. (2011) showed that such long wavelength folding occurs in the early stages of basin inversion. Nonetheless, dating of crustal scale brittle deformations in the intraplate domain is still challenging, due to the lack of (1) syntectonic sedimentary records, in relation to very low displacements, and (2) adequate materials to be dated in the fault zones or joints. In the absence of such information, their age has been deduced by comparison with the generally well-constrained tectonic timeline of the adjacent domains based on stress orientation from the structure directions, on syntectonic sedimentary record, on thermochronology, etc. (Ziegler et al. 1995; Navabpour et al. 2017) - a comparison that could in some cases lead to erroneous age attributions (see Parrish et al. (2018)).

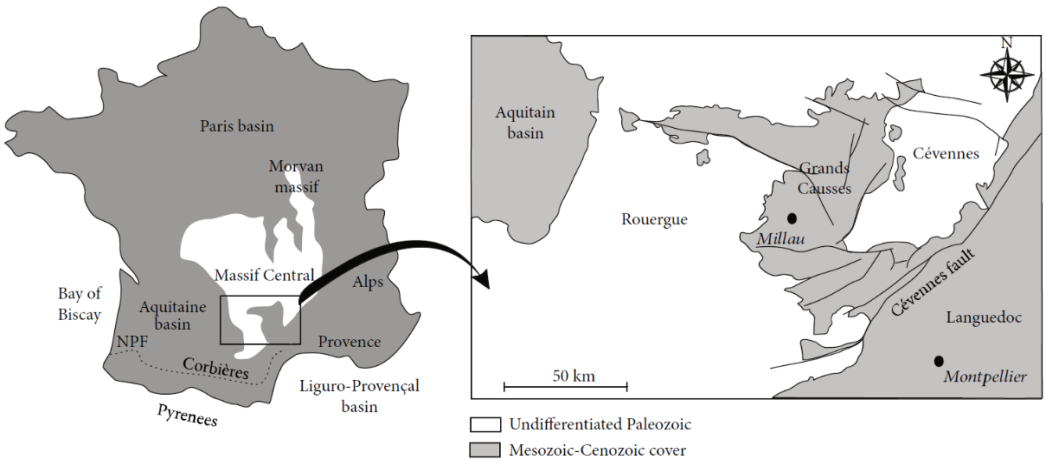


Figure VI-2 - Localization of the studied area. NPFT: north Pyrenean frontal trust.

Our study questions the nature, origin, and age of intraplate deformations using the example of the Pyrenean belt and its repercussion in the far-field domain, north of the northern foreland basin (France). The studied area is located at the crossroads between several

geodynamic areas with contrasting evolutions (Liguro-Provençal basin, Pyrenees, Massif Central, and Alps; Figure VI-2, Figure VI-3). We have focused on the Grands Causses area, 150 km north-east of the north Pyrenean frontal trust (NPFT; Figure VI-2). The contractional deformation of this area is usually associated with the Eocene Pyrenean tectonic pulse, although a syntectonic sedimentary record associated with these structures is lacking (Constantin et al. 2002; De Charpal et al. 1974; Macquar 1973; Peyaud 2002). In the first part of this paper, the structural context of the Grands Causses domain has been highlighted. Then, we have detailed the petrographic and geochronological (U-Pb) results of synkinematical fault-related calcite analyses performed using High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry coupled with a Laser Ablation System (LA-HR-ICPMS). Finally, we have proposed a global scenario linking intraplate fault activity/fluid circulations and plate geodynamics.

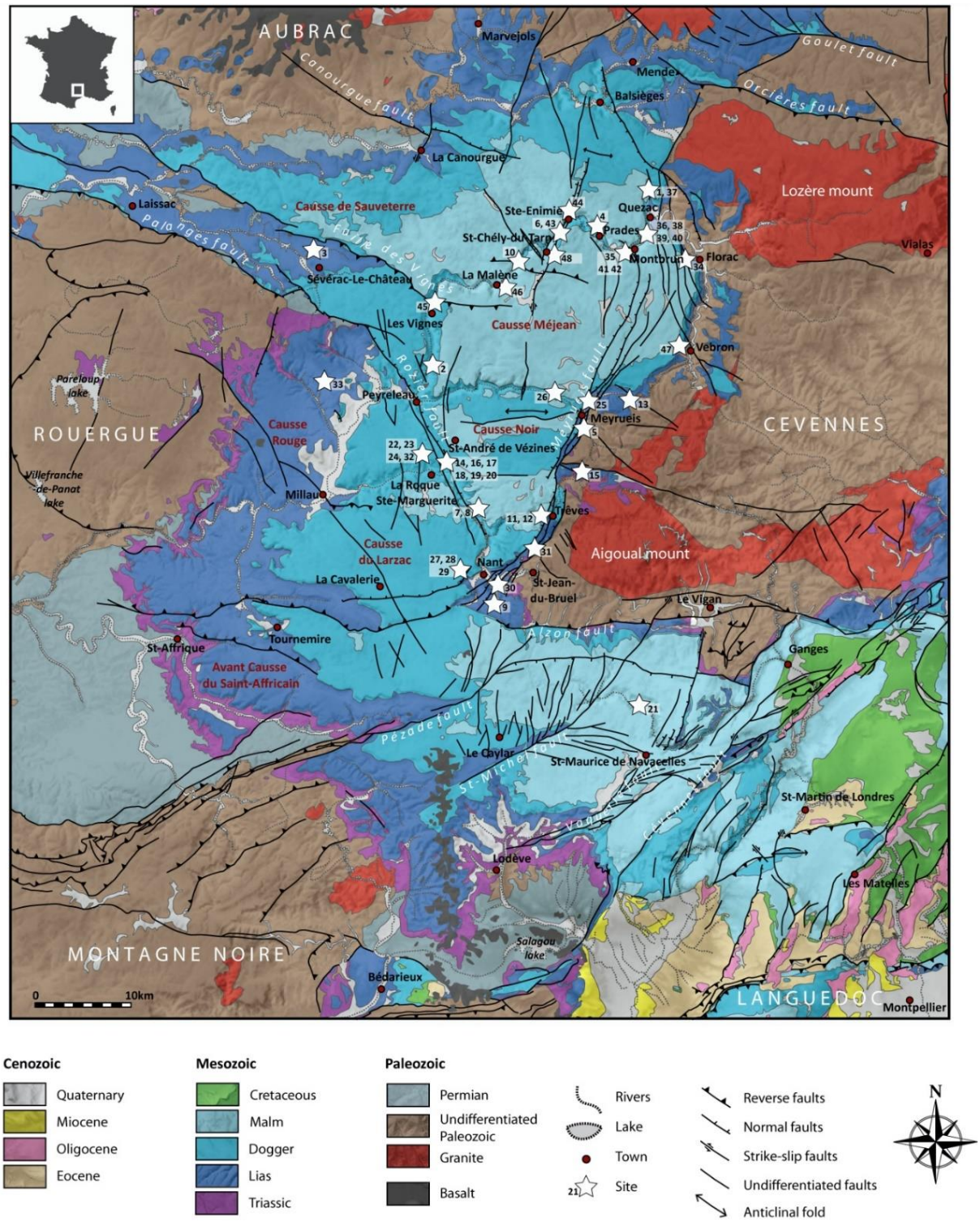


Figure VI-3 - Structural scheme of the Grands Causses area. Modified after 1/50,000 BRGM geological maps. See Table VI-1 1 for details about the studied sites.

1.2. Geological and Tectonic setting

1.2.1. Overall Geodynamic Context

Tethys Opening

From a geodynamic point of view, the dislocation of the Pangea that began in the Triassic period was at the origin of the opening from east to west of the Tethys Ocean in the south of France during the Jurassic period (Curnelle & Dubois 1986; Dercourt et al. 1986). The Liassic extension recorded in the Grands Causses domain is likely to be related to this general event at the scale of Western Europe. The dislocation of the Pangea induced the separation of two distinct continents: Gondwana in the south and Laurussia in the north, and an extensional synsedimentary phase on the southern margin of Western Europe, as evidenced by the presence of tilted blocks (Lemoine et al. 1986). The subduction of this oceanic crust would be, during the Cenozoic period, at the origin of the collision of the Eurasian and Apulian plates, initiating the formation of the Alps chain.

Pyrenean History

The Pyrenean history follows a classical two-step scenario including the opening and later closure and inversion of basins (Choukroune & Mattauer 1978; Jammes et al. 2009; Olivet 1996; Roest & Srivastava 1991; Sibuet et al. 2004).

First, the divergence of the Iberian/Eurasian plates induced an extensional phase and a crustal thinning from the late Jurassic to the early Cretaceous. This phase would be linked to a movement of Iberia towards the south-west of several hundred kilometres and is at the origin of a magma-poor hyperextended rift, the Pyrenean rift system (Jammes et al. 2009; Corre et al. 2016; Duée et al. 1984; Espurt et al. 2019; Goldberg & Leyreloup 1990; Lagabrielle & Bodinier 2008; Lagabrielle et al. 2010; Specht 1989; Vacherat et al. 2014; Vielzeuf & Kornprobst 1984) (Figure VI-4). Then, according to paleomagnetic data, a counterclockwise rotation of the Iberian plate generated convergence between Iberian and Eurasian blocks, starting from the late Cretaceous (Márton et al. 2004). This convergence induced basin inversion and continental collision in the Pyrenean domain.

The formation of the Pyrenean orogen is at the origin of many deformations of varying intensity depending on the distance from the chain (Lacombe et al. 1996). In the inner Pyrenean belt, two deformation pulses have been identified (Thinon et al. 2001): the early stages of deformation occurred during the end of the late Cretaceous (Campanian-Maastrichtian; Figure

VI-4) (Filleaudeau et al. 2012; Grool et al. 2018). The Paleocene was then marked by a slowdown in convergence related to the beginning of the continental collision (Grool et al. 2018; Vergés et al. 1995). The orogenic paroxysm has been dated between the Ypresian and the Bartonian linked to an acceleration in the convergence rate (Plaziat 1981; Rosenbaum et al. 2002b; Vissers & Meijer 2012) (Figure VI-4). Thermochronology studies evidenced two cooling events confirming these two stages of contractional deformation (Campanian-Maastrichtian and Bartonian) and a denudation phase during the Oligocene period (Jolivet et al. 2007; Ternois et al. 2019).

In the foreland basins, the tectonic structures associated with the formation of the Pyrenean orogen are generally oriented east-west and derive from a stress field whose $\sigma 1$ is oriented north-south (Arthaud & Laurent 1995; Blés et al. 1989). The age of the first deformations is younger than those recorded in the inner part of the belt according to some authors who have dated them as being early late Cretaceous (Cenomanian-Turonian) (Christophoul et al. 2003; Souquet & Deramond 1989) (Figure VI-4). In the Provence domain (Figure VI-2), the first deformations are dated from the Santonian to the Danian (Leleu et al. 2009), as is the Aquitaine Basin, which underwent flexural deformation in the Maastrichtian (Platel 1996). Plaziat (1981) highlighted a compressive phase in the Aquitaine Basin from the Ypresian to the Bartonian. Gély and Sztràkos (2000) evidenced a 1st phase of deformation associated with the flexuration of the Western European lithospheric plate during the Paleocene and then three successive tightening episodes during the Eocene (Figure VI-4). The recent study from Ortiz et al. (2020) showed a paroxysm of shortening in the Aquitaine Basin during the Priabonian (35.8 Ma). The end of the Pyrenees shortening occurred during the Chattian (27.1 to 25.2 Ma) (Ortiz et al. 2020).

In the intraplate field, Briais et al. (2016) highlighted two deformation phases in the Paris Basin associated with the convergence of the African and European plates during the Paleocene and the uppermost Ypresian. During the Paleocene, an exhumation phase has also been evidenced from a thermochronology study in the Morvan basin (Barbarand et al. 2013). Parrish et al. (2018) demonstrated intraplate deformation in Southern England during the Eocene based on U-Pb dating of calcite veins (Figure VI-4).

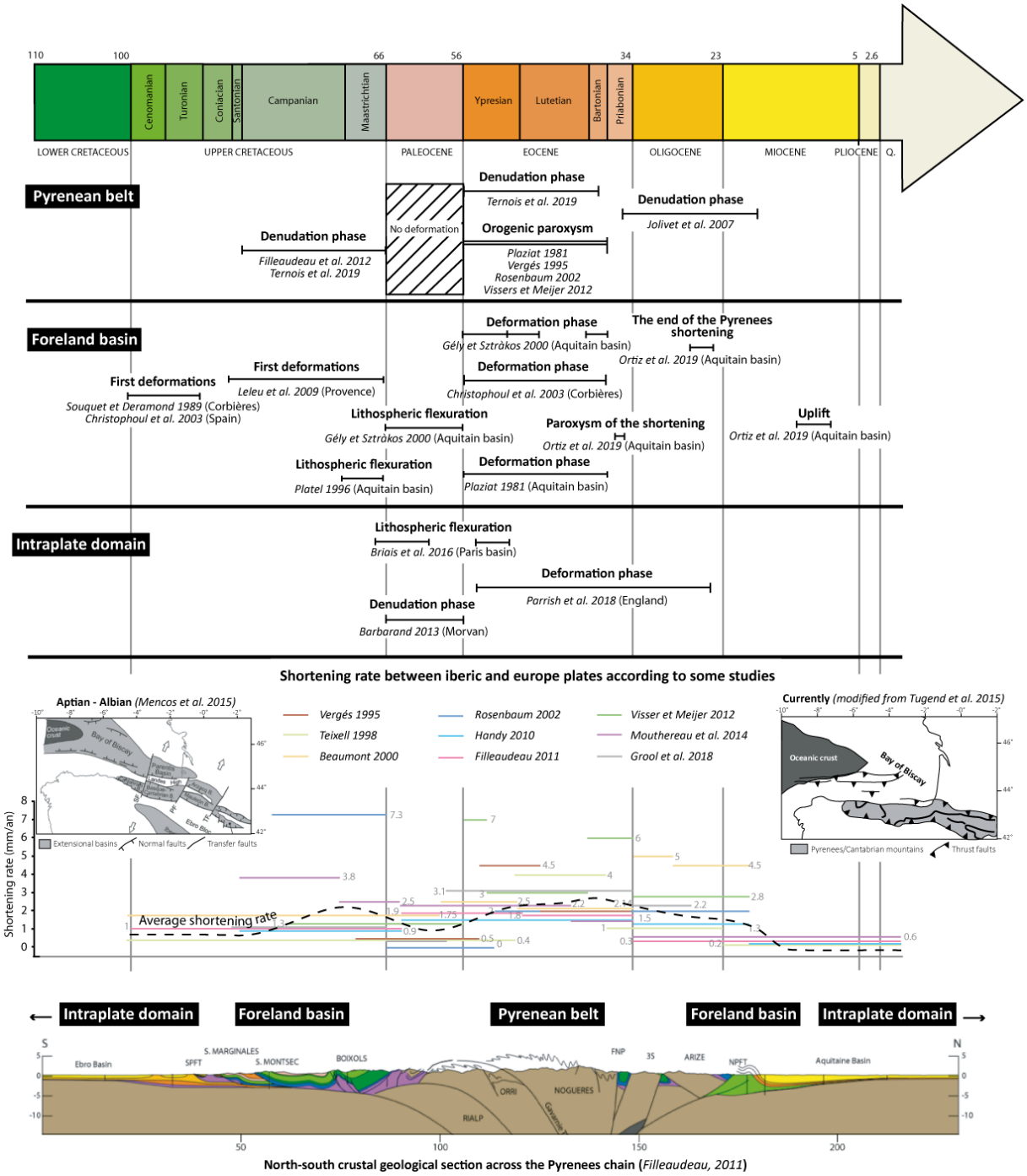


Figure VI-4 - Summary of previous studies on the age of deformations related to the formation of the Pyrenees in various domains (orogenic belt, foreland basin, and intraplate domains) and on the rate of shortening between Iberia and European plates. While the deformation events at the plate boundary appear to be relatively short in time and correspond to high rates of shortening between both plates, the foreland basins show a continuous deformation from the upper Cretaceous to the Eocene (Parrish et al. 2018; Filleaudeau et al. 2012; Grool et al. 2018; Vergés et al. 1995; Plaziat 1981; Rosenbaum et al. 2002b; Vissers & Meijer 2012; Jolivet et al. 2007; Ternois et al. 2019; Christophoul et al. 2003; Souquet & Deramond 1989; Leleu et al. 2009; Platel 1996; Gély & Sztràkos 2000; Ortiz et al. 2020; Briais et al. 2016; Barbarand et al. 2013; Mencos et al. 2015; Handy et al. 2010; Beaumont et al. 2000; Filleaudeau 2011; Teixell 1998; Tugend et al. 2015).

Oligocene Rifting of the Liguro-Provençal Basin

Geodynamic history was thereafter marked by the opening of the Liguro-Provençal oceanic basin during the Oligocene period (Le Pichon et al. 1971; Séranne 1999). This extensional phase, associated with the northward movement of the African plate and the retreat of the subduction zone in the Mediterranean Sea, was at the origin of continental crust tearing in the back arc setting between Europe and the Corsica-Sardinia block (Séranne 1999; Rehault et al. 1984). The structural style associated with this geodynamic episode was strongly influenced by the Pyrenean orogen that caused lithospheric thickening in the area (Séranne et al. 1995). From a structural point of view, the Gulf of Lion margin is currently controlled by a subparallel NE-SW normal fault network and many small synrift basins such as the Alès basin (Sanchis & Séranne 2000) showing an extension towards the SE (Jolivet et al. 2015).

1.2.2. Geology of the studied area

The geological history of the Grands Causses area is strongly influenced by the larger scale Western Europe history presented above. During the Mesozoic, this area was indeed under the influence of the opening of the Tethys Ocean associated with the dislocation of Pangea. It then became part of the distant foreland basin (intraplate domain) of the Pyrenean orogen since its establishment. Finally, the Grands Causses area, due to this proximity to the Liguro-Provençal basin, became an area likely to be marked by the opening of the Gulf of Lion during the Cenozoic.

Paleozoic basement rocks outcrop in the Massif Central and delimit the Grands Causses area to the north, east, and west, while the south of the basin is separated from the Languedoc by the Cévennes fault network (Figure VI-2, Figure VI-3). Mesozoic sedimentation began in the Triassic period with a transgressive episode inducing a continental/marine transition and the formation of evaporites and marls (Lopez 1992). The Jurassic limestones, clays, and dolostones demonstrate a marine depositional environment. Nowadays, these marine formations are outcropping at elevations between 800 m and 1000 m amsl and form vast plateaus deeply incised by the river network. Above the Jurassic limestones and dolostones, very scattered

Cretaceous remnants testify to a later but poorly constrained sedimentation history (Bruxelles et al. 1999).

From a tectonic point of view, several episodes have been evidenced during the history of the Grands Causses area from the Jurassic to the present (Constantin et al. 2002; De Charpal et al. 1974; Macquar 1973), including extensional and compressional events. A first extensional event was at the origin of the formation of normal faults throughout the region during early Jurassic times. The Liassic age of this episode is well constrained due to the presence of kilometre-scale normal faults associated with progressive unconformity outcropping on the southern border of the Grands Causses domain (Bonijoly et al. 1996; Charcosset 2000; Dumont 1999). The compressive tectonic structures of the Grands Causses domain (either neoformed or normal fault reactivation) have been related by previous authors to the nearby orogen, i.e., the Pyrenean orogen building during the Eocene period (Constantin et al. 2002; Arthaud & Laurent 1995; Arthaud & Séguret 1981). Finally, a late third geodynamic episode, again extensional, has been highlighted by some authors such as Macquar (Macquar 1973). However, the Liassic progressive unconformities are the only reliable argument to attribute an age to deformation. So far, the ages of later events - either extensional or compressional - have remained speculative due to the lack of post-Jurassic, potentially syntectonic, sedimentary records.

On a larger scale, vertical movements of the lithosphere deduced from the paleokarst studies of Camus (1997), Bruxelles (2002), and Husson (2014) indicated (1) a regional uplift of the Grands Causses domain during the terminal early Cretaceous (>1600 m) and (2) an uplift during the Miocene whose amplitude varied from a few metres to 400 m. Thermochronological data from the Massif Central and the Grands Causses basin showed a significant exhumation episode (2000-2500 m of denudation) at the end of the early Cretaceous (110 Ma) suggesting erosion of a late Jurassic-early Cretaceous age sedimentary cover above the basement (Barbarand et al. 2001; Peyaud et al. 2005; Séranne et al. 2002).

1.3. Methodology

1.3.1. Tectonics

Tectonic structures (fault planes, stylolithic peak axes, and tension joints) were measured over the entire Grands Causses area in the Jurassic cover over a surface area of 2500 km^2, from Ste-Enimie to the north to Navacelles to the south, and from Sévérac-le-Château to the west to Florac to the east (Figure VI-3). They have been inversed using WinTensor software (Delvaux & Sperner 2003) in order to determine the paleostress field orientation using the right dihedral inversion method (Angelier & Mechler 1977). Field observations also allowed us to determine relative chronology criteria in order to define the tectonic timeline in the Grands Causses area.

1.3.2. Analyses on fault-related calcites

Our sampling strategy consisted of recovering synkinematic fault-related calcites that had undergone a relatively simple geological history, with a single deformation episode, in order to avoid multiple fluid circulation phases that could have induced a reopening of the isotopic system. For this reason, only calcites with a single family of slickensides were sampled for geochronological analyses.

Petrographic Observations

Calcite samples were analyzed in polished thin sections using optical microscopy in reflected and transmitted light and cathodoluminescence (CL). CL observations were carried out on an Olympus BX41 microscope (Olympus corporation, Tokyo, Japan) coupled to a cathodyne cold-cathode cathodoluminescence from NewTec (Nîmes, France) operating at 10 kV and 200-300 μA and a QICAM Fast 1394 digital camera (Teledyne QImaging, Surrey, Canada). The petrographic aim in this study was to highlight criteria for syndeformation fluid flow and to differentiate, as far as possible, the growth phases of calcitic minerals.

Calcite U-Pb dating by LA-HR-ICPMS

U-Pb dating of some fault-related calcites by LA-HR-ICPMS was conducted using a High Resolution ICP-MS (Element XR from Thermo Scientific) coupled with a 193 nm ArF laser ablation system (Analyte Excite Excimer from Teledyne) at the GEOPS laboratory (Orsay, France). Since calcites commonly have low uranium concentrations and high common lead content, an elemental analysis of U and Pb was performed on a set of twenty-two samples in order to target samples with the highest U contents for U-Pb dating.

The calcite dating was carried out on polished samples. The laser beam diameter was set to 150 μm, using a frequency of 8 Hz and a fluence of 4 J/cm^2. The analysis first consisted of the measurement of the background during 30 seconds before firing the laser for 30 seconds. Prior to U-Pb dating, a preablation was conducted at 155 μm, 8 Hz, and with a fluence of 4 J/cm^2 in order to reduce potential contamination. For each sample, 40 to 90 ablation spots were analyzed. The NIST614 glass standard was used for the ^{207}Pb/^{206}Pb calibration, and the WC-1 calcite was used for ^{238}U/^{206}Pb calibration (254.4 ± 6.4 Ma; Roberts et al. (2017)). Two secondary carbonate standards were also analyzed to validate the quality of the dating procedure (Duff Brown, 64.04 ± 0.67 Ma - dated using the isotope dilution method, Hill et al. (2016); B6, 42.99 ± 0.98 Ma - dated from LA-ICPMS, Pagel et al. (2018)). The uncertainties in brackets correspond to the propagated uncertainties (see Supplementary Materials for analytical details, Annexe 4). Signals were processed with Iolite© software (Paton et al. 2011), and ages were obtained from the conventional Tera-Wasserburg diagram (Tera & Wasserburg 1972) using Isoplot© software (Ludwig 1991). Details on the method can be found in the Supplementary Materials (Annexe 4).

1.4. Results

1.4.1. Tectonics

Stress Tensors

Almost 800 tectonic structures have been measured in the Grands Causses area (Figure VI-5, Figure VI-6, Figure VI-7, Table VI-1). Generally, extensional structures in this area corresponded to normal faults (Figure VI-5a) identified from tectoglyphs (slickensides on fault-related calcite) on fault mirrors or stratigraphic shifts. Compressive deformation had a much more varied range of tectonic structures: field observations showed the presence of reverse and strike-slip metric faults but also of folds with an east-west axis (Figure VI-5b). The tectoglyphs were also diverse: fault-related calcite, grooves, mechanical slickensides, stylolithic peaks, and secondary fault planes (Figure VI-5c-f).

Stress tensors resulting from the inversion of extensional structures revealed various orientations of the stress field (Figure VI-6, blue lines). The variation of the stress field existed at the regional level (for instance, on site "33" - in the west of the studied area, north of Millau - the $\sigma 3$ orientation is WNW-ESE compared to site "10" - north of the Causse Méjean, in the north of the studied area - the $\sigma 3$ orientation is NE-SW (Figure VI-6). These variations also existed at the local level (there were, for example, two different orientations of the stress field on sites "9" ($\sigma 3$ ~ NW-SE and NNE-SSW) - south-east of the Causse du Larzac, in the south of the studied area - and "31" ($\sigma 3$ ~ NE-SW and NW-SE) - in the east of the Causse du Larzac, north of St-Jean-du-Bruel).

Conversely, reverse and strike-slip fault inversion gave relatively uniform results (Figure VI-6, red lines). Indeed, the inversion of nearly 400 microtectonic data (corresponding mainly to fault plane measurements) showed a generally homogeneous N-S shortening direction at the outcrop level as well as at the regional level.

Site	GPS coordinates	Stratigraphy	Lithology	Number of analyses/stress regime Compressive	Extensive	Dated sample
1	44°22.625′N 3°31.280′E	Bajocian	Dolostone	8		
2	44°13.368′N 3°13.459′E	Bajocian	Limestone/dolostone		1	
3	44°20.303′N 3°4.066′E	Hettangian	Dolostone		26	
4	44°21.292′N 3°27.674′E	Bathonian	Dolostone	15 (σ1 NW-SE); 6 (σ1 NE-SW)	15	
5	44°10.291′N 3°25.871′E	Hettangian	Limestone/dolostone	8	22	
6	44°21.235′N 3°23.966′E	Bathonian	Dolostone	8 (σ1 N-S); 4(σ1 NE-SW)	6	
7	44°5.247′N 3°17.413′E	Kimmeridgian	Limestone	3	8	CA18J03-1
8	44°4.788′N 3°16.983′E	Bathonian	Limestone	12		CA18J03-2
9	43°59.758′N 3°18.772′E	Hettangian	Limestone/dolostone	9	10 (σ3 NW-SE); 25 (σ3 N-S)	CA18J03-4
10	44°20.046′N 3°21.252′E	Kimmeridgian	Limestone		5	
11	44°4.731′N 3°22.398′E	Oxfordian	Limestone	11	29 (σ3 ENE-WSW); 7 (σ3 ESE-WNW)	
12	44°4.849′N 3°23.062′E	Oxfordian	Limestone		2	
13	44°11.981′N 3°29.092′E	Hettangian	Dolostone	7	3	
14	44°7.968′N 3°15.050′E	Bathonian	Limestone	5	7	CA18J05-1
15	44°7.516′N 3°24.675′E	Hettangian	Dolostone	4	9	
16	44°7.709′N 3°14.880′E	Bathonian	Limestone/dolostone		8	
17	44°7.792′N 3°14.643′E	Bathonian	Limestone/dolostone	10	1	CA18J06-1
18	44°7.541′N 3°14.561′E	Bathonian	Limestone/dolostone	8	7	
19	44°7.477′N 3°14.531′E	Bathonian	Limestone/dolostone	7		
20	44°7.408′N 3°14.556′E	Bathonian	Limestone/dolostone	10		
21	43°53.739′N 3°30.172′E	Oxfordian	Limestone	22	13	NAV01
22	44°8.175′N 3°13.044′E	Bathonian	Limestone		6	
23	44°8.308′N 3°13.052′E	Bathonian	Limestone	3		
24	44°8.570′N 3°12.953′E	Bathonian	Limestone	8 (σ1 E-W); 1 (σ1 NE-SW)	12	
25	44°11.623′N 3°26.465′E	Hettangian	Limestone/dolostone	16		
26	44°11.970′N 3°23.942′E	Oxfordian	Limestone	24	6	CA18J09-4
27	44°1.364′N 3°16.591′E	Bajocian	Limestone	10	3	
28	44°1.485′N 3°16.125′E	Bajocian	Limestone		4 (σ3 N-S); 16 (σ3 E-W)	
29	44°1.460′N 3°16.310′E	Bajocian	Limestone		26	
30	44°0.773′N 3°18.932′E	Hettangian	Dolostone	5		
31	44°2.891′N 3°22.324′E	Hettangian	Dolostone		18 (σ3 NW-SE); 13 (σ3 NE-SW)	
32	44°8.706′N 3°13.017′E	Bathonian	Limestone	22		
33	44°12.426′N 3°4.845′E	Hettangian	Limestone/dolostone		83	
34	44°19.775′N 3°34.305′E	Oxfordian	Limestone	9		
35	44°20.004′N 3°30.454′E	Kimmeridgian	Limestone	26		
36	44°21.282′N 3°32.099′E	Oxfordian	Limestone	4		
37	44°24.007′N 3°31.152′E	Oxfordian	Limestone		19	
38	44°21.453′N 3°31.243′E	Oxfordian	Limestone		2	

Site	GPS coordinates	Stratigraphy	Lithology	Number of analyses/stress regime		Dated sample
				Compressive	Extensive	
39	44°21.052′N 3°31.084′E	Bajocian	Dolostone	10	5	
40	44°20.861′N 3°30.736′E	Bathonian	Dolostone	3		
41	44°20.238′N 3°29.548′E	Oxfordian	Limestone	15		
42	44°20.209′N 3°29.316′E	Kimmeridgian	Limestone	3	14	
43	44°21.228′N 3°24.122′E	Oxfordian	Limestone	20	8	
44	44°22.359′N 3°24.741′E	Oxfordian	Limestone	12	6 (σ3 E-W); 3 (σ3 NE-SW)	
45	44°17.155′N 3°13.983′E	Bathonian	Dolostone	14		
46	44°17.967′N 3°19.508′E	Kimmeridgian	Limestone	14		
47	44°14.442′N 3°33.772′E	Hettangian	Dolostone	9		
48	44°19.942′N 3°23.364′E	Kimmeridgian	Limestone	11	12	

Table VI-1 - Detailed information for microtectonic sites. See Figure VI-3 for the location of sites and Table VI-2 for more details about dated samples. The orientation of the main stress is specified in brackets when two stress regimes are identified for the same site.

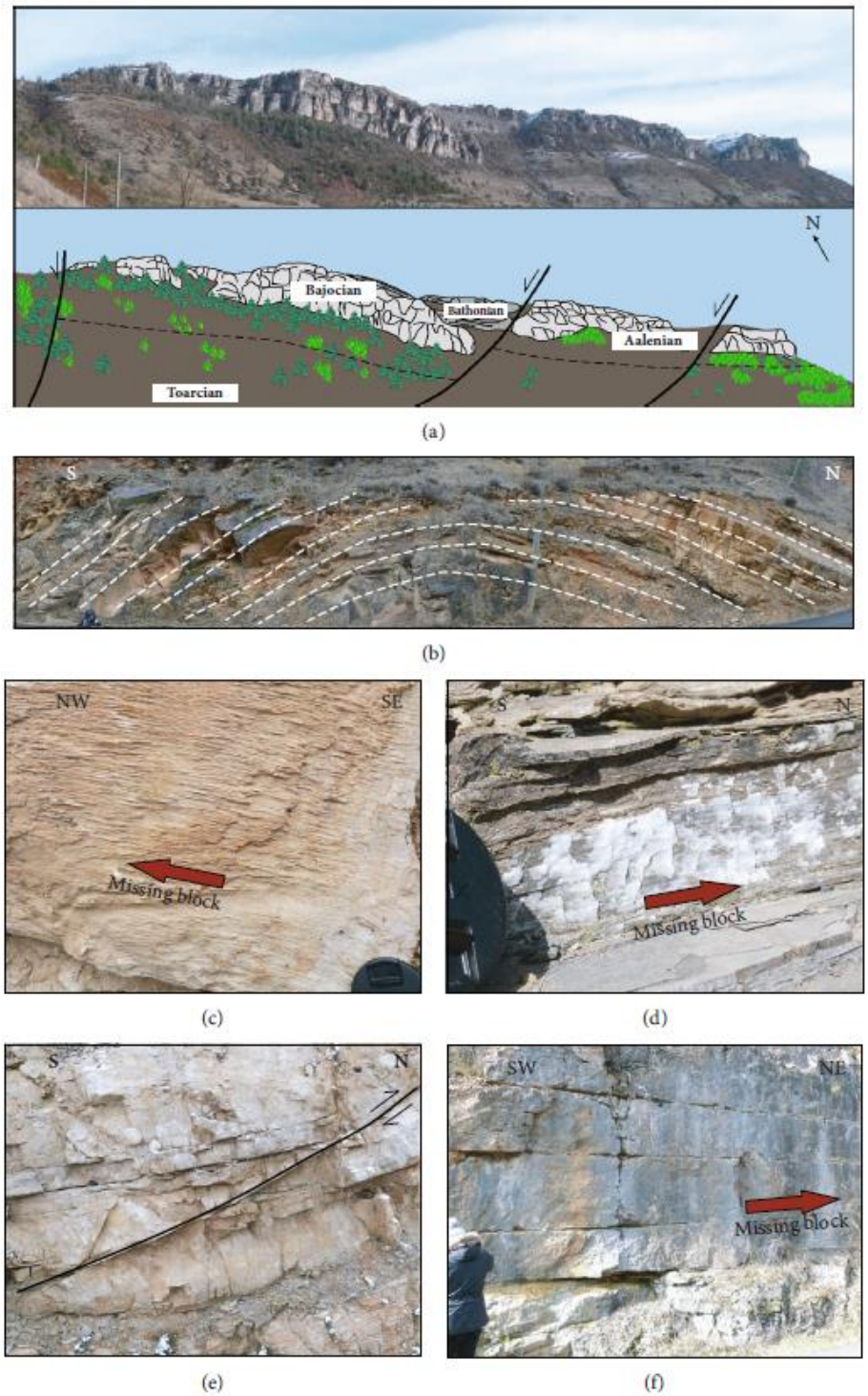


Figure VI-5 - Examples of tectonic structures of the Grands Causses area. (a) Regional-scale Meyrueis normal fault network (Figure VI-3, N44°12–E3°25). (b) East-west fold associated with north-south compression. (c, d) Tectoglyphs on fault mirror ((c) stylolithic peaks; (d) slickenfibres on a fault plane). (e, f) Fault planes at outcrop scale ((e) reverse fault; (f) strike-slip fault).

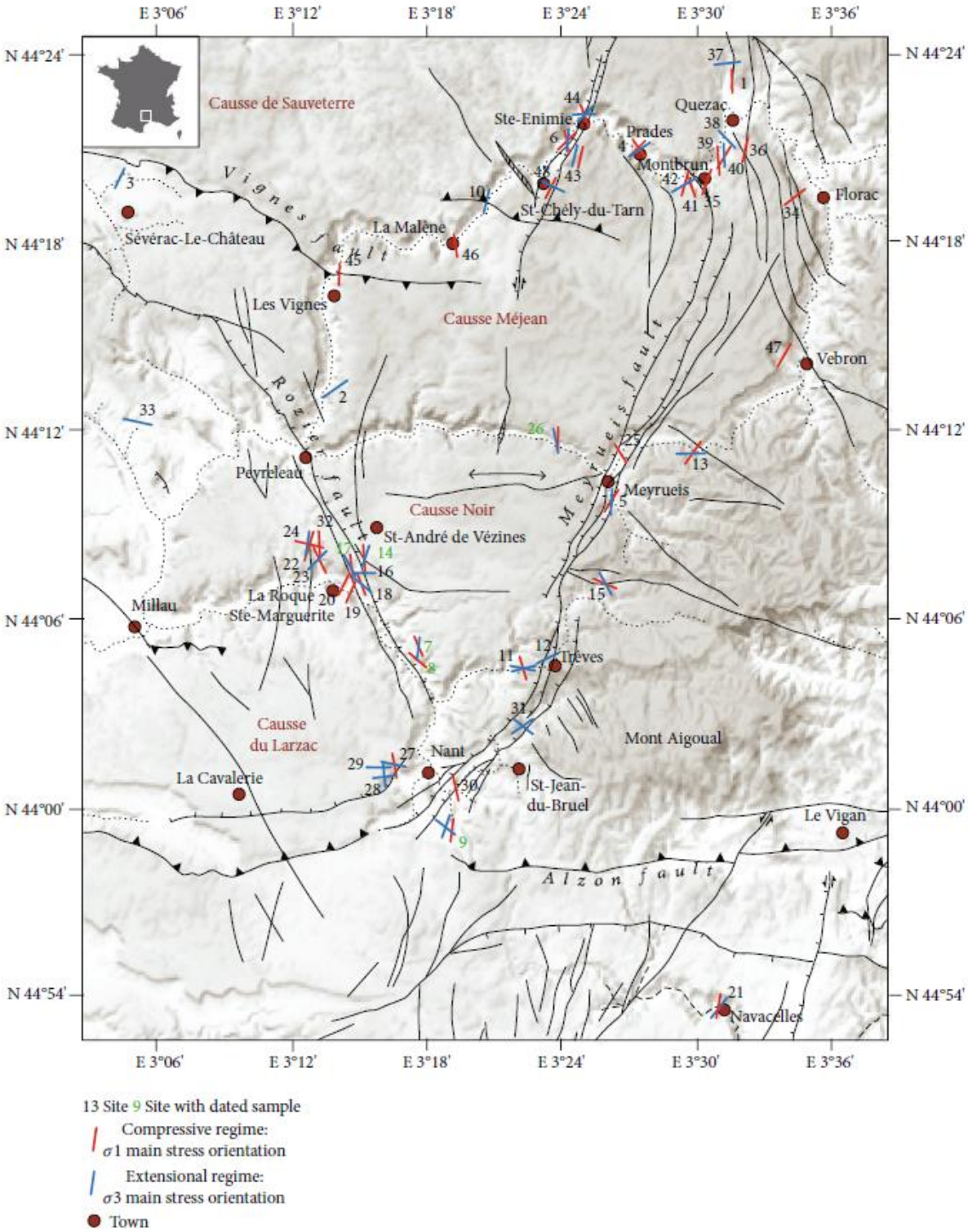


Figure VI-6 - Results of microtectonic data inversion in the studied area using the WinTensor program (Delvaux & Sperner 2003). The inversion results are represented by lines corresponding to the orientation of the main stresses: for compressive regimes, the red lines are associated with the orientation of σ1; for extensional regimes, the blue lines are associated with the orientation of σ3. See Table VI-1 and Table VI-2 for details about sites and dated samples and see text for discussion.

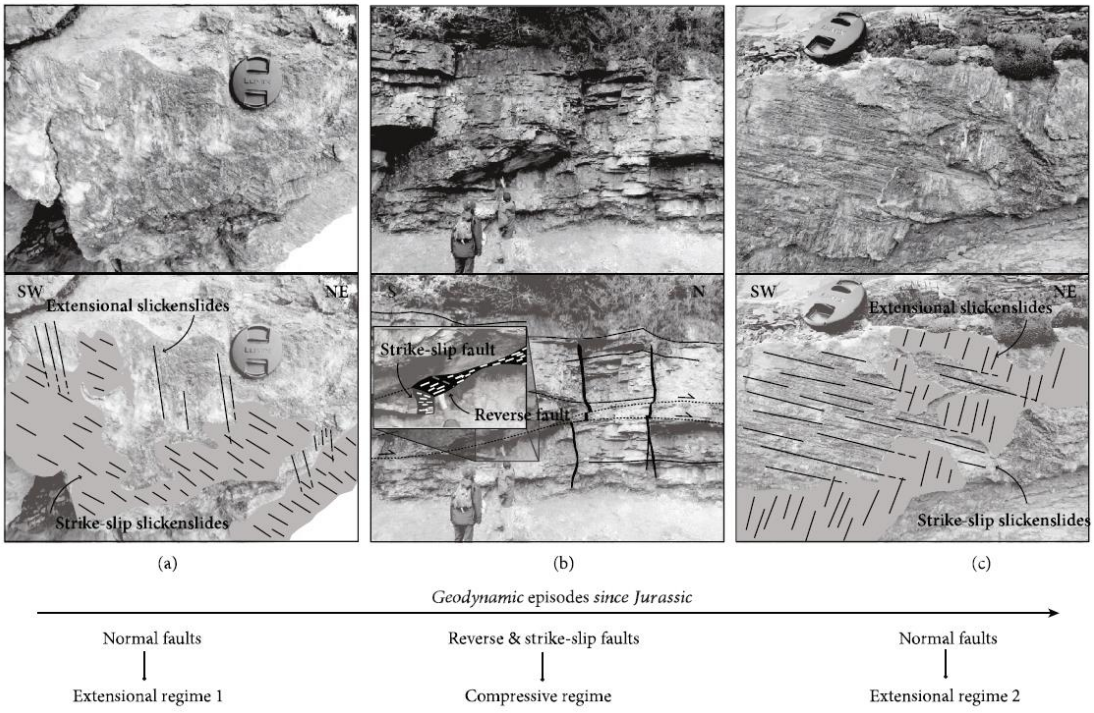


Figure VI-7 - Tectonic structures showing relative chronology between deformation episodes. (a) This illustration shows an extensional regime intersected by a strike-slip regime on a fault mirror. (b) A reverse fault observed at the scale of the outcrop shifts a dextral strike-slip fault plane. (c) Slickenside normal fault-related calcites overlapped by strike-slip slickenside calcites.

Relative Chronology

The overlap of tectonic structures was observed at the outcrop scale (relative chronology between structures) as well as at the fault mirror scale (superposition of slickensides with different orientations). We evidenced an early extensional episode whose stress field orientation had not been determined precisely because of the small number of fault mirrors on which this relative chronology was observed (Figure VI-7). The Grands Causses area was subsequently affected by a compressive regime that was responsible for the formation of a large network of reverse and strike-slip (sinistral and dextral) faults with $\sigma 1$ generally oriented north-south (Figure VI-6 and Figure VI-7). In the area, some of the reverse faults overlap strike-slip faults (Figure VI-7). However, due to a lack of microstructural data, it was difficult to accurately determine the relative chronology of these tectonic structures. Based on previous studies (Constantin et al. 2002; Macquar 1973; Blés et al. 1989) and the homogeneity of the stress field throughout the Grands Causses region, we believe here that both strike-slip and

reverse structures are associated with a single deformation episode. Finally, a last extensional episode was observed since some strike-slip faults were crosscut by normal faults (Figure VI-7). This last relative chronology highlighted an extensional episode associated with a $\sigma 3$ orientation roughly NW-SE (based on only three measurements).

1.4.2. Petrographic Observations

Optical microscopic observation of fault-related calcites showed the presence of various markers of syndeformation crystallization, such as the inclusion trails (parallel to the surface of the host rock) and inclusion bands (oblique to the surface of the host rock) highlighted by Ramsay and Huber (1983), Koehn and Passchier (2000), Fagereng et al. (2010), and Bons et al. (2012) (Figure VI-8). The texture of calcites varied from one sample to another as well as within a sample. Indeed, fault-related calcites may be composed of rounded grains and elongated grains (with the axis of the elongation inclined to the host rock) as well as fibers (parallel to the host rock) (Figure VI-8).

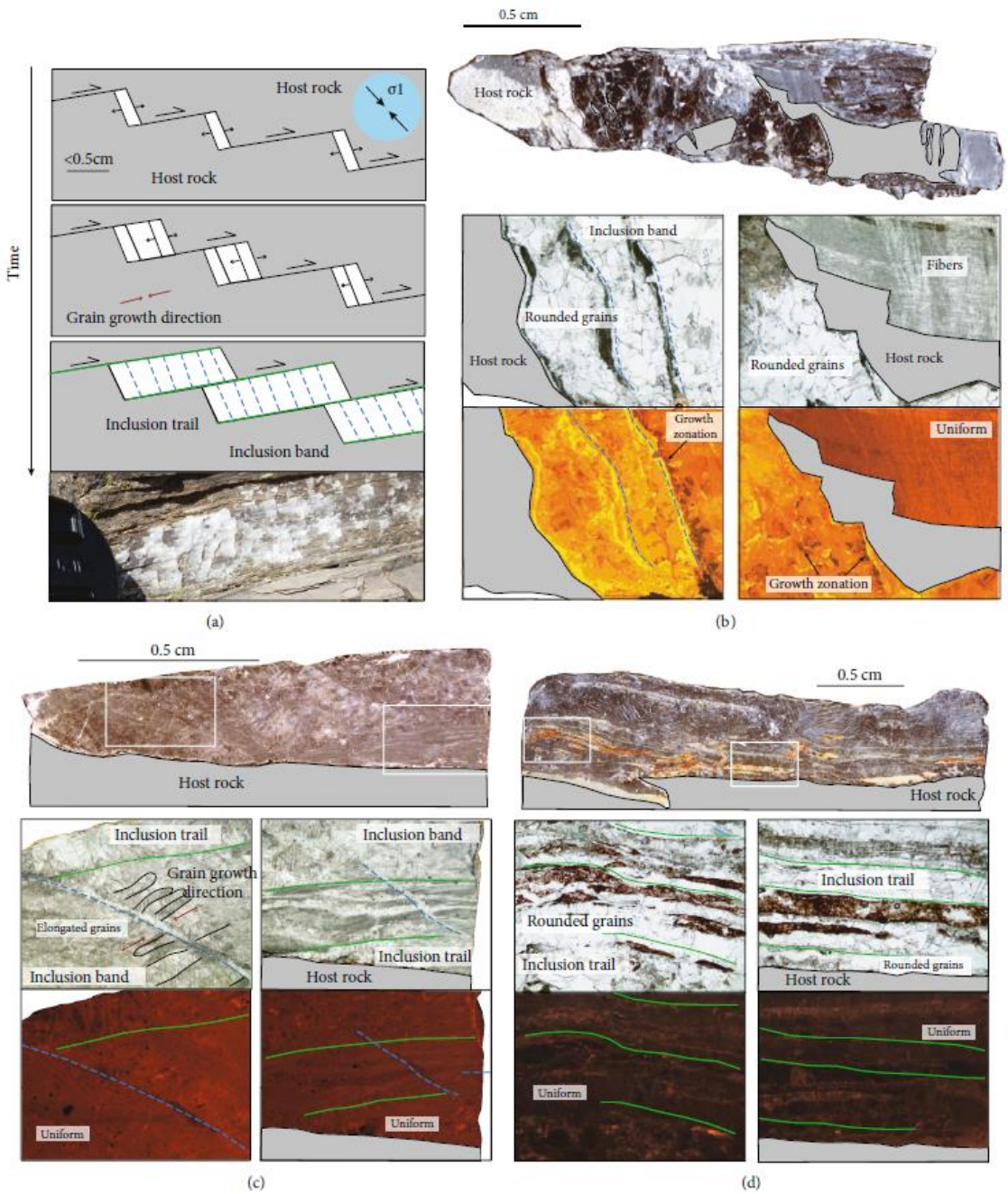
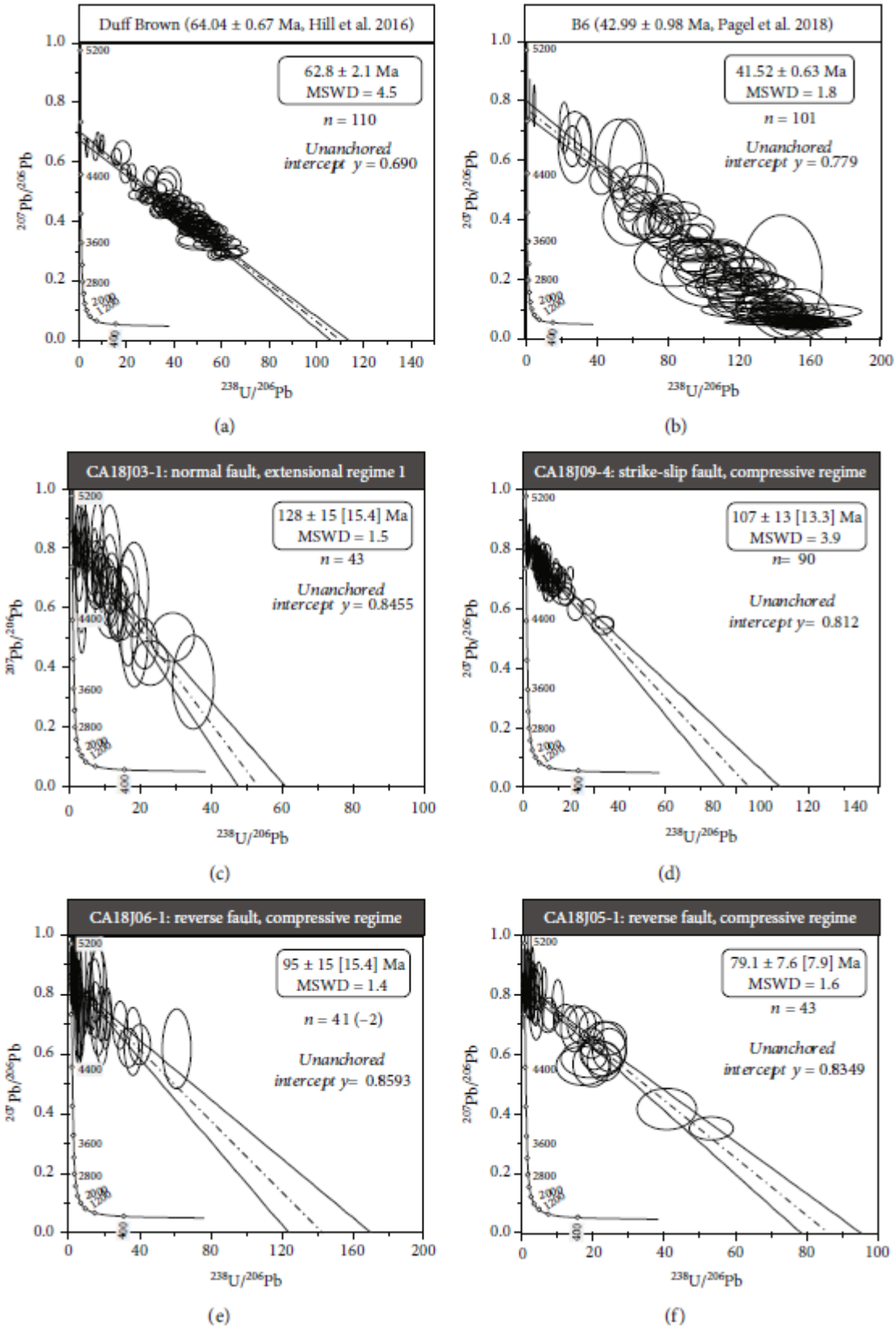


Figure VI-8 - Petrography of the fault-related calcites (slickenfibre calcite). (a) Sketch of the slickenfibre calcite growth over time. Modified from Fagereng et al. (2010). The orientation of σ_1 is associated with the set of figures (a–d). (b) Petrography of CA18J04-3 sample. This calcite sample comes from a strike-slip fault (site 11, Figure VI-3) and could not be dated. Its texture is both fibrous - with a medium and uniform degree of luminescence - and granular - with the presence of growth zonations and a relatively high degree of luminescence. The inclusion bands indicate the syntectonic nature of the sample. (c) Petrography of CA18J06-1 sample (reverse fault-related calcite, Table VI-2). Under cathodoluminescence, calcite is uniform with a medium degree of luminescence. The presence of inclusion bands, inclusion trails, and elongated grains indicate the syntectonic nature of the sample. (d) Petrography of CA18J05-1 sample (reverse fault-related calcite, Table VI-2). Its texture is granular with the presence of inclusion trails, and the degree of luminescence is relatively low and uniform.

Cathodoluminescence microscopy showed (1) a varying degree of luminescence from one fault-related calcite to another, unrelated to the nature of the fault: cathodoluminescence observations showed a dull-orange color for CA18J06-1 sample and brown for CA18J05-1 sample (Figure VI-8 c and d; (2) a luminescence of fault-related calcites which was relatively uniform across the samples except at the location of some rounded grains which showed growth zonations alternating from bright to nonluminescent (Figure VI-8b).

1.4.3. U-Pb dating

U-Pb data with 2σ errors are compiled in Figure VI-9. The uncertainties in brackets correspond to the propagated uncertainties. Among the selected samples, only 1/3 could be dated because of the high common lead content and the low amount of uranium in the samples (Table VI-2). Regarding the dating of secondary standards in this study, Duff Brown was dated at 62.8 ± 2.1 Ma (MSWD = 4.5) and B6 at 41.52 ± 0.63 Ma (MSWD = 1.8) (Figure VI-9a-b). Normal fault-related calcite CA18J03-1 was dated at 128 ± 15 [15.4] Ma with a MSWD of 1.5 (Figure VI-9c). For strike-slip fault-related calcites, CA18J09-4 was dated at 107 ± 13 [13.3] Ma (MSWD = 3.9), CA18J03-2 was dated at 38.7 ± 6.7 [6.8] Ma (MSWD = 0.75), and NAV01 at 36.5 ± 7.7 [7.8] Ma (Figure VI-9 d,h and i). For reverse fault-related calcites, an age of 79.1 ± 7.6 [7.9] Ma (MSWD = 1.6) was obtained for CA18J05-1, of 95 ± 15 [15.2] Ma (MSWD = 1.4) for CA18J06-1, and of 58.2 ± 4.6 [4.9] Ma (MSWD = 0.72) for CA18J03-4 (Figure VI-9 e-g).


Duff Brown (64.04 ± 0.67 Ma, Hill et al. 2016)
62.8 ± 2.1 Ma
MSWD = 4.5
n = 110
Unanchored intercept y = 0.690
(a)
B6 (42.99 ± 0.98 Ma, Pagel et al. 2018)
41.52 ± 0.63 Ma
MSWD = 1.8
n = 101
Unanchored intercept y = 0.779
(b)
CA18J03-1: normal fault, extensional regime 1
128 ± 15 [15.4] Ma
MSWD = 1.5
n = 43
Unanchored intercept y = 0.8455
(c)
CA18J09-4: strike-slip fault, compressive regime
107 ± 13 [13.3] Ma
MSWD = 3.9
n= 90
Unanchored intercept y= 0.812
(d)
CA18J06-1: reverse fault, compressive regime
95 ± 15 [15.4] Ma
MSWD = 1.4
n = 41 (−2)
Unanchored intercept y= 0.8593
(e)
CA18J05-1: reverse fault, compressive regime
79.1 ± 7.6 [7.9] Ma
MSWD = 1.6
n = 43
Unanchored intercept y = 0.8349
(f)
207Pb/206Pb
238U/206Pb

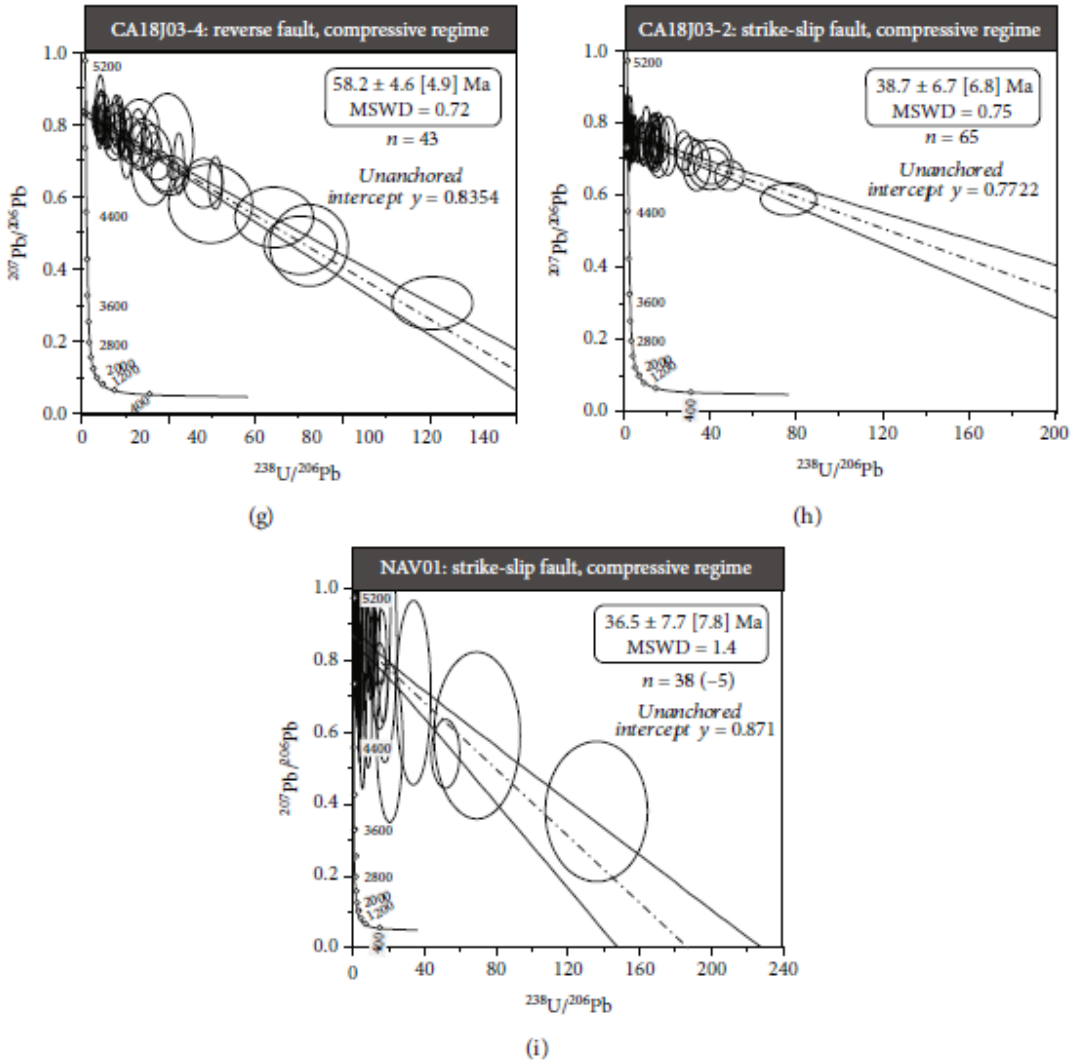


Figure VI-9 - Tera-Wasserburg diagram ($^{207}Pb/^{206}Pb$ vs. $^{238}U/^{206}Pb$) of the seven fault-related calcite samples dated. The uncertainties correspond to the 2σ error and "n" to the number of ablation spots performed for each sample. The numbers in parentheses correspond to the number of data removed for each T-W diagram. The uncertainties in brackets correspond to the propagated uncertainties (see Supplementary Materials for details, Annexe 4). MSWD: mean square of weighted deviates. See Figure VI-6 and Figure VI-7 and Table VI-2 for more details about the dated samples.

Sample	Site	Fault	Strike/dip/pitch
CA18J03-1	7	Normal	137°N-83°N-78°W
CA18J03-2	8	Strike-slip	120°N-89°W-5°NW
CA18J03-4	9	Reverse	175°N-30°W-pV45°
CA18J05-1	14	Reverse	100°N-30°N-X
CA18J06-1	17	Reverse	90°N-52°N-87°W
NAV01	21	Strike-slip	
CA18J09-4	26	Strike-slip	155°N-85°E-9°S

Table VI-2 - Detailed information for dated calcite samples. See Supplementary Materials for sample illustrations (Annexe 4).

1.5. Discussion

1.5.1. Characteristics on the Fault-Related Calcites

The intraplate deformation of the Grands Causses area has been characterized from the observation and analysis of tectonic structures that have undergone, one by one, a relatively simple geological history. In fact, the choice to consider small, only metric-sized, structures and to analyze single-phase fault-related calcites was aimed at reducing the risk of reopening geochemical systems, which may have led to results that would not have been representative of the considered tectonic phase.

Some previous studies have focused on the morphology, petrography, and growth of fault-related calcites (slickenfibre calcite), highlighting some criteria of syndeformation such as inclusion bands and inclusion trails and the growth direction of elongated grains associated with the $\sigma 1$ main stress (Ramsay & Huber 1983; Koehn & Passchier 2000; Fagereng et al. 2010; Bons et al. 2012; Fagereng et al. 2011; Gamond 1983; Smeraglia et al. 2018). Bons et al. (2012) described inclusion bands as "arrays of wall-rock inclusions, dust, secondary minerals or fluid inclusions that were included or precipitated at the vein growth front." Inclusion trails corresponded to arrays of inclusions which were "assumed to follow the opening trajectory of a vein" (Koehn & Passchier 2000). Although these two types of morphology associated with fault-related calcites may allow us to determine the history of the opening of the slickenfibre calcite, their interpretation is often not straightforward (Koehn & Passchier 2000).

In this study, the petrography of the fault-related calcites confirms the syntectonic character of their crystallization due to the presence of these criteria (Figure VI-8). Moreover, cathodoluminescence observations showed that the studied objects crystallized during a single growth phase, except for some zones associated with rounded grains that may have growth zonations.

1.5.2. Unraveling the Complexity of the Extensional Footprint

Fieldwork showed that the formation of some of the normal faults occurred prior to the compressive episode which was associated with the Pyrenean phase and with the northward movement of Africa according to some authors such as Macquar (1973), De Charpal et al. (1974), and Constantin et al. (2002) (Figure VI-7). According to this latter, the extension record of the whole area was mainly Jurassic in age as a consequence of the Tethys Ocean opening. This geodynamic event was highlighted in the literature by progressive unconformity outcropping (Bonijoly et al. 1996; Charcosset 2000).

In this study, the U-Pb results show that some normal faults of the Grands Causses area resulted from a much later extension, most likely at the early Cretaceous in age (Barremien; Figure VI-9c), relatively simultaneous to the opening of the Pyrenean basins to the south (Sibuet et al. 2004). In addition, the normal fault CA18J03-1 (128 ± 15 [15.4] Ma) is related to a NNE-SSW extension. By extrapolating this U-Pb age to the other normal faults of this family, the Cretaceous extension would therefore correspond to a stress field such as $\sigma 3$ which is approximately oriented N-S (Figure VI-6). This result is consistent with the geometry of the Pyrenean basin opening (Mencos et al. 2015; Tugend et al. 2015) (Figure VI-4). Consequently, the Mesozoic extension in the Grands Causses domain probably lasted much longer than previously proposed in response to far-field stress transmission either related to the Tethys or Pyrenean basin opening episodes.

In summary, we provide new evidence that the Grands Causses domain underwent two different extensional events during Mesozoic times: a first one during the Jurassic in response to the Tethys basin opening and a second one during the early Cretaceous as a consequence of Pyrenean basins opening along a N-S direction. The transition between both events may have been gradual, implying that the Grands Causses domain has been subjected to a long-lived extension episode since the Lias to the early Cretaceous in response to plate boundaries' deformation. Moreover, based on the overlap of normal slickensides above strike-slip slickensides (Figure VI-7), a late extensional geodynamic episode was recorded in the Grands Causses area after the Pyrenean compressive episode (see discussion in the next section).

Although no calcite related to these faults was dated, this episode could be interpreted as a consequence of the opening of the Liguro-Provençal basin during Oligocene times (Blés et al. 1989). The NW-SE orientation of the stress field associated with these structures is indeed consistent with this geodynamic episode (Séranne 1999).

Concerning the stress field associated with the extension in the Grands Causses area, the microtectonic data showed a significant heterogeneity of its orientation (Figure VI-6). The early extension during the Cretaceous could be associated with a stress field with $\sigma 3$ north-south while the late extension to the Cenozoic could come from a stress field $\sigma 3$ NW-SE. However, this heterogeneity in the set of stress tensors can be explained by (1) a superposition of several deformation episodes since the Mesozoic, (2) the compaction of formations at the origin of extensional structures without preferential orientation, and (3) fault planes formed from preexisting planes (fractures, reverse, and strike-slip fault planes for late extension).

1.5.3. So-Called "Pyrenean Deformation" of the Grands Causses Domain

The Grands Causses area is characterized by many reverse and strike-slip fault planes resulting from a rather homogeneous stress field with a N-S shortening orientation (Figure VI-6). These compressive structures are usually considered as contemporaneous with the Pyrenean belt building during Eocene times (Constantin et al. 2002; De Charpal et al. 1974), but it remains a purely speculative affirmation in the absence of a syntectonic sedimentary record.

The U-Pb ages have shed a new light on this commonly accepted idea. Indeed, although the age uncertainties are relatively high ($2\sigma \sim 15\%$, Figure VI-9) due to low uranium content and the relative abundance of common lead in calcites, the U-Pb ages showed the record of a continuous brittle deformation over several tens of millions of years, from Albian to Priabonian times (older age: 107 ± 13 [13.3] Ma; younger age: 36.5 ± 7.7 [7.8] Ma). This indicates that the intraplate brittle deformation that occurred in response to basin closure at the Iberia/Europe plate boundary lasted much longer than previously thought and is not simply the record of the paroxysmal phases of mountain building of the terminal Eocene age (Arthaud & Laurent 1995).

Furthermore, reconstruction of Iberian and European plate kinematics indicates that the beginning of compression occurred around 85 Ma (Sibuet et al. 2004; Rosenbaum et al. 2002b; Handy et al. 2010). This value is within the uncertainties of three of the ages obtained on compression-related structures (sample CA18J05-1: 79.1 ± 7.6 [7.9] Ma, sample CA18J09-4: 107 ± 13 [13.3] Ma, and sample CA18J06-1: 95 ± 15 [15.2] Ma). As a consequence, it appears that part of the intraplate brittle deformation in the Grands Causses area also recorded the very early phases of tectonic plate convergence, probably associated with the flexuration and denudation of the lithosphere (Ternois et al. 2019).

1.6. Conclusion

Until now, the lack of sedimentary records associated with deformation in the Grands Causses area has led to a poorly constrained geodynamic calendar that appeared to be controversial in various studies (Constantin et al. 2002; Macquar 1973; Blés et al. 1989). In this study, the combination of a structural study over the whole area with a petrographic and geochronological study on relatively simple objects such as fault-related calcites allows us to establish a more detailed calendar of the brittle intraplate deformation.

This study demonstrates the high sensitivity of an intraplate domain (Grands Causses area) to record deformations occurring at the edge of tectonic plates. Indeed, not only does the intraplate domain record the main relatively brief events occurring at the plate boundary such as the Eocene Pyrenean pulse, but the far-field deformation is also long and continuous over several tens of millions of years since the Mesozoic. The tectonic structures of the Grands Causses domain have formed in response to both the extensional deformations that occurred in Southern France (opening of the Tethys Ocean in the Jurassic, of the Pyrenean basins in the early Cretaceous, and, possibly, of the Liguro-Provençal basin in the Oligocene) and also the Pyrenean compression, from the late Cretaceous to the Eocene.

Strikingly, although this domain seems to record all the geodynamic episodes that occurred in Southern France during the Meso-Cenozoic period, there is no evidence in the studied area of the closure of the Tethys Ocean and subsequent formation of the alpine belt 300 km to the west. Many aspects of stress transmission from plate boundaries to the intraplate

domains thus still remain to be investigated, which will require a well constrained calendar of the intraplate domain deformation - a challenging task to establish.

Conflicts of Interest

The authors declare that they have no conflicts of interest.

Acknowledgments

The authors are grateful to Thomas Blaise and Benjamin Brigaud (GEOPS laboratory, Paris-Saclay University) for fruitful exchanges on U-Pb calcite dating. U-Pb analyses were performed on the HR-ICPMS which is part of the PANOPLY platform (GEOPS-LSCE). O.P. benefits from a PhD Grant from the Paris-Sud University. Valérie Godard is thanked for thin-section production.

Supplementary Materials

Supplementary materials contains a sample description table as well as the detailed U-Pb method and data tables of the dating results (Annexe 4).

2. Eléments de discussions complémentaires

2.1. Données microtectoniques

La mission de terrain de trois semaines en février 2018 dans le secteur des Grands Causses a permis, en plus de l'échantillonnage de nombreuses calcites de faille, d'acquérir de nombreuses données microtectoniques afin de déterminer le champ de contrainte régional au cours des temps géologiques.

2.1.1. Diagrammes en rosace

Dans l'article présenté ci-dessus, nous avons fait le choix de représenter les états de contrainte sous forme simplifiée, en indiquant seulement la direction de σ_1 déduite pour chacun des sites d'une inversion en dièdre droit (voir par ex. Figure VI-6). Ce choix de représentation masque une hétérogénéité inhérente au nombre d'objets mesurés sur chacun des sites.

Afin d'avoir une représentation plus synthétique des différents champs de contraintes s'étant succédés au cours du temps, et de leur représentativité relative, nous avons tenté de représenter l'ensemble des azimuts des contraintes principales de chacun des plans de faille dans une seule et unique rosace. Ce choix permet de d'appréhender visuellement le nombre de familles de plans associées à des épisodes de déformation distincts.

Deux diagrammes en rosace ont ainsi été réalisés pour (1) le régime compressif comprenant les plans de faille décrochantes et inverses avec la représentation de la fréquence de la contrainte principale σ_1 par intervalle de 10° (Figure VI-10A) ; (2) le régime extensif - même s'il ne s'agit pas du thème central de ce travail de thèse - comprenant les plans de failles normales avec la représentation de la fréquence de la contrainte principale σ_3 dans des intervalles de 10° (Figure VI-10B). Les résultats obtenus sont discutés dans les deux prochaines parties et mis en relation avec les tenseurs de contraintes obtenus à partir d'études antérieures.

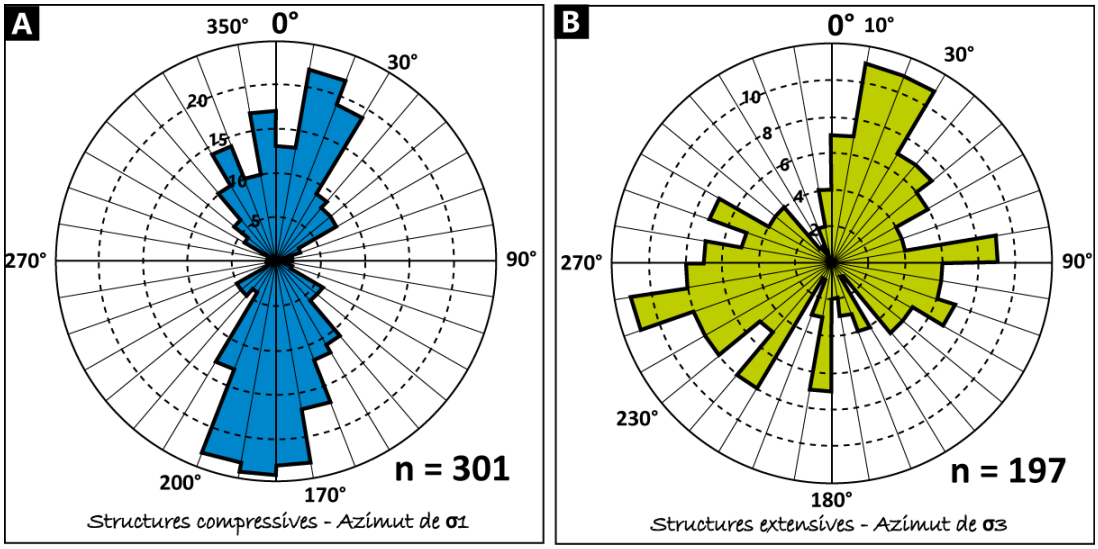


Figure VI-10 - Diagrammes en rosace montrant la fréquence de l'azimut des contraintes principales de chacune des données microtectoniques A. Fréquence des contraintes principales σ_1 de l'ensemble des données compressives mesurées dans les Grands Causses (failles inverses et décrochantes) B. Fréquence des contraintes principales σ_3 de l'ensemble des données extensives mesurées dans les Grands Causses (failles normales)

2.1.2. Régime(s) compressif(s)

Concernant le(s) régime(s) compressif(s), les études antérieures ayant déterminé l'orientation du champ de contrainte au cours du temps à proximité du secteur d'étude, indiquent plusieurs phases compressives depuis le paléozoïque, caractérisées par une orientation variable de la contrainte principale σ_1 (Figure VI-11). Il est clair que l'épisode de déformation assimilé au Stéphanien par D. Bonjoly (1982) et Bonijoly et Germain (1984) ne peut pas être enregistré par les données structurales présentées ici puisqu'elles ont été mesurées dans des formations d'âge Mésozoïque. Néanmoins, plusieurs études indiquent également, en plus d'une déformation à l'Eocène globalement Nord-Sud, un épisode compressif ~Est-Ouest au Cénozoïque sur le seuil caussenard (Bonijoly & Delpont 1982), dans le Détroit de Rodez (Bonijoly 1982), le Massif Central (Blés et al. 1989), le bassin d'Alès (Bonijoly & Germain 1984) et sur les bordures Ouest et Sud cévenoles (Macquar 1973) (Figure VI-11).

Pourtant, le diagramme en rosace réalisé lors de cette étude (Figure VI-10A) montre une orientation de la contrainte principale maximale σ_1 homogène, uniquement N-S à NNE-SSO dans l'ensemble des Grands Causses. L'évènement E-O attribué au miocène dans la littérature n'est donc pas enregistré ici. Nous n'avons, à l'heure actuelle, pas d'explication à cette absence

d'enregistrement - absence également constatée par J. Constantin dans le secteur de Tournemire (Constantin et al. 2002).

2.1.3. Régime extensif

En ce qui concerne le(s) régimes extensif(s), l'orientation des contraintes mise en évidence par les études antérieures dans le secteur Sud du Massif Central est très hétérogène selon les sites d'études et au sein même de certains d'entre eux. Alors que Bonijoly et Delpont (1982), Macquar (1973) et Constantin et al. (2002) suggèrent une extension mésozoique orientée globalement Nord-Sud, d'autres travaux comme Bonijoly (1982), Blès (1989) et Bonijoly et Germain (1984) constatent une rotation du champ de contrainte de 90° au cours de cette phase puisqu'ils montrent une extension globalement Nord-Sud et une autre Est-Ouest (Figure VI-11). Par ailleurs, certaines études évoquent une phase de déformation issue d'un régime extensif Est-Ouest à NO-SE au cours de l'Oligocène. Ce polyphasage de la déformation extensive méso-cénozoique, assez mal défini en termes d'orientations, complexifie significativement l'association d'un objet tectonique observé sur le terrain à une phase spécifique.

Dans la région des Grands Causses, les données microstructurales figurées dans le diagramme en rosace sont extrêmement dispersées et plus hétérogènes que pour les données compressives (Figure VI-10). Une fréquence de σ_3 dans l'intervalle compris entre N0° et N50° est majoritaire et correspond à 20% des données totales (Figure VI-10B). Cette orientation dominante de σ_3 correspond à celle associée à la faille normale datée à 128 ± 15 [15.4] Ma qui est orientée N137°-83°N - p78°O et à l'origine d'un σ_3 équivalent à N36° (Parizot et al. 2020). Ainsi, si l'ensemble des failles normales ayant un σ_3 orienté entre N0° et N50° correspond à la même famille de plans, formés simultanément, alors environ 20% des failles issues d'un régime extensif dans la région des Grands Causses se sont formées à la fin du Crétacé inférieur, conjointement à l'ouverture des bassins pyrénéens à 200 km plus au Sud (Parizot et al. 2020). Cette observation rejoint les conclusions de l'étude de Bonijoly et Delpont (1982) qui montre également un épisode de déformation extensif NE-SO au Crétacé sur le seuil Caussenard (Figure VI-11).

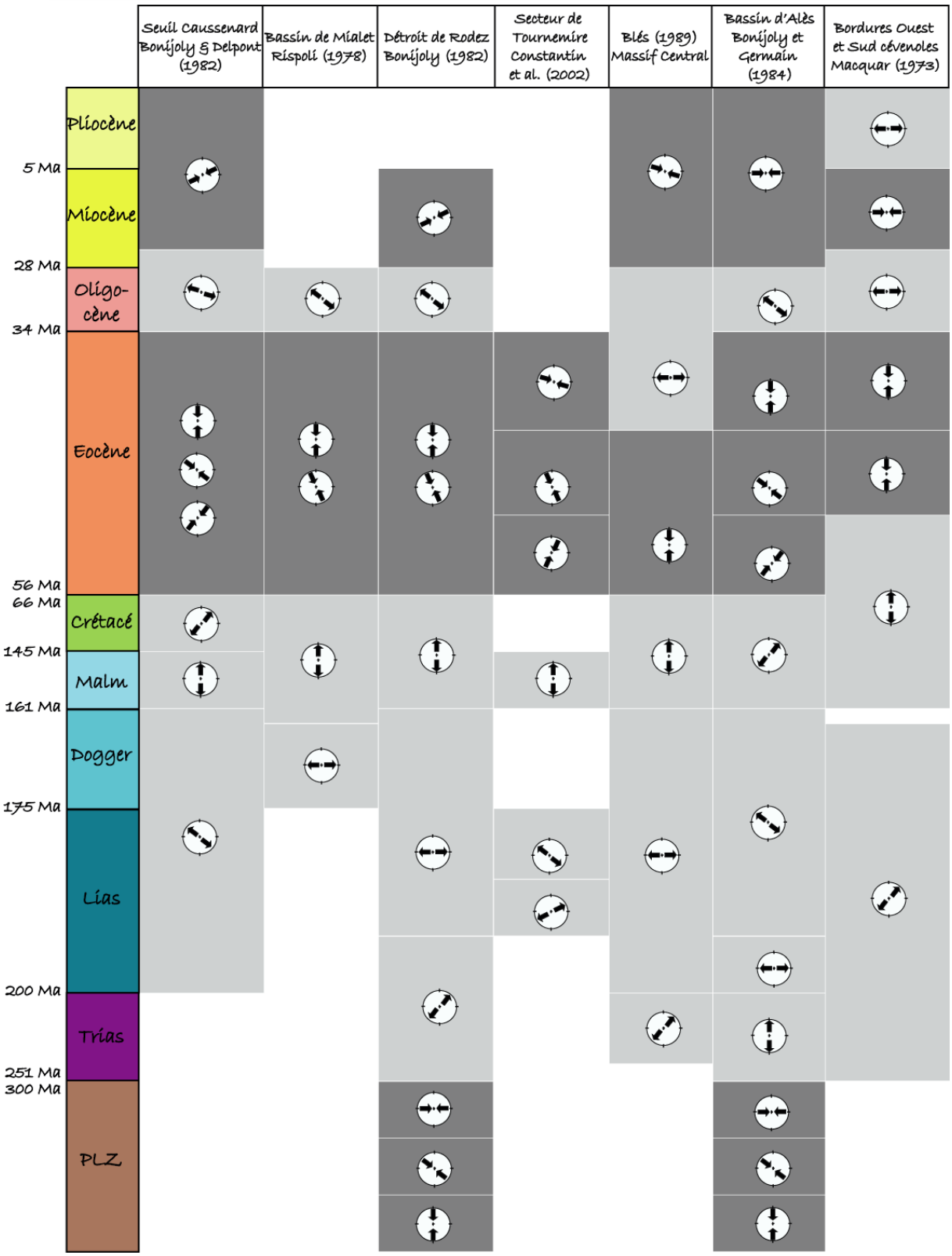


Figure VI-11 - Corrélation des histoires tectoniques dans le Sud du Massif Central. Les encadrés gris clair correspondent aux épisodes extensifs, et les gris foncés aux épisodes compressifs. (Bonijoly & Delpont 1982; Bonijoly 1982; Blés et al. 1989; Bonijoly & Germain 1984; Macquar 1973; Constantin et al. 2002; Rispoli 1978)

2.2. Comparaison avec le Languedoc

Les secteurs des Grands Causses et du Languedoc ont tous deux subi un épisode de déformation compressif Nord-Sud lors de la mise en place de l'orogène pyrénéen. Aussi, les résultats U-Pb dans ces deux secteurs indiquent une phase de déformation longue et continue dans le temps. La discussion qui va suivre porte donc sur la comparaison des résultats (données microtectoniques et âges U-Pb) obtenus sur les deux secteurs étudiés.

2.2.1. Homogénéité du champ de contrainte

Les diagrammes en rosace réalisés à partir des structures compressives dans la région du Languedoc et dans les Grands Causses sont relativement similaires avec une direction de σ_1 Nord-Sud dans les Grands Causses et NNE-SSO dans le Languedoc (Figure VI-12). Aussi, dans les deux cas de figure, la dispersion des données microtectoniques est relativement restreinte. Pourtant, dans le cas du Languedoc, les plans de faille ne sont pas débasculés bien que la couverture sédimentaire ne soit pas systématiquement (sub)horizontale contrairement à la région des Grands Causses. De plus, l'héritage tectonique dans le Languedoc a un rôle important à l'origine de variations locales du champ de contrainte et de la réactivation de nombreuses structures pré-existantes, contrairement à la région des Grands Causses où la majorité des plans de faille sont cohérents avec le modèle d'Anderson (*cf.* CHAPITRE I.1.1.3. et CHAPITRE V.1.). La comparaison des diagrammes en rosace entre ces deux secteurs montre alors que ces composantes n'influencent pas - ou peu - l'orientation générale du champ de contrainte dans le Languedoc.

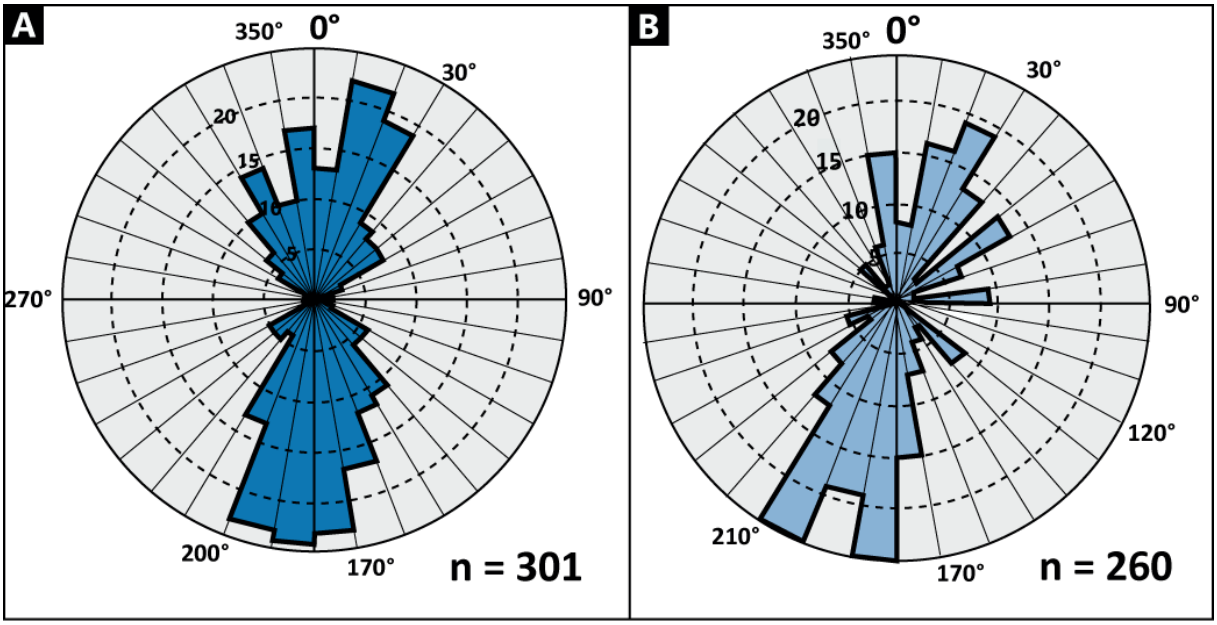


Figure VI-12 - Comparaison des diagrammes en rosace illustrant la fréquence de l'azimut des contraintes principales σ_1 de chacune des données microtectoniques (failles décrochantes et inverses) A. Rosace des données compressives des Grands Causses. B. Rosace des données compressives du Languedoc

2.2.2. Le caractère continu de la déformation

Les âges U-Pb obtenus sur les calcites de faille dans les Grands Causses et dans le Languedoc (Figure VI-13) montrent une déformation de la couverture sédimentaire qui semble continue dans le temps. Dans les deux cas de figure, une phase de déformation au Crétacé inférieur est enregistrée et interprétée comme étant la conséquence de l'ouverture des bassins pyrénéens en domaine intraplaque. Néanmoins, les âges U-Pb dans le Languedoc indiquent un régime compressif tout au long de l'Eocène alors que les Grands Causses enregistrent la compression pyrénéenne depuis ses prémices (84Ma, Crétacé supérieur) jusqu'à l'Eocène supérieur. Ainsi, dans l'hypothèse où la densité des données U-Pb est représentative de l'intensité de la déformation régionale (*cf.* CHAPITRE VII.2.2.2.), tout semble indiquer que le domaine intraplaque lointain (Grands Causses) enregistre une déformation plus diffuse dans le temps que le domaine intraplaque à proximité de la chaîne (Languedoc).

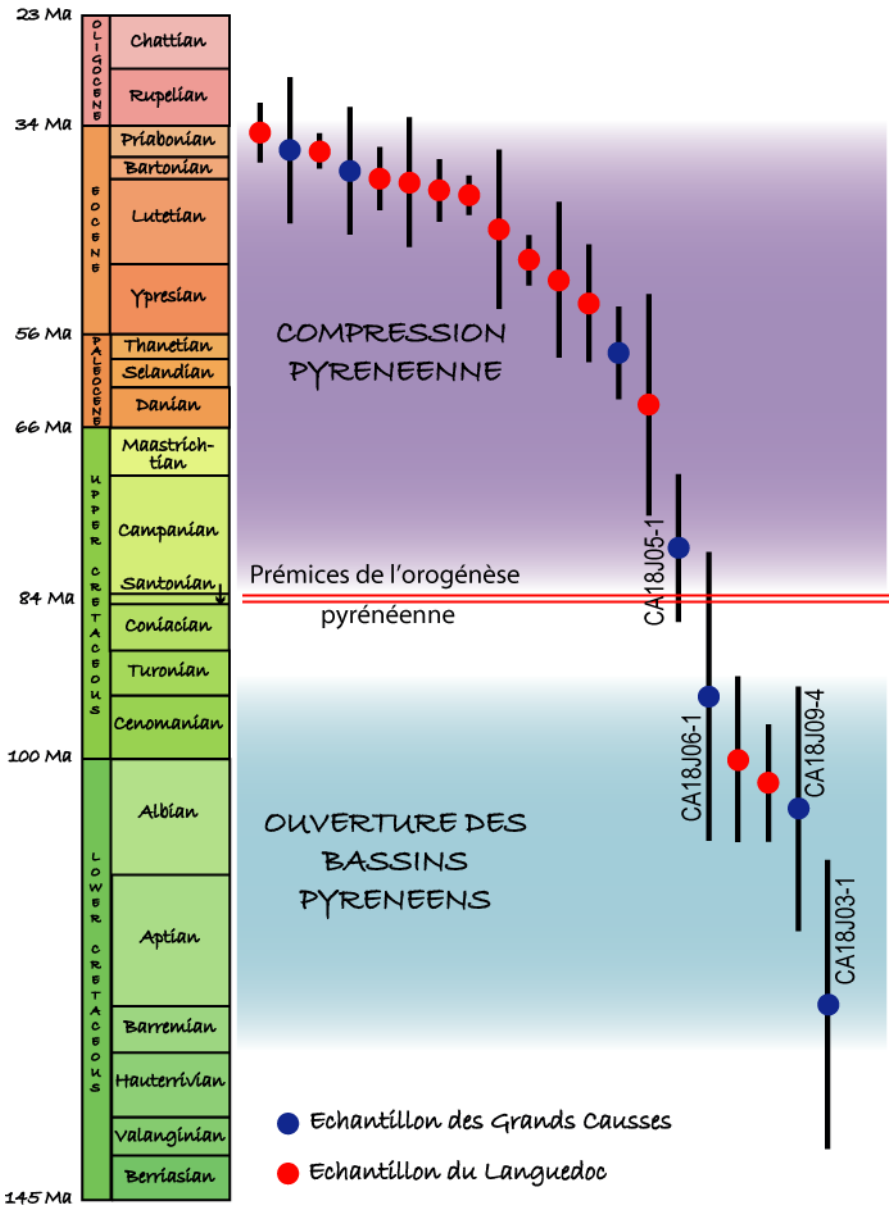


Figure VI-13 - Représentation des âges U-Pb et de leur incertitude propagée (2σ) des calcites de faille des Grands Causses (en bleu) et du Languedoc (en rouge)

CHAPITRE VII. SYNTHESES ET PERSPECTIVES

Vautour Fauve des Grands Causses (Photo : O. Parizot)

Ce chapitre, divisé en deux parties, s'intéresse dans un premier temps aux données géochimiques et isotopiques brutes liées à la datation U-Pb. La proportion d'échantillons de calcite datés sur chacun des secteurs ainsi que leurs teneurs en uranium et plomb sont discutées. Il a été constaté par ailleurs une influence de la nature de l'encaissant et de la proximité des calcites de failles avec les grandes structures impliquant le socle sur la potentielle « databilité » des calcites, qui seront également discutés dans cette partie. La seconde reprend les questions principales introduites au début de ce manuscrit : l'expression de la déformation intraplaque au front de l'orogène pyrénéen, le calendrier géodynamique synthétique revisité à partir des âges U-Pb acquis lors de ce travail et la propagation du champ de contrainte en domaine intraplaque. L'apport de la datation U-Pb à la géologie structurale ainsi que la représentativité des données U-Pb sont également des sujets discutés dans cette partie.

1. Synthèse de la datation U-Pb sur calcite de faille

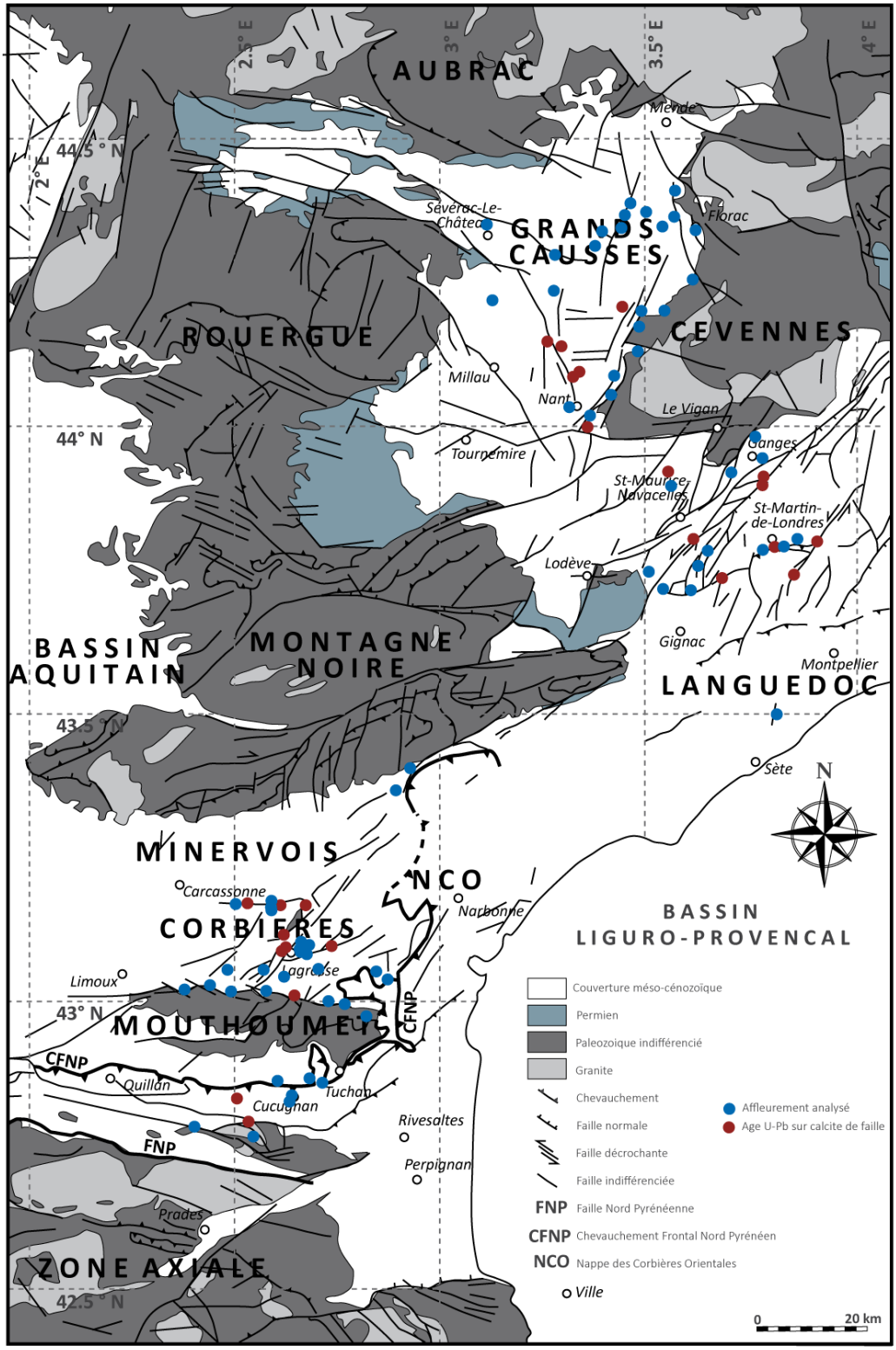


Figure VII-1 - Localisation des sites d'échantillonnage dans la zone d'étude. Les ronds rouges correspondent aux sites associés à des calcites de faille ayant donné un âge U-Pb. Les ronds bleus représentent, au contraire, les sites associés aux calcites qui n'ont pas pu être datées.

1.1. Quelques chiffres…

1.1.1. Proportion de calcite de faille datée

Jusqu'alors, la proportion de calcite de faille datée sur chacun des secteurs étudiés dans ce travail n'a pas été discutée dans le détail. Cette quantité ne représente qu'une part relativement faible de l'ensemble des calcites échantillonnées (Figure VII-1). En effet, sur les 96 calcites prélevées dans la région des Corbières, seules 13 d'entre elles ont permis de déterminer un âge U-Pb, équivalent à ~13% de la totalité des échantillons. Cette proportion est légèrement plus élevée dans la région des Grands Causses avec 7 calcites datées sur 44 au total, équivalent à 16%. Enfin, la région du Languedoc obtient la meilleure proportion d'échantillon datés (24%) avec 13 âges U-Pb sur un total de 54 calcites de faille échantillonnées.

1.1.2. Synthèse des teneurs en uranium et plomb

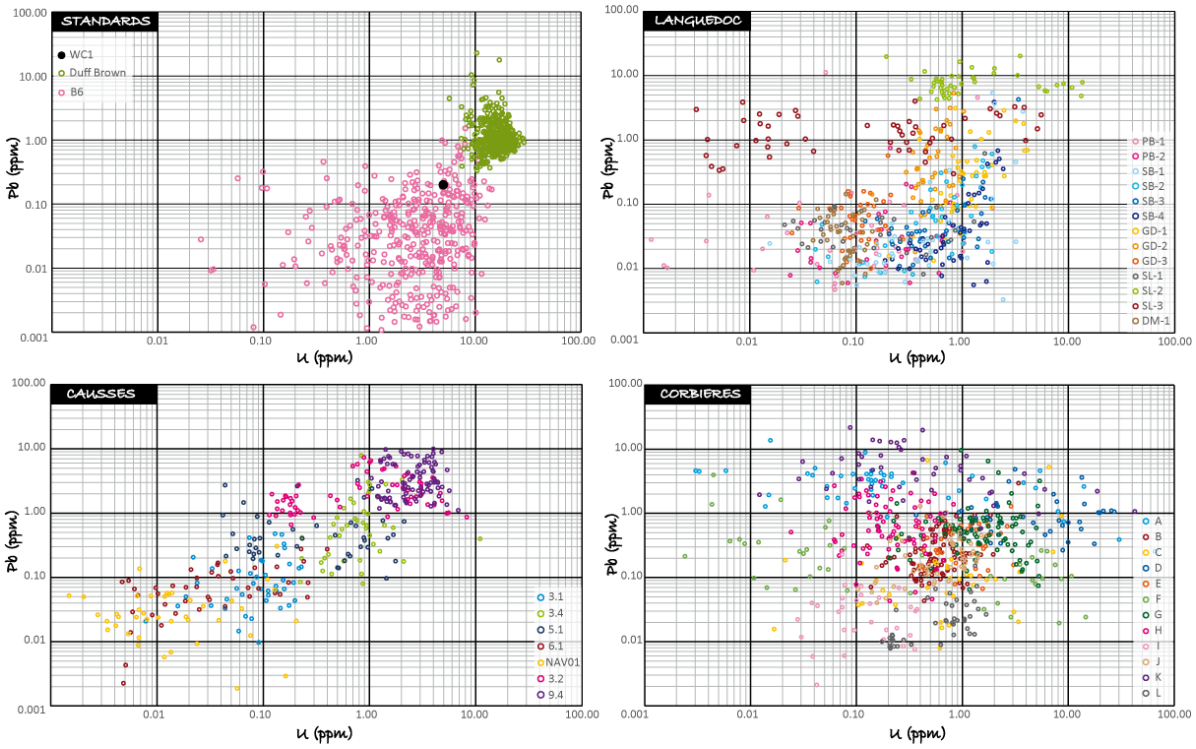


Figure VII-2 - Teneurs en U et Pb des calcites de faille ayant obtenu un âge U-Pb au cours de ce travail. Les teneurs ont été calibrées à partir du matériel de référence primaire WC-1 (5 ppm d'uranium et 0.2 ppm de plomb). Les incertitudes pour chacune des analyses, bien qu'existantes, n'ont pas été figurées sur les graphes par soucis de lisibilité. Le pourcentage d'incertitude sur la teneur en uranium de chacune des analyses est en moyenne de l'ordre de 5-10%, et sur la teneur en plomb de l'ordre de, en moyenne, 15-20%.

La proportion relativement faible de calcite de faille datées est en lien direct avec la faible teneur en uranium et en plomb dans ces échantillons. La Figure VII-2 met en évidence les concentrations (en ppm) en U et Pb des calcites ayant permis l'obtention d'un âge U-Pb lors des analyses réalisées au cours de ce travail. Ces concentrations ont été calibrées à partir du matériel de référence primaire WC-1 (5 ppm d'uranium et 0.2 ppm de Pb). Les résultats montrent que, peu importe le secteur d'étude, les calcites de faille présentent des teneurs en uranium et en plomb comprises principalement entre 0.1 et quelques (2-3) ppm. En comparaison, les matériaux de référence secondaires ont des teneurs en uranium de l'ordre de 1 - 10 ppm pour B6 et >10 ppm pour Duff Brown Tank ainsi que des teneurs en plomb de l'ordre de 0.001 - 0.1 ppm pour B6 et ~1 ppm pour DBT. Ces données sont équivalentes à celles évoquées dans Pagel et al. (2018) pour le matériel de référence B6 et dans Hill et al. (2016) pour Duff Brown Tank.

1.1.3. Incertitude des âges U-Pb

Le pourcentage d'incertitude de l'âge d'une calcite de faille varie principalement entre 5 et 20 % dans ce travail, sans jamais passer sous le seuil des 4% (Figure VII-3A). Un des objectifs principaux dans le développement de la méthode U-Pb consiste à diminuer au maximum ce pourcentage afin d'obtenir des âges les plus précis possibles. Dans le cadre de ce travail, nous avons contribué à améliorer la justesse et la précision des âges en ajustant au mieux les paramètres d'ablation afin d'obtenir des rapports isotopiques optimums (*cf.* CHAPITRE III.1.). Les échantillons analysés présentent néanmoins des concentrations importantes en plomb commun en comparaison du plomb radiogénique, à l'origine de rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ élevés et donc de manque de point proche de la Concordia (Figure VII-3B). Par ailleurs, les incertitudes sur les rapports isotopiques $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ sont également supérieures à un certain seuil qui est de l'ordre de 4% dans le premier cas ($^{238}U/^{206}Pb$) et de 2% dans le second ($^{207}Pb/^{206}Pb$) (Figure VII-3C).

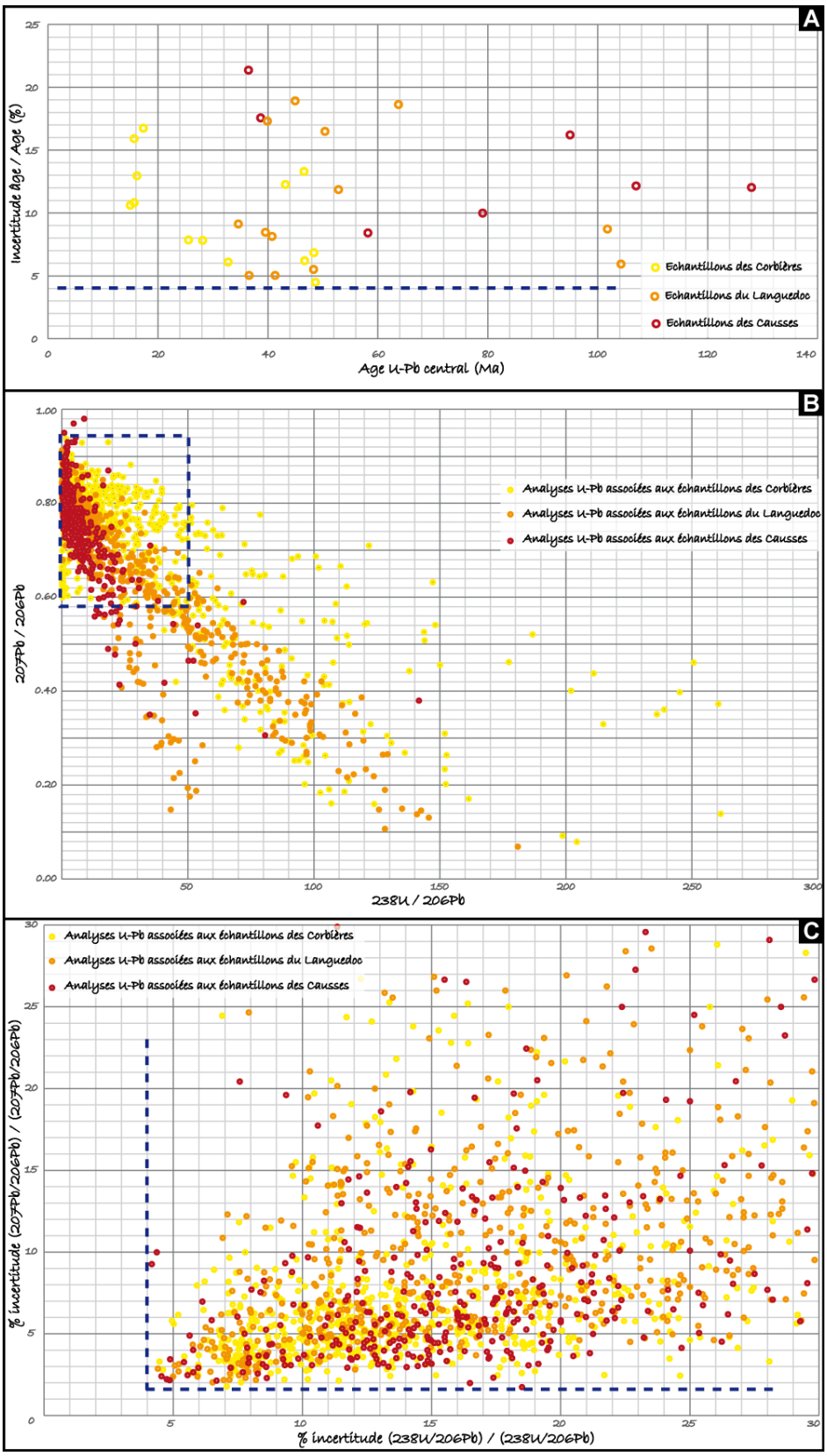


Figure VII-3 - A. Pourcentage de l'incertitude des âges U-Pb en fonction de l'âge central obtenu sur les différentes calcites de failles datées dans les trois secteurs d'étude. B. Rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ en fonction de $^{238}U/^{206}Pb$ de chacune des analyses. C. Pourcentage de l'incertitude des rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ et $^{238}U/^{206}Pb$ de chacune des analyses.

Afin de diminuer le pourcentage d'incertitude des âges U-Pb, il est nécessaire d'augmenter et de stabiliser au maximum le signal afin d'obtenir des rapports d'analyse les plus justes et précis possibles. En ce sens, plus l'incertitude sur les rapports mesurés sera petite, et plus la présence de plomb commun deviendra un facteur limitant de moindre mesure dans l'obtention d'un âge U-Pb (Bilau et al. 2021; Ring & Gerdes 2016).

1.2. Paramètres potentiels contrôlant la « databilité » d'une calcite de faille

1.2.1. Influence de la nature de l'encaissant

L'influence de la nature d'un carbonate sur sa potentielle « databilité » ou non a été discutée dans l'étude de Rasbury et Cole (2009) (*cf.* CHAPITRE I.2.2.4.). Elle montre en effet que les carbonates d'origine météorique ont des rapports U/Pb plus favorables à la datation que les carbonates d'origine hydrothermale. De la même manière, les résultats de ce travail montrent que l'environnement de dépôt de l'encaissant des calcites de faille joue un rôle important dans la probabilité d'obtenir un âge : le nombre d'échantillons de calcite de faille est représenté sur la Figure VII-4 en fonction de la nature de l'encaissant (marin, lacustre ou détritique) pour chaque secteur étudié (Corbières, Languedoc et Grands Causses). La proportion d'échantillon ayant obtenu un âge U-Pb est représenté en couleur (Figure VII-4). Dans l'ensemble, les échantillons issus d'encaissants d'origine marine ont été favorables à la datation pour 21% d'entre eux (28/136 calcites de faille). Dans le même ordre de grandeur, 17% (3/18) des calcites de faille provenant d'encaissant d'origine lacustre ont pu être datés. Cette proportion est par ailleurs nettement plus faible pour les échantillons provenant de formations détritiques puisque seules 2 calcites de faille sur 40 ont obtenu un âge U-Pb (équivalent à 5%). Ainsi, il est conseillé d'éviter autant que possible l'échantillonnage dans les formations détritiques, peu favorables à la dation U-Pb des calcites de faille.

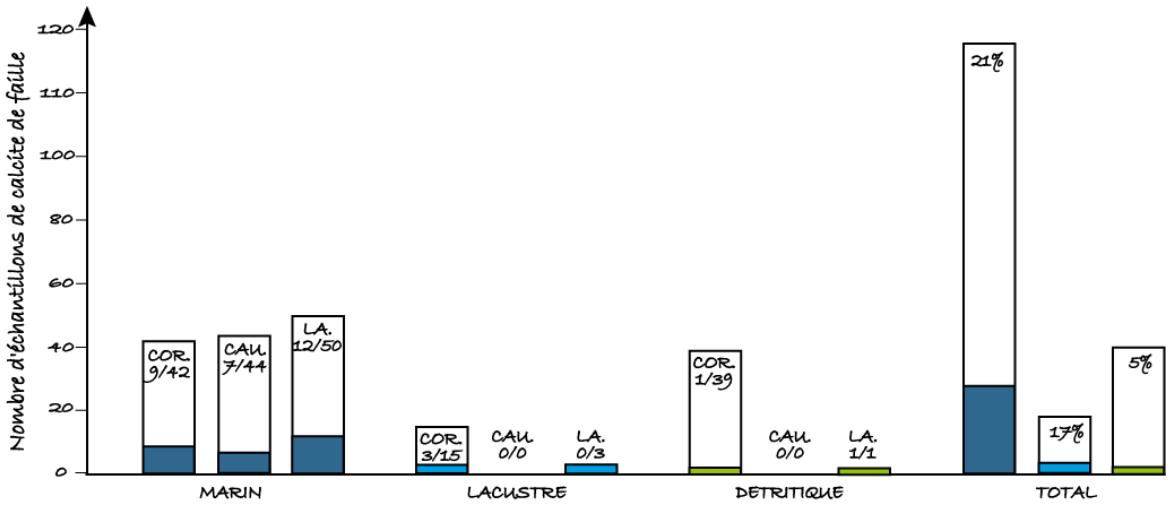


Figure VII-4 - Proportion d'échantillons de calcite de faille ayant obtenu un âge U-Pb en fonction de la nature de l'encaissant (marin, lacustre ou détritique) pour chaque secteur étudié dans ce travail (COR. : Corbières ; CAU. : Grands Causses ; LA. : Languedoc).

1.2.2. Influence de la proximité des accidents tectoniques impliquant une activité du socle paléozoïque

En plus de la nature de l'encaissant, la proximité des accidents tectoniques impliquant une activité du socle paléozoïque semble influer sur la « databilité » potentielle d'une calcite de faille. Cette constatation a été réalisée à la suite des missions de terrain effectuées dans les Corbières et le Languedoc. Dans les Corbières pour commencer, la majorité des calcites ayant permis d'obtenir un âge U-Pb ont été prélevées à proximité (quelques mètres à centaines de mètre) des grands accidents régionaux tels que le CFNP, le Front Nord Mouthoumet, la faille de Moux sur la Montagne d'Alaric ou encore le duplex du Chaînon de Lagrasse ou la grande faille normale de Tournissan (*cf.* CHAPITRE IV.1. et Figure VII-5). 14 calcites ont ainsi été datées sur 10 affleurements différents. Pourtant, au total, 96 calcites de faille ont été échantillonnées sur 38 affleurements, la plupart n'étant pas associés à des grandes structures tectoniques régionales (Figure VII-5). Il est néanmoins intéressant de noter que, bien que la proximité des structures du socle semble être une élément favorable sur la databilité des calcites de faille, tous les échantillons prélevés à proximité des grands accidents ne sont pas systématiquement datables. Cette relation failles régionales/databilité reste donc à préciser.

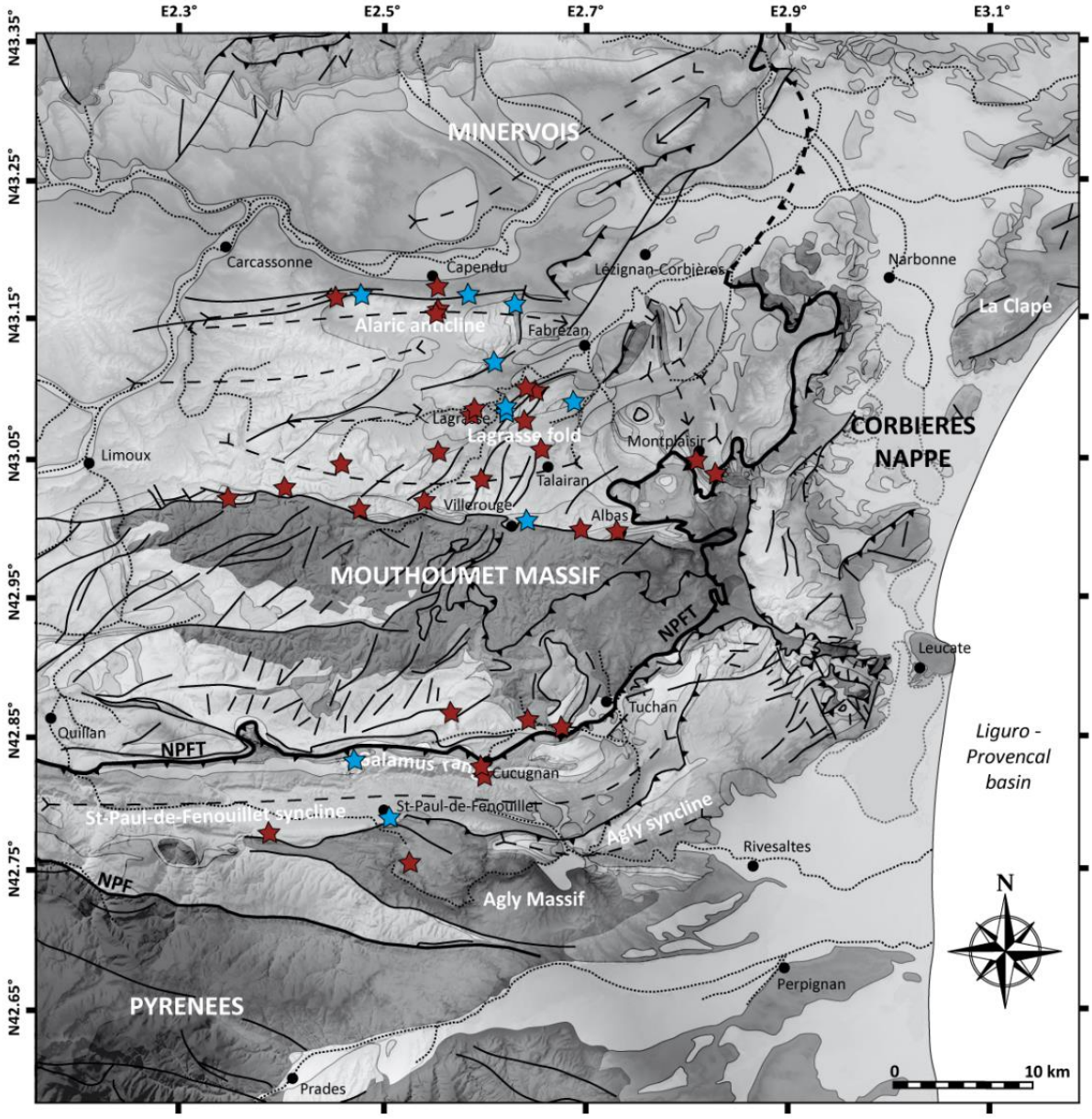


Figure VII-5 - Représentation des différents sites d'échantillonnage dans la région des Corbières . Les étoiles rouges indiquent les sites où les calcites de faille n'ont pas permi d'obtenir d'âge U-Pb. Les étoiles bleues correspondent aux sites où une calcite de faille a obtenu un âge à partir de la datation U-Pb . Le fond de carte est modifié d'après Parizot et al. (2021).

En ce qui concerne le secteur du Languedoc, les 9 calcites de faille ayant obtenu un âge U-Pb (sur les 13 au total) ont été prélevés sur 3 affleurements localisés sur le faisceau de faille des Cévennes. Pourtant, 22 sites d'échantillonnage ont été analysés sur l'ensemble du Languedoc, dont 4 seulement sur le faisceau de faille des Cévennes. En d'autres termes, 80% (9/11) des calcites de faille échantillonnées sur la Faille des Cévennes ont été datables. Il semble

donc y avoir ici une relation entre la databilité des échantillons et leur proximité avec la grande structure régionale affectant le socle paléozoïque.

La « databilité » des calcites de faille en lien avec leur proximité des accidents tectoniques impliquant une activité du socle paléozoïque, dans les Corbières ou le Languedoc, est peut être à associer à une origine en partie crustale, impliquant un enrichissement en uranium, des fluides minéralisateurs.

1.3. Perspectives

La datation U-Pb des carbonates en général est un outil puissant, qui permet de mettre des âges absolus sur des phénomènes, qu'ils soient d'origine tectonique avec les calcites de faille ou sédimentologique avec les calcites diagénétiques (Brigaud et al. 2020). En ce sens, il est important et nécessaire à l'avenir de perfectionner cette méthode de datation afin d'améliorer la précision et la justesse des âges U-Pb obtenus. Des perspectives peuvent ainsi être envisagées à la suite de ce travail. Certaines peuvent être associées à la validation de la justesse des âges U-Pb présentés ici avec l'analyse au profilomètre des cratères d'ablation afin de quantifier la quantité de matière ablatée et ainsi modifier, si besoin, les paramètres d'ablation dans le cas où il existerait un effet de matrice entre le matériel de référence primaire WC-1 et les échantillons analysés. D'autres perspectives pourraient consister à améliorer la précision des âges U-Pb en améliorant l'intensité et la stabilité du signal, ainsi qu'en essayant de diminuer davantage le bruit de fond afin de (1) diminuer les incertitudes analytiques et (2) dater les carbonates jeunes, pauvres en plomb radiogénique et donc plus difficiles à dater.

2. Expression et caractérisation de la déformation intraplaque, du Front Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central

2.1. Synthèse des résultats et retour sur les questions initiales

2.1.1. La variété des objets géologiques en fonction de la distance à la chaîne

Dans la région des Corbières, au plus près du front de chaîne, l'accommodation de la déformation issue de la convergence des plaques Ibérique et Eurasie est à l'origine de la formation de grandes structures régionales ~ E-O à NE-SO tels que le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, Le Front Nord Mouthoumet, ou encore le Chaînon de Lagrasse, la Montagne d'Alaric et la Nappe des Corbières Orientales. Dans le Languedoc, l'enregistrement de la déformation est également associé à des structures régionales kilométriques comme le pli de Montpellier, le Pic Saint-Loup et l'emblématique faisceau de failles des Cévennes. Au plus loin de la chaîne, néanmoins, dans le secteur des Grands Causses, les paysages sont dépourvus de telles structures et correspondent à de vastes plateaux tabulaires creusés par les vallées. L'observation même des paysages illustre ainsi parfaitement la décroissance exponentielle de la contrainte déviatorique en fonction de la distance au front de chaîne évoquée dans l'étude de Lacombe et al. (1996).

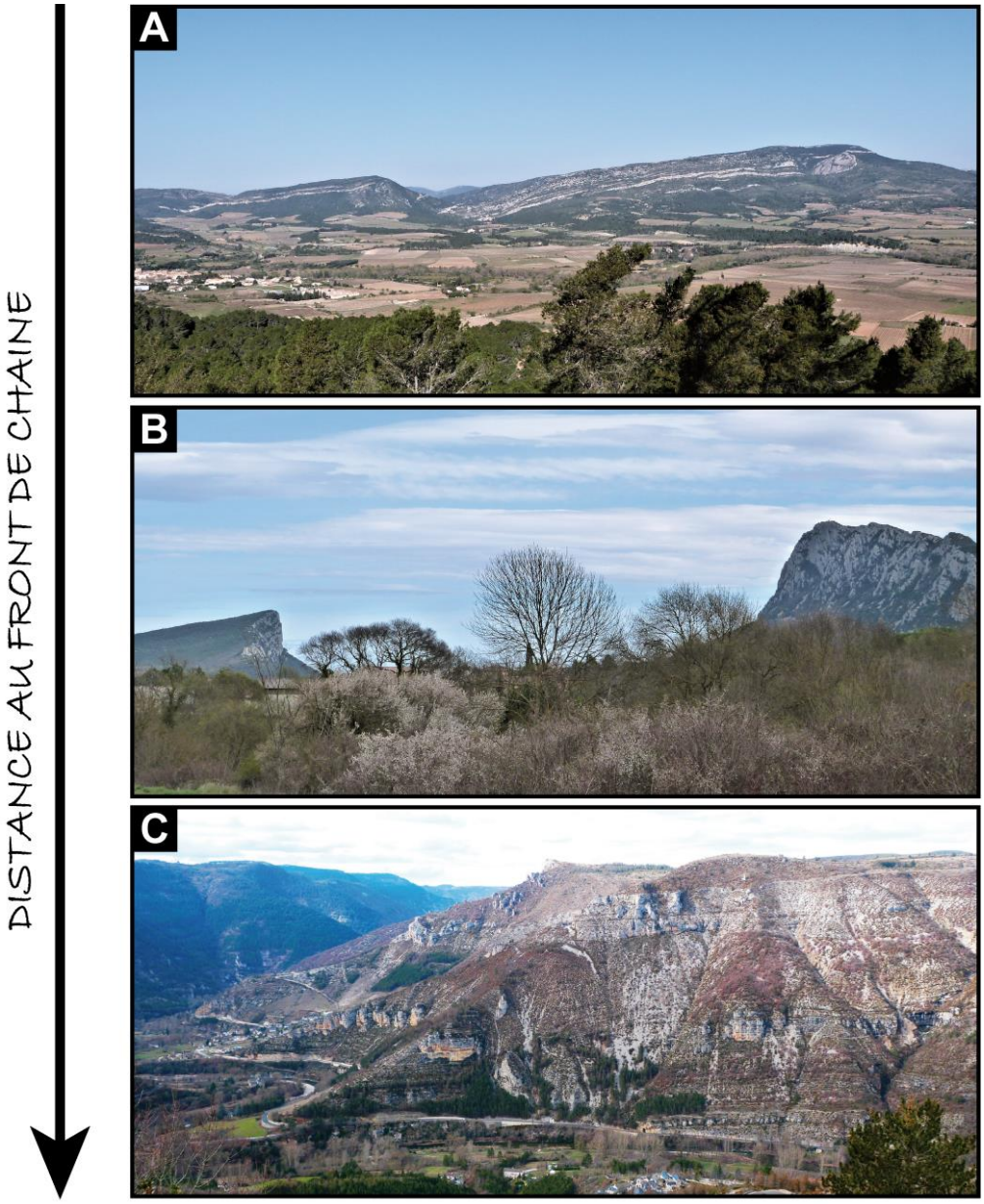


Figure VII-6 - Illustration de l'amplitude de la déformation, du front de chaîne au domaine intraplaque lointain, à partir de l'observation des paysages. A. La Montagne d'Alaric vue du Chaînon de Lagrasse (Corbières), B. Le « face à face » entre le Pic Saint-Loup (à droite) et la Montagne de l'Hortus (à gauche) (Languedoc), C. Un plateau tabulaire incisé par les vallées, caractéristique de la région des Grands Causses.

Pourtant, alors que la présence ou non de structure régionale est en lien direct avec le taux de raccourcissement dans un secteur, la quantité de microstructures raconte une histoire différente. C'est du moins une des conclusions tirées des observations géologiques effectuées lors des diverses missions de terrain au cours de ce travail de thèse. Aussi étonnant que cela

puisse paraître, la quantité de microstructures observées dans la région des Grands Causses est en effet considérablement plus importante que dans les Corbières ou le Languedoc. Plusieurs hypothèses pourraient expliquer ce phénomène :

(1) La lithologie des roches joue un rôle dans le type de déformation enregistrée (plissement/faille).

(2) La lithologie des roches joue un rôle dans la préservation des structures tectoniques au cours du temps.

(3) Au front de la chaîne, la réactivation des grandes structures de socle favorise la localisation de la déformation alors qu'en domaine intraplaque lointain, cette dernière est principalement accommodée de manière diffuse dans la couverture sédimentaire.

Quoi qu'il en soit, les données microstructurales associées à un régime compressif révèlent, dans les trois secteurs d'étude, une influence importante de la compression pyrénéenne sur l'orientation de la contrainte principale σ_1. La présence d'épisodes géodynamiques antérieurs ou postérieurs à la compression pyrénéenne (e.g. activité de la Faille des Cévennes à l'Albien, épisode tectonique tardi-pyrénéen dans les Corbières) ne semble en effet pas perturber le signal principal, qui est l'orientation dominante de la contrainte principale associée à la convergence des plaques Ibérique/Eurasie. Elle est orientée Nord-Sud dans les Grands Causses, NNE-SSO dans le Languedoc et NO-SE dans les Corbières (Figure VII-7A, B, C).

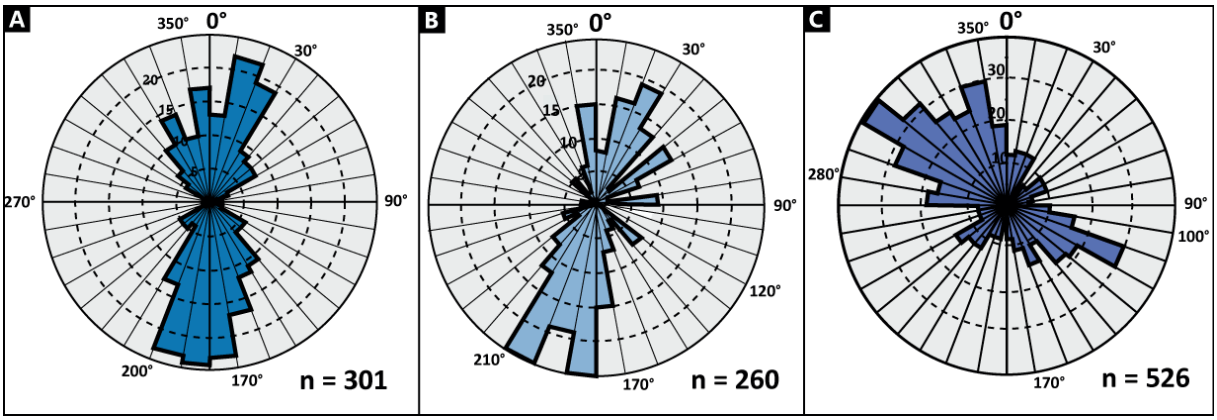


Figure VII-7 - Diagrammes en rosace illustrant l'orientation de la contrainte principale σ1 associée aux plans de faille inverses et décrochants mesurés dans A. les Grands Causses, B. le Languedoc, C. les Corbières.

Par ailleurs, un des postulats de ce travail consistait à admettre sans le démontrer que les failles décrochantes présentes dans les différents secteurs sont associés, de la même manière que les failles inverses, à une phase compressive. Ainsi, l'ensemble de ces structures (inverses et décrochantes) a systématiquement été traité simultanément dans le logiciel Wintensor© (*cf.* chapitres 4, 5 et 6). Les résultats de ce travail semblent montrer l'exactitude de ce postulat à travers :

(1) L'inversion des données : dans les Grands Causses par exemple, le diagramme en rosace mettant en évidence l'orientation de σ_1 à partir de l'inversion de chacune des données microtectoniques (Figure VII-7*C*) montre que l'orientation de la contrainte principale σ_1 est cohérente entre les plans de faille décrochantes et inverses.

(2) Les âges U-Pb : sur chacun des secteurs d'étude, les calcites de failles décrochantes et inverses associés à la compression pyrénéenne sont contemporaines (*cf.* chapitres 4, 5 et 6).

2.1.2. Mise à jour du calendrier géodynamique

L'ensemble des résultats récapitulant le calendrier géodynamique du domaine intraplaque nord pyrénéen est présenté sur la Figure VII-8. Les évènements géodynamiques en limite de plaques depuis le Mésozoïque et mis en évidence par des études antérieures sont également présentés sur la figure. Il est à rappeler que le travail présenté ici a pour objectif de s'intéresser à la déformation intraplaque associée à la formation de l'orogène pyrénéen. Ainsi, le manque de données sur les épisodes extensifs n'est pas à corréler avec l'indatabilité des calcites de faille (ou l'absence de phase de déformation) mais avec le très faible nombre d'échantillon provenant de calcite de failles normales (« biais » d'échantillonnage). D'un point de vue du calendrier géodynamique de la déformation en domaine intraplaque, plusieurs éléments peuvent être relevés. Du début du Mésozoïque à l'actuel :

(1) La ré-interprétation de la mise en place de la Nappe des Corbières Orientales montre que les formations autochtones à la base de la nappe ont enregistré les deux phases de rifting intervenues au cours du Mésozoïque : au Jurassique lors de

l'ouverture de l'Océan Téthys puis au Crétacé inférieur avec l'ouverture des bassins pyrénéens. Ces épisodes sont associés à de la tectonique salifère à l'échelle de la NCO (Parizot et al., soumis, *cf.* CHAPITRE IV.4.) et des Pyrénées orientales (Ford & Vergés 2020; Crémades et al. 2021).

(2) L'épisode de rifting lié à l'ouverture des bassins pyrénéens au Crétacé inférieur est enregistré jusque dans le secteur des Grands Causses et est à l'origine de la réactivation du faisceau de faille des Cévennes à l'Albien.

(3) Les âges U-Pb révèlent un épisode de déformation au Crétacé supérieur dans la région des Grands Causses qui est interprété comme étant une accommodation de la phase précoce de la formation de l'orogène pyrénéen. Il est intéressant de noter -sans que l'on puisse l'expliquer à ce stade- que cette phase n'a pas été mise en évidence par les données U-Pb dans les secteurs plus proximaux du front de chaîne (Languedoc et Corbières).

(4) La phase dite « pyrénéenne » à l'Eocène est caractérisée par une déformation dans la région des Corbières d'âge Lutétien et une activité du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen au Rupélien. Le Languedoc, et principalement le faisceau de faille des Cévennes, enregistre la compression pyrénéenne tout au long de l'Eocène. Les résultats sur ces deux secteurs montrent que l'âge des produits d'érosion dans l'avant-pays ne reflète pas systématiquement l'intégralité de la durée de la déformation cassante. Enfin, le secteur des Grands Causses montre une déformation continue depuis la phase Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène supérieur.

(5) Un âge U-Pb réalisé sur une brèche de faille dans la région des Corbières révèle un épisode extensif au Chattien (Oligocène supérieur), associé au rifting priabo-aquitanien affectant l'ensemble de la marge du Golfe du Lion.

(6) Une phase tardi-pyrénéenne au cours du Miocène (c.a. 16 Ma) est à l'origine de la réactivation de grandes structures régionales dans la région des Corbières (Front Nord Mouthoumet, Faille de Moux, Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen). Elle est à corréler à l'épisode d'exhumation affectant l'intégralité de la chaîne au Miocène inférieur (Aquitanien-Burdigalien, *cf.* CHAPITRE II.2.2.3.) ainsi qu'à la formation des surfaces « perchées » (Uzel et al. 2019) et à l'épisode tectonique mis en évidence sur le versant sud pyrénéen (Hoareau et al. 2020).

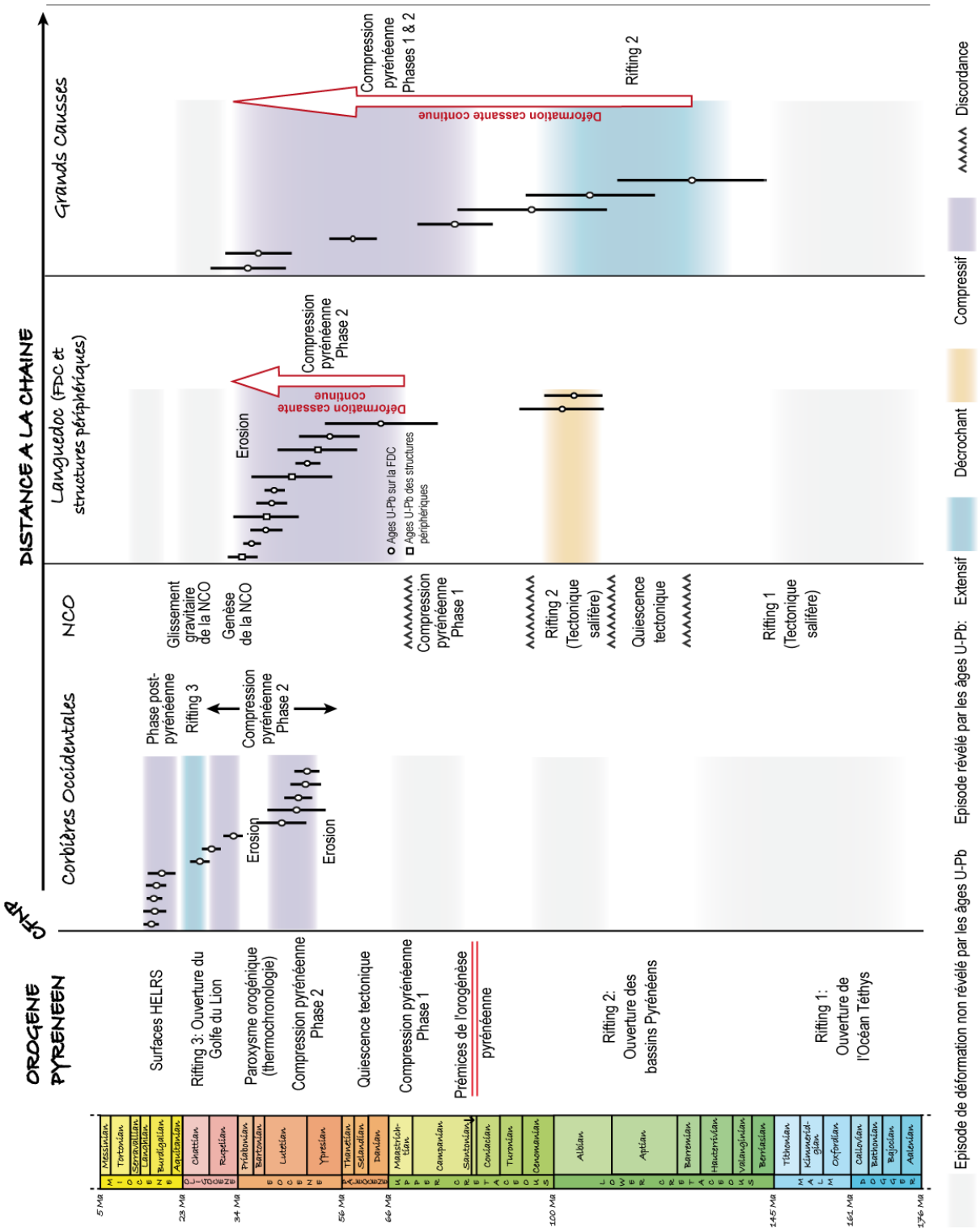


Figure VII-8 - Synthèse des évènements géodynamiques intraplaques mis en évidence dans les différents secteurs d'étude à partir de la datation U-Pb des calcites de faille - les âges U-Pb sont exprimés avec leur incertitude (2σ) propagée - et comparaison avec les phases tectoniques enregistrées en limite de plaque. Les épisodes de déformation non associés à des calcites de faille datées sont figurés en gris et peuvent être retrouvés dans la littérature (Babault 2004; Mauffret et al. 2001; Grool et al. 2018; Choukroune et al. 1973; Vergés et al. 2019; Martín-Martín et al. 2001; Charrière & Durand-Delga 2004; Séranne et al. 1995; Séranne et al. 2021; Curnelle & Dubois 1986; Seguret & Proust 1965; Roure et al. 1992; Bergerat 1987; Blés et al. 1989). NCO : Nappe des Corbières Orientales

2.1.3. Propagation du champ de contrainte en domaine intraplaque

Dans le secteur des Corbières, au plus près du front de chaîne, les épisodes de déformations mis en évidence par la datation U-Pb des calcites de faille sont relativement ponctuels à l'échelle des temps géologiques (Lutétien inférieur et limite Burdigalien/Langhien). Au contraire, la compression pyrénéenne enregistrée dans le Languedoc et les Grands Causses est, d'après les âges U-Pb, continue dans le temps. Elle semble par ailleurs d'autant plus continue et longue dans le temps que le secteur est loin du front de chaîne (Figure VII-8). Ainsi, tout laisse à croire que la déformation du domaine intraplaque associée à la mise en place d'un orogène est rythmée, au plus près du front de chaîne, par les pulses tectoniques associés à une déformation localisée sur les grandes structures régionales. Dans le domaine intraplaque lointain, la déformation de la couverture sédimentaire se fait, au contraire, de manière diffuse dans le temps et dans l'espace.

Ainsi, d'un point de vue de la propagation du champ de contrainte en domaine intraplaque, ce travail montre une séquence de déformation différente entre les domaines proximaux à la chaîne (Corbières) et les domaines lointains (Grands Causses). Dans les domaines distaux (Grands Causses), la déformation est continue, alors qu'elle s'exprime par pulses au contact avec la chaîne (Corbières). Le Languedoc représente une situation intermédiaire avec un enregistrement de la déformation par phases, ces phases étant moins ponctuelles que dans les Corbières (Languedoc, Figure VII-8). Il apparait ainsi que le domaine intraplaque montre une sensibilité importante face aux évènements géodynamiques se produisant en bordure de plaque et n'enregistrent pas exclusivement la phase d'exhumation dite « paroxysmale » de l'orogène.

2.2. Apport et limite de la datation U-Pb couplée à la structurale

2.2.1. La puissance du chronomètre U-Pb en géologie structurale

La méthode de datation U-Pb sur carbonate est un outil puissant pour la géologie structurale qui permet de dater de manière absolue les différentes phases de déformation

qu'un secteur d'étude a enregistré. Pour cela, un saut d'échelle important est effectué entre les atomes d'uranium et de plomb permettant la datation U-Pb et la France méridionale. En effet, la vingtaine d'âges obtenus sur l'ensemble de la zone d'étude se référant à l'épisode pyrénéen (du Crétacé supérieur à l'Oligocène inférieur) ont été obtenu à partir de la mesure des rapports isotopiques d'une calcite de faille centimétrique échantillonnée sur un plan de faille métrique appartenant à un affleurement décimétrique d'un secteur régional kilométrique (Figure VII-9).

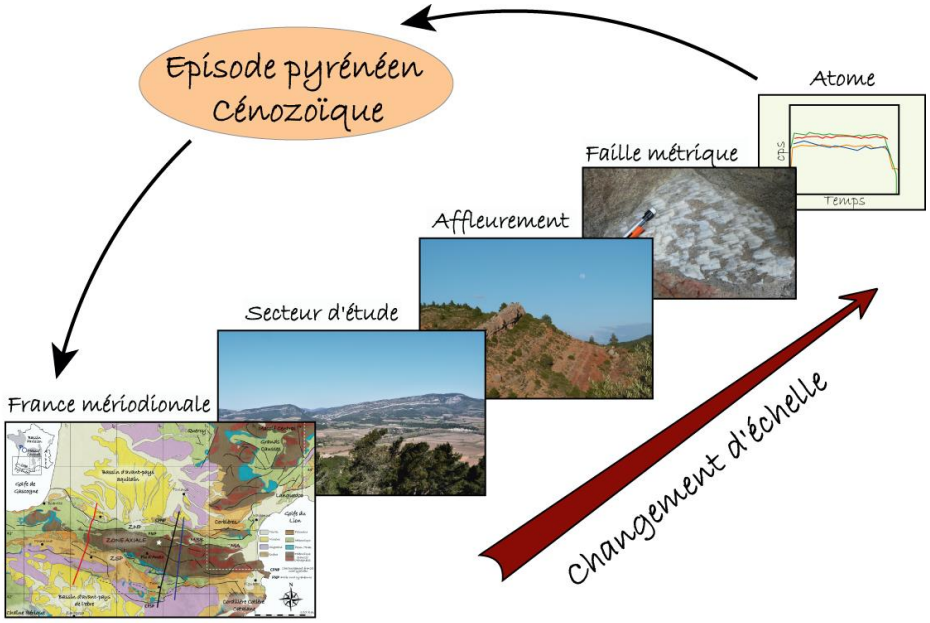


Figure VII-9 - Illustration représentant le saut d'échelle effectué entre les atomes d'uranium et plomb et la France méridionale reflétant tous deux un épisode pyrénéen au Cénozoïque.

Cet outil, combiné aux données thermochronologiques et aux enregistrements sédimentaires, permet de préciser le calendrier géodynamique du secteur. Il amène à de nouvelles discussions telles que le décalage entre les évènements tectoniques et l'exhumation des reliefs, l'incohérence de certains faciès lithologiques avec la présence d'une activité tectonique dans le secteur, ou encore le style de la déformation liée à un épisode tectonique non enregistré par les calcites de faille. Par ailleurs, il permet de mettre en évidence des phases de déformation auparavant non démontrées en raison des lacunes sédimentaires et de dater les microstructures en domaine intraplaque jusqu'alors associées aux évènements géodynamiques en bordure de plaque sans preuves formelles.

2.2.2. La représentativité des données U-Pb

La représentativité des données U-Pb au regard du calendrier tectonique d'un secteur est un sujet qui peut être discuté : la densité des âges U-Pb obtenus reflète-t-elle l'intensité de la déformation dans le secteur ? Les intervalles de temps non associés à des âges U-Pb correspondent-ils à des phases de quiescence tectonique ? Les microstructures étudiées reflètent-elles l'activité des accidents tectoniques régionaux ? Ces questions, actuellement sans réponse, peuvent, néanmoins, être en partie discutées à travers les résultats obtenus au cours de ce travail de thèse. Dans les Corbières, l'âge Lutétien (43.2 ± 5.3 Ma, échantillon H, *cf.* CHAPITRE IV.1.) obtenu sur un plan de faille centimétrique dans le duplex du Chaînon de Lagrasse correspond à l'activité même de la structure régionale. Cet âge est identique dans l'incertitude analytique à ceux obtenus sur des microstructures qui ne sont pas associées à des grands accidents régionaux (e.g. échantillons I - 46.6 ± 6.2 Ma - sur la Montagne d'Alaric ou échantillon J - 46.7 ± 2.9 Ma - dans les Gorges de Congoust). Ainsi, les microstructures semblent être contemporaines de la croissance des structures d'échelle régionale. Une chose certaine est que la datation U-Pb d'une calcite de faille montre l'activité de cette dernière à un instant donné à l'échelle des temps géologiques. Lorsque les âges U-Pb montrent une activité de plusieurs failles dans un intervalle de temps réduit, il s'agit nécessairement d'un épisode de déformation à l'échelle régionale.

2.3. Perspectives

En souhaitant répondre aux objectifs initiaux présentés en introduction générale de ce travail, de nouvelles questions se sont posées : comment savoir si les calcites de faille que nous datons représentent (1) l'intensité de la déformation, à travers la densité d'âges obtenus ? (2) un continuum de déformation en domaine intraplaque « lointain » ? Comment savoir si le faisceau de faille des Cévennes qui est une structure régionale majeure est actif continuellement depuis sa formation varisque ?

L'apport d'un outil de modélisation numérique pourrait permettre de répondre en partie à ces questions à partir de la représentation d'un domaine intraplaque soumis à une contrainte compressive en limite du modèle. Ce travail préliminaire a consisté à réaliser ce type

de modèle avec l'aide de P. Souloumiac (Maître de conférences, CY Cergy Paris Université) sur le logiciel Optum G2© développé par Krabbenhøft et Lyamin (2014) en collaboration avec le travail de Souloumiac et al. (2009). Une explication détaillée du fonctionnement du logiciel est présentée par Caër (2016). Les résultats obtenus représentent le champ de déplacement optimal lorsque le modèle est soumis à une contrainte, compressive dans notre cas.

La modélisation testée consistait à répondre aux questions suivantes : Pourquoi les données U-Pb ne révèlent pas d'épisode de déformation au Crétacé supérieur dans la région des Corbières ? Le CFNP est-il actif à cette période ? Ou bien la convergence à cette époque ne s'accommode-t-elle que par les structures plus proximales aux bassins pyrénéens ? Une coupe Nord-Sud représentant la morphologie du socle entre le centre des bassins pyrénéens et le massif de Mouthoumet au début de la convergence des plaques, au Crétacé supérieur, a été réalisée à partir de la coupe géologique à 84 Ma de Ternois et al. (2019) (Figure VII-10A). Dans ce modèle, le socle est caractérisé par une cohésion C_0 équivalente à 1 MPa et un angle de friction interne ϕ de 25°. Les failles héritées du socle ont naturellement un angle de friction interne inférieur (ϕ = 5°) et sont sans cohésion. Enfin, la couverture sédimentaire est constituée d'un matériau uniforme sans cohésion représenté par ϕ = 32°. La limite inférieure est considérée comme un niveau de décollement : le socle peut glisser le long de la limite (Figure VII-10A). La convergence des plaques est représentée par la poussée du mur vertical situé au niveau des bassins pyrénéens. Toutes les failles ainsi que la limite socle-couverture sont, dans le modèle, susceptibles d'être actives.

Le résultat de la modélisation met en avant la formation de plans de faille néoformés dans la couverture sédimentaire (Figure VII-10B, C) ainsi qu'une inversion des plans de faille initialement normaux pour ceux à proximité du centre des bassins pyrénéens (Figure VII-10). L'accommodation de la déformation est associée à la formation d'une faille inverse dans la couverture sédimentaire correspondant actuellement au Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (Figure VII-10D). Au-delà de cet accident, plus au Nord, ni la couverture sédimentaire, ni le socle paléozoïque ne semblent être affectés par la compression avec les paramètres testés dans ces simulations. Ainsi, ce modèle montre une localisation importante de la déformation dans le CFNP qui n'affecte en aucun cas les séries à proximité du massif de Mouthoumet. Ceci pourrait alors être à corréler avec l'absence d'âge U-Pb au Crétacé supérieur dans la région des

Corbières. En effet, le modèle semble indiquer que cet épisode tectonique ne soit associé qu'à l'activité de l'accident régional CFNP sans impacter les séries plus au Nord. Néanmoins, une autre combinaison de paramètres pourrait peut-être conduire à d'autres activations de failles. Une étude paramétrique serait à mener sur ce modèle afin d'identifier tous les styles tectoniques possible.

D'autres modèles numériques plus complexes, pourraient être envisagés, en y intégrant plusieurs matériaux différents dans la couverture sédimentaire (évaporites, calcaire, séries détritiques…). D'autres modélisations encore pourraient permettre de mieux comprendre le comportement du faisceau de faille des Cévennes lorsqu'il est soumis à une contrainte oblique ainsi que la répercussion que cela engendrerait à proximité et de part et d'autre de la grande structure.

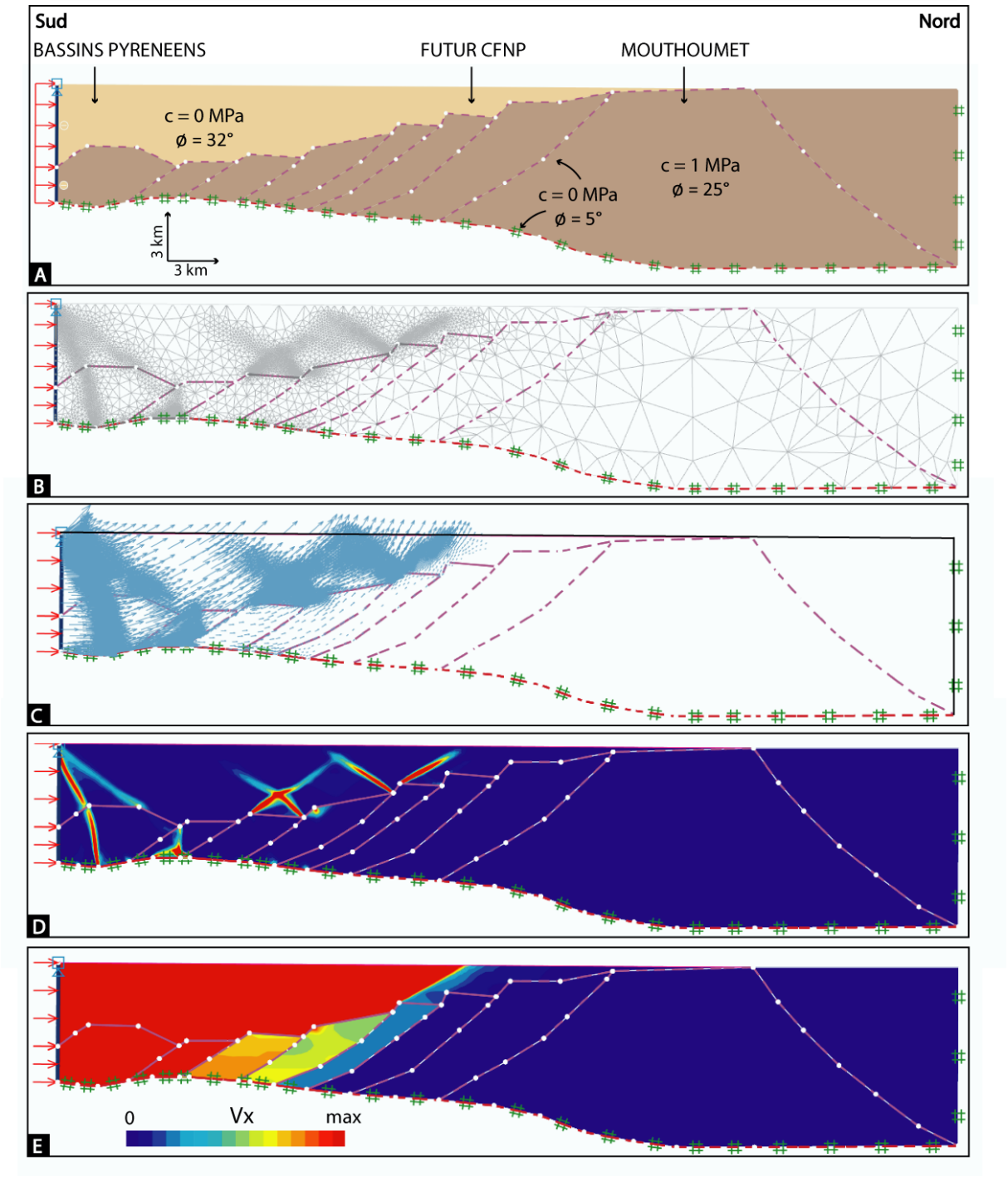


Figure VII-10 - Modélisation de la compression pyrénéenne au Crétacé supérieur sur une lithosphère amincie à partir du logiciel Optum G2©. A. Prototype intial. La morphologie du bassin provient de Ternois et al. (2019) CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. B. Résultat du modèle : maillage fin au niveau des failles néo-formées C. Résultat du modèle : Vecteur déplacement D. visualisation des failles néo-formées E. Résultat du modèle : Champs de vitesse Vx.

Conclusion générale

Le calendrier géodynamique des domaines intraplaques est généralement mal contraint du fait de l'absence, dans la plupart des cas, de structures syn-sédimentaires. La méthode de datation U-Pb sur calcite de faille couplée à une approche structuraliste permet dès à présent de s'affranchir de cette lacune en dépassant les barrières de l'imperceptible. Ainsi, l'ensemble des évènements géodynamiques enregistrés dans un secteur peut désormais être exposé à travers un agenda tectonique plus complet. Des épisodes de déformation jamais décelés sont alors mis en évidence, des âges peuvent être attribués à des microstructures omniprésentes à l'échelle régionale et la présence d'un décalage entre les déformations verticales et horizontales peut donner lieu à des débats étendus. Cette innovation en géologie structurale n'est néanmoins pas sans faille. Elle ouvre à de nombreux sujets de discussion comme la représentativité des données U-Pb dans le calendrier géodynamique du secteur.

Apprécier regarder un bord de mer agité sous l'effet d'un vent tournoyant ou bien une chaîne de montagnes s'élevant derrière la brume matinale peut paraître dénué de sens dans un monde où la technologie est au cœur de l'actualité. Pourtant, les deux ne sont pas incompatibles. C'est bien l'observation des paysages qui permet de comprendre leur histoire, qui permet à l'Homme de reconsidérer sa place face à l'immensité du monde dans lequel il n'est que passager. Mais c'est aussi la technologie qui permet d'améliorer ce monde, de mieux le prévoir pour le rendre meilleur.

La force des géologues naturalistes réside en cela dans leur capacité et leur enthousiasme à vouloir rendre le monde qui les entoure plus accessible pour chacun d'entre nous, afin de l'estimer davantage. Mais il n'est pas moins remarquable que de se servir de l'innovation de l'Homme dans l'ultime but de préciser, améliorer et compléter les connaissances acquises antérieurement.

Ainsi, les résultats de ce travail de thèse montrent que la géologie structurale, qui est une discipline basée d'abord sur l'observation de la déformation de l'écorce terrestre, couplée

à la datation U-Pb des calcites de faille, permet d'enrichir la compréhension de la formation des orogènes en limite de plaque ; et plus particulièrement la répercussion de leur formation sur le domaine intraplaque. Telle est la conséquence de la rencontre entre le monde d'hier et celui de demain.

« *The answer is blowin' in the wind* » Bob Dylan

Références bibliographiques

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchére, J., Bosch, D. & Monié, P. 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674 : 114–134. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.02.013

Al Reda, M. 2020. *Traçage des sédiments dans les séries syn-orogéniques du Bassin d'Aquitaine*. Orsay: Université Paris-Saclay.

Alabouvette, B., Arthaud, F., Bodeur, Y., Paloc, H., Seguret, M., Le Strat, P., Ellenberger, F., Macquar, J.Cl. & Coumoul, A. 1988. Carte géologique de la France, feuille 997: Le Vigan.

Alabouvette, B., Bodeur, Y., Mattei, J., Lopez, M., Rançon, J.P. & Paloc, H. 1987. Carte géologique de la France, feuille 962: Le Caylar.

Alvarez-Marron, J., Rubio, E. & Torne, M. 1997. Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102 : 22497–22511. DOI: 10.1029/97JB01425

Amante, C. & Eakins, B.W. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. *National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO,* 19.

Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. & Riba, O. 1986. Syntectonic Intraformational Unconformities in Alluvial Fan Deposits, Eastern Ebro Basin Margins (NE Spain). In *Foreland Basins*. P. A. Allen & P. Homewood, eds. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., pp. 259–271. DOI: 10.1002/9781444303810.ch14

Angelier, J. & Mechler, P. 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en seismologie : la methode des diedres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XIX : 1309–1318. DOI: 10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309

Angrand, P., Ford, M. & Watts, A.B. 2018. Lateral Variations in Foreland Flexure of a Rifted Continental Margin: The Aquitaine Basin (SW France). *Tectonics* 37 : 430–449. DOI: 10.1002/2017TC004670

Angrand, P., Mouthereau, F., Masini, E. & Asti, R. 2020. A reconstruction of Iberia accounting for Western Tethys–North Atlantic kinematics since the late-Permian–Triassic. *Solid Earth* 11 : 1313–1332. DOI: 10.5194/se-11-1313-2020

Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. & Pocoví, A. 2001. Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics(north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research* 13 : 65–89. DOI: 10.1046/j.1365-2117.2001.00141.x

Arthaud, F. & Laurent, P. 1995. Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodinamica Acta* 8 : 142–157.

Arthaud, F. & Mattauer, M. 1972. Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du Golfe du Lion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 274 : 524–527.

Arthaud, F. & Mattauer, M. 1969. Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *Compte rendu sommaire des séances de la Societé géologique de France* 8 : 290–291.

Arthaud, F. & Matte, Ph. 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics* 25 : 139–171. DOI: 10.1016/0040-1951(75)90014-1

Arthaud, F. & Séguret, M. 1981. Les structures Pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7 : 51–63.

Astruc, J.G., Escarguel, G., Maranda, B., Simon-Coinçon, R. & Sigé, B. 2000. Floor-age

constraining of a tectonic paroxysm of the Pyrenean orogen. Late Middle Eocene mammal age of a faulted karstic filling of the Quercy phosphorites, south-western France. *Geodinamica Acta* 13 : 271–280. DOI: 10.1080/09853111.2000.11105374

Auzemery, A. 2015. *Reassessment of the "Tauch Mountain" (north-east Pyrenees, France) tectonic evolution*, Universitat de Barcelona and Universitat autonoma de Barcelona.

Averbuch, O. 1993. *Caractérisation de la déformation dans les structures de chevauchement-plissement. Utilisation couplée du magnetisme des roches et de l'analyse structurale. Exemple dans les Corbières, l'Apennin Central et le Taurus Occidental*. Orsay: Université Paris-Sud.

Averbuch, O., De Lamotte, D.F. & Kissel, C. 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology* 14 : 461–474.

Averbuch, O., De Lamotte, D.F. & Kissel, C. 1993. Strain distribution above a lateral culmination: an analysis using microfaults and magnetic fabric measurements in the Corbières thrust belt (NE Pyrenees, France). *Annales Tectonicae* 7 : 3–21.

Azéma, J., Durand Delga, M. & Foucault, A. 1963. Le problème structural de la Pinède de Durban-Corbières Languedoc (Aude). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7 : 863–882.

Babault, J. 2004. *Dynamique de l'érosion dans une chaîne de montagnes: Influence de la sédimentation de piedmont. L'exemple des Pyrénées*. France: Université de Rennes 1.

Babault, J., Bonnet, S., Ruiz, G. & Van Den Driessche, J. 2008. A comment on 'Late- to postorogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronoloical data and modelling' by M. Gibson, H.D. Sinclair, G.J. Lynn and F.M. Stuart. *Basin Research* 3.

Babault, J., Loget, N., Van Den Driessche, J., Castelltort, S., Bonnet, S. & Davy, P. 2006. Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? *Geomorphology* 81 : 155–165. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.04.004

Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S. & Crave, A. 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24 : 1–19. DOI: 10.1029/2004TC001697

Bache, F. 2008. *Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal*. Bretagne occidentale.

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Aslanian, D., Labails, C. & Rabineau, M. 2010. Evolution of rifted continental margins: The case of the Gulf of Lions (Western Mediterranean Basin). *Earth and Planetary Science Letters* 292 : 345–356. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.02.001

Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M. & Seranne, M. 2001. Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics* 335 : 275–290.

Barbarand, J., Préhaud, P., Baudin, F., Missenard, Y., Matray, J.M., François, T., Blaise, T., Pinna-Jamme, R. & Gautheron, C. 2020. Where are the limits of Mesozoic intracontinental sedimentary basins of southern France? *Marine and Petroleum Geology* 121 : 1–15. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104589

Barbarand, J., Quesnel, F. & Pagel, M. 2013. Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces. *Tectonophysics* 608 : 1310–1327. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.06.011

Barker, S.L.L. & Cox, S.F. 2011. Evolution of fluid chemistry and fluid-flow pathways during folding and faulting: an example from Taemas, NSW, Australia. *Geological Society, London,*

Special Publications 359 : 203–227. DOI: 10.1144/SP359.12

Barrabé, L. 1948. Feuille au 1/80 000 de Narbonne avec notice explicative (2d édition).

Barrabé, L. 1923. Sur la continuité de la série charriée des Corbières orientales entre la Berre et Narbonne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)* 176 : 1902.

Barrabé, L. 1922. Sur la présence de nappes de charriage dans les Corbières. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)* 175 : 1081–1083.

Barrabé, L. 1942. Sur la structure de l'extrémité Sud-Ouest de la nappe des Corbières orientales. *C.R. Acad. Sci. Paris* 214 : 770–772.

Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L. & Metcalf, J.R. 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Research* 23 : 309–331. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x

Beaudoin, N., Lacombe, O., Roberts, N.M.W. & Koehn, D. 2018. U-Pb dating of calcite veins reveals complex stress evolution and thrust sequence in the Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Geology* 46 : 1015–1018.

Beaumont, C. 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal International* 65 : 291–329. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1981.tb02715.x

Beaumont, C., Muñoz, 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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 : 8121–8145. DOI: 10.1029/1999JB900390

Beavers, J.E., Eatherton, M.R., Gilsanz, R.E., Ricles, J.M. & Lin, Y.C. 2012. The August 23, 2011 Magnitude 5.8 Virginia Earthquake in the Eastern United States - An Engineering Perspective. In 15th World Conference on Earthquake Engineering (15WCEE). Lisbon, Portugal, p. 10.

Beekman, F., Bull, J.M., Cloetingh, S. & Scrutton, R.A. 1996. Crustal fault reactivation facilitating lithospheric folding/buckling in the central Indian Ocean. *Geological Society, London, Special Publications* 99 : 251–263. DOI: 10.1144/GSL.SP.1996.099.01.19

Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M. & Séranne, M. 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitanian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics* 15 : 1192–1212. DOI: 10.1029/96TC01097

Berger, G., Ambert, P., Geze, B., Aubert, M. & Aloisi, J.-C. 1978. Notice explicative de la carte géologique de la France, feuille Agde: Agde.

Berger, G.M. 1982. Notice explicative de la carte géologique de la France, feuille 1079: Leucate.

Berger, G.M., Alabouvette, B., Bessiere, G., Bilotte, M., Crochet, B., Dubar, M., Marchal, J.-P., Tambareau, Y., Villatte, J. & Viallard, P. 1997. Notice explicative de la carte géologique de la France, feuille 1078: Tuchan.

Berger, G.M., Boyer, F. & Rey, J. 1990. Notice explicative de la carte géologique de la France, feuille 1038: Lézignan-Corbières.

Berger, G.M., Freytet, P., Guernet, C. & Peybernès, B. 1982. Notice explicative de la carte géologique de la France, feuille 1039: Béziers.

Bergerat, F. 1982. Le couloir rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys. Paris* 23 : 329–343.

Bergerat, F. 1987. Paléo-champs de contrainte tertiaire dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8 : 611–620.

Bernard, T., Sinclair, H.D., Naylor, M., Christophoul, F. & Ford, M. 2020. Post-orogenic sediment drape in the Northern Pyrenees explained using a box model. *Basin Research* bre.12457. DOI: 10.1111/bre.12457

Bertrand, L. 1906. Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bulletin du Service de la carte géologique de la France* 17.

Bilau, A., Rolland, Y., Schwartz, S., Godeau, N., Guihou, A., Deschamps, P., Brigaud, B., Noret, A., Dumont, T. & Gautheron, C. 2021. Extensional reactivation of the Penninic frontal thrust 3 Myr ago as evidenced by U–Pb dating on calcite in fault zone cataclasite. *Solid Earth* 12 : 237–251. DOI: 10.5194/se-12-237-2021

Bilotte, M. & Canerot, J. 2006. Rôles respectifs des tectoniques fini-crétacée et éocène dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Le «Garumnien» de Cucugnan et ses relations avec le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Corbières méridionales, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 99 : 17–27. DOI: 10.1007/s00015-006-1179-8

Blés, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C. & Gros, Y. 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics* 169 : 79–111. DOI: 10.1016/0040-1951(89)90185-6

Bodeur, Y. 1976. Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux des environs de Ganges. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 282 : 961–963.

Bond, R.M.G. & McClay, K.R. 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. *Geological Society, London, Special Publications* 88 : 415–431. DOI: 10.1144/GSL.SP.1995.088.01.22

Bonijoly, D. 1982. Recherche de bassins houillers sous couverture sédimentaire dans le Sud-Ouest du Massif central. inventaire des ressources nationales de charbon. Gîtologie prévisionnelle des cahrbons. *Rapp. B.R.G.M.*

Bonijoly, D. & Delpont, G. 1982. Etude du bassins des Causses et de la bordure cévenole par la téledétection et la géologie structurale. *Document du BRGM*.

Bonijoly, D. & Germain, H. 1984. Histoire tectonique post-hercynienne du bassin d'alès (gard). Chronologie des déformations et controle structural des minéralisations barytiques. *Document du BRGM* 53.

Bonijoly, D., Perrin, J., Roure, F., Bergerat, F., Courel, L., Elmi, S. & Mignot, A. 1996. The Ardèche palaeomargin of the South-East Basin of France: Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (Géologie Profonde de la France programme). *Marine and Petroleum Geology* 13 : 607–623. DOI: 10.1016/0264-8172(95)00075-5

Bons, P.D., Elburg, M.A. & Gomez-Rivas, E. 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology* 43 : 33–62. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.005

Bosch, G., Van Den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R. & Baudin, T. 2016. Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees. *Comptes Rendus Geoscience* 348 : 194–202. DOI: 10.1016/j.crte.2015.08.005

Bosch, G.V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M. & Monié, P. 2016. Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. *Comptes Rendus Geoscience* 348 : 246–256. DOI: 10.1016/j.crte.2016.01.001

Bosch, G.V., Van Den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R. & Baudin, T. 2016. Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees. *Comptes Rendus Geoscience* 348 : 194–202. DOI: 10.1016/j.crte.2015.08.005

Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Veslud, C.L.C. de, Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N. & Bonnet, S. 2007. Separation of rifting and

lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *International Journal of Earth Sciences* 96 : 1003–1031. DOI: 10.1007/s00531-007-0202-2

Boyer, S.E. & Elliott, D. 1982. Thrust systems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 66 : 1182–1196.

Brannon, J.C., Cole, S.C., Podosek, F.A., Ragan, V.M., Coveney, R.M., Wallace, M.W. & Bradley, A.J. 1996. Th-Pb and U-Pb dating of ore-stage calcite and Paleozoic fluid flow. *Science* 491–493.

Briais, J., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Châteauneuf, J.J. & Serrano, O. 2016. Response of a low-subsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Palaeocene–early Eocene period in the Paris Basin. *Solid Earth* 7 : 205–228. DOI: 10.5194/se-7-205-2016

Brigaud, B., Bonifacie, M., Pagel, M., Blaise, T., Calmels, D., Haurine, F. & Landrein, P. 2020. Past hot fluid flows in limestones detected by Δ47–(U-Pb) and not recorded by other geothermometers. *Geology* 48 : 851–856. DOI: 10.1130/G47358.1

Brunet, M.F. 1986. The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. *Tectonophysics* 129 : 343–354. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90260-X

Bruxelles, L. 2002. Reconstitution morphologique du Causse du Larzac : Rôle des formations superficielles dans la morphogenèse karstique. *Karstologia* 38 : 25–40. DOI: 10.13140/2.1.1241.1521

Bruxelles, L., Amben, P., Guendon, J.-L. & Tronchetti, G. 1999. Les affleurements de Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 329 : 705–712. DOI: 10.1016/S1251-8050(00)88489-X

Bruxelles, L. & Camus, H. 2010. Géodynamique et évolution morphologique des Grands causses. *Karstologia Mémoires* 19 : 360.

Butler, R.W.H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology* 4 : 239–245.

Buxtorf, A. 1916. Prognosen und befunde beim Hauenstembasisund Grenchenberg tunnel und die Bedeutung der letzeren fur die geologie des Juragebirges. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel* 27 : 184–205.

Caër, T. 2016. *Interprétation structurale et équilibre mécanique: Le calcule à la rupture appliqué aux chaînes d'avant-pays. Cas du Jura.* Université de Cergy-Pontoise.

Callot, J.-P., Ribes, C., Kergaravat, C., Bonnel, C., Temiz, H., Poison, A., Vrielynck, B., Salel, J.-F. & Ringenbach, J.-C. 2014. Salt tectonics in the Sivas Basin (Turkey); crossing salt walls and minibasins. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 185 : 33–42.

Calvet, M. & Gunnell, Y. 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geological Society, London, Special Publications* 296 : 147–166. DOI: 10.1144/SP296.10

Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourlès, D., Guillou, V. & Delmas, M. 2015. Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology* 246 : 617–633. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.07.013

Camus, H. 1997. Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées: l'exemple du Larzac méridional, Hérault, France. *Karstologia* 29 : 23–42.

Canérot, J., Hudec, M.R. & Rockenbauch, K. 2005. Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. *The American Association of Petroleum Geologists* 89 : 211–229.

Carez, L. 1889. Note sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*

Casteras, M. 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* 37 : 525.

Cazes, M., Torreilles, G., Bois, C., Damotte, B., Galdéano, A., Hirn, A., Mascle, A., Matte, P., Van Ngoc, P. & Raoult, J.-F. 1985. Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8, t. I : 925–941.

Chamot-Rooke, N., Jestin, F. & de Voogd, B. 1993. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile. *Geology* 21 : 1043–1046.

Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Alabouvette, B., Barfety, J.C., Cecca, F., Clozier, L., Debrand-Passard, S., Dubreuilh, J., Feybesse, J.L., Guennoc, P., Ledru, P., Rossi, P. & Ternet, Y. 1996. Carte géologique de la France.

Chapple, W.M. 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin* 89 : 1189–1198.

Charcosset, P. 2000. Synthèse paléogéographique et dynamique du bassin caussenard (Sud de la France) au cours du Bathonien (Jurassique moyen). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 93 : 53–64. DOI: 10.5169/seals-168807

Charrière, A. & Durand-Delga, M. 2004. Le jeu fini-Crétacé du front nord-pyrénéen aux environs de Cucugnan (Corbières méridionales, Aude, France). *Comptes Rendus Geoscience* 336 : 1199–1208. DOI: 10.1016/j.crte.2004.07.001

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Martin, R., Mouthereau, F., Manatschal, G., Masini, E., Calassou, S., Grimaud, F., Pauchet, H. & Ruiz, M. 2018. The non-cylindrical crustal architecture of the Pyrenees. *Scientific Reports* 8 : 9591. DOI: 10.1038/s41598-018-27889-x

Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M. & Sibuet, J.-C. 1973. Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 18 : 109–118. DOI: 10.1016/0012-821X(73)90041-1

Choukroune, P. & Mattauer, M. 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 5 : 689–700.

Christophoul, F., Soula, J.-C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G. & Deramond, J. 2003. Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications* 208 : 229–252. DOI: 10.1144/GSL.SP.2003.208.01.11

Cloetingh, S., Beekman, F., Ziegler, P.A., van Wees, J.-D. & Sokoutis, D. 2008. Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins. *Geological Society, London, Special Publications* 306 : 27–70. DOI: 10.1144/SP306.2

Cloetingh, S., Burov, E. & Poliakov, A. 1999. Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). *Tectonics* 18 : 1064–1083. DOI: 10.1029/1999TC900040

Cluzel, D. 1977. *Etude microtectonique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales (Aude, France)*. Université Paris-Sud.

Combes, A. 1960. Présence d'une série molassique tertiaire autour des collines de Boutenac (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. France* 6 : 151–153.

Combes, P.-J. 1990. Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodinamica Acta* 4 : 91–109.

Combes, P.-J., Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Séranne, M., Lesage, J.-L. & Camus, H. 2007. Latest-Cretaceous/Paleocene

karsts with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. *Geodinamica Acta* 20 : 301–326. DOI: 10.3166/ga.20.301-326

Coney, P.J., Muñoz, J.A., McCLAY, K.R. & Evenchick, C.A. 1996. Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold–thrust belt. *Journal of the Geological Society* 153 : 9–16. DOI: 10.1144/gsjgs.153.1.0009

Constantin, J., Vergély, P. & Cabrera, J. 2002. Tectonic evolution and related fracturing in the Causses Basin (Aveyron, France) : the Tournemire area example. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 173 : 229–243. DOI: 10.2113/173.3.229

Coogan, L.A., Parrish, R.R. & Roberts, N.M.W. 2016. Early hydrothermal carbon uptake by the upper oceanic crust: Insight from in situ U-Pb dating. *Geology* 44 : 147–150. DOI: 10.1130/G37212.1

Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C. & Ballèvre, M. 2016. Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Saraillé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone). *Comptes Rendus Geoscience* 348 : 279–289. DOI: 10.1016/j.crte.2015.11.007

Costa, E., GarcÃ©s, M., LÃ³pez-Blanco, M., Beamud, E., GÃ³mez-Paccard, M. & LarrasoaÃ±a, J.C. 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints: Ebro basin closing and continentalization chronology. *Basin Research* no-no. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x

Craddock, J.P., Malone, D.H., Wartman, J., Kelly, M.J., Junlai, L., Bussolotto, M., Invernizzi, C., Knott, J. & Porter, R. 2020. Calcite twinning strains from syn-faulting calcite gouge: small-offset strike-slip, normal and thrust faults. *International Journal of Earth Sciences* 109 : 1–42. DOI: 10.1007/s00531-019-01783-x

Crémades, A., Ford, M. & Charreau, J. 2021. Evidence of decoupled deformation during Jurassic rifting and Cenozoic inversion phases in the salt-rich Corbières-Languedoc Transfer Zone (Pyreneo-Provençal orogen, France). *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 192 : 37. DOI: 10.1051/bsgf/2021022

Cruset, D., Vergés, J., Albert, R., Gerdes, A., Benedicto, A., Cantarero, I. & Travé, A. 2020. Quantifying deformation processes in the SE Pyrenees using U–Pb dating of fracture-filling calcites. *Journal of the Geological Society*. DOI: 10.1144/jgs2020-014

Curnelle, R. & Dubois, P. 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8 t.II : 529–546.

Curry, M.E., van der Beek, P., Huismans, R.S., Wolf, S.G. & Muñoz, J.-A. 2019. Evolving paleotopography and lithospheric flexure of the Pyrenean Orogen from 3D flexural modeling and basin analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 515 : 26–37. DOI: 10.1016/j.epsl.2019.03.009

Dahlen, F.A. 1990. Critical Taper Model of Fold-And-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 18 : 55–99.

Dahlen, F.A., Suppe, J. & Davis, D. 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb Theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89 : 10087–10101. DOI: 10.1029/JB089iB12p10087

Dahlstrom, C.D.A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6 : 743–757.

Dahlstrom, C.D.A. 1970. Structural Geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 18 : 332–406.

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

Davis, D., Suppe, J. & Dahlen, F.A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88 : 1153. DOI: 10.1029/JB088iB02p01153

De Charpal, O., Trémolières, P., Jean, F. & Masse, P. 1974. Un exemple de tectonique de plate-forme : les causses majeurs (sud du massif central, France). *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 29 : 641–660. DOI: 10.2516/ogst:1974029

De Graciansky, P.C. 1962. Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur la Montagne de Tauch. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7 : 509–527.

De Rouville, P. 1853. *Description géologique des environs de Montpellier*. Editions Boëhm, Montpellier.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A. & Fernández-Lozano, J. 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470 : 224–242. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.11.003

Debrand-Passard, S. ed 1984. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, Orléans: Editions du Bureau de recherches géologiques et minières, Service géologique national.

Debroas, E.-J. 1987. Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomanien de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8, t.III : 887–898.

Debysser, J., Le Pichon, X. & Montadert, L. 1971. *Histoire structurale du golfe de Gascogne* Technip.,

DeCelles, P.G. & Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8 : 105–123. DOI: 10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x

DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Srivastava, P., Pequera, N. & Pivnik, D.A. 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Bull. geol. Soc. Am* 103 : 1458–1475.

Del Río, P., Barbero, L. & Stuart, F. 2006. Historia del levantamiento tectónico de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica, España): Restricciones en base a cronología mediante huellas de fisión y (U-Th)/He en apatitos. *GEOGACETA* 40 : 7–10.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & San'kov, V. 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282 : 1–38. DOI: 10.1016/S0040-1951(97)00210-2

Delvaux, D. & Sperner, B. 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the tensor program. *Geological Society, London, Special Publications* 212 : 75–100. DOI: 10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06

Deramond, J., Souquet, P., Fondecave-Wallez, M.-J. & Specht, M. 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Geological Society, London, Special Publications* 71 : 193–219. DOI: 10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. & Biju-Duval, B. 1986. Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* 123 : 241–315. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90199-X

Desegaulx, P. & Brunet, M.F. 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. *Bulletin de la Société Géologique de France* VI : 295–306. DOI: 10.2113/gssgfbull.VI.2.295

Dewey, J.F. & Bird, J.M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 75 : 2625–2647. DOI: 10.1029/JB075i014p02625

DeWolf, C.P. & Halliday, A.N. 1991. U-Pb dating of a remagnetized Paleozoic limeston. *Geophysical Research Letters* 18 : 1445–1448.

Dèzes, P., Schmid, S.M. & Ziegler, P.A. 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389 : 1–33. DOI: 10.1016/j.tecto.2004.06.011

Dickinson, W.R. 1974. Plate Tectonics And Sedimentation. In *Tectonics and Sedimentation*. W. R. Dickinson, ed. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp. 1–27. DOI: 10.2110/pec.74.22.0001

Dielforder, A., Frasca, G., Brune, S. & Ford, M. 2019. Formation of the Iberian-European Convergent Plate Boundary Fault and Its Effect on Intraplate Deformation in Central Europe. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2018GC007840. DOI: 10.1029/2018GC007840

Doncieux, L. 1903. *Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales*. Ann. Univ. Lyon.

Dreyfus, M. & Gottis, M. 1948. Succession des phases de déformation en Bas-Languedoc. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 1388–1390.

Drost, K., Chew, D., Petrus, J.A., Scholze, F., Woodhead, J.D., Schneider, J.W. & Harper, D.A.T. 2018. An Image Mapping Approach to U-Pb LA-ICP-MS Carbonate Dating, and Applications to Direct Dating of Carbonate Sedimentation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. DOI: 10.1029/2018GC007850

Dubois, P. 1985. Notes karstologiques sur les Grands Causses. *Bull. Soc. Lang. Géog.* t 19, fasc 3–4 :.

Ducoux, M. 2017. *Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées*. France: Univ. d'Orléans.

Duée, G., Lagabrielle, Y., Coutelle, A. & Fortané, A. 1984. Les lherzolites associées aux Chaînons Béarnais (Pyrénées Occidentales): Mise à l'affleurement anté-dogger et resédimentation albo-cénomanienne. *Comptes rendus de l'Académie des Science - Series 2* 299 : 1205–1209.

Dujon, S.C., Ellenberger, F. & Plaziat, J.-C. 1964. Un nouveau lambeau avancé de la nappe des Corbières orientales sur le plateau de Poursan (Aude) : structures de troncatures basales et réaction du substratum. *C.R. somm. Soc. géol. France* 2 : 46–48.

Dumont, T. 1999. Late Triassic-early Jurassic evolution of the western Alps and of their European foreland; initiation of the Tethyan rifting. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8 t. IV : 601–611.

Dumont, T., Lemoine, M. & Tricart, P. 1984. Tectonique syn-sédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité pré-piémontaise de Rochebrune, au sud-est de Briançon. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7 : 911–922.

Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P. & Jourdan, S. 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics* 56–57 : 18–38. DOI: 10.1016/j.jog.2011.11.006

Durand-Delga, M. 1964. Manifestation d'une importante phase tectonique anté-cénomanienne dans les Corbières orientales. *Bulletin de la Societé d'histoire naturelle de Toulouse* 100 : 81–95.

Durand-Delga, M. & Charrière, A. 2012. Tectonique tangentielle fini-crétacée au front

NE du massif de Mouthoumet (Pinède de Durban - Serre de Ginoufré, Corbières, Aude). 24.

Eggins, S.M., Kinsley, L.P.J. & Shelley, J.M.G. 1998. Deposition and element fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science* 127–129 : 278–286. DOI: 10.1016/S0169-4332(97)00643-0

Ellenberger, F. 1961. Age pliocène probable des limons jaunes à galets du Narbonnais occidental (Molasses de Thézan) et jeux de failles tardifs. *C.R. somm. Soc. géol. France* 183–184.

Ellenberger, F. 1967. Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principalement l'Arc de Saint-Chinian) : note sur les charriages cisaillants. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* IX : 87–140.

Ellenberger, F., Freytet, P., Plaziat, J.-C., Bessiere, G., Viallard, P., Berger, G.M. & Marchal, J.-P. 1987. Notice explicative de la carte géologique de la France, feuille 1060: Capendu.

Espurt, N., Angrand, P., Teixell, A., Labaume, P., Ford, M., de Saint Blanquat, M. & Chevrot, S. 2019. Crustal-scale balanced cross-section and restorations of the Central Pyrenean belt (Nestes-Cinca transect): Highlighting the structural control of Variscan belt and Permian-Mesozoic rift systems on mountain building. *Tectonophysics* 764 : 25–45. DOI: 10.1016/j.tecto.2019.04.026

Etheve, N., Frizon de Lamotte, D., Mohn, G., Martos, R., Roca, E. & Blanpied, C. 2016. Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting. *Tectonophysics* 682 : 35–55. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.05.037

Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J. & Gómez-Romeu, J. 2018. Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia Margin: The Example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics* 37 : 636–662. DOI: 10.1002/2017TC004613

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. & Rossetti, F. 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs: ARCS OF THE MEDITERRANEAN. *Tectonics* 23 : 1–21. DOI: 10.1029/2002TC001488

Fagereng, Å., Remitti, F. & Sibson, R.H. 2011. Incrementally developed slickenfibers — Geological record of repeating low stress-drop seismic events? *Tectonophysics* 510 : 381–386. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.08.015

Fagereng, Å., Remitti, F. & Sibson, R.H. 2010. Shear veins observed within anisotropic fabric at high angles to the maximum compressive stress. *Nature Geoscience* 3 : 482–485. DOI: 10.1038/ngeo898

Faure, M., Lardeaux, J.-M. & Ledru, P. 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geoscience* 341 : 202–213. DOI: 10.1016/j.crte.2008.12.001

Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S. & De Vicente, G. 2011. Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling. *Tectonics* 30 :. DOI: 10.1029/2010TC002719

Fidalgo González, L. 2001. *La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque*. Bretagne occidentale.

Filleaudeau, P.-Y. 2011. *Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène: apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique*. UPMC.

Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F. & Pik, R. 2012. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research* 24

: 401–417. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x

Fillon, C., Gautheron, C. & van der Beek, P. 2013. Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society* 170 : 67–77. DOI: 10.1144/jgs2012-051

Fillon, C., Mouthereau, F., Calassou, S., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Stockli, D., Brichau, S., Daril, N., Mouchené, M. & van der Beek, P. 2020. Post-orogenic exhumation in the western Pyrenees: evidence for extension driven by pre-orogenic inheritance. *Journal of the Geological Society*. DOI: 10.1144/jgs2020-079

Fillon, C., Pedreira, D., van der Beek, P.A., Huismans, R.S., Barbero, L. & Pulgar, J.A. 2016. Alpine exhumation of the central Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Tectonics* 35 : 339–356. DOI: 10.1002/2015TC004050

Fillon, C. & Van der Beek, P. 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research* 24 : 418–436. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x

Fischer, M.W. 1984. Thrust tectonics in the North Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 6 : 721–726. DOI: 10.1016/0191-8141(84)90011-7

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

Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D. & Vanderhaeghe, O. 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society* 163 : 815–826. DOI: 10.1144/0016-76492005-034

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K. & Christophoul, F. 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. *Journal of the Geological Society* 173 : 419–437. DOI: 10.1144/jgs2015-129

Ford, M. & Vergés, J. 2020. Evolution of a salt-rich transtensional rifted margin, eastern North Pyrenees, France. *Journal of the Geological Society* 178 : jgs2019-157. DOI: 10.1144/jgs2019-157

Freytet, P. 1971. Le Languedoc au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur: évolution des principaux éléments structuraux (rides et sillons), migration des aires de sédimentation, rôle des phases précoces dans la tectogenèse. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7 : 464–474.

Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F. & de Clarens, P. 2015. Style of rifting and the stages of Pangea breakup: Style of rifting and Pangea break-up. *Tectonics* 34 : 1009–1029. DOI: 10.1002/2014TC003760

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel, C., Blanpied, C. & Ringenbach, C. 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics* 30 : 22.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R. & Mercier, E. 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19 : 740–761. DOI: 10.1029/2000TC900003

Frizon de Lamotte, D., Souque, C., Grelaud, S. & Robion, P. 2002. Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 173 : 461–469. DOI: 10.2113/173.5.461

Gamond, J.F. 1983. Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental

models. *Journal of Structural Geology* 5 : 33–45.

Garcia Mondéjar, J. 1989. Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of the Northern Spain and its relationship to the Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. In *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. pp. 395–409.

Garcia-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. & Cloetingh, S. 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 : 1–18. DOI: 10.1029/2002JB002073

Garrido, A. & Rios, L.M. 1972. Síntesis geológica del Tertiario y Secundario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Bol. Geol. Minero* 83 : 1–47.

Gély, J.-P. & Sztràkos, K. 2000. L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France* 31–57.

Gerbault, M., Burov, E.B., Poliakov, A.N.B. & Daignières, M. 1999. Do faults trigger folding in the lithosphere? *Geophysical Research Letters* 26 : 271–274. DOI: 10.1029/1998GL900293

Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J. & Stuart, F.M. 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research* 19 : 323–334. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x

Giles, K.A. & Rowan, M.G. 2012. Concepts in halokinetic-sequence deformation and stratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications* 363 : 7–31. DOI: 10.1144/SP363.2

Glennie, K.W. & Boegner, P.L.E. 1981. Sole Pit Inversion Tectonics. In *Petroleum Geology of the Continen- tal Shelf of Northwest Europe*. Institute of Petroleum. L. V. Illing & G. D. Hobson, eds. London, pp. 110–120.

Godeau, N., Deschamps, P., Guihou, A., Leonide, P., Tendil, A., Gerdes, A., Hamelin, B. & Girard, J.-P. 2018. U-Pb dating of calcite cement and diagenetic history in microporous carbonate reservoirs: Case of the Urgonian Limestone, France. *Geology* 46 : 247–250. DOI: 10.1130/G39905.1

Goldberg, J.M. 1987. *Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées: Relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé*. Montpellier, France: Univ. Sci. et Tech. du Languedoc.

Goldberg, J.M. & Leyreloup, A.F. 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contrib. Mineral.Petrol.* 104 : 194–207.

Goodfellow, B.W., Viola, G., Bingen, B., Nuriel, P. & Kylander-Clark, A.R.C. 2017. Palaeocene faulting in SE Sweden from U-Pb dating of slickenfibre calcite. *Terra Nova* 29 : 321–328. DOI: 10.1111/ter.12280

Gorini, C., Viallard, P. & Deramond, J. 1991. Modèle d'inversion négative : la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *C.R. Acad. Sci. Paris* 312 : 1013–1019.

Goron, L. 1931. Un type de vallée pyrénéenne : La Barguillère (Pyrénées Ariègeoises) [Le milieu physique (première partie)]: Le milieu physique (première partie). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 2 : 59–94. DOI: 10.3406/rgpso.1931.3998

Graham, R., Jackson, M., Pilcher, R. & Kilsdonk, B. 2012. Allochthonous salt in the sub-Alpine fold–thrust belt of Haute Provence, France. *Geological Society, London, Special Publications* 363 : 595–615. DOI: 10.1144/SP363.30

Graveleau, F., Malavieille, J. & Dominguez, S. 2012. Experimental modelling of orogenic

wedges: A review. *Tectonophysics* 538–540 : 1–66. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.01.027

Grool, A.R., Ford, M., Vergés, J., Huismans, R.S., Christophoul, F. & Dielforder, A. 2018. Insights Into the Crustal-Scale Dynamics of a Doubly Vergent Orogen From a Quantitative Analysis of Its Forelands: A Case Study of the Eastern Pyrenees. *Tectonics* 37 : 450–476. DOI: 10.1002/2017TC004731

Gueguen, E., Doglioni, C. & Fernandez, M. 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298 : 259–269. DOI: 10.1016/S0040-1951(98)00189-9

Guennoc, P., Gorini, C. & Mauffret, A. 2000. Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. 32.

Guillong, M., Wotzlaw, J.-F., Looser, N. & Laurent, O. 2020. Evaluating the reliability of U–Pb laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) carbonate geochronology: matrix issues and a potential calcite validation reference material. *Geochronology* 2 : 155–167. DOI: 10.5194/gchron-2-155-2020

Guimerà, J., Mas, R. & Alonso, Á. 2004. Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society* 161 : 291–303. DOI: 10.1144/0016-764903-055

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P. & Zeyen, H. 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 278 : 208–218. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.12.004

Gunnell, Y., Zeyen, H. & Calvet, M. 2008. Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: Consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth and Planetary Science Letters* 276 : 302–313. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.09.031

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E. & Bernoulli, D. 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews* 102 : 121–158. DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.06.002

Hansman, R.J., Albert, R., Gerdes, A. & Ring, U. 2018. Absolute ages of multiple generations of brittle structures by U-Pb dating of calcite. *Geology* 46 : 207–210. DOI: 10.1130/G39822.1

Hess, H.H. 1962. History of Ocean Basins. *Geological Society of America* 599–620.

Hill, C.A., Polyak, V.J., Asmerom, Y. & P. Provencio, P. 2016. Constraints on a Late Cretaceous uplift, denudation, and incision of the Grand Canyon region, southwestern Colorado Plateau, USA, from U-Pb dating of lacustrine limestone. *Tectonics* 35 : 896–906. DOI: 10.1002/2016TC004166

Hoareau, G., Claverie, F., Pecheyran, C., Paroissin, C., Grignard, P.-A., Motte, G., Chailan, O. & Girard, J.-P. 2020. *Direct U-Pb dating of carbonates from micron scale fsLA-ICPMS images using robust regression*, SIMS, LA-ICP-MS. DOI: 10.5194/gchron-2020-10

Hoareau, G., Crognier, N., Lacroix, B., Aubourg, C., Roberts, N.M.W., Niemi, N., Branellec, M., Beaudoin, N. & Suárez Ruiz, I. 2021. Combination of Δ47 and U-Pb dating in tectonic calcite veins unravel the last pulses related to the Pyrenean Shortening (Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 553 : 116636. DOI: 10.1016/j.epsl.2020.116636

Horstwood, M.S.A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J. & Schoene, B. 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology - Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical*

Research 40 : 311–332. DOI: 10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x

Hossack, J.R. 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. *Journal of the Geological Society* 136 : 705–711. DOI: 10.1144/gsjgs.136.6.0705

Hu, Z., Gao, S., Liu, Y., Hu, S., Chen, H. & Yuan, H. 2008. Signal enhancement in laser ablation ICP-MS by addition of nitrogen in the central channel gas. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 23 : 1093. DOI: 10.1039/b804760j

Husson, E. 2014. *Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés: Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain*. Université Montpellier II.

Huyghe, D., Mouthereau, F., Ségalen, L. & Furió, M. 2020. Long-term dynamic topographic support during post-orogenic crustal thinning revealed by stable isotope (δ18O) paleo-altimetry in eastern Pyrenees. *Scientific Reports* 10 : 2267. DOI: 10.1038/s41598-020-58903-w

Isacks, B., Oliver, J. & Sykes, L.R. 1968. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 73 : 5855–5899. DOI: 10.1029/JB073i018p05855

Jackson, M. & Hudec, M. 2017. *Salt Tectonics: Principle and Practice*, Cambridge University Press.

Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C. & Essling, A.M. 1971. Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of U 235 and U 238. *Physical Review C* 4 : 1889–1906. DOI: 10.1103/PhysRevC.4.1889

Jahani, S., Callot, J.-P., Letouzey, J. & Frizon de Lamotte, D. 2009. The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting. *Tectonics* 28 : 22.

Jahn, B. & Cuvellier, H. 1994. Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment. *Chemical Geology* 115 : 125–151. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90149-X

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L. & Masini, E. 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees: extreme crustal thinning in the Pyrenees. *Tectonics* 28 : 24. DOI: 10.1029/2008TC002406

Jochum, K.P. & Stoll, B. 2008. Reference materials for elemental and isotopic analyses by LA-(MC)-ICP-MS: Successes and outstanding needs. In *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Quebec, Canada: Sylvester P., pp. 147–168.

Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D. & Enzweiler, J. 2011. Determination of Reference Values for NIST SRM 610-617 Glasses Following ISO Guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research* 35 : 397–429. DOI: 10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x

Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J. & Leroy, S. 2015. Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin: Backarc rift and lower crust extraction. *Tectonics* 34 : 662–679. DOI: 10.1002/2014TC003570

Jolivet, L., Romagny, A., Gorini, C., Maillard, A., Thinon, I., Couëffé, R., Ducoux, M. & Séranne, M. 2020. Fast dismantling of a mountain belt by mantle flow: Late-orogenic evolution of Pyrenees and Liguro-Provençal rifting. *Tectonophysics* 776 : 228312. DOI: 10.1016/j.tecto.2019.228312

Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N. & Campani, M. 2007. Thermochronology constraints for the

propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics* 26 : 17. DOI: 10.1029/2006TC002080

Kelly, S.D., Newville, M.G., Cheng, L., Kemner, K.M., Sutton, S.R. & Fenter, P. 2003. Uranyl Incorporation in Natural Calcite. *Environ.Sci.Technol* 37 : 1284–1287.

Koehn, D. & Passchier, C.W. 2000. Shear sense indicators in striped bedding-veins. *Journal of Structural Geology* 22 : 1141–1151. DOI: 10.1016/S0191-8141(00)00028-6

Krabbenhøft, K. & Lyamin, A.V. 2014. *Optum G2*,

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M. & Teixell, A. 2016. Exhumation sequence of the basement thrust units in the west-central Pyrenees. Constraints from apatite fission track analysis. *GEOGACETA* 60 : 11–14.

Lacassin, R., Meyer, B. & Benebetti, L. 1998. Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de la Terre et des Planètes* 326 : 807–815.

Lacassin, R., Meyer, B., Benebetti, L., Armijo, R. & Tapponnier, P. 1998. Reponse aux commentaires de Ambert et al., Mattauer et Sebrier et al. k la note ((Signature morphologique de l'activite de la faille des Gvennes (Languedoc, France))). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* t. 327 : 861–866.

Lacombe, O. & Jolivet, L. 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24 : 1–20. DOI: 10.1029/2004TC001673

Lacombe, O., Laurent, P. & Rocher, M. 1996. Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord pyrénéen. *Tectonics* t. 322, série II a : 229–235.

Lacombe, O. & Mouthereau, F. 1999. Qu'est-ce que le front des orogènes? L'exemple de l'orogène pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 329 : 889–896. DOI: 10.1016/S1251-8050(00)88502-X

Lacombe, O. & Obert, D. 2000. Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 330 : 793–798. DOI: 10.1016/S1251-8050(00)00228-7

Lagabrielle, Y. & Bodinier, J.-L. 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees: Cretaceous exhumation of pyrenean mantle. *Terra Nova* 20 : 11–21. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

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

Lambiase, J.J. 1989. The framework of african rifting during the phanerozoic. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 8 : 183–190. DOI: 10.1016/S0899-5362(89)80023-5

Lamplugh, G.W. 1920. Structure of the Weald and analogues tracts. *Quarterly Journal Geological Society* 75: LXXIII-XCV :

Laumonier, B., Marignac, C. & Kister, P. 2010. Polymetamorphism and crustal evolution of the eastern Pyrenees during the Late Carboniferous Variscan orogenesis. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181 : 411–428.

Lawson, M., Shenton, B.J., Stolper, D.A., Eiler, J.M., Rasbury, E.T., Becker, T.P., Phillips-Lander, C.M., Buono, A.S., Becker, S.P., Pottorf, R., Gray, G.G., Yurewicz, D. & Gournay, J. 2018. Deciphering the diagenetic history of the El Abra Formation of eastern Mexico using reordered clumped isotope temperatures and

U-Pb dating. *GSA Bulletin* 130 : 617–629. DOI: 10.1130/B31656.1

Lawton, T.F. & Trexler, J.H. 1991. Piggyback basin in the Sevier orogenic belt, Utah: Implications for development of the thrust wedge. *Geology* 19 : 827–830.

Le Pichon, X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research* 73 : 3661–3697. DOI: 10.1029/JB073i012p03661

Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.-M. & Olivet, J.-L. 1971. La Mediterranee occidentale depuis l'Oligocene Schema d'evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 13 : 145–152. DOI: 10.1016/0012-821X(71)90117-8

Leleu, S., Ghienne, J.-F. & Manatschal, G. 2009. Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous-Palaeocene), Provence, France. *Basin Research* 21 : 157–187. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2008.00378.x

Lemoine, M. 1985. Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8, t.I : 126–137.

Lemoine, M. 1982. Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales: naissance et évolution d'une marge continentale passive. In *Livre jubilaire à la mèm; Lucas P.* BRGM. pp. 347–361.

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J. & Tricart, P. 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3 : 179–199. DOI: 10.1016/0264-8172(86)90044-9

Lemoine, M. & Graciansky, P.C. 1988. Marge continentale téthysienne dans les Alpes. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8 : 597–797.

Leprêtre, R., Barbarand, J., Missenard, Y., Gautheron, C., Pinna Jamme, R. & Saddiqi, O. 2017. Mesozoic evolution of NW Africa : implications for the Central Atlantic Ocean dynamics. *Journal of the Geological Society* 174 : 817–835.

Leprêtre, R., Frizon de Lamotte, D., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G. & Eschard, R. 2018. The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 189 : 10. DOI: 10.1051/bsgf/2018009

Lespinasse, P. 1982. Notice explicative de la carte géologique de la France, feuille 1061: Narbonne.

Li, Q., Parrish, R.R., Horstwood, M.S.A. & McArthur, J.M. 2014. U–Pb dating of cements in Mesozoic ammonites. *Chemical Geology* 376 : 76–83. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.03.020

Liesa, C.L. & Simón, J.L. 2009. Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics* 474 : 144–159.

Logan, J.M., C.A. Dengo, N.G.H. & Z.Z. Wang 1992. Fabrics of experimental fault zones: Their development and relationship to mechanical behavior. In *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. Academic, San Dieg, Calif., pp. 33–67.

Longerich, H.P., Gunther, D. & Jackson, S.E. 1996. Elemental fractionation in laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analytical and Bioanalytical Chemistry* 355 : 538–542. DOI: 10.1007/s0021663550538

Lopez, M. 1992. *Dynamique du passage d'un appareil terrigène à une plate-forme carbonatée en domaine semi-aride : le Trias de Lodève, sud de la France*. Université Montpellier II.

Ludwig, K.R. 1991. ISOPLOT: A Plotting and Regression Program for Radiogenic-isotope

Data; version 4.15. *US Geological Survey, Reston, VA*.

Ludwig, K.R. 2012. *User's Manual for Isoplot 7.75 A geochronological Toolkit for Microsoft Excel*, Berkeley.

Lutaud, L. 1957. La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* 1 : 103–107.

Macchiavelli, C., Vergés, J., Schettino, A., Fernàndez, M., Turco, E., Casciello, E., Torne, M., Pierantoni, P.P. & Tunini, L. 2017. A New Southern North Atlantic Isochron Map: Insights Into the Drift of the Iberian Plate Since the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122 : 9603–9626. DOI: 10.1002/2017JB014769

Macquar, J.Cl. 1973. Evolution tectonique post-hercynienne du domaine péricévenol. Incidence sur les filons de couverture. Exemple des bordures Ouest et Sud des Cévennes. *Bulletin BRGM* 1 : 45–68.

Marandat, B. 1987. La biostratigraphie mammalienne de l'Eocène continental du versant sud de la Montagne Noire. Reconsidération d'après les nouvelles données. *Münchner Geowiss. Abh., (a)* 10 : 149–158.

Marchand, E., Séranne, M., Bruguier, O. & Vinches, M. 2021. LA-ICP-MS dating of detrital zircon grains from the Cretaceous allochthonous bauxites of Languedoc (south of France): Provenance and geodynamic consequences. *Basin Research* 33 : 270–290. DOI: 10.1111/bre.12465

Martín-Martín, M., Rey, J., Alcala-Garcia, F.J., Tosquella, J., Deramond, J., Lara-Corona, E., Duranthon, F. & Antoine, P.-O. 2001. Tectonic controls on the deposits of a foreland basin: an example from the Eocene Corbieres-Minervois basin, France. *Basin Research* 13 : 419–433. DOI: 10.1046/j.0950-091x.2001.00158.x

Márton, E., Abranches, M.C. & Pais, J. 2004. Iberia in the Cretaceous: new paleomagnetic results from Portugal. *Journal of Geodynamics* 38 : 209–221. DOI: 10.1016/j.jog.2004.06.004

Masse, J.P. & Philip, J. 1976. Paléogéographie et tectonique du crétacé moyen en provence: révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* XVIII : 49–66.

Mattauer, M. & Henry, J. 1974. The Pyrénées. *Spec. publ. Geol. Soc. London* 3–21.

Mattauer, M. & Proust, F. 1967. L'évolution structurale de la partie est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène, biogéographie du Crétacé-Eocène de la France méridionale. In *Travaux du laboratoire Géochimie-Biosphère*. pp. 9–20.

Mattauer, M. & Proust, F. 1962. Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2)* V : 5–11.

Mattauer, M. & Séguret, M. 1971. Les relations entre la chaîne pyrénéenne et le Golfe de Gascogne. In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Colloques et séminaires. Paris, p. IV. 4-1-IV. 4-24.

Mattei, J. 1986. Le brachyanticlinal du Pic Saint-Loup (Hérault, Bas-Languedoc). *Extrait de Géologie de la France, BRGM*.

Mauffret, A., Durand de Grossouvre, B., Tadeu Dos Reis, A., Gorini, C. & Nercessian, A. 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology* 23 : 1701–1726. DOI: 10.1016/S0191-8141(01)00025-6

McClay, K.R. 1992. *Thrust Tectonics, Chapman & Hall*, London.

McKenzie, D.P. & Parker, R.L. 1967. The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. *Nature* 216 : 1276–1280. DOI: 10.1038/2161276a0

Meigs, A.J., Vergés, J. & Burbank, W.D. 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin* 18.

Mencos, J., Carrera, N. & Muñoz, J.A. 2015. Influence of rift basin geometry on the subsequent postrift sedimentation and basin inversion: The Organyà Basin and the Bóixols thrust sheet (south central Pyrenees). *Tectonics* 34 : 1452–1474. DOI: 10.1002/2014TC003692

Mercier, J., Vergely, P. & Missenard, Y. 2011. *Tectonique* 3ème., Dunod.

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

Missenard, Y., Parizot, O. & Barbarand, J. 2017. Age of the fontainebleau sandstones: a tectonic point of view. *Bulletin de la Société géologique de France* 188 : 28. DOI: 10.1051/bsgf/2017194

Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G. & Espurt, N. 2011. Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault. *Tectonophysics* 501 : 1–16. DOI: 10.1016/j.tecto.2010.09.008

Monod, B., Regard, V., Carcone, J., Wyns, R. & Christophoul, F. 2016. Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: Weathering and neotectonic records. *Comptes Rendus Geoscience* 348 : 184–193. DOI: 10.1016/j.crte.2015.09.005

Montenat, C., Janin, M.-C. & Barrier, P. 2004. L'accident du Toulourenc : une limite tectonique entre la plate-forme provençale et le Bassin vocontien à l'Aptien–Albien (SE France). *Comptes Rendus Geoscience* 336 : 1301–1310. DOI: 10.1016/j.crte.2004.05.002

Morgan, W.J. 1968. Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks. *Journal of Geophysical Research* 73 : 1959–1982.

Morris, Sinclair, & Yell 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Research* 10 : 69–85. DOI: 10.1046/j.1365-2117.1998.00053.x

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F. & Masini, E. 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics* 33 : 2283–2314. DOI: 10.1002/2014TC003663

Muñoz, J.A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In *Thrust Tectonics*. K. R. McClay, ed. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 235–246. DOI: 10.1007/978-94-011-3066-0_21

Navabpour, P., Malz, A., Kley, J., Siegburg, M., Kasch, N. & Ustaszewski, K. 2017. Intraplate brittle deformation and states of paleostress constrained by fault kinematics in the central German platform. *Tectonophysics* 694 : 146–163. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.11.033

Naylor, M. & Sinclair, H.D. 2008. Pro- vs. retro-foreland basins: Pro- vs. retro-foreland basins. *Basin Research* 20 : 285–303. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2008.00366.x

Nielsen, S.B., Stephenson, R. & Thomsen, E. 2007. Dynamics of Mid-Palaeocene North Atlantic rifting linked with European intra-plate deformations. *Nature* 450 : 1071–1074. DOI: 10.1038/nature06379

Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kusznir, N.J. & Sauter, D. 2017. Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia-Newfoundland: implications for plate reconstructions. *Terra Nova* 29 : 20–28. DOI: 10.1111/ter.12240

Nuriel, P., Craddock, J., Kylander-Clark, A.R.C., Uysal, I.T., Karabacak, V., Dirik, R.K., Hacker, B.R. & Weinberger, R. 2019. Reactivation history of the North Anatolian fault zone based

on calcite age-strain analyses. *Geology* 47 : 465–469. DOI: 10.1130/G45727.1

Nuriel, P., Weinberger, R., Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R. & Craddock, J.P. 2017. The onset of the Dead Sea transform based on calcite age-strain analyses. *Geology* 45 : 587–590. DOI: 10.1130/G38903.1

Oliver, J. & Isacks, B. 1967. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 72 : 4259–4275. DOI: 10.1029/JZ072i016p04259

Olivet, J. 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 20 : 131–195.

Olivetti, V., Balestrieri, M.L., Godard, V., Bellier, O., Gautheron, C., Valla, P.G., Zattin, M., Faccenna, C., Pinna-Jamme, R. & Manchuel, K. 2020. Cretaceous and late Cenozoic uplift of a Variscan Massif: The case of the French Massif Central studied through low-temperature thermochronometry. *Lithosphere* 12 : 133–149. DOI: 10.1130/L1142.1

Ori, G.G., Roveri, M. & Vannoni, F. 1986. Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (central Adriatic Sea, Italy). In *Foreland Basins*. Spec.Pub.Int.Ass.Sed. pp. 183–198.

Ortí, F., Pérez-López, A. & Salvany, J.M. 2017. Triassic evaporites of Iberia: Sedimentological and palaeogeographical implications for the western Neotethys evolution during the Middle Triassic–Earliest Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 471 : 157–180. DOI: 10.1016/j.palaeo.2017.01.025

Ortiz, A., Guillocheau, F., Lasseur, E., Briais, J., Robin, C., Serrano, O. & Fillon, C. 2020. Sediment routing system and sink preservation during the post-orogenic evolution of a retro-foreland basin: The case example of the North Pyrenean (Aquitaine, Bay of Biscay) Basins. *Marine and Petroleum Geology* 112 : 104085. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2019.104085

Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E. & Santanach, P. 2013. Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. *Journal of the Geological Society* 170 : 79–92. DOI: 10.1144/jgs2011-121

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 : 246–262. DOI: 10.1016/j.tecto.2007.06.016

Oudet, J., Münch*, P., Borgomano, J., Quillevere, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Demory, F., Viseur, S. & Cornee, J.-J. 2010. Land and sea study of the northeastern golfe du Lion rifted margin: the Oligocene – Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 : 591–607. DOI: 10.2113/gssgfbull.181.6.591

Pagel, M., Bonifacie, M., Schneider, D.A., Gautheron, C., Brigaud, B., Calmels, D., Cros, A., Saint-Bezar, B., Landrein, P., Sutcliffe, C., Davis, D. & Chaduteau, C. 2018. Improving paleohydrological and diagenetic reconstructions in calcite veins and breccia of a sedimentary basin by combining Δ47 temperature, δ18Owater and U-Pb age. *Chemical Geology* 481 : 1–17. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2017.12.026

Paquette, J.-L., Devidal, J.-L., Didier, A. & Sannac, S. 2014. Sensitivity Enhancement in LA-ICP-MS by N2 Addition to Carrier Gas: Application to Radiometric Dating of U-Th-Bearing Minerals. *Agilent ICP-MS Journal* 4–5.

Parizot, O., Missenard, Y., Haurine, F., Blaise, T., Barbarand, J., Benedicto, A. & Sarda, P. 2021. When did the Pyrenean shortening end? Insight from U–Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France). *Terra Nova* 00 : 1–9. DOI: 10.1111/ter.12547

Parizot, O., Missenard, Y., Vergely, P., Haurine, F., Noret, A., Delpech, G., Barbarand, J. & Sarda,

P. 2020. Tectonic Record of Deformation in Intraplate Domains: Case Study of Far-Field Deformation in the Grands Causses Area, France. *Geofluids* 2020 : 1–19. DOI: 10.1155/2020/7598137

Parrish, R.R., Parrish, C.M. & Lasalle, S. 2018. Vein calcite dating reveals Pyrenean orogen as cause of Paleogene deformation in southern England. *Journal of the Geological Society* 175 : 425–442. DOI: 10.1144/jgs2017-107

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. & Hergt, J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26 : 2508–2518. DOI: 10.1039/C1JA10172B

Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A. & Maas, R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: improved laser ablation U-Pb geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 : n/a-n/a. DOI: 10.1029/2009GC002618

Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9 : 597–608. DOI: 10.1016/0191-8141(87)90145-3

Petit, J.-P. & Mattauer, M. 1995. Palaeostress superimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France. *Journal of Structural Geology* 17 : 245–256. DOI: 10.1016/0191-8141(94)E0039-2

Peyaud, J.-B. 2002. *Diagenèse et transferts en milieu argileux fracturé: l'argilité de Tournemire (Aveyron, France)*. Thèse de doctorat. France: Université Paris-Sud.

Peyaud, J.-B., Barbarand, J., Carter, A. & Pagel, M. 2005. Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *International Journal of Earth Sciences* 94 : 462–474. DOI: 10.1007/s00531-005-0486-z

Peybernès, B. & Souquet, P. 1984. Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geological Magazine* 121 : 397–405.

Philip, H., Bodeur, Y., Mattei, J., Mattauer, M., Therond, R., Paloc, H. & Feraud, J. 1979. Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 de Saint-Martin-de-Londres (XXVII-42).

Philip, H., Mattauer, M., Bodeur, Y., Seguret, M., Puech, J.P. & Mattei, J. 1978. Carte géologique de la France, feuille 963: Saint-Martin-de-Londres.

Pickering, R., Kramers, J.D., Partridge, T., Kodolanyi, J. & Pettke, T. 2010. U–Pb dating of calcite–aragonite layers in speleothems from hominin sites in South Africa by MC-ICP-MS. *Quaternary Geochronology* 5 : 544–558.

Platel, J.P. 1996. Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieure du nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France* 33–58.

Plaziat, J.-C. 1969. La structure de la Montagne d'Alaric (Aude). *Bull. BRGM* 2e s : 1–10.

Plaziat, J.-C. 1981. Late cretaceous to late eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 36 : 263–320. DOI: 10.1016/0031-0182(81)90110-3

Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. & Vergés, J. 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In *Thrust Tectonics*. K. R. McClay, ed. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 247–254. DOI: 10.1007/978-94-011-3066-0_22

Puigdefàbregas, C. & Souquet, P. 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the mesozoic and tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics* 129 : 173–203.

Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1, Basic Techniques—Strain Analysis*, Academic Press, London.

Rasbury, E.T. & Cole, J.M. 2009. Directly dating geologic events: U-Pb dating of carbonates. *Reviews of Geophysics* 47 :. DOI: 10.1029/2007RG000246

Rasbury, E.T., Hanson, G.N., Meyers, W.J. & Saller, A.H. 1997. Dating of the time of sedimentation using U-Pb ages for paleosol calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 : 1525–1529. DOI: 10.1016/S0016-7037(97)00043-4

Rasser, M.W., Scheibner, C. & Mutti, M. 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies* 51 : 218–232. DOI: 10.1007/s10347-005-0070-9

Recanati, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., Abdallah, N., Ouabadi, A., Derder, M.E.M., Boukari, C., Pinna-Jamme, R. & Haurine, F. 2019. A Tortonian onset for the Algerian margin inversion: Evidence from low-temperature thermochronology. *Terra Nova* 31 : 39–48. DOI: 10.1111/ter.12367

Rehault, J.-P., Boillot, G. & Mauffret, A. 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology* 55 : 447–477. DOI: 10.1016/0025-3227(84)90081-1

Renne, P.R., Karner, D.B. & Ludwig, K.R. 1998. Absolute ages aren't exactly. *Science* 282 : 1840–1841.

Ricci Lucchi, F. 1986. The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Appenines. *IAS Special Publication* 8 : 105–139.

Richards, D.A., Bottrell, S.H., Cliff, R.A., Ströhle, K. & Rowe, P.J. 1998. U-Pb dating of a speleothem of Quaternary age. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 : 3683–3688. DOI: 10.1016/S0016-7037(98)00256-7

Ring, U. & Gerdes, A. 2016. Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc. *Tectonics* 35 : 1367–1391. DOI: 10.1002/2015TC004085

Rispoli, G. 1978. Rapport préliminaire à l'étude tectonique et microtectonique, et des relations tectoniques - évolutions pétrographique des carbonates du secteur bassin de Mialet - hors de Palières (Bordure cévenole). *Rapp. B.R.G.M.*

Rittner, K.M. 2012. *U-Pb dating of brittle deformation*. University of London.

Ritz, J.-F., Baize, S., Ferry, M., Larroque, C., Audin, L., Delouis, B. & Mathot, E. 2020. Surface rupture and shallow fault reactivation during the 2019 Mw 4.9 Le Teil earthquake, France. *Communications Earth & Environment* 1 : 10. DOI: 10.1038/s43247-020-0012-z

Roberts, N.M.W., Drost, K., Horstwood, M.S.A., Condon, D.J., Chew, D., Drake, H., Milodowski, A.E., McLean, N.M., Smye, A.J., Walker, R.J., Haslam, R., Hodson, K., Imber, J. & Beaudoin, N. 2020. LA-ICP-MS U-Pb carbonate geochronology: strategies, progress, and application to fracture-fill calcite. *Geochronology* 2 : 33–61. DOI: 10.5194/gchron-2019-15

Roberts, N.M.W., Rasbury, E.T., Parrish, R.R., Smith, C.J., Horstwood, M.S.A. & Condon, D.J. 2017. A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology: calcite RM for LA-ICP-MS U-Pb dating. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18 : 2807–2814. DOI: 10.1002/2016GC006784

Roberts, N.M.W. & Walker, R.J. 2016. U-Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin. *Geology* 44 : 531–534. DOI: 10.1130/G37868.1

Robion, P., Humbert, F., Colombier, J.-C., Leghay, S. & de Lamotte, D.F. 2012. Relationships between pore space anisotropy and anisotropy of physical properties of silicoclastic rocks from the Corbières–Minervois fold-and-thrust-belt (north-east Pyrenees, France). *Tectonophysics* 576–577 : 63–77. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.03.004

Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., Deffontaines, B. & Verdier, F. 2000. Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine

Basin (France): insights from combined structural and paleostress analyses. *Journal of Structural Geology* 22 : 627–645. DOI: 10.1016/S0191-8141(99)00181-9

Roest, W.R. & Srivastava, S.P. 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology* 19 : 613. DOI: 10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPBB>2.3.CO;2

Roigé, M., Gómez-Gras, D., Remacha, E., Boya, S., Viaplana-Muzas, M. & Teixell, A. 2017. Recycling an uplifted early foreland basin fill: An example from the Jaca basin (Southern Pyrenees, Spain). *Sedimentary Geology* 360 : 1–21. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2017.08.007

Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., Gorini, C. & Augier, R. 2020. Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms O. Lacombe, S. Tavani, A. Teixell, D. Pedreira, & S. Calassou, eds. *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 191 : 37. DOI: 10.1051/bsgf/2020040

Rosenbaum, G. & Lister, G.S. 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews* 69 : 281–306. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.10.001

Rosenbaum, G., Lister, G.S. & Duboz, C 2002a. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer* 08 : 107–130. DOI: 10.3809/jvirtex.2002.00053

Rosenbaum, G., Lister, G.S. & Duboz, C 2002b. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359 : 117–129. DOI: 10.1016/S0040-1951(02)00442-0

Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F. & Bader, A.-G. 2016. Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. *Comptes Rendus Geoscience* 348 : 224–235. DOI: 10.1016/j.crte.2015.12.005

Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B. & Van Den Driessche, J. 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology* 14 : 503–519.

Roure, F. & Colletta, B. 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. In *Peri-Tethys Memoir 2, Structure and Prospects of Alpine basins and forelands*. Mém. mus. natn. Hist. nat. pp. 173–209.

Rouvier, H., Henry, B. & Le Goff, M. 2012. Mise en evidence par le paleomagnetisme de rotations regionales dans la virgation des Corbieres (France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 183 : 409–424. DOI: 10.2113/gssgfbull.183.5.409

Rowan, M.G. & Vendeville, B.C. 2006. Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. *Marine and Petroleum Geology* 871–891.

Roy, J.-P. & Trémolières, P. 1992. L'inversion du demi-graben oligocène d'Alès (France): Données de terrain et modélisation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 315 : 1777–1781.

Rushlow, C.R., Barnes, J.B., Ehlers, T.A. & Vergés, J. 2013. Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay. *Tectonics* n/a-n/a. DOI: 10.1002/tect.20030

Sainz, A.M.C. & Faccenna, C. 2001. Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova* 13 : 281–288.

Sanchis, E. & Séranne, M. 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France. *Tectonophysics* 322 : 219–242. DOI: 10.1016/S0040-1951(00)00097-4

Sartégou, A., Bourlès, D.L., Blard, P.-H., Braucher, R., Tibari, B., Zimmermann, L., Leanni, L., Aumaître, G. & Keddadouche, K. 2018. Deciphering landscape evolution with karstic networks: A Pyrenean case study. *Quaternary Geochronology* 43 : 12–29. DOI: 10.1016/j.quageo.2017.09.005

Saura, E., Ardèvol i Oró, L., Teixell, A. & Vergés, J. 2016. Rising and falling diapirs, shifting depocenters, and flap overturning in the Cretaceous Sopeira and Sant Gervàs subbasins (Ribagorça Basin, southern Pyrenees): Southern Pyrenees Cretaceous Diapirism. *Tectonics* 35 : 638–662. DOI: 10.1002/2015TC004001

Schlupp, A., Clauzon, G. & Avouac, J.-P. 2001. Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes: implications pour la sismotectonique de la Provence. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 172 : 697–711.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97 : 93–117. DOI: 10.1007/s00015-004-1113-x

Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. & Kissling, E. 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics* 15 : 1036–1064. DOI: 10.1029/96TC00433

Schoene, B. 2014. U–Th–Pb Geochronology. In *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 341–378. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7

Schreiber, D., Giannerini, G. & Lardeaux, J.-M. 2011. The Southeast France basin during Late Cretaceous times: The spatiotemporal link between Pyrenean collision and Alpine subduction. *Geodinamica Acta* 24 : 21–35. DOI: 10.3166/ga.24.21-35

Sébrier, M., Bellier, O., Peulvast, J.-P. & Vergély, P. 1998. Commentaires à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti, Roland0 Armijo et Paul Tapponnier. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* t. 327 : 855–859.

Séguret, M. 1972. *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées*. Montpellier.

Seguret, M. & Proust, F. 1965. L'evolution tectonique post-hercynienne de la bordure mesozoique des Cevennes meridionales entre Ales et Ganges. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-VII : 85–92. DOI: 10.2113/gssgfbull.S7-VII.1.85

Séranne, M. 2013. Deux cent ans de geologie à travers les paysages languedociens autour du Pic Saint Loup. *Annales de la Societé d'Horticulture et d'Histoire Naturelles de l'Hérault* 153 : 4–19.

Séranne, M. 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geological Society, London, Special Publications* 156 : 15–36. DOI: 10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03

Séranne, M., Benedicto, A., Labaume, P., Truffert, C. & Pascal, G. 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology* 12 : 809–820.

Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J. & Quinif, Y. 2002. Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 173 : 97–112.

Séranne, M., Couëffé, R., Husson, E., Baral, C. & Villard, J. 2021. The transition from Pyrenean shortening to Gulf of Lion rifting in Languedoc (South France) – A tectonic-sedimentation analysis O. Lacombe, S. Tavani, A. Teixell, D. Pedreira, & S. Calassou, eds. *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 192 : 27. DOI: 10.1051/bsgf/2021017

Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P. & Spakman, W. 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 : 18. DOI: 10.1029/2003JB002514

Sinclair, H.D. 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science* 305 : 369–406. DOI: 10.2475/ajs.305.5.369

de Sitter, L.U. 1952. Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. *American Journal of Science* 250 : 297–307.

Smeraglia, L., Bernasconi, S.M., Berra, F., Billi, A., Boschi, C., Caracausi, A., Carminati, E., Castorina, F., Doglioni, C., Italiano, F., Rizzo, A.L., Uysal, I.T. & Zhao, J. 2018. Crustal-scale fluid circulation and co-seismic shallow comb-veining along the longest normal fault of the central Apennines, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 498 : 152–168. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.06.013

Smith, P.E. & Farquhar, R.M. 1989. Direct dating of Phanerozoic sediments by the 238U-206Pb method. *Nature* 341 : 518–521.

Sokoutis, D., Burg, J.-P., Bonini, M., Corti, G. & Cloetingh, S. 2005. Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics* 406 : 1–15. DOI: 10.1016/j.tecto.2005.05.025

Soto, R., Larrasoaña, J.C., Beamud, E. & Garcés, M. 2016. Early–Middle Miocene subtle compressional deformation in the Ebro foreland basin (northern Spain); insights from magnetic fabrics. *Comptes Rendus Geoscience* 348 : 213–223. DOI: 10.1016/j.crte.2015.10.009

Souloumiac, P., Leroy, Y.M., Maillot, B. & Krabbenhøft, K. 2009. Predicting stress distributions in fold-and-thrust belts and accretionary wedges by optimization. *Journal of Geophysical Research* 114 : B09404. DOI: 10.1029/2008JB005986

Souque, C., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P. & Robion, P. 2003. Duplex at the lateral tip of a thrust fault: the “La Cagalière” example (NE Pyrenees, France). *Geodinamica Acta* 16 : 89–98. DOI: 10.1016/S0985-3111(03)00004-4

Souquet, P. & Deramond, J. 1989. Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d’avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences - Series II - Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l’univers, Sciences de la Terre* 309 : 137–144.

Specht, M. 1989. *Tectonique de chevauchement le long du profil ECORS-Pyrénées: un modèle d’évolution de prisme d’acrrétion continental*. Université de Bretagne Occident. de Brest.

Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. & Macnab, R. 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics* 184 : 229–260. DOI: 10.1016/0040-1951(90)90442-B

Stacey, J S & Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26 : 207–221.

Stacey, J. S. & Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26 : 207–221. DOI: https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6

Stampfli, G.M. & Hochard, C. 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. *Geological Society, London, Special Publications* 327 : 89–111. DOI: 10.1144/SP327.6

Stampfli, G.M., Mosar, J., De Bono, A. & Vavasis, I. 1998. Late Paleozoic, early Mesozoic plate tectonics of the Western Tethys. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 32 : 113–120.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G. 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296 : 159–204. DOI: 10.1016/S0040-1951(98)00142-5

Stephenson, R.A. & Cloetingh, S.A.P.L. 1991. Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. *Tectonophysics* 188 : 27–37. DOI: 10.1016/0040-1951(91)90312-G

Stille, H. 1924. *Grundfragen der Vergleichenden Tektonik* Borntraeger., Berlin.

Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283 : 684–721. DOI: 10.2475/ajs.283.7.684

Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology* Prentice-Hall, Englewood Cliffs., New Jersey.

Tapponnier, P. 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7, t. XIX : 417–470.

Tari, G. & Jabour, H. 2013. Salt tectonics along the Atlantic margin of Morocco. 19.

Tavani, S., Bertok, C., Granado, P., Piana, F., Salas, R., Vigna, B. & Muñoz, J.A. 2018. The Iberia-Eurasia plate boundary east of the Pyrenees. *Earth-Science Reviews* 187 : 314–337. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.10.008

Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J.A. & Mazzoli, S. 2015. A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews* 141 : 82–104. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.11.013

Teixell, A. 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17 : 395–406. DOI: 10.1029/98TC00561

Teixell, A. 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society* 153 : 301–310.

Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M. & Lagabrielle, Y. 2018. Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics* 724–725 : 146–170. DOI: 10.1016/j.tecto.2018.01.009

Teixell, A., Labaume, P. & Lagabrielle, Y. 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus Geoscience* 348 : 257–267. DOI: 10.1016/j.crte.2015.10.010

Tempier, C. 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8 : 533–540.

Tera, F. & Wasserburg, G.J. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 14 : 281–304. DOI: 10.1016/0012-821X(72)90128-8

Ternois, S., Odlum, M., Ford, M., Pik, R., Stockli, D., Tibari, B., Vacherat, A. & Bernard, V. 2019. Thermochronological Evidence of Early Orogenesis, Eastern Pyrenees, France. *Tectonics* 38 : 1308–1336. DOI: 10.1029/2018TC005254

Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P. & Olivet, J.-L. 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332 : 561–568. DOI: 10.1016/S1251-8050(01)01576-2

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J. & Masini, E. 2015. Characterizing and identifying structural domains at rifted continental margins: application to the Bay of Biscay margins and its Western Pyrenean fossil remnants. *Geological Society, London, Special Publications* 413 : 171–203. DOI: 10.1144/SP413.3

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G. & Thinon, I. 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics* 33 : 1239–1276. DOI: 10.1002/2014TC003529

Urai, J.L., Williams, P.F. & van Roermund, H.L.M. 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology* 13 : 823–836. DOI: 10.1016/0191-8141(91)90007-6

Uzel, J., Nivière, B. & Lagabrielle, Y. 2019. Fluvial incisions in the North-Western Pyrenees (Aspe Valley): Dissection of a former planation surface and some tectonic implications. *Terra Nova* 32 : 11–22. DOI: 10.1111/ter.12431

Vacher, P. & Souriau, A. 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. *Geophysical Journal International* 145 : 460–470.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B. & Lahfid, A. 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 408 : 296–306. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.10.014

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Huyghe, D., Paquette, J.-L., Christophoul, F., Loget, N. & Tibari, B. 2017. Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees: A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. *Earth-Science Reviews* 172 : 43–74. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.07.004

Vera, J. 2004. *Geologia de España* Instituto Geologico y Minero de España.,

Vergely, P. & Xu, W.L. 1988. Les escaliers d'accrétion de calcite : un exemple de déformation par fracturation-cristallisation accompagnant le glissement sur les failles. *Geodinamica Acta* 2 : 207–217.

Vergés, J. 1994. *Estudio geológico de la vertiente sur del Pirineo oriental y central Evolución cinemática en 3D*. Université de Rennes.

Vergés, J. & Fernàndez, M. 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics* 579 : 144–172. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.08.032

Vergés, J., Fernàndez, M. & Martìnez, A. 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer* 08 : DOI: 10.3809/jvirtex.2002.00058

Vergés, J. & Garcia-Senz, J. 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. In *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mém. mus. natn. Hist. nat. P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson, & Crasquin-Soleau, eds. Paris, pp. 187–212.

Vergés, J., Kullberg, J.C., Casas-Sainz, A., de Vicente, G., Duarte, L.V., Fernàndez, M., Gómez, J.J., Gómez-Pugnaire, M.T., Jabaloy Sánchez, A., López-Gómez, J., Macchiavelli, C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Muñoz, J.A., Quesada, C., Terrinha, P., Torné, M. & Vegas, R. 2019. An Introduction to the Alpine Cycle in Iberia. In *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Regional Geology Reviews. C. Quesada & J. T. Oliveira, eds. Cham: Springer International Publishing, pp. 1–14. DOI: 10.1007/978-3-030-11295-0_1

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R. & Cloetingh, S. 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology* 12 : 903–915. DOI: 10.1016/0264-8172(95)98854-X

Vergés, J., Moragas, M., Martín-Martín, J.D., Saura, E., Casciello, E., Razin, P., Grelaud, C., Malaval, M., Joussiame, R., Messager, G., Sharp, I. & Hunt, D.W. 2017. Salt Tectonics in the Atlas Mountains of Morocco. *Permo-Triassic Salt Prov. Eur. North Africa Atl. Margins* 563–579.

Vermeesch, P. 2019. *U-Th-Pb discordia regression*, Geochronological data analysis/statistics/modelling. DOI: 10.5194/gchron-2019-14

Viallard, P. 1987. Un modèle de charriage épiglyptique: la nappe des Corbières orientales (Aude, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8 t.3 : 551–559.

Vielzeuf, D. & Kornprobst, J. 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters* 67 : 87–96. DOI: 10.1016/0012-821X(84)90041-4

Vila, J.M. 1964. Contribution à l'étude géologique de la région de Durban-Corbières (Corbières orientales - France).

Visser, R. 1992. Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics* 11 : 1369–1384.

Vissers, R.L.M. & Meijer, P.Th. 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews* 114 : 61–83. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.05.001

Von Blankenburg, F. & Davis, J.H. 1995. A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14 : 120–131.

de Voogd, B., Nicolich, R., Olivet, J.L., Fanucci, F., Burrus, J., Mauffret, A., Pascal, G., Argnani, A., Auzende, J.M., Bernabini, M., Bois, C., Carmignani, L., Fabbri, A., Finetti, I., Galdeano, A., Gorini, C.Y., Labaume, P., Lajat, D., Patriat, P., Pinet, B., Ravat, J., Lucchi, F.R. & Vernassa, S. 1991. First deep seismic reflection transect from the Gulf of Lions to Sardinia (ECORS-crop profiles in Western Mediterranean). In *Geodynamics Series*. R. Meissner, L. Brown, H. Dürbaum, W. Franke, K. Fuchs, & F. Seifert, eds. Washington, D. C.: American Geophysical Union, pp. 265–274. DOI: 10.1029/GD022p0265

Wallez, J.P. 1974. *Stratigraphie et structure de la partie meridionale du pays de Sault (Aude)*. Thèse de doctorat. France: Toulouse III.

Watts, A.B. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere* Cambridge University Press.,

Wegener, A. 1912. Die Entstehung der Kontinente. *Geologische Rundschau* 3 : 276–292. DOI: 10.1007/BF02202896

Wendt, I. & Carl, C. 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 86 : 275–285. DOI: 10.1016/0168-9622(91)90010-T

Wetherill, G.W. 1956. Discordant Uranium-Lead Ages. *Transactions, American Geophysical Union* 37 : 320–326.

Whitchurch, A., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R., Whittaker, A. & Allen, P. 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen : Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science* 311 : 442–482.

Willett, S., Beaumont, C. & Fullsack, P. 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21 : 371–374.

Williams, G.D., Powell, C.M. & Cooper, M.A. 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. *Geological Society, London, Special Publications* 44 : 3–15. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.02

Willis, B. 1893. Conditions of Sedimentary Deposition. *The Journal of Geology* I : 476–520.

Wilson, J.T. 1966. Did the Atlantic Close and then Re-Open? *Nature* 211 : 676–681. DOI: 10.1038/211676a0

Wilson, R.W., Houseman, G.A., Buiter, S.J.H., McCaffrey, K.J.W. & Doré, A.G. 2019. Fifty years of the Wilson Cycle concept in plate tectonics: an overview. *Geological Society, London, Special Publications* 470 : 1–17. DOI: 10.1144/SP470-2019-58

Woodhead, J., Hellstrom, J., Maas, R., Drysdale, R., Zanchetta, G., Devine, P. & Taylor, E. 2006. U–Pb geochronology of speleothems by MC-ICPMS. *Quaternary Geochronology* 1 : 208–221. DOI: 10.1016/j.quageo.2006.08.002

Woodhead, J.D., Horstwood, M.S.A. & Cottle, J.M. 2016. Advances in Isotope Ratio

Determination by LA–ICP–MS. *Elements* 12 : 317–322. DOI: 10.2113/gselements.12.5.317

Wyns, R. 1980. Apports de la microtectonique a l'etude de l'anticlinal du Pays de Bray; proposition d'un mecanisme de pli en compression avec decrochements associes. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XXII : 681–684. DOI: 10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.681

Yelland, A.J. 1991. *Fission-track thermotectonics of the Iberian-Eurasian plate collection*. London: College University of London.

York, D. 1966. Least-squares fifting of a straight line. *Canadian Journal of Physics* 44 : 1079–1086.

Ziegler, P.A. 1987. Celtic Sea-Western Approaches area: an overview. *Tectonophysics* 137 : 285–289. DOI: 10.1016/0040-1951(87)90323-4

Ziegler, P.A. 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. A visual presentation of a series of paleogeographic-paleotectonic maps. *AAPG Memoir* 43 : 164–196.

Ziegler, P.A., Cloetingh, S. & van Wees, J.-D. 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 252 : 7–59. DOI: 10.1016/0040-1951(95)00102-6

Ziegler, P.A., van Wees, J.-D. & Cloetingh, S. 1998. Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics* 300 : 103–129. DOI: 10.1016/S0040-1951(98)00236-4

Annexes

1. Datation 86T-W

Le tableau de données est accessible dans les annexes numériques associées à ce manuscrit.

2. Article 1 : Supplementary Information

NB: La table S3 est une annexe numérique

When did the Pyrenean shortening end? Insight from U-Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France)

Oriane Parizot*[1], Yves Missenard[1], Frederic Haurine[1], Thomas Blaise[1], Jocelyn Barbarand[1], Antonio Benedicto[1], Philippe Sarda[1]

[1]Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France.

2.1. Sample collection and preparation

Nearly one hundred fault-related calcites associated with a compressive regime were sampled focusing on "simple" objects: the faults are decimetric to metric, affecting the same formation, and have only played once (no reactivation) except the outcrop corresponding to samples C and E, which correspond to strike-slip faults related calcites veneered on a large normal fault mirror. Indeed, the majority of the slickensides present on these faults are all parallels, which allows us to analyze single-phase calcites that have not undergone secondary remobilization.

Among datable samples, six syn-faulting calcites were sampled from strike-slip faults (samples A,B,C,D,E,I) (Table S1). Samples A and D come from the Saint-Paul-de-Fenouillet syncline and sample B was sampled on the northern front of the Mouthoumet massif. Calcite C and E were sampled in the north of the Alaric anticline along the Moux fault. Sample I was collected in the western part of the Alaric anticline (Miramont castle). Five other calcites were collected from reverse faults (Table S1): samples F and G are located close to the North

Pyrenean Frontal Thrust (Galamus range) and sample J is located between the Alaric anticline and the Lagrasse fold ("Gorges de Congoust"). Sample K, that corresponds to a normal fault before strata tilting correction and to a reverse fault after correction, come from the north of Alaric anticline (Comigne town). Sample L comes from the upper frontal flat of the "La Cagalière" fault-bend fold (Souque et al. 2003). Calcite H was sampled on a low angle fault in the inner part of the compressive "La Cagalière" duplex (see Souque et al. (2003): Fig. 6, fault between horses 4 and 5) (Table S1).

Calcites were observed from polished samples using a cathodoluminescence microscope (an Olympus BX41 microscope coupled to a Cathodyne cold-cathode catholuminescence (NewTec, Nîmes, France) operating at 10 kV and 200-300 µA with an exposition time of 10 seconds, and a Qicam Fast 1394 digital camera (TELEDYNE QIMAGING, Surrey, Canada). Uranium and lead isotopic compositions were measured by LA-ICP-MS.

N° site/ sample	GPS coordinates (geographical reference)	Host rock		Fault		
		Lithology	Stratigraphy	Kinematics	Orientation	Illustration
A	42.800256° N 2.497849° E (St-Paul-de-Fenouillet syncline)	Limestone	Cretaceous	Dextral	N21°-SV p17°N	
B	43.012258° N 2.635283° E (northern front of the Mouthoumet massif)	Marl	Ilerdian (Ypresian)	Senestral	N105°-73°S pV289°	
C	43.170394° N 2.638086° E (northeast of Alaric anticline, Moux fault)	Limestone	Thanetian	Dextral	N165°-SV p42°S	

D	42.800256° N 2.497849° E (St-Paul-de-Fenouillet syncline)	Limestone	Cretaceous	Dextral	N35°-SV p15°N	
E	43.170394° N 2.638086° E (northeast of Alaric anticline, Moux fault)	Limestone	Thanetian	Dextral	N03°-77E p28°S	
F	42.845028° N 2.478483° E (Galamus range)	Limestone/ Dolostone	Jurassic	Reverse	N41°-56°SE p35°SO	
G	42.845028° N 2.478483° E (Galamus range)	Limestone/ Dolostone	Jurassic	Reverse	N130°-52°NE p90°	
H	43.091411° N 2.626467° E (« La Cagalière » duplex – Lagrasse fold)	Limestone	Ilerdian (Ypresian)	Low angle fault in the "La Cagalière" Duplex	N42°-0°N pV283°	
I	43.172253° N 2.505150° E (north of Alaric anticline, Miramont castle)	Limestone	Ilerdian (Ypresian)	Senestral	N10°-73°W p2°W	
J	43.124903° N 2.610631° E (North of Ribaute town, "Gorges de Congoust")	Limestone	Cretaceous	Reverse	N114°-50°S p19°E	

K	43.170583° N 2.580708° E (north of Alaric anticline, Comigne)	Molasse de Carcassonne	Cuisian-Priabonian	Normal	N130°-40°NE p42°E	
L	43.092810° N 2.625638° E (near « La Cagalière » duplex – Lagrasse fold)	Limestone	Ilerdian (Ypresian)	Reverse	N38°-57°SE p90°SE	

Table S1 *- Characteristics of dated samples*

2.2. Microtectonics data

For study sites selection, we mainly focused on large regional tectonic structures (the Alaric anticline, the Lagrasse fold, the base of the Corbières nappe, the Mouthoumet massif and the North Pyrenean Frontal Thrust). After the acquisition of the microtectonic data, a first treatment consists in inverting the data of the fault planes (Right dihedral inversion method (Angelier & Mechler 1977) of the entire region (526 fault planes, tension joints and stylistic axes have not been taken into account) from Wintensor© software (Delvaux & Sperner 2003). The second step is a statistical treatment of the set of σ1 directions associated to each fault plane in order to identify the different families: the result is visible on the rosace diagram (the frequency is in log scale) (Figure A S1). These planes have not been corrected from strata tilting. Then, each plan family observed on the outcrops are associated with the families highlighted on the rosace diagram. The map on the figure B S1 shows the different σ1 directions (pink, orange or black line) observable on each outcrop. The σ1 direction of the fault planes/families associated with neither of the two main families (σ1 NE-SW and NO-SE) are those represented by the black lines. Finally, each fault plane associated with a dated sample, as well as the bedding and the fault plane corrected from strata tilting, were represented on the equal-area (Schmidt) stereographic lower-hemisphere projection.

Notes:

- The fault plane associated with Sample K is not present in the rosace diagram since its present-day orientation suggests a normal fault.

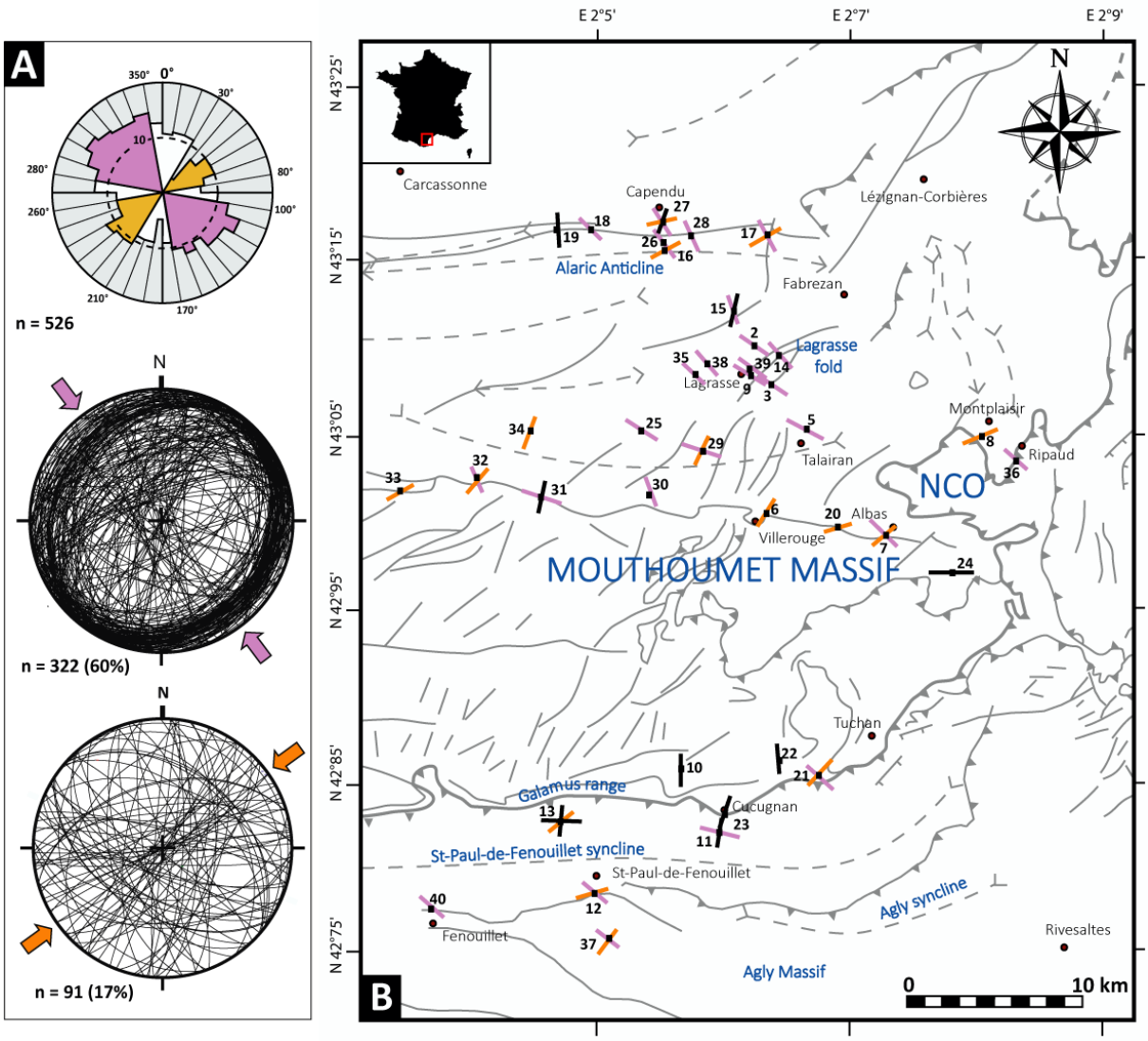


Figure S1 *- Result of microtectonic data processing. A. Frequency of the different azimuths of σ1 on all fault planes (not corrected from strata tilting) associated with a compressive regime and stress tensors of the different fault plane families highlighted in this study. B. Structural map of the study area with the orientation of the σ1 main stress orientation associated to each microtectonic site. NCO: Nappe des Corbières Orientales*

2.3. U-Pb geochronology

2.3.1. Analytical Protocol

U-Pb analyses were made using a Thermo Scientific™ High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (HR-ICP-MS) ELEMENT XR (ThermoFisher Scientific, Waltham, USA) coupled to a 193 nm ArF Laser Ablation System (Photon Machines Teledyne, Thousand Oaks, USA) at the Géosciences Paris-Saclay (GEOPS) laboratory at the University Paris-Saclay.

WC-1 (Roberts et al. 2017) was used as primary reference material to correct for $^{206}Pb/^{238}U$ fractionation. NIST614 glass standard was used to correct $^{207}Pb/^{206}Pb$ mass bias and to evaluate the instrumental drift during analytical sessions; Duff Brown Tank (DBT) (Hill et al. 2016) and AUG-B6 (Pagel et al. 2018) were measured as secondary reference materials to ensure accuracy.

A "prescan" consisting in making 6 to 10 spots in each sample (random location when the calcites are homogeneous in reflected light and cathodoluminescence, or, if not, determined location according to the different zones distinguished) was carried out in order to select the most favourable ones for dating, based on fast raw signal processing. Once the samples selected and the ablation spots placed, the automatic analysis was started for several hours (12-13h) with the operating conditions listed in the table below (Table S2).

The laser beam diameter for calcite unknowns and calcite reference materials (WC-1, AUG-B6 and DBT) was 150 µm. Calcite crystals (including reference materials) were ablated at a frequency of 8 Hz and a fluence of 4 $J.cm^{-2}$. Glass reference materials NIST612 (37.38 ppm U and 38.57 ppm Pb) and NIST614 (0.823 ppm U and 2.32 ppm Pb, Jochum et al. (2011) were ablated at a frequency of 10 Hz, a fluence of 6.25 $J.cm^{-2}$ and a beam size of 40 µm for NIST612 and 110 µm for NIST614.

Each analysis consists of 30 s background acquisition followed by 30 s of sample ablation and 30 s washout. Prior to analysis, each sample spot was pre-ablated during 3 s at a frequency of 8 Hz and with a fluence of 4 $J.cm^{-2}$ over an area larger than the beam diameter to clean the surface (155 µm) and remove potential surface contamination. The laser-induced aerosol was carried by helium (lage volume at 0. 5 $l.min^{-1}$ and inner cup at 0. 375 $l.min^{-1}$) from the sample cell to a mixing funnel in which the sample and He are mixed with 0.950 to 1 $l.min^{-1}$ argon to stabilize the aerosol input to the plasma. Signal strength of the ICP-MS was tuned

for maximum sensitivity while keeping Th/U between 0.99 and 1.05 and ThO/Th around 0.3 % on NIST612. Isotopes ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th and ^{238}U were acquired with integration time per peak (ms) of 10 ms for ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U, of 30 ms for ^{206}Pb and of 40 ms for ^{207}Pb by 70 runs.

We used NIST614 to correct for ^{207}Pb/^{206}Pb fractionation (Woodhead et al. 2016; Roberts et al. 2017). For mass-bias correction of the measured ^{238}U/^{206}Pb ratios, we used the calcite reference material from the Permian Reef Complex Walnut Canyon (WC-1, Roberts et al.(2017). This calcite reference material has been previously dated by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) after isotope dilution at 254.4±6.4 Ma and has been used by many other labs for laser ablation mass-bias correction (Li et al. 2014; Coogan et al. 2016; Ring & Gerdes 2016; Roberts & Walker 2016; Roberts et al. 2017; Pagel et al. 2018; Lawson et al. 2018; Parrish et al. 2018). WC-1 exhibits high U/Pb and homogeneous distribution of U (Roberts et al. 2017). To ensure accuracy, we analyzed two secondary calcite reference materials during the analytical session: Duff Brown Tank (DBT) calcite, dated at 64.0±0.7 Ma by U-Pb isotope dilution (Hill et al. 2016), and AUG-B6, a calcite breccia dated at 42.99±1 Ma (Pagel et al. 2018). Internal secondary reference calcite AUG-B6 comes from the Gondrecourt graben (Eastern Paris Basin), part of the European Cenozoic Rift System, and has been dated by Pagel et al. (2018) by LA-ICP-MS, and is routinely analyzed at GEOPS (university Paris-Saclay). Measurements have been made by sequences composed of 10 reference material analyses (2 NIST612, 2 NIST614, 2 DBT, 2 AUG-B6 and 2 WC-1), 10 spots on unknowns calcite, 8 reference material analysis (2 NIST614, 2 DBT, 2 AUG-B6 and 2 WC-1), 10 spots on unknowns calcite, etc., ending with 10 reference material analysis (2 NIST612, 2 NIST614, 2 DBT, 2 AUG-B6 and 2 WC-1). Data were acquired in fully automated mode overnight in sequences of max. 400 analyses for about 12 hours of analysis from the 26th of November 2019 to the 17th of December 2019 and from the 29th of October 2020 to the 17th of November 2020.

Data were reduced in Iolite© using NIST614 glass as the primary reference material to correct for baseline and for Pb isotope mass bias over the sequence time (Paton et al. 2011; Lawson et al. 2018). No down-hole fractionation correction is applied in Iolite© (Nuriel et al. 2017). The approach to data reduction was to define an acceptable and large window (time window of >25 s if possible) within the data profile and average the ratios. Our calcite samples

typically have low (< 2-3 ppm) to very low (< 1 ppm) U concentration. The most favorable areas for dating are those with highest U/Pb and lowest $^{207}Pb/^{206}Pb$ values, *i.e.* with very low initial common Pb (Lawson et al. 2018; Parrish et al. 2018), plotting close to the Concordia line. However, small -scale variations in the concentrations of uranium and common lead are important to get well-constrained isochrones. The two sigma standard error in $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ ratios measured on NIST614 during the analytical session (instrumental drift) were propagated to the final age uncertainty of calcite samples by quadratic addition. During the session, NIST614 two sigma error of the $^{207}Pb/^{206}Pb$ was max. 0.65 % and was max 1.30 % for $^{206}Pb/^{238}U$ (see Table S3). Each reduced data is plotted in a Tera-Wasserburg $^{238}U/^{206}Pb$ *versus* $^{207}Pb/^{206}Pb$ graph using IsoplotR© (Vermeesch 2019). An isochron is drawn and the isochron age is deduced by the intersection on the concordia. For each sequence, the age and uncertainty of WC-1 reference calcite, following normalization using NIST614 glass, was calculated without further normalization using a Tera-Wasserburg intercept age calculated from the $^{206}Pb/^{238}U$ and NIST614-normalized $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios. Following the analytic run, we applied a linear correction factor to correct the $^{206}Pb/^{238}U$ such that the primary WC-1 yields the correct intercept age (*i.e.*, 254.4±6.4 Ma, Roberts et al. (2017). Throughout the analytical session, we obtained 169.2±2.1 Ma (32 analyses), 179.6±2.1 Ma (50 analyses), 173.4±1.6 Ma (44 analyses), 170.3±2.2 Ma (43 analyses), 159.6±3.5 Ma (18 analyses), 161.4±1.6 Ma (44 analyses), 165.1±3.4 Ma (34 analyses), 160.7±3.7 Ma (34 analyses), 161.5±2.5 Ma (34 analyses) for WC1, hence we applied a linear correction factor of 0.62 to 0.70, depending on the analytical session, to correct all the $^{206}Pb/^{238}U$ ratios of carbonate samples (Table S3). We anchored the $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio at 0.85 for the common Pb based on Stacey and Kramers (1975) when we calculated the Tera-Wasserburg intercept age on WC-1 (see Roberts et al. (2017)). On unknown calcite samples, Tera-Wasserburg intercept ages are calculated by plotting each spot from a single sample (or a single calcite type) and by applying the linear correction factor found on WC-1 during the session to correct the $^{206}Pb/^{238}U$. When data are spreading along a single regression line, this spread is interpreted as an isochron and an age is calculated from the IsoplotR© software without any constraint on the initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ value. Error ellipses of each spots and the error on the Tera-Wasserburg intercept age are 2σ. In each Tera-Wasserburg graph, the age uncertainty is given, propagating the systematic uncertainty of primary

reference material WC-1 age (2.6 %), and the two sigma error of the $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ of the corresponding analytical session by quadratic addition (Table S3). The uncertainty related to ^{235}U and ^{238}U decay constants is propagated using IsoplotR©. Following this description, calculated ages for secondary reference materials analyzed during the sequence are indicated in Figure S3, without anchoring $^{207}Pb/^{206}Pb$ at the origin.

The U-Pb data of each dated calcite sample is, sometimes, obtained from a combination of several analytical sequences. The $^{206}Pb/^{238}U$ correction was performed for each ablation spot based on the associated WC-1 data from the corresponding sequence.

Systematic long-term excess-variance uncertainty was not propagated in this study. Because sample ages were sometimes obtained from the compilation of data coming from several analytical sequences, the random uncertainties on $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ propagated from NIST 614 (instrumental drift) correspond to the maximum uncertainties obtained across all sequences.

Laboratory and Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Paris Saclay (GEOPS), University Paris-Saclay, Orsay, France
Sample type/mineral	Calcite
Sample preparation	In situ in polished fragments of fault-related calcite in epoxy mounts
Imaging	Cathodoluminescence microscope
Laser ablation system	
Make, Model and type	193nm ArF Photon Machines (Teledyne)
Ablation cell	HelEx
Laser wavelength (nm)	193 m
Pulse width (ns)	5 ns
Fluence ($J.cm^{-2}$)	4 $J.cm^{-2}$ for sample and carbonate standard, 6.25 $J.cm^{-2}$ for NIST 612 and NIST614
Repetition rate (Hz)	8 Hz for sample and carbonate standard, 10 Hz for NIST 612 and NIST614

Pre-ablation	each spot during 3 s, 155 µm for sample and carbonate standard, 50 µm for NIST 612 and 135 µm for NIST614
Ablation duration (secs)	30 s
Spot size (mm)	150 µm for sample and carbonate standard, 40 µm for NIST 612 and 110 µm for NIST614
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Carrier gas	He
Cell carrier gas flow ($l.min^{-1}$)	Helium Lage volume: 0.5 $l.min^{-1}$ Inner cup: 0.375 $l.min^{-1}$
ICPMS instrument	
ICPMS instrument Make, Model & type	ThermoScientific Element XR
Sample introduction	Ablation aerosol
RF power (W)	1175 W
Make-up gas flow in ablation funnel ($l.min^{-1}$)	Ar=0.950 to 1 $l.min^{-1}$
Detection system	Ion counter
Masses measured	206, 207, 208, 232, 238
Average gas background (cps)	30 for 206, 27 for 207, 67 for 208, 0.1 for 232, 0 for 238
Integration time per peak (ms)	30 ms for 206, 40 ms for 207, 10 ms for 208, 10 ms for 232, 10 ms for 238
Total integration time per reading (secs)	0.1 s
IC Dead time (ns)	30 ns
Signal strength at ICPMS tuned conditions	Th/U ~1 $^{248}ThO/^{232}Th$ around 0.3 %
Data Processing	

Data acquisition	Fully automated mode overnight in sequences of 399 analysis maximum
Gas blank	30 s background, 30 s sample ablation and 30 s washout
.Calibration strategy	NIST614 for ^{207}Pb-^{206}Pb, calcite WC-1 for ^{238}U-^{206}Pb, secondary reference material calcite Duff Brown Tank and calcite breccia AUG-B6
Reference Material info	WC-1 age: 254.4±6.4 Ma (Roberts et al. 2017), Duff Brown Tank age: 64.04 ± 0.67 Ma (Hill et al. 2016) and calcite breccia AUG-B6 age: 42.99 ± 0.98 Ma (Pagel et al. 2018)
Data processing package used / Correction for LIEF	Iolite to calculate uncertainties, no down-hole fractionation correction
Mass discrimination	$^{207}Pb/^{206}Pb$ normalization to NIST614, $^{206}Pb/^{238}U$ normalized to WC-1
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common-Pb correction applied
Uncertainty level & propagation	Ages in the data table are quoted at 2sigma (2σ) absolute, uncertainty propagation by quadratic addition
Quality control / Validation	Measurements of WC-1, Duff Brown Tank (DBT) and NIST614 were done along with samples throughout the analytical session

Table S2 *- Ablation parameters and characteristics of U-Pb dating on fault-related calcite*

2.3.2. Global results

Twelve fault-related calcites, corresponding to 15% of all samples, were suitable for dating.

The uranium content (in ppm) per spot in the samples is shown on the Tera-Wasserburg diagrams (colour variation). This content has been calibrated from WC-1, considering the latter homogeneous and with a mean U concentration of 5 ppm in the whole sample.

Figure S2 shows some Tera-Wasserburg diagrams associated with samples from the Corbières region that could not be dated. In most cases, high common lead together with low U (below ppm) prevent any dating attempt. Samples may also be undatable because individual spots are not aligned along an isochron corresponding to a common lead/radiogenic lead mixture line, which could be related with a re-opening of the isotope system. Finally, some calcite cannot be dated because uncertainties are too large.

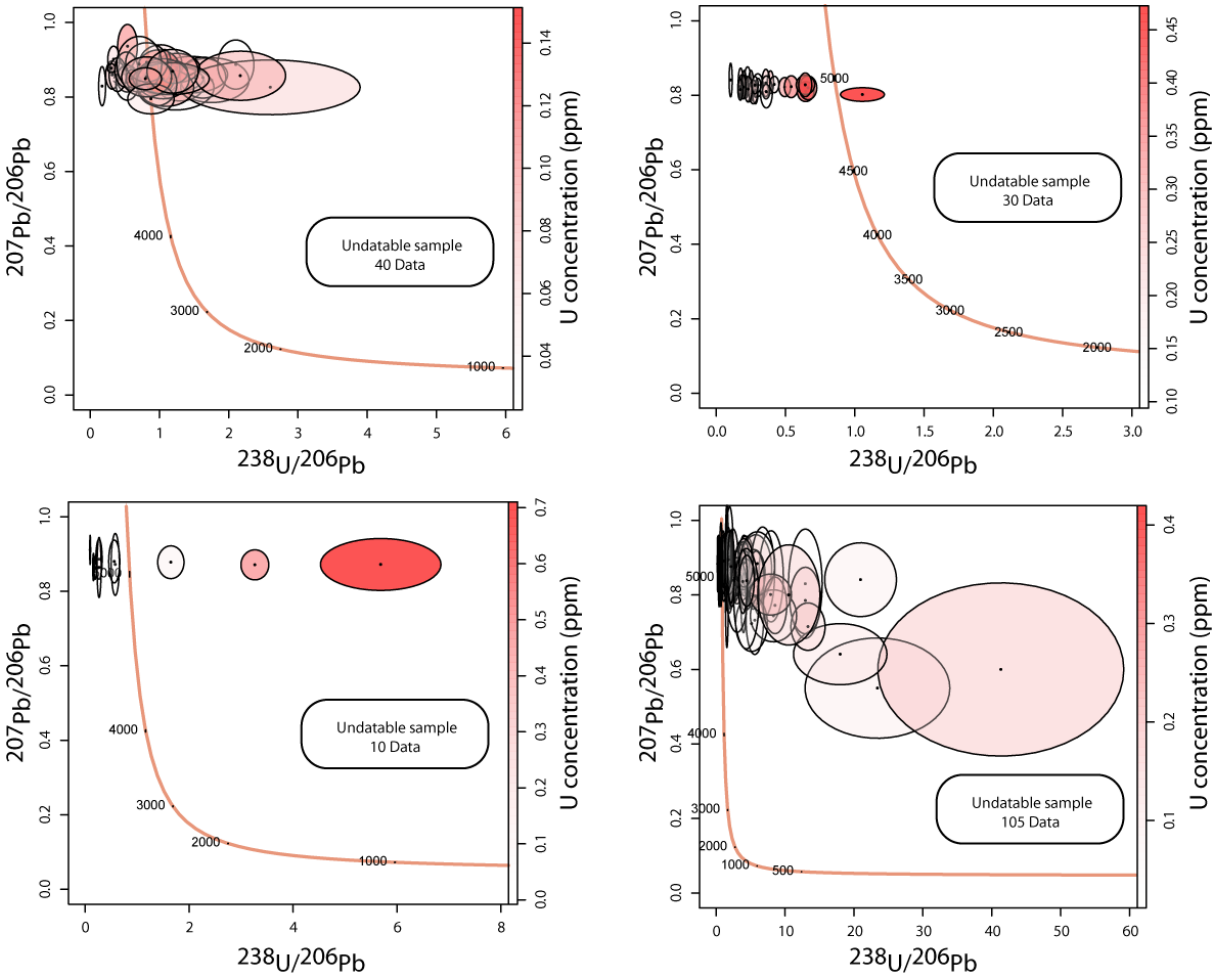


Figure S2 *- Examples of Tera-Wasserburg diagram of undatable samples*

2.3.3. Standards results

NIST 614 glass standard, used to correct $^{207}Pb/^{206}Pb$ mass bias and to evaluate the instrumental drift during analytical sessions, gives an average $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio of 0.871 ± 0.02 over all sessions (Figure S3A and Table S3).

The dating of secondary calcite reference materials during the analytical session made it possible to evaluate the accuracy of the dating procedure. Indeed, Duff Brown Tank, dated at 64.04 ± 0.67 Ma by Hill et al. (2016) is here 63.0 ± 1.9 Ma in age (all sessions combined) and AUG-B6, dated at 42.99 ± 0.98 Ma by Pagel et al. (2018) is here 42.6 ± 1.2 Ma in age (all sessions combined) (Figure S3B, S3C). In detail, Duff Brown's age ranges from 61.5 ± 2.8 to 69.8 ± 3.2 Ma and AUG-B6 from 41.8 ± 1.5 to 44.3 ± 2.7 Ma (Figure S3 and Table S3).

The ages obtained on DBT during sessions 1 and 3 seem to be significantly higher than the theoretical value (Figure S3). This may be due to the ratios $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ which are not dispersed, since by anchoring $^{207}Pb/^{206}Pb$ at 0.7, we obtained ages of 63.1 ± 2.0 Ma and 60.6 ± 2.1 Ma.

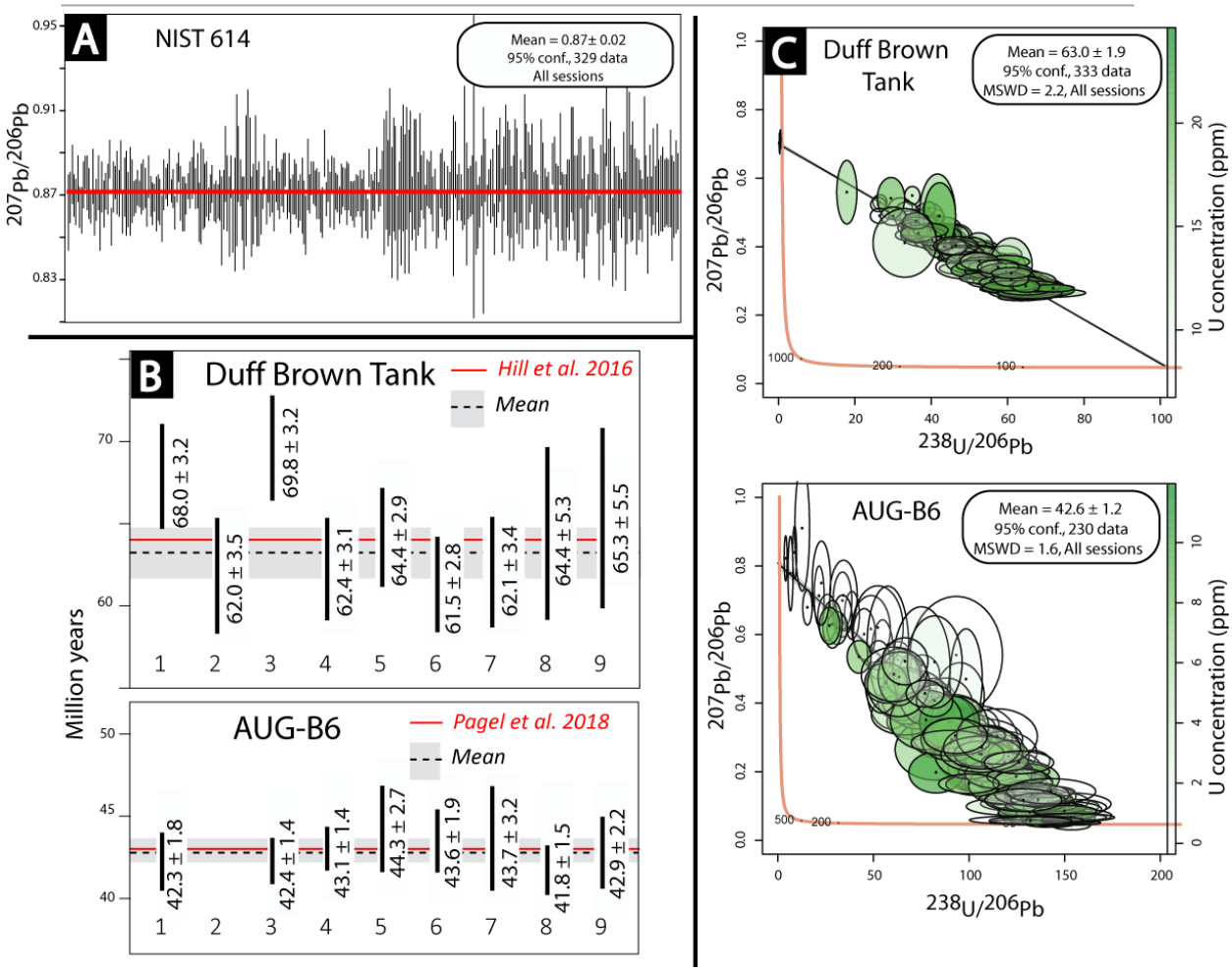


Figure S3 - *Ages of secondary standards (in Ma, 2σ with random and systematic uncertainties - except long term excess variance of validation material - propagated) A. Pooled NIST614 $^{207}Pb/^{206}Pb$ measurements for all sessions B. Lower intercept (Tera-Wasserburg) age for Duff Brown and AUG-B6 for nine sessions C. Pooled Tera-Wasserburg results for Duff-Brown and AUG-B6.*

2.3.4. Samples results

Lower intercept (Tera-Wasserburg) ages (in Ma) for all dated samples are represented on Figure S4. The sessions number associated with each T-W diagram corresponds to the same number as those of the secondary reference materials (Figure S3 and Table S3). Some spots corresponding to an uncertainty of more than 30% of $^{207}Pb/^{206}Pb$ or $^{206}Pb/^{238}U$ ratios have been

excluded. Uncertainties correspond to 2σ with random and systematic uncertainties - except long term excess variance of validation material - propagated.

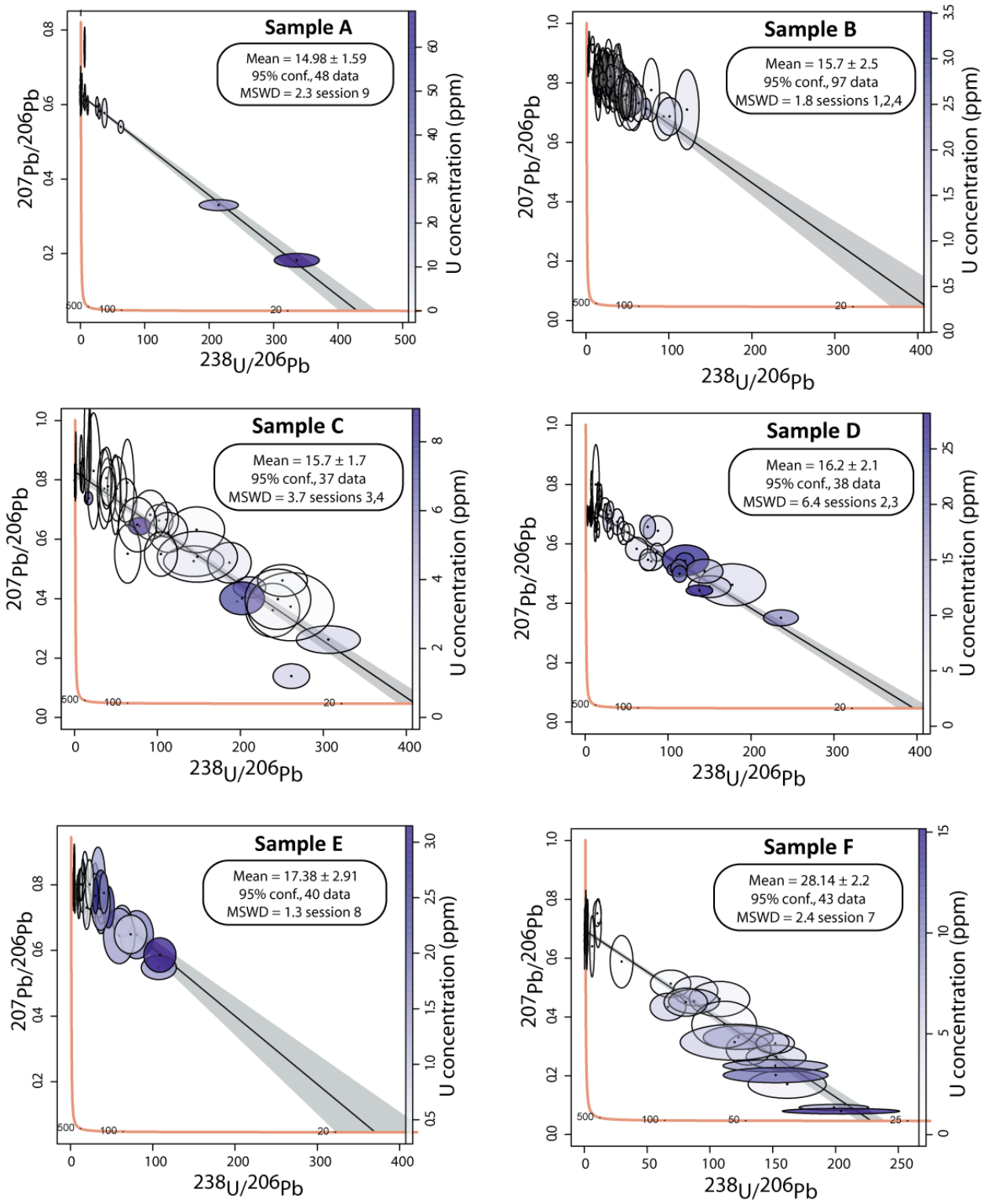


Figure S4 *- Lower intercept (Tera-Wasserburg) age for dated calcites*

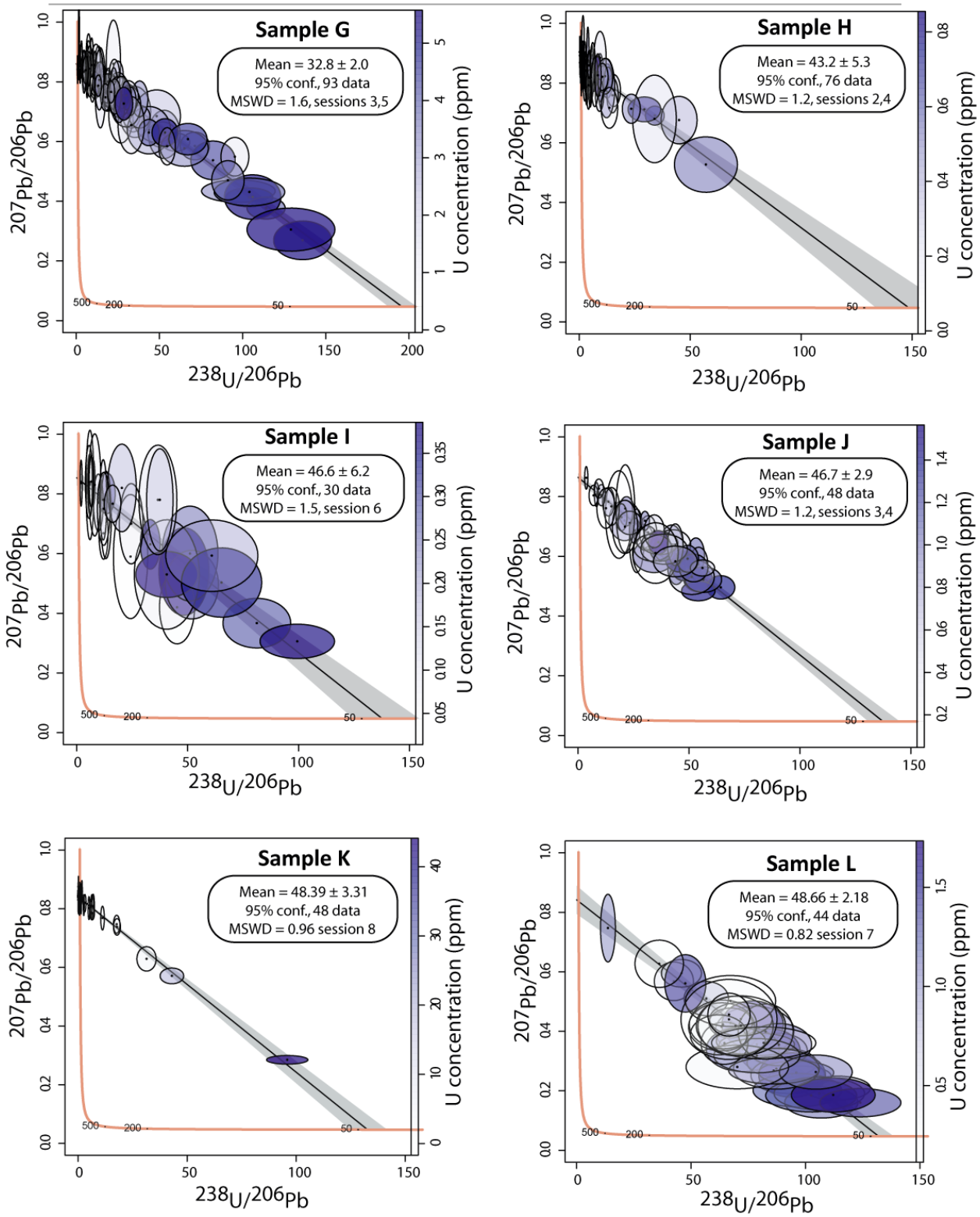


Figure S4, continued *- Lower intercept (Tera-Wasserburg) age for dated calcites*

3. Article 3 : Supplementary Information

NB: La table S3 est une annexe numérique

Geological Magazine

How sensitive intraplate inherited structures are? Insight from the Cevennes Fault System (Languedoc, SE France)

Oriane Parizot*[1], Yves Missenard[1], Jocelyn Barbarand[1], Thomas Blaise[1], Antonio Benedicto[1], Frederic Haurine[1], Philippe Sarda[1]

[1]Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France.

Supplementary Material

3.1. Sample collection and preparation

54 fault-related calcites were sampled focusing on "simple" objects: the faults are decimetric to metric, affecting the same formation, and have only played once. Indeed, the majority of the slickensides present on these faults are all parallels, which allows us to analyze single-phase calcites that have not undergone dissolution-recrystallization.

25% of the initial samples (13/54 samples) were datable by LA-ICPMS U-Pb geochronology. Unsuccessful samples consist of calcite with low uranium concentration and/or high common lead content. The characteristics of each sample are presented in Table 1.

Calcites were observed from polished samples using a cathodoluminescence microscope (an Olympus BX41 microscope coupled to a Cathodyne cold-cathode catholuminescence (NewTec, Nîmes, France) operating at 10 kV and 200-300 µA with an exposition time of 5 or 10 seconds (described in the Figure S1), and a Qicam Fast 1394 digital camera (TELEDYNE QIMAGING, Surrey, Canada) (Figure S1). In cathodoluminescence microscopy (CL), calcite crystals show relatively homogeneous luminescence without growth zonation. The color appears to be specific to the outcrop: samples SB-1 to 4 have colors ranging from red to bright yellow (Figure S1). Samples GD-1 to 3 have highly luminescent and samples PB-1 and 2 are weakly luminescent (orange). Samples SL-1 and 2 have a similar luminescence to samples SB-1 to 4 (from red to bright yellow, Figure S1). In contrast, samples SL-3 and DM-1 have a weakly luminescent, like samples PB-1 and 2. Areas where calcite crystals were not milky white or clear white-grey in reflected light were excluded. They generally correspond to the edges of the samples, and often show a color variation in CL in comparison with the determined ablation areas.

N° sample	GPS coordinates (geographical reference)	Host rock		Fault			Calcite
		Lithology	Stratigraphy	Kinematics	Present-Day Orientation	Illustration	U-Pb Age
SB-1	43.901718° N 3.742944° E (Saint-Bauzille-de-Putois)	Limestone	Malm	Dextral	N78°-84°NO-p58°NE		36.6 ± 1.8 Ma

SB-2				Senestral	N66°-74°SE-p17°SO		39.6 ± 3.4 Ma
SB-3				Senestral	N59°-84°NO-p0°		40.8 ± 3.3 Ma
SB-4				Dextral	N76°-88°SE-p51°NE		41.3 ± 2.1 Ma
GD-1	43.906668° N 3.740805° E (Grotte des Demoiselles)	Limestone	Kimmeridgian-Tithonian	Dextral	N63°-29°NO-p56°N		48.3 ± 2.7 Ma
GD-2				Senestral	N52°-65°NO-p7°SO		52.9 ± 6.3 Ma

GD-3				Reverse	N73°-47°NO-p45°O		63.8 ± 11.9 Ma
PB-1	43.791361° N 3.563215° E (Pégairolles-de-Buèges)	Limestone	Kimmeridgian	Senestral	N34°-52°SE-p2°SO		101.8 ± 8.9 Ma
PB-2				Dextral	N171°-86°NE-p9°NO		104.2 ± 6.2 Ma
SL-1	43.787608° N 3.855420° E (NE St-Loup terminaison)	Limestone	Berriasian (Lower Cretaceous)	Reverse	N90°-85°S-p90°		34.6 ± 3.2 Ma
SL-2	43.777095° N 3.757244° E (St-Martin-de-Londres)	Breccia	Bartonian (Eocene)	Reverse	N120°-30°NE-p47°NO		39.9 ± 6.9 Ma

SL-3	43.727046° N 3.631567° E (NE St-Loup terminaison)	Limestone	Kimmeridgian-Tithonian	Senestral	N43°-47°SE-p13°NE		50.4 ± 8.3 Ma
DM-1	43.732433° N 3.800334° E	Limestone	Malm	Senestral	N176°-86°O-p0°		45.0 ± 8.5 Ma

Table S1 - Characteristics of dated samples

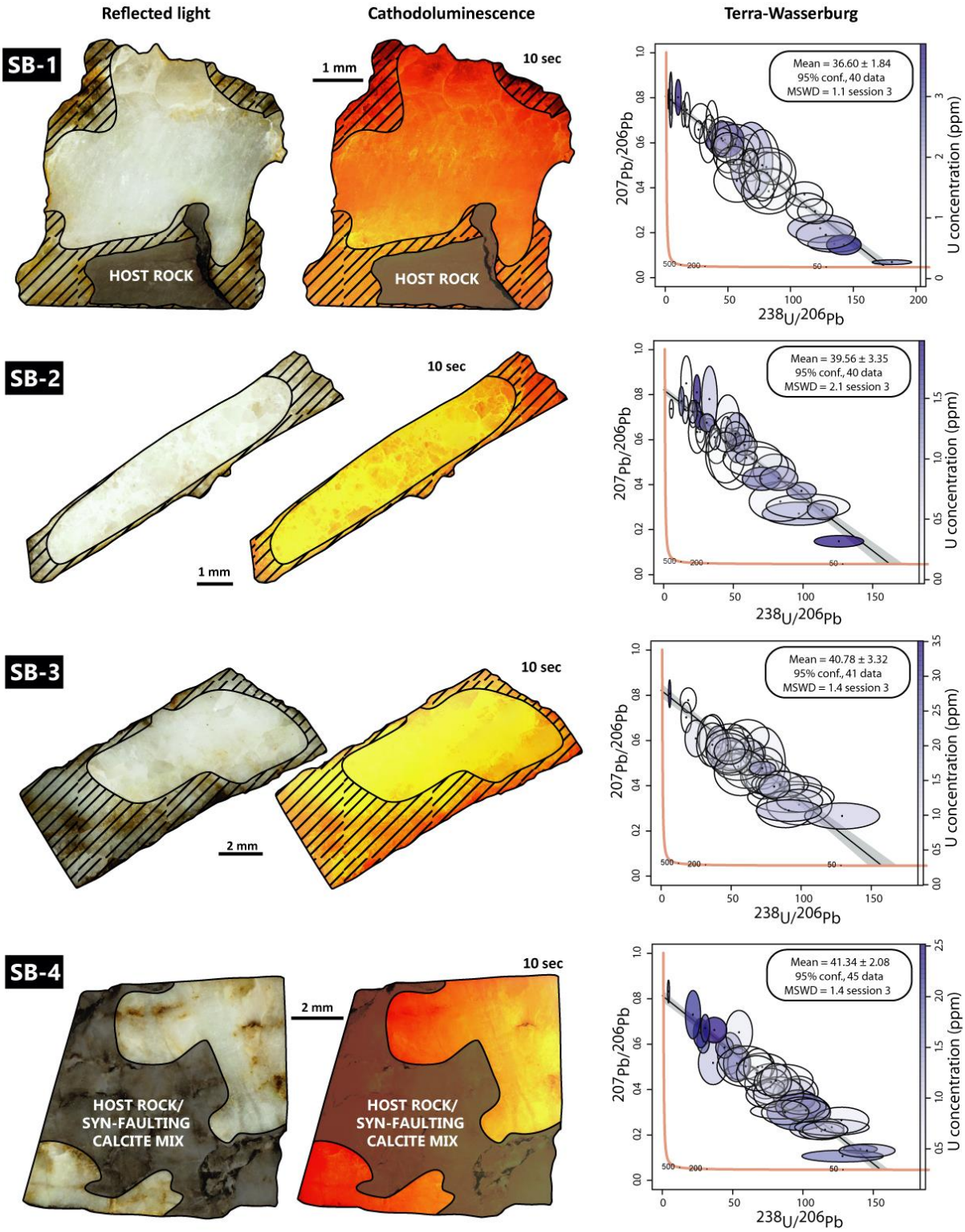


Figure S1 – Petrographic observations (reflected light and cathodoluminescence microscopy) and Lower intercept (Tera-Wasserburg) age for dated calcites

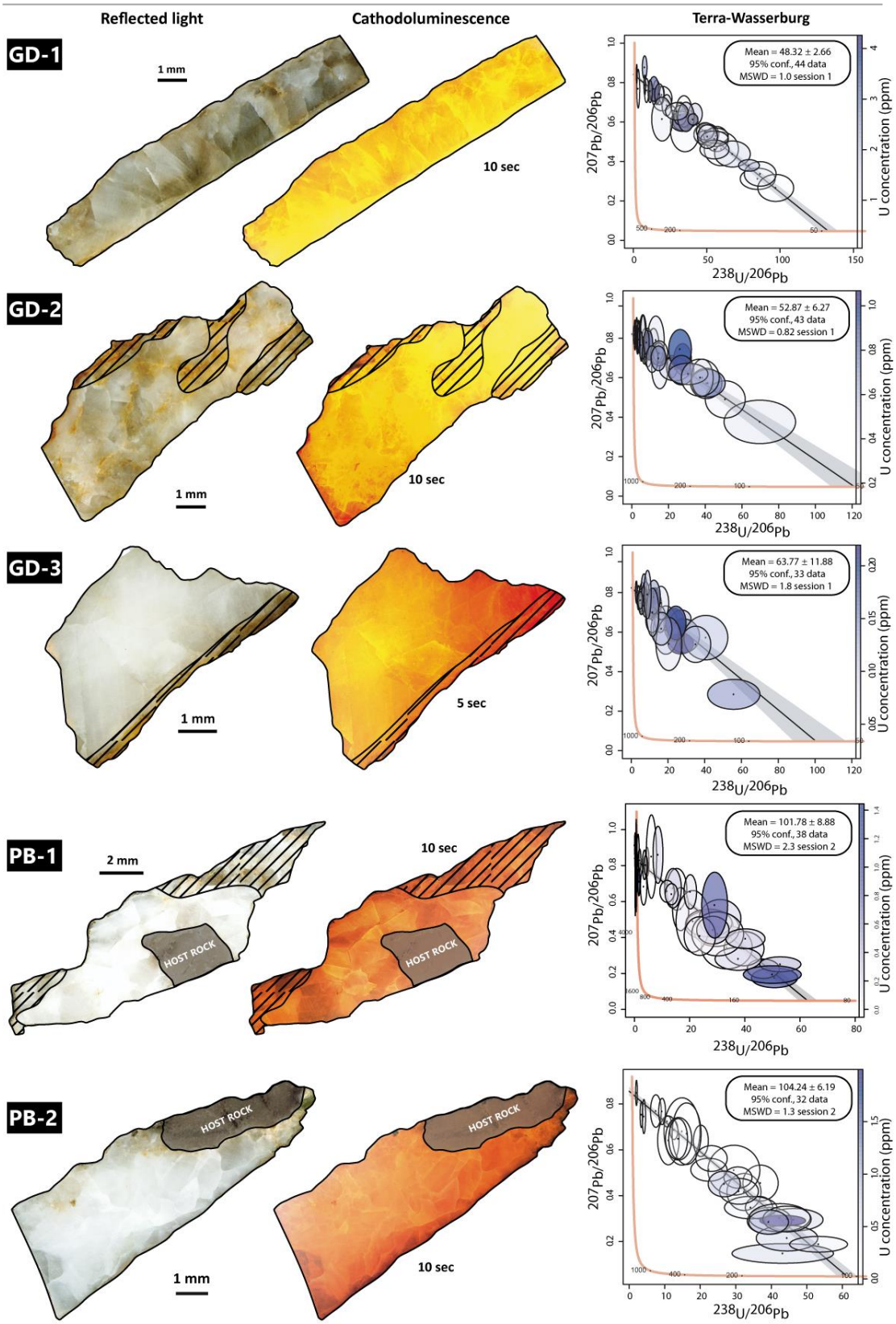


Figure S1 (continued) – Petrographic observations (reflected light and cathodoluminescence microscopy) and Lower intercept (Tera-Wasserburg) age for dated calcites

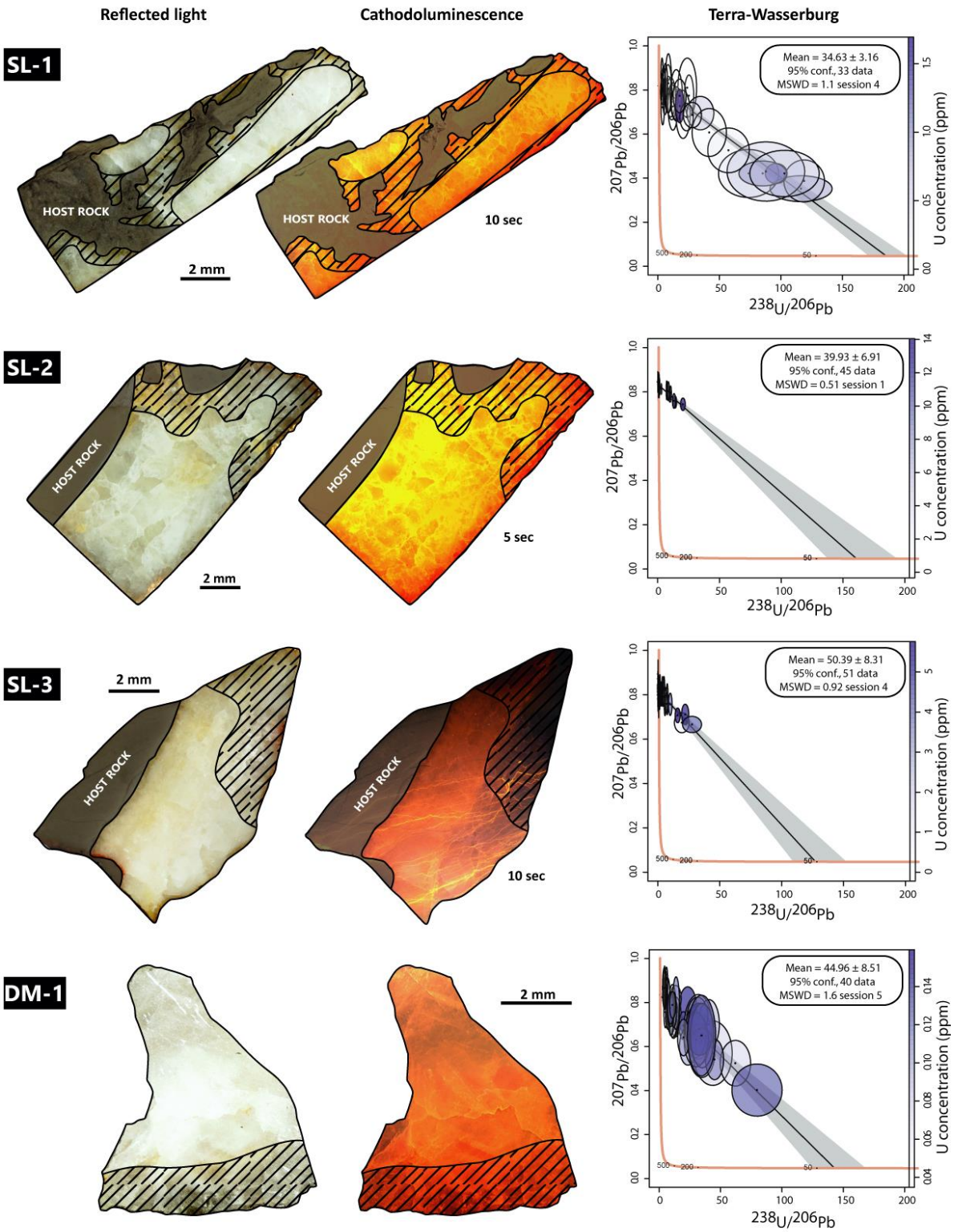


Figure S1 (continued) – Petrographic observations (reflected light and cathodoluminescence microscopy) and Lower intercept (Tera-Wasserburg) age for dated calcites

3.2. U-Pb geochronology

3.2.1. Analytical Protocol

U-Pb analyses were conducted using a Thermo Scientific™ High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (HR-ICP-MS) ELEMENT XR (ThermoFisher Scientific, Waltham, USA) coupled to a 193 nm ArF Laser Ablation System (Photon Machines Teledyne, Thousand Oaks, USA) at the Géosciences Paris-Saclay (GEOPS) laboratory at the University Paris-Saclay.

WC-1(Roberts et al. 2017) was used as primary reference material to correct for $^{206}Pb/^{238}U$ fractionation. NIST614 glass standard was used to correct $^{207}Pb/^{206}Pb$ mass bias and to evaluate the instrumental drift during analytical sessions; Duff Brown Tank (DBT) (Hill et al. 2016) and AUG-B6 (Pagel et al. 2018) were measured as secondary reference materials to ensure accuracy.

A "prescan" consisting in making 6 to 10 spots in each sample (random location when the calcites are homogeneous in reflected light and cathodoluminescence, or, if not, determined location according to the different zones distinguished) was carried out in order to select the most favourable ones for dating. Once the samples selected and the ablation spots placed, the automatic analysis was started for several hours (12-13h) with the operating conditions listed in the table below (Table S2).

The laser beam diameter for calcite unknowns and calcite reference materials (WC-1, AUG-B6 and DBT) was 150 µm. Calcite crystals (including reference materials) were ablated at a frequency of 8 Hz and a fluence of 4 $J.cm^{-2}$. Glass reference materials NIST612 (37.38 ppm U and 38.57 ppm Pb) and NIST614 (0.823 ppm U and 2.32 ppm Pb, Jochum et al.,(2011)) were ablated at a frequency of 10 Hz, a fluence of 6.25 $J.cm^{-2}$ and a beam size of 40 µm for NIST612 and 110 µm for NIST614.

Each analysis consists of 30 s background acquisition followed by 30 s of sample ablation and 30 s washout. Prior to analysis, each sample spot was pre-ablated during 3 s at a frequency of 8 Hz and with a fluence of 4 $J.cm^{-2}$ over an area larger than the beam diameter to

clean the surface (155 µm) and remove potential surface contamination. The laser-induced aerosol was carried by helium (lage volume at 0. 5 $l.min^{-1}$ and inner cup at 0. 375 $l.min^{-1}$) from the sample cell to a mixing funnel in which the sample and He are mixed with 0.950 to 1 $l.min^{-1}$ argon to stabilize the aerosol input to the plasma. Signal strength of the ICP-MS was tuned for maximum sensitivity while keeping Th/U between 0.99 and 1.05 and ThO/Th around 0.3 % on NIST612. Isotopes ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th and ^{238}U were acquired with integration time per peak (ms) of 5 ms for ^{208}Pb and ^{232}Th, of 10 ms for ^{238}U, of 35 ms for ^{206}Pb and of 45 ms for ^{207}Pb by 70 runs.

We used NIST614 to correct for $^{207}Pb/^{206}Pb$ fractionation (Woodhead et al. 2016; Roberts et al. 2017). For mass-bias correction of the measured $^{238}U/^{206}Pb$ ratios, we used the calcite reference material from the Permian Reef Complex Walnut Canyon (WC-1, Roberts et al.,(2017)). This calcite reference material has been dated by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) after isotope dilution at 254.4±6.4 Ma and has been used by many other labs for laser ablation mass-bias correction (Li et al. 2014; Coogan et al. 2016; Ring & Gerdes 2016; Roberts & Walker 2016; Roberts et al. 2017; Pagel et al. 2018; Lawson et al. 2018; Parrish et al. 2018). WC-1 exhibits high U/Pb and homogeneous distribution of U (Roberts et al. 2017). To ensure accuracy, we analyzed two secondary calcite reference materials during the analytical session: Duff Brown Tank (DBT) calcite, dated at 64.0±0.7 Ma by U-Pb isotope dilution (Hill et al. 2016), and AUG-B6, a calcite breccia dated at 42.99±1 Ma (Pagel et al. 2018). Internal secondary reference calcite AUG-B6 comes from the Gondrecourt graben (Eastern Paris Basin), part of the European Cenozoic Rift System, and has been dated by Pagel et al.(2018) by LA-ICP-MS, and is routinely analyzed at GEOPS (university Paris-Saclay). Measurements have been made by sequences composed of 10 reference material analyses (2 NIST612, 2 NIST614, 2 DBT, 2 AUG-B6 and 2 WC-1), 10 spots on unknowns calcite, 8 reference material analysis (2 NIST614, 2 DBT, 2 AUG-B6 and 2 WC-1), 10 spots on unknowns calcite, etc., ending with 10 reference material analysis (2 NIST612, 2 NIST614, 2 DBT, 2 AUG-B6 and 2 WC-1). Data were acquired in fully automated mode overnight in sequences of max. 400 analyses from the 29th of October 2020 to the 16th of November 2020.

Data were reduced in Iolite© using NIST614 glass as the primary reference material to correct for baseline and for Pb isotope mass bias over the sequence time (Paton et al. 2011; Lawson et al. 2018). No down-hole fractionation correction is applied in Iolite© (Nuriel et al. 2017). The approach to data reduction was to define an acceptable and large window (time window of >25 s if possible) within the data profile and average the ratios. Our calcite samples typically have low (< 2-3 ppm) to very low (< 1 ppm) U concentration. The most favorable areas for dating are those with highest U/Pb and lowest $^{207}Pb/^{206}Pb$ values, *i.e.* with very low initial common Pb (Lawson et al. 2018; Parrish et al. 2018), plotting close to the Concordia line. However, small -scale variations in U/Pb ratios are important to get well-constrained isochrones. The two sigma standard errors in $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ ratios measured on NIST614 during the analytical session (instrumental drift) were propagated to the final age uncertainty of calcite samples by quadratic addition. During the session, NIST614 two sigma error of the $^{207}Pb/^{206}Pb$ was max. 0.6 % and was max 1.20 % for $^{206}Pb/^{238}U$ (see Table S3). Each reduced data is plotted in a Tera-Wasserburg $^{238}U/^{206}Pb$ *versus* $^{207}Pb/^{206}Pb$ graph using the online version of IsoplotR© (Vermeesch 2019). An isochron is drawn and the isochron age is deduced by the intersection on the concordia. For each sequence, the age and uncertainty of WC-1 reference calcite, following normalization using NIST614 glass, was calculated without further normalization using a Tera-Wasserburg intercept age calculated from the $^{206}Pb/^{238}U$ and NIST614-normalized $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios. Following the analytic run, we applied a linear correction factor to correct the $^{206}Pb/^{238}U$ such that the primary WC-1 yields the correct intercept age (*i.e.*, 254.4±6.4 Ma, Roberts et al.,(2017)). Throughout the analytical session, we obtained 164.3±2.8 Ma (32 analyses), 162.9±6.0 Ma (32 analyses), 157.1±5.2 Ma (32 analyses), 152.9±3.2 Ma (30 analyses), 165.1±3.4 Ma (34 analyses), for WC1, hence we applied a linear correction factor of 0.60 to 0.65, depending on the analytical session, to correct all the $^{206}Pb/^{238}U$ ratios of carbonate samples (Table S3). We anchored the $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio at 0.85 for the common Pb based on Stacey and Kramers (1975) when we calculated the Tera-Wasserburg intercept age on WC-1 (see Roberts et al., (2017)). On unknown calcite samples, Tera-Wasserburg intercept ages are calculated by plotting each spot from a single sample (or a single calcite type) and by applying the linear correction factor found on WC-1 during the session to correct the $^{206}Pb/^{238}U$. When data are spreading along a single regression line, this

spread is interpreted as an isochron and an age is calculated from the IsoplotR© software without any constraint on the initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ value. Error ellipses of each spots and the error on the Tera-Wasserburg intercept age are 2σ. In each Tera-Wasserburg graph, the age uncertainty is given, propagating the systematic uncertainty of primary reference material WC-1 age (2.6 %), and the two sigma error of the $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ of the corresponding analytical session by quadratic addition (Table S3). The uncertainty related to ^{235}U and ^{238}U decay constants is propagated using IsoplotR©. Following this description, calculated ages for secondary reference materials analyzed during the sequence are indicated in Figure S3, without anchoring $^{207}Pb/^{206}Pb$ at the origin.

The U-Pb data of each dated calcite sample is, sometimes, obtained from a combination of several analytical sequences. The $^{206}Pb/^{238}U$ correction was performed for each ablation spot based on the associated WC-1 data from the corresponding sequence.

Systematic long-term excess-variance uncertainty was not propagated in this study. Because sample ages were sometimes obtained from the compilation of data coming from several analytical sequences, the random uncertainties on $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ propagated from NIST 614 (instrumental drift) correspond to the maximum uncertainties obtained across all sequences.

Laboratory and Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Paris Saclay (GEOPS), University Paris-Saclay, Orsay, France
Sample type/mineral	Calcite
Sample preparation	In situ in polished fragments of fault-related calcite in epoxy mounts
Imaging	Cathodoluminescence microscope
Laser ablation system	
Make, Model and type	193nm ArF Photon Machines (Teledyne)
Ablation cell	HelEx
Laser wavelength (nm)	193 m

Pulse width (ns)	5 ns
Fluence ($J.cm^{-2}$)	4 $J.cm^{-2}$ for sample and carbonate standard, 6.25 $J.cm^{-2}$ for NIST 612 and NIST614
Repetition rate (Hz)	8 Hz for sample and carbonate standard, 10 Hz for NIST 612 and NIST614
Pre-ablation	each spot during 3 s, 155 µm for sample and carbonate standard, 50 µm for NIST 612 and 135 µm for NIST614
Ablation duration (secs)	30 s
Spot size (mm)	150 µm for sample and carbonate standard, 40 µm for NIST 612 and 110 µm for NIST614
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Carrier gas	He
Cell carrier gas flow ($l.min^{-1}$)	Helium Lage volume: 0.5 $l.min^{-1}$ Inner cup: 0.375 $l.min^{-1}$
ICPMS instrument	
ICPMS instrument Make, Model & type	ThermoScientific Element XR
Sample introduction	Ablation aerosol
RF power (W)	1175 W
Make-up gas flow in ablation funnel ($l.min^{-1}$)	Ar=0.950 to 1 $l.min^{-1}$
Detection system	Ion counter
Masses measured	206, 207, 208, 232, 238
Average gas background (cps)	30 for 206, 27 for 207, 67 for 208, 0.1 for 232, 0 for 238
Integration time per peak (ms)	35 ms for 206, 45 ms for 207, 5 ms for 208, 5 ms for 232, 10 ms for 238
Total integration time per reading (secs)	0.1 s

IC Dead time (ns)	30 ns
Signal strength at ICPMS tuned conditions	Th/U ~1 ^{248}ThO/^{232}Th around 0.3 %
Data Processing	
Data acquisition	Fully automated mode overnight in sequences of 399 analysis maximum
Gas blank	30 s background, 30 s sample ablation and 30 s washout
Calibration strategy	NIST614 for ^{207}Pb-^{206}Pb, calcite WC-1 for ^{238}U-^{206}Pb, secondary reference material calcite Duff Brown Tank and calcite breccia AUG-B6
Reference Material info	WC-1 age: 254.4±6.4 Ma (Roberts et al. 2017), Duff Brown Tank age: 64.04 ± 0.67 Ma (Hill et al. 2016) and calcite breccia AUG-B6 age: 42.99 ± 0.98 Ma (Pagel et al. 2018)
Data processing package used / Correction for LIEF	Iolite to calculate uncertainties, no down-hole fractionation correction
Mass discrimination	^{207}Pb/^{206}Pb normalization to NIST614, ^{206}Pb/^{238}U normalized to WC-1
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common-Pb correction applied
Uncertainty level & propagation	Ages in the data table are quoted at 2sigma (2σ) absolute, uncertainty propagation by quadratic addition
Quality control / Validation	Measurements of WC-1, Duff Brown Tank (DBT), B6 and NIST614 were done along with samples throughout the analytical session

Table S2 - Ablation parameters and characteristics of U-Pb dating on fault-related calcite

3.2.2. Global results

Figure S2 shows some Tera-Wasserburg diagrams associated with samples from the Languedoc region that could not be dated. In most cases, high common lead together with low U (below ppm) prevent any dating attempt. Samples may also be undatable because individual spots are not aligned along an isochron corresponding to a common lead/radiogenic lead mixture line, which could be related with a re-opening of the isotope system. Finally, some calcite cannot be dated because uncertainties on the measured isotope ratios are too high.

Thirteen fault-related calcites, corresponding to 25% of all samples, were suitable for dating. Lower intercept (Tera-Wasserburg) ages (in Ma) for all dated samples are represented on Figure S1. The sessions number associated with each T-W diagram corresponds to the same number as those of the secondary reference materials (Figure S3 and Table S3). Some spots corresponding to an uncertainty of more than 30% of $^{207}Pb/^{206}Pb$ or $^{206}Pb/^{238}U$ ratios have been excluded. Uncertainties correspond to 2σ with random and systematic uncertainties - except long term excess variance of validation material - propagated. Estimation of the uranium content (in ppm) per spot in the samples is shown on the Tera-Wasserburg diagrams (colour variation). This content has been calibrated from WC-1, considering the latter homogeneous and with a mean U concentration of 5 ppm in the whole sample.

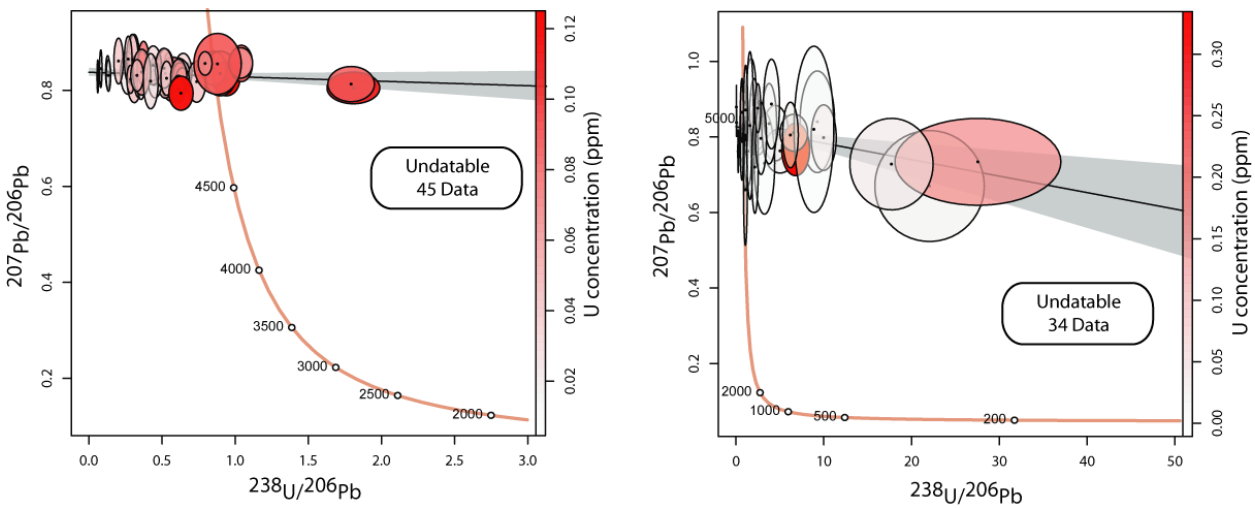


Figure S2 - Examples of Tera-Wasserburg diagrams of undatable samples

3.2.3. Reference materials results

NIST 614 glass standard, used to correct $^{207}Pb/^{206}Pb$ mass bias and to evaluate the instrumental drift during analytical sessions, gives an average $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio of 0.871 ± 0.021 over all sessions (Figure S3A and Table S3).

The dating of secondary calcite reference materials during the analytical session made it possible to evaluate the accuracy of the dating procedure. Indeed, Duff Brown Tank, dated at 64.04 ± 0.67 Ma by Hill et al.(2016) is here 63.7 ± 2.7 Ma in age (all sessions combined) and AUG-B6, dated at 42.99 ± 0.98 Ma by Pagel et al. (2018) is here 43.5 ± 0.6 Ma in age (all sessions combined) (Figure S3B, S3C). In detail, Duff Brown's age ranges from 61.8 ± 5.3 to 65.7 ± 5.7 Ma and AUG-B6 from 42.5 ± 1.7 to 44.1 ± 2.8 Ma (Figure S3 and Table S3).

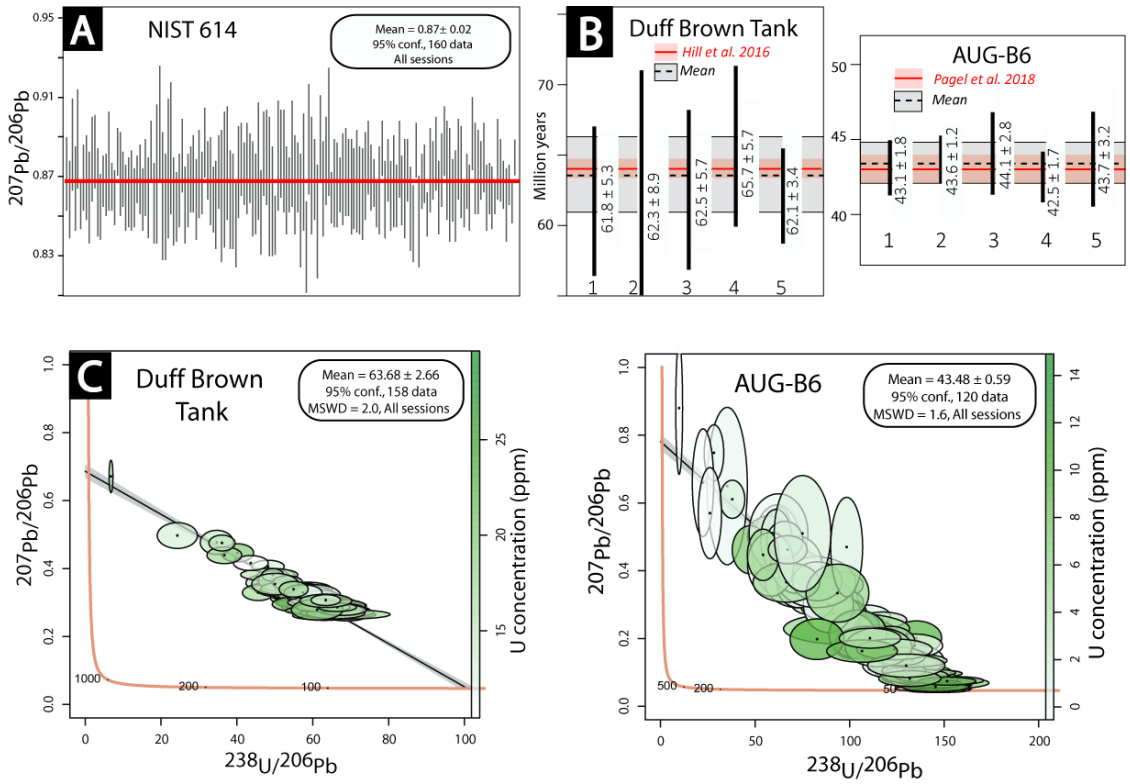


Figure S3 - Ages of secondary standards (in Ma, 2σ with random and systematic uncertainties - except long term excess variance of validation material - propagated) A. Pooled NIST614 $^{207}Pb/^{206}Pb$ measurements for all sessions B. Lower intercept (Tera-Wasserburg) age for Duff Brown and AUG-B6 for all sessions C. Pooled Tera-Wasserburg results for Duff-Brown and AUG-B6.

4. Article 4 : Supplementary information

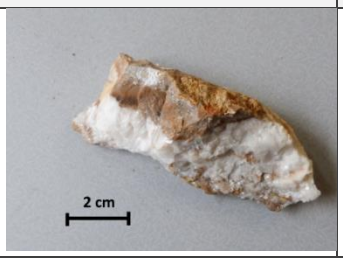
Tectonic record of deformation in intraplate domains - case study of far-field deformation in the Grands Causses area, France

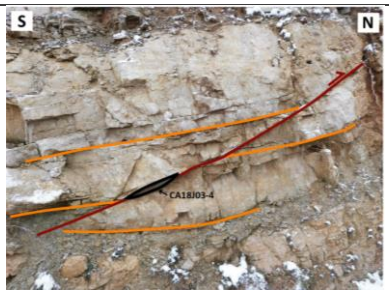
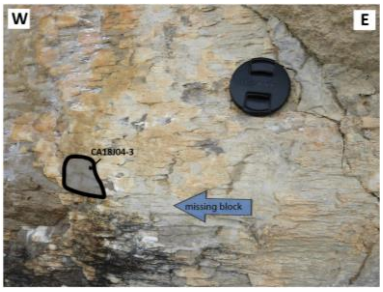
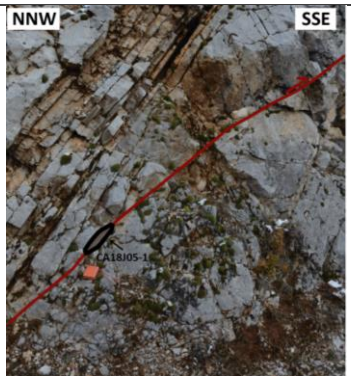
Oriane Parizot*[1], Yves Missenard[1], Pierre Vergely[1], Frederic Haurine[1], Aurélie Noret[1], Guillaume Delpech[1], Jocelyn Barbarand[1], Philippe Sarda[1]

[1]Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France.

4.1. Sample collection and preparation

More than twenty fault-related calcites were sampled focusing on simple objects: the faults are decimetric to metric within the same formation, and seem to have only played once during geological time (Table 1). Indeed, the slickensides present on these faults are all in the same direction, which allows us to analyze single-phase fluids that have not undergone secondary remobilization. The calcites were analysed from polished samples at LA-HR-ICPMS to date them using the U-Pb method.

CARACTERISTICS					ILLUSTRATIONS		SAMPLE
N° Site	Host-rock stratigraphy	Host-rock lithology	Tectonic structure	Strike/ Dip/Pitch	Outcrop	Sample	
7	Kimmeridgian	Limestone	Normal fault	N137° - 83°N - 78°W	-		**CA18J03-1 dated**

8	Bathonian	Dolostone/ Limestone	Dextral strike-slip fault	N120° - 89°W - 5°NW			**CA18J0 3-2 dated**
9	Hettangian	Dolostone/ Limestone	Reverse fault	N175° - 30°W - pV45°			**CA18JO 3-4 dated**
11	Oxfordian	Limestone	Dextral strike-slip fault	N120° - 60°SW - 12°NW			**CA18J0 4-3 undated**
14	Bathonian	Dolostone/ Limestone	Reverse fault	N100° - 30°N - Unknown			**CA18J0 5-1 dated**
17	Bathonian	Dolostone/ Limestone	Reverse fault	N90° - 52°N - 87°W			**CA18J0 6-1 dated**

26	Oxfordian	Limestone	Dextral strike-slip fault	N155° - 85°E - 9°S			**CA18J09-4 dated**
21	Oxfordian	Limestone	Strike-slip fault	-	-	-	**NAV01 dated**

Table 1 - *Samples characteristics*

4.2. U-Pb Dating

Calcite dating by the U-Pb method using LA-ICP-MS is a recent application in Earth Sciences. Only some studies have focused on this dating method since its first report by Li et al. (Li et al. 2014), such as Roberts and Walker (2016), Goodfellow et al. (2017), Nuriel et al. (2017), Beaudoin et al. (2018), Hansman et al. (2018), Parrish et al. (2018). In this contribution, the U-Pb method was applied to synkinematic fault-related calcites in the Grands Causses basin (South of the Massif Central, France).

4.2.1. U-Pb method/analysis

Samples were analysed by LA-HR-ICPMS using a Teledyne CETAC laser system (Analyte Excite Excimer) connected to a Thermo Element II high-resolution ICP-MS at GEOPS laboratory (Paris Sud University).

A "prescan" consisting in carrying out 2 random spots in each sample was carried out in order to select the most favourable ones for dating based on the observation of uranium and lead signals directly during the analysis. Once the samples selected and the ablation spots placed near the one with a relatively good signal during the prescan, the automatic analysis was started for several hours with the operating conditions listed in the table below (Table 2). Because of the low uranium content, the high common lead content and the law probability of

having a “good” signal on a heterogeneous sample of uranium and lead, 7 samples out of 22 that had undergone a “prescan” could be dated.

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	GEOPS laboratory
Sample type/mineral	Calcite
Sample preparation	In situ in polished fragments of fault-related calcite, 1µm polish to finish
Imaging	none
Laser ablation system	
Make, Model & type	Teledyne ArF 193 nm
Ablation cell & volume	HelEx
Laser wavelength (nm)	193
Pulse width (ns)	5
Fluence ($J.cm^{-2}$)	4
Repetition rate (Hz)	8
Gas blank (s)	30
Ablation duration (s)	30
Washout and/or travel time in between analyses (s)	50
Spot diameter (µm)	150
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Cell Carrier gas (L/min)	~ 1 L/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Thermo Scientific Element XR HF-ICP-MS
Sample introduction	Ablation aerosol
RF power (W)	1175
Carrier gas (L/min)	Ar = 1.1
Masses measured	206, 207, 208, 232, 238
Integration time per peak/dwell times (ms);	10ms (208, 232, 238)
	30ms (206)
	40ms (207)

quadrupole settling time between mass jumps	
Data Processing	
Calibration strategy	NIST614 for Pb-Pb; WC1 for Pb-U
Reference Material info	Primary: WC-1 (254 ± 6 Ma (2s) – (Roberts et al. 2017)) Secondary : Duff Brown (64.04 ± 0.67 Ma (2s) - (Hill et al. 2016) & B6 (42.99 ± 0.98 Ma (2s) – (Pagel et al. 2018)
Data processing package used / Correction for LIEF	Thermo element sequence software; Iolite© software (no correction for Down-Hole Fractionation as (Nuriel et al. 2017)
Common-Pb correction, composition and uncertainty	Unanchored (Model 1) regressions in Tera-Wasserburg plots
Uncertainty level & propagation	Ages in the data table are quoted at 2s absolute and include random and systematic uncertainties (except long term variance of validation material) , propagation is by quadratic addition
Quality control / Validation	Measurements of Duff Brown (Hill et al. 2016) and B6 (Pagel et al. 2018)

Table 2 - LA-HR-ICPMS analysis conditions

The primary reference materials used were NIST614 and the 254.4 ± 6.4 Ma WC-1 calcite standard dated with ID-IRMS by (Roberts et al. 2017), with the NIST 614 being used in Iolite© data processing to correct for $^{207}Pb/^{206}Pb$ fractionation and for instrumental drift. The down-hole fractionation has not been corrected. Duff Brown (64.04 ± 0.67 Ma, (Hill et al. 2016)) and the B6 calcite (42.99 ± 98Ma; (Pagel et al. 2018)) have been used as secondary reference materials in order to validate our results. The obtained ages correspond respectively to 62.8 ± 2.1 Ma and 41.52 ± 0.63 Ma (see Tables 3 & 4 in "results" below).

The ages were obtained from the ratios $^{238}U/^{206}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ plotted on the Tera-Wasserburg diagram (Tera & Wasserburg 1972) on which the different regression lines are not anchored at the common lead pole. No data were removed to obtain the ages of the fault-related calcites except for CA18J06.1 and NAV01 samples (Table 5).

Based on (Horstwood et al. 2016) study, the random uncertainties, associated with ratios $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{238}U/^{206}Pb$ of NIST614 glass standard as well as the systematic uncertainties corresponding to the WC-1 primary standard, were propagated by quadratic addition. Uncertainties associated with decay constants are directly propagated by "isoplot R" during data integration. Systematic long-term uncertainty was not propagated in this study.

4.2.2. Results

- **Secondary reference material - Duff Brown**

Table 3 - Table of U-Pb data for secondary reference material (Duff Brown). Individual spot analysis for Duff Brown are given with $^{238}U/^{206}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios corrected from the baseline and their standard error (2s). No data has been removed. See full-text for Tera-Wasserburg diagrams of Duff-Brown.

DB	238/206	2σ	207/206	2σ
DB. 1	33.6781755	2.50794924	0.434	0.013
DB. 2	47.2499775	4.58395305	0.367	0.012
DB. 3	26.4916192	1.99518471	0.49	0.018
DB. 4	54.5818706	5.17586704	0.322	0.016
DB. 5	35.9744147	3.88360159	0.457	0.023
DB. 6	46.8999777	4.16888691	0.386	0.012
DB. 7	34.5417184	1.07412872	0.457	0.012
DB. 8	37.0262982	2.38180866	0.444	0.016
DB. 9	46.0807641	3.08546601	0.388	0.015
DB. 10	34.6741347	1.84194472	0.463	0.012
DB. 11	41.3553037	1.9988847	0.41	0.017
DB. 12	37.4644792	3.32524964	0.4226	0.0094
DB. 13	36.811029	2.35419372	0.444	0.013
DB. 14	45.4196341	1.40103606	0.392	0.014
DB. 15	40.0727658	3.0435012	0.434	0.017
DB. 16	47.6410609	2.65270015	0.393	0.018
DB. 17	30.0070947	2.70206066	0.489	0.022
DB. 18	40.0474193	2.12775662	0.43	0.014
DB. 19	37.7099285	1.88661941	0.446	0.011
DB. 20	49.081372	5.70713628	0.336	0.015
DB. 21	40.3280063	2.8255291	0.417	0.011
DB. 22	43.877318	1.76360668	0.3983	0.0079
DB. 23	58.6249721	3.36550766	0.337	0.011
DB. 24	59.5625305	2.63352675	0.3162	0.0095
DB. 25	35.5702078	2.79765679	0.446	0.02
DB. 26	49.081372	6.46808779	0.34	0.028
DB. 27	55.2486648	3.13365027	0.326	0.012
DB. 28	58.6249721	2.44270717	0.293	0.014
DB. 29	39.8207358	3.75667319	0.448	0.016
DB. 30	47.9658863	4.72391304	0.375	0.021
DB. 31	60.4150476	2.82474936	0.293	0.011
DB. 32	59.5625305	3.92227388	0.337	0.013
DB. 33	43.3961411	2.02257546	0.4002	0.0095
DB. 34	64.3444816	3.5310996	0.291	0.015
DB. 35	51.6435317	3.91749466	0.362	0.012
DB. 36	49.081372	3.80475752	0.382	0.018
DB. 37	65.4080268	2.90552185	0.295	0.013
DB. 38	47.6052405	3.93727553	0.377	0.017
DB. 39	52.7624749	4.39687291	0.366	0.031
DB. 40	55.9319522	2.32226303	0.335	0.016
DB. 41	63.6331356	6.20343131	0.302	0.015
DB. 42	55.3452534	3.38651026	0.338	0.015
DB. 43	60.588488	2.72503247	0.2931	0.008
DB. 44	58.6249721	3.58263719	0.289	0.016
DB. 45	28.3448663	2.0067162	0.5056	0.0097
DB. 46	7.97750906	0.70535883	0.672	0.023
DB. 47	22.9603576	0.82295189	0.524	0.012
DB. 48	0.04965845	0.00423444	0.705	0.017
DB. 49	33.7154725	2.48429797	0.484	0.012
DB. 50	43.8462681	2.73101328	0.402	0.019
DB. 51	27.731341	1.80073643	0.486	0.017
DB. 52	6.88810728	0.96285371	0.64	0.028
DB. 53	9.67664619	0.55545703	0.651	0.019
DB. 54	9.84015326	0.72554125	0.664	0.023
DB. 55	19.7105839	1.94073442	0.561	0.027
DB. 56	28.7261873	1.28816984	0.495	0.015
DB. 57	15.8956322	1.65661675	0.618	0.024
DB. 58	29.7950687	1.52439886	0.474	0.011
DB. 59	23.6381541	2.18064153	0.489	0.012
DB. 60	52.0808112	5.50447598	0.365	0.019
DB. 61	3.33642697	0.34754448	0.648	0.025
DB. 62	37.0285536	2.78249247	0.455	0.015
DB. 63	22.2428464	1.46741001	0.566	0.024
DB. 64	28.4708434	2.40420456	0.479	0.019
DB. 65	34.2563624	3.48059297	0.437	0.021
DB. 66	37.7263827	1.9329772	0.433	0.017
DB. 67	53.4686343	4.7431853	0.37	0.02
DB. 68	49.4784377	4.80014694	0.39	0.024
DB. 69	50.6115317	4.24982327	0.395	0.022
DB. 70	43.0526666	3.35475324	0.464	0.018
DB. 71	63.143911	4.26973113	0.327	0.014
DB. 72	45.7249011	5.04550633	0.418	0.021
DB. 73	57.1561263	4.43452704	0.371	0.016
DB. 74	49.4784377	4.0616628	0.408	0.024
DB. 75	51.7169318	2.90453907	0.386	0.016

DB. 76	30.0005007	2.03623308	0.548	0.021	DB. 94	51.5560704	3.1671303	0.385	0.015
DB. 77	46.6909201	3.28809297	0.437	0.021	DB. 95	30.9818255	2.17162328	0.559	0.022
DB. 78	54.3006606	3.11305998	0.384	0.018	DB. 96	40.1824888	2.67883259	0.453	0.024
DB. 79	45.1027936	3.37503898	0.448	0.017	DB. 97	55.1589905	3.44170074	0.357	0.015
DB. 80	18.5717385	2.91321389	0.632	0.032	DB. 98	34.0005675	2.2667045	0.508	0.018
DB. 81	51.7977395	4.85603808	0.378	0.02	DB. 99	57.5530439	3.39722829	0.36	0.02
DB. 82	35.838436	3.29326168	0.51	0.025	DB. 100	39.4649444	3.99347651	0.469	0.03
DB. 83	52.1645213	2.1341897	0.407	0.011	DB. 101	36.6304456	3.64280675	0.527	0.032
DB. 84	37.8863466	4.32986818	0.524	0.049	DB. 102	39.3945969	1.89599664	0.475	0.016
DB. 85	48.3949683	4.23897532	0.389	0.028	DB. 103	36.4291794	4.20336686	0.455	0.031
DB. 86	43.0526666	3.07519047	0.449	0.031	DB. 104	43.3340566	4.24843692	0.414	0.014
DB. 87	52.8716958	3.75245688	0.363	0.013	DB. 105	59.946751	2.16805609	0.3259	0.0095
DB. 88	49.6637502	2.64129308	0.442	0.018	DB. 106	44.798045	3.32958442	0.418	0.028
DB. 89	52.4119419	3.6874805	0.347	0.015	DB. 107	43.5618309	2.28971516	0.423	0.021
DB. 90	50.228111	4.56619191	0.397	0.031	DB. 108	40.926609	3.28423405	0.442	0.019
DB. 91	55.9975562	3.6890282	0.374	0.022	DB. 109	55.528565	3.30194984	0.353	0.0094
DB. 92	43.0526666	3.63431601	0.42	0.021	DB. 110	61.2764386	3.22805638	0.3441	0.0089
DB. 93	50.4958923	3.23050644	0.393	0.02					

- **Secondary reference material - B6**

Table 4 - Table of U-Pb data for secondary reference material (B6). Individual spot analysis for B6 are given with $^{238}U/^{206}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios corrected from the baseline and their standard error (2s). Because of their unstable signal, 9 data have been removed from the set. See full-text for Tera-Wasserburg diagrams of B6.

B6	238/206	2σ	207/206	2σ
B6.1	120.830095	18.216751	0.099	0.021
B6.2	52.3264214	10.8112441	0.62	0.1
B6.3	97.5577348	12.476567	0.255	0.066
B6.4	97.7082869	9.0470636	0.251	0.028
B6.5	136.749395	12.9956229	0.0594	0.0098
B6.6	21.6092047	2.13879501	0.713	0.071
B6.7	52.7624749	4.8365602	0.526	0.046
B6.8	123.420994	16.6004846	0.123	0.044
B6.9	25.9487582	4.14754741	0.65	0.055
B6.10	109.163741	10.9163741	0.297	0.032
B6.11	116.602155	9.87789891	0.267	0.041
B6.12	121.525854	11.8960049	0.161	0.065
B6.13	94.4999551	12.5529791	0.272	0.036
B6.14	57.5590636	8.89549164	0.57	0.14
B6.15	133.575886	14.372089	0.087	0.015
B6.16	93.1102499	15.0619522	0.297	0.029
B6.17	121.759558	11.2393438	0.153	0.049
B6.18	137.045389	15.4250222	0.128	0.027
B6.19	142.280831	14.3879492	0.077	0.019
B6.20	90.449957	12.9214224	0.376	0.041
B6.21	120.830095	11.9907728	0.177	0.023
B6.22	100.65973	15.0429485	0.306	0.023
B6.23	131.631954	9.30454561	0.133	0.013
B6.24	76.0997234	5.76235887	0.394	0.041
B6.25	138.544792	21.8276259	0.0552	0.0048
B6.26	98.0107893	5.91706004	0.355	0.026
B6.27	111.470017	13.9337522	0.211	0.025
B6.28	107.313508	25.4642223	0.211	0.087
B6.29	65.2731649	8.0750307	0.489	0.051
B6.30	94.7828891	12.6282592	0.304	0.029
B6.31	79.5414195	7.99411251	0.4	0.048
B6.32	78.2632508	7.64251769	0.389	0.038
B6.33	113.6714	14.0813763	0.194	0.026
B6.34	82.2272336	17.0861784	0.265	0.073
B6.35	110.884361	17.0890083	0.173	0.029
B6.36	121.525854	20.9929498	0.179	0.048
B6.37	113.264705	10.5362516	0.225	0.05
B6.38	92.7012737	9.63658921	0.325	0.049
B6.39	72.7758275	10.0380452	0.376	0.042
B6.40	127.138494	12.2543127	0.201	0.02
B6.41	64.6071122	9.8888437	0.404	0.044
B6.42	67.356351	10.7483539	0.417	0.064
B6.43	42.4932684	5.13341497	0.535	0.039
B6.44	139.867681	11.91013	0.072	0.011
B6.45	136.296591	12.4696881	0.178	0.031
B6.46	127.10198	18.9139851	0.126	0.018
B6.47	131.80946	11.6621539	0.081	0.019
B6.48	112.582421	10.2887274	0.205	0.094
B6.49	58.2358161	12.1765797	0.415	0.082
B6.50	77.3664224	8.68970686	0.376	0.063
B6.51	149.67149	15.3867887	0.068	0.011
B6.52	136.007214	15.5931838	0.0598	0.0094
B6.53	125.853434	12.1155565	0.226	0.039
B6.54	141.411474	12.1744978	0.096	0.027
B6.55	79.2814329	7.16280272	0.438	0.041
B6.56	146.254333	10.0174201	0.066	0.012
B6.57	100.249449	12.5507917	0.233	0.034
B6.58	88.4798311	7.69921183	0.43	0.026
B6.59	141.411474	12.1744978	0.1	0.02
B6.60	143.953703	18.7625051	0.21	0.17
B6.61	65.64466	9.74920692	0.516	0.064
B6.62	156.740205	12.5985034	0.056	0.011
B6.63	157.484814	13.0925617	0.048	0.011
B6.64	157.484814	14.9629277	0.049	0.01
B6.65	154.18862	13.6259711	0.0471	0.0082
B6.66	158.615087	13.2811676	0.061	0.012
B6.67	158.236531	13.5955015	0.0561	0.0074

B6.68	149.663897	13.5136702	0.061	0.015
B6.69	159.761703	18.478462	0.0581	0.0084
B6.70	27.3971515	7.69837314	0.647	0.098
B6.71	103.7576	14.4513716	0.267	0.051
B6.72	61.3899135	10.2316522	0.49	0.051
B6.73	157.484814	7.48146383	0.0469	0.0094
B6.74	152.767527	15.1359531	0.086	0.066
B6.75	77.09431	12.5502365	0.389	0.064
B6.76	169.135476	11.6496374	0.0496	0.0074
B6.77	154.548034	10.447303	0.0595	0.0071
B6.78	151.718779	13.5401199	0.0905	0.0078
B6.79	165.752766	14.0889851	0.055	0.012
B6.80	111.995112	11.1616751	0.169	0.025
B6.81	4.63644102	0.42149464	0.787	0.056
B6.82	154.909127	13.3916769	0.048	0.015
B6.83	152.767527	8.09597491	0.105	0.014
B6.84	122.779827	9.32217205	0.245	0.025
B6.85	154.18862	8.60587646	0.0606	0.0097
B6.86	153.120338	7.07253296	0.0731	0.0071
B6.87	32.1850032	3.90594699	0.667	0.07
B6.88	2.05904058	0.17265247	0.811	0.052
B6.89	142.583025	12.5718366	0.105	0.014
B6.90	145.079008	9.20632653	0.103	0.015
B6.91	109.952084	9.48177174	0.234	0.036
B6.92	154.548034	15.4908286	0.085	0.018
B6.93	131.28932	7.01942899	0.19	0.031
B6.94	151.372389	12.7871653	0.054	0.01
B6.95	136.985757	15.0005065	0.107	0.051
B6.96	157.859778	25.5582497	0.093	0.021
B6.97	144.446855	11.6438641	0.092	0.016
B6.98	131.28932	13.7788791	0.19	0.026
B6.99	163.706436	12.5306161	0.0629	0.0089
B6.100	161.710016	6.70504944	0.059	0.013
B6.101	138.415671	9.53594395	0.118	0.016

- **Samples**

Table 5 - Table of U-Pb data for all samples. Individual spot analysis for each sample are given with $^{238}U/^{206}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios corrected from the baseline and their standard error (2s). Because of their unstable signal, 2 data have been removed from the CA18J06-1 sample, and 5 data from the NAV01 sample. See full-text for Tera-Wasserburg diagrams of samples.

Sample	238/206	2σ	207/206	2σ
CA18J03-1.1	4.27749075	0.77270801	0.789	0.059
CA18J03-1.2	8.84014754	2.00376678	0.713	0.093
CA18J03-1.3	11.4312253	2.56217118	0.76	0.15
CA18J03-1.4	4.42007377	0.82508044	0.741	0.039
CA18J03-1.5	4.0427504	0.64092384	0.883	0.08
CA18J03-1.6	7.53421665	2.39725075	0.709	0.094
CA18J03-1.7	11.6317731	3.6731915	0.616	0.099
CA18J03-1.8	12.0547466	2.19177212	0.66	0.1
CA18J03-1.9	16.5752766	2.56916788	0.6	0.16
CA18J03-1.10	3.4352905	1.35275688	0.76	0.2
CA18J03-1.11	14.8324623	2.62139714	0.565	0.06
CA18J03-1.12	2.7284406	0.32561637	0.784	0.042
CA18J03-1.13	34.8953192	4.77514895	0.35	0.13
CA18J03-1.14	12.4860841	1.45788553	0.667	0.047
CA18J03-1.15	18.3659575	3.00163848	0.49	0.13
CA18J03-1.16	18.2647676	3.32086685	0.66	0.13
CA18J03-1.17	0.9608856	0.3202952	0.95	0.11
CA18J03-1.18	3.56457562	1.20735626	0.69	0.2
CA18J03-1.19	9.08234336	1.74181928	0.713	0.056
CA18J03-1.20	11.0501844	2.02586714	0.651	0.091
CA18J03-1.21	2.41094933	0.34191645	0.784	0.039
CA18J03-1.22	21.1150021	2.9587901	0.478	0.068
CA18J03-1.23	7.98808513	1.15490387	0.692	0.068
CA18J03-1.24	4.42007377	0.94294907	0.826	0.081
CA18J03-1.25	1.86239063	0.32434893	0.789	0.076
CA18J03-1.26	4.51027936	0.3375039	0.81	0.049
CA18J03-1.27	11.4312253	1.97090091	0.71	0.11
CA18J03-1.28	1.58995459	0.24020897	0.833	0.037
CA18J03-1.29	13.0257577	1.76577069	0.559	0.054
CA18J03-1.30	2.87017777	1.09340106	0.78	0.13
CA18J03-1.31	8.0855008	1.38045136	0.83	0.1
CA18J03-1.32	2.33454601	0.78914231	0.781	0.065
CA18J03-1.33	5.34686343	1.16423639	0.775	0.045
CA18J03-1.34	6.564466	1.36488897	0.687	0.056
CA18J03-1.35	29.2075359	4.88936725	0.501	0.066
CA18J03-1.36	13.7269372	2.13151198	0.573	0.071
CA18J03-1.37	14.7335792	1.63706436	0.635	0.043
CA18J03-1.38	7.05330921	0.72033796	0.775	0.075
CA18J03-1.39	15.1372389	2.66111278	0.665	0.06
CA18J03-1.40	22.8624505	4.25714596	0.414	0.062
CA18J03-1.41	10.7283344	1.30198233	0.682	0.057
CA18J03-1.42	8.84014754	1.41442361	0.7	0.083
CA18J03-1.43	6.69708147	1.42059304	0.718	0.062
CA18J03-2.1	4.51122519	1.14369089	0.732	0.037
CA18J03-2.2	1.90652969	0.31208075	0.745	0.045
CA18J03-2.3	0.88971386	0.13592851	0.753	0.042
CA18J03-2.4	0.95611041	0.15697335	0.76	0.041
CA18J03-2.5	0.95043617	0.1353737	0.753	0.037
CA18J03-2.6	3.95428381	0.70786562	0.76	0.048
CA18J03-2.7	1.53988937	0.24801103	0.776	0.054
CA18J03-2.8	7.36314917	1.35414238	0.727	0.05
CA18J03-2.9	16.9022158	2.58661877	0.685	0.058
CA18J03-2.10	15.0374173	2.43563802	0.711	0.043
CA18J03-2.11	1.20866788	0.22805054	0.76	0.046
CA18J03-2.12	10.1681584	1.77539273	0.74	0.067
CA18J03-2.13	6.67285393	1.4596868	0.75	0.063
CA18J03-2.14	0.64059398	0.10249504	0.794	0.05
CA18J03-2.15	1.17756246	0.20131123	0.767	0.043
CA18J03-2.16	19.9561987	4.22748134	0.687	0.056
CA18J03-2.17	6.219359	1.08687827	0.737	0.053
CA18J03-2.18	7.27947702	1.07537729	0.736	0.046
CA18J03-2.19	1.94709416	0.40835713	0.763	0.046
CA18J03-2.20	8.42886812	1.77449855	0.757	0.053

CA18J03-2.21	4.64198534	0.90821452	0.745	0.05
CA18J03-2.22	4.10637165	0.65807238	0.749	0.044
CA18J03-2.23	2.56237591	0.40998015	0.766	0.047
CA18J03-2.24	7.27947702	1.24081995	0.746	0.044
CA18J03-2.25	2.38139025	0.41607934	0.75	0.044
CA18J03-2.26	3.29765468	0.48090797	0.75	0.048
CA18J03-2.27	6.46071122	1.12073562	0.725	0.033
CA18J03-2.28	1.30816054	0.16487147	0.727	0.046
CA18J03-2.29	7.91437124	1.18715569	0.758	0.06
CA18J03-2.30	5.91728691	0.99543144	0.745	0.041
CA18J03-2.31	13.8848618	1.73560773	0.726	0.046
CA18J03-2.32	7.19488294	1.30816054	0.769	0.049
CA18J03-2.33	2.4074133	0.50345145	0.76	0.054
CA18J03-2.34	1.00499952	0.15633326	0.767	0.039
CA18J03-2.35	7.3622058	0.94167749	0.782	0.033
CA18J03-2.36	5.14755853	0.83700139	0.784	0.053
CA18J03-2.37	0.55056496	0.11011299	0.807	0.047
CA18J03-2.38	0.32636582	0.04878664	0.812	0.055
CA18J03-2.39	0.54581871	0.08469601	0.745	0.034
CA18J03-2.40	1.18567359	0.16208647	0.776	0.048
CA18J03-2.41	0.9311025	0.24646831	0.759	0.047
CA18J03-2.42	0.48703823	0.14985792	0.757	0.041
CA18J03-2.43	0.43968729	0.0580143	0.756	0.039
CA18J03-2.44	8.11730383	1.97729196	0.708	0.046
CA18J03-2.45	1.58287425	0.43529042	0.796	0.069
CA18J03-2.46	1.2662994	0.27858587	0.735	0.047
CA18J03-2.47	1.4656243	0.20695158	0.76	0.04
CA18J03-2.48	2.06911666	0.2839964	0.753	0.032
CA18J03-2.49	0.68820619	0.08976603	0.763	0.045
CA18J03-2.50	0.95931773	0.1744214	0.755	0.043
CA18J03-2.51	24.3519115	2.80983594	0.658	0.035
CA18J03-2.52	20.2932596	3.31716743	0.683	0.041
CA18J03-2.53	7.62830963	1.10288814	0.737	0.041
CA18J03-2.54	38.1415481	5.28467233	0.592	0.036
CA18J03-2.55	0.71140416	0.12789288	0.764	0.05
CA18J03-2.56	0.82227234	0.19221951	0.766	0.049
CA18J03-2.57	0.8556077	0.16187173	0.793	0.066
CA18J03-2.58	0.52326421	0.09946345	0.771	0.053
CA18J03-2.59	0.83528984	0.08595331	0.763	0.037
CA18J03-2.60	0.61470845	0.07758456	0.781	0.032
CA18J03-2.61	7.90449063	0.62170151	0.771	0.032
CA18J03-2.62	0.5106046	0.08235558	0.829	0.046
CA18J03-2.63	0.46215307	0.07084098	0.771	0.03
CA18J03-2.64	0.46215307	0.09445464	0.787	0.071
CA18J03-2.65	0.70349967	0.14069993	0.769	0.044
CA18J03-4.1	13.4212766	2.22782325	0.738	0.054
CA18J03-4.2	17.1320689	2.65613471	0.688	0.033
CA18J03-4.3	44.2007377	7.36678962	0.543	0.068
CA18J03-4.4	14.1066184	3.00140817	0.747	0.056
CA18J03-4.5	9.77892427	1.21154814	0.742	0.033
CA18J03-4.6	5.22055957	0.69881506	0.787	0.035
CA18J03-4.7	8.81663651	0.73862779	0.782	0.059
CA18J03-4.8	52.2055957	7.39921829	0.465	0.092
CA18J03-4.9	11.6317731	2.04066194	0.753	0.054
CA18J03-4.10	4.19627257	0.84987799	0.834	0.083
CA18J03-4.11	7.709431	1.07573456	0.787	0.036
CA18J03-4.12	8.28763832	1.76112314	0.761	0.038
CA18J03-4.13	13.2602213	3.71286197	0.793	0.061
CA18J03-4.14	19.6739189	4.84550524	0.75	0.11
CA18J03-4.15	22.2486935	0.97058059	0.691	0.069
CA18J03-4.16	4.30526666	0.67095065	0.809	0.027
CA18J03-4.17	4.22300042	0.6724523	0.819	0.062
CA18J03-4.18	5.89343169	0.38241823	0.788	0.046
CA18J03-4.19	7.53421665	2.22601856	0.778	0.063
CA18J03-4.20	50.228111	6.84928787	0.465	0.065
CA18J03-4.21	5.36851065	0.26081833	0.786	0.017
CA18J03-4.22	10.2792413	1.19526062	0.745	0.079
CA18J03-4.23	7.80013018	0.91766237	0.807	0.059
CA18J03-4.24	16.5339418	1.44311213	0.737	0.032
CA18J03-4.25	27.8576078	3.74556071	0.637	0.056
CA18J03-4.26	8.53296095	0.82364488	0.81	0.055
CA18J03-4.27	5.93033153	0.3341779	0.777	0.038
CA18J03-4.28	16.1316561	3.84647761	0.687	0.091
CA18J03-4.29	3.51543513	0.17148464	0.813	0.028
CA18J03-4.30	3.3317139	0.65294895	0.813	0.037
CA18J03-4.31	2.88265681	0.33839884	0.819	0.024
CA18J03-4.32	4.70220614	0.56693266	0.804	0.046
CA18J03-4.33	0.94177708	0.06287432	0.843	0.018
CA18J03-4.34	30.709174	1.28014157	0.637	0.059
CA18J03-4.35	80.6582805	7.55558102	0.306	0.06
CA18J03-4.36	4.54117168	1.5862997	0.822	0.056
CA18J03-4.37	4.4497387	1.13483269	0.815	0.055
CA18J03-4.38	20.213752	3.51275568	0.659	0.045
CA18J03-4.39	13.000217	1.4274748	0.784	0.047
CA18J03-4.40	7.03087026	0.58155661	0.78	0.02
CA18J03-4.41	9.76452232	1.20798214	0.746	0.031
CA18J03-4.42	29.5987083	7.79608834	0.581	0.089
CA18J03-4.43	21.1150021	1.1431689	0.674	0.022
CA18J05-1.1	3.48953192	0.58771064	0.821	0.04
CA18J05-1.2	14.865719	3.09980238	0.687	0.063
CA18J05-1.3	3.94649444	1.19804295	0.766	0.055
CA18J05-1.4	2.00912444	0.53576652	0.844	0.068
CA18J05-1.5	0.1601476	0.03713568	0.82	0.11
CA18J05-1.6	0.6765419	0.08974535	0.795	0.049
CA18J05-1.7	12.2779827	2.7284406	0.712	0.047
CA18J05-1.8	2.97314379	0.4799694	0.799	0.074
CA18J05-1.9	19.6739189	4.26170943	0.568	0.061
CA18J05-1.10	53.0408852	5.09192498	0.353	0.031
CA18J05-1.11	6.26072772	0.5379851	0.838	0.044
CA18J05-1.12	2.00912444	0.3592071	0.886	0.055
CA18J05-1.13	19.5003255	6.88246781	0.587	0.052
CA18J05-1.14	1.70002837	0.47949518	0.79	0.056
CA18J05-1.15	17.0002837	6.10266596	0.563	0.053
CA18J05-1.16	19.3862885	2.77756765	0.689	0.046
CA18J05-1.17	22.8624505	5.04550633	0.619	0.075
CA18J05-1.18	4.73579333	0.91333157	0.83	0.066
CA18J05-1.19	10.0304246	1.21396969	0.78	0.059
CA18J05-1.20	2.08494046	0.41961066	0.91	0.12
CA18J05-1.21	0.39701261	0.05943303	0.826	0.038
CA18J05-1.22	0.88401475	0.2239504	0.812	0.061
CA18J05-1.23	3.76710833	0.94177708	0.803	0.081
CA18J05-1.24	40.6755255	6.73766373	0.418	0.056
CA18J05-1.25	2.93367728	0.77885238	0.812	0.077
CA18J05-1.26	2.50192855	0.60423935	0.819	0.063
CA18J05-1.27	2.10479703	0.20713876	0.833	0.029
CA18J05-1.28	24.465353	3.88195638	0.616	0.059
CA18J05-1.29	20.213752	3.08136463	0.605	0.045
CA18J05-1.30	23.0212176	3.91680438	0.579	0.054
CA18J05-1.31	2.89524483	0.44250467	0.84	0.1
CA18J05-1.32	7.709431	1.70324638	0.738	0.044
CA18J05-1.33	7.36678962	2.37374332	0.726	0.042
CA18J05-1.34	4.11808115	1.73931378	0.765	0.093
CA18J05-1.35	24.1094933	4.20820247	0.654	0.046
CA18J05-1.36	1.32337538	0.17697834	0.803	0.044
CA18J05-1.37	4.11808115	0.46040659	0.792	0.034
CA18J05-1.38	16.8705106	3.26249059	0.699	0.052

CA18J05-1.39	2.89524483	0.64479252	0.813	0.082
CA18J05-1.40	19.5003255	2.92504882	0.639	0.042
CA18J05-1.41	0.80855008	0.2366488	0.781	0.045
CA18J05-1.42	1.57859778	0.41344227	0.852	0.084
CA18J05-1.43	0.41698809	0.06556417	0.814	0.033
CA18J06-1.1	2.94671585	0.27502681	0.826	0.077
CA18J06-1.2	5.13962066	0.51794627	0.755	0.051
CA18J06-1.3	8.0855008	1.57765869	0.856	0.094
CA18J06-1.4	4.70220614	0.40018776	0.74	0.061
CA18J06-1.5	2.38493189	0.27452453	0.77	0.1
CA18J06-1.6	2.04633045	0.1642117	0.844	0.065
CA18J06-1.7	6.564466	0.97492069	0.749	0.056
CA18J06-1.8	9.31195317	1.09860122	0.737	0.075
CA18J06-1.9	14.4446855	1.76231457	0.699	0.066
CA18J06-1.10	10.7982258	1.03761453	0.737	0.072
CA18J06-1.11	1.36703312	0.25085762	0.827	0.077
CA18J06-1.12	7.62081685	1.13874275	0.776	0.056
CA18J06-1.13	9.47158665	1.35308381	0.656	0.074
CA18J06-1.14	3.4352905	0.37378808	0.837	0.046
CA18J06-1.15	2.71725847	0.46772482	0.811	0.083
CA18J06-1.16	7.36678962	1.47335792	0.79	0.11
CA18J06-1.17	0.55250922	0.10129336	0.883	0.052
CA18J06-1.18	1.72210666	0.33547532	0.904	0.083
CA18J06-1.19	8.28763832	2.07190958	0.78	0.15
CA18J06-1.20	30.5535053	3.23838997	0.62	0.11
CA18J06-1.21	20.0912444	2.49618491	0.633	0.056
CA18J06-1.22	3.04133516	0.96262443	0.71	0.12
CA18J06-1.23	10.4411191	1.26608846	0.72	0.083
CA18J06-1.24	16.9568047	2.38522829	0.624	0.054
CA18J06-1.25	5.97307266	0.86098345	0.79	0.1
CA18J06-1.26	1.70439863	0.2453633	0.92	0.12
CA18J06-1.27	0.49111931	0.10913762	0.896	0.071
CA18J06-1.28	2.98653633	0.49775606	0.72	0.14
CA18J06-1.29	2.05904058	0.36448855	0.82	0.062
CA18J06-1.30	2.88265681	0.62666452	0.87	0.11
CA18J06-1.31	5.0228111	0.38051599	0.93	0.19
CA18J06-1.32	3.01368666	0.57534018	0.78	0.16
CA18J06-1.33	1.06937269	0.22422331	0.9	0.11
CA18J06-1.34	0.69790638	0.21304511	0.866	0.08
CA18J06-1.35	1.44762241	0.30027102	0.9	0.12
CA18J06-1.36	3.70397243	0.60008492	0.72	0.1
CA18J06-1.37	2.13874537	0.13108439	0.861	0.06
CA18J06-1.38	18.1646867	2.1399494	0.644	0.093
CA18J06-1.39	5.52509221	0.69063653	0.88	0.12
CA18J06-1.40	1.38127305	0.23884513	0.877	0.081
CA18J06-1.41	2.09151756	0.29690312	0.804	0.068
CA18J09-4.1	3.51974713	0.52216029	0.775	0.031
CA18J09-4.2	8.65667537	1.169821	0.697	0.032
CA18J09-4.3	4.13286437	0.61326375	0.765	0.037
CA18J09-4.4	2.50232022	0.48873442	0.77	0.032
CA18J09-4.5	4.21443406	0.52680426	0.761	0.035
CA18J09-4.6	6.34251463	0.94195762	0.713	0.024
CA18J09-4.7	4.24234422	0.50570991	0.79	0.038
CA18J09-4.8	4.81649607	0.68807087	0.75	0.027
CA18J09-4.9	3.61917501	0.38849901	0.797	0.038
CA18J09-4.10	4.02889294	0.40542319	0.754	0.028
CA18J09-4.11	4.24234422	0.61808989	0.764	0.027
CA18J09-4.12	4.57567127	0.68635069	0.726	0.023
CA18J09-4.13	8.58705064	1.10503601	0.664	0.023
CA18J09-4.14	5.87700897	1.13226778	0.696	0.031
CA18J09-4.15	22.9603576	2.1396749	0.551	0.017
CA18J09-4.16	4.92764598	0.37904969	0.754	0.02
CA18J09-4.17	5.42876252	0.82811632	0.742	0.033
CA18J09-4.18	9.02245039	1.77907472	0.687	0.036
CA18J09-4.19	10.5708577	1.13383787	0.685	0.025
CA18J09-4.20	10.3488526	1.25389975	0.699	0.025
CA18J09-4.21	14.7262983	1.86194577	0.597	0.03
CA18J09-4.22	11.4391782	2.6555235	0.65	0.031
CA18J09-4.23	1.7266684	0.35371105	0.797	0.029
CA18J09-4.24	1.51440657	0.2685118	0.796	0.038
CA18J09-4.25	4.02889294	0.58279583	0.76	0.023
CA18J09-4.26	6.28033311	0.80043461	0.728	0.034
CA18J09-4.27	5.2941651	0.78756175	0.752	0.035
CA18J09-4.28	1.69469306	0.23313238	0.808	0.038
CA18J09-4.29	1.70825061	0.21865608	0.827	0.046
CA18J09-4.30	3.59884257	0.34370968	0.778	0.024
CA18J09-4.31	5.12475182	0.65596823	0.761	0.028
CA18J09-4.32	9.57539578	1.13072686	0.717	0.029
CA18J09-4.33	6.10089502	0.69724515	0.734	0.032
CA18J09-4.34	6.48374471	0.53812456	0.655	0.024
CA18J09-4.35	18.3551283	1.57780472	0.605	0.022
CA18J09-4.36	4.15970115	0.81033139	0.774	0.031
CA18J09-4.37	5.25077031	0.77470382	0.735	0.023
CA18J09-4.38	5.61924542	0.83795765	0.773	0.036
CA18J09-4.39	5.61924542	0.7393744	0.781	0.031
CA18J09-4.40	2.9934298	0.34969974	0.772	0.039
CA18J09-4.41	9.20393646	0.71409852	0.72	0.036
CA18J09-4.42	4.92764598	0.41695466	0.731	0.023
CA18J09-4.43	6.219359	0.84534977	0.705	0.028
CA18J09-4.44	13.2081232	0.76253083	0.717	0.019
CA18J09-4.45	1.71281812	0.15113101	0.8	0.035
CA18J09-4.46	6.10089502	0.81345267	0.769	0.023
CA18J09-4.47	4.74514057	0.56238703	0.686	0.024
CA18J09-4.48	10.7122739	1.11063709	0.713	0.022
CA18J09-4.49	6.47064624	0.84968082	0.748	0.024
CA18J09-4.50	9.15134253	1.56880158	0.717	0.028
CA18J09-4.51	5.45818706	0.70580005	0.766	0.024
CA18J09-4.52	5.55394473	0.77950101	0.709	0.021
CA18J09-4.53	22.3727809	2.52978441	0.543	0.025
CA18J09-4.54	4.5880413	0.79792023	0.733	0.017
CA18J09-4.55	12.0599943	1.69988491	0.64	0.024
CA18J09-4.56	1.55565037	0.13377829	0.807	0.024
CA18J09-4.57	3.61799828	0.33078841	0.777	0.043
CA18J09-4.58	4.4588007	0.94200015	0.76	0.029
CA18J09-4.59	8.79374582	1.58775966	0.684	0.026
CA18J09-4.60	6.80806128	1.17127936	0.687	0.024
CA18J09-4.61	7.91437124	1.48394461	0.683	0.021
CA18J09-4.62	8.22272336	2.02898369	0.677	0.028
CA18J09-4.63	5.18975163	1.36124633	0.731	0.033
CA18J09-4.64	6.42139654	0.50798066	0.748	0.024
CA18J09-4.65	1.42601284	0.13168137	0.818	0.032
CA18J09-4.66	6.957689	1.14687181	0.705	0.014
CA18J09-4.67	11.6174257	1.66267744	0.673	0.036
CA18J09-4.68	7.19488294	1.38992057	0.664	0.033
CA18J09-4.69	5.50564956	1.0532547	0.696	0.022
CA18J09-4.70	7.50177369	0.59551995	0.681	0.024
CA18J09-4.71	2.05568084	0.09344004	0.79	0.019
CA18J09-4.72	6.65073213	0.57285718	0.731	0.027
CA18J09-4.73	3.76874821	0.4486605	0.76	0.026
CA18J09-4.74	5.75590636	0.78489632	0.74	0.026
CA18J09-4.75	7.3622058	1.19849862	0.686	0.027
CA18J09-4.76	3.65982485	0.65580677	0.733	0.029
CA18J09-4.77	3.65982485	0.67696182	0.747	0.013
CA18J09-4.78	1.67057968	0.07934152	0.81	0.018
CA18J09-4.79	4.50961324	0.26016999	0.773	0.031
CA18J09-4.80	1.57499925	0.09402981	0.821	0.024

CA18J09-4.81	2.51249881	0.13958327	0.81	0.02
CA18J09-4.82	4.36654965	0.75285339	0.725	0.026
CA18J09-4.83	4.5880413	0.8311669	0.711	0.025
CA18J09-4.84	5.45818706	0.47053337	0.74	0.017
CA18J09-4.85	1.33294673	0.151535	0.796	0.049
CA18J09-4.86	1.00499952	0.20738085	0.805	0.05
CA18J09-4.87	0.80145532	0.11159504	0.858	0.065
CA18J09-4.88	1.69291363	0.12221569	0.82	0.024
CA18J09-4.89	6.7356351	1.0031797	0.78	0.029
CA18J09-4.90	6.97301431	0.64508062	0.755	0.026
NAV01.1	1.22779827	0.29558106	0.88	0.17
NAV01.2	1.8416974	0.51158261	0.85	0.13
NAV01.3	2.16670283	0.54521607	1.02	0.25
NAV01.4	11.6317731	3.4691253	1.05	0.28
NAV01.5	3.9231424	1.27676232	0.93	0.18
NAV01.6	4.0427504	0.73952751	0.74	0.13
NAV01.7	21.5263333	5.94070887	0.57	0.18
NAV01.8	2.43754068	0.69900064	0.86	0.2
NAV01.9	2.17380677	0.62006947	0.92	0.23
NAV01.10	1.16317731	0.22447281	0.84	0.12
NAV01.11	2.33454601	0.28770813	0.93	0.064
NAV01.12	0.75342167	0.22260186	0.817	0.093
NAV01.13	16.3706436	2.42528053	0.838	0.085
NAV01.14	2.55004256	0.71597349	1.1	0.32
NAV01.15	1.88892041	0.34980008	0.89	0.094
NAV01.16	141.669031	24.2169284	0.38	0.16
NAV01.17	3.02744779	0.52531058	0.75	0.1
NAV01.18	0.44497387	0.06570084	0.837	0.099
NAV01.19	10.3433864	1.5490875	0.86	0.14
NAV01.20	1.7919218	0.53273351	0.81	0.12
NAV01.21	18.416974	5.62740874	0.87	0.29
NAV01.22	53.9033387	6.57357789	0.54	0.079
NAV01.23	15.8236531	3.43664065	0.728	0.098
NAV01.24	17.6802951	3.67750138	1.03	0.33
NAV01.25	2.13874537	0.75890965	0.919	0.082
NAV01.26	2.22486935	0.31357219	0.92	0.14
NAV01.27	8.72382981	1.95138298	0.72	0.18
NAV01.28	4.70220614	0.53358368	0.97	0.29
NAV01.29	3.99404256	0.9142989	0.77	0.21
NAV01.30	1.17555153	0.1667449	0.9	0.14
NAV01.31	11.105713	1.35798501	0.81	0.093
NAV01.32	5.52509221	2.25607932	0.94	0.41
NAV01.33	72.0664202	20.366597	0.59	0.19
NAV01.34	8.84014754	1.65016087	0.98	0.22
NAV01.35	1.81150564	0.48504796	0.88	0.18
NAV01.36	2.88265681	0.37599871	0.86	0.16
NAV01.37	35.0799506	8.16676098	0.71	0.21
NAV01.38	3.70397243	0.82770334	0.835	0.059

ÉCOLE DOCTORALE
Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Titre : Expression et âge de la déformation intraplaque au front d'un orogène : du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central, France

Mots clés : calcite, minéralisations, géodynamique, Déformation intraplaque, circulations de fluides, datation

Résumé : En géodynamique, l'essentiel des déformations est accommodé aux limites des plaques tectoniques. Pourtant, la propagation de la contrainte au-delà de ces frontières est à l'origine de déformations dites « intraplaques », d'intensité modérée mais qui contrôlent notamment des circulations de fluides et minéralisations. Ces déformations, et en particulier leur lien avec l'agenda tectonique établi en limite de plaque, sont aujourd'hui encore mal comprises : sont-elles antérieures, contemporaines, postérieures à la formation des orogènes ? S'agit-il d'épisodes uniques ou multiples, et sur quelle durée ? Les travaux présentés tentent de répondre à ces questions en s'appuyant sur la caractérisation du domaine intraplaque situé au Nord de la chaîne Pyrénéenne, dans la région des Corbières, du Languedoc et des Grands Causses. La méthode de datation U-Pb sur calcite de faille, développée en partie au laboratoire GEOPS au cours de ce travail, est couplée à une analyse structurale de chacune des zones afin de dater de manière absolue la déformation compressive dans les divers secteurs. Les résultats obtenus permettent ainsi de (1) préciser/établir les calendriers géodynamiques de chacun des secteurs (2) replacer ces déformations intraplaques dans le contexte géodynamique global et (3) établir le lien entre les déformations dans le domaine intraplaque et celles en bordure de plaque.

Les travaux réalisés dans la région des Corbières, au front de l'orogène, mettent en évidence une phase de déformation au Lutétien, en décalage avec le paroxysme d'exhumation de la chaîne à l'Eocène supérieur. La région a également enregistré un évènement tectonique au Miocène, contemporain d'une phase d'exhumation de la chaîne, de la formation des surfaces « perchées » des Pyrénées et d'un épisode de déformation décrit sur le versant espagnol des Pyrénées. Le secteur du Languedoc, et en particulier le système de faille des Cévennes, enregistre une déformation associée à la compression pyrénéenne continue tout au long de l'Eocène. Par ailleurs les données U-Pb indiquent une activité à l'Albien de ce faisceau de failles, contemporaine de l'ouverture des bassins pyrénéens. Enfin, la région des Grands Causses correspondant au secteur d'étude le plus distal à la chaîne enregistre une déformation longue et continue du Crétacé inférieur à l'Eocène supérieur. L'ensemble de ces travaux démontre ainsi que la déformation en domaine intraplaque n'est pas limitée à l'enregistrement des phases paroxysmales de déformation en limite de plaque comme cela a pu être proposé auparavant, mais que le domaine intraplaque présente une grande sensibilité aux déformations en bordure de plaque, et donc une forte déformabilité sur des durées importantes avant, pendant et après la formation des orogènes en limite de plaque.

Title : Characterization and age of intraplate deformation in front of an orogen: from the North Pyrenean Frontal Thrust to the southern limit of the Massif Central, France

Keywords : calcite, mineralizations, geodynamic, Intraplate deformation, fluid circulation, dating

Abstract : In geodynamics, most of the deformation is accommodated at the edges of tectonic plates. However, the propagation of stress beyond these boundaries is at the origin of so-called "intraplate" deformations, which are of moderate intensity but control several processes, especially fluid circulations and mineralizations. These deformations, and in particular their link with the tectonic agenda established at the plate boundary, are still poorly understood today: are they anterior, coeval or posterior to the formation of the orogens? Are they single or multiple episodes, and over what duration? The work presented here aims to answer these questions by characterizing the intraplate domain located north of the Pyrenean Chain, in the Corbières, Languedoc and Grands Causses domains. The U-Pb geochronology on fault-related calcite, partly developed in the GEOPS laboratory during this work, is associated with a structural analysis of each domain in order to date its compressive deformation. The results obtained allow us to (1) clarify/establish the geodynamic timetables for each domain (2) place these intraplate deformations into the global geodynamic context and (3) establish the link between these deformations in the intraplate domain and those at the plate edges.

Our results for the Corbières region, at the front of the orogen, reveal a phase of deformation during Lutetian times, offset from the paroxysm of exhumation in the chain at the Late Eocene. The region also records a miocene tectonic event coeval with the formation of the high elevation of low-relief surfaces of the Pyrenees and a deformation episode described on the Spanish side of the Pyrenees. The Languedoc area, and in particular the Cevennes Fault System, shows deformations associated with a continuous Pyrenean compression throughout the Eocene. In addition, U-Pb data indicate an albian activity of this fault system, coeval with the opening of the Pyrenean basins. Finally, the Grands Causses sector, corresponding to the study area farthest from the belt, shows a long and continuous deformation from the Lower Cretaceous to the Upper Eocene. All these results demonstrate that deformation in the intraplate domain is not limited to the paroxysmal phases of plate boundary deformation as previously proposed. Indeed, the intraplate domain presents a high sensitivity to plate edges deformation and thus, a strong deformability over important time periods, before, during and after the formation of plate boundary orogens.