

Analyse thermochronologique, géochimique et structurale du système hydrothermal de la faille de la Têt (Pyrénées, France) : un nouvel outil d'exploration géothermique

Gaétan Milesi

▶ **To cite this version:**

Gaétan Milesi. Analyse thermochronologique, géochimique et structurale du système hydrothermal de la faille de la Têt (Pyrénées, France) : un nouvel outil d'exploration géothermique. Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2020. Français. NNT : 2020MONTG066 . tel-03340317

HAL Id: tel-03340317

https://theses.hal.science/tel-03340317v1

Submitted on 10 Sep 2021

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

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

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de la Terre

École doctorale GAIA

Unité de recherche Géosciences Montpellier

Analyse thermochronologique, géochimique et structurale du système hydrothermal de la faille de la Têt (Pyrénées), un nouvel outil d'exploration géothermique

Présentée par Gaétan MILESI
Le 15 décembre 2020

Sous la direction de Roger SOLIVA et Patrick MONIÉ

Devant le jury composé de

Laurent JOLIVET, Professeur, Sorbonne université, ISTeP Paris	Rapporteur
Raphaël PIK, Directeur de recherche, CRPG Nancy	Rapporteur
Delphine BOSCH, Directrice de recherche, Géosciences Montpellier	Présidente du Jury
Stéphanie BRICHAU, Chargée de recherche, GET Toulouse	Examinatrice
Laurent GUILLOU-FROTTIER, Ingénieur-Chercheur, BRGM Orléans	Examinateur
Peter VAN DER BEEK, Professeur, ISTerre Grenoble, Institute of Geoscience Potsdam	Examinateur
Roger SOLIVA, Maître de conférences, Géosciences Montpellier	Directeur de thèse
Patrick MONIÉ, Directeur de recherche, Géosciences Montpellier	Co-directeur de thèse
Mathieu BELLANGER, Docteur ingénieur, TLS Geothermics, Toulouse	Invité

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

Analyse thermochronologique, géochimique et structurale du système hydrothermal de la faille de la Têt (Pyrénées, France), un nouvel outil d'exploration géothermique

Mots clés : *Géothermie, Thermochronologie, Pyrénées, Failles, Terres Rares, Modélisation thermique et thermo-cinématique*

A l'Est des Pyrénées, la faille de la Têt est un accident crustal majeur qui localise une importante activité hydrothermale. Dans cette thèse, une analyse structurale multi-échelle a précisé les conditions tectoniques et cinématiques favorables aux circulations de fluides. La thermochronologie basse température couplée à l'analyse des Terres Rares dans les apatites a été utilisée comme un outil d'exploration géothermique pour identifier les indices de circulations de fluides en profondeur le long de la faille de la Têt. Le couplage de ces méthodes a permis de caractériser la distribution spatiale et l'intensité de l'anomalie thermique associée aux circulations de fluides. En dehors des zones hydrothermales, la thermochronologie a permis de préciser l'histoire d'exhumation des différents massifs bordant la faille de la Têt au moyen de modélisation d'évolution thermique et thermo-cinématique. Un modèle d'évolution de la partie Est de la chaîne pyrénéenne est proposé.

Thermochronological, geochemical and structural analyses of the Têt fault hydrothermal system (Pyrénées, France), a new tool for geothermal exploration

Key words: *Geothermal, Thermochronology, Pyrénées, Faults, Rare Earth Elements, Thermal and thermo-kinematic modelling*

In the Eastern part of the Pyrenees, the Têt fault is a major crustal-scale fault, which locates evidences of an important hydrothermal activity. In this thesis, a multi-scale structural analysis highlights the tectonic and kinematic conditions favourable to hydrothermal flow. Low-Temperature thermochronology coupled with the analysis of Rare Earth Elements in apatites was used as a geothermal exploration tool to identify evidences of fluid circulation at depth along the Têt fault. The coupling of these methods highlighted the spatial distribution and intensity of the thermal anomaly associated with fluid circulation. Outside the hydrothermal zones, thermochronology was used to specify the exhumation history of the different massifs along the Têt fault using thermal and thermo-kinematic numerical modelling. An evolution model of the Eastern part of the Pyrenean range is proposed.

Remerciements

Cette thèse est le fruit de trois années de travail et ces lignes bien qu'une goutte d'eau dans ce manuscrit, apparaissent essentielles pour remercier celles et ceux qui ont cru en moi. Je ne pouvais pas imaginer ce qu'allait être cette aventure et cette dernière année ! Les petites épreuves et défis ne sont rien à côté des formidables rencontres et découvertes qui ont émaillé ces trois années.

Je voudrais tout d'abord te remercier Roger pour avoir initié ce projet et m'avoir fait confiance pour le mener à bien, même s'il est parfois sorti de tes sentiers battus, tu as su t'adapter et apporter ta contribution et tes idées. Merci également aux Mathieu(s) de chez TLS Geothermics pour m'avoir laissé développer mes axes de recherches librement et avoir apporté un soutien financier, scientifique et moral à ces travaux. Je tiens à te remercier Patrick, le dinosaure de l'argon qui dans un élan de jeunesse s'est lancé (avant la retraite) sur ce sujet un peu hors cadre et nouveau, avec tenez-vous bien essentiellement de l'hélium ! Sans ton investissement, ta patience, ton exigence, ta bonne humeur et ton rire caractéristique pour signaler ta présence dans le labo, ce travail ne serait pas ce qu'il est aujourd'hui. Merci également à tous ceux qui m'ont accompagné dans ce projet, Philippe avec les réflexions et vues pertinentes ainsi que les petits recadrages que tu as distillés tout au long de cette thèse. Pierre, grand artisan de mes débuts dans les modèles numériques 3D et dire que je ne connaissais pas bien les commandes du terminal en arrivant à Grenoble. Ceux qui ont apporté leurs conseils et leurs touches à ces travaux Delphine, Énora, Gauthier, Laïna, Olivier, Thierry, Valentine sans oublier Audrey qui a défriché cette zone et permis grâce à son travail l'initiation de cette thèse. Merci à ceux qui se sont investis techniquement et qui ont permis à toutes ces manips d'exister Arthur, Charline, Céline, Christophe, Cyprien, Doriane, Michaël, mais aussi Stéphane à l'infra, Amélie et Valérie à la gestion et Franck au DESTEEM.

Merci aux membres du Jury, Laurent Jolivet et Raphaël Pik qui ont accepté d'être rapporteurs de cette thèse et Delphine Bosch, Stéphanie Brichau, Laurent Guillou-Frottier et Peter van der Beek qui ont également bien voulu évaluer ce travail.

Je voudrais remercier les membres de mes deux équipes de recherche DL et G2R et plus généralement l'ensemble de Géosciences Montpellier qui ont permis des échanges variés et divers avec de la bienveillance tout le long de mon parcours à Montpellier.

Je ne pouvais pas oublier tous mes collègues doctorants, post-doctorants, ingénieurs et techniciens qui m'ont permis de passer trois années pleines de vie et de joie. Merci pour : ces « bonjours », ces sourires, ces discussions passionnées (dans le bureau et hors du bureau), ces conseils, ces rigolades le midi, ces pauses café, ces soirées et nuits agitées parfois, ces diners souvent copieux, ces parties de football, ces verres (au pluriel), ces randonnées, cette préparation au triathlon (et mes « grands » débuts dans le bassin de 50 mètres), votre patience (surtout à mes boutades), votre présence et votre soutien. Je pense que vous vous reconnaîtrez chacun dans ces

mots et j'espère que les souvenirs qui resurgiront à la lecture de ces lignes, vous remémoreront quelques-uns de nos souvenirs partagés…

Vous pensiez que je vous avais oubliés, merci mes colocs du plus vieux (plus de 50 ans quand même) au plus jeune qui m'ont aidé et aéré quand il le fallait. Merci aux amis rencontrés au collège, lycée et à la fac de Nice en passant par le master à Montpellier. Une pensée également pour tous les loups de l'AS Estanove avec lesquels on a glané le premier titre du club, une vraie bande de pieds carrés ! Merci également aux amis de famille qui sont devenus comme des membres à part entière de la famille. Ce beau mélange m'a façonné et chacun à votre manière vous avez permis à ce travail d'exister. Promis après ces quelques lignes, je vais enfin pouvoir accorder du temps à chacun d'entre vous. A l'écriture de ces lignes, je ne peux m'empêcher d'avoir une pensée particulière pour la petite équipe de « mousquetaires » avec lesquels un lien indéfectible persiste depuis plus de 10 ans et qui répondent toujours présent quoi qu'il arrive.

Ces dernières lignes seront pour l'ensemble de ma famille, vous avez sans doute un peu souffert de mon absence ces derniers temps mais c'est vous qui avez tout connu de moi et enduré parfois et ce depuis le plus jeune âge. Rappelez-vous le petit garçon introverti qui n'osait pas parler… qu'il est loin ! (Certains jours, il doit vous manquer). Merci à ma sœur Romane, ma première supportrice, à mes parents qui m'ont toujours poussé dans tous mes choix, franchement quand j'ai dit : « je veux faire de la géologie », vous auriez pu intervenir ! à mes grands-parents qui ont toujours su faire preuve de bienveillance et d'écoute, et à mes oncles, tantes, cousins et cousines qui n'ont jamais cessé d'être derrière moi. Je ne pourrai jamais vous remercier assez pour tout ce que vous faites et continuez à faire pour moi…

Ces lignes ne seraient pas complètes si je n'y insérais pas une pensée à ce qui nous ont quittés et auxquels je dédie particulièrement cet ouvrage. Je ne peux à présent que présumer de la fierté, qu'ils ressentiraient à la vue de ce manuscrit… Et particulièrement mon oncle qui s'en est allé en prenant le luxe de me distiller au préalable quelques précieux conseils de vie.

Je souhaitais finir mes remerciements avec ces quelques mots de Marcel Pagnol dont l'appartenance provençale, ainsi que les paysages, portraits et traditions décrits dans ces romans, parlent à mon cœur et à ceux de mes proches.

"*Tout le monde savait que c'était impossible.*

Il est venu un imbécile qui ne le savait pas et qui l'a fait."

Table des matières

Introduction générale 1

Partie I : État de l'art et contexte géologique 9

1. La géothermie 11
   A. Les différents systèmes géologiques 13
   B. La géothermie haute énergie aujourd'hui 15
      i) A l'échelle mondiale 17
      ii) A l'échelle de la France 18
2. Les paramètres des systèmes hydrothermaux dans le socle 21
   A. La porosité et la perméabilité 21
      i) La porosité 21
      ii) La perméabilité 22
      iii) Les altérations 23
   B. La chaleur 24
      i) Le flux de chaleur 24
      ii) Le flux de chaleur en contexte orogénique 25
   C. Le gradient hydraulique 27
   D. Les facteurs de contrôle externes 28
3. Les discontinuités structurales 29
   A. Les différents types de discontinuités structurales 29
   B. L'impact des fractures sur la perméabilité 30
   C. La zone de faille 32
      i) La zone cœur de faille 34
      ii) La zone d'endommagement 34
   D. La localisation des sources hydrothermales 36
   E. La thermochronologie en contexte hydrothermal 38
4. La construction de la chaîne Pyrénéenne 41
   A. L'histoire Paléozoïque 41
      i) Les séries sédimentaires de Canaveilles et Jujols (635-520 Ma) 41
      ii) Les gneiss de l'Ordovicien inférieur (485-470 Ma) 43

iii) Les calcaires de Villefranche-de-Conflent (443-320 Ma) 43
iv) La tectonique et le métamorphisme hercynien 43
v) Les granitoïdes Carbonifère supérieur (320-299 Ma) 45
B. L'histoire Mésozoïque : l'évolution du rift pyrénéen 47
C. L'histoire Cénozoïque : la compression pyrénéenne 49
D. Tectonique Néogène et Quaternaire : L'ouverture du Golfe du Lion à l'Est des Pyrénées et les mouvements verticaux récents 52
i) La tectonique Néogène et Quaternaire 52
ii) Les mouvements verticaux de la chaîne 61
iii) La paléo-topographie de la chaîne pyrénéenne 64
E. Érosion de la chaîne 66
5. L'hydrothermalisme dans les Pyrénées 70
A. Les différents épisodes hydrothermaux 70
B. Les systèmes hydrothermaux actuels 74
i) Localisation des sources hydrothermales le long de la faille de la Têt 75
ii) Composition et origine des eaux hydrothermales 75
iii) Géothermomètres et température des fluides en profondeur 77
iv) Modèles d'écoulement et anomalie thermique associée 78
v) Évidences d'altération hydrothermale et de déformations associées 80
6. Problématique appliquée au système hydrothermal de la vallée de la Têt 83

Partie II : Méthodologie 85
1. L'analyse de la fracturation multi-échelle 87
A. De l'échelle régionale à l'affleurement 88
i) L'analyse de l'endommagement de la faille de la Têt 89
ii) L'analyse du protolithe et des zones de faille secondaires 92
B. L'échelle microscopique 94
i) Observations en microscopie optique 94
ii) Observations en cathodoluminescence 96
iii) Étude des inclusions fluides par microthermométrie 98
2. La thermochronologie 101
A. Échantillonnage et préparation des échantillons 105
i) Broyage et tamisage 105
ii) Séparation des minéraux 105
iii) Sélection des grains 107
B. La méthode (U-Th)/He sur apatite et zircon 109

i) Principes de la méthode (U-Th)/He 109
ii) Techniques analytiques 111
iii) Interprétation des données 117
C. La méthode traces de fission sur apatite et $^{40}Ar/^{39}Ar$ 119
i) La méthode traces de fission sur apatite 119
ii) La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ 122
3. L'analyse des Terres Rares et des gaz dissous 126
A. L'analyse des Terres Rares dans les apatites 126
B. L'analyse des gaz dissous dans l'eau 126
4. Modélisation numérique des données thermochronologiques 129
A. Estimation des taux d'exhumation apparents (AER) 130
B. Modélisation thermique 1D (QTQt-HeFTy) 132
C. Modélisation thermo-cinématique 3D (Pecube) 134

Partie III : Analyse structurale multi-échelle du système hydrothermal de la Têt ... 139

1. Histoire tectonique de l'Est des Pyrénées et analyse de la fracturation de la zone étudiée 141
A. Article 1. "Polyphased brittle deformation around a crustal fault: a multi-scale approach based on remote sensing and field data on the mountains surrounding the Têt hydrothermal system (Eastern Pyrénée,France) 142
i) Présentation de l'article 142
ii) Article 142
B. Analyse structurale complémentaire 196
i) La faille de la Têt dans les gorges de la Carança et à Thuès-les-Bains 197
ii) L'endommagement au niveau du cluster de St-Thomas-les-Bains 202
iii) La faille de Py 204
2. La fracturation et les minéralisations à l'échelle microscopique 206
A. Les protolithes 206
B. Les zones de faille 208
i) La faille de la Têt à Thuès-les-Bains 208
ii) La faille de la Têt au niveau des gorges de la Carança 120
iii) La faille de la Têt au niveau de St-Thomas-les-Bains 212
iv) La faille de Py 214
3. L'étude des inclusions fluides dans les zones de faille 216
4. Chronologie des différentes déformations et altérations 221

Partie IV : La thermochronologie couplée à l'analyse des Terres Rares : un outil pour l'exploration géothermique 225

1. Échantillonnage et analyse des apatites et zircons 227

A. L'échantillonnage.....227

B. Étude à la microsonde et au microscope électronique à balayage 229

i) Les analyses à la microsonde.....229

ii) Les analyses au microscope électronique à balayage (MEB) 230

C. Analyses LA-ICPMS de la distribution de l'uranium et du thorium 232

2. Thermochronologie (U-Th)/He sur apatite couplée à l'analyse des Terres Rares le long de la faille de la Têt.....236

A. Article 2. "*Mapping a geothermal anomaly using (U-Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France*" 236

i) Objectif de l'article.....236

ii) Article.....236

iii) Résultats des datations (U-Th)/He sur apatite des échantillons TET.....245

B. Article 3. "*Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (U-Th)/He apatite thermochronology and REE analyses, the example of the Têt fault (Pyrenees, France)*".....246

i) Objectif de l'article.....246

ii) Article.....246

C. Datations (U-Th)/He et analyses Terre Rares sur apatite complémentaires le long de la faille de la Têt 272

D. Nouvelles datations (U-Th)/He sur apatite dans le massif du Canigou et le long de la faille de Py 276

3. Analyse complémentaire des éléments traces et des Terres Rares dans les apatites datées et caractérisation des gaz dissous dans les eaux.....283

A. Les éléments traces et les Terres Rares dans les apatites.....283

i) Analyses des éléments traces et des Terre Rares sur les grains d'apatite datés......283

ii) Analyse LA-ICPMS des Terres Rares dans les apatites du profil Têt.....288

B. Analyse des gaz dissous dans les eaux hydrothermales.....290

i) Les différents gaz dissous dans les eaux hydrothermales.....291

ii) L'hélium dans les eaux.....293

C. L'impact de l'hydrothermalisme sur les apatites 294

i) Dans la zone d'endommagement distale.....294

ii) Dans la zone d'endommagement proximale.....295

4. Thermochronomètres de plus hautes température et datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ le long de la faille de la Têt.....298

A. Datations traces de fission sur apatite 299
B. Datations (U-Th)/He sur zircon 300
C. Datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ des failles 302
i) Caractérisation minéralogique des échantillons 303
ii) Résultats $^{40}Ar/^{39}Ar$ 308
iii) Interprétation 312

Partie V : Histoire thermique et exhumation cénozoïque des massifs de l'Est des Pyrénées 317

1. Échantillons et âges (U-Th)/He et traces de fission 319
A. Les échantillons 319
B. Les âges à l'échelle régionale 322
i) Les âges (U-Th)/He sur apatites (AHe) 322
ii) Les âges traces de fission sur apatite (AFT) 324
iii) Les âges (U-Th)/He et traces de fission sur zircons (ZHe et ZFT) 326
2. Exhumation et trajets thermiques des massifs du toit de la faille de la Têt 327
A. Le bloc Nord de la faille de Mérens 327
i) Profil âge-altitude synthétique du bloc Nord de la faille de Mérens 327
ii) Modélisation thermique du bloc Nord de la faille de Mérens 328
B. Le bloc Sud de la faille de Mérens 330
i) Profil âge-altitude synthétique du bloc Sud de la faille de Mérens 330
ii) Modélisation thermique des massifs du bloc Sud de la faille de Mérens 333
3. Les massifs du mur de la faille de la Têt 336
A. Le bloc Canigou 336
i) Profil âge-altitude synthétique du bloc Canigou 336
ii) Modélisation thermique des massifs du bloc Canigou 338
B. Le massif de la Carança 341
i) Profil âge-altitude synthétique du bloc Carança 341
ii) Modélisation thermique des massifs du bloc Carança 343
4. Implications tectoniques 349
A. Dans le toit de la faille de la Têt 349
B. Dans le mur de la faille de la Têt 350

Partie VI : Modèles d'évolution thermo-cinématique des massifs le long de la faille de la Têt 353

1. Paramétrisation des modèles thermo-cinématiques.....355

A. Description des modèles 355

i) Paramètres crustaux dans Pecube.....355

ii) Description de la faille de la Têt.....356

iii) Données thermochronologiques implémentées 356

B. Stratégie de modélisation Pecube.....357

i) Zone d'étude, résolution et inversions.....357

ii) Complexité du scénario d'exhumation régionale 357

iii) Évolution de la topographie 358

2. Le toit de la faille de la Têt.....361

A. Complexité du scénario d'exhumation.....361

i) Paramétrisation des inversions pour les différents scénarios d'exhumation 361

ii) Résultats des inversions pour les différents scénarios d'exhumation.....362

iii) Discussion des résultats et choix du scénario d'évolution topographique.....364

B. Scénarios d'évolution topographique.....364

i) Paramétrisation des inversions.....364

ii) Résultats des inversions pour les différents scénarios d'évolution topographique....364

iii) Discussion : choix du scénario.....368

C. Résultats des modèles Pecube et comparaison avec les modélisations QTQt 368

3. Le mur de la faille de la Têt.....371

A. Paramètres des inversions 371

B. Le massif du Canigou.....371

i) Paramétrisation des inversions.....372

ii) Résultats des inversions du Canigou 372

C. Le massif de la Carança 375

i) Paramétrisation des inversions.....375

ii) Résultats des inversions échantillons TET et GAL 376

iii) Résultats de l'inversion des échantillons ST et PLA.....378

D. Résultats des modèles Pecube et comparaison avec les modélisations QTQt 380

4. Évolution polyphasée de la faille de la Têt 384

A. Paramètres des inversions 384

B. Résultats des inversions 385

C. Résultats des modèles Pecube et comparaison avec les modélisations QTQt 387

Partie VII : Discussion générale 389

1. L'évolution Cénozoïque de la partie Est de la Zone Axiale des Pyrénées 391

A. La phase compressive 392

i) A l'échelle de la Zone Axiale et de la Zone Sud Pyrénéenne 392

ii) Exhumation et évolution température-temps des massifs de la Zone Axiale 394

B. La phase extensive 396

i) L'activité tectonique à l'Oligo-miocène inférieur (25-20 Ma) 396

ii) L'activité tectonique au Miocène supérieur (20-15 Ma) 397

iii) L'activité tectonique au Miocène inférieur (15-10 Ma) 400

iv) L'activité tectonique au Mio-pliocène (10-3 Ma) et au Quaternaire 400

2. L'hydrothermalisme le long de la faille de la Têt 402

A. Les différentes zones hydrothermales le long de la faille de la Têt 402

i) Les zones de circulations hydrothermales actives 402

ii) Les zones de paléo-circulations et sans circulations hydrothermales 404

B. Mise en place des circulations hydrothermales 406

i) Mise en place dans le contexte régionale 406

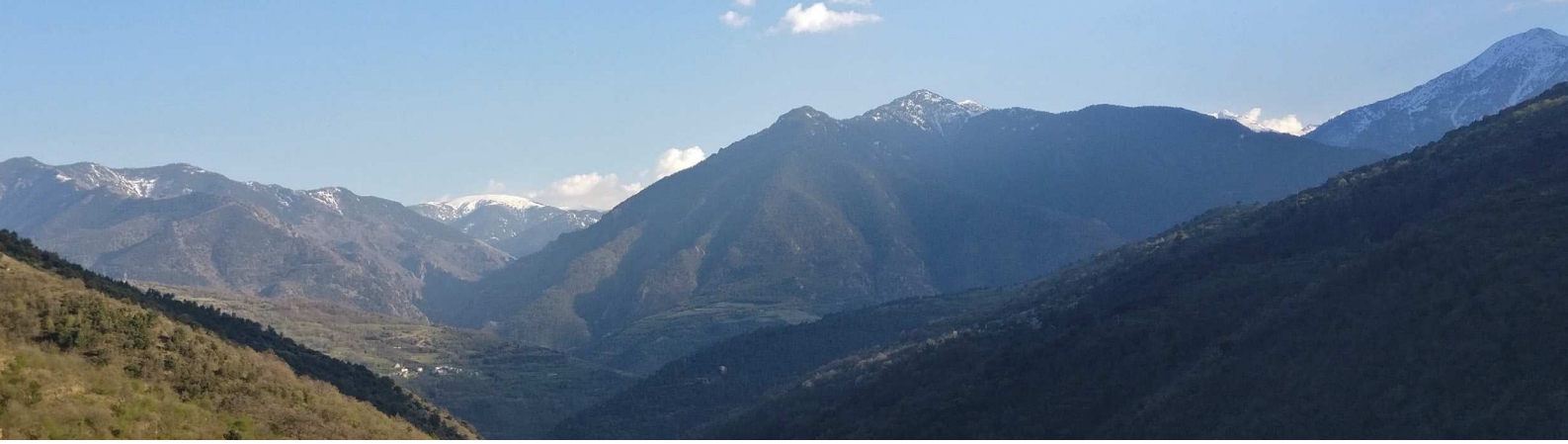
ii) Localisation des clusters de Thuès et St-Thomas au regard de l'activité des failles 407

iii) Implications pour la thermochronologie couplée à l'analyse des Terres Rares 409

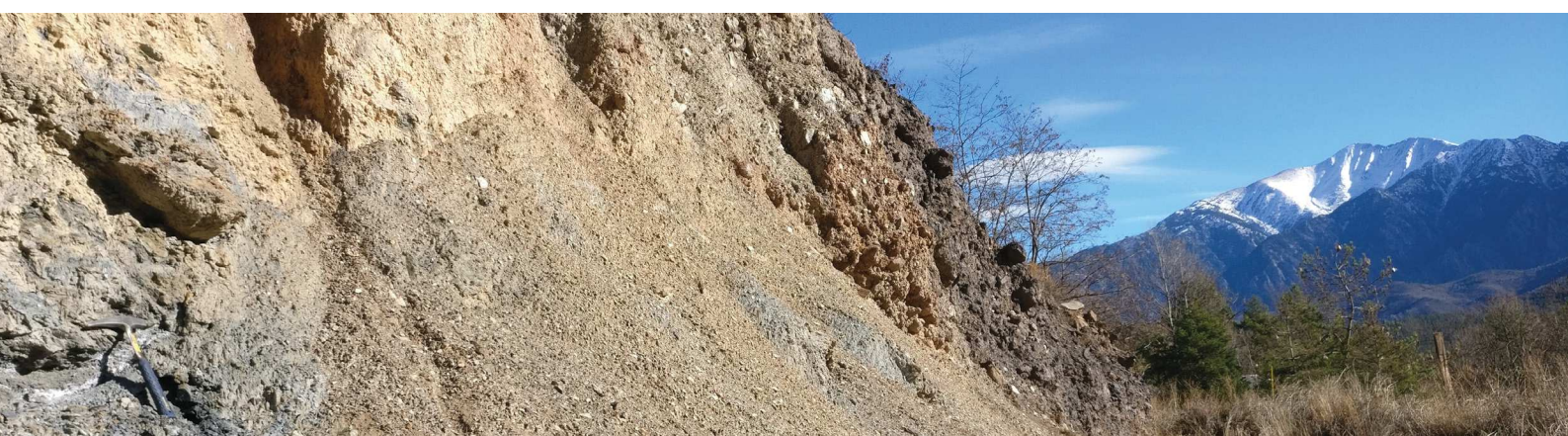
Conclusions et perspectives 411

Bibliographie 417

Annexes 459



Introduction générale



Introduction générale

L'hydrothermalisme dans les chaînes de montagnes et particulièrement dans les Pyrénées est documenté depuis l'époque romaine. L'utilisation de cette ressource est souvent cantonnée à des cures thermales, au développement du tourisme thermo-ludique (bains aménagés) ou au chauffage. L'évolution technologique mais également la volonté politique de développer des énergies renouvelables poussent à reconsidérer ces systèmes comme de réels potentiels pour l'expansion de la géothermie en France et plus généralement à l'échelle mondiale.

Les systèmes hydrothermaux en contexte orogénique : l'exemple de la vallée de la Têt

Les systèmes hydrothermaux en contexte orogénique demeurent peu étudiés et ne sont pas exploités, ni considérés dans le potentiel géothermique national (aucun permis d'exploration déposé) et restent marginaux sur le plan mondial. Il paraît nécessaire de mieux connaitre les principaux paramètres qui contrôlent les circulations des fluides propres à ce type de système géothermique avant d'envisager leur exploitation. Ce travail de thèse cofinancé par l'entreprise TLS Geothermics et la Région Occitanie vise à mieux caractériser les processus de circulations hydrothermales en contexte orogénique pour envisager leur exploitation à des fins de production énergétique.

Le système hydrothermal de la vallée de la Têt dans la partie Est des Pyrénées est un excellent exemple. De nombreuses sources sont localisées en surface le long d'un accident crustal majeur avec des températures entre 29 et 73°C, attestant la présence de circulations hydrothermales en profondeur. Pour ce type de système géothermique, les circulations de fluides sont essentiellement contrôlées par la topographie et les contrastes de perméabilité dans le socle (*Taillefer et al., 2017 ; 2019 ; Volpi et al., 2017*). Le système hydrothermal de la vallée de la Têt a fait l'objet d'études multidisciplinaires : analyse structurale régionale (*Taillefer et al., 2017 ; Taillefer 2018*), analyses chimiques des eaux (*Krimissa, 1992 ; Taillefer et al., 2019*) et également des modélisations de circulations hydrothermales (*Tallefer et al., 2019*) réalisées sur la base des analyses structurales et chimiques. Cette zone constitue un lieu privilégié pour développer de nouvelles approches, différentes des méthodes classiques utilisées pour l'exploration géothermique.

Contexte et finalité de l'étude

Dans ce travail de recherche, la combinaison de méthodes de terrain et de laboratoire vise à développer une nouvelle approche exploratoire de surface afin de compléter l'utilisation des outils classiques dans l'exploration géothermique. En contexte orogénique tout particulièrement, il existe peu de données en profondeur (forage, sismique, …) ce qui rend nécessaire le développement de nouvelles approches pour contraindre les zones où circulent les fluides en profondeur. Cette thèse a pour but d'apporter des éléments de réponse à une question de premier ordre pour l'exploration géothermique :

- Quelles sont les caractéristiques géométriques et l'évolution d'un système hydrothermal le long d'une faille d'échelle crustale ?

Afin de traiter cette question, une partie de cette étude sera consacrée à contraindre, compléter et détailler les différentes structures cassantes de la partie Est des Pyrénées de l'échelle de la faille à celle de la fracture. Cette étude structurale multi-échelle permet de discuter de la localisation des sources hydrothermales au regard de la structuration de la chaîne. Une étude détaillée aux abords de la faille de la Têt permet également de définir la largeur de la zone fracturée adjacente à la faille de la Têt, et la nature des remplissages des fractures. Le but de cette analyse structurale à différentes échelles est de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la géométrie des structures cassantes dans la partie Est des Pyrénées ?
- Quelles sont les zones qui localisent les circulations et les paléo-circulations des fluides hydrothermaux à proximité des accidents majeurs ?
- Quels assemblages minéralogiques caractérisent les différentes circulations de fluides le long de la faille de la Têt ?

Sur la base de cette étude structurale, un important échantillonnage a été réalisé aux abords des principaux accidents régionaux dans le but d'obtenir des données thermochronologiques sur apatite et zircon à proximité et hors de l'influence des sources hydrothermales. La thermochronologie basse température permet d'enregistrer l'évolution de la thermicité dans les chaînes de montagnes (*Reiners et al., 2005 ; Ault et al., 2019*) et de nombreux exemples montrent que cette méthode est sensible au réchauffement généré par les circulations hydrothermales (*Whipp et Ehlers, 2007 ; Derry et al., 2009 ; Wölfler et al., 2010 ; Luijendijk, 2012 ; Danišík et al., 2015 ; Valla et al., 2016 ; Janots et al., 2018 ; Louis et al., 2019*). La

thermochronologie peut donc constituer un nouvel outil d'exploration géothermique pour révéler et contraindre les anomalies thermiques associées à des remontées de fluides (*Gorynski et al., 2014*). Dans le cadre de ce travail, plusieurs thermochronomètres sensibles à différentes gammes de température ont été utilisés. Les datations (U-Th)/He sur apatite ont été couplées à l'analyse des Terres Rares dans les minéraux datés afin d'étudier le lien entre les âges obtenus et le comportement des Terres Rares dans des roches plus ou moins fracturées et impactées par l'hydrothermalisme. Cette approche permettra de discuter des questions suivantes :

- Quel est l'impact de l'hydrothermalisme sur les différents thermochronomètres ?
- Existe-t-il un lien entre la mobilité des Terres Rares et les âges (U-Th)/He des apatites ?
- La thermochronologie basse-température couplée à l'analyse des Terres Rares peut-elle constituer un outil efficace pour révéler la présence de circulations de fluides hydrothermaux en profondeur ?

Les datations des différents thermochronomètres non affectées par les circulations hydrothermales couplées aux données existantes sur la zone permettent de préciser l'histoire thermo-cinématique des massifs de part et d'autre de la faille de la Têt. L'histoire tectonique ayant un impact direct sur l'organisation du réseau de faille et de fractures et donc sur la perméabilité des structures, cette thèse vise à mieux définir l'histoire thermo-cinématique régionale pour répondre aux questions suivantes :

- Quels sont les principaux évènements tectoniques enregistrés à l'échelle de la zone d'étude par la thermochronologie ?
- Quelle est l'évolution thermique des massifs en bordure de la faille de la Têt ?

L'ensemble de ces résultats permet de proposer un scénario d'évolution tectonique basé sur l'analyse structurale et thermochronologie, où sont recontextualisées les circulations hydrothermales qui ont affecté le massif.

Organisation du manuscrit

La partie I du manuscrit est consacrée à la présentation de l'état de l'art qui référence les différents systèmes géothermiques et fait l'état des lieux du développement de la géothermie haute énergie. Les principaux paramètres des systèmes hydrothermaux dans le socle y sont également décrits. Suit une description détaillée des zones de failles et des perspectives d'utilisation de la thermochronologie comme un outil d'exploration. Cette partie décrit également l'évolution tectonique de l'Est de la chaîne pyrénéenne et les différents épisodes hydrothermaux en soulignant les processus et les données acquises sur le système hydrothermal de la Têt, objet principal de cette étude.

La partie II de cette thèse présente les méthodes utilisées dans chacune des parties de ce travail : l'analyse structurale multi-échelle (Partie III), la thermochronologie et l'analyse des Terres Rares comme un outil d'exploration géothermique (Partie IV) ainsi que la modélisation numérique des données utilisée pour la reconstitution des trajets température-temps des différents massifs (Partie V) et pour la description de l'évolution thermo-cinématique de la partie Est des Pyrénées (Partie VI).

Les résultats de ces différentes parties seront repris dans la partie VII afin de les intégrer à un modèle d'évolution tectonique de la partie Est des Pyrénées où la mise en place et la pérennité des systèmes hydrothermaux sont discutées. Une conclusion clôturera ce manuscrit afin de rappeler les acquis principaux et les perspectives de ce travail.

Valorisation des travaux

L'ensemble des travaux de cette thèse a fait l'objet de publications, qui sont également exposées dans les différents chapitres de cette thèse :

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Münch, P., Bellanger, M., Bruguier, O., Bonno M., Taillefer A. & Mayolle, S. (2019). Mapping a geothermal anomaly using apatite (U-Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France. Terra Nova, 31(6), 569–576. https://doi.org/10.1111/ter.12429

Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Taillefer, A., Bruguier, O., Bellanger, M., Bonno, M., and Martin, C. (2020). Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (U − Th)/He apatite thermochronology and rare-earth element (REE) analyses: the example of the Têt fault (Pyrenees, France), Solid Earth, 11, 1747–1771, https://doi.org/10.5194/se-11-1747-2020

Taillefer, A., **Milesi, G.**, Soliva, R., Monnier, L., Delorme, P., Guillou-Frottier, L., Le Goff, E. Polyphased brittle deformation around a crustal fault: A multi-scale approach based on remote sensing and field data on the mountains surrounding the Têt hydrothermal system (Eastern Pyrénées, France), Tectonophysics (2021), https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228710

Ces travaux ont et feront également l'objet de communications dans ces congrès scientifiques :

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Münch, P., Bellanger, M., Bruguier, O., Taillefer, A. & Bonno, M. (2018, Octobre) Caractérisation d'une anomalie thermique d'origine hydrothermale par la thermochronologie (U-Th)/He sur apatites : exemple du système actif de la faille de la Têt (Pyrénées Orientales). RST 2018 - oral

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Münch, P., Bellanger, M., Bruguier, O., Taillefer, A. & Bonno, M. (2018, July) Low-temperature (U-Th)/He thermochronometry as a tool for deep geothermal exploration: new insight from the active hydrothermal system of the Têt fault (Eastern Pyrénées, France). Geoenergy days 2018 - oral

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Bellanger, M., Münch, P., Taillefer, A., & Bonno, M. (2018, April). Low-temperature (U-Th)/He thermochronometry applied to an active hydrothermal system: The example of the Têt fault (Eastern Pyrénées, France). In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 20, p. 7354). EGU 2018 - poster

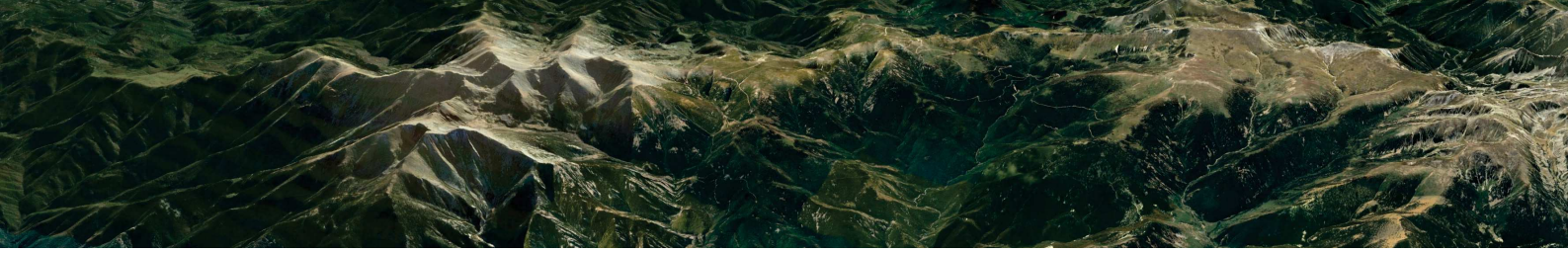
Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Mayolle, S., Taillefer, A., Bruguier, O., Bellanger, M., Bonno, M. & Martin, C. (2020, May). Thermochronology and REE analyses as new tools to track thermal anomaly and fluid flow along a crustal scale fault (Têt fault, French Pyrenees). EGU 2020 - poster online

Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Bruguier, O., Bellanger, M. & Valla, P.G. Hydrothermal activity along a crustal fault in the Pyrenees (France) evidenced by thermochronology and REE analyses. AGU 2020 - poster online

Combaudon, V., de Montbrun, G., **Milesi, G.**, Münch, P., Monié, P., Soliva, R., Bonno, M., Martin, C. & Bellanger, M. (2020, October). Exhumation différentielle des massifs du Canigou et de la Carança (Pyrénées) révélée par la thermochronologie (UTh)/He : le rôle de la faille de Py. RST 2021 - poster

Milesi, G., Valla, P.G., Monié ; P., Soliva, R., Münch, P., Bonno, M., Martin, C. & Bellanger, M. (2020, October). Enregistrement thermo-cinématique de l'exhumation des massifs bordant la faille de la Têt (Est des Pyrénées, France) par la thermochronologie basse-température . RST 2021 - oral

Milesi, G., Monié, P., Soliva, R., Münch, P., Taillefer, A., Bellanger, M., Bruguier, O., Bonno, M. & Martin, C. Imaging Geothermal Anomalies Using Low-temperature (U-Th)/He Thermochronometry: A Case Study from the Active Têt Fault Hydrothermal System (Eastern Pyrenees, France). Proceedings World Geothermal Congress 2021, 1-10, WGC2021 - oral



Partie I : État de l'art et contexte géologique

1. La géothermie 11

A. Les différents systèmes géologiques 13

B. La géothermie haute énergie aujourd'hui 15

2. Les paramètres des systèmes hydrothermaux dans le socle 21

A. La porosité et la perméabilité 21

B. La chaleur 24

C. Le gradient hydraulique 27

D. Les facteurs de contrôle externes 28

3. Les discontinuités structurales 29

A. Les différents types de discontinuités structurales 29

B. L'impact des fractures sur la perméabilité 30

C. La zone de faille 32

D. La localisation des sources hydrothermales 36

E. La thermochronologie en contexte hydrothermal 38

4. La construction de la chaîne Pyrénéenne 41

A. L'histoire Paléozoïque 41

B. L'histoire mésozoïque : l'évolution du rift pyrénéen 47

C. L'histoire Cénozoïque : la compression pyrénéenne 49

D. Tectonique Néogène et Quaternaire : L'ouverture du Golfe du Lion à l'Est des Pyrénées et les mouvements verticaux récents 52

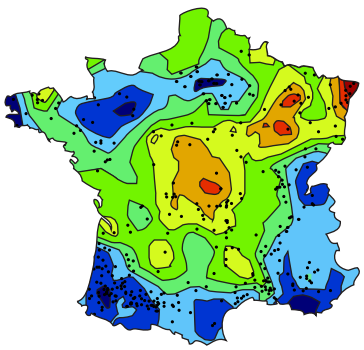
E. Érosion de la chaîne 66

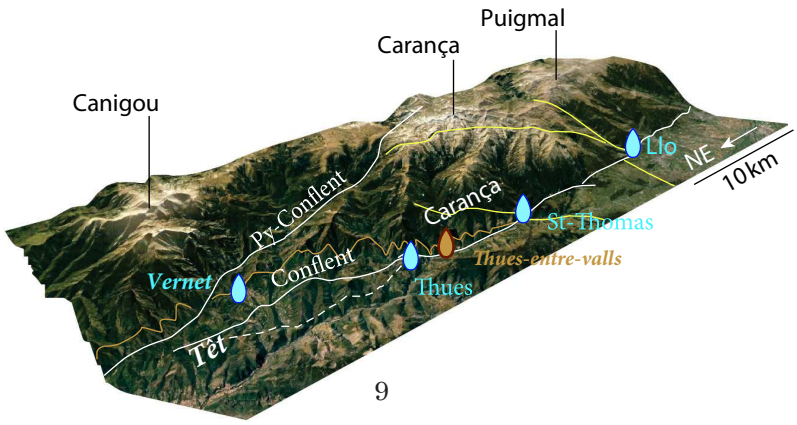
5. L'hydrothermalisme dans les Pyrénées 70

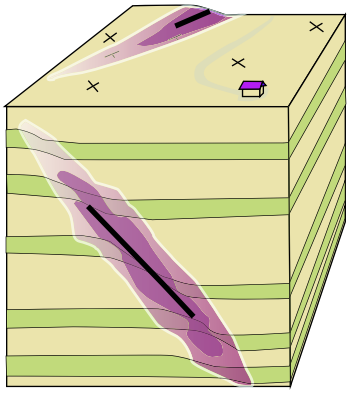
A. Les différents épisodes hydrothermaux 70

B. Les systèmes hydrothermaux actuels 74

6. Problématique appliquée au système hydrothermal de la vallée de la Têt 83







Partie I : État de l'art et contexte géologique

Le premier chapitre de cette partie présente les grands traits de la géothermie et des différents systèmes existants, ainsi que le développement de la géothermie haute énergie à l'échelle mondiale et nationale. Le deuxième chapitre présente les principaux paramètres des systèmes hydrothermaux dans le socle, en insistant sur les systèmes en contexte orogénique. Le chapitre trois est consacré à la description des zones de failles et aux perspectives offertes par la thermochronologie pour étudier les zones hydrothermales. Le chapitre 4 de cette partie présentent l'évolution tectonique de la chaîne pyrénéenne, on se focalisera sur les mouvements verticaux responsables de l'édification de la chaîne pyrénéenne et plus particulièrement sur ceux qui ont affecté la partie Est des Pyrénées. Le cinquième chapitre porte sur la description des différents épisodes hydrothermaux qui ont affecté les massifs pyrénéens, en soulignant les caractéristiques connues du système hydrothermal de la Têt, objet de cette étude. Le dernier chapitre de cette partie détaille les problématiques spécifiques au système hydrothermal de la faille de la Têt.

1. La géothermie

La géothermie consiste à capter la chaleur du sous-sol par transfert thermique entre la roche et un fluide (*Barbier, 2002 ; Lund et Boyd, 2006*). La chaleur des fluides est captée et utilisée pour la production d'électricité ou simplement de chaleur. Plusieurs systèmes géothermiques existent (Fig. I.1) :

Les systèmes géothermiques de très basse et basse énergie entre 10 et 60 °C. Ces systèmes sont essentiellement exploités pour le chauffage particulier (pompe à chaleur) ou pour des utilisations spécifiques (piscine, pisciculture, industries, …). Dans la majorité des cas, le fluide est directement utilisé ou transmis vers des échangeurs thermiques.

Les systèmes géothermiques de moyenne énergie entre 60 et 150 °C. Ces systèmes sont propres à la production de chaleur à une échelle plus large. La chaleur des fluides est captée via un échangeur thermique et distribuée sur un réseau de chaleur, à l'échelle d'un quartier. Les températures de ces systèmes ne permettaient pas, jusqu'à présent, la production d'électricité mais les avancées technologiques récentes permettent d'envisager une production électrique, à partir de 90 °C, avec des centrales à cycle binaire (*Yari, 2010*).

Les systèmes géothermiques de haute énergie supérieure à 150 °C sont dédiés à la production d'électricité, grâce à l'installation d'un doublet de forage, permettant de capter l'eau en profondeur et de la réinjecter ensuite. Différentes techniques de conversion de cette énergie en électricité existent. Si le fluide contient une fraction importante de vapeur, il est classique d'utiliser directement cette vapeur pour activer les turbines génératrices (systèmes de conversion directe et cycles flash). Pour les fluides pauvres en vapeur, le système d'extraction repose sur l'utilisation d'un fluide intermédiaire (en circuit fermé) qui se vaporise à faible température et fait tourner la turbine génératrice (Cycles ORC et Kalina). La vapeur d'eau permet de faire tourner une turbine pour produire de l'électricité. Actuellement en France, ces systèmes de haute énergie sont exploités uniquement dans le graben du Rhin (*Baujard et al., 2017 ; Vidal et al., 2017 ; Mouchot et al., 2018 ; Boissavy et al., 2019 ; Bossennec, 2019 ; Vallier et al., 2019*) et à Bouillante en Guadeloupe (cycle flash).

Des systèmes de très basse à moyenne énergie sont déjà connus et exploités à l'échelle mondiale et nationale, car ils ne demandent pas de gros investissements ou exploitent des systèmes connus (cas de l'aquifère du Dogger du bassin de Paris). Par contre, les systèmes géothermiques de haute énergie ou « géothermie profonde » nécessitent davantage de technicité pour quantifier exactement les ressources en amont des forages[1], d'autant plus que le système géothermique visé est peu connu, comme c'est le cas pour les zones de faille dans les socles notamment (*Stober et al., 2014 ; Matek, 2016*). Les investissements liés à l'exploration et à l'installation d'une centrale géothermique de haute énergie sont directement dépendants de la profondeur du système géothermique, de ses propriétés thermiques, du débit de fluide permis par le doublet et du volume de la ressource visée (*Limberger et al., 2014*). L'installation d'une centrale électrique géothermique requiert une température de fluide importante (> 150 °C) et des débits conséquents (> 50 litres par seconde). La ressource doit se trouver à une profondeur inférieure à 5 km pour maintenir des coûts de forage raisonnables. La production doit, également, pouvoir être maintenue sur une période suffisamment longue (> 20 ans) pour rendre son exploitation économiquement rentable.

[1] Les forages représentent environ 50% du CAPEX (dépense d'investissement) d'un projet électrogène basé sur un doublet.

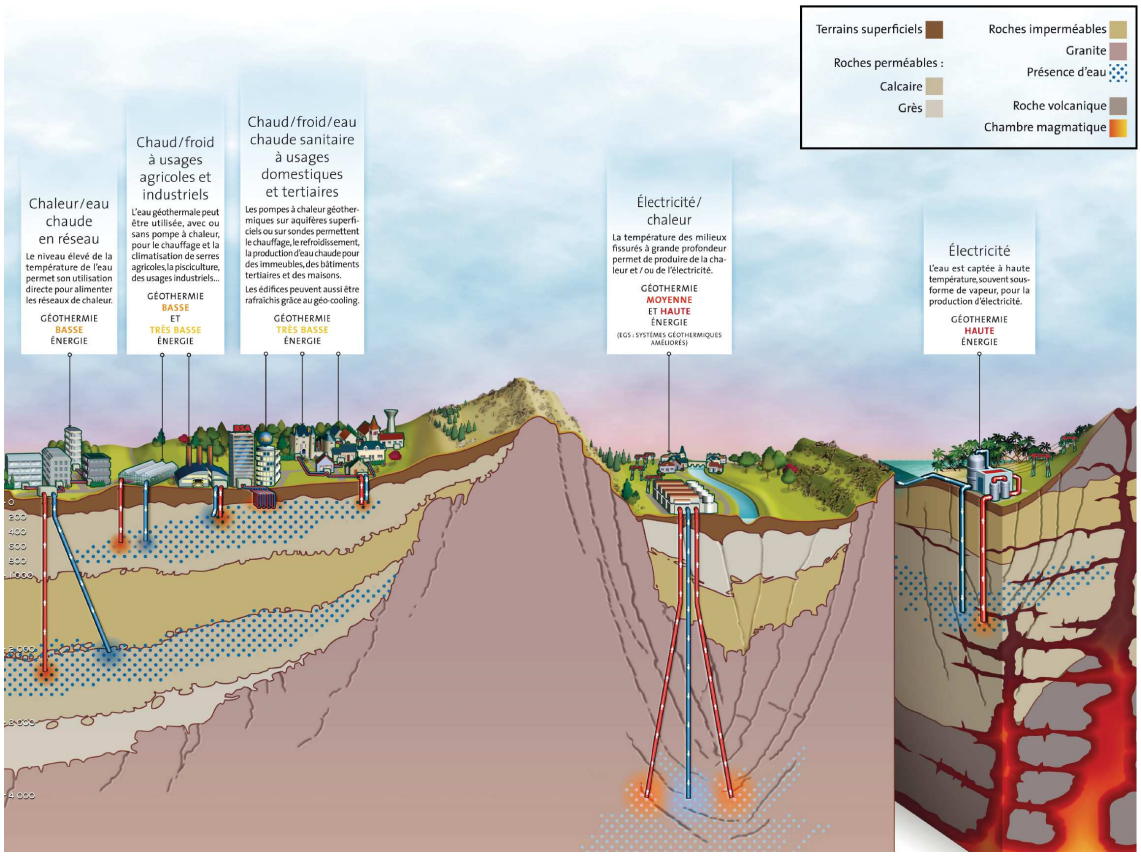


Figure I.1. *Schéma des différents systèmes géothermiques couvrant des usages domestiques (chauffage) à la production d'électricité (@geothermies.fr).*

A. Les différents systèmes géologiques

Classiquement, les trois principaux types de systèmes géothermiques de haute température sont classés selon leur contexte géologique (*Wilmarth et Stimac, 2015*). Cette classification ne permet pas de catégoriser l'ensemble des systèmes (*Moeck et al., 2019*) mais reste encore majoritairement utilisée.

1. Les *systèmes d'arcs* associés à des édifices volcaniques localisés le long des zones de subduction. Les températures atteintes par ces systèmes sont très élevées (200 à 300 °C). Ces systèmes ont néanmoins l'inconvénient de présenter des circulations de fluides très localisées. L'existence d'un réseau structural régional avec des failles en décrochement et des zones de relais facilitant le passage des fluides (*Faulds et al., 2010 ; Roche et al., 2018a*) permet d'envisager un volume de réservoir et un débit suffisant pour la production électrique. Les propriétés du fluide vont également avoir un fort impact sur les circulations hydrothermales dans ce type de contexte (*Rae et al., 2004 ; Bouchot et al., 2010, 2014 ; Verati et al., 2014 ; Molina et Marti, 2016 ; Navelot, 2018 ; Bauchamps et al., 2019*).

2. Les *systèmes de rifts actifs*, avec des températures supérieures à 270 °C. L'extension dans ces zones permet un amincissement de la croûte pouvant modifier considérablement le gradient géothermique (*Swanberg, 1983 ; Genter et al., 2003 ; Baillieux et al., 2013 ; Pürschel et al., 2013 ; Aichholzer et al., 2016 ; Darge et al., 2019*). L'existence d'un réseau de faille régional permet des perspectives de production sur des volumes et des débits importants.

3. Les *systèmes de faille* où les circulations hydrothermales se font aux abords d'une faille majeure, qui possède une perméabilité suffisante pour laisser circuler les fluides. Les températures associées sont de l'ordre de 130 à 200 °C. Des circulations hydrothermales à l'échelle d'une faille sont souvent décrites dans la littérature (*Magri et al., 2012 ; Nukman et Moeck, 2013 ; Sánchez et al., 2013 ; Andersen et al., 2015 ; Dzikowski et al., 2016 ; Duwiquet et al., 2019 ; Filippo et al., 2020*).

Cette classification n'est cependant pas représentative de l'importance de la fracturation et des modes de transfert de chaleur liés aux systèmes de faille, dans chacun de ces systèmes géologiques. La classification de *Moeck (2014)* considère 6 systèmes distincts regroupés en deux catégories : 1) les systèmes dominés par la convection, qui incluent les systèmes volcaniques, plutoniques et en contexte extensif, 2) les systèmes dominés par la conduction, qui incluent les systèmes dans les bassins intracratoniques, les orogènes et le socle (Fig. I.2).

Les ***systèmes orogéniques*** constituent donc un type singulier de système géothermique et ils sont moins souvent décrits car peu exploités ; ils sont souvent rattachés au système de faille, mais surtout à la présence d'une topographie. Ces systèmes peuvent néanmoins générer des circulations de fluides régionales, à l'échelle d'un massif montagneux, seulement grâce à l'infiltration des fluides météoriques sur les reliefs et à l'effet de la charge topographique sur les fluides (*Forster et Smith, 1989 ; McKenna et Blackwell, 2004 ; Sutherland et al., 2012, 2017 ; Moeck, 2014 ; Taillefer et al., 2017 ; Volpi et al., 2017 ; Diamond et al., 2018 ; Jordan et al., 2018 ; Roche et al., 2018b ; Wanner et al., 2019, 2020*). La topographie permet de créer un gradient hydraulique nécessaire aux circulations de fluides (*Taillefer et al., 2018*) et la présence de failles draine les fluides (*Caine et al., 1996, ; Bense et al., 2013*).

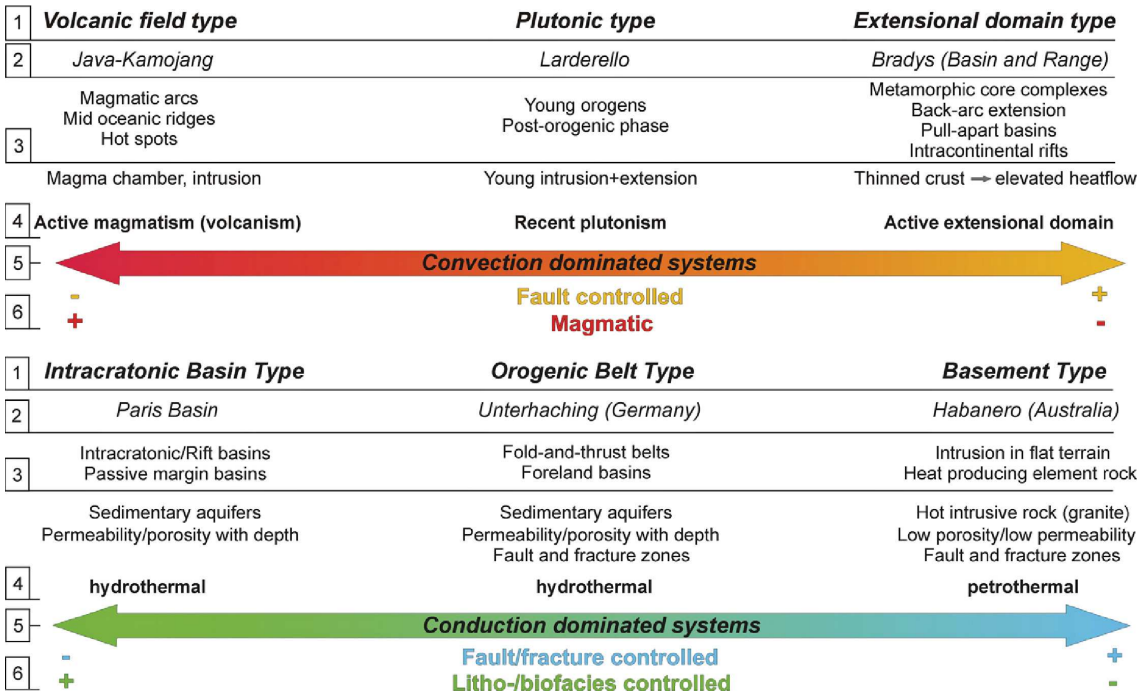


Figure I.2. *Vue schématique des 6 principaux types de systèmes géothermiques divisés en 2 catégories : les systèmes dominés par la convection et les systèmes dominés par la conduction (Moeck, 2014). 1 - type, 2- exemple, 3 - contexte géologique, 4 - position des potentiels réservoirs, 5 - type de transfert de chaleur, 6 - contrôle géologique.*

B. La géothermie haute énergie aujourd'hui

La géothermie a réellement connu un essor important dans les années 1980, suite à l'envol des cours pétroliers et à la prise de conscience écologique, bien qu'elle soit encore marginale à cette époque. L'un des premiers types d'exploitation géothermique dévelopé est le système HDR (Hot Dry Rock, *Breede et al., 2013*) qui consiste à injecter de l'eau en profondeur, dans des roches chaudes, afin de la réchauffer et de la récupérer via un autre puits producteur. Pour cela, il était nécessaire de créer un réseau poreux connecté afin que les fluides circulent en profondeur (*Robinson et al., 1971 ; Potter et al., 1974 ; Brown, 2009*). Ce système a vite été obsolète en raison d'une perte d'eau importante entre le puits injecteur et le puits producteur ou d'une faible connectivité hydraulique entre les puits. *Aquilina et al. (1997)* et *Brown (2009)* ont pu montrer que des eaux naturelles associées à un réseau connecté de fractures, peuvent être présentes en profondeur avec une contribution importante de ces eaux dans les puits producteurs. Aujourd'hui, une large majorité des systèmes géothermiques est exploitée avec la méthode EGS (Enhanced Geothermal System, *Tester et al., 2006 ; Williams et al., 2011 ; Schill et al., 2017*). La méthode EGS réutilise les réseaux de fractures préexistants, en les stimulant, afin d'exploiter les fluides déjà présents dans le sous-sol. L'ouverture des fractures est stimulée par des lessivages chimiques (acides) et

grâce à l'augmentation de pression des fluides. Les profondeurs des réservoirs exploités sont variables et fortement dépendantes des contextes géodynamiques et structuraux.

Les avancées technologiques et scientifiques, en particulier dans les roches de socle qui ne présentent que peu d'intérêt pétrolier (*Petford et McCaffrey, 2003 ; Sircar, 2004 ; Gutmanis, 2009 ; Trice, 2014 ; Walter, 2016*), ainsi que les politiques visant à développer la production d'énergies renouvelables, ont permis une augmentation de la production d'énergie géothermique mondiale (Fig. I.3). *Bertani (2003)*, sur la base des capacités de production géothermique de nombreux pays, estime le potentiel de production électrique mondial entre 35 et 140 gigawatts électriques (GWe). Seulement 13,2 GWe ont été produits en 2015. Les améliorations techniques et le perfectionnement de la technique EGS pourraient permettre une production de l'ordre de 210 GW. Des estimations montrent que de nombreux champs géothermiques ne sont pas encore contraints actuellement. On pourrait multiplier par 5 à 10 le potentiel de production électrique de la géothermie (*Stefansson, 2005*). *Dauncey (2001)* a montré que 39 pays, essentiellement en Afrique, en Amérique et dans le Pacifique, sont capables de produire 100 % de leur électricité seulement avec la géothermie de haute énergie. De plus ces dernières années, des projets tels que EuGeli (European Geothermal brines Lithium) ou THERMA'Li visent à valoriser des coproduits durant l'exploitation géothermique et, plus particulièrement, le lithium qui est présent dans certaines eaux hydrothermales.

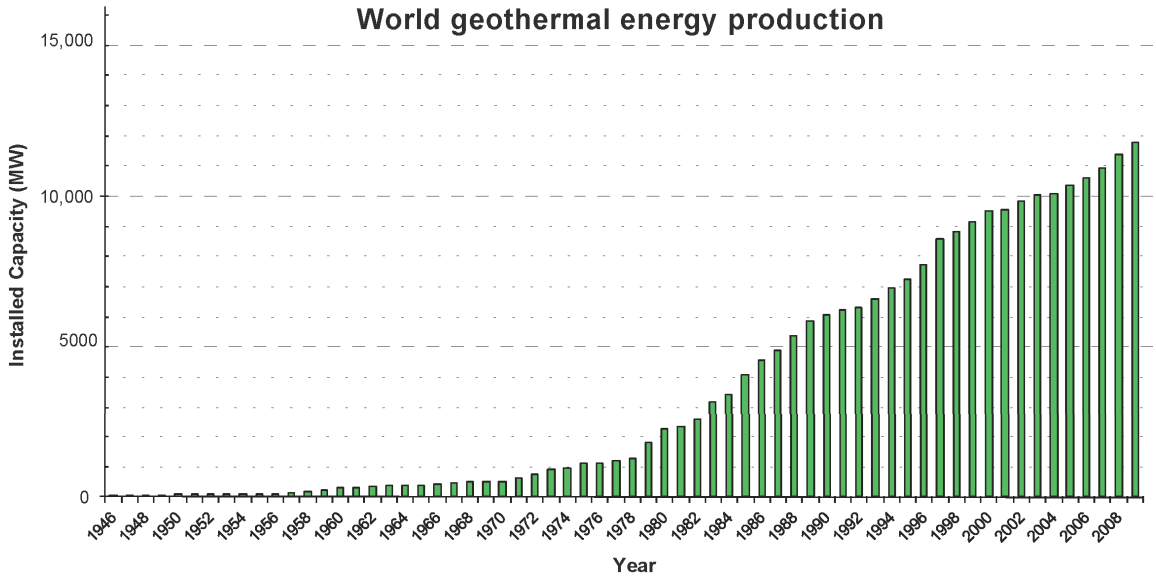


Figure I.3. *Évolution de la production géothermique mondiale entre 1946 et 2009, modifié d'après Bertani (2012). Cette tendance se poursuit depuis 2008 jusqu'à atteindre les 14000 MW en 2019 (@irena.org/Statistics).*

i) A l'échelle mondiale

Actuellement, la géothermie représente 0,3 % de l'électricité produite à l'échelle mondiale. Les principaux producteurs d'énergie géothermique mondiaux (Fig. I.4) sont les États-Unis d'Amérique, le Japon, l'Indonésie et l'Islande.

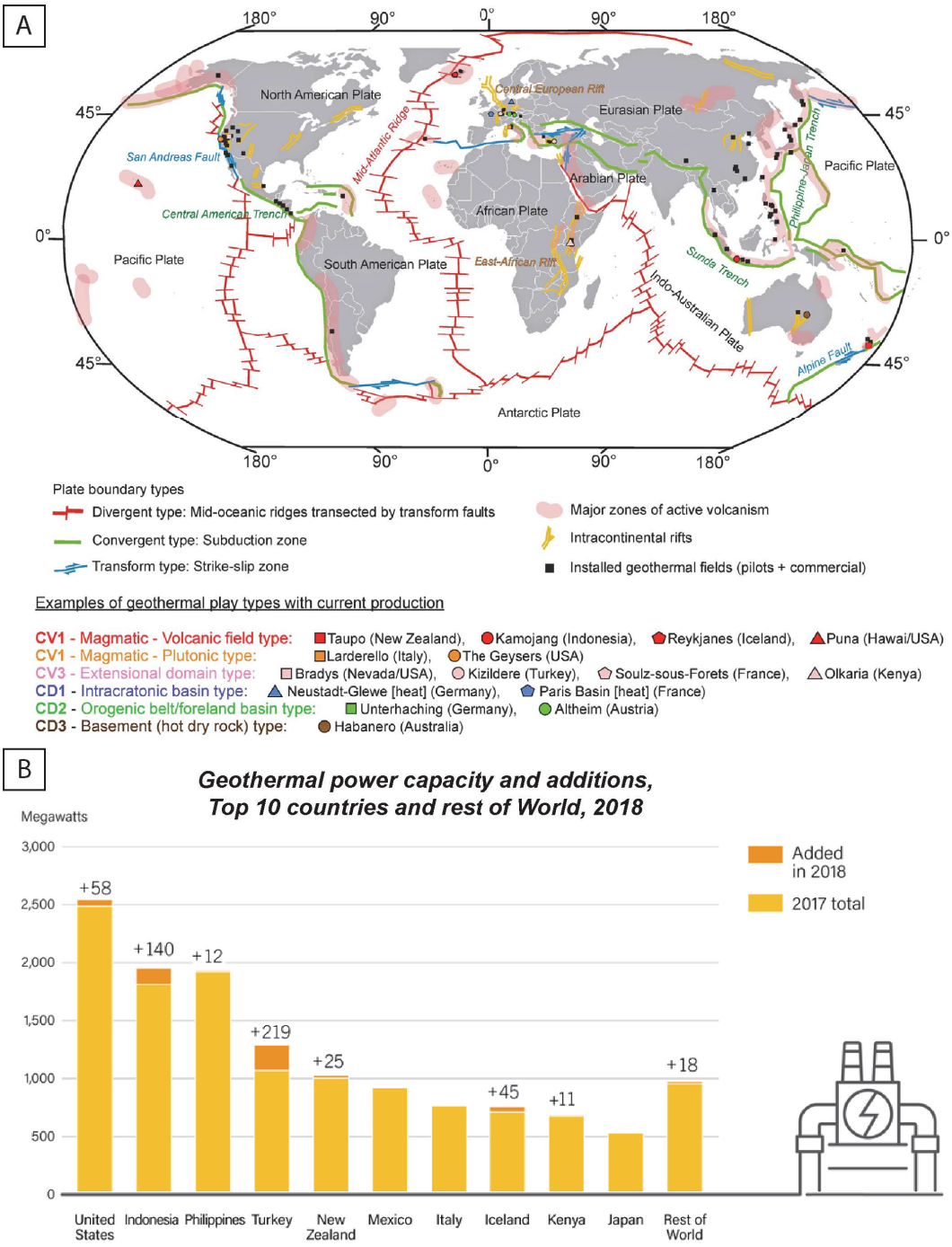


Figure I.4. *Carte et histogramme de la production géothermique mondiale.* ***A.*** *Carte des plaques tectoniques où sont localisées les installations géothermiques (CV : Transfert de chaleur par advection dominant, CD : Transfert de chaleur par conduction dominant) d'après Moeck, (2014).* ***B.*** *Histogramme montrant la production géothermique en 2018 pour les différents pays (@géothermies.fr-REN21).*

À l'échelle de l'Union Européenne, l'Italie est le premier producteur d'énergie géothermique, essentiellement grâce à l'exploitation du champ géothermique de Lardarello (*Bertini et al., 2006 ; Parri et Lazzeri, 2016 ; Gola et al., 2017*). La capacité de production est fortement dépendante du contexte géodynamique des territoires comme le montre la Figure I.4. Le potentiel est évident pour les îles de la partie Ouest du Pacifique (arc volcanique) ou l'Islande (dorsale océanique). Dans ces pays, la production d'électricité issue de la géothermie, compte pour plus de 15 % de la production électrique nationale (Indonésie, Philippines, Islande). Il est important de remarquer que la position des installations géothermiques est essentiellement liée à la présence d'un système volcanique ou plutonique et dans une moindre mesure d'un contexte extensif. Aujourd'hui, la production est peu orientée vers les autres systèmes existants (Section I.1.A) comme les contextes orogéniques. La compréhension de ces systèmes est essentielle afin de développer le potentiel géothermique dans les zones actuellement dépourvues d'installation géothermique (Fig. I.4).

ii) A l'échelle de la France

En France métropolitaine, seul le site de Soultz-sous-Forêt dans le graben du Rhin produit de l'électricité redistribuée sur le réseau électrique (1,7 MWe). La production électrique géothermique représente donc une très mince partie de la production énergétique française (0,3 % d'électricité). La centrale de Bouillante (Guadeloupe) en contexte volcanique produit également de l'électricité (15 MWe, *Sanjuan et al., 2004 ; Bouchot et al., 2010 ; Traineau et al., 2015*). La production du site de Hatten-Rittorshoffen est de l'ordre de 24 MW thermique - ce qui équivaut à un peu plus de 3 MWe - mais elle est dédiée à l'alimentation d'une usine d'amidon, non pas à la production électrique. Le potentiel pour la géothermie de moyenne énergie est mieux connu et exploité, à l'échelle du territoire (Fig. I.5). En France en 2016, 78 réseaux de chaleur furent installés dont 48 dans le bassin parisien, dont la chaleur provient essentiellement de l'aquifère du Dogger (*Boissavy et al., 2016*).

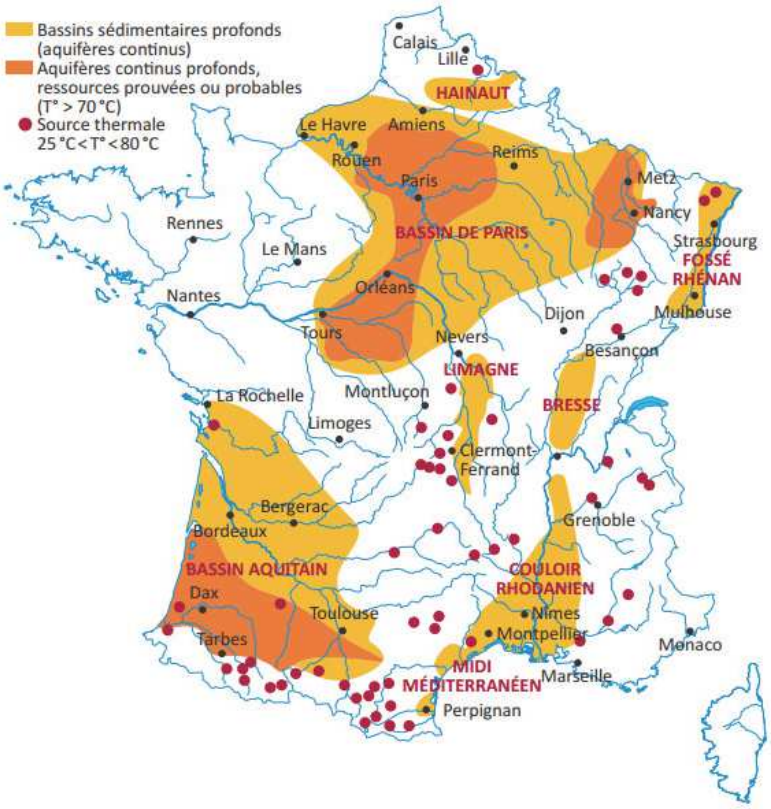


Figure I.5. *Carte de France présentant la localisation des sources thermales en surface et l'emprise géographique des différents aquifères profonds. La présence des aquifères n'est pas corrélée à la localisation des sources thermales (@geothermies.fr).*

En Alsace, d'autres permis d'exploration (PER) ont été déposés et le deuxième puits d'Illkirch-Graffenstaden est en cours de forage. Des PER ont été déposés, également, ailleurs en France : dans le Massif Central (7), le bassin d'avant-pays des Pyrénées (2), la vallée du Rhône (2) en outre-mer également en Guadeloupe (1) et à la Réunion (1) comme le montre la Figure I.6. L'objectif affiché par l'état français, acté dans la loi de Programmation Plurianuelle de l'Énergie (PPE) prévoit une puissance installée de 53 MWe en 2024. Il est important de noter qu'une large majorité de sources thermales se trouve en contexte orogénique (Fig. I.5) alors qu'aucun PER n'est déposé sur ces sites (Fig. I.6A). Le manque de connaissance de ces systèmes et de contraintes in-situ, comme le montre la répartition des forages utilisés pour réaliser la carte de flux de chaleur (Fig. I.6B), pénalise grandement les perspectives d'exploitation des systèmes en contexte orogénique.

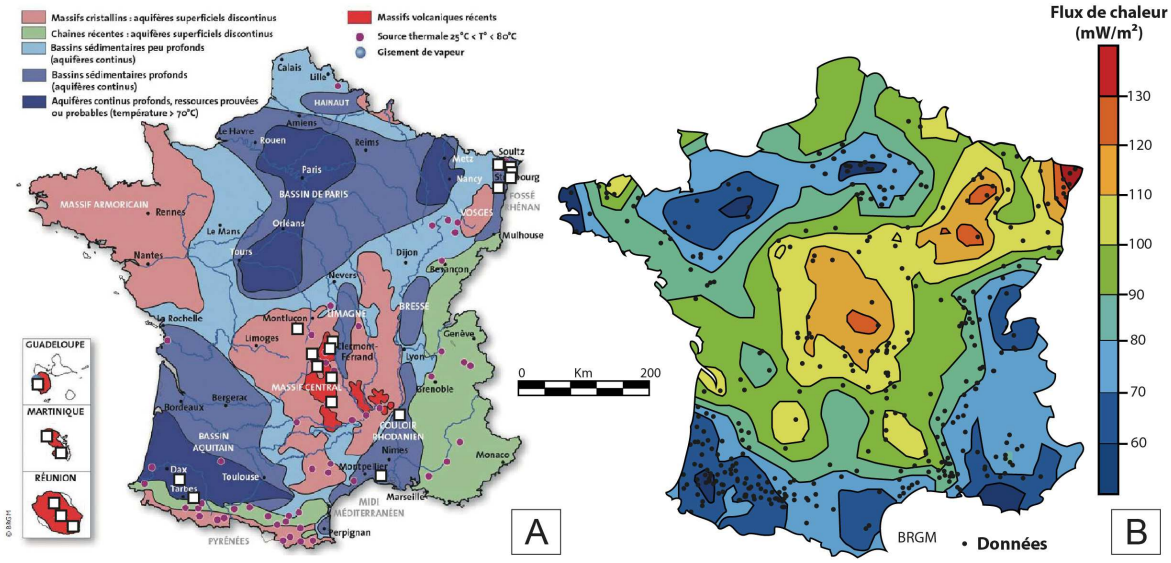


Figure I.6. *Cartes de France montrant les potentiels géothermiques et les flux de chaleur.* ***A.*** *Carte géologique de la France présentant les différents sites où un Permis Exclusif de Recherche (PER) est déposé (carrés blancs). Un nombre important de sources thermales se trouvent en contexte orogénique alors qu'aucun PER n'est déposé sur ces sites (modifié d'après @géothermies.fr).* ***B.*** *La carte des flux de chaleur est basée sur des mesures en forages. La faible proportion de forages dans le socle ne permet pas d'avoir une résolution fine des flux de chaleur dans ces lithologies et particulièrement dans les chaînes de montagne (@BRGM.fr).*

Pour résumer

- *La production géothermique mondiale connaît une évolution positive depuis les années 60 avec une croissance très importante, ces dernières années, pour les différents types de géothermie, notamment la géothermie de haute énergie.*

- *Différents systèmes géothermiques existent et ceux qui sont en contexte volcanique, plutonique ou extensif sont relativement bien contraints et exploités. Les systèmes géothermiques en contexte orogénique ou de socle, contrôlés par les failles et les fractures sont peu ou pas valorisés, à l'échelle nationale ou mondiale.*

- *A l'échelle nationale, les systèmes géothermiques en contexte orogénique souffrent d'un manque de connaissance pour pouvoir envisager leur exploitation, malgré les nombreuses évidences de sources thermales dans ce contexte.*

2. Les paramètres des systèmes hydrothermaux dans le socle

Les systèmes hydrothermaux amagmatiques dans le socle impliquent l'infiltration en profondeur de fluides qu'ils soient d'origine météorique (*Criss et Taylor, 1986 ; Gerardo et al., 1993 ; Zheng et al., 2007 ; Diamond et al., 2018*) ou marine (*Millot et al., 2010 ; Magri et al., 2012 ; Kleint et al., 2017*). Dans certains cas, des fluides d'origine mantellique peuvent également être impliqués (*Vasseur et al., 1991 ; Siler et Kennedy, 2016*). *Luijendijk et al. (2020)* montrent, qu'à l'échelle des Alpes, les eaux hydrothermales représentent 0,13% des eaux souterraines. Il existe donc un potentiel pour la géothermie en contexte orogénique. Ce chapitre vise à décrire les différents paramètres qui contrôlent le fonctionnement des systèmes hydrothermaux dans le socle.

A. La porosité et la perméabilité

Le socle composé principalement de roches magmatiques ou métamorphiques est souvent considéré comme un milieu caractérisé par une très faible porosité primaire, voire même non-poreux (e.g. *Géraud et al., 1995 ; Sardini et al., 2006 ; Staněk et al., 2013 ; Kuva et al., 2015*). Les différents processus géologiques affectant ce type de roches sont capables de développer un important volume poreux, dit secondaire (*Trice, 2014*). Le réseau poreux d'un réservoir de socle est donc exclusivement constitué d'une porosité secondaire, développée grâce à des processus de déformation (plus amplement développés dans la Section I.3) et d'altération (supergène et hydrothermale).

i) La porosité

La porosité est la fraction de vide présente dans un matériau, souvent exprimée en pourcentage (volume de vide sur le volume du matériau). Dans le cas d'une roche, les pores désignent l'ensemble des vides de petites tailles en son sein. Les écoulements de fluides sont dépendants de la porosité mais également de paramètres liés au type de pores : forme, taille, connexion des pores (*Zimmerman et al., 2002*). Une distinction importante doit être faite entre la porosité « connectée » et la porosité « non connectée » (*Norton et Knapp, 1977*). La porosité connectée (ou effective) constitue un réseau poreux permettant les circulations de fluides contrairement à la porosité non connectée. Pour l'exploitation, il faut considérer la porosité effective, qui ne représente qu'une partie de la porosité connectée. Cette porosité

correspond au volume de pores dans lequel les fluides peuvent être exploités et elle est fortement dépendante du type d'écoulement et du fluide.

ii) La perméabilité

La perméabilité est définie comme la capacité d'un milieu à laisser circuler un fluide (liquide ou gazeux). La perméabilité dépend fortement de la géométrie du réseau poreux, et peut être définie à différentes échelles d'observation : à l'échelle d'un pore, d'une fracture, d'un échantillon ou d'un massif. La perméabilité est définie par l'équation de *Darcy (1856)* :

$$(1)\ k = \frac{Q}{S} \times \frac{\Delta x}{\Delta P} \eta$$

k est la perméabilité exprimée en Darcy ou m^2 (1 Darcy est équivalent à ~$0{,}97.10^{-12}$ m^2), Q le débit en $m^3.s^{-1}$, S la section m^2, η la viscosité dynamique en $kg.m^{-1}.s^{-1}$ du fluide, $\frac{\Delta x}{\Delta P}$ le gradient de pression ($kg.s^{-2}$).

La perméabilité est fortement dépendante, au premier ordre, de la profondeur et de la lithologie, comme le montre la Figure I.7A. La pression de confinement exercée par les roches (*Snow, 1968 ; Nelson, 2001 ; Wang et al., 2009 ; Earnest et Boutt, 2014*) ainsi que la diagenèse (compaction mécanique et chimique, e.g. *Bjorlykke et al., 2006*) entraînent une réduction de la perméabilité en profondeur (*Ingebritsen et Manning, 1999 ; Berkowitz 2002 ; Saar et Manga, 2004 ; Boutt et al. 2010 ; Earnest et Boutt, 2014 ; Guihéneuf et al. 2014 ; Ranjram et al. 2015 ; Sanford, 2017*). De nombreuses études montrent qu'une relation logarithmique existe entre la perméabilité dans le socle et la profondeur (*Anders et Wiltschko, 1994 ; Nelson, 2001 ; Pepin et al., 2015 ; Stober et Bucher, 2015*). Cette relation est plus difficile à établir au-delà de 2 km, du fait du manque de données (*Ranjram et al., 2015*). L'évolution de la perméabilité avec la profondeur dans le socle peut s'avérer plus complexe (Fig. I.7B) car elle est essentiellement contrôlée par la lithologie des premiers kilomètres sous la surface (*Neuzil, 2019*) et par la fracturation en profondeur (*Ranjram et al., 2015*). L'importante perméabilité en subsurface est liée à la zone de décompression fortement fracturée (*Nelson, 2001*) et aux processus d'altération supergène (*Duchaufour, 1997 ; Dewandel et al., 2006*). *Bauer et al (2019)* montrent, grâce à des modélisations numériques, que la perméabilité est le paramètre principal contrôlant la longévité d'un réservoir hydrothermal.

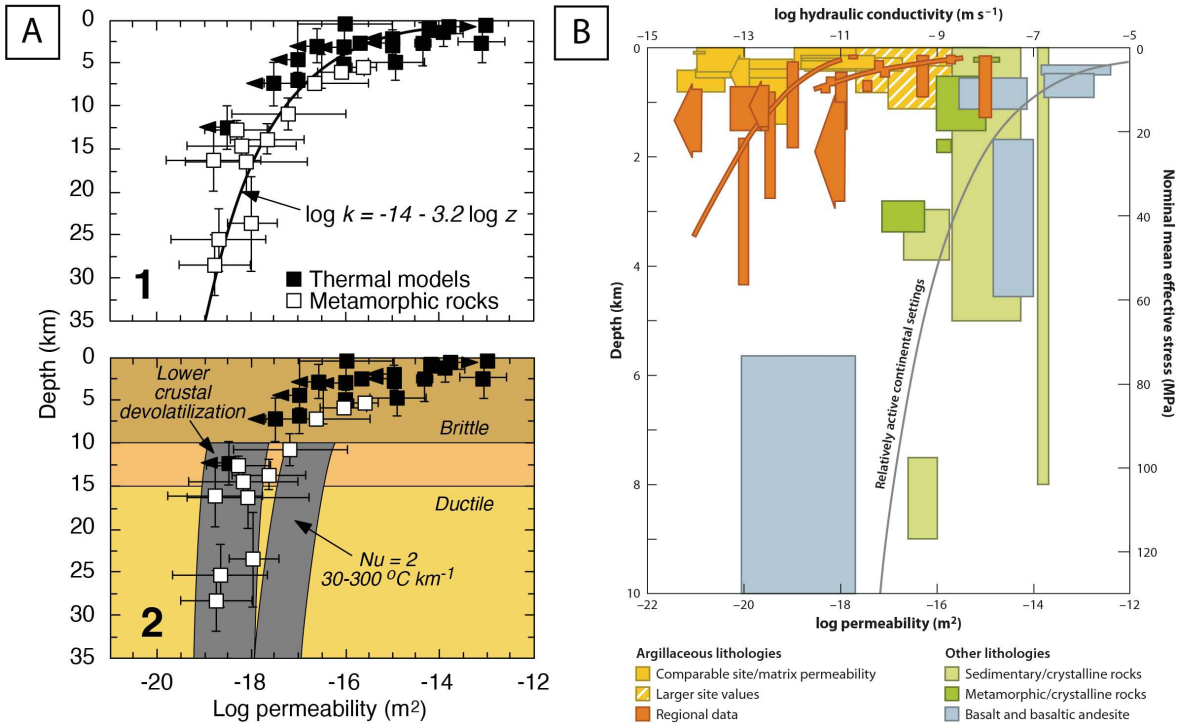


Figure I.7. *Évolution de la perméabilité en fonction de la profondeur et des lithologies.* ***A.*** *Perméabilité en fonction de la profondeur dans la croûte continentale. Les carrés noirs sont issus de modèles thermiques et les carrés blancs de systèmes métamorphiques. 1) La ligne montre la décroissance logarithmique globale de la perméabilité avec la profondeur. 2) Même graphique en distinguant trois domaines dans la croûte, entre 0 et 10 km de profondeur, le domaine de déformation fragile (brittle), entre 10 et 15 km de profondeur, la transition fragile ductile et à partir de 15 km de profondeur, le domaine de déformation ductile (modifié d'après Ingebritsen et Manning, 1999).* ***B.*** *Synthèse des gammes de perméabilité obtenues pour différentes lithologies en fonction de la profondeur (Neuzil, 2019).*

iii) Les altérations

Les processus d'altération dans le socle permettent également une augmentation de sa perméabilité. Ils sont particulièrement effectifs lorsque la roche est à la surface. L'épaisseur affectée est très dépendante des conditions climatiques (*Nesbitt et Young, 1989 ; Tardy, 1998 ; Braga et al., 2002*). Ainsi, les conditions propices à de fortes épaisseurs d'altération sont les climats tropicaux (forte pluviométrie et température élevée). L'efficacité de ces processus nécessitent également un régime tectonique stable avec peu d'érosion (*Duchaufour, 1997*). Ces profils d'altération forment des structures très perméables qui permettent aux fluides de pénétrer en profondeur dans le socle. Ils peuvent conserver ces caractéristiques de forte perméabilité lorsqu'ils sont enfouis ultérieurement (*Barker et al., 1992 ; Begonha et Braga, 2002*). C'est le cas à Soultz-sous-Forêts où la perméabilité de

l'horizon altéré et fissuré est préservée en profondeur au toit du granite (*Dezayes et al., 2010 ; Genter et al., 2010*).

B. La chaleur

La chaleur permet de réchauffer les fluides qui pénètrent dans la croûte terrestre. Le couple flux de chaleur - perméabilité définit le type de régime thermique qui s'applique à chaque système hydrothermal.

Le régime conductif est associé au transfert de chaleur sans transport de matière, autrement dit sans circulation de fluides ni mouvement de roche. Ce régime est dominant dans un protolithe imperméable et ne permet pas d'initier des circulations hydrothermales.

Le régime convectif appelé aussi « convection libre » correspond à un transfert de chaleur associé à une circulation de fluides induite par des variations de paramètres thermo-dépendants (viscosité, masse volumique) dans des conditions de perméabilité satisfaisante. La convection thermique est à même d'exister dans des conditions thermiques classiques (gradient géothermique de 30°C/km) pour des perméabilités supérieures ou égales à 10^{-14} m^2 (*Malkovsky et Magri, 2016*). Selon les modélisations numériques de *McKenna et Blackwell, (2004)*, ce régime est associé à la formation des sources hydrothermales les plus chaudes.

Le régime advectif, appelé également « convection forcée », correspond à un transfert des fluides et de la chaleur uniquement par l'intervention d'un gradient de pression, qui est généralement le gradient topographique (*Moeck, 2014 ; Taillefer et al., 2017*). Ce régime est dominant dans des conditions de perméabilité faibles à modérées. Les cellules de convection peuvent se développer à l'échelle d'un massif. Le différentiel d'altitude entre la localisation des sources et les zones ou pénètrent les fluides va alors jouer un rôle sur la largeur du domaine advectif (*López et Smith, 1995 ; Taillefer et al., 2018*). Ce régime thermique permet de développer des boucles hydrothermales avec des températures variables, dépendantes du gradient topographique.

i) Le flux de chaleur

Le flux de chaleur est en moyenne de 65 mW/m^2 à la surface terrestre (*Pollack et al., 1993*) et le flux de chaleur total est estimé à 47 ± 2 TW (*Davies et Davies, 2010*). Le flux de chaleur constitue un paramètre déterminant pour le système hydrothermal. Celui-ci impacte

directement la température des sources hydrothermales (*Forster et Smith, 1989 ; López et Smith, 1995*).

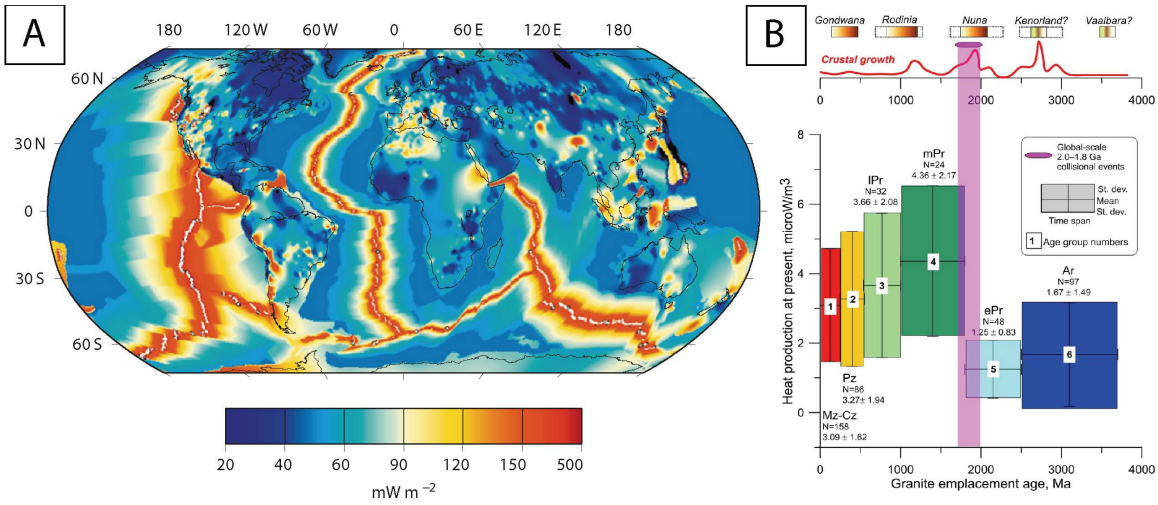


Figure I.8. A. *Répartition géographique du flux thermique à la surface de la Terre combinant les mesures de flux de chaleur avec un modèle de refroidissement de la croûte océanique (Jaupart et al. 2007).* ***B.*** *Production de chaleur des granites en fonction de leur âge (Artamieva et al., 2017). La courbe de l'évolution crustale est issue de Condie (1998).*

Des contextes géodynamiques particuliers peuvent favoriser le flux de chaleur localement (*Moeck et al., 2014*). L'amincissement crustal en système extensif induit une remontée du manteau créant des flux de chaleur élevés entre 75 et 125 mW/m^2 (*Morgan, 1983*), allant jusqu'à 500 mW/m^2 dans certains contextes océaniques (Fig. I.8A, *Jaupart et al., 2007*). La production de chaleur induite par la désintégration des éléments radioactifs contenus dans la croûte (essentiellement l'uranium, le thorium et le potassium) contribue également au flux de chaleur. La contribution de la radioactivité est variable selon la lithologie considérée, en moyenne de 2 µW/m^3 (*Jaupart et al., 2007*) mais elle peut aller jusqu'à 7 µW/m^3 pour les roches granitiques (*Turcotte et Schubert, 2014*). *Artemieva et al. (2017)* ont montré que le flux de chaleur des granites est corrélé à leur âge de mise en place. Les granites paléozoïques présentent des flux de chaleur plus importants que ceux plus âgés. Le flux de chaleur est lié à la dynamique des continents et leur formation (Fig. I.8B).

ii) Le flux de chaleur en contexte orogénique

Le flux de chaleur en contexte orogénique est difficile à contraindre. *Jaupart et al. (2007)* ont montré que le flux de chaleur en base de croûte dans les zones de montagnes peut fortement varier selon la chaîne considérée, entre 100 mW/m^2 sur le plateau du Tibet (*Jaupart et al. 1985*) et 5 mW/m^2 dans les Alpes (*Vosteen et al., 2006*). Le flux de chaleur

et la forme des isothermes dépendent de plusieurs facteurs qui peuvent affecter localement ou régionalement la distribution des isothermes en profondeur.

La forme des isothermes dans la croûte supérieure (< 10 km) est notamment contrôlée par la topographie (Fig. I.9A, *Craw et al., 2005, Foeken et al., 2007 ; Valla et al., 2010*). Ils sont resserrés au niveau des vallées et espacés sous les reliefs. Les changements rapides du relief, liés à différents phénomènes géodynamiques (jeu de faille, rifting, rebond post-glaciaire, …), peuvent également modifier la distribution des isothermes en profondeur, cela est observé à proximité de failles (Fig. I.9B, *Ehlers et Chapman, 1999*). Dans ces cas, les isothermes suivent la dynamique de la surface topographique et tendent à se ré-équilibrer par la suite, dans un laps de temps plus long que celui de la déformation (*Stüwe et al. 1994 ; Craw et al. 2005*).

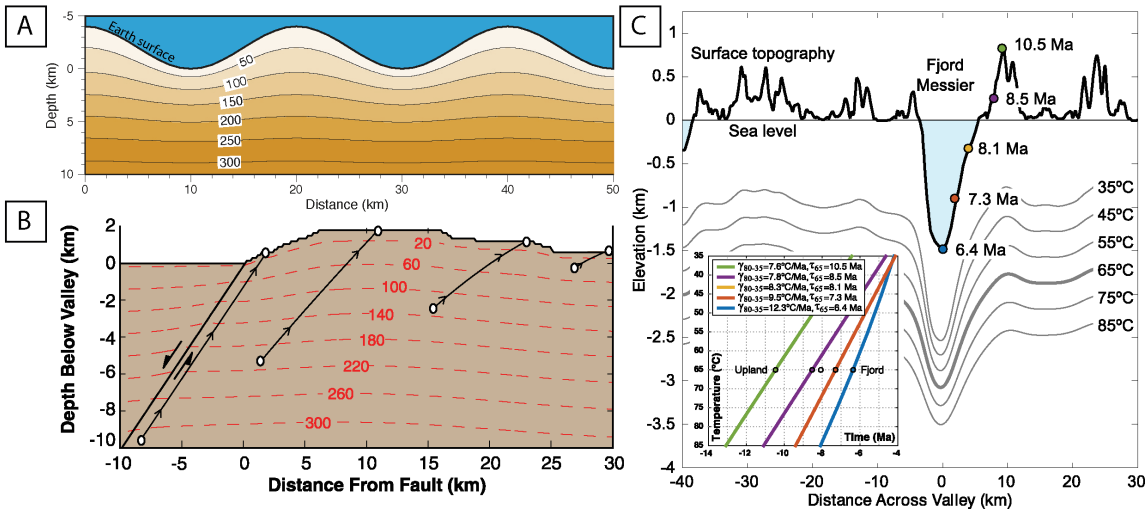


Figure I.9. *Évolution des isothermes liée aux changements de topographie.* ***A.*** *Disposition des isothermes (°C) issue d'une modélisation thermo-cinématique 3D Pecube (Braun et al., 2012) pour une topographie sinusoïdale de 20 km de longueur d'onde et une amplitude de 4 km avec un taux d'exhumation constant de 1 km/Ma (modifié d'après Valla et al., 2010).* ***B.*** *Distribution des isothermes (°C) dans un contexte de faille normale. La perturbation des isothermes est bien marquée dans le mur de la faille (modifié d'après Ehlers et Farley, 2003).* ***C.*** *Coupe montrant la disposition des isothermes dans le Fjord Messier (Patagonie). Cette disposition est déduite des données thermochronologiques basse température en admettant un taux d'exhumation constant sur l'ensemble de la zone (Christeleit et al., 2017).*

Les circulations de fluides elles-mêmes conditionnent la distribution des isothermes dans la croûte, (*Stober et Bucher, 1999 ; Derry et al., 2009 ; Magri et al., 2015 ; Taillefer et al., 2018 ; Guillou-Frottier et al., 2020*). La production de chaleur radioactive, au sein des formations granitiques, majoritaires dans de nombreuses chaînes de montagnes (*Roy et al., 1972 ; Jaupart et al., 2007*) peut également influencer le gradient géothermique et la forme

des isothermes dans la croûte (*Glotzbach et al., 2009*). Enfin, les contrastes de conductivité thermique des roches peuvent expliquer les variations thermiques de la croûte, pour un flux thermique donné.

C. Le gradient hydraulique

La topographie induit un gradient de pression qui permet d'initier une circulation hydrothermale (*Wang et Davies, 1997 ; Yang, 2002, Byrdina et al., 2013*). La topographie est donc un élément essentiel dans la genèse des systèmes hydrothermaux en contexte orogénique continental (*Hofmann et al., 2004 ; Moeck, 2014 ; Sutherland et al., 2017 ; Volpi et al., 2017 ; Taillefer et al., 2018*). En système orogénique, les eaux météoriques s'infiltrent au niveau des reliefs (impluvium), pénètrent en profondeur et s'y réchauffent (*Taillefer et al., 2017 ; Volpi et al., 2017*). Pour ce type d'écoulement, le gradient hydraulique exprimé dans la loi de Darcy est directement lié au gradient topographique (cf. Section. I.2.A.ii). La distribution des circulations hydrothermales sera donc fonction de la distribution géographique des reliefs et des différentiels topographiques entre les hauts des reliefs et le bas des vallées où les remontées de fluides hydrothermaux se localisent généralement (Fig. I.10).

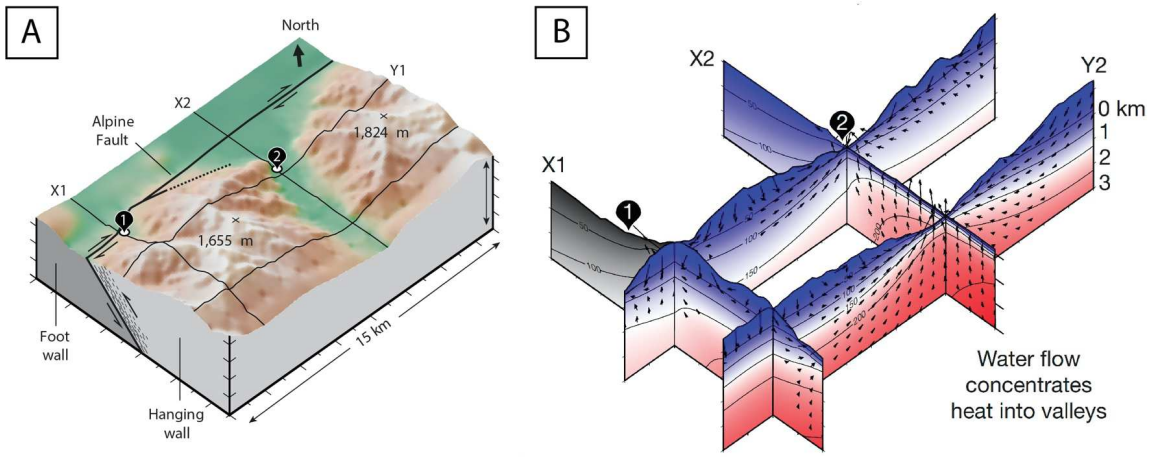


Figure I.10. *Modèles d'écoulement des fluides et de thermicité à proximité de la Faille Alpine (Nouvelle-Zélande).* ***A****. Bloc 3D montrant le relief et la localisation des différents profils modélisés.* ***B.*** *Coupes montrant la température en (°C) et les circulations de fluides d'après Sutherland et al., (2017). Dans ces modèles, les fluides pénètrent dans le massif au niveau des reliefs et remontent au niveau de bas topographiques où se localise l'anomalie thermique visible à l'intersection entre le profil X2 et Y2.*

López et Smith (1995) et *Taillefer (2017)* montrent que la topographie le long d'un accident perméable influence fortement la localisation des écoulements. *Thiébaud (2008)* et *Cox et al. (2015)* ont montré que la présence de failles en bas de vallée n'est pas nécessaire à la localisation de sources hydrothermales. Cependant la présence d'une faille constitue un drain privilégié permettant une remontée des fluides plus rapide et donc une forte température du fluide en surface (*Grasby et Hutcheon, 2001*).

D. Les facteurs de contrôle externes

Le climat a également une influence sur les systèmes hydrothermaux. En contexte orogénique, outre l'influence sur la topographie (Section I.2.C), les précipitations et les glaciations peuvent affecter les écoulements. L'effet de charge des glaciers fait varier localement les contraintes, avec un impact direct sur la perméabilité (*Neuzil, 2012*). *Maréchal et al. (1999)* montrent que la fonte des glaces et l'infiltration de fluides froids associés entraîne un refroidissement du massif. L'épaisseur de glace qui se développe sur les reliefs, qui est la zone de recharge des fluides hydrothermaux (impluvium), peut limiter voire stopper l'infiltration des fluides (*Vasseur et al., 1997 ; Thiébaud, 2008*).

Au vu des différents paramètres susceptibles d'impacter les écoulements de fluides, il est nécessaire de faire un état des connaissances du système hydrothermal de la vallée de la Têt afin d'isoler les paramètres dominants (Section I.5.B). La zone de faille s'avère être un objet particulièrement important dans ce type de système, sa forte perméabilité en fait une zone privilégiée pour la circulation des fluides.

Pour résumer

- *Deux paramètres principaux contrôlent un système hydrothermal dans le socle : la perméabilité et la chaleur.*
- *Les circulations hydrothermales en contexte orogénique sont également liées au gradient hydraulique essentiellement généré par le gradient topographique et peuvent être impactées par des facteurs de contrôles externes tels que la pluviométrie et les glaciations.*

3. Les discontinuités structurales

Dans ce chapitre sont décrits les différents types de discontinuités structurales et leur impact sur la perméabilité. La structuration de la zone de faille est décrite avec les différentes zones plus ou moins propices à la présence de sources hydrothermales en surface. La fin de ce chapitre présente brièvement l'état des connaissances sur la thermochronologie et la géochimie des minéraux accessoires, dans les zones de faille, en contexte hydrothermal.

A. Les différents types de discontinuités structurales

Une fracture est une discontinuité structurale irréversible affectant un volume rocheux (*Price et Cosgrove, 1990 ; Peacock et Mann, 2005 ; Fossen, 2016*). Ce terme qualifie les différents types de discontinuités structurales développées dans le domaine fragile de la croûte terrestre (Fig. I.11). Plusieurs types de fractures sont identifiables :

Fente : Fracture de mode I (ouverture) avec fort gradient de déplacement (ouverture/longueur), souvent organisées en échelon.

Veine : Fracture de mode I toujours colmatée par un ciment. Ce terme est souvent utilisé pour des fractures sinueuses.

Joint : Fracture de mode I avec un faible gradient d'ouverture (parfois non visible). Les joints sont souvent organisés en réseaux de fractures parallèles, perpendiculaires ou obliques, régulièrement espacées lorsqu'ils sont limités par les interfaces de stratification (diaclases/joint sets), et parfois organisés en clusters (couloirs fracturés).

Filon : Fracture de mode I remplie de matériel injecté (dyke). Contrairement aux autres fractures de mode I, les filons peuvent avoir des ouvertures supérieures au mètre et des dimensions kilométriques.

Fracture cisaillante : Discontinuité discrète autour de laquelle les roches sont déplacées en cisaillement.

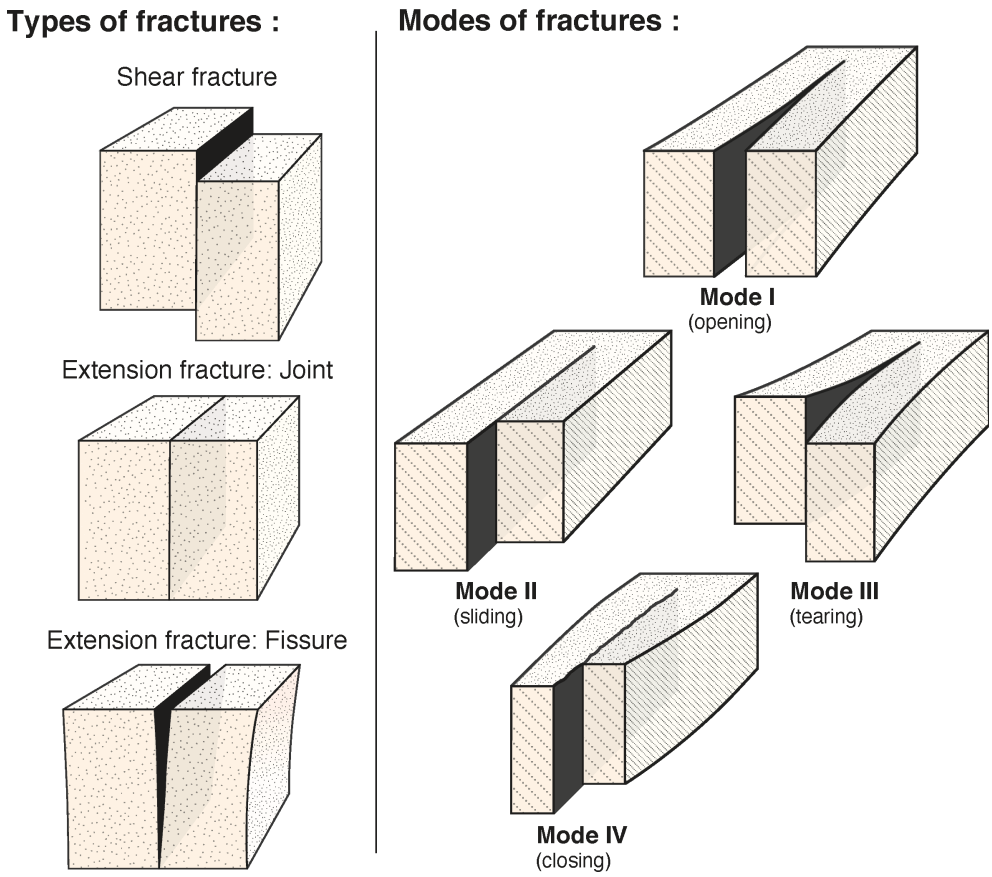


***Figure I.11**. Description des différents types de fracture et des modes associés (Fossen, 2016).*

B. L'impact des fractures sur la perméabilité

La fracturation peut augmenter la perméabilité des protolithes rocheux de plusieurs ordres de grandeur (*Aydin, 2000 ; Sonney et Vuataz, 2009 ; Cox et al., 2015*) et donc favoriser la circulation des fluides en profondeur. En raison de leur nombre, l'ensemble des fractures est aussi appelé « réseau de fractures » dont la perméabilité est dépendante de la morphologie des fractures, de l'organisation spatiale du réseau de fracture (densité et connectivité), des remplissages et de l'activité tectonique qui permet de maintenir les fractures ouvertes (*Sausse, 1998 ; Crider, 2015*). Les fractures peuvent se refermer sous l'effet de la pression de confinement, ou de la cimentation, si elles ne sont pas maintenues ouvertes par les contraintes tectoniques ou la pression des fluides au sein de celles-ci (*Atkinson, 1984 ; Laubach et al., 2004*). Différentes lois empiriques ont été développées pour essayer de déterminer la perméabilité dans les milieux fracturés en fonction de l'ouverture des fractures (*de Dreuzy et al., 2004 ; Olson et al., 2007 ; Mitchell et Faulkner, 2012 ; Li et Li, 2015*).

Dans les systèmes hydrothermaux de socle, les fractures constituant l'essentiel de la perméabilité en profondeur, la pression et la nature des fluides qui circulent dans le réseau de fractures ont un rôle important dans l'évolution de la perméabilité du système (*Renard et al., 2000 ; Gudmundsson et al., 2001, 2011*). L'analyse ou la modélisation des remplissages liés au système hydrothermal (*Olson et al., 2007 ; Griffiths, 2016 ; Callahan et al., 2019*) permet de caractériser la nature et la température des fluides. Pour les systèmes géothermiques en contexte de socle avec des températures de fluides inférieures à 300 °C, la silice amorphe, le quartz, l'albite, la calcite, la chlorite, l'épidote ainsi que les kaolins issus de l'altération des feldspaths potassiques sont communément décrits dans ces remplissages (*Henley et Ellis, 1983 ; Bruhn et al., 1994 ; Sausse, 1998 ; White et al., 2001 ; Ece et al., 2013 ; Howald et al., 2015 ; Walter, 2016*). La présence de phyllosilicates (mica, illite, séricite) et d'argiles est aussi fréquemment notée dans les failles qui localisent des circulations de fluides (*Aquilina et al., 1997 ; Surma et al., 2003 ; Haffen et al., 2015*). Les minéralisations dans le réseau de fractures peuvent diminuer considérablement sa perméabilité, voire le colmater totalement celui-ci et leur caractérisation permet d'établir un proxy sur la perméabilité de la zone (*Staněk et Géraud, 2019*). *Renard et al. (2000)* montrent, qu'à l'échelle d'une fracture, les mécanismes de pression/solution sont plus rapides (quelques années) que la cimentation des fractures (de la centaine d'années à plusieurs millions d'années). La cimentation permet le maintien des circulations de fluides au cours du temps. Notons aussi que les variations de pression des fluides sont le résultat des variations de perméabilité et notamment de la présence de failles imperméables ou de leur activité (e.g. *Yielding et al., 1997 ; Manzocchi et al., 1999 ; Jeanne et al., 2018*).

La dynamique des fluides peut avoir un effet sur cette perméabilité. Par exemple, les surpressions de fluides dans les zones faiblement perméables ou scellées favorisent les ruptures par bréchification hydraulique (*Sibson, 1994 ; Weisheit et al., 2013 ; Shukla et Sharma, 2018*). Quand ces surpressions sont localisées dans une faille, elles peuvent générer des glissements sur la faille et des séismes associés (*Bruhn et al., 1994 ; Caine et al., 2010*). L'activité de la faille, liée à ces surpressions, permet la ré-ouverture des fractures fermées ou scellées, mais également la génération de nouvelles fractures (*Géraud et al., 2006*). L'ensemble des processus de colmatage des fractures par minéralisation joue un rôle important dans la localisation des fluides hydrothermaux en contexte orogénique (*Howald et al., 2015*).

C. La zone de faille

Les failles, outre leur rôle dans la création de la topographie, induisent une augmentation significative de la perméabilité à proximité de ces structures. Il est important de rappeler qu'une faille est une zone de rupture permettant le relâchement de la contrainte locale, le long de laquelle se déplacent de façon différentielle deux blocs rocheux. La faille est donc une zone de cisaillement localisée des roches. Elle est généralement constituée de plusieurs segments de failles contenant chacun un volume déformé avec un cœur de faille (miroir et roches de failles) et une zone endommagée (avec des fractures de Mode I et des failles secondaires). L'architecture d'une zone de faille ne se résume donc pas à un simple plan. La zone de faille est composée selon *Caine et al. (1996)* de 3 zones (Fig. I.12).

Le ***cœur de faille (CZ)*** est la zone dans laquelle la majorité du mouvement de la faille est accommodée. Il peut être composé d'un unique plan de glissement ou de plusieurs, dans ce cas la faille est dite « multi-cœurs ». Cette zone est constituée de roches fracturées incluant des brèches, cataclasites et gouges riches en argiles. Ces différentes dénominations sont dépendantes du degré de comminution de la roche (Fig. I.12B).

La ***zone d'endommagement (DZ)*** est caractérisée par une importante densité de fractures. Cette zone peut contenir également des failles secondaires susceptibles de modifier ainsi les propriétés mécaniques et hydrauliques de la DZ (*Mitchell et Faulkner, 2009 ; Faulkner et al., 2010*). Il est possible d'y distinguer deux sous-zones : une DZ proximale et une DZ distale, essentiellement différenciées par la densité de fractures qu'elles contiennent (*Choi et al., 2016*).

Le ***protolithe ou encaissant*** n'est pas affecté par la zone de faille. Celui-ci peut néanmoins être fracturé par des événements tectoniques antérieurs. Il faut donc toujours préciser la faille que l'on considère pour définir ces trois zones.

Chacune de ces zones de faille a des propriétés différentes (porosité, perméabilité) qui seront propres à la dynamique de la faille elle-même mais également à la nature des circulations de fluides qui la parcourent (*Sibson, 1977 ; Trice, 2014*).

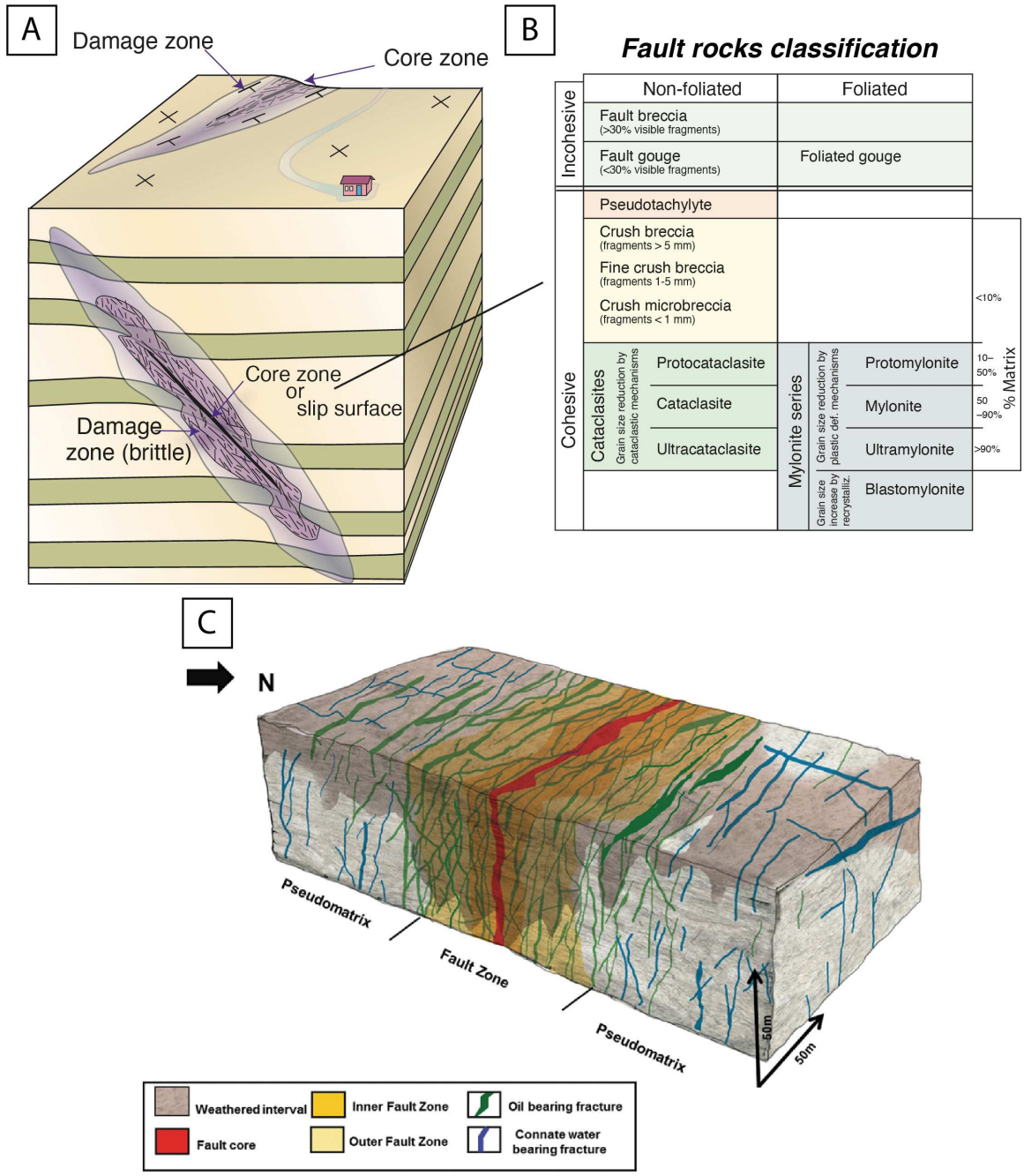


Figure I.12. *Description d'une zone de faille* ***A.*** *Bloc 3D montrant les différentes zones associées à une faille cassante dans la croûte continentale.* ***B.*** *Tableau de classification des roches de faille (d'après Fossen, 2016) selon leur degré de comminution (% de matrice selon Sibson, 1977).* ***C.*** *Modèle conceptuel de faille dans le socle. Dans la zone d'endommagement de la faille sont distinguées une zone d'endommagement proximale ou « inner fault zone » et une zone d'endommagement distale ou « outer fault zone ».*

Les systèmes hydrothermaux dans le socle sont pratiquement toujours liés à la présence de failles fragiles, pour la plupart normales et à fort pendage (*Faulds et al., 2010*). De nombreux processus peuvent influencer la perméabilité des zones de failles, leur permettant de se comporter comme des conduits (*Gudmundsson, 2000 ; Grasby et Hutcheon, 2001 ;*

Brogi et Fulignati, 2012 ; Belgrano et al., 2016) ou comme des barrières aux circulations de fluides (*Bense et al., 2008 ; Bertrand, 2016*). Il est donc nécessaire d'examiner en détail les caractéristiques de ces différentes zones et les processus associés à leur formation.

i) La zone cœur de faille

Le cœur de faille est la zone qui localise le déplacement le plus important et le maximum de déformation. Cette zone constitue une barrière et/ou un drain pour la circulation des fluides (*Caine et al., 1996*) et son impact sur la circulation des fluides peut être différent selon les structures considérées (*Scibek et al., 2016*). Comme le montre la Figure I.12B, le cœur de la faille peut également être composé de roches de failles plus ou moins fines, cimentées et altérées avec des teneurs variables en argiles (*Sibson, 1977 ; Anderson et al., 1983 ; Chester et Logan, 1986 ; Takagi et al., 2012*). La comminution (réduction de taille des clastes) diminue la perméabilité matricielle de plusieurs ordres de grandeurs par rapport au protolithe de l'encaissant (*Sammis et al.,1987 ; Marone et Scholz, 1989 ; Crawford et al., 2008 ; Balsamo et Storti, 2010 ; Ballas et al., 2012 ; Dyer et al., 2012 ; Ballas et al., 2015*). La présence d'argiles le long du plan de faille cause la diminution de la perméabilité et rend la CZ imperméable (*Yielding et al., 1997 ; Faulkner et Rutter, 2001 ; Takahashi et al., 2007 ; Crawford et al., 2008 ; Vrolijk et al., 2016 ; Kettermann et al., 2017*). Dans le cas de brèches non indurées, la CZ peut être considérée comme perméable (*Billi et al., 2003 ; Bense et Person, 2006 ; Agosta et al., 2007 ; Loveless et al., 2011*).

ii) La zone d'endommagement

La zone d'endommagement joue un rôle majeur pour la circulation des fluides. L'endommagement, lié à l'activité de la faille, cause localement l'augmentation, de plusieurs ordres de grandeur, de la perméabilité du protolithe (*Agosta et al., 2007 ; Mitchell et Faulkner, 2012*) et donc le drainage des fluides associé. L'épaisseur et la densité de la fracturation de la DZ sont des paramètres majeurs à prendre en compte dans les modélisations des circulations de fluides. Si les relations *déplacement maximum sur un plan de faille/longueur de la faille* sont bien contraintes (Fig. I.13, *Clark et Cox, 1996 ; Kim et Sanderson, 2005 ; Schultz et al., 2008*), de nombreux efforts de recherche, actuellement en cours, visent à établir s'il existe une loi d'échelle reliant le déplacement sur la faille à l'épaisseur de l'endommagement et les processus qui contrôlent cette loi (*Savage et Brodsky, 2011 ; Mitchell et Faulkner, 2012 ; Choi et al., 2016 ; Ampuero et al., 2017 ; Mayolle et al., 2019a, 2019b ; Martinelli et al., 2020*).

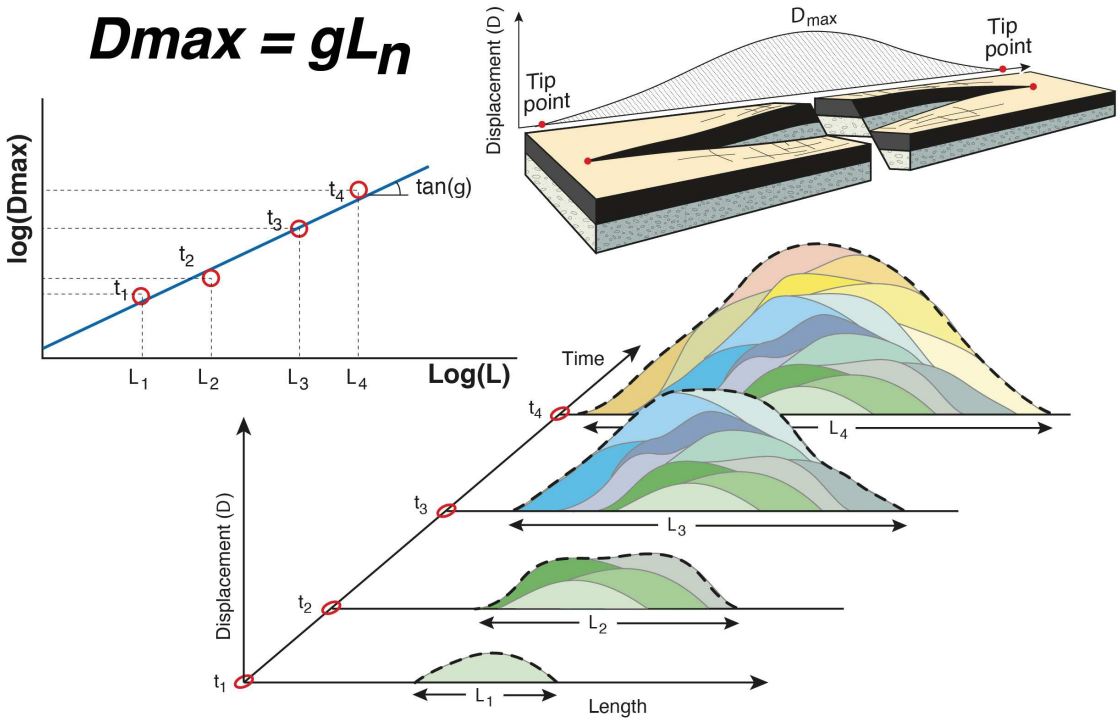


Figure I.13. *Modèle conceptuel des relations déplacement sur la faille et longueur de faille d'après Fossen (2016).*

Les caractéristiques géométriques de l'endommagement des failles sont souvent difficiles à déterminer car ce sont des zones généralement végétalisées, altérées ou très difficiles à imager en subsurface avec des méthodes géophysiques (*Liao et al., 2019*). Une telle loi empirique permettrait de remonter à l'épaisseur de la zone endommagée et d'être prédictif sur les volumes susceptibles de maintenir de fortes perméabilités en contexte réservoir (Fig. I.14, *Childs et al., 2009 ; Faulkner et al., 2011 ; Bense et al., 2013 ; Mayolle et al., 2019a*). Cette relation reste néanmoins mal définie et mal comprise et dépend certainement de paramètres tels que la lithologie (*Kolyukhin et Torabi, 2012*), la segmentation et les conditions de chargement et d'hétérogénéités aux limites de ces failles. Dans le cas d'un système orogénique, le réseau de fractures de la zone endommagée dans le socle, ainsi que la fracturation pervasive à l'échelle du massif, sont des paramètres qui conditionnent la circulation des fluides d'un système hydrothermal (*Bonnet et al., 2001 ; Nelson, 2001 ; Berg et Øian, 2007 ; Bertrand, 2016 ; Taillefer, 2018 ; Bossenec et al., 2018*).

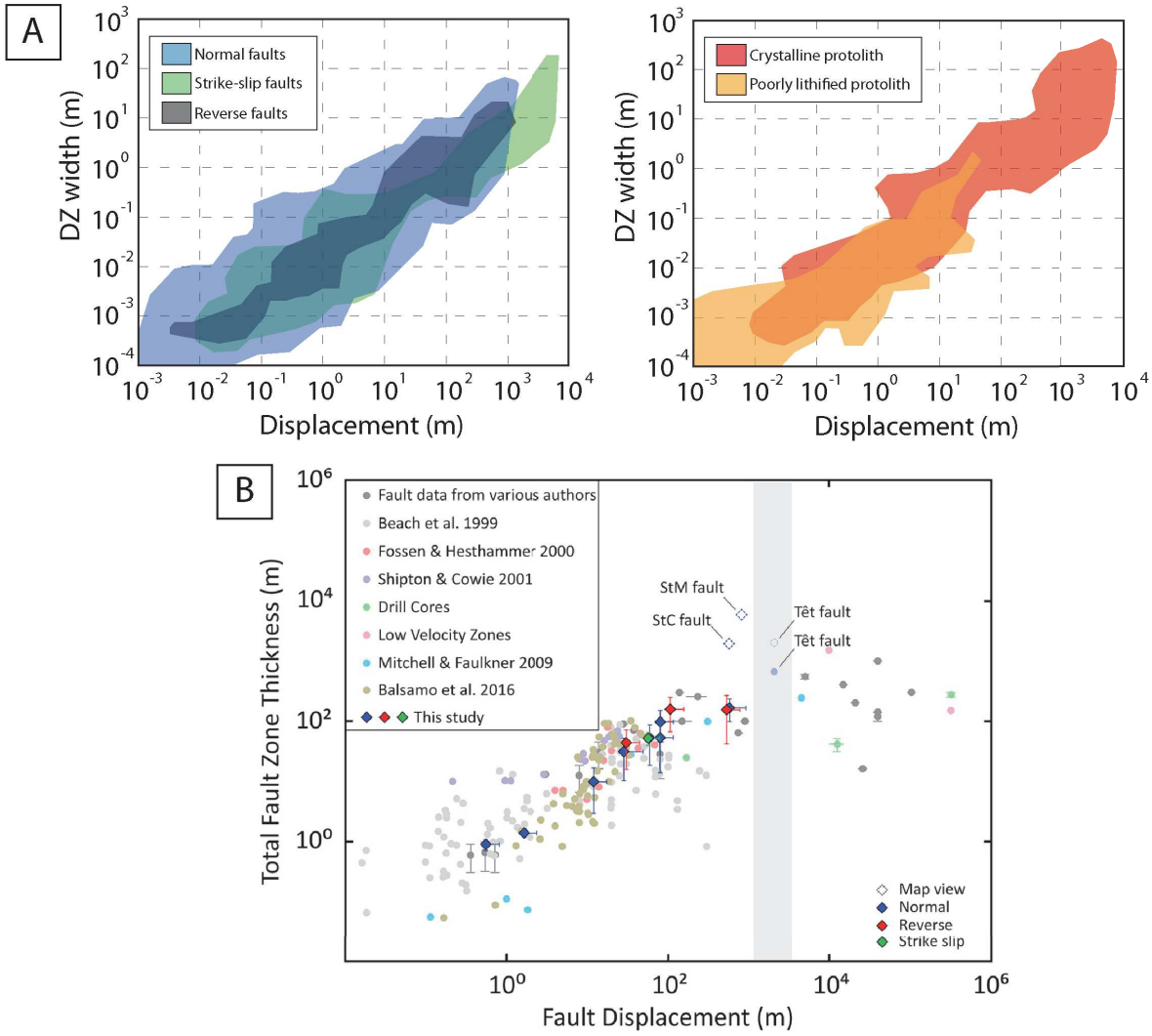


Figure I.14. *Graphiques montrant l'épaisseur de la zone d'endommagement en fonction du déplacement sur la faille.* ***A.*** *Pour différents régimes de faille (graphique de gauche) et pour différentes lithologies (graphique de droite). Ces graphiques montrent une relation linéaire au premier ordre pour des déplacements jusqu'à 1000 mètres (modifié d'après Bense, 2013).* ***B****. Pour des déplacements supérieurs à 1000 mètres, la largeur de la zone d'endommagement ne suit pas la relation linéaire observée pour les plus petits déplacements (Mayolle et al., 2019a).*

D. La localisation des sources hydrothermales

La localisation des sources hydrothermales, en contexte orogénique, demeure un point clé. En effet, les sources sont un indicateur de remontées de fluides et leur émergence peut témoigner de la présence de zones où la perméabilité est plus importante ou plus efficace. Les sources, dans ce type de système, sont majoritairement localisées en bas des vallées, en raison du différentiel de topographie (Section I.2.C). Les modèles paramétriques de *Guillou-Frottier et al. (2020)* montrent que le pendage de la faille, qui localise les circulations, influence la géométrie et l'intensité de l'anomalie thermique engendrée par ces circulations.

Une faille verticale se traduira par des cellules hydrothermales plus intenses et larges. Le long d'une faille majeure, certaines zones s'avèrent être plus propices à la remontée des fluides hydrothermaux. Les terminaisons isolées, les intersections ou les segments de faille constituent des zones qui concentrent les fractures et localisent un régime de contrainte particulier, constituant des drains efficaces pour la remontée des fluides (Fig. I.15, *Curewitz et Karson, 1997 ; Faulds et al., 2010 ; Person et al., 2012 ; Belgrano et al., 2016 ; Walter, 2016 ; Taillefer, 2017 ; Brogi et al., 2020 ; Pola et al., 2020*). Cela est particulièrement bien exprimé pour les périodes post et inters sismiques au cours desquelles les contraintes se rééquilibrent au niveau des zones de rupture. C'est alors que les failles recommencent à accumuler des contraintes liées à la contrainte tectonique régionale (*Sibson, 1994*). Le changement de contexte tectonique peut entraîner des migrations du système hydrothermal (*Craw et al., 2013*).

Faulds et al. (2010) ont montré que les failles avec des activités quaternaires sont plus favorables au développement des systèmes hydrothermaux actifs que les failles inactives. L'activité hydrothermale (débits et températures) peut être modifiée durant ou après les crises sismiques (*Sibson, 1987 ; Cox et al., 2015 ; Howald et al., 2015*) ; l'activité sismique peut également faciliter l'infiltration de fluides froids dans le système. La présence de macro-sismicité ne constitue pas un point essentiel à l'entretien du réseau de fractures, nécessaire aux circulations hydrothermales. Un régime de contraintes favorablement orienté suffit au maintien de la perméabilité (*Barton et al., 1995 ; Brown et Bruhn, 1998 ; Townend et Zoback, 2000*). En l'absence de sismicité et de changements majeurs de la perméabilité lié au colmatage des conduits, les systèmes hydrothermaux atteignent un état d'équilibre (*Taillefer et al., 2018*) permettant de maintenir une activité hydrothermale constante.

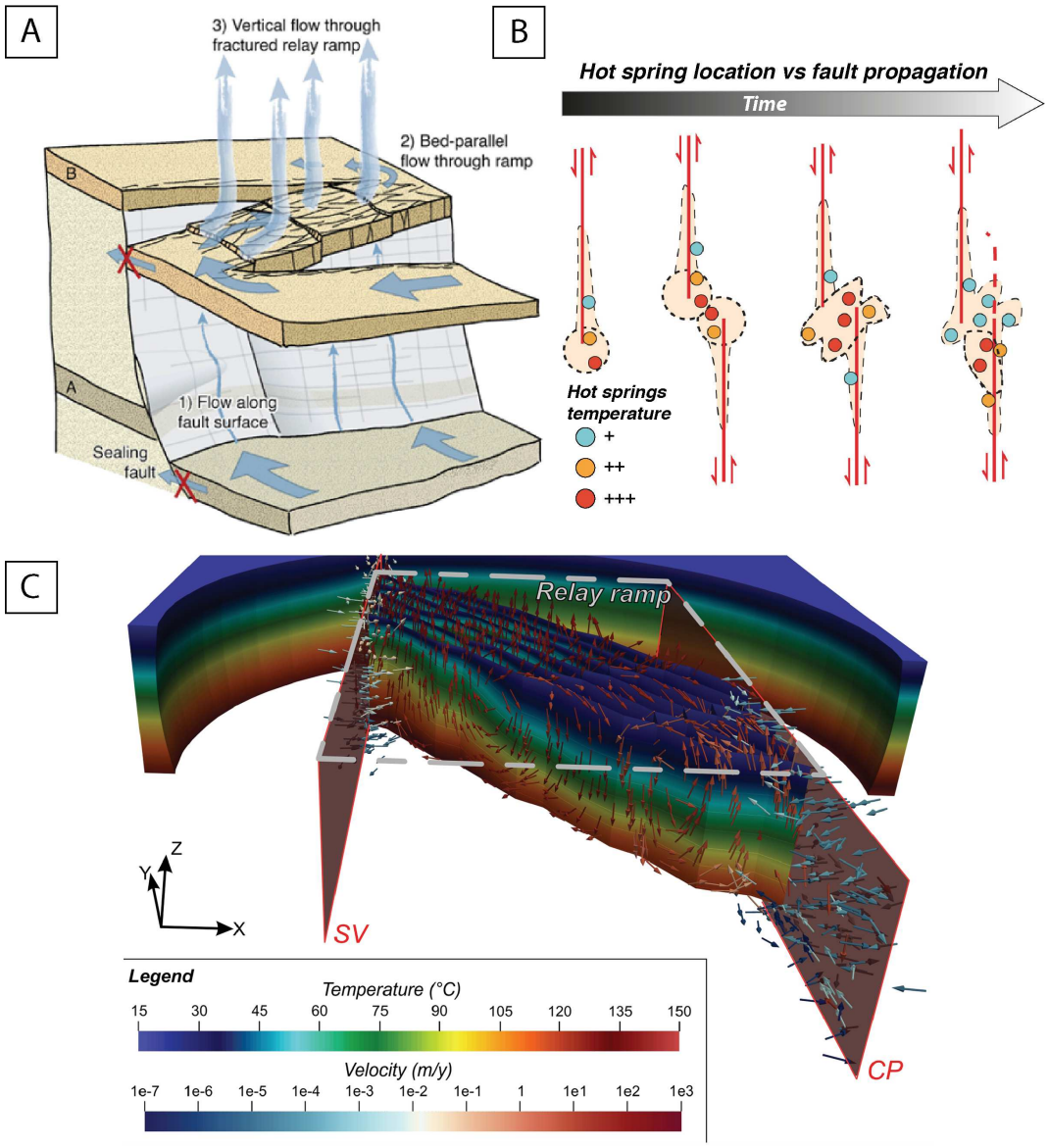


Figure I.15. *Les différentes zones propices à la localisation des fluides* ***A.*** *Bloc 3D montrant la dynamique des circulations de fluides dans une zone de relais (Fossen et Rotevatn, 2013)* ***B****. Vision en plan de l'évolution de la localisation des sources en surface et des températures en fonction de la maturité des segments de faille. Les tirets épais indiquent les zones de rupture et les zones orange pâle indiquent les zones altérées par l'hydrothermalisme. Les sources les plus chaudes se concentrent dans les zones de rupture et les zones d'intersection de faille mais également à la terminaison des accidents (d'après Curewitz et Karson, 1997 et Taillefer, 2017).* ***C.*** *Modélisation des températures et de la dynamique des circulations de fluides dans une zone de relais dans la région du Veneto en Italie (Pola et al., 2020).*

E. La thermochronologie en contexte hydrothermal

Jusqu'à récemment, les zones de faille ne constituaient pas une cible principale pour la thermochronologie basse température (< 250 °C) essentiellement utilisée dans le but de déterminer l'évolution thermique des chaînes de montagne ou des bassins sédimentaires (*Reiners et al., 2005 ; Reiners et Ehlers, 2018 ; Schildgen et van der Beek, 2019*). Toutefois,

de nombreuses études ont mis en évidence que ces thermochronomètres pouvaient être sensibles aux circulations hydrothermales en induisant une dispersion des âges pour les systèmes (U-Th)/He et traces de fission sur apatite principalement (*Foster et al., 1994 ; Duddy et al., 1998 ; Whipp et Ehlers, 2007 ; Wölfler et al., 2010 ; Gorynski et al., 2014 ; Hickey et al., 2014 ; Danišík et al., 2015 ; Valla et al., 2016 ; Janots et al., 2019 ; Louis et al., 2019*). Mais peu d'études ont cherché à exploiter cette sensibilité des thermochronomètres de basse température aux effets hydrothermaux pour caractériser l'empreinte thermique associée aux circulations de fluides en subsurface et mieux contraindre le potentiel géothermique d'une zone de faille. Les travaux de *Gorynski et al. (2014)* ont porté sur un système géothermique, en contexte extensif au Névada, où une forte anomalie de température s'est développée localement dans le toit d'une faille normale. Les auteurs montrent que le thermochronomètre (U-Th)/He des apatites a subi une remise à zéro totale, pour des températures de fluides en profondeur, comprises entre 85 et 135 °C alors que les apatites de la zone de faille n'enregistrent, que localement, un rajeunissement lié aux circulations de fluides dans la faille elle-même. Pour des températures moins élevées et une durée brève des circulations hydrothermales, les résultats de *Valla et al. (2016)* suggèrent un faible rajeunissement des âges AHe. Mais il n'existe pas d'étude systématique, à l'échelle d'une faille complète, localisant plusieurs clusters de sources hydrothermales telle que la faille de la Têt.

Récemment, les développements de la thermochronologie (U-Th)/He sur de nouvelles phases minérales telles que l'hématite, les oxydes ou les calcites (*Ault et al., 2019* pour une revue) ont cherché à contraindre directement l'activité des failles mais également les circulations de fluides associées. Toutefois, en raison de leur activité tectonique multiple et des nombreux épisodes de circulations de fluides qu'elles peuvent mémoriser (cf. Section I.3.A), ces failles constituent des objets souvent complexes dont l'histoire thermique est plus difficile à reconstituer que l'histoire thermique régionale (*Tagami, 2012, 2019*). Par ailleurs, au cours de leur histoire souvent polyphasée, les zones de faille vont enregistrer une succession de processus importants de fracturation, altération et oxydation de la roche, ce qui ne permet pas toujours de trouver des minéraux propices aux datations parce qu'ils ont été broyés et altérés ou qu'ils sont riches en inclusions (*Murray et al., 2014*).

Les minéraux accessoires tels que les apatites ou les zircons utilisés en thermochronologie possèdent des signatures en éléments traces et Terres Rares propres à

l'origine de la roche et aux différents épisodes métamorphiques subis (*Sha et Chappell, 1999 ; Belousova et al., 2002 ; Henrichs et al., 2018*). Il a été montré que ces signatures peuvent être modifiées par interaction avec des circulations hydrothermales (*Exley, 1980 ; Giere, 1990 ; Uher et al., 2015 ; Broom-Fendley et al., 2016 ; Odlum et Stökli, 2020*), ce que suggèrent également les données expérimentales (*Betkowski et al., 2016 ; Harlov et Förster, 2003 ; Harlov et al., 2005 ; Migdisov et Williams-Jones, 2014 ; Migdisov et al., 2016*). Récemment, *Cao et al. (2019)* indiquent que les circulations hydrothermales de basse température (< 300 °C) sont capables de perturber les systèmes isotopiques du strontium et du néodyme dans les apatites. On sait aussi que sous l'influence de l'hydrothermalisme des inclusions de monazite peuvent se former à l'interface entre la matrice de l'apatite et les fluides chenalisés au sein du cristal le long de micro-fractures (*Harlov et al., 2005*). Ces monazites sont associées à des processus de dissolution-reprécipitation in-situ qui modifient le bilan isotopique de l'uranium et du thorium dans l'apatite.

L'ensemble de ces phénomènes suggère un contrôle important de l'hydrothermalisme sur la composition chimique de l'apatite et une interaction complexe entre les fluides et le minéral. Sans oublier le fait que les minéraux peuvent contenir des micropores susceptibles de piéger des gaz, comme l'hélium, présent dans les fluides (*Zeitler et al., 2017*) et donc de perturber également le thermochronomètre (U-Th)/He.

Toutefois, l'impact de ces échanges chimiques et isotopiques sur les âges (U-Th)/He de l'apatite en contexte hydrothermal n'a jamais été étudié. C'est en partie l'objet de l'étude thermochronologique présentée dans ce travail et principalement focalisé sur l'apatite.

Pour résumer

- *Les discontinuités structurales permettent de créer de la perméabilité dans le socle et la présence d'un réseau fracturé est essentielle à la circulation des fluides. Les circulations hydrothermales se localisent préférentiellement dans les zones les plus perméables à proximité des failles.*
- *La zone de faille est une structure complexe formée de deux zones distinctes : le cœur de faille (CZ) et la zone d'endommagement (DZ), toutes deux ayant des propriétés différentes (fracturation, perméabilité, volume, ...). Une relation existe entre la dimension de ces zones et le déplacement sur la faille.*
- *L'utilisation de la thermochronologie dans les zones de faille peut s'avérer complexe de par les multiples circulations de fluides dans cette zone et les possibles remobilisations élémentaires dans les minéraux datés.*

4. La construction de la chaîne Pyrénéenne

Les Pyrénées s'étendent de la mer Méditerranée à l'océan Atlantique, et constituent une frontière naturelle de 1000 km de long et 150 km de large entre la France et l'Espagne (Fig. I.16A). Cette chaîne témoigne de la rencontre de deux plaques tectoniques l'Ibérie au Sud et l'Europe au Nord (Fig. I.16B). Elle peut être divisée en 5 grands ensembles (*Canérot, 2008*) : la Zone Nord Pyrénéenne, la Zone Axiale et la Zone Sud Pyrénéenne ainsi que deux bassins sédimentaires, le bassin d'Aquitaine au Nord et le bassin de l'Èbre au Sud de la chaîne.

Cette chaîne est le fruit d'une histoire sédimentaire, tectonique, métamorphique et magmatique complexe s'étendant de la fin du Paléoprotérozoïque jusqu'à l'époque actuelle. Dans ce chapitre, les principales phases tectoniques recensées dans les Pyrénées durant cette évolution polyorogénique sont détaillées en se focalisant plus particulièrement sur la partie Est de la chaîne et les mouvements récents qui l'ont affectée. Un état des lieux des phases tectoniques et des mouvements verticaux, reconnus par différents auteurs depuis l'Éocène, est présenté afin de mettre en évidence les questions et les controverses actuelles, en s'attardant, plus particulièrement, sur les mouvements récents qui ont pu contribuer à initier et/ou localiser des systèmes hydrothermaux. Enfin ce chapitre se termine sur les détails de l'érosion récente de la chaîne.

A. L'histoire Paléozoïque

i) Les séries sédimentaires de Canaveilles et Jujols (635-520 Ma)

La période Édiacarien – Cambrien inférieur est marquée par l'accumulation de sédiments qui se déposent dans des bassins formés le long d'une marge active, bordée par le Gondwana au Sud, et au Nord par un arc magmatique insulaire, lié à la subduction de l'océan Iapetus sous le Gondwana (e.g. *Pereira et al., 2006 ; Shaw et al., 2014*). Cette subduction est caractérisée par une rupture du slab marquant la fin du cycle cadomien (~550 Ma). Dans les Pyrénées, ces sédiments sont appelés groupes de Canaveilles et de Jujols (*Laumonier et al., 2004*) et affleurent essentiellement dans les Pyrénées Orientales.

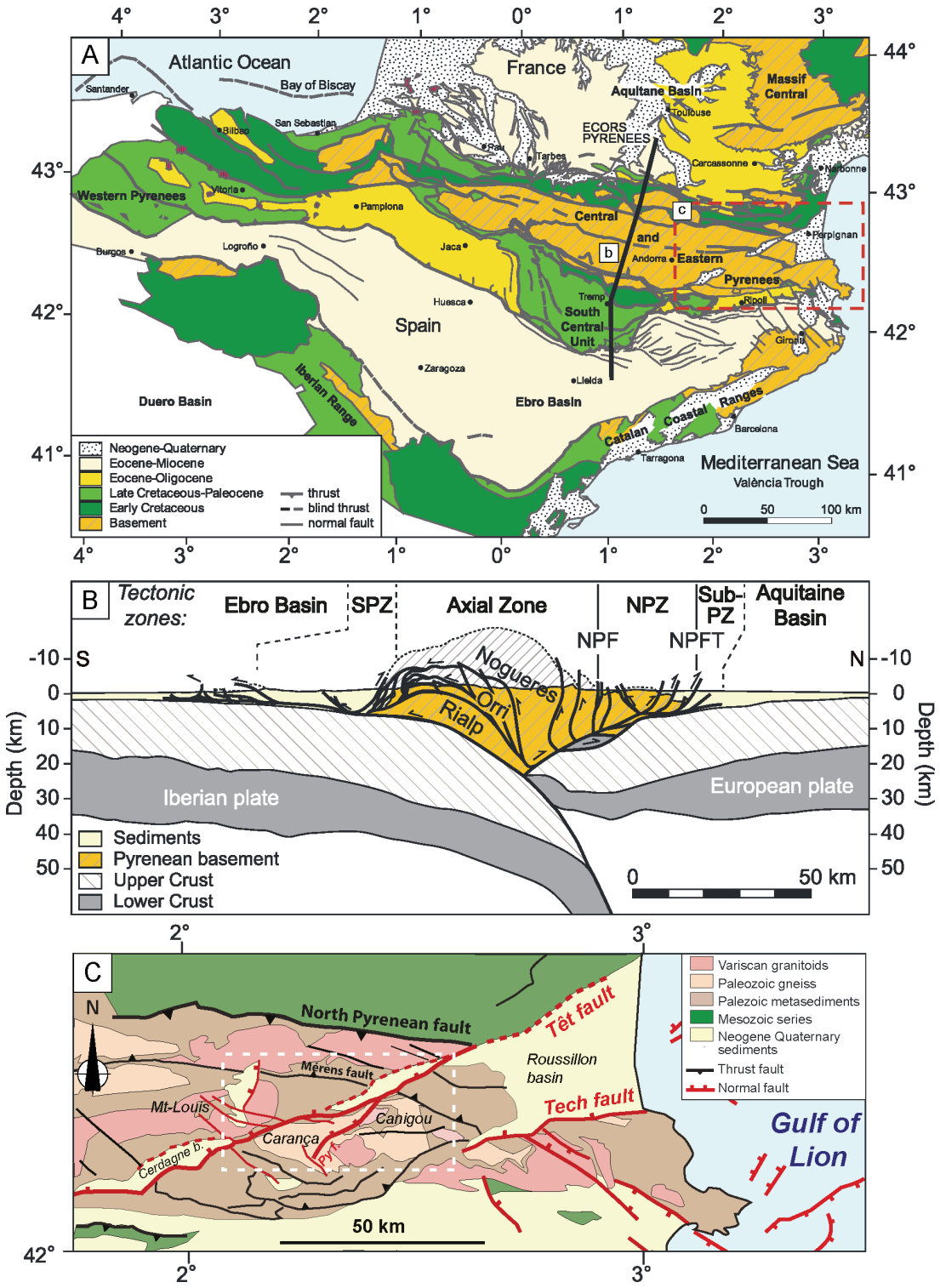


Figure I.16. A. *Carte géologique simplifiée de la chaîne pyrénéenne* ***B.*** *Interprétation du profil sismique ECORS Pyrénées (Muñoz, 1992), montrant les structures crustales majeures. SPZ : South Pyrenean Zone ; NPZ : North Pyrenean Zone ; Sub-PZ : Sub Pyrenean Zone ; NPF : North Pyrenean Fault ; NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust (modifié d'après Grool et al., 2018)* ***C.*** *Schéma structural simplifié de la partie Est des Pyrénées (modifié d'après Taillefer et al., 2017). La zone d'étude est indiquée par le carré en pointillés blancs.*

A la base, le groupe de Canaveilles possède une épaisseur de 2500 mètres. La base de la formation de Canaveilles est marquée par des horizons carbonatés avec localement des intercalations gneissiques (gneiss fin à moyen). Le reste de la série est une alternance de métasédiments et bancs de marbres. Le début du groupe de Jujols (entre 3 et 5 km d'épaisseur) est marqué par une série détritique (conglomérats/grès), surmontée de marbres et de brèches volcano-clastiques. L'aspect de ces séries peut différer en fonction des variations latérales de faciès et de l'intensité du métamorphisme qui les affecte. Plus de détails sur les séries sédimentaires sont disponibles dans la synthèse de *Barnolas et Chiron (1996)*.

ii) Les gneiss de l'Ordovicien inférieur (485-470 Ma)

Il s'agit d'orthogneiss essentiellement issus de la transformation de granitoïdes et de formations magmatiques acides. Ces orthogneiss oeillés constituent une large majorité du massif du Canigou et de la Carança. Localement, des gneiss appelés « gneiss de transition » plus fins et plus acides, contenant des muscovites, sont décrits.

iii) Les calcaires de Villefranche-de-Conflent (443-320 Ma)

Au Silurien-Dévonien inférieur, débute la fermeture des océans Rhéïque et Galice qui séparent le continent Laurussia (Nord) et le continent Gondwana (Sud). Les microcontinents Ibéria-Armorica et Avalonia se retrouvent alors pincés entre les deux supercontinents. Les calcaires à « griottes » de Villefranche-de-Conflent se déposent jusqu'au Carbonifère inférieur en environnement marin, bordé de plateformes carbonatées (*Matte, 1986*). Au Dévonien (390 Ma), la phase de collision entre le Gondwana, la Laurussia et les domaines cadomiens marque le début de l'orogenèse hercynienne (Fig. I.17 et I.18).

iv) La tectonique et le métamorphisme hercynien

Les contacts entre la couverture sédimentaire précédemment décrite (Section I.A.i) et les dômes gneissiques (Section I.A.ii) sont souvent caractérisés par de grandes zones mylonitiques (*Laumonier et Autran, 2001*). Dans la partie Est des Pyrénées, les plus importants sont le Chevauchement Mylonitique Nord Canigou (CMNC- N060E) en bordure du massif Canigou-Carança (*Guitard et al., 1992*) et les mylonites de Mérens (*Denèle et al., 2008 ; Mezger et al., 2012*) bordant la faille du même nom (N100E) qui résultent de la tectonique compressive hercynienne à vergence sud (*Cochelin et al., 2017, 2018*). De nombreux filons de quartz avec des orientations similaires jalonnent les reliefs et sont aussi

associés à cet épisode tectonique (*Autran et al., 1970 ; Guitard et al., 1992*). Les déformations hercyniennes, sont plus tardives à l'Ouest de la chaîne d'environ 10 à 15 Ma, ce qui est mis en évidence par la progression vers l'Ouest du bassin flexural des flyschs carbonifères (*Dévolvé et Perret, 1989 ; Dévolvé et al., 1993, 1998 ; Denèle et al. 2014*).

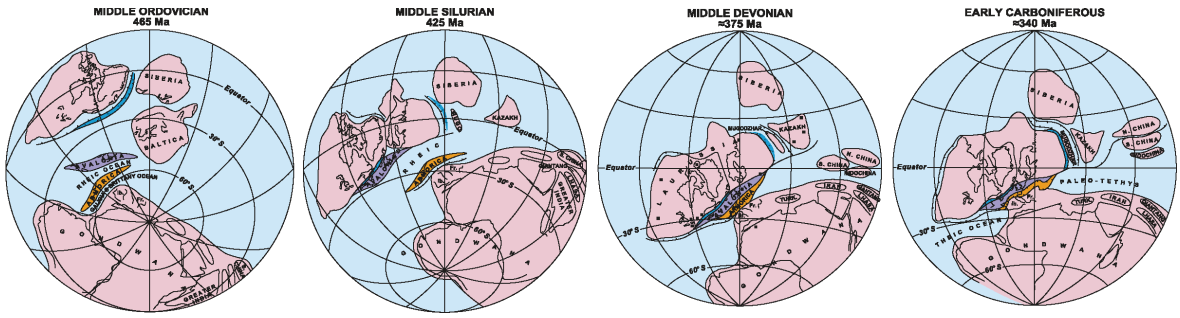


Figure I.17. *Reconstitution paléo-géographique du déplacement des plaques continentales de l'Ordovicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieur (340 Ma) d'après Matte (2001).*

Hoÿm de Marien et al. (2019) ont décrit deux épisodes métamorphiques syn-tectoniques à l'échelle du massif du Canigou. Le premier épisode métamorphique de moyenne pression et moyenne température, est caractérisé par la cristallisation de staurotide (5,5 kbar – 580°C) avec un pic de pression à 6,5 kbar. Ce pic de pression correspond à un enfouissement de l'ordre de 20 km ce qui suppose un épaississement crustal associé à la compression. Aucune subduction n'est décrite dans cette partie de la chaîne (*Lardeaux, 2014 ; Paquette et al., 2017*). Le deuxième évènement métamorphique basse pression et basse température est associé à la cristallisation d'andalousite (2,5 kbar), et se développe pendant l'exhumation du massif. L'hypothèse d'une deuxième compression tardive, moins exprimée, n'est pas exclue et expliquerait l'amplification du dôme gneissique (*Cochelin et al., 2017*).

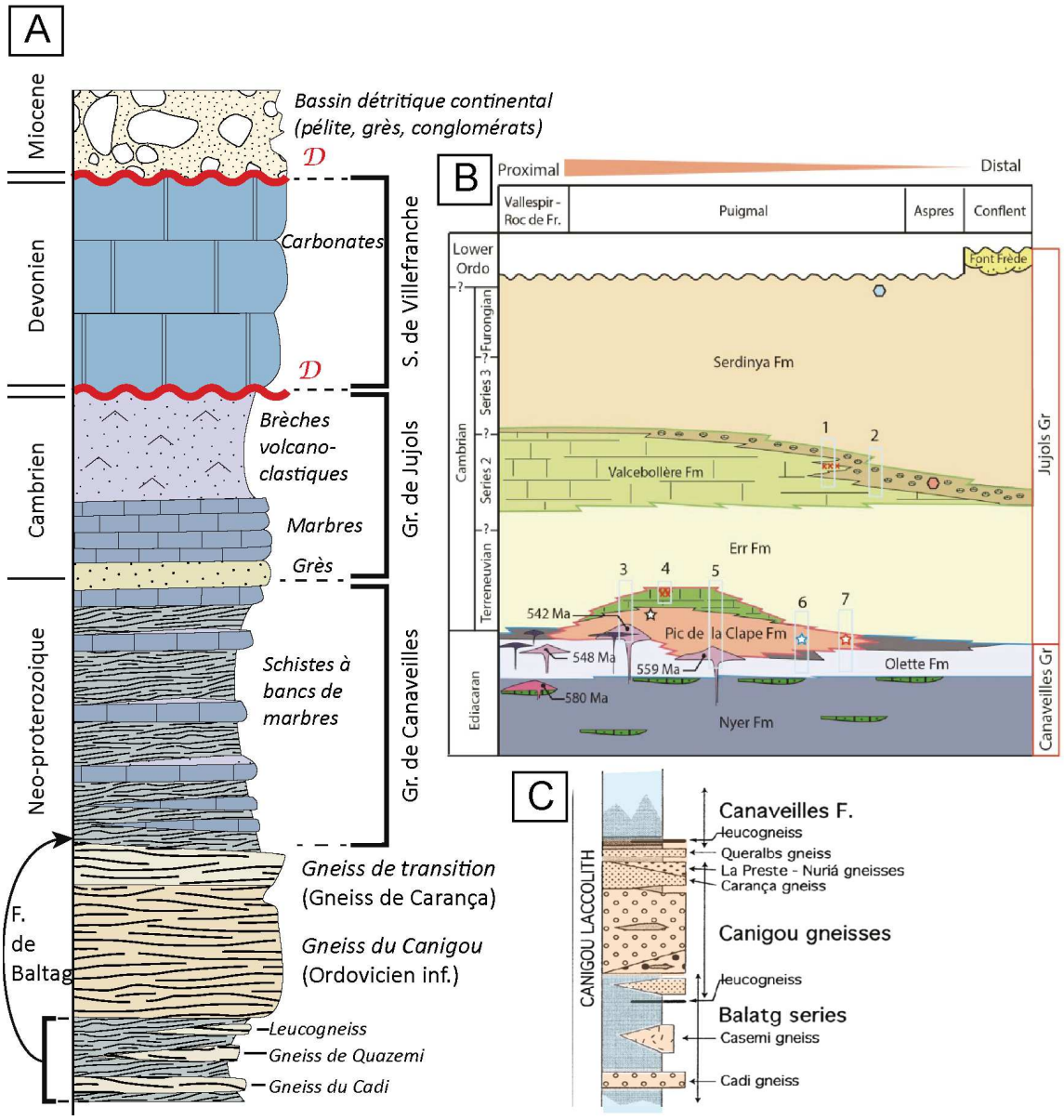


***Figure I.18. A**. Log stratigraphique régional des séries métasédimentaires et gneissiques des Pyrénées Orientales (sans échelle, Taillefer, 2017). **B.** Détails des séries métasédimentaires des groupes de Canaveilles et de Jujols et âges U-Pb des séries volcaniques intercalées (Padel et al., 2018). **C.** Détail de la série gneissique du Canigou d'après Barbey et al. (2001).*

v) Les granitoïdes Carbonifère supérieur (320-299 Ma)

De nombreux plutons se sont mis en place dans la croute supérieure à cette époque, les plus remarquables étant les plutons de Quérigut (310-303 Ma) et de Millas, ainsi que le pluton de Mont-Louis (306-300 Ma) et celui de Costabonne. Ces plutons se mettent en place dans un régime transpressif Est-Ouest (*Bouchez et Gleizes, 1995 ; Laumonier et al., 2010*). Les magmas sont de type calco-alcalin avec une forte tendance potassique indiquant qu'ils sont issus d'un mélange. Les nombreuses intrusions magmatiques dans les massifs du Canigou et de la Carança sont associées à ces épisodes magmatiques. Leur localisation est

contrôlée par la schistosité de l'encaissant et les contraintes subies durant leur mise en place. La Figure I.19 synthétise les âges des granites à l'échelle des Pyrénées (*Denèle et al., 2014*).

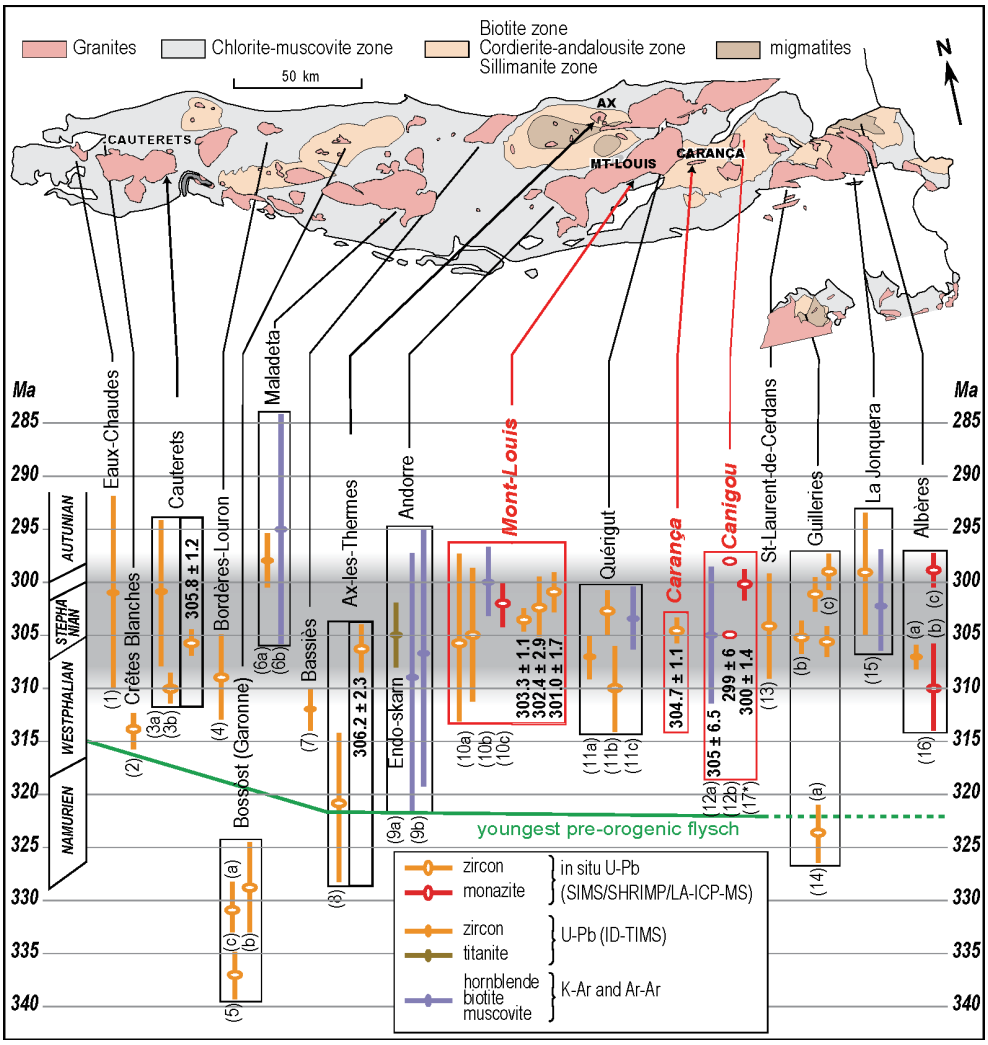


Figure I.19. *Synthèse des datations U-Pb, K-Ar et Ar/Ar de la Zone Axiale des Pyrénées modifiée d'après Denèle et al. (2014) (les références sont consultables dans l'article, ajout de la référence 17* dans le massif du Canigou : de Hoÿm de Marien et al. 2019).*

Au Nord, la faille Nord Pyrénéenne marque la limite entre les plaques Ibérie et Europe et délimite également la Zone Axiale et la Zone Nord Pyrénéenne (*Mattauer, 1968 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Choukroune, 1988, 1989 ; Roure et al., 1989*). Cette faille est associée à une discontinuité lithosphérique régionale majeure et son fonctionnement est daté au Carbonifère supérieur - début Permien, correspondant à une période de coulissage dextre entre les deux plaques tectoniques (*Arthaud et Matte, 1975, 1977 ; Burg et al., 1994 ; Matte, 2001*). Plus de détails sur la structuration de la chaîne lors de l'orogénèse varisque sont disponibles dans *Laumonier et al. (2010)* et *Denèle et al. (2014)*.

B. L'histoire Mésozoïque : l'évolution du rift pyrénéen

La phase de rifting débute au Jurassique dans le domaine atlantique de la chaîne et se poursuit par l'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé moyen. Cette ouverture est liée au déplacement sénestre de la plaque Ibérie par rapport à la plaque Eurasie (*Le Pichon et al., 1970*), accommodé en partie le long de la faille Nord Pyrénéenne (*Choukroune, 1992 ; Muñoz, 1992 ; Vergés et Garcia-Senz, 2001 ; Lagabrielle et al., 2010*) où des structures extensives avec une composante décrochante non négligeable sont observables (*Jammes et al., 2009*). Le jeu de la faille Nord Pyrénéenne induit également un fort amincissement crustal aux abords de celle-ci (*Debroas, 1985, 1987*) avec des évidences de métamorphisme haute température – basse pression (*Golbert et Leyreloup, 1990 ; Clerc et al., 2015*, Fig. I.20 et I.21A). L'extension est marquée par une épaisseur importante de dépôts de flyschs d'âge albien le long de la chaîne pyrénéenne, et particulièrement bien exprimée dans le bassin aquitain. Le jeu décrochant est, quant à lui, évalué à 100 km (*Olivet, 1996*) accommodé essentiellement par la faille Nord Pyrénéenne durant l'Albo-Cénomanien (108-91 Ma) mais il n'est pas exclu que d'autres failles des massifs nord-pyrénéens ou de la Zone Axiale jouent également à cette époque (*Costa et Maluski, 1988 ; Monié et al., 1994 ; Maurel, 2003 ; Asti et al., 2019 ; Odlun et Stockli, 2020*). L'ampleur du jeu de la faille Nord Pyrénéenne reste aujourd'hui encore un sujet de débat (*Canérot et al., 2001, 2004*).

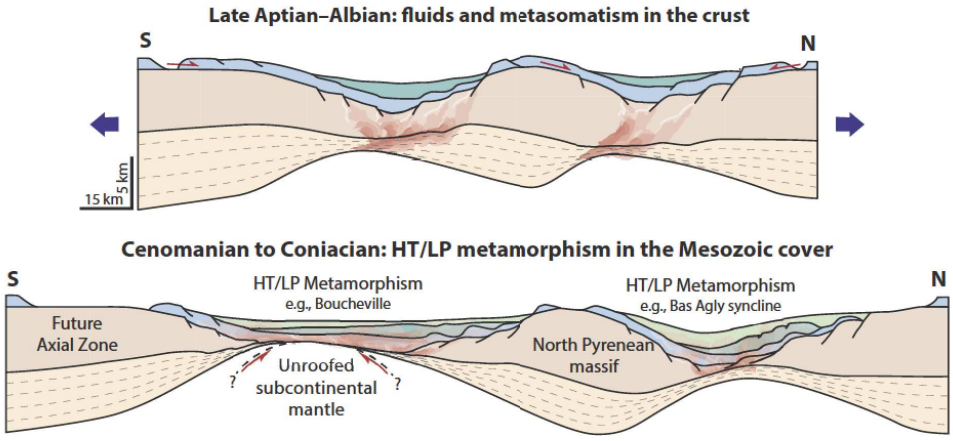


Figure I.20. *Représentation schématique du magmatisme et du métamorphisme associés à l'extension crétacée de la chaîne pyrénéenne (Clerc et al., 2015).*

La thermochronologie basse température (*Filleaudeau, 2011 ; Fillon et al., 2013a, 2013b ; Mouthereau et al., 2014*) ainsi que l'étude des courbes de subsidence (*Vergès et Garcia-Senz, 2001 ; Ford et al., 2016*) montrent la propagation vers l'Est des dépôts de

flyschs et donc la propagation des contraintes extensives du domaine atlantique au domaine méditerranéen. L'absence de suture océanique dans les Pyrénées indique que le rifting n'a pas abouti à une océanisation. Au Crétacé supérieur (Santonien 87-83 Ma), la sédimentation enregistre un changement de contexte géodynamique avec l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (*Jammes et al., 2010*) entrainant un déplacement de la plaque Ibérie selon un axe Nord-Sud (*Macchiavelli et al., 2017*) et le début de la collision avec la plaque européenne. Cette phase de collision est enregistrée dans la partie Est des Pyrénées (*Ternois et al., 2019*) entre le Campanien supérieur (75 Ma) et le Maastrichien (65 Ma, Fig. I.21). En ce qui concerne notre zone d'étude, cette inversion tectonique se traduit par le chevauchement du massif des Aspres sur celui du Canigou.

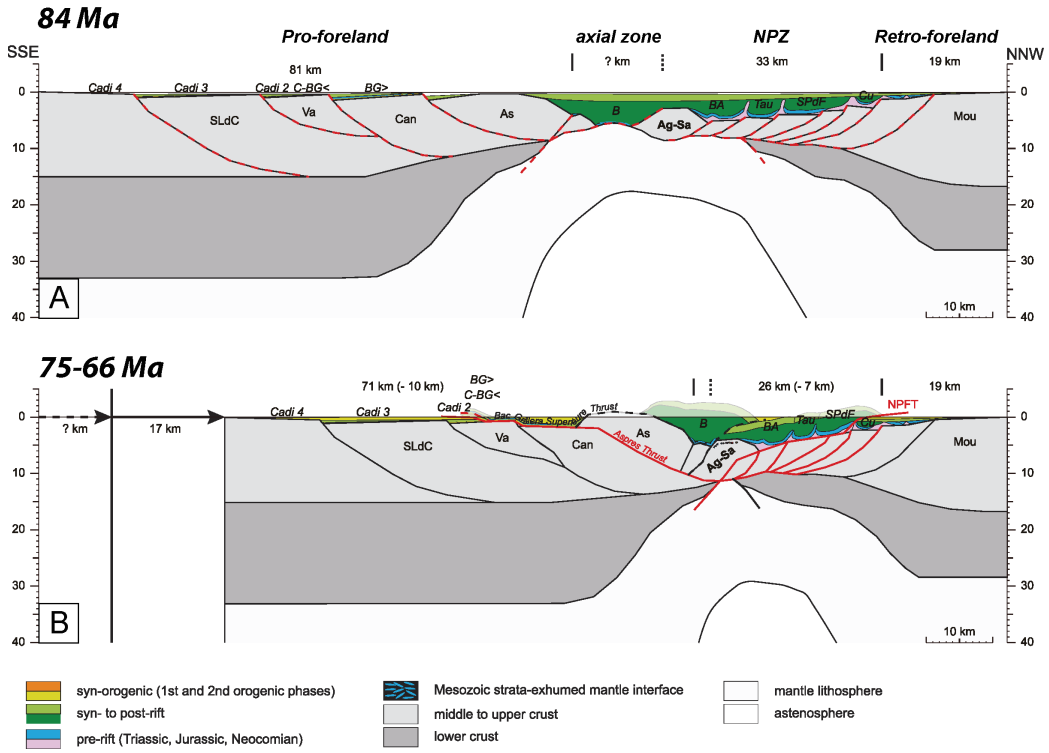


Figure I.21. *Coupes équilibrées Nord-Sud de la partie Est des Pyrénées* ***A.*** *au Santonien (84 Ma) et* ***B.*** *au Campanien-Maastrichien (75-66 Ma) modifiées d'après Ternois et al. (2019). Les traits rouges indiquent les failles actives, et les traits noirs les failles abandonnées. SPFT : South Pyrenean Frontal Thrust; NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; NPF : North Pyrenean Fault; SLdC : Saint-Laurent-de-Cerdans; Va : Vallespir; Can : Canigou; As : Aspres; Ag-Sa : Agly-Salvezines; Mou : Mouthoumet; BG> : Bac Grillera Supérieure; C-BG< : Coustouge-Bac Grillera Inférieure; B : Boucheville; BA : Bas-Agly; Tau : Tautavel; SPdF : Saint-Paul-de-Fenouillet; Cu : Cucugnan.*

C. L'histoire Cénozoïque : la compression pyrénéenne

La collision de la plaque ibérique et de la plaque eurasienne entraine la subduction de la croûte océanique du Golfe de Gascogne sous la marge Nord espagnole et une collision continentale dans la partie Sud (*Choukroune et al., 1973 ; Roure et al., 1989 ; Fitzgerald et al. 1999*). Cette collision crée un prisme orogénique à double vergence Nord et Sud avec au cœur une « Zone Axiale » composée d'unités de socle séparées par de grands accidents chevauchants (Fig. I.16). *Jolivet et al. (2007)* montrent, dans la partie centrale des Pyrénées, une propagation vers le Sud de la déformation associée à l'activation des chevauchements de la partie Nord de la chaîne durant l'Éocène. Ces chevauchements en profondeur sont associés à des découplages, dans la partie inférieure à intermédiaire de la croûte, dans le domaine ductile (*Mouthereau et al., 2014*). Le chevauchement de Gavarnie daté à 37 Ma sur muscovite (*Abd Elmola et al., 2018*) en fait partie. La surrection de la Zone Axiale (*Metcalf et al., 2009 ; Beamud et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011*) est marquée dans les bassins par le passage progressif de dépôts marins à des dépôts fluviatiles (*Filleaudeau, 2011*). D'après *Huyghe et al. (2012)* à l'Yprésien (56-48 Ma), la Zone Axiale de la chaîne pyrénéenne aurait pu alors culminer à une altitude de l'ordre de 2,0 ± 0,5 km.

La synthèse de *Whitchurch et al. (2011)* des différentes données de thermochronologie à l'échelle des Pyrénées (Fig. I.22) ainsi que les datations U-Pb et traces de fission de zircons détritiques, provenant des bassins sédimentaires, suggèrent un diachronisme de l'exhumation dans les Pyrénées (plus précoce à l'Est qu'à l'Ouest) entre le Crétacé supérieur et le Miocène. Cette étude montre également le changement de drainage sédimentaire des Pyrénées. Le drainage parallèle à la chaîne du Crétacé supérieur au Paléocène passe progressivement à un drainage quasi-perpendiculaire à la chaîne durant l'Éocène, pour enfin devenir totalement perpendiculaire à l'Oligocène.

A l'échelle des Pyrénées, de nombreuses études de thermochronologie basse température et plus particulièrement par traces de fissions sur apatites (AFT) (*Fitzgerald et al., 1999 ; Jolivet et al., 2007 ; Mouthereau et al., 2014 ; Fillon et al., 2016 ; Labaume et al., 2016 ; DeFelipe et al., 2019*) ont permis de mettre en évidence une phase orogénique qui affecte la totalité de la chaîne, durant une période allant de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur (40-30 Ma). Les forts taux d'exhumation enregistrés dans la zone de superposition des nappes à matériel paléozoïque sont des indicateurs de la croissance rapide du prisme

d'accrétion selon *Sinclair et al. (2005)* avec une propagation de la déformation du Nord vers le Sud (Fig. I.22).

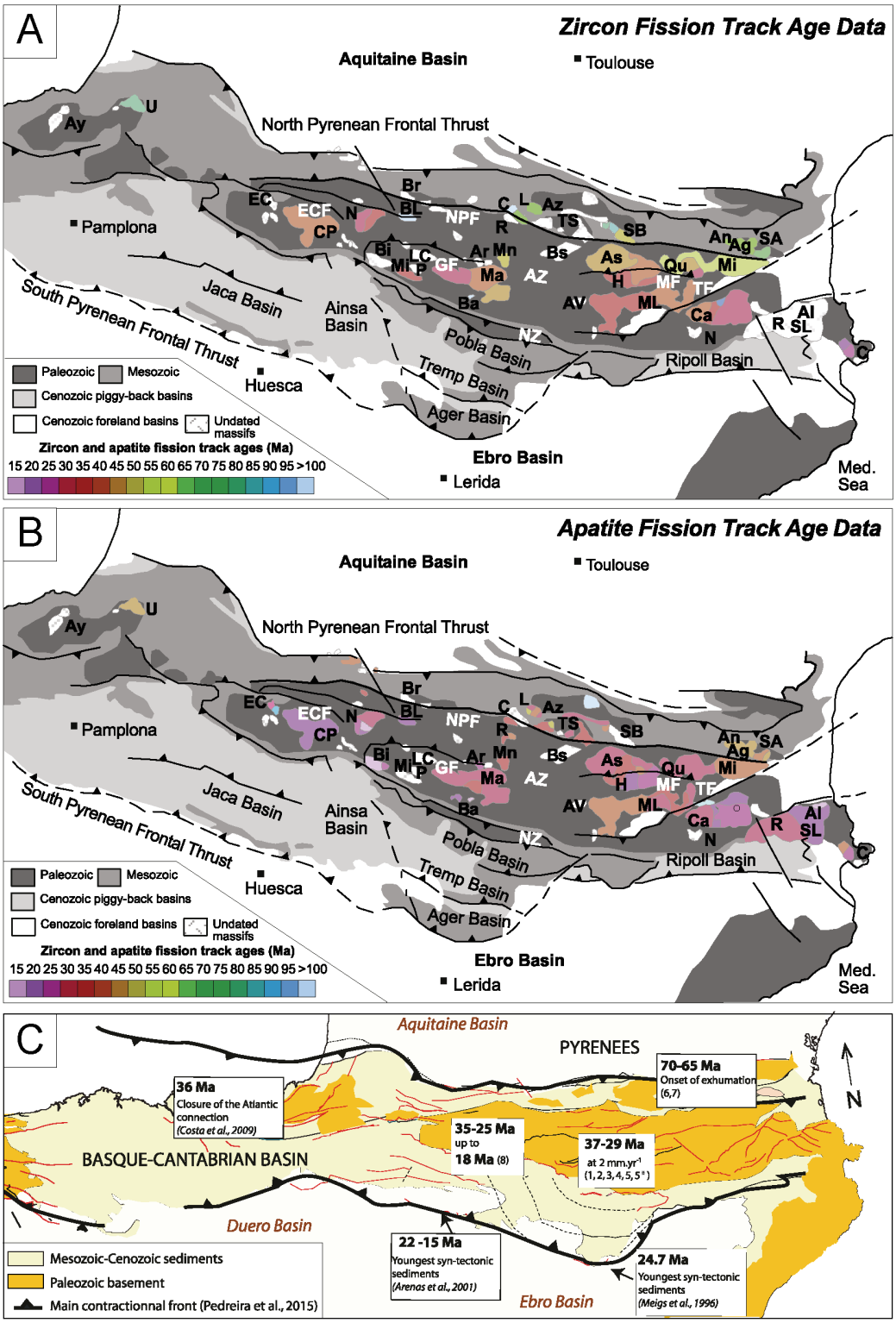


Figure I.22. *Cartes des âges* ***A.*** *traces de fission sur zircon et* ***B.*** *traces de fission sur apatite à l'échelle des Pyrénées. La couleur de chaque massif indique l'âge moyen de celui-ci (modifiées d'après Whitchurch et al., 2011).* ***C.*** *Interprétation des âges traces de fission sur*

apatite modifiée d'après Fillon et al. (2016) montrant la propagation de l'exhumation de l'Est vers l'Ouest et du Nord vers le Sud dans les Pyrénées. (1) Fitzgerald et al., 1999 (2) Gibson et al., 2007 (3) Sinclair et al., (2005) (4) Metcalf et al., 2009 (5) Fillon et van der Beek, 2012 (5) Maurel et al., 2008 (6) Yelland, 1991 (7) Morris et al., 1998 (8) Jolivet et al., 2007 (9) Alvarez-Marron et al. 1997 (10) Ferrer et al. 2008 (11) Gallastegui 2000.*

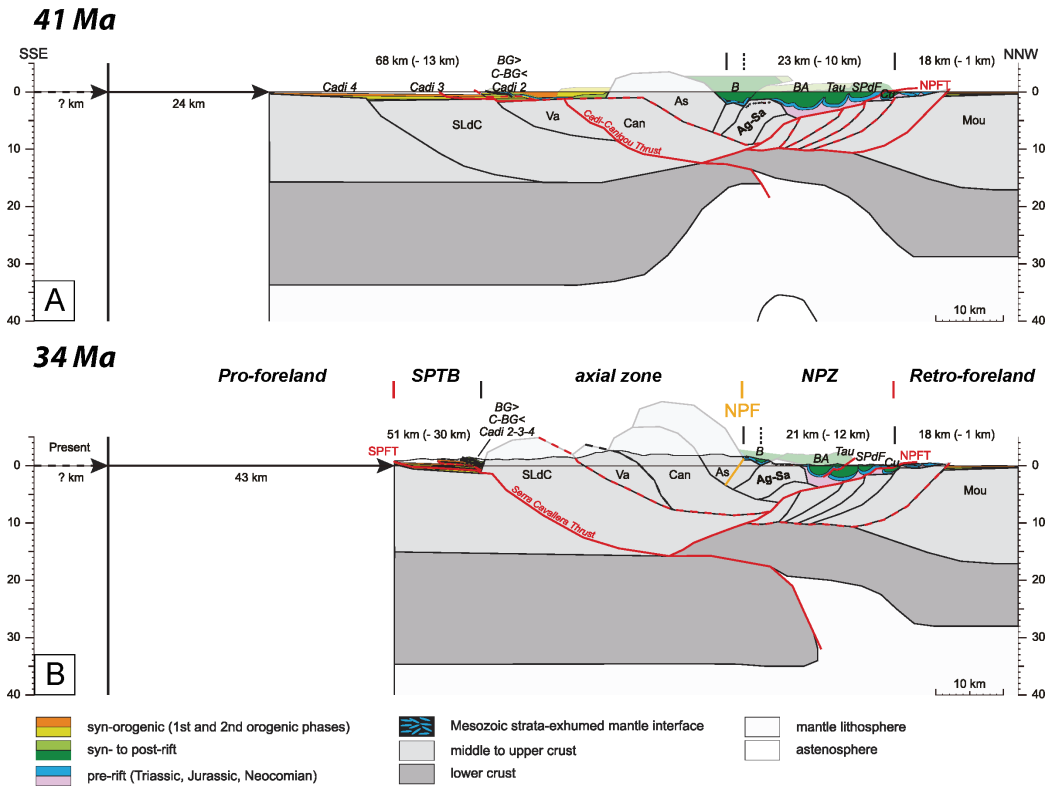


Figure I.23. *Coupes équilibrées Nord-Sud de la partie Est des Pyrénées* ***A.*** *au Lutétien (41 Ma) et* ***B.*** *à la transition Priabonien-Rupélien (34 Ma) modifiées d'après Ternois et al. (2019). Les traits rouges indiquent les failles actives, et les traits noirs les failles abandonnées. SPFT : South Pyrenean Frontal Thrust; NPFT : North Pyrenean Frontal Thrust; NPF : North Pyrenean Fault; SLdC : Saint-Laurent-de-Cerdans; Va : Vallespir; Can : Canigou; As : Aspres; Ag-Sa : Agly-Salvezines; Mou : Mouthoumet; BG> : Bac Grillera Supérieure; C-BG< : Coustouge-Bac Grillera Inférieure; B : Boucheville; BA : Bas-Agly; Tau : Tautavel; SPdF : Saint-Paul-de-Fenouillet; Cu : Cucugnan.*

L'épisode compressif éocène, appelé également alpin, est très peu documenté dans la partie Est de la chaîne. Une des occurrences de chevauchement d'âge pyrénéen la mieux documentée dans cette partie de la chaîne est le chevauchement du Vallespir (*Laumonier, 2015*) mais *Ternois et al. (2019)* suggèrent également l'activation des chevauchements du Canigou et de l'Aston (Fig. I.23). Plusieurs modèles ont été proposés pour situer l'enracinement des nappes de la Zone Axiale et sont synthétisés dans *Laumonier (2015)*. Des âges Ar-Ar suggèrent qu'une partie de ces chevauchements reprend des structures plus anciennes lors de la compression pyrénéenne, comme cela semble être le cas de la faille de Mérens (*McCaig et Miller, 1986*). *Cochelin et al. (2017)* font un état des lieux des différents

chevauchements qui ont rejoué à l'Éocène durant l'épisode alpin (Fig. I.24). Cependant, attribuer un âge d'activité principale pour ces failles reste un problème, en raison des nombreux évènements tectoniques et thermiques qui ont pu se succéder depuis l'hercynien. Les datations de zircons (AFT et (U-Th)/He) dans les massifs de l'Agly et de Salvezines montrent que la phase orogénique majeure se situe entre l'Yprésien et le Bartonien (53-37 Ma) dans la partie Est des Pyrénées (*Ternois et al., 2019*).

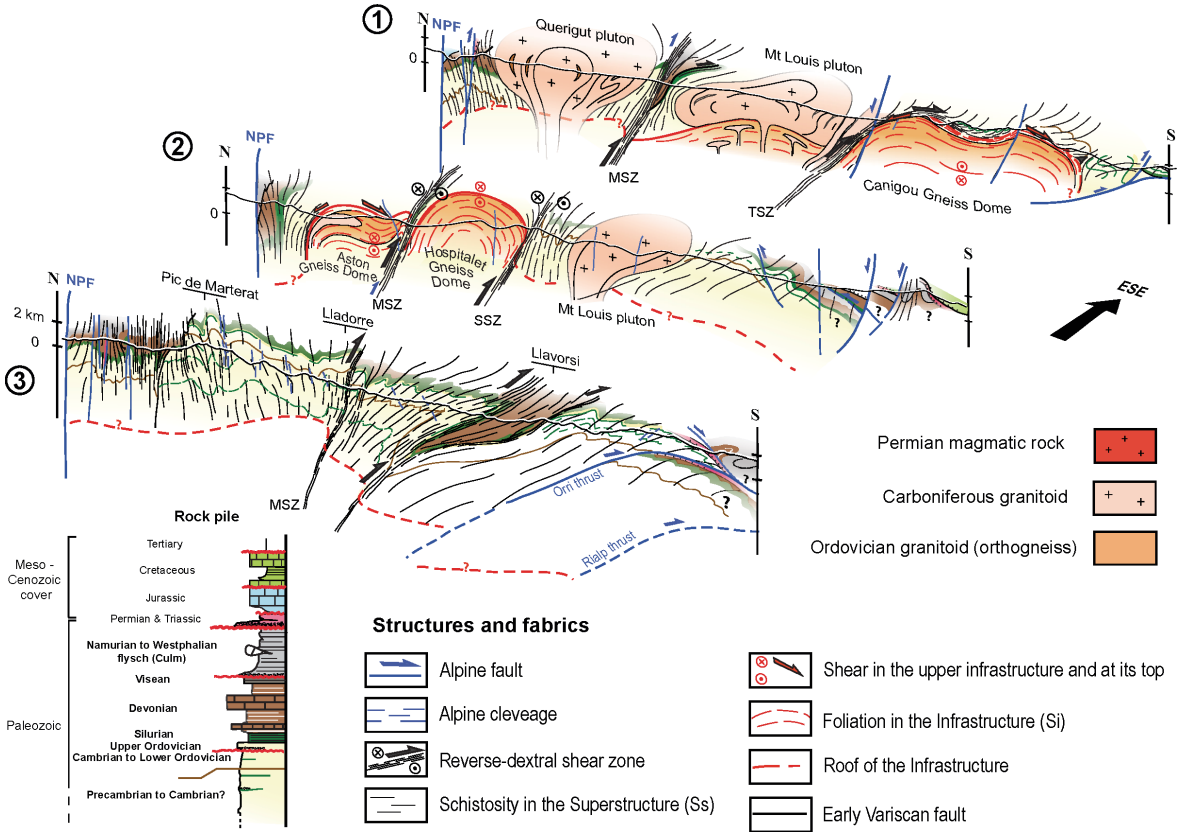


Figure I.24. *Coupes de la partie Est de la Zone Axiale des Pyrénées où les chevauchements repris à l'alpin sont indiqués en bleu (d'après Cochelin et al., 2017). MSZ : Mérens Shear Zone ; SSZ : Soldeu Shear Zone ; TSZ : Têt Shear Zone ; NPF : North Pyrenean Fault.*

D. Tectonique Néogène et Quaternaire : L'ouverture du Golfe du Lion à l'Est des Pyrénées et les mouvements verticaux récents

i) La tectonique Néogène et Quaternaire

Les failles NE-SO

L'ouverture du Golfe du Lion de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur (*Tassone et al., 1994 ; Maurel, 2003 ; Lacombe et Jolivet 2005 ; Jolivet et al., 2015 ; Jolivet et al.,*

2020) associée au retrait du slab apenninique (e.g. Roca, 2001 ; Séranne, 1999 ; Jolivet et al., 2015) est accommodée par le jeu de grandes failles normales d'orientation NE-SO, telles que les failles de la Têt et du Tech (à terre) et leur prolongation sur la marge du golfe du Lion (Fig. I.25, Séranne, 1999). Ces failles pluri-décakilométriques présentent des cinématiques polyphasées sur toute leur longueur (Roca et Desegaulx, 1992). Elles permettent d'accommoder la surrection des massifs des Albères (faille du Tech) et du Canigou-Carança (faille de la Têt). L'ouverture des bassins tardi-miocènes de Cerdagne et du Roussillon est synchrone des mouvements décrochants dextres sur ces grands accidents NE-SO (Cabrera et al., 1988).

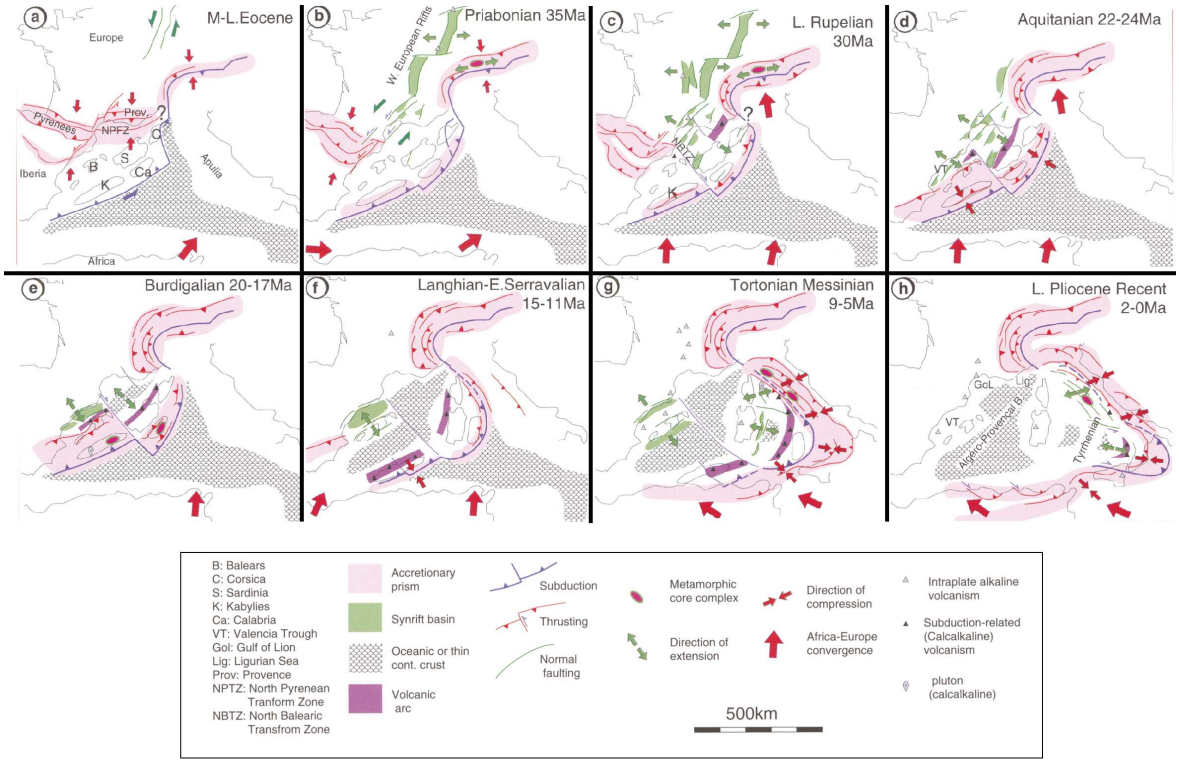


Figure I.25. *Reconstitution de l'évolution géodynamique de la partie Nord-Ouest de la Méditerranée depuis l'Éocène moyen (Séranne, 1999).*

Ces failles NE-SO sont réactivées au Pliocène supérieur avec des rejets normaux de l'ordre de 150 à 300 mètres (Carozza et Baize, 2004 ; Delcaillau et al., 2004). L'analyse morphologique de la faille de la Têt suggère un gradient d'Est en Ouest des déplacements avec un maximum au niveau de la Carança (400 mètres) et une composante décrochante sénestre associée (Clauzon, 1990 ; Carozza, 1998 ; Carozza et Delcaillau, 2000). Mauffret et al. (2001) estiment le rejet pliocène de ces failles à 1700 mètres en mer ce qui n'est pas enregistré par la thermochronologie dans le massif du Canigou (Maurel et al., 2008).

L'activité quaternaire de la faille de la Têt reste un sujet de débat. La présence de facettes triangulaires le long de cette faille a été attribuée à un jeu normal récent (*Briais et al., 1990 ; Calvet, 1999*). Toutefois la préservation de ces facettes triangulaires (Fig. I.26) est également interprétée par *Petit et Mouthereau (2012)* comme le fruit de l'érosion différentielle des mylonites qui bordent la faille. *Calvet et al. (2014)* ont montré que les plus vieilles terrasses quaternaires sont décalées par des failles normales n'excédant pas 10 mètres de rejet.

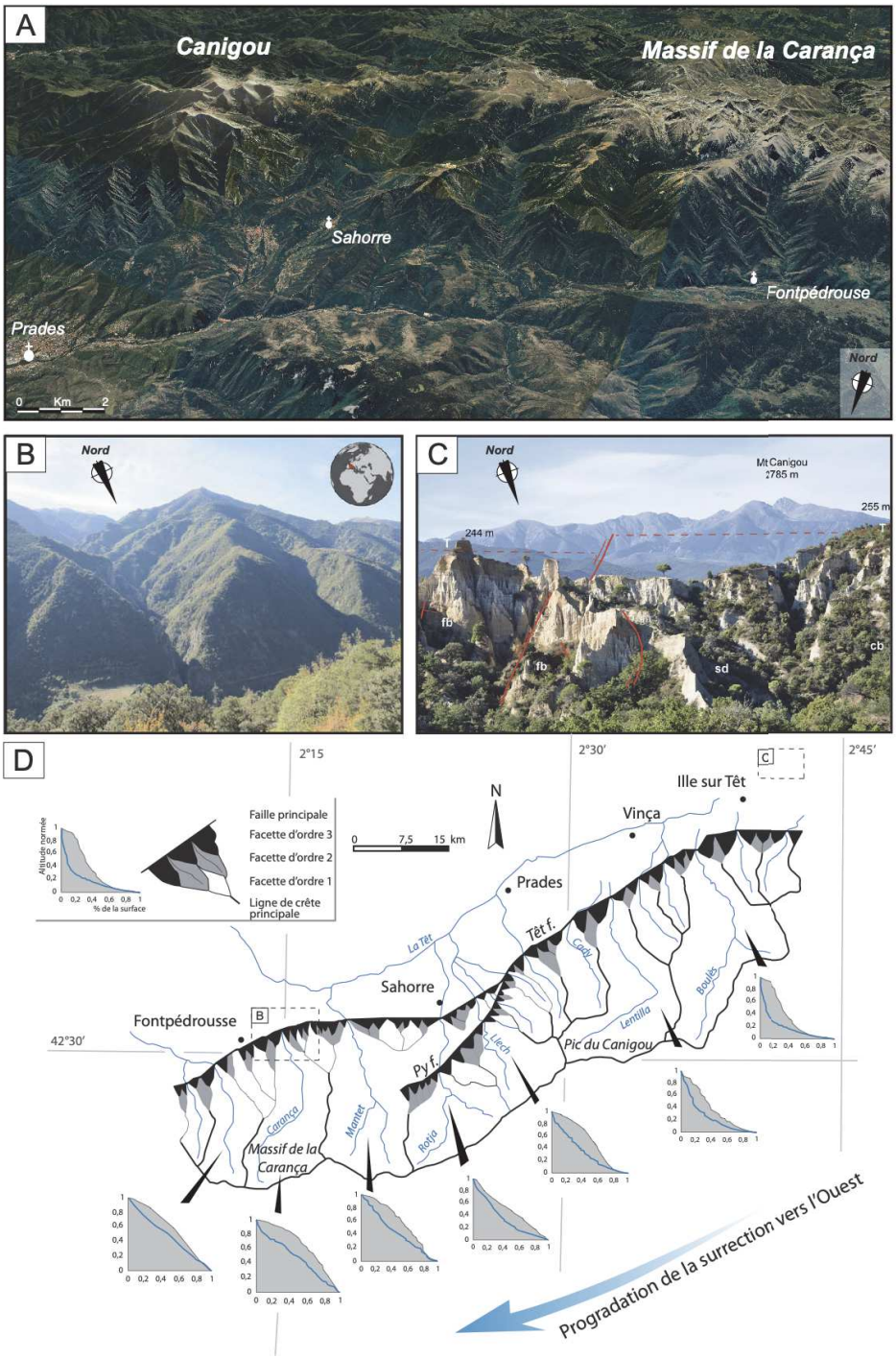


Figure I.26. A. *Photo satellite des facettes triangulaires bordant la faille de la Têt entre Prades et Fontpédrouse et la faille de Py au Nord de Sahorre (Google Earth).* ***B.*** *Photos des facettes triangulaires bordant la faille de la Têt au niveau de la Carança (Strack, 2012).* ***C.*** *Évidences de tectonique récente dans les dépôts pliocènes du Roussillon au niveau d'Ille sur Têt (Calvet el al., 2013).* ***D.*** *Carte des facettes triangulaires qui bordent la faille de la Têt NE-SO et la faille de Py (NNE-SSO) et de l'évolution du réseau hydrographique montrant une progradation de la surrection vers l'Ouest (modifiée d'après Carozza et Delcaillau, 2000 et Carozza et Baize, 2004).*

Le remplissage des deux principaux bassins (Cerdagne et Roussillon) associés au jeu de la faille de la Têt et du Tech montrent d'épaisses successions sédimentaires. A l'Ouest, le bassin de Cerdagne se divise en deux unités terrigènes majeures : l'unité inférieure, Néogène inférieure (Vallésien, équivalent au Tortonien) mis en évidence par *Golpe-Posse et al. (1979)* et l'unité supérieure, Néogène supérieure (Pliocène) mise en évidence par *Agustí et Roca (1987)*. La distinction entre ces deux unités sédimentaires repose sur le régime tectonique qui prévalait lors de leur dépôt, l'unité à la base est décrite comme contemporaine du jeu dextre de la faille, souligné par la présence de plis NO-SE dans les séries sédimentaires (*Roca et Santanach, 1986*). Le bassin du Roussillon situé plus à l'Est, au pied du massif du Canigou, est calqué sur le lit du fleuve Têt. Ce bassin créé lors de l'ouverture du golfe Liguro-Provençal est caractérisé par des séries pliocènes emboîtées dans les séries du miocène inférieur (Aquitanien-Burdigalien) qui affleurent dans la partie occidentale du bassin (Conflent). L'épaisseur des séries pliocènes s'accroît de l'amont vers l'aval de la Têt (*Clauzon et al., 1987*). Cette observation est systématique à l'échelle du bassin méditerranéen, en relation avec le creusement de canyons pendant la crise de salinité messinienne, et la création d'une paléo-topographie (*Clauzon, 1982*). De nombreuses évidences de jeu décrochant le long de la faille de Prades (bordure Nord du bassin) attestent de son activité pliocène, qui est ensuite scellée par les terrasses quaternaires (*Clauzon, 1990*). La faille de la Têt (bordure Sud du bassin) est décrite comme active au Pliocène en raison de la présence d'olistolithes géants dans la partie Ouest du bassin (Conflent) incluant des gneiss oeillés typiques du massif du Canigou (*Huard et Pélissonier, 1969 ; Clauzon et al. 2015*). Les coupes suivantes réalisées à différentes échelles permettent de visualiser la structuration actuelle de la zone d'étude au niveau du massif du Canigou et de la Carança (Fig. I.27) et montrent le rôle majeur de la faille de la Têt dans les processus d'exhumation.

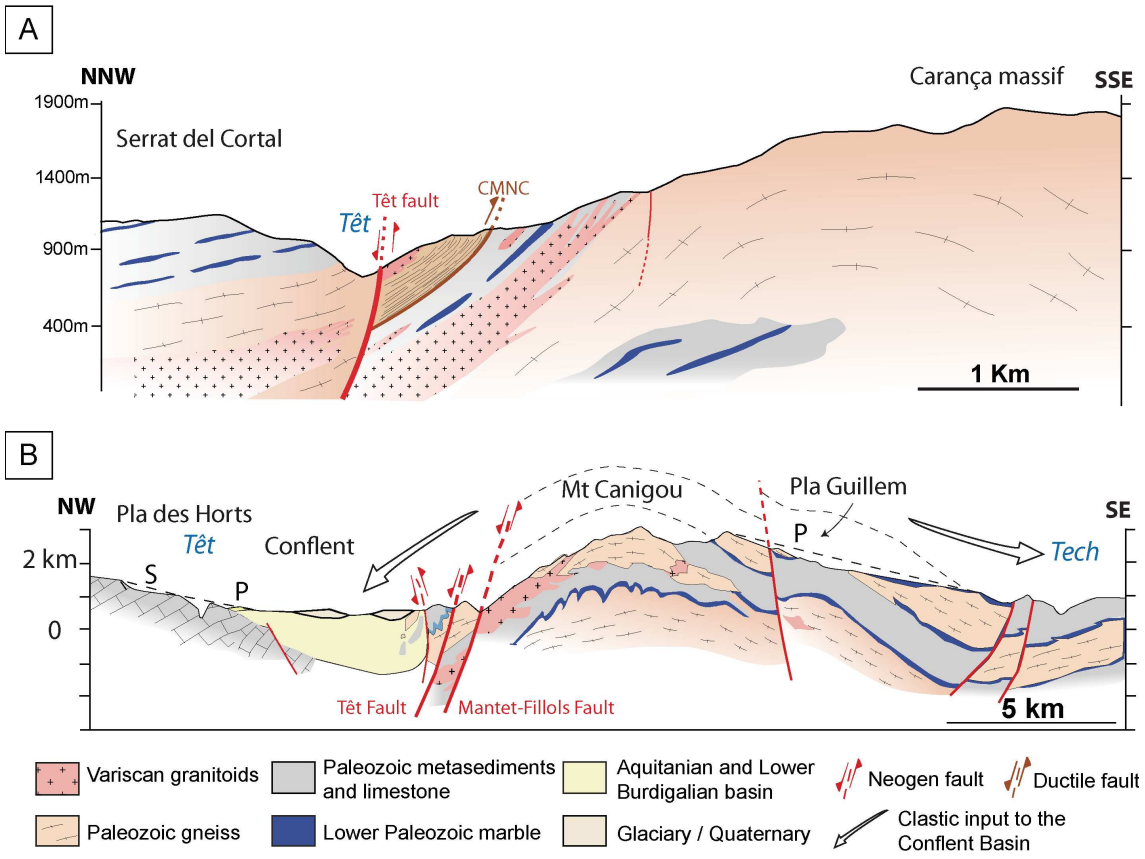


Figure I.27. *Coupes structurales des massifs de la Carança et du Canigou* ***A.*** *Coupe du massif de la Carança au niveau de Thuès-les-bains, modifiée d'après Milesi et al. (2019).* ***B.*** *Coupe du massif du Canigou, au niveau de Vernet-les-Bains modifiée d'après Calvet (1999). CMNC : Chevauchement Mylonitique Nord Canigou.*

La partie Est des Pyrénées localise de nombreux accidents. Les accidents d'orientation NE-SO, tels que les failles de la Têt et du Tech, possèdent les rejets cénozoïques les plus importants, à l'origine des reliefs. Deux orientations de failles existent également à l'échelle régionale : les accidents NO-SE comme la faille de Fontpédrouse, Nuria ou Valter, et les accidents N-S avec la même orientation que la faille du Capcir (Fig. I.28). La cinématique plio-quaternaire de ces failles ne fait pas consensus, comme nous le verrons par la suite.

Les failles NO-SE

Ces failles sont majoritairement décrites comme des structures ductiles héritées de la structuration hercynienne de la chaîne pyrénéenne (*Autran et al., 1986 ; Guitard et al., 1992, 1998 ; Laumonier et al., 2015*). Dans le massif du Mont-Louis, un jeu dextre de ces failles est mis en évidence à la fin de la période hercynienne (*Autran et al., 1986 ; Bouchez et Gleizes, 1995*). Une reprise de ces failles en régime ductile-fragile ou purement fragile est suggérée par différents auteurs (*Gourinard, 1971 ; McCaig et Miller, 1986 ; Maurel et al.*

2008 ; Cochelin et al., 2017) lors de la compression pyrénéenne. Des mouvements normaux sont décrits sur ces failles durant l'ouverture du bassin de Cerdagne au Miocène (Cabrera et al., 1988), avec une réactivation au Quaternaire (Gourinard, 1971). Dans la partie Est des Pyrénées, des évidences de jeux inverses avec des composantes dextres sont décrites dans les séries plio-quaternaires (Philip et al., 1992 ; Calvet, 1999 ; Goula et al., 1999 ; Delcaillau et al., 2004). A contrario, les observations géomorphologiques suggèrent un jeu normal des structures NO-SE au plio-quaternaire (Briais et al., 1990 ; Calvet, 1999 ; Mauffret et al., 2001 ; Lacan, 2012). Les travaux de Taillefer (2017) et ceux de cette étude ont contribué à souligner l'importance de ce réseau de failles NO-SE à l'échelle des Pyrénées Orientales.

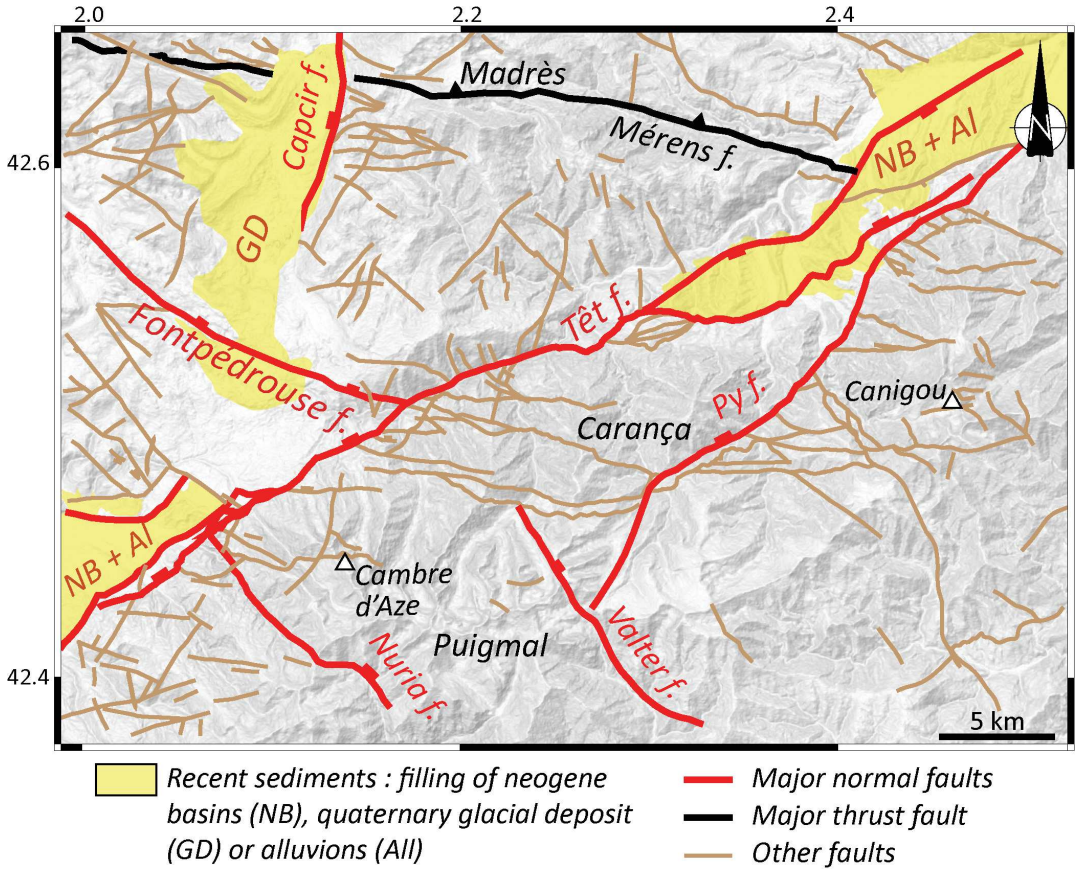


Figure I.28. *Schéma structural de la zone d'étude montrant les principales failles de la zone et la structuration générale du réseau de failles cassantes projeté sur le MNT, modifié d'après Taillefer et al. (2020).*

Les failles NO-SE structurent le Chaîne Côtière Catalane, avec des rejets verticaux supérieurs à 1000 m (Philip et al., 1992 ; Saula et al., 1994) associé à des décrochements dextres durant le Paléocène et l'Oligocène (Rehault et al., 1987 ; Guimerà i Rosso, 1988 ; Bartrina et al., 1992 ; Roca et Desegaulx, 1992 ; Tassone et al., 1994 ; Mauffret et al., 2001). Ces structures sont reprises en faille normale au Miocène (Tassone et al., 1994) avec une

activité tectonique qui atteint le Plio-Quaternaire dans la Chaîne Transverse Catalane et le Quaternaire dans le bassin de l'Emporda (*Medialdea et al., 1994 ; Saula et al., 1994 ; Lewis et al., 2000*), bien qu'au Pliocène l'activité décroisse (*Tassone et al., 1994*). Une synthèse des mouvements enregistrés sur les failles NE-SO et NO-SE est présenté sur la Figure I.29.

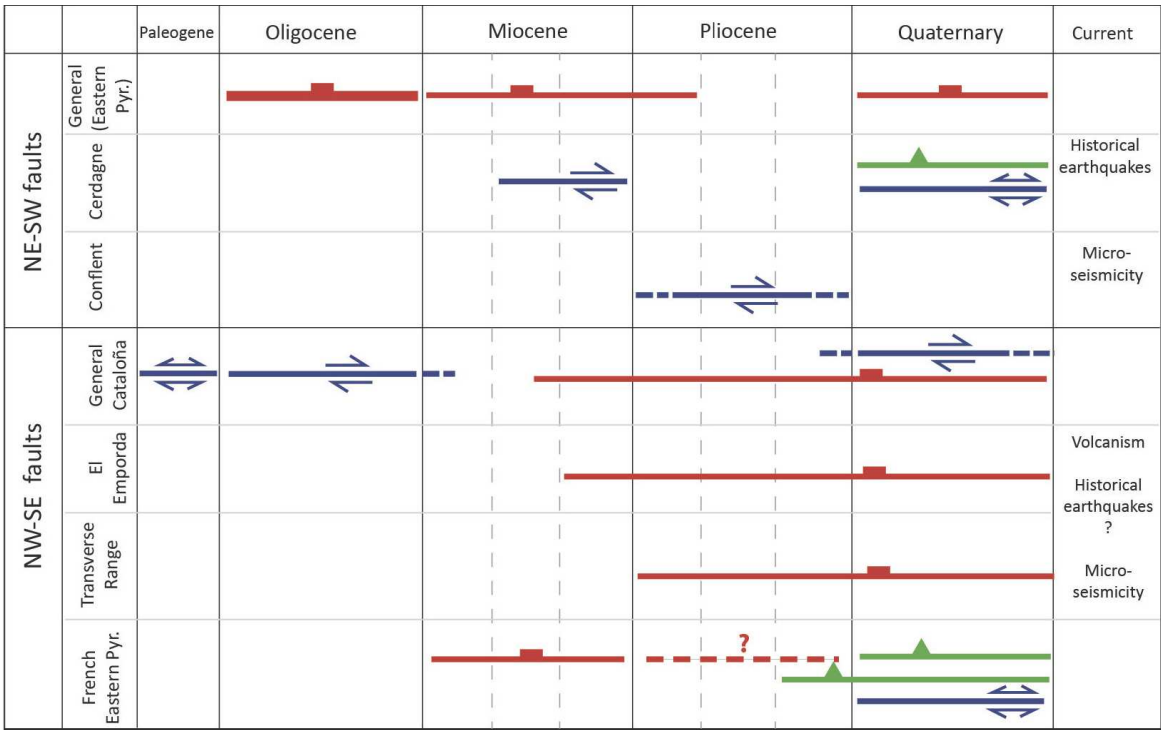


Figure I.29. *Synthèse de la cinématique des failles NE-SO et NO-SE à l'échelle de la partie Est des Pyrénées. En rouge : les cinématiques normales, en vert : les cinématiques inverses et en bleu : les mouvements décrochants. Les lignes en pointillés correspondent aux mouvements mal contraints (Taillefer, 2017).*

Les failles N-S

Les structures d'orientation N-S demeurent plus rares à l'échelle de la partie Est des Pyrénées. Ces orientations de failles sont principalement décrites dans le Capcir avec des mouvements normaux associés à du décrochement dextre depuis le Miocène (*Briais et al., 1990 ; Philip et al., 1992 ; Calvet, 1999 ; Goula et al., 1999*). Localement, dans les séries sédimentaires plio-quaternaires, des structures N-S de taille plus modeste présentent des jeux inverses de quelques mètres (*Calvet, 1999 ; Leclerc et al., 2001*). En Catalogne, les failles N-S sont également décrites avec des régimes normaux (*Fleta et al., 2001 ; Lacan et Ortuno, 2012 ; Cantarero et al., 2014*).

Une synthèse complète des cinématiques associées aux différentes orientations de failles, ainsi qu'une cartographie des différentes structures qui affleurent dans la partie Est des Pyrénées, a été réalisé dans la Partie III de cette thèse. Actuellement, les données sismiques de la partie Est des Pyrénées montrent peu d'activité sur la faille de la Têt (*Souriau et Pauchet, 1998*). Les données d'anomalie de Bouguer indiquent une profondeur de Moho se réduisant vers la partie Est de la chaîne (*Gallart et al., 1985 ; Diaz et al., 2018*), ce qui peut s'expliquer par le rebond isostatique de la chaîne (*Gunnell et al., 2008 ; Lacan et Ortuno, 2012*) mais peut également résulter d'une série d'extensions à l'Oligo-miocène (*Maurel, 2003 ; Maurel et al., 2008*) et au Néogène supérieur (*Lewis et al., 2000 ; Mauffret et al., 2001*), qui ont aminci la croûte en direction de la marge.

Pour la période Quaternaire, les travaux d'inversion de stries de *Goula et al. (1999)* et *Philip et al. (1992)* indiquent une contrainte compressive horizontale oscillante entre NE-SO et N-S. Des mouvements normaux quaternaires ont été décrits sur le segment Nord-Ouest de la faille de la Têt (*Calvet et al., 2014*) et sur la faille de Mérens (*Briais et al., 1990*). Ils sont cependant cinématiquement incohérents avec une contrainte compressive N-S. Des travaux montrent que le réajustement isostatique et l'effet de décharge liée à l'érosion à l'échelle de la chaîne pourrait engendrer une variation locale à régionale des contraintes (*Vernant et al., 2013 ; Genti et al., 2016*). Ceci permet d'expliquer les contrastes de cinématiques des failles pour la partie Est des Pyrénées.

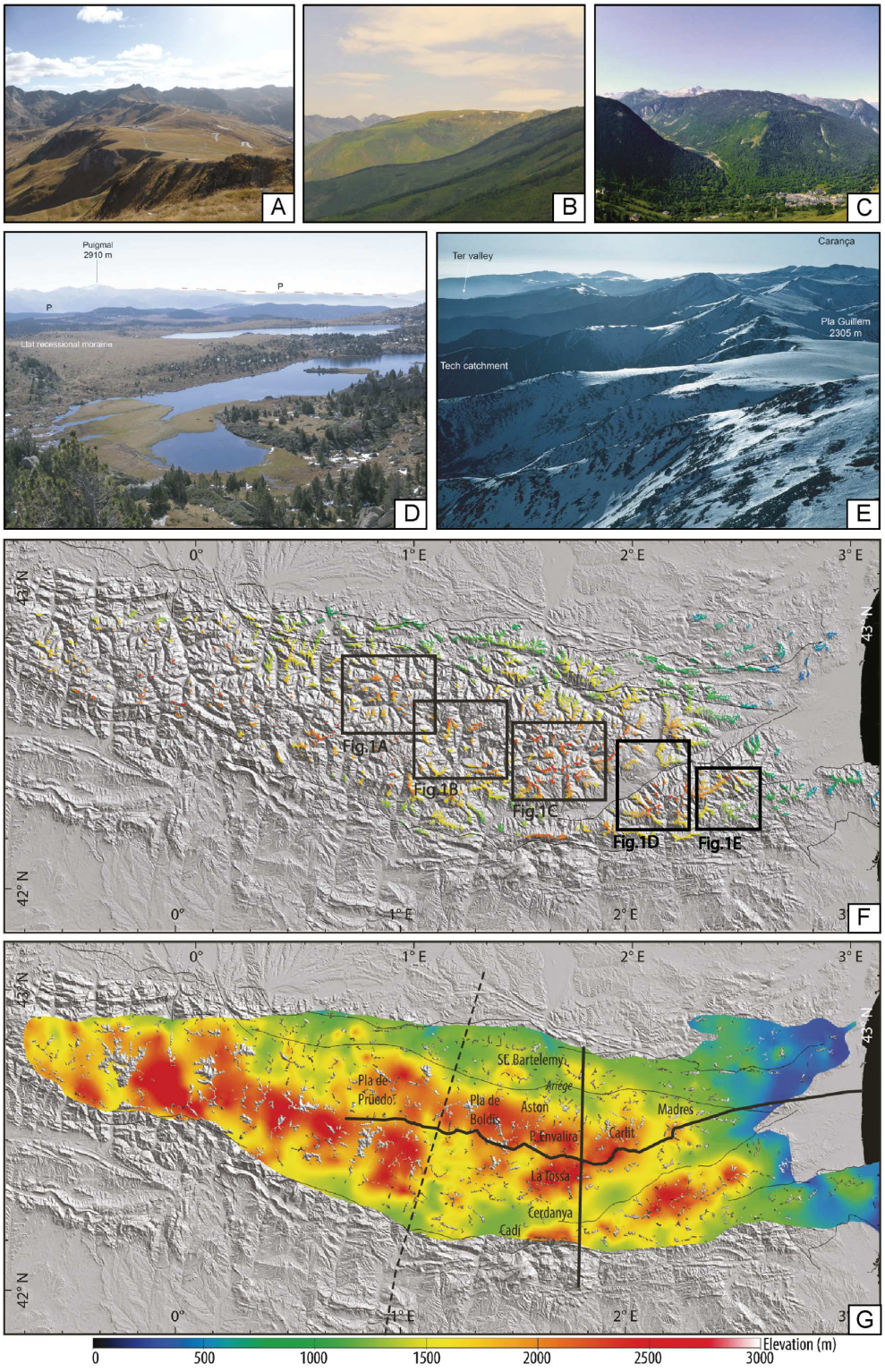


Figure I.30. *Photographies et cartes à l'échelle des Pyrénées des surfaces planes.* ***A.*** *Pla d'Envalira (Andorre) (2500 m)* ***B.*** *Pla de Boldis (Vallée de Cardos, 2500 m)* ***C***. *Pla de Prüedo (Val d'Aran, 2000 m) d'après Bosch et al. (2016).* ***D***. *Surfaces miocènes dégradées par l'érosion glaciaire (2000-2200 m) aux Bouillouses* ***E.*** *Pla Guillem (2881 m) d'après Calvet et al. (2014)* ***F.*** *Répartition des différentes surfaces d'aplanissement des Pyrénées (les emplacements des photos précédentes sont indiqués par des rectangles noirs).* ***G.*** *Carte altimétrique des surfaces planes réalisée par interpolation des plus proches voisins (modifiée d'après Bosch et al., 2016).*

ii) Les mouvements verticaux de la chaîne

Les mouvements verticaux à l'échelle de la chaîne, comme la tectonique récente dans les Pyrénées, font l'objet de débats. La présence de surfaces d'aplanissement perchées, dans les Pyrénées, suscite des interrogations sur les processus associés à ces surfaces d'érosion qui ne présentent pas ou peu de relief et de faibles pentes (*Goron, 1931 ; Nussbaum, 1931 ; Boissevain, 1934 ; De Sitter, 1952 ; Kleinsmiede, 1960 ; Zandvliet, 1960 ; Calvet, 1994 ; Babault et al., 2005*). La présence de ces surfaces d'aplanissement, recoupant les grands accidents pyrénéens, tels que le chevauchement Nord Pyrénéen ou la faille Nord Pyrénéenne, suggère que ces surfaces dateraient de l'Oligocène - Miocène supérieur (*Uzel, 2019*). Sur la base d'arguments stratigraphiques, différentes études s'accordent pour donner un âge maximum Miocène supérieur de ces surfaces (*Briais et al. 1990 ; Ortuño et al. 2013*). *Bosch (2016)* dans ses travaux de thèse, a réalisé une cartographie satellite détaillée et une étude de ces surfaces à l'échelle des Pyrénées, mettant en évidence la présence de ces surfaces dans toute la chaîne entre 1000 et 3250 m d'altitude (Fig. I.30). Elle interprète, à l'aide de traitement statistique des paramètres morphométriques, l'ensemble des surfaces comme une seule famille de surfaces. La différence d'altitude est expliquée par la « rugosité » de la paléo-surface ou bien par le décalage de ces surfaces par des failles normales (*Ortuño et al., 2013 ; Monod et al., 2016 ; Ortuño et Viaplana-Muzas, 2018*). Ce découpage des surfaces va à l'encontre des observations réalisées dans l'Est des Pyrénées où plusieurs auteurs apportent des arguments en faveur de l'existence de différents niveaux de surfaces d'aplanissement étagés (*Birot, 1937* ; *Calvet, 1999 ; Calvet et Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2009 ; Sartégou, 2017*). Il existe deux modèles de développement de ces surfaces d'aplanissement perchées avec des implications distinctes à l'échelle de la croûte (Fig. I.31).

Gunnell et al. (2008) proposent un modèle qui s'appuie sur une interprétation classique du développement d'une pénéplaine (*Davis, 1899, 1911 ; Pavich, 1989*). Ainsi ces surfaces seraient le fruit d'un aplanissement des reliefs, lié à la baisse de l'altitude moyenne jusqu'à un niveau proche du niveau marin. La présence de reliques de pénéplaine en altitude requiert en conséquence un soulèvement : « uplift » récent. Deux familles de surfaces sont distinguées, avec environ 500 mètres de différence entre elles (*Calvet, 1999*) : des pénéplaines sommitales (S) et une population de pénéplaines nommées « pediments » (P). La présence de deux générations de surfaces d'aplanissement (Fig. I.32) suggère un uplift impliquant au moins 2 phases distinctes et récentes, au regard de la bonne préservation de ces surfaces (*Gunnell et al., 2008*). *Gunnell et Calvet (2006)* considèrent qu'une partie des

surfaces d'aplanissement présentes dans la partie centrale des Pyrénées correspond à des cirques ou des témoins d'érosion glaciaire. L'uplift récent dans la partie Est des Pyrénées serait lié à des processus géodynamiques à l'échelle de la lithosphère (*Gunnell et al., 2009*), pour lesquels plusieurs hypothèses existent. La première hypothèse suppose un détachement du slab sous la partie Est des Pyrénées, scénario comparable à ce qui est décrit dans les Alpes (*Kaestle et al. 2020*), phénomène documenté à l'échelle des zones de collisions (*Wortel et Spakman, 2000*). La seconde hypothèse implique une érosion thermique du slab (*Pous et al., 1995*) liée à la mise en place, sous le Massif Central, d'un important flux thermique, qui se déplace vers le Sud, sous le golfe de Lion entre 17 et 2 Ma (*Barruol et Granet, 2002*). Ces deux hypothèses expliquent l'absence de racine crustale dans la partie Est des Pyrénées (à l'Est du méridien 1°E) avec l'amincissement progressif de la croûte et le passage du Moho de 45 à 25 km en allant vers l'Est (*Mauffret et al., 2001 ; Nercessian et al., 2001 ; Chevrot et al., 2018 ; Diaz et al., 2018 ; Wehr et al., 2018*).

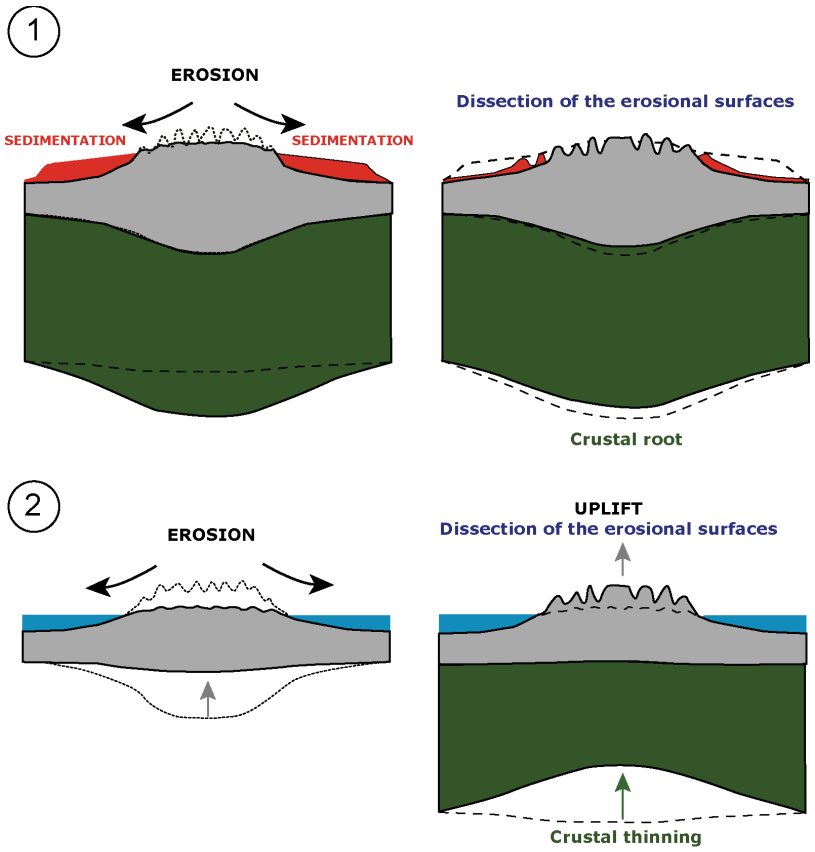


Figure I.31. *Deux modèles de développement des surfaces planes perchées. Le modèle 1 considère une création des surfaces planes à haute altitude, liée à un important empilement sédimentaire dans le piedmont de la chaîne pendant son érosion. Le modèle 2 considère un aplanissement à proximité du niveau marin, puis un uplift récent des surfaces (<20 Ma) contrôlé par une dynamique mantellique. Il est important de noter l'amincissement crustal dans ce modèle (modifié d'après Bosch et al., 2016).*

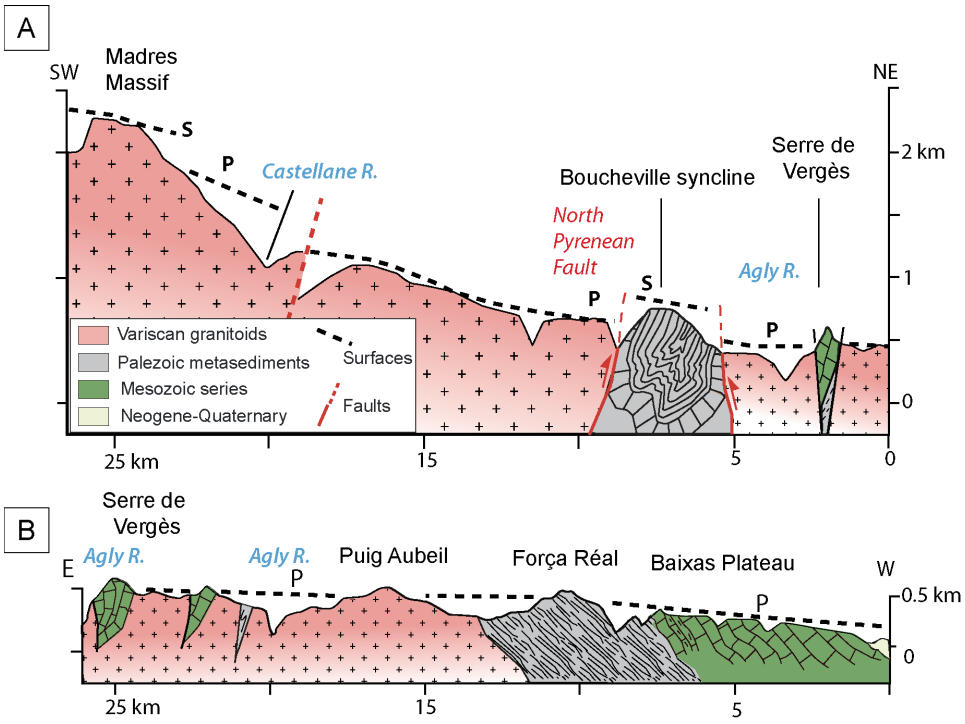


***Figure I.32**. Coupes géologiques simplifiées **A.** du massif de Madrès et **B.** du massif de l'Agly montrant les 2 générations de surfaces d'aplanissement S : sommitales et P : pediments. La coupe B est dans la continuité de la coupe A (modifié d'après Gunnell et al., 2009).*

Récemment, *Uzel (2019)* apporte des arguments pour un uplift à l'échelle de la chaîne pyrénéenne mais, plus globalement, à l'échelle de l'Ouest de l'Europe, avec des taux plus importants dans les domaines orogéniques que dans les domaines intracontinentaux (*Casas-Sainz et De Vicente, 2009 ; Alvarez-Marrón et al., 2008 ; Demoulin et Hallot, 2009 ; Delmas et al., 2018, ; Masson et al., 2019 ; Malcles et al., 2020*). Des études en thermochronologie basse température ont montré que les massifs pyrénéens de la Zone Axiale centrale enregistrent une accélération des taux d'exhumation depuis le Miocène (*Metcalf et al. 2009 ; Bosch et al., 2016b*). Ces mouvements à grande échelle sont attribués au changement de trajectoire des plaques Afrique et Eurasie au Miocène supérieur (*Dewey et al., 1989 ; Mazzoli et Helman, 1994 ; Macchiavelli et al., 2017*).

Le modèle de *Babault et al. (2005)* montre une remontée du niveau de base de la chaîne et une formation de surfaces d'aplanissement en altitude. Cette remontée du niveau de base est due à l'aggradation des produits d'érosion au pied de la chaîne (Fig. I.16). Ce qui est bien montré dans la zone sud pyrénéenne et le bassin de l'Èbre (*Coney et al., 1996 ; Morris et al., 1998 ; Sinclair et al., 2005 ; Fillon et al., 2013a ; Fillon et al., 2013b*), mais ne peut pas être démontré dans le bassin d'Aquitaine où les accumulations sédimentaires sont

insuffisantes. A l'inverse du premier modèle, ce scénario ne requiert pas de soulèvement pour expliquer la présence des surfaces d'aplanissement en altitude avec au maximum 400 mètres d'uplift lié à une réponse flexurale. Par ailleurs, ce modèle permet la conservation d'une racine crustale sous la chaîne, ce qui est le cas dans les Pyrénées centrales et occidentales (*Roure et al., 1989 ; Munoz, 1992 ; Chevrot et al., 2018 ; Wehr et al., 2018*). *Ortuño et Viaplana-Muzas (2018)* proposent un modèle dérivé du modèle d'aplanissement en altitude, mettant en évidence une corrélation entre les surfaces reliques de la Zone Axiale et les dépôts sédimentaires du versant Sud pyrénéen. Les auteurs ont utilisé les failles normales d'orientation NO-SE, qui affectent les surfaces d'aplanissement ayant joué au cours de la période post-raccourcissement (*Ortuño et al., 2013 ; Ortuño et Viaplana-Muzas, 2018*) pour reconstituer la paléo-pente moyenne des versants pyrénéens. Il en ressort une forte asymétrie entre le flanc Nord (pentu et peu étendu), et le flanc Sud (pente légère et très large). Le modèle de formation des surfaces d'aplanissement, qui découle de ces travaux, propose une formation en altitude de ces surfaces d'aplanissement grâce à un niveau de base Sud Pyrénéen. La présence de ces surfaces à l'échelle de l'ensemble de la chaîne est expliquée par la position de la limite de partage des eaux située plus au Nord à l'Éocène supérieur - Oligocène (*Roigé et al., 2017*). La migration ultérieure de la ligne de partage des eaux pyrénéennes est alors liée au jeu des failles normales mises en évidence par *Ortuño et al. (2013)* et *Ortuño et Viaplana-Muzas, (2018)*.

iii) La paléo-topographie de la chaîne pyrénéenne

L'étude des isotopes stables de l'oxygène, dans des échantillons provenant de la bordure Sud de la chaîne pyrénéenne, montre l'existence de reliefs culminant à 2000 m dès l'Éocène (50Ma, *Huyghe et al., 2012*). Les bassins au Nord indiquent également la présence d'un paléo-relief, partiellement érodé, adjacent au bassin d'Aquitaine, créé par des déformations qui résultent de l'orogenèse pyrénéenne (*Mouchené, 2016*). La présence de formations d'âge Miocène en discordance sur les formations mésozoïques de la Zone Nord Pyrénéenne sont également observées plus à l'Ouest (*Barrouquère et al., 1976*). *Curry et al. (2019)* proposent un modèle de paléo-topographie à l'échelle de la chaîne basé sur des modèles 3D de flexure de la lithosphère depuis le Crétacé supérieur, incluant également l'évolution de la géométrie des bassins d'avant-pays, au Paléocène. Ces modèles suggèrent que l'essentiel du relief de la chaîne est acquis à la fin de l'Éocène avec seulement des mouvements récents de faible amplitude à l'échelle de la chaîne (Fig. I.33). Ces modèles à l'échelle des Pyrénées peuvent occulter le singularisme tectonique de la partie Est depuis l'Oligocène (cf. Section. I.4.D).

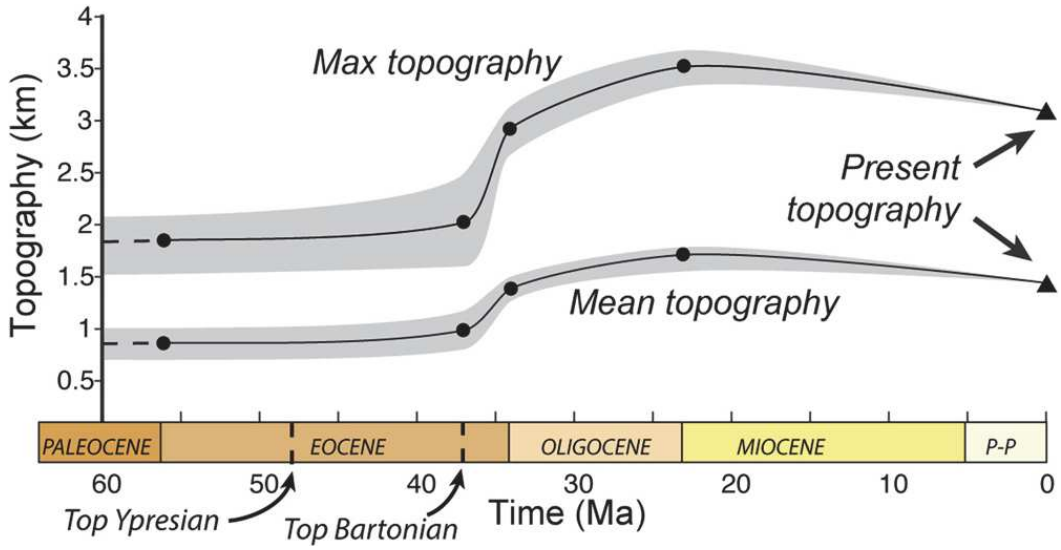


Figure I.33. *Évolution topographique de la chaine pyrénéenne depuis le Paléocène basée sur des modélisations numériques de flexure de la lithosphère. La courbe du haut correspond à la topographie maximum, la courbe du bas indique la topographie moyenne de la chaîne. L'enveloppe grise montre la dispersion des valeurs calculées par les différents modèles (Curry et al., 2019).*

A l'échelle de la partie Est des Pyrénées, des paléo-altitudes ont pu être estimées grâce à l'étude des pollens dans les bassins néogènes de Cerdagne et du Roussillon (*Agustí et al., 2006 ; Suc et Fauquette ; 2012*). Ces études, contrairement à *Curry et al. (2019)* suggèrent une augmentation de la topographie de l'ordre de 1000 mètres au cours des 10 derniers millions d'années. En cohérence avec les données de palynologie, les modèles de *Gunnell et al. (2008)* basés sur l'interprétation de la topographie et des données de gravité et de flux de chaleur suggèrent la présence de faibles reliefs (~ 750 m) liés aux processus de pénéplénation, il y a 12 Ma dans la partie Est des Pyrénées. Récemment les travaux de *Huyghe et al. (2020)* ont apporté de nouvelles contraintes avec l'étude des isotopes stables de l'oxygène sur des dents et des carbonates biogéniques, dans le bassin de Cerdagne. L'analyse des données montre une paléo-altitude du bassin de Cerdagne d'environ 600 mètres il y a 6.5 Ma, ce qui est 500 m en dessous de sa position actuelle. Ces données sont présentées dans la Figure I.34 qui fait le lien entre l'évolution de la topographie et les principaux événements géodynamiques de la région.

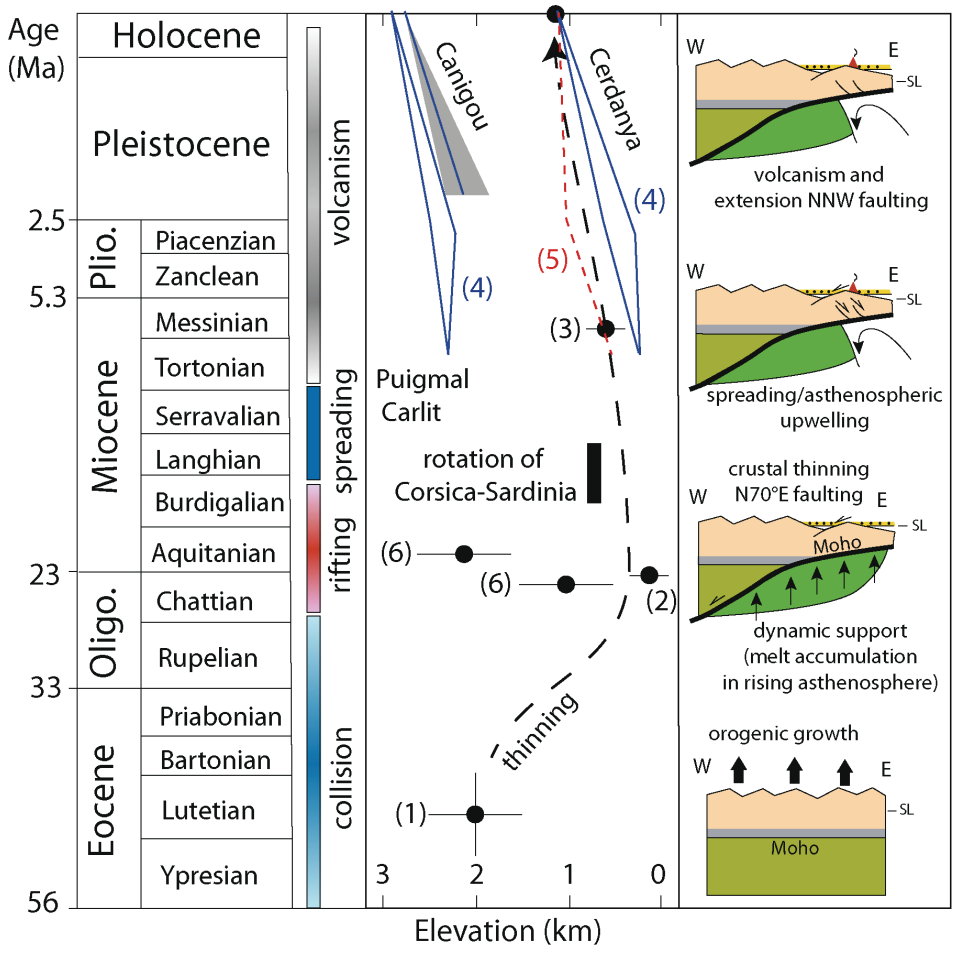


Figure I.34. *Graphique synthétique des contraintes sur la paléo-altimétrie de la partie Est des Pyrénées à partir des isotopes de l'oxygène (1) Huyghe et al. (2012) (3) Huyghe et al. (2020) ; des données palynologiques (4) Suc et Fauquette (2012), (5) Agustí et al. (2006), (6) Fauquette (communication personnelle) et des données de sismique à l'échelle du golfe du Lion (2) Bache et al. (2010). La colonne de droite présente les grands processus géodynamiques associés à chaque période (modifié d'après Huyghe et al., 2020).*

E. Érosion de la chaîne

L'Est des Pyrénées, de par l'organisation de son réseau de drainage vers la Méditerranée, fut directement impacté par la crise de salinité messinienne (5.97-5.6 Ma) et par la diminution brutale du niveau de base estimée à 1500 mètres (*Roveri et al., 2014*). Cette variation eustatique brutale entraîna une chute du niveau de base du réseau hydrographique et une importante érosion régressive à terre comme en mer (*Clauzon, 1982 ; Gorini et al., 1993 ; Lofi et al., 2003*). A l'échelle de la vallée de la Têt, cette érosion est bien marquée dans le bassin du Roussillon où l'impact de la crise de salinité messinienne est visible jusqu'au bassin de Conflent (Ouest du bassin du Roussillon) (*Calvet et al., 2015*). Au niveau de Villefranche-de-Conflent, l'incision a été quantifiée par la méthode $^{26}Al/^{10}Be$ (*Calvet el al., 2015*), couplée à la méthode $^{10}Be/^{21}Ne$ (*Sartégou et al., 2018*). Aucune de ces deux

études ne montre d'accélération de l'incision de la Têt au Messinien. La vitesse d'incision est estimée entre 20 et 55 m/Ma pour cette période. Mais ces études mettent toutefois en évidence une accélération de l'incision entre 12 et 6 Ma (Langhien à Messinien) avec des taux d'incision supérieurs à 100 m/Ma. En utilisant les données $^{10}Be/^{21}Ne$, *Sartégou et al. (2018)* suggèrent des taux de dénudation de l'ordre de 20 m/Ma entre 16 et 12 Ma (Fig. I.35). Il est important de noter que les données obtenues pour la vallée de l'Ariège (*Sartégou et al., 2020*) montrent les mêmes tendances, ce qui suggère que cette évolution de la dénudation à un caractère régional.

Contrairement à *Sartégou et al. (2018)*, les travaux de *Calvet et al. (2015)* et de *Delmas et al. (2018)* suggèrent une accélération de l'incision dans les derniers millions d'années. Cette accélération de l'incision est expliquée par un basculement du bassin du Roussillon, associé à des processus asthénosphériques, retrait du slab en Méditerranée ou délamination de la croûte inférieure (*Gunnell et al. 2008, 2009 ; Vanderhaege et Grabkowiak, 2014*). La décharge de la Zone Axiale au Pléistocène (*Delmas et al., 2011*) peut expliquer en partie les mouvements verticaux. *Carozza et Baize (2004)* suggèrent, sur la base d'arguments stratigraphiques, que l'incision est récente dans la vallée de la Têt, avec une valeur maximale de 400 m depuis le Pléistocène (1,8 Ma).

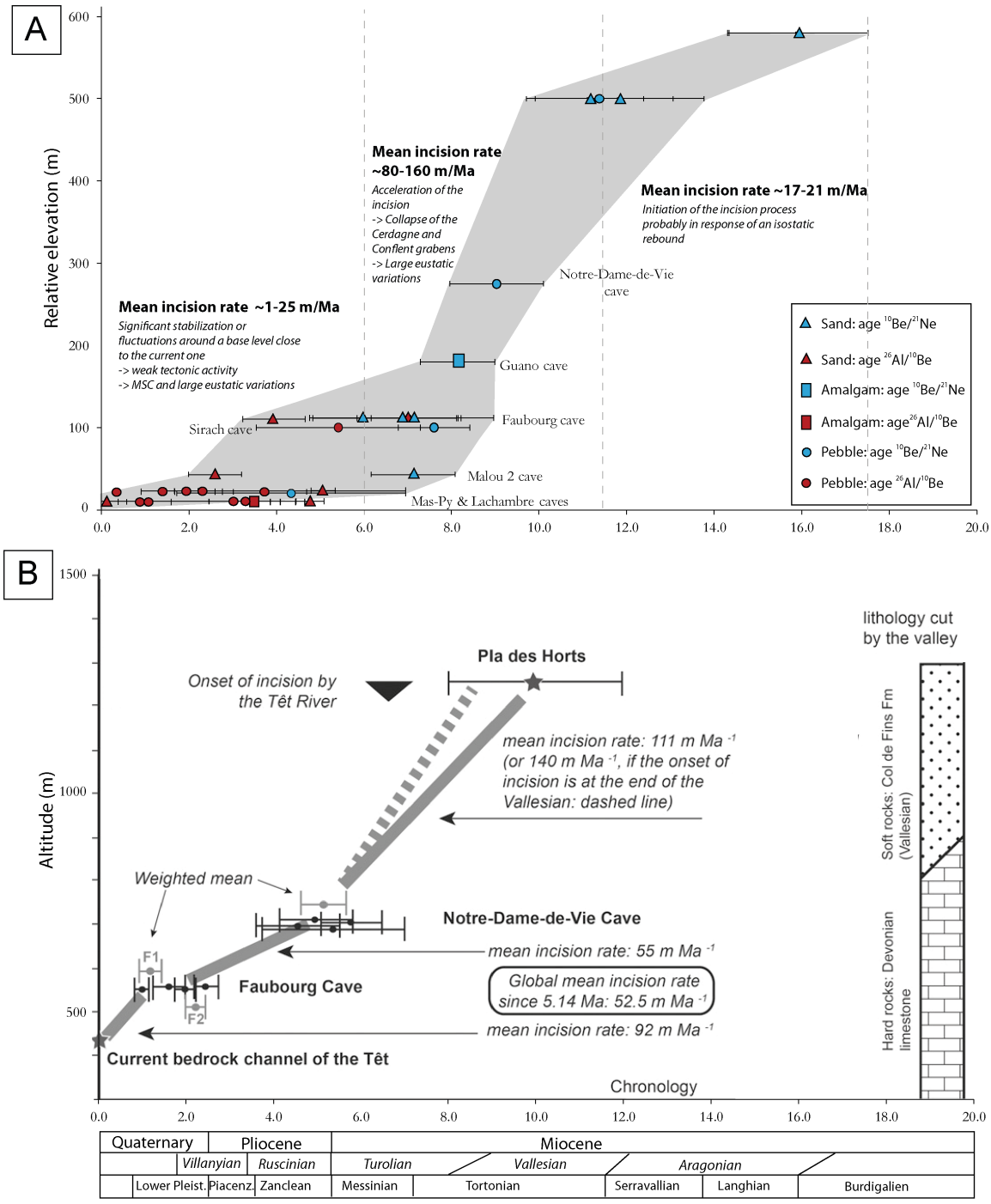


Figure I.35. *Évolution de l'incision de la Têt depuis le Burdigalien estimée au niveau du karst de Villefranche-de-Conflent.* ***A.*** *Les âges déduits du rapport $^{26}Al/^{10}Be$ sont indiqués en rouge et ceux du rapport $^{10}Be/^{21}Ne$ en bleu. "Pebbles" qualifie les clastes plus larges que 10 cm alors qu'"Amalgam" désigne une population mixte (modifié d'après Sartégou, 2017).* ***B.*** *Les âges sont ceux obtenus par mesure du rapport $^{26}Al/^{10}Be$ de sables et graviers (Calvet et al., 2015). Le signal le plus vieux est donné par la surface plane du Pla des Horts (Miocène moyen supérieur, Gunnell et al., 2009).*

La carte d'extension des glaciers au Würm et au Pléistocène (Fig. I.36) indique que pour cette période dans la partie Est des Pyrénées, les glaciers sont cantonnés aux sommets. L'érosion glaciaire est très peu ou pas marquée dans la vallée de la Têt, notre zone d'étude.

Elle ne constitue donc pas un facteur majeur d'érosion. Elle peut cependant avoir eu un impact sur les taux d'érosion des plus hauts sommets de la zone et sur l'infiltration des eaux du système hydrothermal actuel.

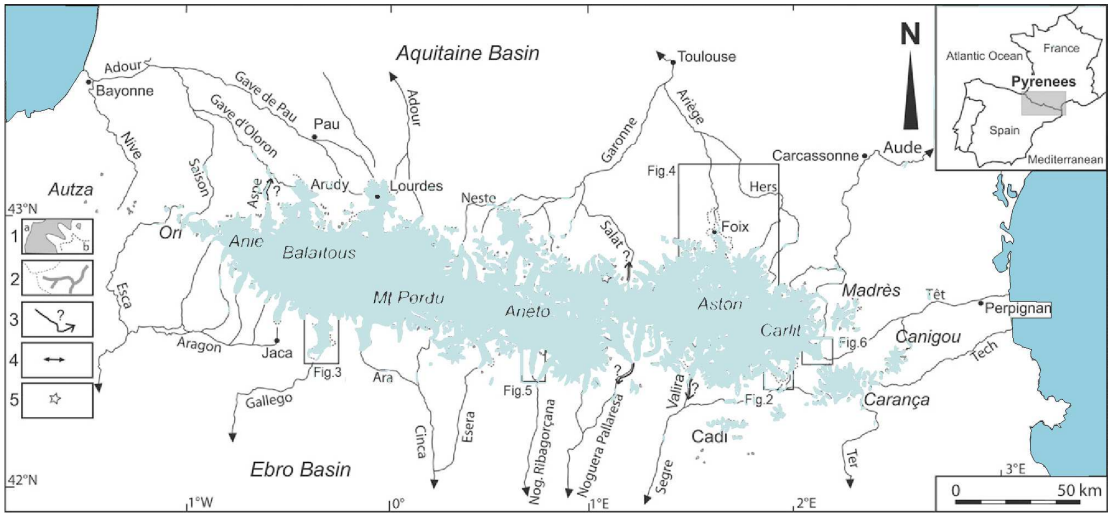


Figure I.36. *Carte de l'extension des glaces dans les Pyrénées au Würm et au Pléistocène moyen colorisé d'après Calvet et al. (2011).*

Pour résumer

- *La structuration actuelle des Pyrénées résulte d'un polyphasage important depuis le Paléozoïque impliquant la formation, l'activité et la reprise de nombreux accidents.*

- *Les mouvements récents depuis l'édification de la chaîne pyrénéenne à l'Éocène demeurent débattus et de nombreuses failles d'orientations diverses (NE-SO, NO-SE, N-S) présentent des évidences d'activité polyphasée depuis l'Oligo-miocène. Des processus géodynamiques à l'échelle lithosphérique peuvent également être responsables d'importants mouvements verticaux durant les 15 derniers millions d'années dans la partie Est des Pyrénées.*

- *Les facteurs externes, pouvant jouer un rôle dans l'évolution du système hydrothermal et du relief, comme les taux d'incision ou l'emprise des glaciers dans la zone d'étude, sont contraints par des études ciblées sur la zone.*

5. L'hydrothermalisme dans les Pyrénées

Différents épisodes hydrothermaux jalonnent l'histoire des Pyrénées. Dans ce chapitre, nous allons développer les évidences et les caractéristiques de ces manifestations hydrothermales. En premier lieu sont détaillés les différents épisodes hydrothermaux depuis l'Hercynien. Ensuite, une revue des caractéristiques des systèmes hydrothermaux actifs est réalisée en nous attardant sur le système hydrothermal de la faille de la Têt qui est l'objet de cette étude.

A. Les différents épisodes hydrothermaux

Les différentes épisodes tectoniques, magmatiques et métamorphiques, induisent de multiples conditions favorables aux circulations de fluides (*Moore et Vrolijk, 1992*) au cours de la construction de la chaîne pyrénéenne. Nous faisons ici une synthèse des différents épisodes hydrothermaux reconnus dans les Pyrénées en essayant, autant que possible, de caractériser la nature des fluides associées aux différentes phases hydrothermales.

A l'Hercynien, de nombreuses manifestations hydrothermales sont associées à la mise en place des granites tardi à post-métamorphiques à l'échelle de la chaîne (voir Section I.4.A ; *Dénèle et al., 2014*). Elles se caractérisent par une intense altération des roches hôtes (*Ayora, 1990*) et la présence de nombreuses minéralisations, dont celle de tungstène de Salau (e.g. *Poitrenaud et al., 2019*) datées à 289 ± 2 Ma. A l'Est des Pyrénées, au Cap de Creus, *Van Lichtervelde et al. (2017)* ont identifié une phase hydrothermale tardive (292 Ma) grâce à des datations U-Pb de zircons et xénotines secondaires, en accord avec l'âge des granites calco-alcalins (*Druguet et al., 2014*). *Cugerone (2019)* propose des contraintes sur la nature des fluides hydrothermaux tardi-hercyniens avec une salinité faible à moyenne (< 20 wt. % NaCl eq.) et de fortes températures (200-350 °C) associées à un fort pouvoir minéralisateur de ces fluides (*McCaig et al., 2000*). Il faut demeurer prudent quant à la nature des fluides, cette caractérisation est basée sur des observations ponctuelles et il est possible d'avoir des différences de fluides à l'échelle de la chaîne à l'hercynien.

Un second épisode hydrothermal majeur à l'échelle de la chaîne est lié au rifting mésozoïque (cf. Section I.4.B). Outre les évidences de métamorphisme haute température - basse pression dans la Zone Nord Pyrénéenne (*Clerc et al., 2015*), les circulations hydrothermales sont bien documentées dans différents massifs de la Zone Axiale et de la Zone Nord Pyrénéenne (e.g. *Moine et al., 1982 ; Boulvais et al., 2006 ; Poujol et al., 2010 ;*

Corre et al., 2018, Incerpi et al., 2020) et sont contemporaines de celles qui ont été observées plus largement à l'échelle de l'Ouest de l'Europe (*Munoz et al., 2005 ; Cathelineau et al., 2012*).

La datation des gisements de talc-chlorite (*Schärer et al., 1999 ; Clerc et al., 2015 ; Boutin et al., 2016*) et de l'albitisation des roches de socle (*Poujol et al., 2010 ; Boulvais et al., 2006 ; Fallourd et al., 2014 ; de Saint Blanquat et al. 2016*) montre que ces altérations hydrothermales sont synchrones du rifting mésozoïque avec des âges compris principalement entre 115 et 97 Ma (Aptien-Albien). Divers gisements de fluorine répertoriés le long de la chaîne sont aussi liés à l'activité hydrothermale mésozoïque (*Bonhomme et al., 1987 ; Munoz et al., 1999*). Ils sont contemporains des gisements de fluorite du Massif Central (*Munoz et al., 2005*). Les fluides ont été caractérisés dans les fluorites des Pyrénées avec des salinités comprises entre 20 et 26 wt% eq. NaCl,Ca–(Mg)–Na et des températures minimales allant de 85 °C à 170 °C. Dans la Zone Axiale, cet intense hydrothermalisme se traduit également par la formation de nombreux gîtes minéraux à plomb-zinc associés à des fluides présentant de fortes salinités (15-35 wt. % NaCl eq.) et de faibles températures inférieures à 200 °C (*Johnson et al., 1996 ; Cugerone, 2019*). Dans les accidents bordant les bassins d'avant-pays, l'interaction avec les évaporites du Trias a un impact important sur la chimie des fluides, et en particulier, sur leur salinité (*Quesnel et al., 2019*).

Sur la Chaîne Côtière Catalane (Sud-Est des Pyrénées) de nombreuses minéralisations de fluorite sous forme de veines ont été également décrites dans le socle (*Canals et Cardellach, 1997 ; Cardellach et al., 2002*). Ces minéralisations sont associées à des circulations le long d'accidents NE-SO et datées à 137 ± 25 Ma par *Piqué et al. (2008)*. L'étude montre des fluides avec des températures aux alentours de 120 °C et des salinités supérieures à 25 wt% eq. NaCl, en cohérence avec ce que l'on retrouve dans la Zone Axiale. La faible teneur en soufre des fluides explique la précipitation principale de fluorite malgré la teneur importante en métaux des fluides (*Worden et al., 1995 ; Worden et Smalley, 1996 ; Thom et Anderson, 2008*). Dans la zone d'étude le long de la faille de la Têt, une importante accumulation de fluorite, autrefois exploitée, est décrite à Escaro (*Cartier et Huard, 1980*). D'anciennes datations Rb-Sr sur chlorite et illite suggèrent un âge de dépôt de 90 ±10 Ma (*Esquevin et al. 1976*). Plus à l'Est le long de la faille, un âge permien a été obtenu sur des titanites présentes dans le gisement de talc de Las Embollas (*Boutin et al., 2016*) mais les relations entre ces titanites et le dépôt de talc restent encore incertaines.

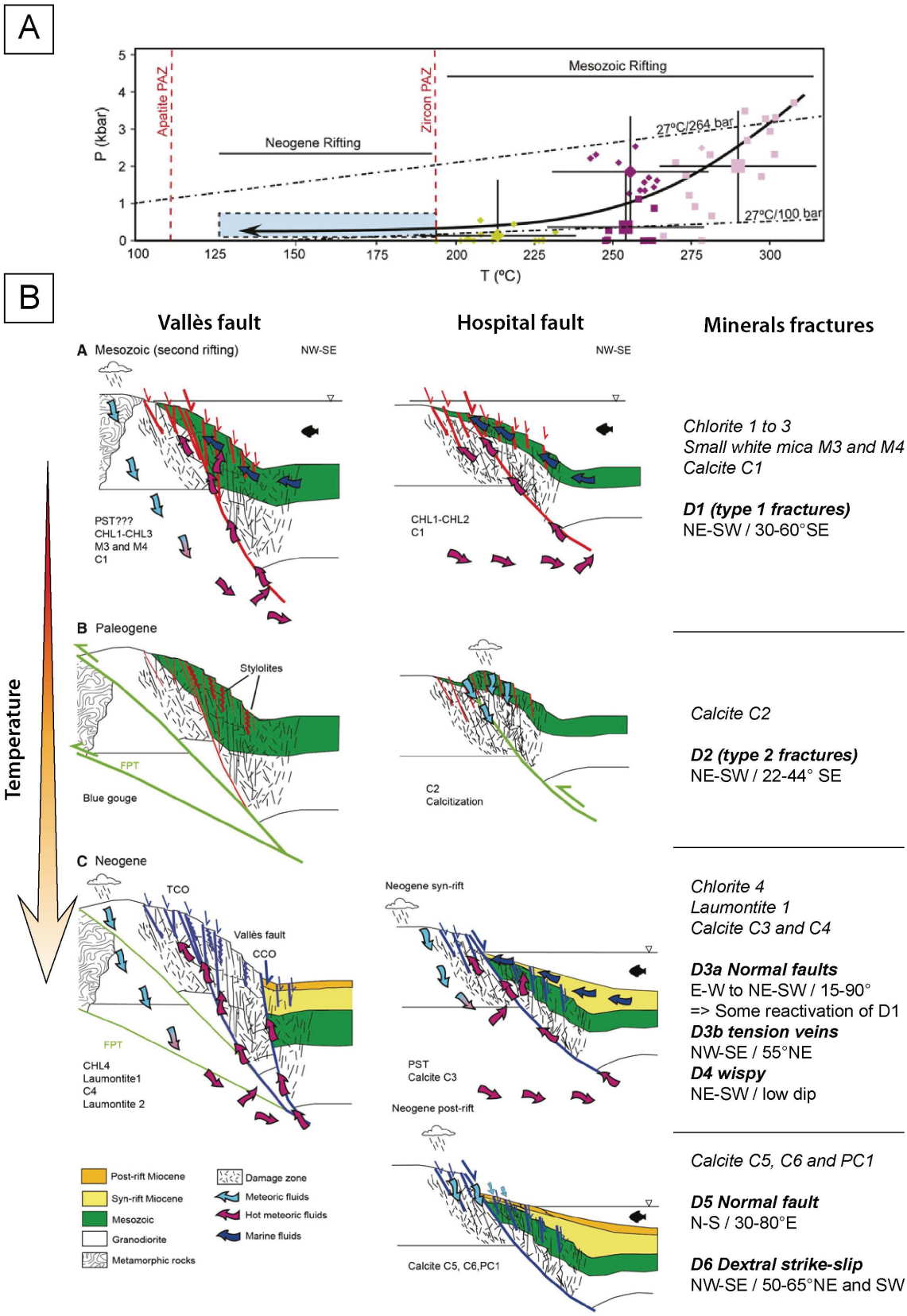

A
Apatite PAZ
Zircon PAZ
Mesozoic Rifting
Neogene Rifting
27°C/264 bar
27°C/100 bar
P (kbar)
T (°C)
B
Vallès fault
Hospital fault
Minerals fractures
A Mesozoic (second rifting)
NW-SE
PST???
CHL1-CHL3
M3 and M4
C1
CHL1-CHL2
C1
Chlorite 1 to 3
Small white mica M3 and M4
Calcite C1
D1 (type 1 fractures)
NE-SW / 30-60°SE
B Paleogene
Stylolites
FPT
Blue gouge
C2
Calcitization
Calcite C2
D2 (type 2 fractures)
NE-SW / 22-44° SE
C Neogene
TCO
Vallès fault
CCO
FPT
CHL4
Laumontite1
C4
Laumontite 2
Neogene syn-rift
PST
Calcite C3
Neogene post-rift
Calcite C5, C6,PC1
Chlorite 4
Laumontite 1
Calcite C3 and C4
D3a Normal faults
E-W to NE-SW / 15-90°
=> Some reactivation of D1
D3b tension veins
NW-SE / 55°NE
D4 wispy
NE-SW / low dip
Calcite C5, C6 and PC1
D5 Normal fault
N-S / 30-80°E
D6 Dextral strike-slip
NW-SE / 50-65°NE and SW
Temperature
Post-rift Miocene
Syn-rift Miocene
Mesozoic
Granodiorite
Metamorphic rocks
Damage zone
Meteoric fluids
Hot meteoric fluids
Marine fluids

Figure I.37. A. *Graphique Pression-Température (P-T) des roches de faille de Vallès. Les carrés représentent la chlorite en équilibre avec le mica M3 ; les losanges représentent la chlorite en équilibre avec les micas M4. Les 4 couleurs représentent les 4 groupes de chlorite. Le rectangle bleu représente le champ P-T de la chlorite formée à des températures < 190 °C qui n'est pas en équilibre avec le mica.* ***B.*** *Évolution des failles de Vallès et de l'Hospital depuis le Mésozoïque. La phase mésozoïque est caractérisée par des fluides météoriques qui percolent dans les zones émergées ; ces fluides sont réchauffés en profondeur et remontent dans la zone d'endommagement de la faille. En lien avec l'ennoiement de la majeure partie du bassin, ces fluides sont mélangés avec l'eau de mer (Cruset et al., 2018). Le Paléogène est essentiellement caractérisé par la formation de gouges pendant la compression N-S et à l'activation de différents plans en jeu inverse. Au Néogène, l'extension réactive certains accidents mésozoïques. Les circulations de fluides hydrothermaux d'origine météorique sont alors initiées par la topographie. Pour la faille de l'Hospital, les phases syn-rift et post-rift sont caractérisées par des fluides mélangés à l'eau de mer alors que la période post-rift est caractérisée par des fluides météoriques de basse température (modifié d'après Cantarero et al., 2014).*

Lors de la compression éocène, de nouvelles circulations de fluides se localisent à proximité des divers chevauchements. Ces circulations sont particulièrement bien enregistrées dans le bassin d'avant-pays au Sud de la chaîne (*Travé et al., 1997, 1998, 2000, 2007 ; Caja et al., 2006 ; Crognier, 2016 ; Abd Elmola et al., 2018*) où les chevauchements servent de drains aux fluides originaires des parties internes de la chaîne (*Travé et al., 1997*). Les paléo-circulations sont marquées par la présence de diverses générations de calcite datées localement avec la méthode U-Pb sur calcite (*Cruset et al., 2020*). Une diminution de la salinité des fluides est associé à la précipitation des différentes générations de calcite (*Caja et al., 2006*) ou localement de la célestine ($SrSO_4$, *Travé et al., 1998*). L'étude a permis de montrer que de l'Éocène inférieur à l'Oligocène inférieur, les fluides qui migrent de la Zone Axiale aux bassins d'avant-pays se mélangent avec de l'eau marine. Ce mélange produit des fluides à des températures de l'ordre de 150 °C, des valeurs $\delta^{18}O$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ légèrement plus élevées que pour l'eau de mer ainsi que des teneurs importantes en fer et strontium. A l'oligocène, le front de chevauchement émerge et ces failles deviennent des drains pour les fluides météoriques qu'ils soient ascendants ou descendants. Le mélange de ces différents fluides météoriques produit des températures entre 77 °C et 129 °C, une déplétion en $\delta^{18}O$, de faibles teneurs en fer et strontium et un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevé (*Cruset et al., 2018*)

Dans la partie Sud-Est des Pyrénées (Chaîne Côtière Catalane), *Cantarero et al. (2014)* proposent un historique des circulations de fluides à l'échelle des failles extensives néogènes NE-SO, en se basant sur l'analyse des chlorites, des muscovites et de la fracturation associée. L'étude montre un enregistrement de deux phases hydrothermales majeures, d'âge mésozoïque et néogène, avec un refroidissement progressif des circulations

hydrothermales (Fig. I.37). Il est important de noter que de nombreuses phases de déformation sont associées aux circulations néogènes (cf. Section I.5.D). *Cantarero et al. (2018)* distinguent plusieurs phases de circulations hydrothermales à l'échelle de la faille de Vallès et l'Hospital. La première, associée à la transition fragile-ductile au cours de l'Hercynien-Permien, est caractérisée par un assemblage minéralogique quartz + chlorite + muscovite (+dolomite). Les deuxièmes circulations de fluides sont caractérisées par une bréchification importante associée à des ensembles minéralogiques plus complexes à quartz + chlorite + muscovite + albite + titanite (+ dolomite) caractéristiques de la phase Mésozoïque. L'activité hydrothermale associée à l'activité néogène des failles est caractérisée essentiellement par la minéralisation de calcite avec des signatures de fluides météoriques et des températures inférieures à 50 °C.

B. Les systèmes hydrothermaux actuels

Les Pyrénées, comme de nombreuses chaînes de montagne, localisent des sources hydrothermales connues et exploitées depuis l'époque romaine. Une importante concentration de sources hydrothermales se localise dans la partie Est de la chaîne comme le montre la Figure I.38.

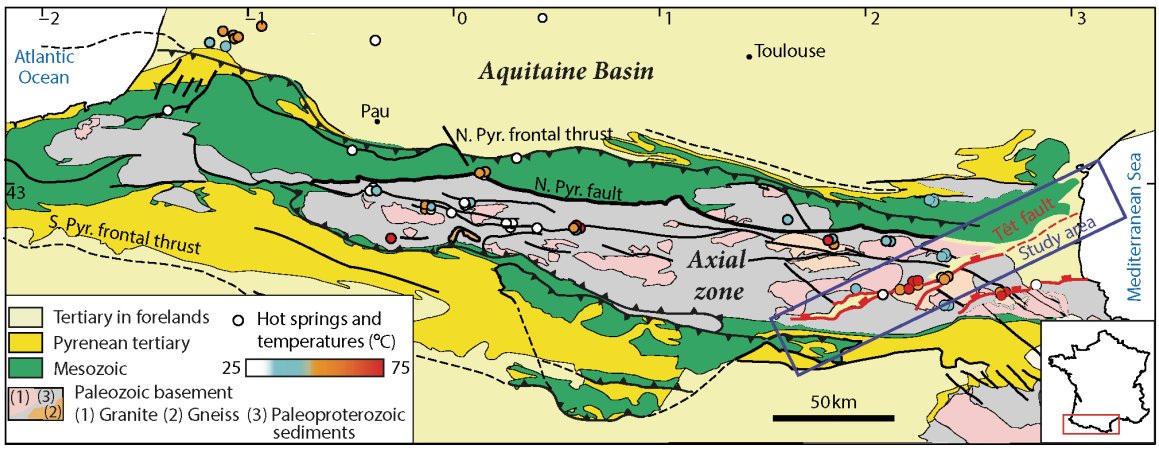


Figure I.38. *Schéma structural de la chaîne pyrénéenne où sont indiquées les sources hydrothermales et leurs températures (modifié d'après Taillefer et al., 2017), voir Figure I.39 pour un zoom sur la zone d'étude.*

Les travaux de thèse de *Krimissa (1995)* présentent des analyses chimiques sur 34 sources des Pyrénées, permettant d'appréhender les circulations hydrothermales à l'échelle de toute la chaîne. Ces travaux ont été confirmés et complétés pour les sources de la vallée de la Têt par *Taillefer (2017)*. Nous synthétisons ici le contexte de mise en place des sources

hydrothermales, ainsi que les analyses et les travaux déjà effectués sur le système de la faille de la Têt. Un important travail de référencement et de localisation des sources (Fig.I.39) a été réalisé par *Taillefer (2017)*.

i) Localisation des sources hydrothermales le long de la faille de la Têt

Les sources se localisent majoritairement au mur de la faille de la Têt, mises à part quelques sources qui se trouvent dans des gneiss au toit de la faille à Canaveilles. Les sources se localisent systématiquement dans des bas topographiques, dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt. Les sources du cluster de Vernet-les-Bains se situent plus en retrait de la faille dans une zone de juxtaposition entre des métasédiments et des gneiss, à l'intersection entre la faille de la Têt et la faille de Py (Fig. I.38). Les sources de la vallée de la Têt se localisent dans les zones de perméabilité les plus importantes telles que la zone d'endommagement de la faille de la Têt et à l'intersection de failles (*Taillefer et al., 2016*). Ces zones sont plus perméables (plus fracturées) constituent des drains efficaces pour la remontée des fluides (cf. Section I.3). Nous regrouperons les sources en clusters afin de simplifier la lecture de ce chapitre : **Vernet** : Vernet-les-Bains, **Thuès** : Thuès-les-Bains et Canaveilles ; **St-Thomas** : St-Thomas-les-Bains et Prats-Balaguer et **Llo** (Fig. I.39).

ii) Composition et origine des eaux hydrothermales

Les analyses des paramètres physico-chimiques des eaux hydrothermales pyrénéennes montrent que celles-ci ont des pH basiques, un potentiel d'oxydoréduction négatif, une composition cationique dominée par le sodium et de faibles concentrations en magnésium (*Boulègue et al., 1977 ; Fouillac, 1980 ; Michard, 1990*). De plus, les températures des sources sont constantes au cours des saisons et sur plusieurs années de mesure (*Petit et al., 2011*). Les débits des différentes sources, ainsi que leur composition en anions et cations, sont consultables dans l'Annexe 1.

Les mesures des isotopes stables dans les eaux hydrothermales ont permis de mettre en évidence qu'il s'agissait essentiellement d'eau météorique de composition chimique comparable aux eaux actuelles. L'absence d'enrichissement en isotopes lourds permet d'exclure le passage de l'état liquide à l'état gazeux de l'eau en profondeur (Krimissa et al., 1993, 1994).

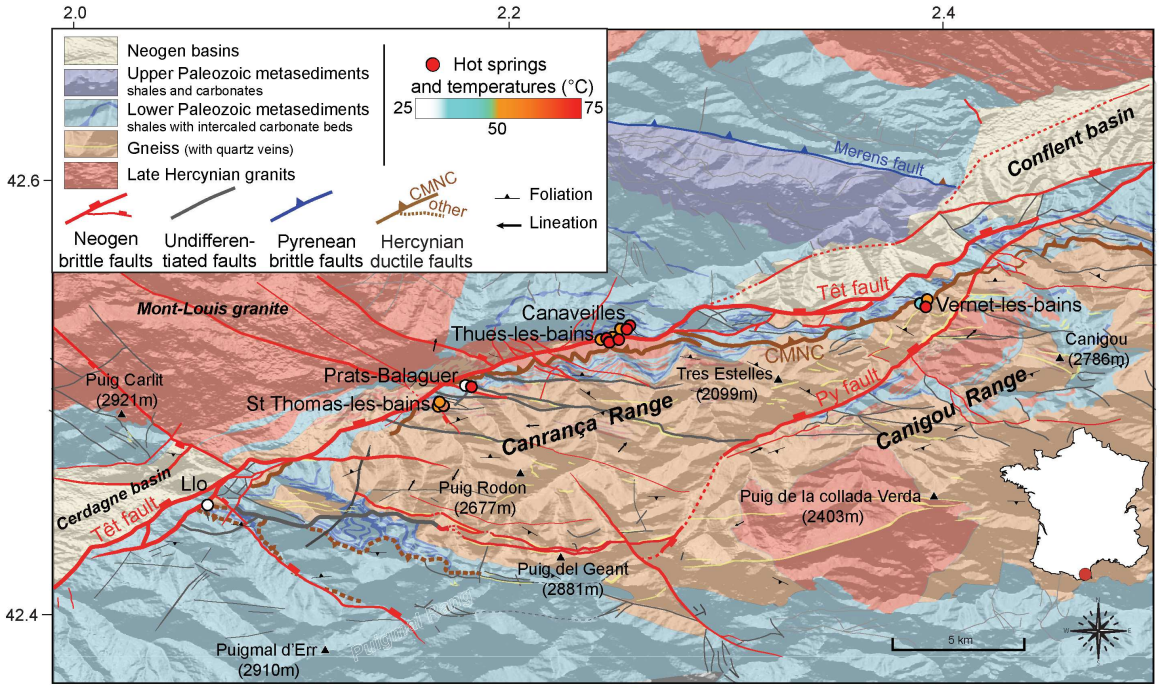


Figure I.39. *Schéma structural détaillé à l'échelle de la vallée de la Têt avec la localisation des sources hydrothermales référencées le long de la faille de la Têt (modifié d'après Taillefer et al., 2017).*

Les rapports Na/Cl, traceurs de l'intensité d'interaction eau-roche, traduisent d'importants échanges entre les fluides et l'encaissant (Fig. I.40A, *Krimissa, 1995*). L'analyse du lithium dans l'eau (Fig. I.40B) correspond à des lithologies carbonatées (*Vigier et al., 2007*), hormis pour les sources de Cerdagne (Colomer-Dores) qui correspondent à un socle cristallin (*Millot et al., 2010*). Ce constat est en désaccord avec la composition principale du socle dans la zone d'étude, principalement cristallin. Selon *Taillefer et al. (2018)* les rapports $^{6}Li/^{7}Li$ peuvent varier en raison de la précipitation de minéraux d'argiles ou en lien avec le refroidissement du fluide durant sa remontée (augmentation du ^{7}Li). Les temps de résidence des eaux, calculés à l'aide de la méthode ^{14}C, varient entre 5000 et 13000 ans (*Krimissa, 1995*).

Les eaux des clusters de Llo, St-Thomas et Thuès suggèrent des altitudes de recharge supérieures à 2000 mètres, tandis que pour les sources de Vernet ces altitudes de recharge sont plus faibles, de l'ordre de 1800 mètres. La marge d'erreur sur ces altitudes est de ± 300 mètres (Fig. I.40C).

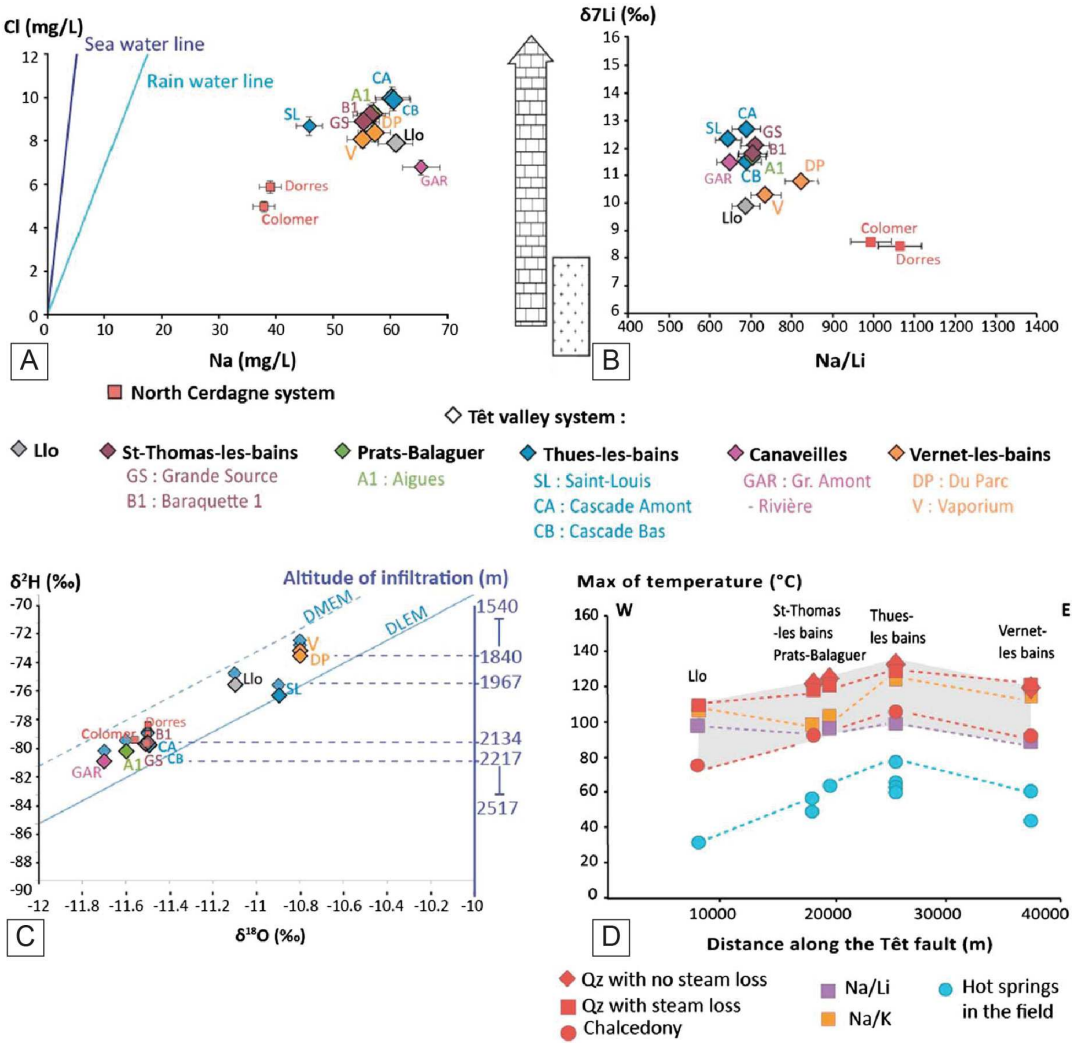


Figure I.40. *Analyses géochimiques des eaux hydrothermales pour différents clusters. Le système de Dorres-Colomer localisé dans le système nord-cerdan est indiqué pour comparaison (Ladouche et al., 2014).* ***A.*** *Graphique Na vs. Cl ; les lignes correspondant à l'eau de mer et à l'eau de pluie y sont reportées.* ***B.*** *Li vs. Na/Li ; les rapports du Li isotopique pour les granites et les carbonates sont indiqués à gauche de l'axe des abscisses.* ***C.*** $\delta^{2}H$ *vs* $\delta^{18}O$ *; les altitudes d'infiltration sont reportées sur l'axe des abscisses droit calculées avec le gradient d'altitude régional établi par Krimissa (1995). L'incertitude sur les altitudes obtenues est de ± 300 m. Les lignes des eaux météoriques (DMEN et DLEM d'après Négrel et al. 2007) sont indiquées sur le graphique.* ***D.*** *Profil de température des sources le long de la vallée de la Têt. Les températures maximales en profondeur sont calculées en fonction de 5 géothermomètres (Taillefer et al., 2018).*

iii) Géothermomètres et température des fluides en profondeur

Plusieurs géothermomètres (Silice, Calcédoine, Na-K, Na-K-Ca, Na/Li) ont été utilisés pour estimer la température maximale des eaux en profondeur. Il est important de noter la cohérence entre les températures d'émergence des sources et la température maximum des fluides en profondeur (Fig. I.40D). Les températures les plus importantes en profondeur sont associées au cluster de Thuès et sont estimées entre 100 °C et 150 °C. Les clusters de St-

Thomas et Vernet présentent des températures maximales en profondeur entre 90 °C et 120 °C. Le cluster de Llo dans le bassin Cerdan atteint des températures en profondeur entre 80 °C et 110 °C. L'apport de ces données permet déjà d'esquisser l'organisation globale des circulations de fluides à l'échelle de la faille (Fig. I.41).

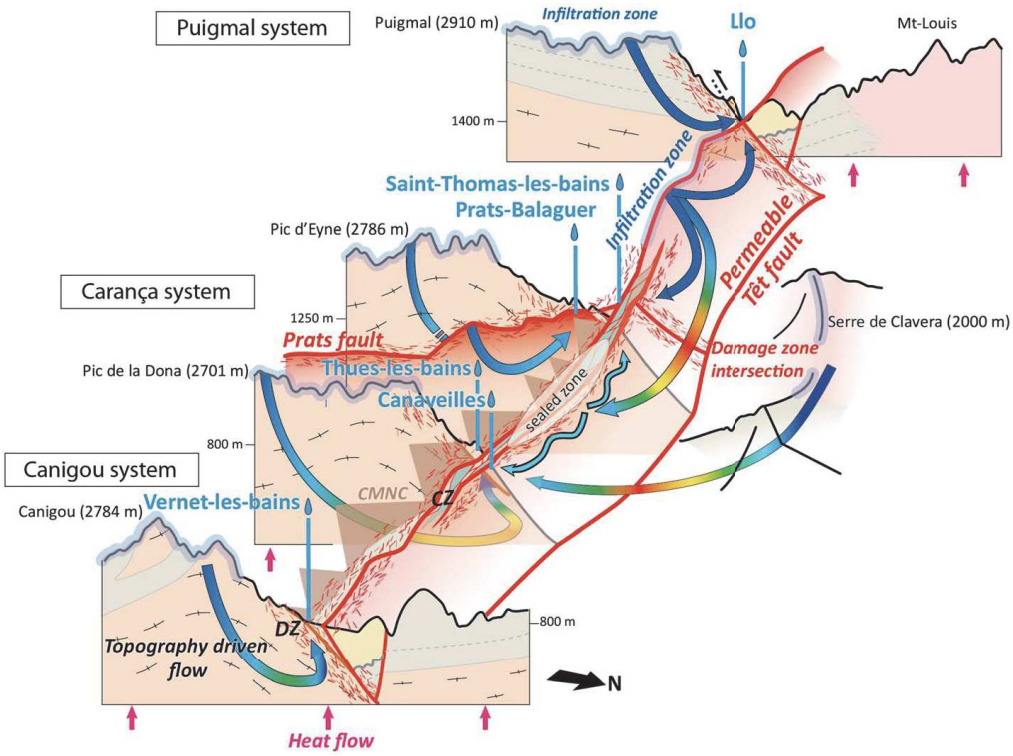


Figure I.41. *Modèle de la répartition des écoulements le long de la faille de la Têt (Taillefer et al., 2018), les couleurs sur les flèches symbolisent les températures des fluides en profondeur.*

iv) Modèles d'écoulement et anomalie thermique associée

Des modèles 3D d'écoulement à l'échelle de la faille de la Têt ont été réalisés (*Taillefer, 2016 ; Taillefer et al., 2018*). Ces modèles permettent de coupler les lois d'écoulement (loi de Darcy) avec la diffusion de la chaleur (*Guillou-Frottier et al., 2013*). Dans ces modèles, la géométrie des isothermes est liée à la convection forcée, autrement dit aux processus de transfert de chaleur par des fluides advectifs contrôlés par le gradient topographique (Fig. I.42). Les paramètres principaux qui guident les écoulements sont 1) les contrastes de perméabilité dans le socle ou la faille (*Curewitz et Karson, 1997 ; Caine et al., 2010 ; Bense et al., 2013 ; Wanner et al., 2014, 2019*) et 2) le différentiel topographique entre les sommets et le bas de la vallée (*Taillefer et al., 2017*). Notons que certains systèmes hydrothermaux sont liés seulement à ce paramètre topographique (*Cox et al., 2015 ; Thiébaud, 2008*) et que le couplage de ces deux processus est encore à l'étude.

Dans les modèles numériques de *Taillefer et al. (2018)*, des perméabilités plus importantes ont été attribuées aux zones d'endommagement des failles et les modèles ont été réalisés avec plusieurs couples de paramètres de perméabilité mais aussi avec ou sans la présence d'accidents secondaires (ex : faille de Prats). Ces modélisations concernent seulement les fluides d'origine météorique qui s'infiltrent dans le massif sur la base des analyses chimiques (cf. Section I.5.B.ii). Les résultats convergent sur la présence d'anomalies de température non continues dans le fond de la vallée, le long de la faille de la Têt (Fig. I.42). Les modélisations montrent également la nécessité d'une circulation hydrothermale de 3 Ma minimum afin de satisfaire un état stable et de reproduire les températures mesurées aux sources.

Les modèles numériques suggèrent que l'anomalie thermique la plus importante en intensité et en dimension se localise au niveau des sources de Thuès. C'est une anomalie continue sur 7 km le long de la faille entre les clusters de sources de Thuès et de Saint-Thomas (zone de l'étude, Fig. I.41), entre ces clusters aucune source thermale n'est recensée. Cette absence de sources en surface, peut s'expliquer par l'absence de drains efficaces, par des paléo-écoulements hydrothermaux qui auraient scellés la zone de faille, diminuant sa perméabilité (*Forster et al., 1997 ; Brogi et Fulignati, 2012 ; Belgrano et al., 2016*) ou par une plus faible activité récente de la faille compte-tenu de son orientation et des contraintes régionales actuelles (*Ferill et al., 2019 ; Soliva et al., 2019*). Les processus de cimentation peuvent être très lents, durant plusieurs centaines de milliers à plusieurs millions d'années (*Lowell et al., 1993 ; Renard et al., 2000*). Les nombreuses réactivations de la faille ou l'évolution du régime de contraintes récent (cf. Section I.4.D) peuvent expliquer l'entretien de circulations hydrothermales au niveau des clusters (*Géraud et al., 2006*).

Les températures plus faibles observées dans le cluster de St-Thomas peuvent s'expliquer par l'apport de fluides froids dans la zone d'infiltration de Planès située le long de la faille de la Têt au pied du Cambre d'Aze (à l'Est de St-Thomas). Une autre raison invoquée pour la présence de fluides froids dans le cluster de St-Thomas est la présence d'accidents d'orientation NO-SE qui augmentent la perméabilité aux alentours de la zone et permettent aux fluides météoriques de s'infiltrer (*Taillefer et al., 2018*).

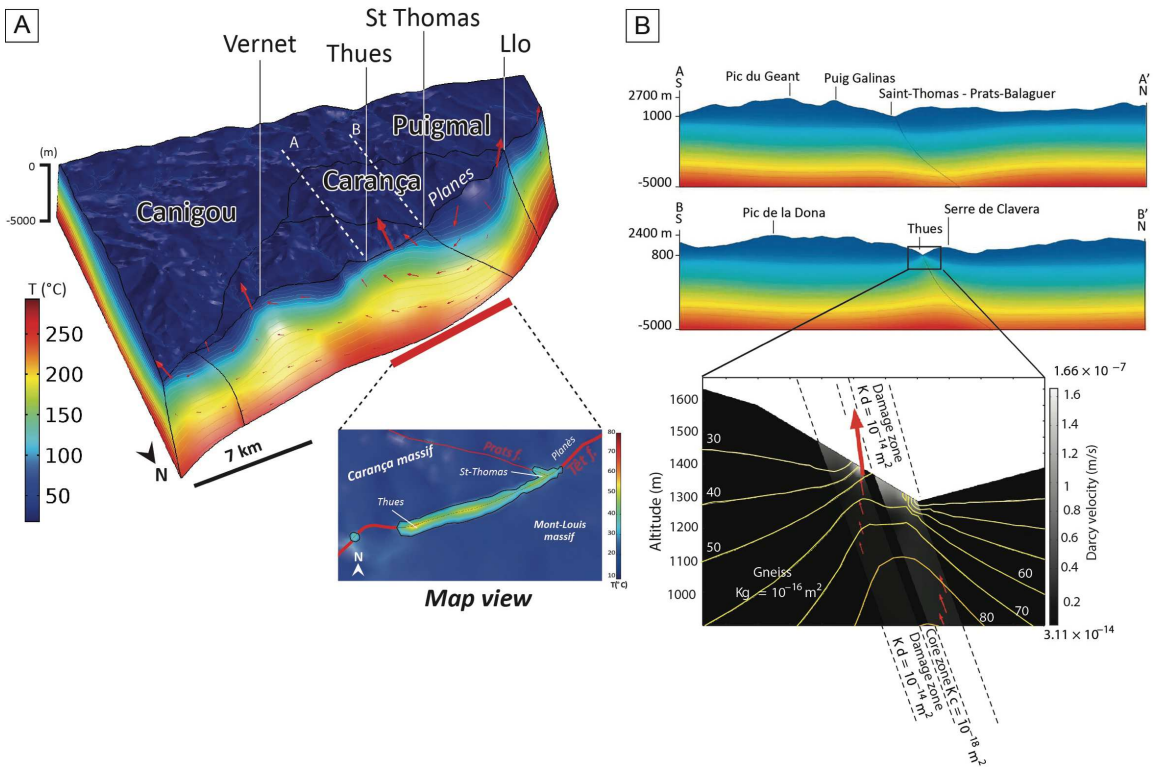
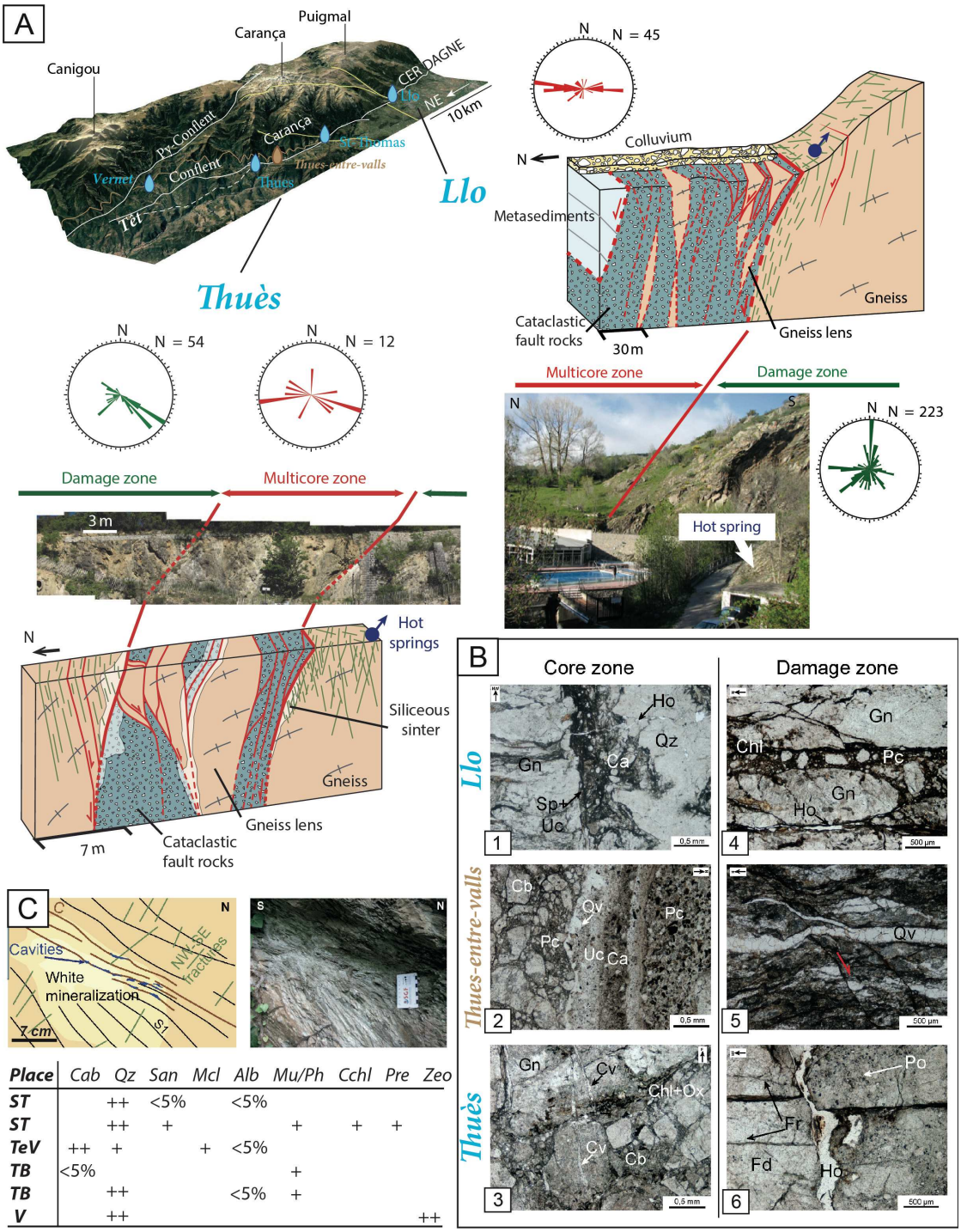


Figure I.42. A. *Vue 3D de la modélisation numérique de circulation des fluides dans le massif Canigou-Carança-Puigmal montrant la distribution de l'anomalie thermique en profondeur le long de la faille de la Têt. Associée à une vue en carte montrant l'anomalie thermique modélisée la plus importante entre les clusters de Thuès et de St-Thomas.* ***B.*** *Vue en coupe de l'anomalie thermique au niveau de St-Thomas et Thuès et zoom sur la distribution des isothermes au niveau de Thuès (modifié d'après Taillefer et al., 2017, 2018).*

v) Évidences d'altération hydrothermale et de déformations associées

Une première étude, réalisée par *Taillefer et al. (2017)*, a permis la description de la zone de faille à une échelle satellite et macroscopique, mais aussi la mise en évidence de la complexité structurale de la zone d'étude. Dans cette section, nous ferons l'état des lieux des observations macroscopiques et microscopiques déjà réalisées.

La structuration de la faille de la Têt n'est visible qu'à seulement quelques endroits le long de la faille (Fig. I.43A). Elle est classiquement caractérisée par une zone de comminution importante du protolithe : Core Zone (CZ) avec des gouges de failles et des cataclasites associées et une zone fracturée : zone d'endommagement (DZ, *Caine et al., 1996*). La faille de la Têt à Llo (N080E-N130E 70°N) est caractérisée par une CZ de quelques mètres de large alors qu'au niveau de Thuès sa CZ est « multi-cœur » large d'environ 15 m avec 2 plans de faille principaux.



Place	Cab	Qz	San	Mcl	Alb	Mu/Ph	Cchl	Pre	Zeo
ST		++	<5%		<5%				
ST		++	+			+	+	+	
TeV	++	+		+	<5%				
TB	<5%					+			
TB		++			<5%	+			
V		++							++

Figure I.43. A. *Localisation des principaux clusters de sources (gouttes bleues) ; le paléo-système de Thuès-entre-Valls (gorges de la Carança) est indiqué par une goutte marron. La faille de la Têt est indiquée par des lignes blanches et les failles subsidiaires en jaune. Les blocs 3D représentent les affleurements de la faille de la Têt à Llo et Thuès. Les rose diagrammes rouges présentent les orientations des plans de faille principaux, et les verts les orientations des fractures de la zone d'endommagement.* ***B.*** *Lames- minces de la Core Zone : 1. Llo : cataclasite (Ca) à ultra-cataclasite (Uc) le long d'un plan de déformation (Sp) entre un gneiss (Gn) et du quartz déformé (Qz). Un trou (Ho) recoupe l'ensemble des structures 2. Thues-entre-Valls : brèche cataclastique (Cb) à proto-cataclasite (Pc) entourée par des fractures bordées par des veines de quartz (Qv). 3. Thues-les-bains : Brèche cataclastique avec des morceaux de feldspaths déformés le long de clastes de gneiss (Gn). Une veine de*

calcite (Cv) recoupe toutes les structures et imprègne la matrice, qui inclue les zones avec des assemblages de chlorites et oxydes (Chl+Ox). Damage Zone de la faille de la Têt : 4. Llo : Proto-cataclasite (Pc) remplissant une fracture parallèle à la foliation du gneiss, à noter la présence d'un trou (Ho) et de chlorite (Chl) le long de la foliation. 5. Mylonite fracturée et plissée. Une veine de quartz (Qv) recoupe des fractures avec des mouvements normaux 6. Un trou (Ho) dans le feldspath recoupe les fractures (Fr). De la porosité (Po) est visible dans le feldspath. ***C.*** *Photos et schémas des dépôts blancs associés aux plans des failles et tableau récapitulatif des phases minérales recensées par analyses DRX dans ces minéralisations, à proximité des sources (ST : St-Thomas ; TB : Thuès ; V : Vernet) et paléo-sytème (TeV : Thuès-entre-Valls). Minéraux : Cab : carbonate, Qz : quartz, San : sanidine, Mcl : microcline, Alb : Albite, Mu/Ph : Muscovite/Phengite, Cchl : Clinochlore, Pre : Prehnite, Zeo : zeolite (harmotome). ++ : minéral majeur ; + : minéral présent (mais non majeur**) ;** *<5% : minéral en trace. Le quartz est le minéral le plus représenté, mis à part dans le cluster de Vernet.*

A Thuès, la faille juxtapose des gneiss contre des gneiss alors qu'à Llo, la faille juxtapose des gneiss contre des métasédiments. Sur ces deux affleurements, la faille localise de cœurs cataclastiques à ultra-cataclastiques (mm à cm) composées de clastes de quartz, carbonates et localement de chlorite et d'oxydes (Fig. I.43B). *Taillefer et al. (2017)* distinguent deux catégories de minéraux secondaires : des feldspaths (sanidine et microcline) dans la partie Est de la faille et des minéraux typiques de l'altération hydrothermale : albite, prehnite ou clinochlore. Les minéraux qui composent les minéralisations blanches observées à proximité des sources sont similaires à ceux qu'on observe à l'échelle de la lame mince (Fig. I.43C). Ces ciments pourraient être la manifestation de paléo-écoulements hydrothermaux (*Forster et al., 1997 ; Brogi et Fulignati, 2012 ; Belgrano et al., 2016*). Les assemblages minéralogiques sont identiques le long de la faille, excepté à Vernet.

Pour résumer

- *Le polyphasage tectonique des Pyrénées s'accompagne de nombreuses générations de fluides hydrothermaux depuis l'Hercynien, avec des propriétés différentes selon leur contexte de mise en place.*
- *La plus forte densité de sources hydrothermales à l'échelle de la chaîne se localise dans la partie Est des Pyrénées. Le système hydrothermal de la vallée de la Têt est celui qui concentre le nombre le plus important de sources en surface.*
- *La chimie de ces eaux, les températures en profondeur ainsi que les altitudes de percolation des eaux hydrothermales ont été définies pour le système hydrothermal de la vallée de la Têt. Sur la base de ces analyses, des modèles de circulations ont été réalisés pour définir la géométrie et l'intensité de l'anomalie thermique en sub-surface.*
- *La faille de la Têt présente de nombreuses évidences d'altération associées aux différentes circulations de fluides qu'elle a pu localiser.*

6. Problématique appliquée au système hydrothermal de la vallée de la Têt

Les sections précédentes ont permis de montrer les différents paramètres qui régissent les circulations de fluides en contexte orogénique, mais également le contexte géologique propre au système hydrothermal de la vallée de la Têt. Dans ce chapitre, il est détaillé les différentes problématiques plus spécifiques à l'étude du système hydrothermal de la vallée de la Têt abordées dans cette thèse.

Il est montré que la géométrie des discontinuités structurales a un impact direct sur la distribution et l'intensité du système hydrothermal (cf. Section I.3). En considérant la diversité des mouvements observés sur les différentes failles à l'échelle de l'Est des Pyrénées (Section I.4.D), il a semblé nécessaire, en préambule à ce travail, de faire un état des lieux des différents épisodes tectoniques qui ont pu affecter la zone depuis l'Éocène. L'analyse structurale a pour but de décrire la géométrie des structures cassantes, à l'échelle de la zone d'étude. L'étude des remplissages et des minéralisations aux abords des failles permettra de discuter de la répartition de la fracturation et des scénarios sur l'origine et l'évolution des différentes circulations de fluides à l'échelle de la faille.

La thermochronologie sera utilisé comme un outil d'exploration visant à révéler et mieux appréhender la géométrie de l'anomalie thermique, le long de la faille de la Têt. Le recensement précis des différentes sources hydrothermales du système, ainsi que les données acquises sur la dynamique des circulations de fluide (Section I.5.B), vont permettre de sélectionner différents segments de faille, adaptés à l'étude thermochronologique de cette anomalie thermique. Cette étude de l'impact éventuel des circulations hydrothermales sur les différents thermochronomètres se réfèrera aux études thermochronologiques antérieures réalisées dans la zone (Fig. I.44 ; *Maurel et al., 2002 ; Maurel et al., 2008 ; Gunnell et al., 2009*). L'analyse des Terres Rares, couplée à la datation (U-Th)/He des apatites, permettra de discuter de l'impact des circulation de fluides sur la mobilité élémentaire au sein des apatites et plus particulièrement la mobilité de l'hélium, l'uranium et du thorium en contexte hydrothermal (Section I.3.E).

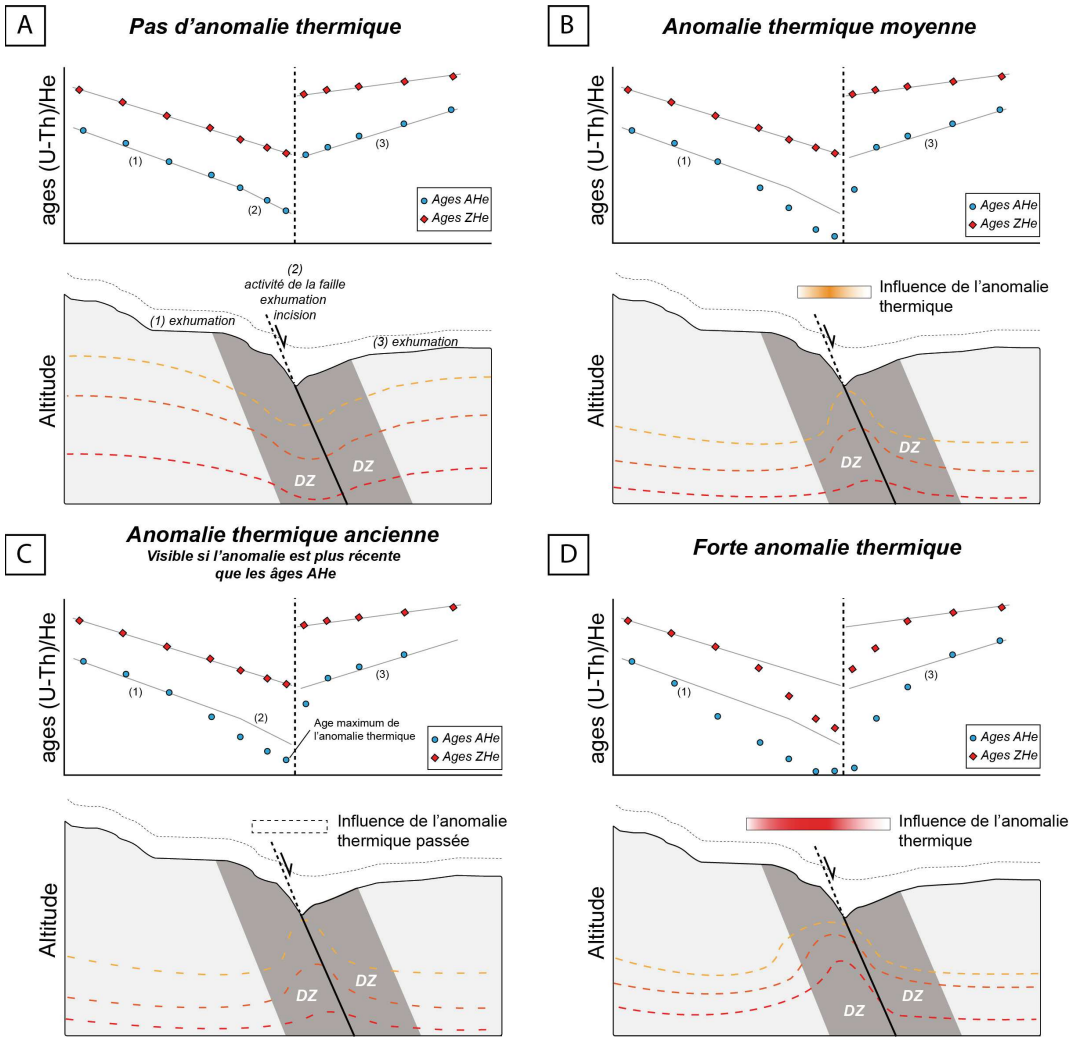


Figure I.44. *Profils théoriques d'âges (U-Th)/He sur apatite (AHe) et zircon (ZHe) selon différents types d'anomalie thermique.* ***A.*** *Sans anomalie thermique la distribution est issue des données de Maurel et al., (2008)* ***B.*** *Anomalie thermique moyenne qui perturbe les systèmes AHe mais pas ZHe.* ***C.*** *Anomalie thermique ancienne, l'âge maximum de l'anomalie thermique est donné par les âges les plus jeunes. Dans le cas d'une remise à zéro totale, cela donnera l'âge de la paléo-anomalie thermique.* ***D.*** *Anomalie thermique importante qui perturbe les systèmes AHe et ZHe. Il est important de noter que pour ces modèles théoriques l'anomalie thermique est plus importante dans le mur de la faille de la Têt où sont situés les reliefs les plus importants.*

L'utilisation des différents thermochronomètres pour des roches non affectées par les circulations hydrothermales permettra de modéliser l'histoire thermique (QTQt) et thermo-cinématique (Pecube) des massifs de part et d'autre de la faille de la Têt : Mont-Louis, Madrès, Canigou et Carança. Le but de ces modèles est de préciser la chronologie et l'intensité des différents épisodes tectoniques, qui ont affecté la zone d'étude et plus particulièrement la faille de la Têt. Ces résultats seront discutés dans un cadre plus général de l'évolution géodynamique de la chaîne pyrénéenne orientale au Cénozoïque (Sections I.3.D et I.3.E).



Partie II : Méthodologie

1. L'analyse de la fracturation multi-échelle 87

A. De l'échelle régionale à l'affleurement 88

B. L'échelle microscopique 94

2. La thermochronologie 101

A. Echantillonnage et préparation des échantillons 105

B. La méthode (U-Th)/He sur apatite et zircon 109

C. La méthode traces de fission sur apatite et 40Ar/39Ar 119

3. L'analyse des Terres Rares et des gaz dissous 126

A. L'analyse des Terres Rares dans les apatites 126

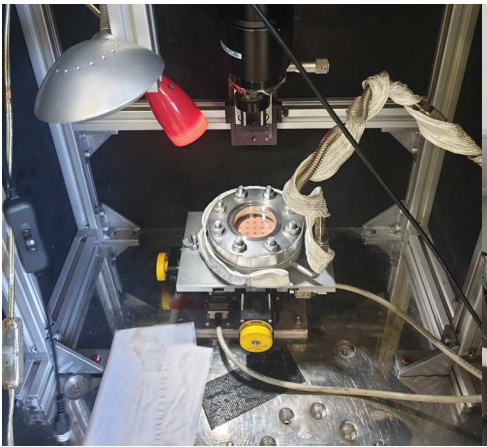
B. L'analyse des gaz dissous dans l'eau 126

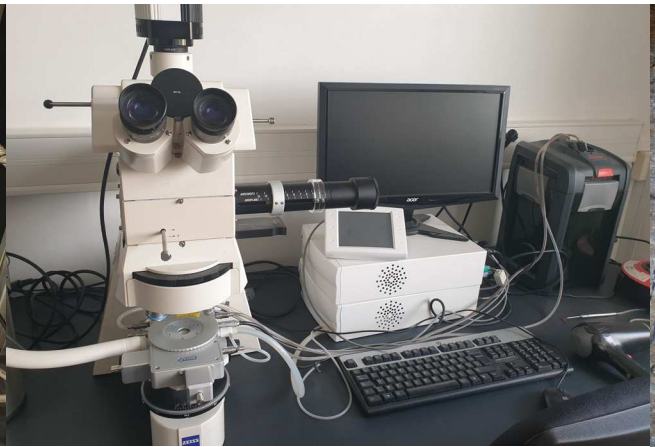
4. Modélisation numérique de l'histoire thermique et thermo-cinématique des massifs 129

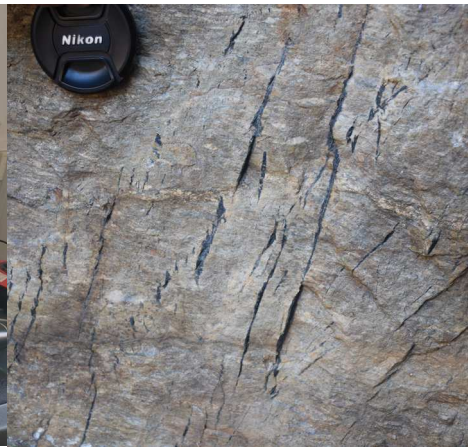
A. Estimation des taux d'exhumation apparents 1D (AER) 130

B. Modélisation d'évolution thermique 1D (QTQt-HeFTy) 132

C. Modélisation d'évolution thermo-cinématique 3D (Pecube) 134







Partie II : Méthodologie

Dans ce chapitre, nous détaillons les différentes méthodes utilisées dans cette thèse. Ces travaux reposent sur le couplage de trois approches : l'analyse structurale multi-échelle, l'utilisation de la thermochronologie aux abords des sources et dans les différents massifs combinée à l'analyse des Terres Rares (REE), et enfin la modélisation numérique 1D (thermique) et 3D (thermo-cinématique) des données thermochronologiques.

1. L'analyse de la fracturation multi-échelle

Une partie de l'analyse des structures cassantes de la zone étudiée a été initiée dans les travaux de thèse de *Taillefer (2017)*, avec en particulier l'étude linéamentaire menée sur des photos SPOT5 (5 mètres de résolution), des photos aériennes (5 mètres de résolution, source IGN) et des modèles numériques de terrain (MNT 30 mètres de résolution, source IGN). Cette première analyse linéamentaire de la partie Est des Pyrénées a été réalisée sur une emprise s'étendant entre 2°E et 2,5°E en longitude et 42,3°N à 42,8°N en latitude. Cette étude a permis de fournir une base sur l'organisation régionale des structures cassantes.

Un linéament est défini selon *Clarke et Cox (1996)* comme « une structure linéaire observable sur des images satellites, qui correspond à une manifestation en surface de la fracturation en profondeur du socle et dont les propriétés géométriques reflètent celles de la structure profonde ». L'analyse linéamentaire permet donc de mettre en évidence l'organisation macroscopique du réseau de faille : orientations, longueurs, densité, … (*O'Leary et al., 1976 ; Himyari, 2002 ; Akame et al., 2013*). Une étude de terrain a permis de confirmer l'existence des linéaments majeurs mis en évidences par analyse linéamentaire, pour préciser le schéma structural des structures cassantes de la zone d'étude (Fig. II.1).

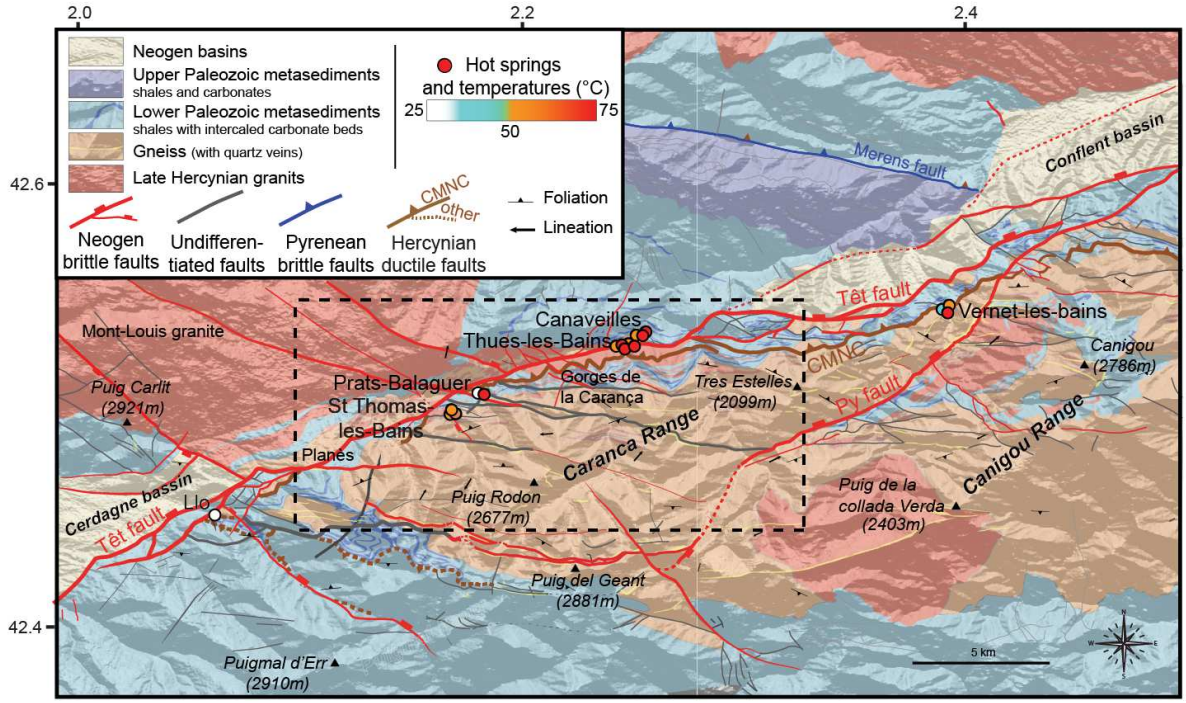


Figure II.1. *Schéma structural des structures néogènes majeures dans la partie Est des Pyrénées basé sur les observations satellite et de terrain (Taillefer et al., 2017). Le cadre en pointillé définit la zone d'étude principale de cette thèse. La Figure II.5 présente une vue plus large de cette carte.*

A. De l'échelle régionale à l'affleurement

L'utilisation des nouvelles images satellitaires SPOT6-7 (1,5 mètres de résolution) a permis de préciser l'analyse linéamentaire réalisé par *Taillefer (2017)* en raison d'une couverture neigeuse moins importante sur la zone d'étude et d'une meilleure résolution sur ces nouveaux clichés. De nombreuses « stations de mesure de la fracturation » (mesure à l'échelle d'un affleurement) ont également permis de compléter l'acquisition satellitaire. Cela permet ainsi de définir les orientations préférentielles des fractures sur l'ensemble des massifs du Canigou, de la Carança et du Mont-Louis. L'analyse du jeu de données obtenu ainsi que son interprétation ont été réalisées dans le cadre de cette thèse.

L'étude se focalise dans une zone plus restreinte située entre Planès et Thuès-les-Bains, où se localisent les sources les plus chaudes de la vallée (Fig. II.1) et qui a été également modélisée par *Taillefer et al., (2018)* comme la zone porteuse d'une anomalie thermique positive et négative la plus importante à l'échelle régionale (cf. Section.I.5.B.iv). Une étude de terrain plus ciblée aux alentours de la faille de la Têt a permis de confirmer les observations faites sur les images satellites et de mettre en évidence des structures plus petites qui n'étaient pas visibles

avec l'analyse linéamentaire, et plus particulièrement aux alentours des sources de Thuès-les-Bains et dans les gorges de la Carança. Cette étude a également permis de mieux définir la fracturation et les roches de faille liées à l'activité de la faille de la Têt.

i) L'analyse de l'endommagement de la faille de la Têt

La faille de la Têt, bien que responsable de l'édification du relief du Canigou et de la Carança dans son mur (*Maurel et al., 2008*), ne présente que peu d'affleurements favorables à son étude structurale. Les gorges de la Carança constituent un affleurement d'une qualité exceptionnelle dans la mesure où il est possible d'observer à la fois les roches de faille et la zone d'endommagement (e.g. *Sibson, 2000 ; Fossen et Rotevatn, 2016*). Ces gorges permettent de réaliser une coupe Nord-Sud quasiment continue sur 500 mètres à partir du cœur de la faille de la Têt. L'incision de la rivière Carança permet de mener une étude structurale détaillée de la fracturation du socle et des minéralisations associées, afin de caractériser la largeur dans la zone d'endommagement (DZ) de la faille de la Têt et les différentes structures en son sein (*Shipton et Cowie, 2001, 2003 ; Berg et Skar, 2005 ; Schueller et al., 2013 ; Choi et al., 2016*).

L'analyse dite ligne d'échantillonnage ou « scan-line » consiste à quantifier la fracturation associée à l'activité d'une faille en s'éloignant de celle-ci afin de connaître l'évolution de l'endommagement. La corrélation entre la diminution de la fracturation et la distance à la « zone cœur » (CZ) de la faille a été démontrée quelles que soient les lithologies (e.g. *Chester et Logan, 1986 ; Beach et al., 1999 ; Schueller et al., 2013 ; Mayolle et al., 2019a*). L'étude fine de l'évolution de la fracturation permet donc de déterminer la largeur de la zone d'endommagement. *Choi et al. (2016)* et *Berg et Skar (2005)* définissent sa largeur en utilisant le nombre cumulé de fractures en fonction de la distance à la faille (Fig. II.2). La première rupture de pente permet d'identifier la zone d'endommagement proximale ou « inner DZ » plus fracturée que la zone d'endommagement distale ou « outer DZ ». La seconde rupture de pente correspond à la limite de la zone d'endommagement de la faille. La fracturation hors de la DZ est appelée « fracturation de fond » et présente une fréquence de fracture moins élevée que dans la zone d'endommagement.

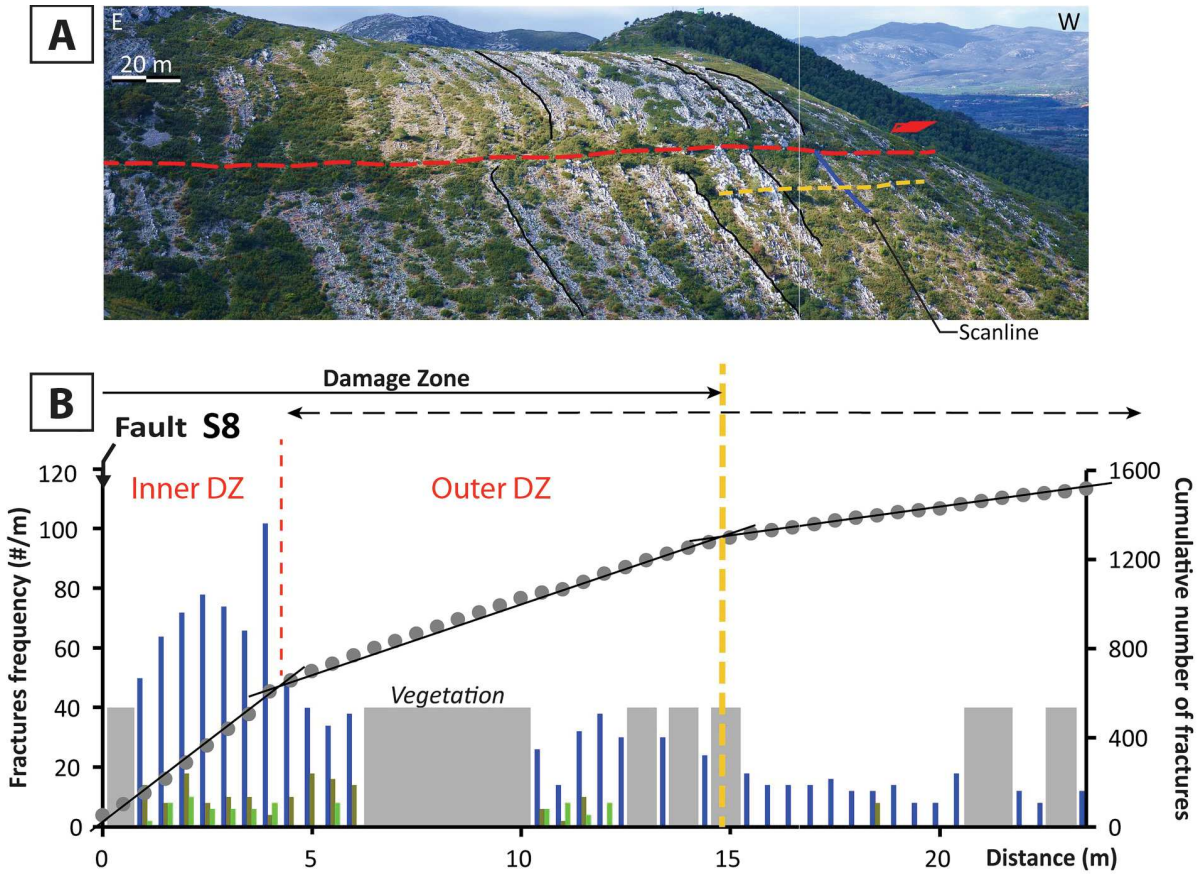


Figure II.2. *Exemple d'analyse scan-line, le long d'une faille normale (Sant-Mateu région de Castellon, Espagne).* ***A.*** *Photo de la faille (en rouge) avec localisation de la scan-line (trait bleu).* ***B.*** *Scan-line avec l'histogramme du nombre de fractures par catégorie et l'évolution du nombre cumulé de fractures. Le premier point d'inflexion du nombre cumulé de fractures marque la limite entre la zone d'endommagement proximale (inner DZ) et la zone d'endommagement distale (outer DZ), le second point d'inflexion délimite la largeur de la zone d'endommagement de la faille (modifié d'après Mayolle et al., 2019a).*

Pour tenir compte de la longueur de l'affleurement à étudier dans la vallée de la Carança, le nombre de fractures a été comptabilisé selon un pas de 10 mètres (fréquence par échantillonnage de 10 m), pas exactement le long d'une ligne d'échantillonnage, mais plutôt sur une hauteur de 1.5 m. Cette fréquence correspond à une densité (ou intensité) P20 qui correspond à un nombre de fractures par aire unitaire A = 10×1.5 m^2 (e.g. *Dershowitz, 1984 ; Dershowitz et al., 1998* ; Fig. II.3). Cependant, cette densité est très proche d'une densité P10 typique des lignes d'échantillonnage puisque ces aires sont très longues (10 m) et peu hautes (1.5 m), ainsi la plus grande dimension étant horizontale. Les choix de la méthode de comptage et de la longueur de l'aire unitaire (10 m) sont essentiellement liés au temps dédié à la réalisation de la scan-line (environ 15 jours d'acquisition) et ont permis de maintenir le meilleur rapport précision/efficacité. Notons que compte tenu de l'orientation quasi perpendiculaire de

la coupe, aucune correction de densité liée à l'obliquité des fractures n'a été appliquée (correction de *Terzaghi, 1965*).

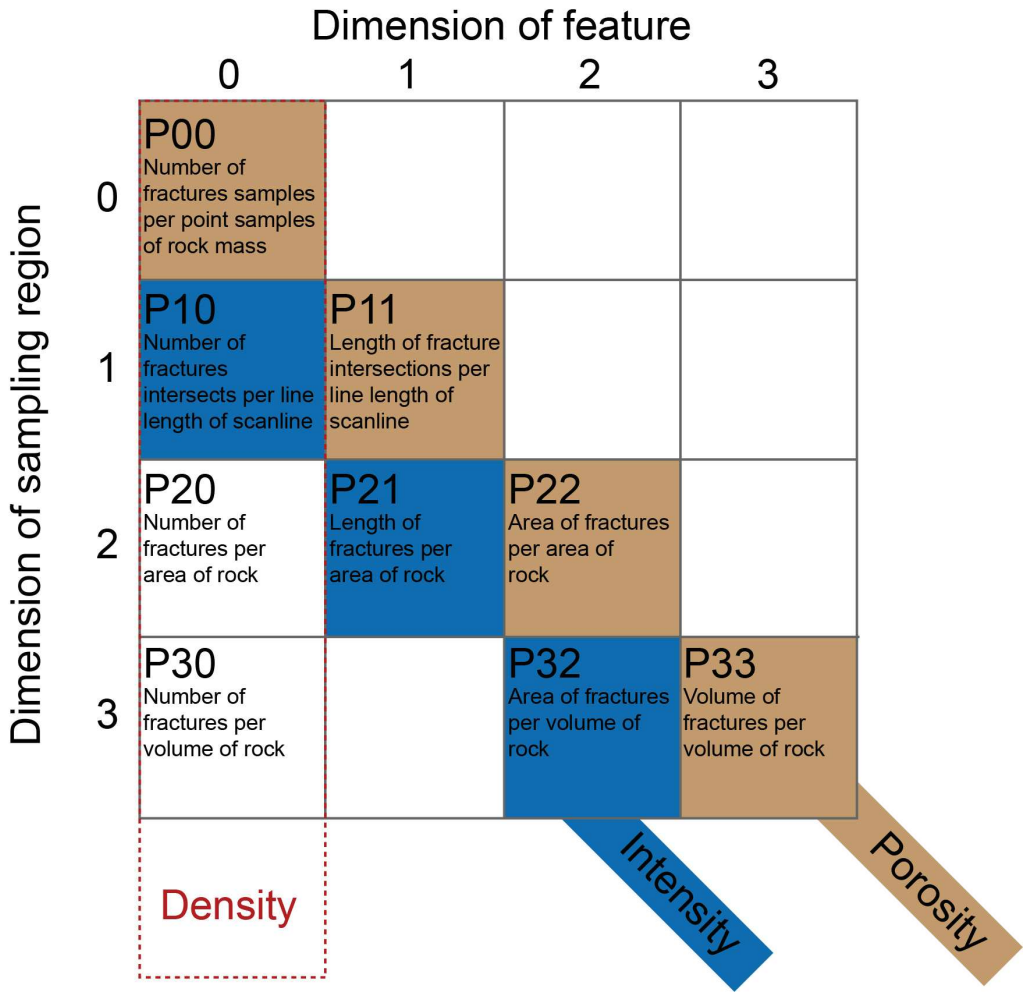


Figure II.3. *Classification des différents types de mesure de la fracturation sous forme de diagramme de la densité des fractures en fonction de la dimension de l'échantillonnage et du type de mesure effectué (longueur, surface, volume), modifié d'après Bisdom et al. (2014).*

Des mesures de foliation ont également été réalisées systématiquement dans ces aires unitaires de mesure lorsque l'affleurement le permettait. L'analyse inclut la mesure du pendage et de l'orientation de nombreuses structures de typologie différente : failles, joints, veines colmatées de minéralisations distinctes. Compte tenu du nombre élevé de fractures comptabilisées (n = 3622), les relevés d'orientation ont été réalisés à la « volée », c'est-à-dire aléatoirement le long de l'affleurement en prenant systématiquement un nombre de mesures représentatif du nombre de fractures comptabilisées. L'acquisition a été réalisée grâce à des smartphones et des tablettes (sous iOS) équipées de l'application FieldMove Clino

©Copyright Midland Valley Exploration Ltd 2014. Les données ont été régulièrement vérifiées avec une boussole et un inclinomètre (*Allmendinger et al., 2017 ; Novakova et Pavlis, 2017*). Enfin, l'ordre de grandeur d'ouverture des fractures a également été estimé. Un tableau présentant l'ensemble des données est disponible dans l'Annexe 2.

Les fractures ont été classées en plusieurs catégories selon leur colmatage, orientation et géométrie. Ces différentes catégories ont donc été comptabilisées indépendamment dans chaque fenêtre d'échantillonnage. Il est cependant important de souligner que lors de la prise de mesures, les fractures avec remplissage de silice ont été subdivisées en deux familles : celles à silice drusique et celles à silice amorphe. Les différents types de minéralisation sont visibles sur les photos E, F, G et H de la Figure II.4. Notons que ces mesures ont été réalisées dans une zone de mylonites hercyniennes qui contiennent un nombre important de fentes de quartz formées en contexte ductile. Afin de caractériser seulement la fracturation cassante de la faille de la Têt, les veines cimentées de quartz qui montrent un rapport ouverture/longueur élevé n'ont pas été comptabilisés (i.e. > 0.05, incompatible avec la déformation des roches cassantes, e.g. *Renshaw et Park, 1997 ; Renshaw et Schulson, 2001*).

ii) L'analyse du protolithe et des zones de faille secondaires

Bien que l'étude de la faille de la Têt et de son endommagement constitue l'essentiel de l'approche structurale de cette thèse, une description des différentes lithologies constituant le protolithe dans les massifs du Canigou de la Carança et du Mont-Louis, couplée à une analyse microscopique a été réalisée. Cette description permettra de distinguer les déformations propres à l'activité cassante de la faille de la Têt des déformations plus anciennes qui affectent l'ensemble des massifs. La nomenclature utilisée pour caractériser les roches est celle de la notice de la carte géologique de Prades (*Guitard et al., 1998*) et de la thèse de *Guitard (1970)*.

La description des accidents avec des rejets moins importants que celui sur la faille de la Têt tels que la faille de Py séparant les massifs du Canigou et de la Carança ou les failles NO-SE aux environs de Prats-Ballaguer (Fig. II.1) permet d'obtenir une vue d'ensemble des différents accidents néogènes d'importance régionale. Ces différents accidents pouvant également servir de drains aux circulations hydrothermales récentes mais aussi avoir un rôle non négligeable dans l'évolution thermique et la construction des massifs.

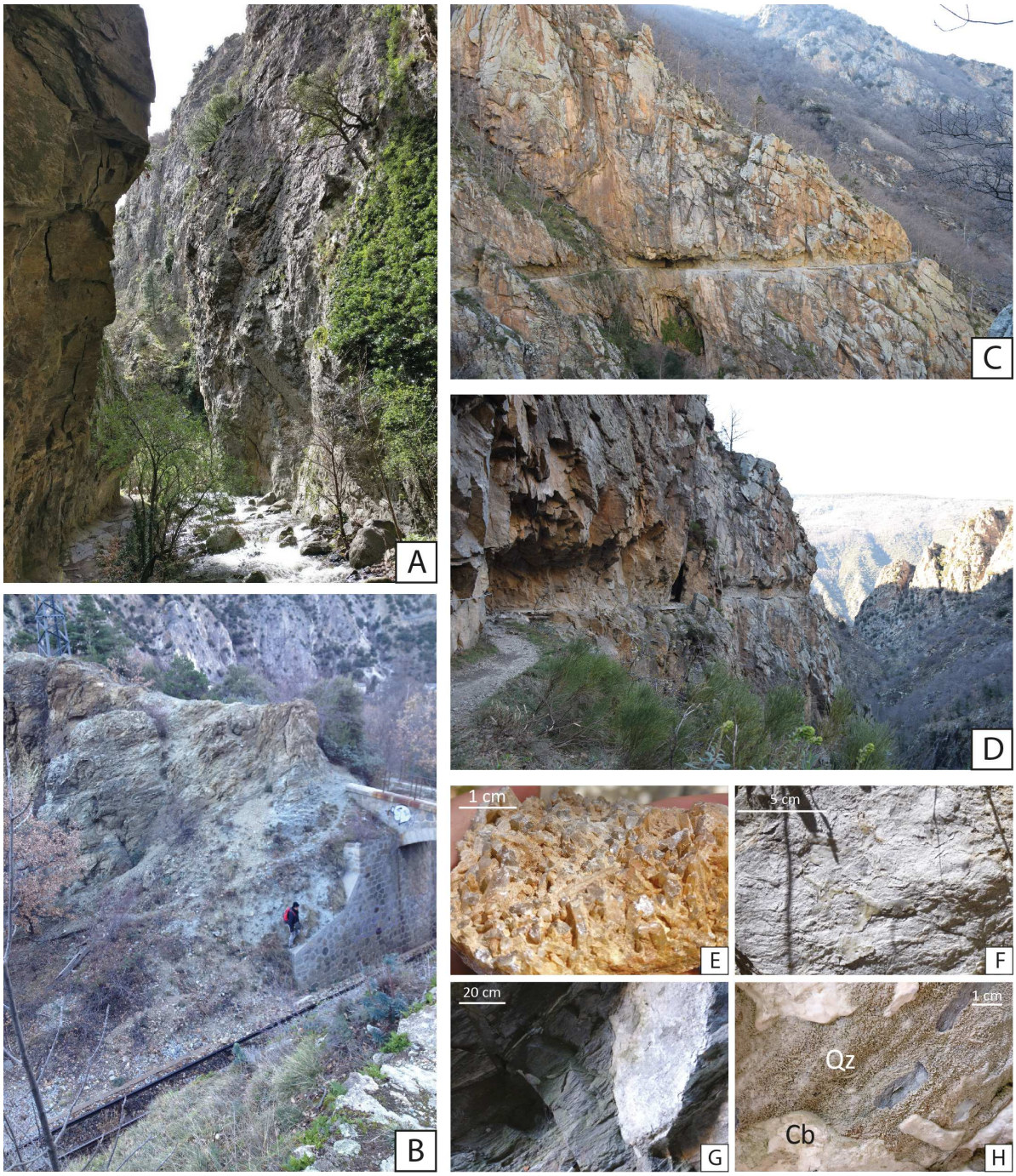


Figure II.4. *Planche de photographies des gorges de la Carança et des différentes minéralisations.* ***A.*** *Vue de l'entrée des gorges de la Carança* ***B.*** *Vue de la zone d'endommagement proximale de la faille de la Têt et de la gouge de faille associée au niveau de l'entrée des gorges de la Carança.* ***C et D.*** *Photographies des affleurements dans les gorges de la Carança. Les photographies E, F, G et H sont des minéralisations observées dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt.* ***E.*** *Silice dite « drusique »,* ***F et G.*** *Calcite sur un plan de fracture et* ***H.*** *Fractures avec remplissage de silice aux épontes et de carbonates au cœur.*

B. L'échelle microscopique

L'étude à l'échelle macroscopique s'est poursuivie à l'échelle microscopique sur 52 nouvelles lames minces réalisées à l'atelier de litholamellage de Montpellier. L'analyse de ces lames minces a permis de décrire les différentes minéralisations présentes le long de la faille de la Têt. La plupart de ces lames ont été échantillonnées dans 3 zones d'étude principales : i) la zone de faille de Thuès-les-Bains et à proximité des sources de Thuès-les-Bains, ii) la zone de faille de la Carança et dans les gorges de la Carança et iii) la zone d'endommagement de St-Thomas et à proximité des sources de St-Thomas-les-Bains et Prats-Ballaguer. Quelques lames minces ont également été réalisées dans la zone d'endommagement de la faille de Py et dans les accidents NO-SE. La localisation des différentes lames réalisées est précisée sur la Figure II.5.

Dans cette thèse, le jeu de lames minces des massifs du Canigou et du Mont-Louis provenant de la thèse de *Maurel (2003)* a pu être utilisé afin de décrire les différentes lithologies hors de la zone d'endommagement de la faille de la Têt. Les lames minces de la thèse de *Taillefer (2017)* ont pu être également utilisées afin d'observer l'altération dans d'autres clusters de sources hydrothermales le long de la faille de la Têt (Vernet, Llo). Les lames provenant d'autres études sont indiquées en bleu sur la Figure II.5.

i) Observations en microscopie optique

Pour la détermination minéralogique et l'analyse pétro-structurale, les observations pétrographiques ont été réalisées à Géosciences Montpellier sur un microscope optique à lumière transmise Olympus BH2 équipé d'une caméra Zeiss. L'observation a été faite en lumière naturelle (LN) et lumière polarisée analysée (LPA). Ces observations ont été réalisées sur des lames d'une épaisseur de 30 µm. La surface entière de ces lames a également été scannée en LN et LPA afin d'avoir une vue d'ensemble des structures.

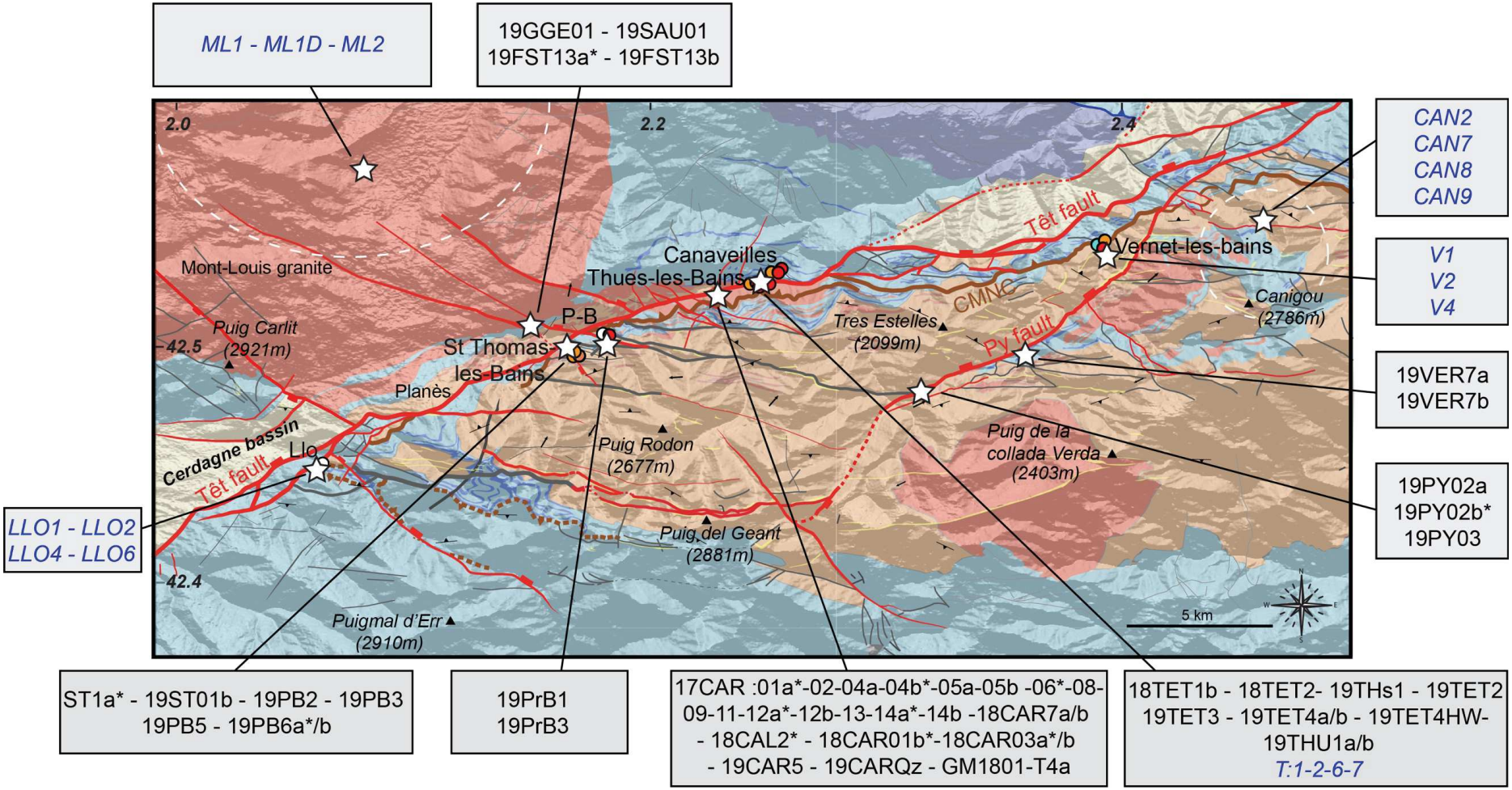


***Figure II.5**. Position des différentes lames minces réalisées dans la zone d'étude. En bleu, les lames minces ML et CAN issues des travaux de thèse de Maurel (2003) et les lames LLO, Ca, T et V des travaux de Taillefer (2017). Le fond géologique et structural est identique à la Figure II.1 modifié d'après Taillefer et al. (2017).*

ii) Observations en cathodoluminescence

L'imagerie par cathodoluminescence repose sur le phénomène physique lié à l'émission de photons dans le spectre du visible quand un échantillon est bombardé par un faisceau d'électrons. L'énergie émise par le faisceau d'électrons va permettre de stimuler le système vers un état d'excitation. Il va s'ensuivre une transformation et un transfert de l'énergie d'excitation, avec l'émission de lumière lors de la relaxation du système qui se traduit par un retour des électrons excités à leur niveau non-excité ou fondamental (Fig. II.6).

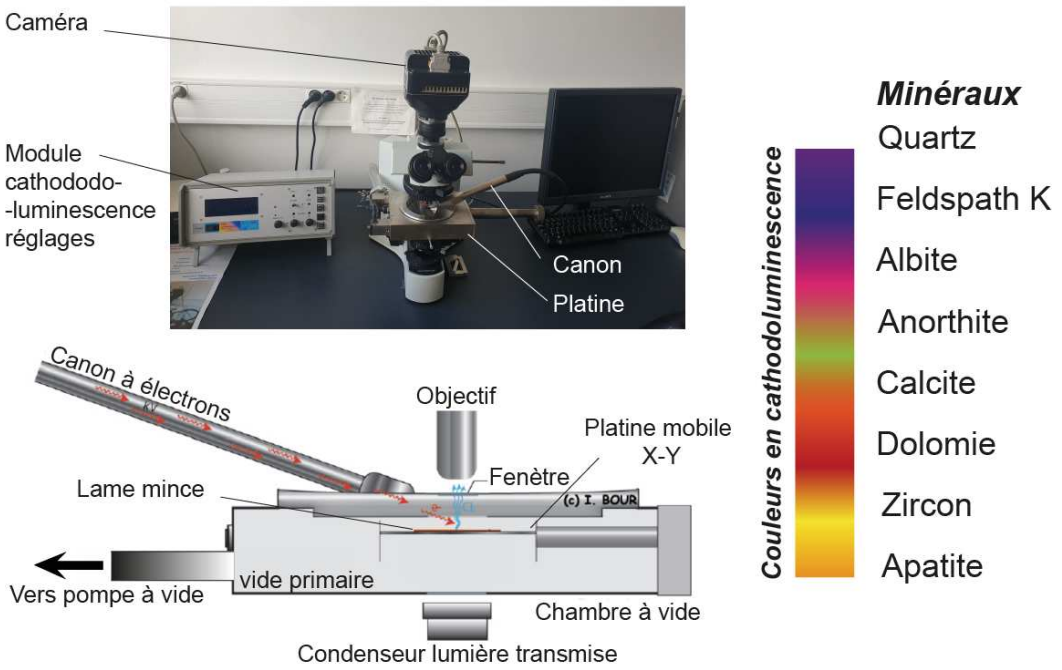


Figure II.6. *Photographie du microscope équipé d'un module cathodoluminescence du laboratoire Géosciences Montpellier. Schéma des principaux composants d'une platine de cathodoluminescence avec les franges de couleurs associées aux différents minéraux (à droite). A noter que ces couleurs peuvent variées selon la composition chimique et les défauts de la matrice cristalline dans les minéraux (modifié d'après Bour, 2010).*

L'observation en cathodoluminescence permet également d'identifier les recristallisations de grains, les différentes phases de cimentation, mais également les zonations au sein des minéraux. En effet les substitutions chimiques dans le réseau cristallin d'un minéral entraînent une émission de photons variable (e.g. *Marshall, 1988 ; Götze, 2012*). Les informations données par la cathodoluminescence sont utiles dans l'étude des déformations à l'échelle microstructurale car elles permettent de distinguer les structures primaires et secondaires ainsi que les différents ciments de remplissage (*Hood et al., 2003 ; Laubach, 2003 ; Gale et al.,*

2004 ; Olson et al., 2009 ; Pudlo et al., 2012 ; Ukar et Laubach, 2016). Les observations en cathodoluminescence ont été réalisées sous un microscope Olympus BX41 équipé d'un dispositif de cathodoluminescence froide CITL 8200 MK 5-1 à Géosciences Montpellier. Les acquisitions ont été réalisées grâce à une caméra haute sensibilité. La cathodoluminescence dite « froide » ne nécessite pas de métallisation préalable des lames minces (Fig. II.6).

Les conditions nécessaires à l'obtention du phénomène de luminescence sont multiples (*Marshall, 1988*). Ce phénomène nécessite la présence de défauts dans la structure cristalline du minéral. Un minéral sans défaut du réseau cristallin et sans zonation n'émettra pas de lumière s'il est bombardé. Les défauts dans la structure du minéral suffisent à induire une luminescence d'intensité très faible (de couleur bleu pour la calcite) appelée luminescence intrinsèque ou luminescence de réseau. La luminescence est également provoquée par la présence d'éléments excitateurs dits « activateurs » qui s'incorporent dans la structure cristalline en se substituant aux éléments majeurs. La structure électronique "non-saturée" des éléments activateurs permet aux électrons de passer d'un niveau fondamental à un niveau d'excitation restituant ainsi l'énergie accumulée sous forme de lumière. La longueur d'onde observée est à la fois caractéristique de l'élément activateur et du minéral. Par exemple, le manganèse présentera une émission à 620 nm (orange) dans la calcite, 560 nm (vert) dans l'aragonite ou 650 nm (rouge) dans la magnésite (*Marfunin, 1979 ; Marshall, 1988 ; Mason et Mariano, 1990 ; Machel et Burton, 1991 ; El Ali et al., 1993 ; Habermann et al., 2002*). Les activateurs de luminescence les plus fréquents sont le Mn^{2+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, les groupements uranyls $(UO_2)^{2+}$ et quelques métaux lourds comme Ti^{+} et Pb^{2+} ou semi-conducteurs comme ZnS. A tous ces types d'activateurs, il faut rajouter les Terres Rares (REE) de valence 2+ et 3+ qui sont capables d'émettre de la lumière à faibles concentrations.

Il existe une relation entre la quantité d'un élément activateur et l'intensité de luminescence mesurée (attention cette relation n'est pas toujours linéaire ; *Marshall, 1988*). Il est toutefois nécessaire que l'activateur soit présent en quantité suffisante pour provoquer le phénomène de luminescence. Les concentrations nécessaires dépendent de l'activateur et du minéral étudié. De plus, le seuil de luminescence est variable selon le détecteur et l'outil utilisé. Des éléments « inhibiteurs » peuvent réduire ou occulter le phénomène de luminescence, par exemple le Fe^{2+} ou le Co^{2+}. Dans les zones d'un minéral où il y a une surconcentration en éléments activateurs, une auto-inhibition peut occulter le phénomène de luminescence (*Götze, 2000 ; Pagel et al.,*

2000). Dans cette étude, nous porterons une attention particulière aux minéraux accessoires dans les lames minces et plus particulièrement aux microstructures portant des minéraux d'apatite révélés par des teintes jaunes/vertes (*Bour, 2010*).

iii) Étude des inclusions fluides par microthermométrie

Une étude des inclusions fluides (IF) a été menée sur 10 lames indiquées avec une astérisque (*) dans la Figure II.5 Après une sélection à partir des lames minces d'observation (30 µm), il a été réalisé pour chaque échantillon sélectionné une lame épaisse (100-150 µm) à partir du talon de la lame mince d'observation. Cette étude a été menée sur un microscope Zeiss Axioplan 2 équipé d'une platine microthermométrique Linkam (température réglable entre -200 °C et 600 °C) et d'une caméra Qimaging. Ce microscope permet d'analyser des inclusions > 10 µm.

La microthermométrie permet de contraindre les conditions de pression et température dans lesquelles les inclusions se sont formées. Il est nécessaire de rappeler la définition d'une inclusion fluide : il s'agit d'un pore non connecté au sein d'un cristal dans lequel plusieurs phases (liquide, gaz, solide) ont été piégées. Comme le montre la Figure II.7 plusieurs types d'inclusions peuvent donc être distingués selon leur chronologie relative par rapport à la formation du cristal hôte (*Roedder, 1973 ; Roedder et Bodnar, 1980 ; Goldstein, 2001 ; Bodnar, 2003*) :

- *IF primaires* : inclusions fluides associées à la croissance du minéral (individuelles) ou dans les bandes de croissance.

- *IF pseudo secondaires* : inclusions fluides piégées dans les minéraux colmatant des fractures avant la fin de la croissance de ces minéraux.

- *IF secondaires* : inclusions fluides le long de fractures affectant des minéraux et piégés après la croissance des minéraux colmatant la fracture.

Avant la mesure, il est nécessaire d'identifier visuellement le type de système étudié. Seules les inclusions fluides contenant 2 phases ou plus peuvent être observées par microthermométrie. Dans cette étude, des inclusions biphasées Liquide-Vapeur (LV), des inclusions triphasées Liquide-Vapeur-Halite (LVH) et Liquide-Vapeur-Halite-Solide(s) (apatite, adulaire, feldspath, …) ont été analysées (Fig. II.7).

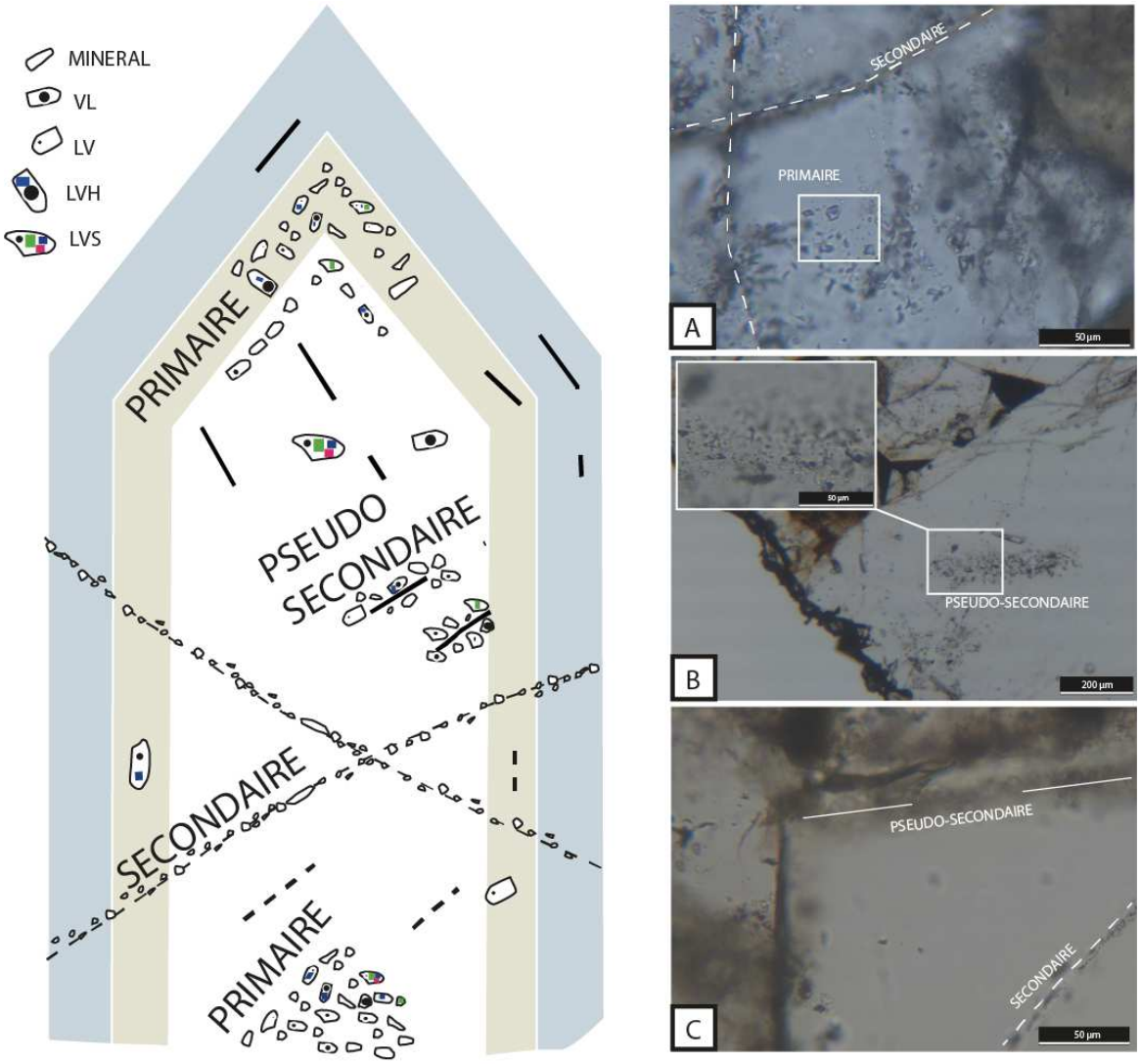


Figure II.7. *Schéma des différents types d'inclusions fluides piégées dans un minéral (modifié d'après Mangenot, 2017). Les photos A, B et C montrent les différents types d'inclusions dans du quartz des échantillons des gorges de la Carança.*

La mesure consiste à déterminer quatre températures de transition par chauffage et refroidissement de l'inclusion. Ces températures sont définies ci-dessous :

- *Te : température eutectique ou température de première fusion de la phase liquide qui* correspond à la température du début de fusion de la glace. Lors du refroidissement l'inclusion change de couleur et possède un aspect « granuleux ».

- Tm_{ice} *: température de fusion de la glace* qui correspond à la température de fusion du dernier cristal de glace, qui se traduit par un mouvement de la bulle de gaz au sein de l'inclusion fluide lors du chauffage.

- *Th : température d'homogénéisation* qui correspond à la température où l'inclusion fluide passe d'un état hétérogène à homogène.

- *Tm_h : température de fusion de l'halite* qui correspond à la température à laquelle le cube d'halite fond complètement lors du chauffage progressif de l'inclusion fluide triphasée.

Ces quatre températures peuvent être déterminées seulement pour des systèmes de type LVH (triphasés). Pour les inclusions biphasées seulement la température eutectique (Te), la température de fusion de la glace (Tm_{ice}) et la température d'homogénéisation (Th) peuvent être déterminées. L'étalonnage de la platine a été effectué à l'aide d'inclusions fluides synthétiques contenues dans du quartz avec une Tm_{ice} égale à 0 °C et une température d'homogénéisation liquide-vapeur (Th_{LV}) de 374 °C. Le biais analytique associé à la mesure de la Tm_{ice} est de 0,1 °C et de l'ordre de 1 °C pour la Th.

La température d'homogénéisation (Th) dans le cas d'inclusions fluides de type LV nous donnera la température minimale du fluide (*Goldstein, 2001 ; Dyja, 2014*). Pour les systèmes plus complexes (LVH et LVHS), la température de la fusion de l'halite (Tm_h) nous donnera la température minimale du fluide. Les températures eutectique (Te) et de fusion de la glace (Tm_{ice}) sont des paramètres liés à la chimie de l'inclusion et plus directement à la chimie du fluide et/ou du gaz. Elles peuvent être utilisés pour retrouver la salinité du fluide contenu dans l'inclusion et les pressions minimales de piégeage de l'inclusion fluide. Le calcul de la salinité et de la pression impose de choisir un système chimique. Dans cette thèse des calculs préliminaires ont été réalisés avec le système NaCl-H_2O selon la procédure **H**OKIE**F**LINCS_H2O-NACL développée par *Steele-MacInnis et al. (2012)*. Cette procédure est basée sur l'équation suivante pour le calcul de la salinité (*Bodnar, 1993*) :

$$(1)\ \text{Salinité} = 1.78 \times \theta - 0.0442 \times \theta^2 + 0.000557 \times \theta^3 \text{ , où } \theta = Tm_{ice} \text{ en °C}$$

Pour résumer

L'analyse de la fracturation se fera à deux échelles :

- *A l'échelle macroscopique : cartographie des différents linéaments et description de la fracturation et des roches de faille dans la zone d'étude.*

- *A l'échelle microscopique dans des zones ciblées aux alentours des zones de faille, assistée par une analyse cathodoluminescence et des inclusions fluides dans les lames-minces.*

2. La thermochronologie

La géochronologie est basée sur la décroissance radioactive naturelle mise en évidence par *Becquerel (1896)*. A la suite de cette découverte, des études menées par *Rutherford et Soddy (1902)* et *Rutherford (1906)* ont montré que cette décroissance radioactive est seulement dépendante de la nature du noyau radioactif (λ la constante de décroissance radioactive) et du temps (t) ; voir l'équation (2) :

$$(2)\ \frac{\partial P}{\partial t} = -\lambda P, \text{ où } P \text{ est le nombre d'isotope père radioactif.}$$

Sachant que la quantité d'isotopes père (P) à un moment donné est uniquement dépendante de la quantité initiale d'isotope père (P_0), cela donne :

$$(3)\ P = P_0 e^{-\lambda t}$$

La quantité d'isotopes fils radiogénique (F) est liée à la quantité d'éléments pères par la relation :

$$(4)\ F = P(e^{-\lambda t} - 1)$$

L'équation (4) permettant d'arriver à la formule générale du calcul d'un âge :

$$(5)\ t = \frac{1}{\lambda} ln\left(\frac{F}{P+1}\right)$$

Les travaux de *Rutherford et Soddy (1903)* ont montré l'existence d'une radioactivité α liée à l'émission de noyau d'hélium (He) à partir d'uranium radioactif et proposent la première mesure de l'âge d'une roche basée sur la décroissance radioactive. Le développement des spectromètres de masse dans les années 1940 va permettre de mesurer avec une meilleure précision les rapports isotopiques P/F dans les roches et les minéraux aboutissant ainsi à la publication des premiers âges U-Pb (*Nier, 1939*). Plusieurs méthodes ont été progressivement développées au cours des décennies suivantes. Les années 1970/1980 sont marquées par le développement de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (*Berger, 1975 ; Hanson et al., 1975 ; Harrison et al., 1985 ; Maluski, 1985 ; McDougall et Harisson, 1999*) et traces de fission sur apatite (*Gleadow et al., 1983 ; Green et al., 1986 ; Baldwin et Lister, 1998 ; Gallagher et al., 1995*). C'est un

peu plus tardivement qu'apparait la méthode (U-Th)/He sur apatite (*Zeitler et al., 1987 ; Farley et al., 1996 ; Wolf et al., 1996, 1998 ; Farley, 2000, 2002*). Les dix dernières années sont marquées par le développement de la datation (U-Th)/He sur de nouveaux minéraux tels que les monazites, goethites et hématites (e.g. *Ault et al., 2019* ; Fig. II.8).

Rapidement, les analyses isotopiques réalisées sur plusieurs espèces minérales au sein d'une même roche ont montré que les âges obtenus sont pour la plupart trop jeunes par rapport aux datations relatives de la roche hôte. L'accumulation de datations absolues a permis de montrer qu'il existe une chronologie systématique dans l'enregistrement isotopique des diverses espèces minérales utilisées pour ces datations. Les âges obtenus sont donc dépendants du minéral considéré mais également du système isotopique utilisé. Ces observations introduisent la notion de fermeture du système, qui correspond au moment où le système minéral est rétentif et ne perd plus d'éléments fils (*Jäger, 1967*). *Dodson (1973)* applique les principes de diffusion dans un solide à l'échelle d'un volume minéral et formalise mathématiquement les équations de températures de fermeture (*Tc*) auxquels les systèmes sont dits fermés ou « clos » (équation 6). Passé cette température de fermeture, les éléments fils radiogéniques ne peuvent plus diffuser hors du réseau cristallin du minéral.

$$(6)\ Tc = \frac{E/R}{ln\frac{ARTc^2D_0/a^2}{E\tau}}$$

Où E est l'énergie d'activation (en cal/mol), R est la constante des gaz fixée à 1,987 (cal/deg/mol), A une constante numérique dépendante de la géométrie du solide, D_0 le coefficient de diffusion du minéral (en cm^2/s), a est le rayon du grain (en cm^2) et τ le taux de refroidissement (°C/Ma). La température est donc le principal facteur du déclenchement d'un chronomètre isotopique, on parle alors de thermochronomètre. Comme le montre la Figure II.8, les températures de fermeture sont différentes selon le couple système isotopique/minéral choisi. Par exemple, les datations U-Pb sur zircon sont associées à des températures de l'ordre de 900 °C et enregistrent la cristallisation du minéral. Les datations par traces de fission ou (U-Th)/He sont associées à des températures de fermeture inférieures à 350 °C et sont utilisées pour retracer l'évolution thermique des échantillons. Ces températures de fermeture comme montré ci-dessus dans l'équation de *Dodson (1973)* sont directement dépendantes de la géométrie des grains et des taux de refroidissement.

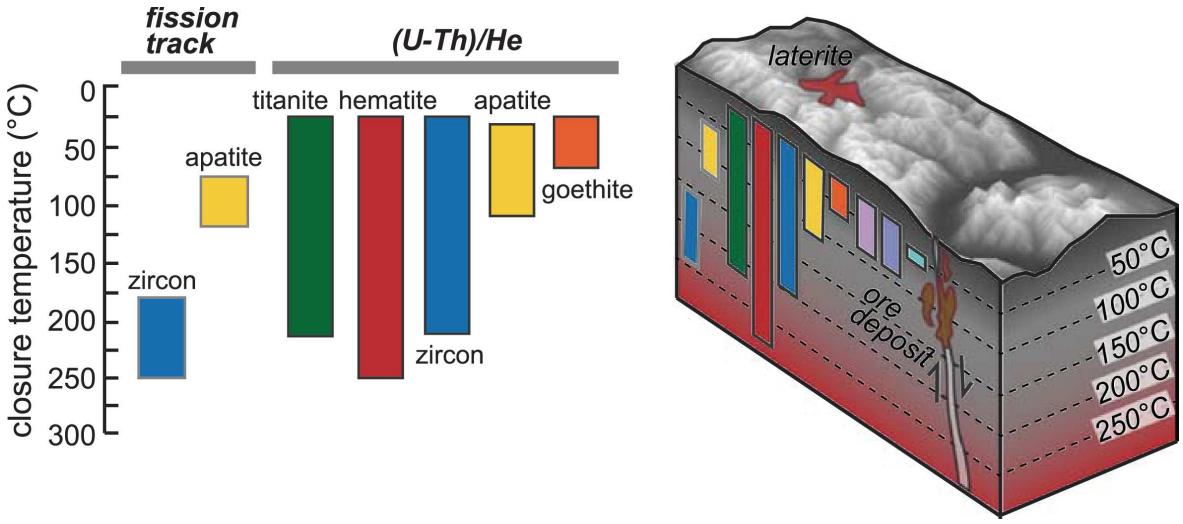


Figure II.8. *Gamme de températures de fermeture des principaux thermochronomètres basse température avec le bloc 3D associé (Ault et al., 2019).*

Les thermochronomètres dits « de basse température » (< 250 °C) utilisés dans cette étude (Fig. II.9) sont sensibles à des variations thermiques de faible intensité. En effet, la dynamique de refroidissement des échantillons essentiellement liée à la vitesse d'exhumation du bloc crustal va entrainer un temps de résidence plus ou moins long dans la zone de rétention partielle (PRZ) pour les systèmes (U-Th)/He (*Wolf et al., 1998*) ou zone de cicatrisation partielle (PAZ) pour les traces de fission (*Green et al., 1986, 1989 ; Donelick, 1991*). Dans cette zone, la rétention de l'hélium où la cinétique de cicatrisation des traces est aléatoire, un temps de résidence important dans cette zone peut entrainer un étalement des âges obtenus (*Stockli et al., 2000*). Inversement, un passage rapide de la PRZ ou PAZ permettra d'obtenir des âges groupés. Parallèlement, de nombreuses études ont montré dans le cas d'histoire thermique complexe, la possibilité de « remise à zéro » d'un thermochronomètre par la perte partielle ou totale de l'ensemble des éléments fils associée à une hausse de la température dans la roche hôte (*Mason, 1961 ; Hurley et al., 1962 ; Westcott, 1966 ; Dewey et Pankhurst, 1970*). Ce phénomène est bien démontré pour les auréoles de contact métamorphique (*Hart, 1964 ; Hanson et Gast, 1967*), mais également dans le cas de circulations de fluides (i.e. *Corfu et Stone, 1998 ; Wölfler et al., 2010 ; Tartese et al., 2011 ; Ault et al., 2016*). Les thermochronomètres de basse température sont par définition les plus sensibles à l'évolution thermique dans la croûte. Par exemple, l'hélium contenu dans un cristal d'apatite peut être totalement ou partiellement perdu lors de la surimposition d'un pic thermique. Il en est de même pour les traces de fission qui peuvent s'effacer partiellement ou totalement, rajeunissant

l'âge AFT du grain. Le concept de température de fermeture a donc été affiné en conséquence à l'aide de modèles de diffusion, en particulier pour les thermochronomètres de basse température (*Ault et al., 2019* pour une revue) pour lesquels la fermeture du système peut être instantanée ou progressive selon le contexte régional mais également en fonction des caractéristiques physico-chimiques propres au minéral étudié. Pour ces thermochronomètres une gamme de température de fermeture plus ou moins étendue est communément admise (Fig. II.8).

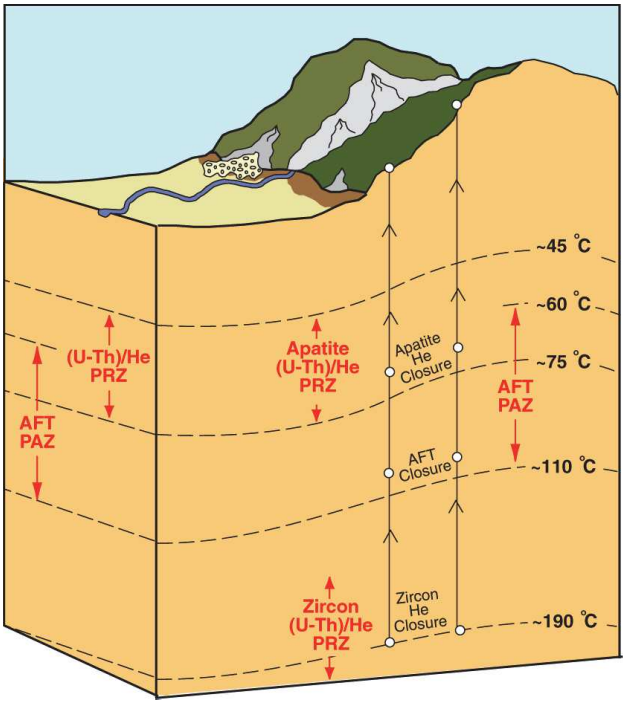


Figure II.9. *Bloc 3D montrant les températures de fermeture des 3 systèmes principalement utilisés dans de cette étude. Les PRZ : Zones de Rétention Partielles et la PAZ : Zone de Cicatrisation Partielle sont indiquées pour les 3 systèmes (modifié d'après Glotzbach, 2017).*

Dans ce travail, afin d'avoir une résolution fine de la thermicité en subsurface, trois thermochronomètres de basse température ont été utilisés : (U-Th)/He sur apatite, traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur zircon afin de retracer l'histoire thermique des échantillons depuis environ 210 °C jusqu'à ~45 °C (*Ault et al., 2019* ; Fig. II.9). Cette plage thermique correspond à des profondeurs comprises entre ~2 et 8 km, en considérant un gradient géothermique typique des zones de montagne de 25 °C/km (*Bodmer, 1982 ; Lakatos et Miller, 1983*). Ces différents thermochronomètres apportent donc des contraintes sur l'évolution thermique récente des massifs dans la zone d'étude, mais également sur l'évolution topographique des différents massifs (*van der Beek et al., 1995 ; Valla et al., 2012* ; Fig. II.9).

Le but de l'étude est d'estimer l'ampleur et l'intensité des perturbations thermiques le long de la faille de la Têt associées aux circulations hydrothermales.

A. Échantillonnage et préparation des échantillons

Les échantillons récoltés sur chaque point d'échantillonnage représentent 3 à 5 kg de roches essentiellement d'origine magmatique ou métamorphique (granites, gneiss). J'ai traité l'ensemble des échantillons au service broyage et préparation des minéraux de Géosciences Montpellier, en réalisant le travail de broyage et tamisage. La séparation minérale a été réalisée en collaboration avec le responsable du service. Le processus de séparation des minéraux accessoires (apatite, zircon) est résumé dans la Figure II.10.

i) Broyage et tamisage

Les échantillons sont d'abord broyés à l'aide d'un broyeur à mâchoires (Fig. II.10A). Les roches sont fragmentées à plusieurs reprises avec un écartement des mâchoires de plus en plus réduit, jusqu'à obtenir des fragments de taille inférieure au millimètre (gravier fin). L'utilisation du broyeur à anneaux durant un laps de temps très bref a été nécessaire sur les lithologies les plus résistantes.

Les échantillons sont ensuite tamisés sur une colonne de tamis avec des mailles décroissantes : 2 mm, 500 µm, 200 µm et 100 µm (Fig. II.10B). La fraction 100-200 µm est ensuite rincée à l'eau claire afin d'éliminer les fractions les plus fines. Le rinçage est une phase essentielle car il permet ensuite une séparation des minéraux par liqueurs denses plus efficace (Section II.2.A.ii). La fraction est ensuite séchée à l'air libre dans une salle blanche. Les apatites et zircons sont recherchés dans la fraction 100-200 µm, les minéraux des fractions supérieures sont davantage susceptibles de contenir des inclusions et des fractures (*Bour, 2010*). Les minéraux de la fraction inférieure (< 100 µm) nécessitent quant à eux des corrections trop importantes pour les datations (U-Th)/He (cf. Section II.2.B).

ii) Séparation des minéraux

Les minéraux recherchés ont une densité supérieure à 3 : zircons (> 3,3) et apatites (3,1-3,3). La fraction une fois sèche est passée sur une table densimétrique (Fig. II.10C) afin de faire un premier tri par gravité des minéraux. Les échantillons sont ensuite triés par passage aux liqueurs denses dans une ampoule à décanter contenant du bromoforme de densité 2,89

(Fig. II.10D) afin de séparer une fraction minérale lourde contenant en particulier les minéraux accessoires à dater d'une fraction légère contenant des minéraux de densité inférieure à la liqueur (quartz, plagioclase, feldspaths, micas …). Afin de séparer les apatites et les zircons contenus dans la fraction lourde, nous utilisons également le diodométhane de densité 3,38. Les fractions sont rincées après chaque étape et à la fin des séparations. La présence de particules « fines » peut affecter la qualité de la séparation par flottaison. Ces fines particules peuvent s'agglomérer et entraîner des minéraux moins denses que la liqueur au fond de l'ampoule à décanter.

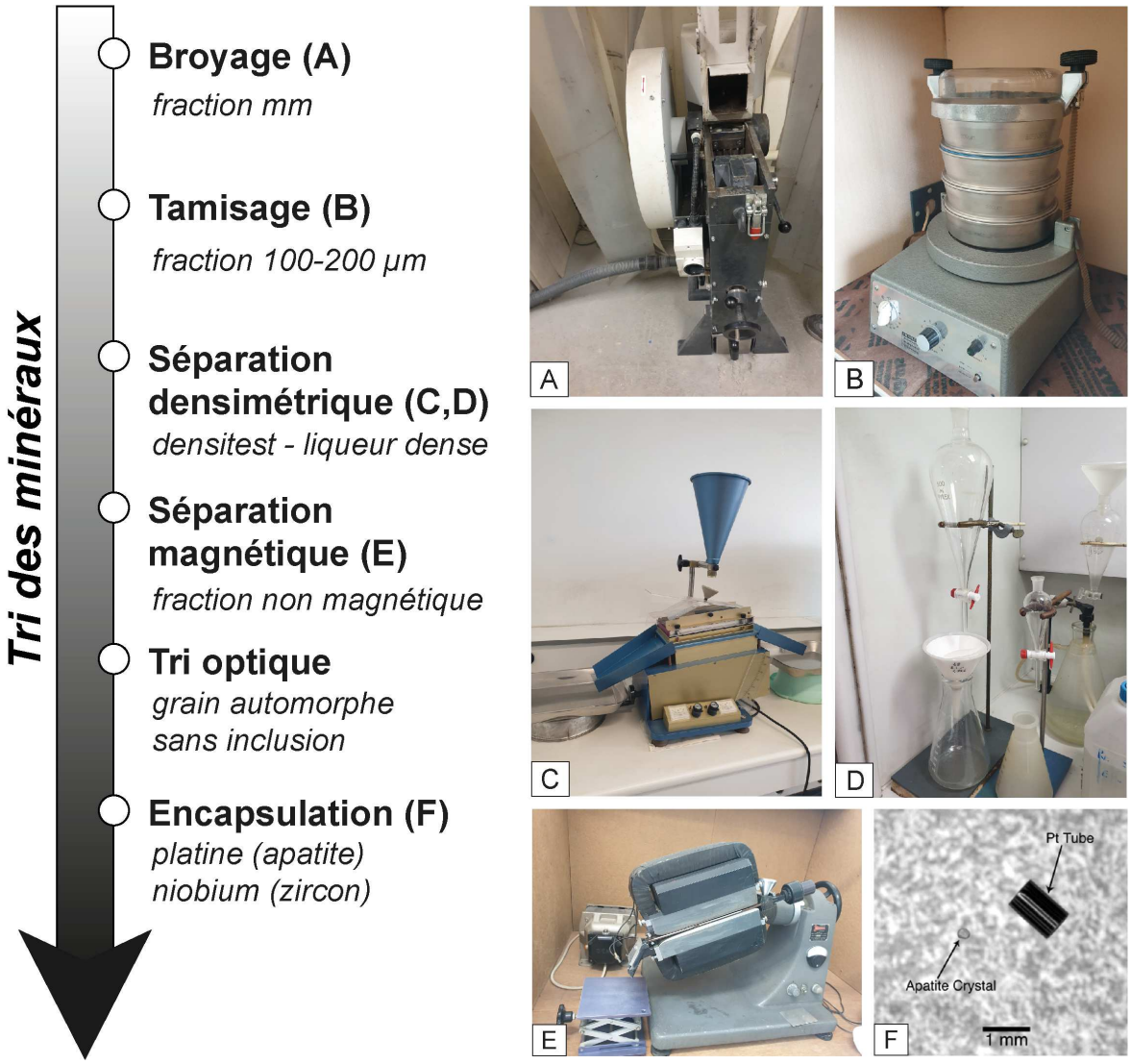


Figure II.10. *Séquence des principales phases de préparation des échantillons en laboratoire avec illustration des différentes techniques utilisées (**A.** Broyeur à mâchoire, **B.** Colonne de tamis, **C.** Densitest, **D.** Ampoule à décanter, **E.** Frantz et **F.** Capsule de platine destinée à l'encapsulation des apatites).*

Les minéraux à dater sont ensuite concentrés sur des critères magnétiques, grâce à un séparateur à barrière de champ de type Frantz (Fig. II.10E). Les grains s'écoulent dans un entonnoir avec un débit contrôlé. Les minéraux magnétiques à proximité de l'électroaimant sont déviés (magnétite, biotite, …) tandis que les minéraux non magnétiques ne sont pas affectés (apatites, zircons, …).

iii) Sélection des grains

La sélection des grains se fait selon plusieurs critères, le premier critère à considérer étant la géométrie du minéral. En effet pour la méthode (U-Th)/He, les grains doivent être autant que possible automorphes, facilement caractérisables avec des arêtes nettes. Le volume calculé à partir de la géométrie et des mesures effectuées a un impact direct sur le calcul de l'âge (voir paragraphe suivant Section II.2.B.i). Le second critère est la pureté du minéral qui ne doit pas présenter d'inclusion et le moins possible de fractures. L'absence de trace d'altération en surface a fait également partie des critères de sélection (*Murray et al., 2014*). Les grains sont donc systématiquement observés en LN et LPA afin de s'affranchir de ces effets.

Afin de révéler la présence éventuelle d'inclusions dans les minéraux ou de zonations (Fig. II.11 ; *Farley et al., 2011 ; Ault et Flowers, 2012*), quelques grains d'apatite et de zircon ont été sélectionnés et montés sur un plot en résine epoxy. Des clichés haute résolution de la surface des grains ainsi que des cartographies élémentaires ont pu être réalisés au Microscope Électronique à Balayage (MEB FEI Quanta 200 FEG) du service de microscopie analytique de l'Université de Montpellier. Le MEB fonctionne sur le même principe que la cathodoluminescence (Section II.1.B.ii) grâce aux interactions électrons-matière et l'ionisation de la surface de l'échantillon. Le balayage de l'échantillon par le faisceau d'électrons permet d'obtenir une image reconstituée pixel par pixel dont la valeur des niveaux de gris est associée à l'intensité collectée par le détecteur d'électrons. Cette quantité d'électrons émis est liée à la topographie de la surface de l'échantillon et plus particulièrement, quand on étudie une surface polie, à la composition chimique. Les paramètres associés aux observations MEB sont indiqués sur les acquisitions. Les seuils de détection du MEB étant relativement élevés, les concentrations ponctuelles en uranium, thorium et samarium (ainsi que des autres Terre Rares) ont été mesurées ponctuellement au sein des grains grâce à des analyses par ablation laser (LA-ICPMS) réalisées sur l'Element2 XR de la plateforme AETE-ISO de l'OSU OREME (Université de Montpellier), suivant une procédure identique à celle décrite dans *Bruguier et*

al. (2017). La largeur du spot laser utilisé ainsi que les différents grains analysés sont détaillés dans la Section V.1.

Des analyses à la microsonde électronique (EPMA Cameca SX100) ont également été réalisées sur ces grains afin de déterminer la composition chimique en éléments majeurs des apatites. Le faisceau d'électrons généré pour ces analyses possède une tension de 20 keV et une intensité de 10 nA. Le diamètre du faisceau d'électrons incident est de 10 µm. Les éléments analysés sur les apatites sont le F, Si, P, Cl, Ca, Fe, O. La teneur en chlore des apatites a un impact direct sur la diffusion de l'hélium et donc la température de fermeture du système (U-Th)/He (Fig. II.11 ; *Djimbi et al., 2015*).

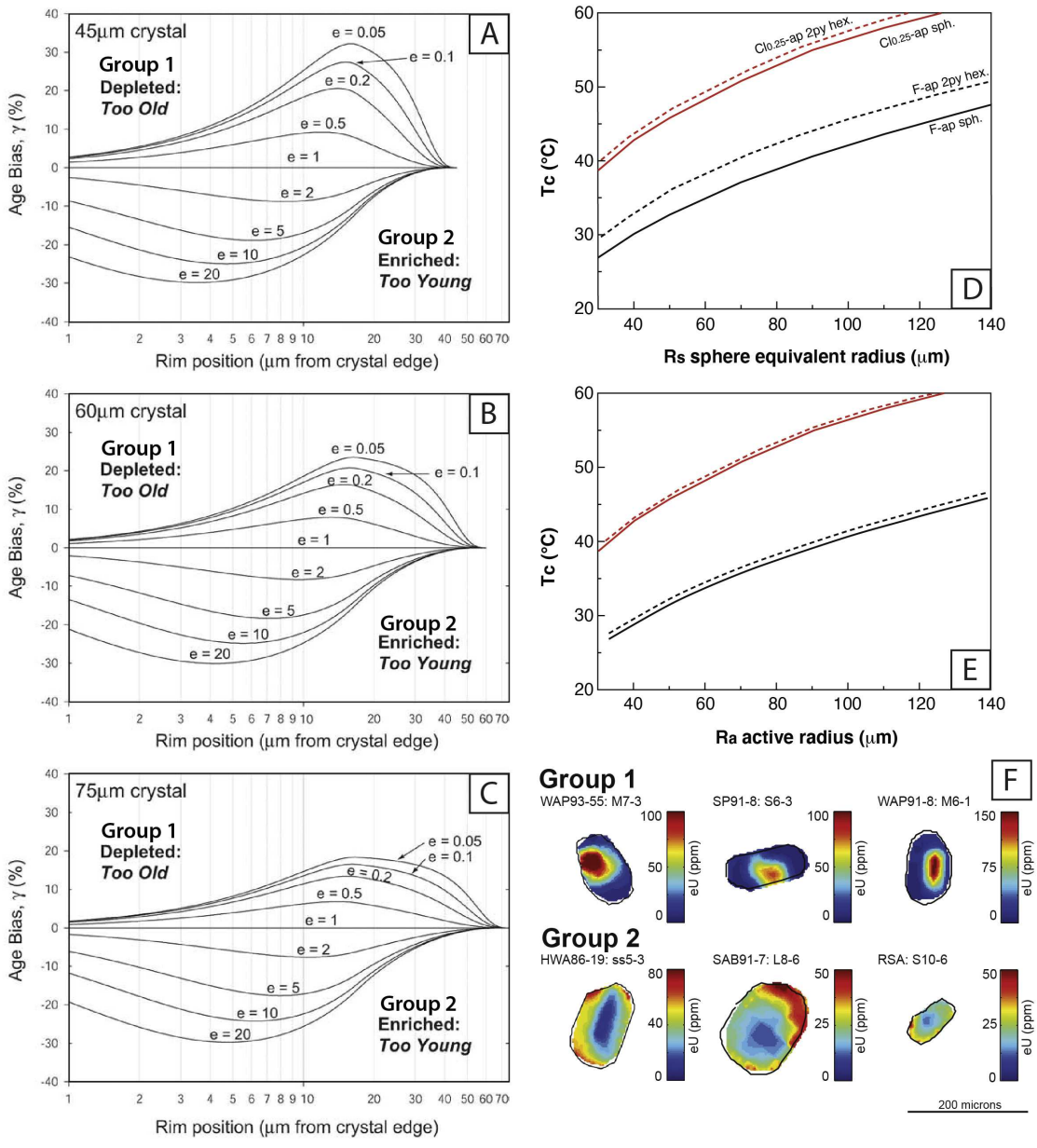


Figure II.11. A, B et C. *Graphique des erreurs d'âges (U-Th)/He en fonction de l'épaisseur des bordures des grains d'apatite pour des grains pauvres en bordure (depleted- group 1) et des grains riches en bordure (enriched – group 2), la valeur « e » correspond au facteur d'enrichissement modifié d'après Hourigan et al., (2005).* ***D et E.*** *Graphique de l'évolution de la température de fermeture (Tc) du système (U-Th)/He dans l'apatite en fonction du rayon des grains. Ces graphiques montrent que la température de fermeture d'une apatite riche en chlore est supérieure à celle d'une fluoro-apatite (Djimbi et al., 2015).* ***F.*** *Carte des concentrations en eU (éléments pères) pour différents grains d'apatite, le groupe 1 correspond aux grains pauvres en eU en bordure de grain et riche au cœur et inversement pour le groupe 2 (Ault et Flowers, 2011).*

Une fois les grains sélectionnés pour les datations (U-Th)/He, ces derniers sont mesurés sous la loupe binoculaire. Les grains sont ensuite placés individuellement dans une capsule composée à plus de 99,9 % de platine pour les apatites et de niobium pour les zircons. Ces capsules ont une longueur de 1 mm et d'un diamètre de 0,7 mm. Lors du chauffage, ces capsules permettent de ne pas perdre le grain mais assure également un chauffage homogène de celui-ci. L'encapsulation permet également de déplacer aisément le grain entre les différentes étapes d'analyse. Dans cette thèse, les analyses (U-Th)/He sont dites « mono-grain » car un seul grain est daté avec en moyenne quatre réplicats par échantillon.

B. La méthode (U-Th)/He sur apatite et zircon

i) Principes de la méthode (U-Th)/He

La méthode (U-Th)/He est basée sur le principe de désintégration radioactive présentée précédemment en début de Section II.2. Les éléments pères, c'est à dire l'uranium (^{238}U et ^{235}U), le thorium (^{232}Th) et le samarium (^{147}Sm) émettent en se désintégrant des particules (atomes d'^{4}He) qui vont être piégées dans le cristal à des températures variables selon le système minéral considéré. Le nombre d'atomes d'^{4}He libéré est différent pour chaque élément pères, cf. équation (7).

$$(7)\ [\mathrm{He}] = \left(8 \times \frac{137{,}88}{138{,}88}\left(e^{\lambda 238 t} - 1\right) + 7 \times \frac{1}{138.88}\left(e^{\lambda 235 t} - 1\right)\right) \times [\mathrm{U}]$$
$$+ 6 \times \left(e^{\lambda 232 t} - 1\right) \times [\mathrm{Th}] + 0{,}1499 \times \left(e^{\lambda 147 t} - 1\right) \times [\mathrm{Sm}]$$

$[\mathrm{He}]$, $[\mathrm{U}]$, $[\mathrm{Th}]$ et $[\mathrm{Sm}]$ sont les concentrations en nombres d'atomes et $\lambda 238$, $\lambda 235$, $\lambda 232$ et $\lambda 147$ sont les constantes de désintégration respectives des isotopes ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{147}Sm.

La quantité d'éléments pères est souvent donnée en équivalent uranium (eU), l'uranium étant l'élément qui produit le plus d'atomes d'^{4}He. L'équation a été formalisée par *Gastil et al. (1967)*, comme suit :

$$(8)\ eU = [\mathrm{U}] + 0{,}234 \times [\mathrm{Th}] + 0{,}0045 \times [\mathrm{Sm}]$$

La production d'^{4}He provenant du samarium étant faible comparée à celles de l'uranium et du thorium (*Gastil et al., 1967 ; Ehlers et Farley, 2003*), les résultats de notre étude ne prennent pas en compte cette production qui dans notre cas ne ferait que rajeunir les âges (U-Th)/He sur apatite entre 0,02 et 0,2 Ma d'après les teneurs en samarium obtenues avec les analyses Terres Rares. Il est important de noter que lors de sa production radioactive, une énergie cinétique importante va être donnée à l'atome d'^{4}He entrainant une distance d'arrêt dans et hors du cristal de l'ordre de 20 µm pour les particules issues de la désintégration de l'uranium et du thorium et de 6 µm pour le samarium (Fig. II.12, *Ziegler, 1988 ; Ketcham et al., 2011*).

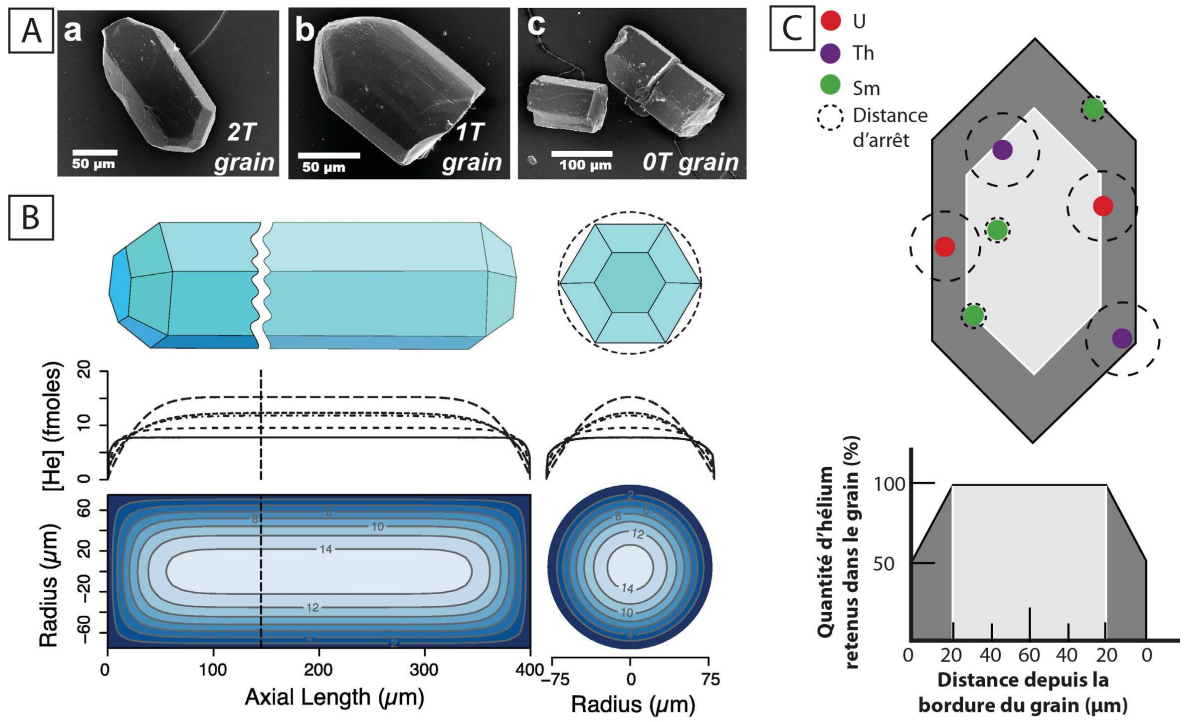


Figure II.12. A. *Photographies MEB de différentes géométries pour les apatites : a) 2T complet avec 2 pyramides, b) 1T une face cassée et 1 pyramide et c) 0T deux faces cassées.* ***B.*** *Concentration en hélium vue selon le plan axial et en coupe (d'après Brown et al., 2013)* ***C.*** *Schémas d'un cristal d'apatite avec les distances d'arrêt de la particule α. En gris foncé sont distinguées les bordures du minéral à partir desquelles la particule d'^{4}He peut être expulsée du réseau cristallin (d'après Ahadi, 2019).*

Certains atomes d'^{4}He produits par des éléments pères en bordure du minéral peuvent alors s'échapper du réseau cristallin. Il est donc nécessaire de corriger les âges (U-Th)/He sur apatites et zircons d'un facteur dit de correction F_T (*Farley et al., 1996*). Ce facteur de correction va tenir compte de la géométrie du grain et également du nombre de faces cassées (Fig. II.12) et est défini comme suit :

$$(9)\ F_T = 1 - \frac{3}{4}\left(\frac{R}{Rs}\right) + b_2\left(\frac{R}{Rs}\right)^2 + b_3\left(\frac{R}{Rs}\right)^3$$

R est la distance d'arrêt (m), Rs le rayon de la sphère équivalente qui équivaut à $3 \times (\frac{Volume}{Surface})$ (m) et b_2 et b_3 des paramètres dépendant de la forme du grain. La détermination de la géométrie du grain va donc avoir un impact direct sur les âges (U-Th)/He. Les différentes mesures cristallographiques ainsi que la forme géométrique des grains sont traitées par le logiciel Flojt (*Gautheron et Tassan-Got, 2008 ; Gautheron et al., 2011 ; Ketcham et al., 2011*). Le logiciel permet de calculer le facteur de correction (F_T) et le rayon sphérique (Rs). Toutes les apatites sélectionnées ont des Rs supérieurs à 40 µm afin de limiter les variations d'âges (U-Th)/He liées à l'analyse de cristaux cassés (*Beucher et al., 2011 ; Brown et al., 2013*). Les F_T et Rs des grains sont systématiquement présentés dans les tableaux de résultats des datations.

ii) Techniques analytiques

Les mesures de l'hélium et de l'uranium-thorium sont réalisées successivement sur deux instruments, un quadripôle et un ICP-MS. J'ai réalisé la mesure de l'hélium sur une ligne automatisée qui a été développée au laboratoire de gaz rares de Géosciences Montpellier et qui se compose de deux parties, une partie extraction et purification des gaz et une partie analytique.

Extraction et purification du gaz

Les échantillons préalablement encapsulés sont disposés sur une platine en cuivre. La platine de Géosciences Montpellier contient 21 emplacements (Fig. II.13). Des apatites standard Durango (*McDowell et al., 2005*) ou des zircons standard Fish Canyon (*Reiners et al., 2002 ; Tagami et al., 2003 ; Gleadow et al., 2015 ; Tibari et al., 2016 ; Ahadi, 2019*) sont intercalés tous les quatre grains. La platine est ensuite positionnée dans une enceinte ultra-vide avec un hublot en saphir imperméable à l'hélium permettant de laisser passer le rayon laser

fibre infrarouge d'une puissance maximum de 20 W. L'ensemble repose sur une platine mobile en x et y permettant de positionner chaque échantillon sous le faisceau laser qui reste fixe. Chaque échantillon est chauffé 5 minutes via le rayon incident du laser et la température est ajustée en fonction du minéral analysé : 900 °C (4,0 W) pour les apatites et 1100 °C (6,2 W) pour les zircons. Le positionnement du laser est déterminé grâce à un pointeur laser rouge et une caméra optique qui permet de contrôler l'efficacité du chauffage. Le chauffage va libérer l'^{4}He ainsi que l'ensemble des gaz piégés au sein des minéraux (vapeur d'eau, argon, dihydrogène, dioxyde de carbone, …). Une double extraction est réalisée pour les zircons.

Une purification de l'hélium est nécessaire avant la mesure isotopique. Deux types de pièges sont utilisés : (1) les SAES AP-10-N getters qui permettent de purifier le gaz par chimiosorption des gaz actifs et par adsorption et (2) un système de cryostat JANIS qui permet à la fois de concentrer par pompage cryogénique (< 14 °K) le gaz préalablement purifié dans un volume réduit, puis dans un second temps, par une légère augmentation de la température du cryostat (37 °K), de ne relâcher que l'hélium pour l'analyse. Au cours de cette phase de purification, une quantité connue d'^{3}He (spike) est introduite dans la ligne afin de déterminer pour chaque grain daté la concentration en ^{4}He par la méthode de dilution isotopique (*Damon, 1957 ; Farley, 2002*).

Analyse de l'^{4}He

L'analyse de l'^{4}He est réalisée grâce un spectromètre quadripolaire PrismaPlus QMG220. Le Quadripôle dispose d'une source sous la forme de filament d'iridium avec une couche mince d'yttrium. Lorsque le gaz passe à travers la source, les électrons émis par le filament sont portés à une énergie d'environ 70 eV afin de leur permettre d'ioniser les atomes d'hélium passant dans la source en leur arrachant un électron. Après cette phase d'ionisation, les atomes d'^{4}He sont accélérés pour passer à travers un filtre de masse quadripolaire. Ce filtre en masse est réalisé en appliquant aux barreaux du quadripôle une superposition de tensions continues et alternatives ayant pour but de ne laisser passer vers le détecteur que les atomes présentant un ratio masse/charge défini. Les atomes ne présentant pas le bon ratio masse/charge entre alors dans une trajectoire oscillante les conduisant à se faire expulser du filtre avant d'atteindre le détecteur. Le détecteur permet de mesurer l'intensité du courant ionique issue du gaz ayant traversé le filtre de masse. Deux détecteurs sont disponibles, une cage de Faraday et un

multiplicateur d'électron (C-SEM). Seul le multiplicateur d'électron permet la mesure des signaux issues des apatites et des zircons. Lorsqu'un ion vient heurter l'entrée du détecteur (C-SEM), une réaction en chaine de multiplication d'électron est créée grâce à une haute tension (1,6 KV). Cette amplification de l'ordre de 10^6 permet alors d'obtenir un courant mesurable dont l'ampérage sera fonction de la concentration en gaz de l'échantillon.

La sensibilité de l'appareil est vérifiée en utilisant un standard de 0.1 cc d'^{3}He prélevé d'une bouteille d'un litre dont la pression est connue et suivie. Cette mesure est effectuée en même temps que l'échantillon. De plus, l'analyse d'un « blanc de ligne » est réalisée avant chaque échantillon dans les mêmes conditions de mesures. Cette étape vise à quantifier la quantité d'$^4He_{blanc}$ qui devra être soustraite à la mesure du ^{4}He échantillon. Les analyses du standard d'apatite Durango ou de zircon Fish Canyon sont également réalisées tous les quatre échantillons afin de tester la reproductibilité et la précision des analyses d'hélium.

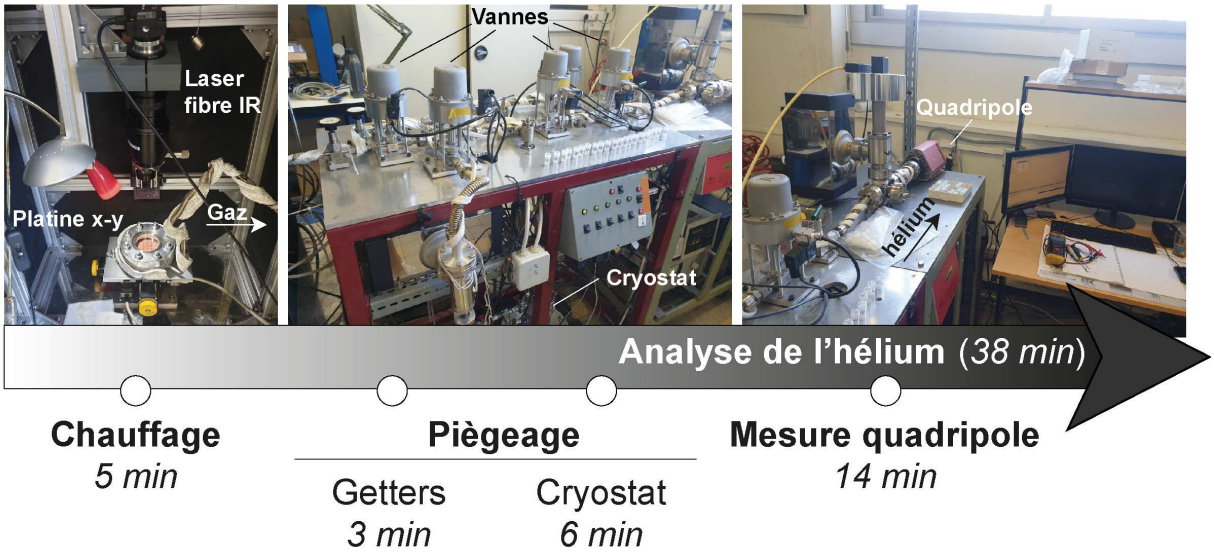


Figure II.13. *Vue des différentes étapes de la mesure de l'^{4}He dans les apatites et les zircons. Les photos montrent la ligne hélium du laboratoire gaz rares de Géosciences Montpellier qui a été utilisée pour l'intégralité des analyses (U-Th)/He de cette thèse. La puissance du laser est adaptée au minéral analysé.*

Analyse de l'uranium et du thorium

L'analyse de l'uranium et du thorium contenus dans les minéraux est effectuée après l'extraction de l'hélium. Chaque capsule contenant les grains est récupérée et déposée individuellement dans des piluliers de 2 ml en Polypropylène. Les mesures élémentaires sont

réalisées à l'ICP-MS sur des solutions acides. Une dilution chimique des cristaux est nécessaire et est différente selon le minéral étudié (Fig. II.14). La détermination des concentrations en U-Th pour les apatites et les zircons est réalisée par dilution isotopique (*Evans et al., 2005 ; Reiners et al., 2004*), technique basée sur l'ajout d'un spike (traceur) enrichi de composition et de concentrations connues.

Chimie des apatites et zircons

Après dégazage des minéraux et analyse de l'hélium, les grains sont directement dissous par voies acides. Pour les apatites, les capsules en platine contenant le grain sont spikées avec 35 µl d'une solution U-Th ultra-pure de concentration 8,15 ng/g en ^{233}U et 11,52 ng/g en ^{230}Th. 65 µl d'acide nitrique (HNO_3 5N) est ajouté pour la dissolution des apatites. La solution d'acide nitrique doit recouvrir la capsule de platine afin d'assurer d'une dissolution complète du grain d'apatite. L'attaque acide est réalisée à chaud à 60°C pendant 2,5 heures sur plaque chauffante. Après refroidissement, 900 µl d'HNO_3 à 2 % est ajouté pour une concentration finale de spike d'environ 0.2-0.4 ppb et un volume final de 1 ml (Fig. II.14A). Il est important de préciser que la capsule en platine n'est pas dissoute.

Les zircons ne suivent pas le protocole de dissolution des apatites, ce minéral n'étant pas dissous dans l'acide nitrique. La chimie des zircons a été développée au laboratoire gaz rares de Géosciences Montpellier dans le cadre de cette thèse en collaboration avec les utilisateurs de la plateforme gaz rares de l'université de Paris-Saclay. La phase de minéralisation induit la dissolution du zircon mais également de sa capsule. Au cours de cette étude, le niobium a été préféré au platine car le platine dissout peut se complexer avec l'argon du plasma de l'ICP-MS formant des interférences polyatomiques $^{195}Pt^{40}Ar$ et $^{198}Pt^{40}Ar$. Ces complexes possèdent les mêmes masses (235 et 238) que celle des deux isotopes de l'uranium mesurés et viennent donc interférer sur la mesure de l'uranium. Les zircons encapsulés dans du niobium sont placés dans des piluliers en téflon auxquels on ajoute 100 µL de spike de concentration 41,54 ng/g en ^{233}U et 20,40 ng/g en ^{230}Th, 300 µL d'acide fluorhydrique suprapur (HF) 40% et 20 µL d'HNO_3 7N. Les piluliers sont ensuite placés à l'intérieur d'un insert en téflon dans lequel 12ml d'HF et 400 µL d'HNO_3 7N est ajouté, afin d'équilibrer les pressions entre l'intérieur et l'extérieur des piluliers téflon. L'ensemble est ensuite placé dans une enceinte de minéralisation (Berghof – DAB3) permettant l'attaque acide sous pression à une température contrôlée de 220 °C pendant

4 jours. Après une évaporation à sec, la deuxième étape consiste à ajouter 300 µL d'HCl 6N dans les piluliers et 14 mL dans les inserts puis le tout est ensuite replacé dans l'enceinte de minéralisation à 220 °C pendant 24 h. Cette étape permet de transformer les fluorures en chlorures, plus solubles. La dernière évaporation est effectuée à sec. Un mélange de 200 µL HNO_3 5N + HF 0.1N est ensuite ajouté et les piluliers sont chauffés sur plaque chauffante à 80 °C pendant 1 h. Après dilution (ajout de 800 µL de HNO_3 2%), les solutions sont prêtes pour être analysées à l'ICP-MS (Fig. II.14B).

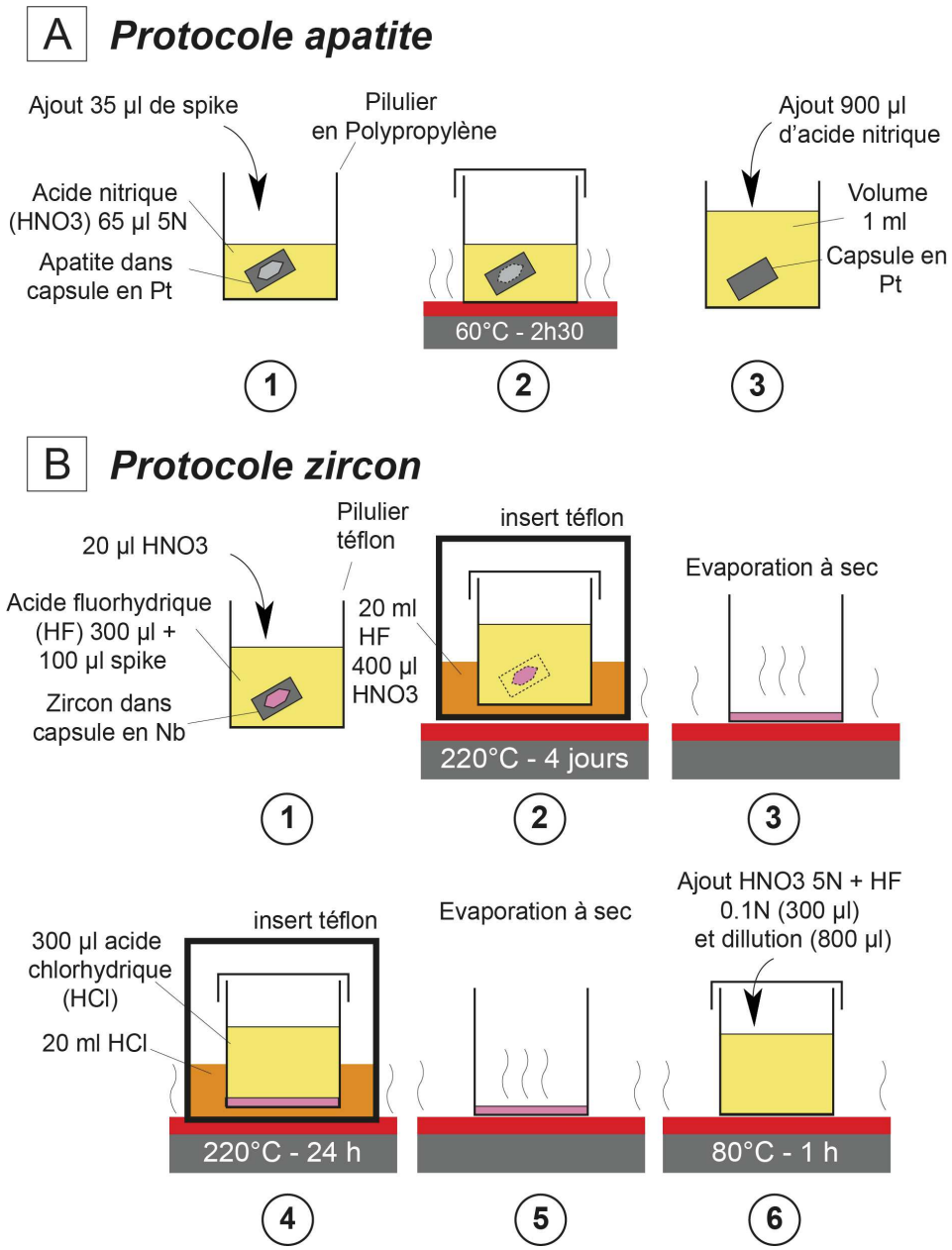


Figure II.14. *Schéma des différents protocoles d'attaque chimique des apatites (A) et zircons (B) avant passage à l'ICP-MS.*

Chimie des solutions étalons

Chaque série d'analyse U-Th par ICP-MS nécessite de réaliser des blancs de procédure pour vérifier la propreté des réactifs, des récipients et des capsules. Chaque blanc de procédure est préparé suivant le même protocole et dans les mêmes conditions que pour les échantillons (décrit précédemment) afin d'assurer une bonne représentativité. Deux « blancs réactifs », composés de HNO_3 5N à 2 %, sont également préparés de façon identique à celle des échantillons et permettent de vérifier la propreté des piluliers et des réactifs. Un « blanc platine ou niobium » est également réalisé où des capsules vides préalablement chauffées au laser subissent la même attaque acide, afin de vérifier la propreté des capsules, mais également des réactifs et des piluliers. Un « blanc spiké » est utilisé pour définir les abondances isotopiques utilisées dans le calcul de dilution isotopique.

Le « standard spiké » associé à la mesure du blanc spiké permet de recalculer les concentrations en U et Th dans le spike. Cette calibration de la concentration du spike est effectuée en routine pour chaque série, permettant de s'affranchir de la limite de précision liée au pipetage et également de l'effet d'évaporation du spike (le volume du spike diminuant au fur et à mesure de sa consommation, cela entraine une concentration plus importante dans les bouteilles).

Mesures ICP-MS

Une fois l'ensemble des solutions préparées, ces dernières sont analysées sur un spectromètre de masse ICP-MS. L'appareil utilisé est un spectromètre quadripôle Agilent 7700x (plateforme AETE-ISO de l'OSU OREME, Université de Montpellier), composé d'une cellule de collision sous flux d'hélium permettant de réduire les interférences (Fig. II.14). La mesure repose sur le couplage d'une torche à plasma générant des ions et d'un spectromètre de masse quadripolaire qui permet de séparer ces ions en fonction de leur rapport masse/charge (m/z). L'échantillon, transformé en un aérosol, est envoyé dans une torche à plasma à très haute température (entre 6000 et 10000 °C) qui permet d'ioniser à plus de 90% la plupart des éléments de la classification. Les ions ainsi produits sont accélérés grâce à une différence de potentiel dans un système de vide différentiel et sont focalisés à l'aide d'un ensemble de lentilles électrostatiques. Un filtre de masse quadripolaire permet de sélectionner les ions désirés en fonction du rapport masse/charge, ces ions sont ensuite transmis au détecteur. La

détection s'effectue grâce à un multiplicateur d'électrons qui amplifie le signal par transformation des ions incidents en une cascade d'électrons. Le signal se traduit en nombre d'impulsions (nombre de coups/s) et une interface informatique assure le transfert des données afin qu'elles soient traitées. Pour un isotope donné, le nombre d'ions mesurés permet de calculer directement la concentration de l'élément analysé grâce à un logiciel de traitement quantitatif et qualitatif de l'enregistrement. Les nombres de coups/s sont convertis en concentration grâce à la calibration externe et interne. Les séquences de mesures ICP-MS possèdent toujours la même organisation (Fig. II.14). Un rinçage est intercalé entre chaque mesure qu'il s'agisse d'un échantillon ou d'un blanc. Lors du passage à l'ICP-MS, la mesure pour chaque isotope est réalisée sept fois et la valeur de l'écart-type (RSD) associée à la moyenne de ces sept analyses est systématiquement vérifiée (e.g. *Jenner et al., 1990 ; Longerich et al., 1990 ; Becker et Dietze, 2000*).

iii) Interprétation des données

Comme énoncé dans l'introduction de la Section II.2, les thermochronomètres (U-Th)/He possèdent une plage thermique dite « zone de rétention partielle » (PRZ, Fig. II.15A) qu'ils traversent pendant le refroidissement des roches. Le temps de résidence de l'échantillon dans cette PRZ est directement lié à la cinétique de refroidissement de l'échantillon. Les échantillons qui ont subi des taux de refroidissement lents vont présenter une dispersion importante des âges liée au régime aléatoire de rétention de l'hélium dans la PRZ. Les échantillons qui vont passer rapidement cette zone de rétention partielle seront quant à eux moins impactés avec des âges moins dispersés (*Wolf et al., 1998*).

Des études montrent également l'impact de l'endommagement produit par la radioactivité naturelle de l'uranium et du thorium (*Shuster et al., 2006*). La quantité d'endommagement est directement corrélée à la quantité d'élément pères et à l'histoire thermique du grain (*Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009, 2013*). Une forte accumulation d'éléments pères (eU) au sein du minéral va entrainer un nombre important de défauts cristallins. Selon la densité de défauts cristallins, la diffusion de l'hélium dans le minéral sera impactée. La Figure II.15B montre que pour des valeurs d'eU entre 0 et 100 ppm les défauts vont avoir tendance à augmenter la rétentivité de l'hélium dans les apatites et donc leurs âges (U-Th)/He. Pour les valeurs d'eU supérieures à 100 ppm, l'hélium diffusera plus facilement et les âges auront tendance à être plus jeunes. Les zircons et titanites réagissent différemment à cet effet

d'endommagement et il est important de noter que cet effet peut disparaitre par cicatrisation des défauts dans les grains lors d'un réchauffement (section suivante II.2.C.i).

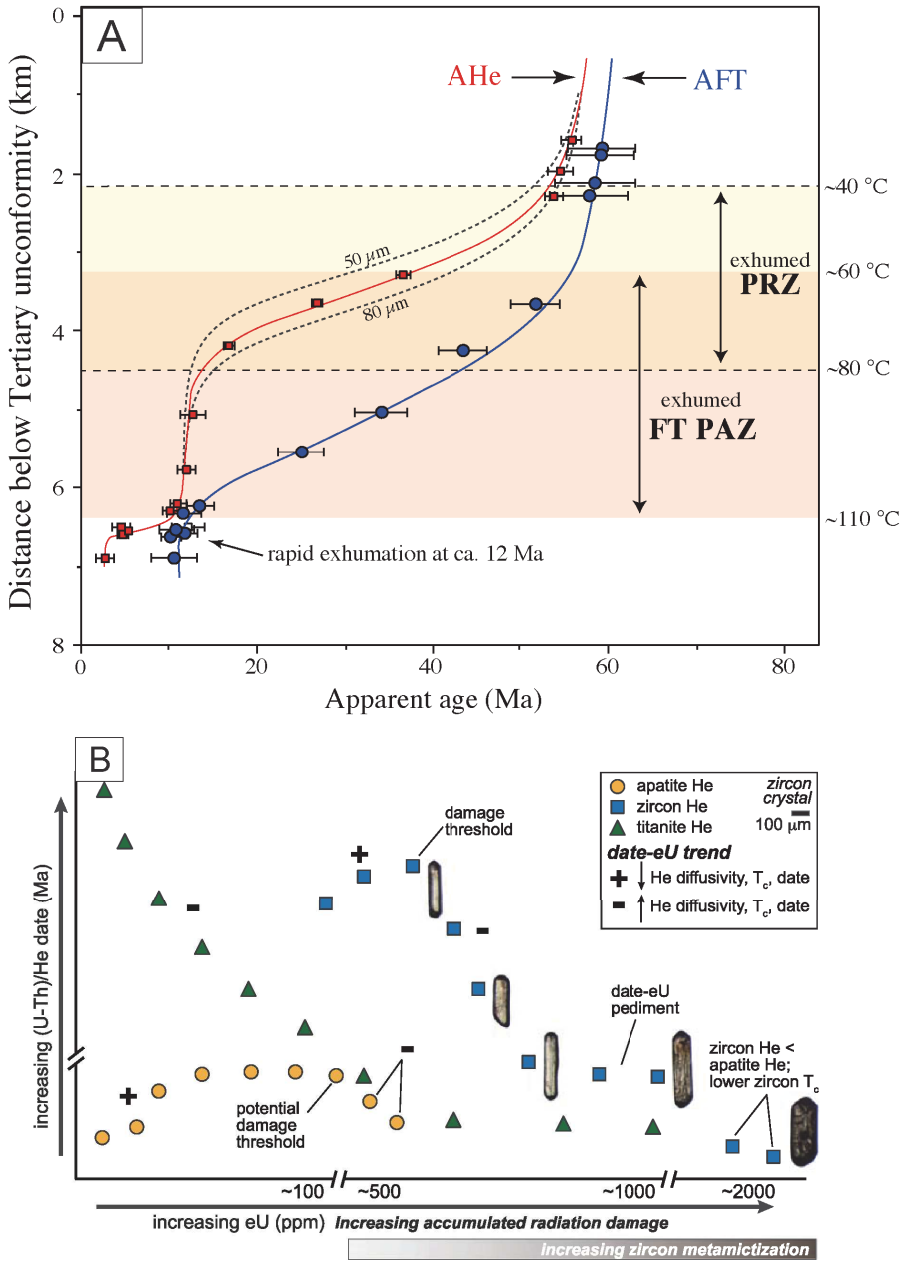


Figure II.15. A. *Graphique montrant l'évolution des âges (U-Th)/He sur apatite et traces de fission sur apatite. En jaune est distinguée la zone de rétention partielle (PRZ) associée au thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite et en rose la zone de cicatrisation partielle (PAZ) associée au thermochronomètre traces de fission sur apatite (d'après Stockli et al., 2000).* ***B.*** *Graphique de l'évolution de l'âge (U-Th)/He en fonction de l'eU (équivalent uranium) pour 3 minéraux (apatite, zircon et titanite). On notera que l'effet de la concentration en éléments pères sur les âges obtenus varie selon les minéraux et que dans les cas de minéraux très riches l'âge (U-Th/He) d'une apatite peut être plus vieux que celui du zircon (Ault et al., 2019).*

Les travaux de thèse de *Ahadi (2019)* ont montré que ces mécanismes sont relativement bien contraints pour les apatites avec l'existence de plusieurs modèles de diffusion de l'hélium (*Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009 ; Gerin et al., 2017 ; Recanati et al., 2017 ; Willett et al., 2017*) alors que le seul modèle de diffusion de l'hélium dans les zircons est celui de *Guenthner et al., (2013)*. De nouvelles études (*Anderson et al., 2017 ; Johnson et al., 2017 ; Ginster et al., 2019*) montrent que les zircons sont également affectés par les défauts dans le réseau cristallin lié à la décroissance radioactive des éléments pères, diminuant considérablement la température de fermeture de ce système pour les zircons les plus riches en uranium (*Ault et al., 2019* ; Fig. II.15B).

C. La méthode traces de fission sur apatite et $^{40}Ar/^{39}Ar$

i) La méthode traces de fission sur apatite

De nouvelles données traces de fission sur apatite (AFT) ont été obtenues sur 3 échantillons du massif de la Carança. Ces datations ont été réalisées en collaboration avec Stéphanie Brichau (Géosciences Environnement Toulouse) qui a effectué les mesures. La méthode AFT est basée sur une mesure physique, à contrario de la méthode (U-Th)/He qui est une mesure chimique. La quantité d'élément fils est quantifiée à partir des dommages physiques qu'ils induisent dans le réseau cristallin. Cette méthode repose sur la fission spontanée de noyaux lourds (Z > 90 et A > 230) instables tel que l'^{238}U. Les isotopes ^{235}U et ^{232}Th possèdent des périodes de fission spontanée trop longues pour produire des traces mesurables. Lors de la fission, le noyau d'^{238}U expulse deux particules chargées à 180° l'une de l'autre induisant « l'amorphisation » du réseau sur leurs parcours (Fig. II.16A, *Fleisher et al., 1975*). Cette destruction du réseau cristallin entraine des défauts appelés traces de fission latentes seulement observables à l'aide d'un microscope électronique. L'apatite est un minéral avec une concentration en ^{238}U suffisante pour la production d'un nombre suffisants de traces de fission mesurables, sans que le nombre de traces soit trop important, ce qui induirait une quantité de traces impossibles à individualiser et donc de forts biais de comptage. L'irradiation des échantillons permet de créer des traces dites « induites » dans le détecteur externe (Fig. II.16A). La quantité d'éléments pères présente dans le cristal est alors déterminée par rapport à la fission induite des atomes ^{235}U lors de l'irradiation. Le comptage de ces traces induites permet de déterminer la teneur en ^{235}U et ainsi de retrouver la quantité d'^{238}U, via le rapport suivant (Fig. II.16A) :

$$(10)\ \frac{238U}{235U} = 137{,}88$$

La méthode pour réaliser des datations traces de fission sur apatite nécessite de révéler les traces pour permettre le comptage sous un microscope optique (*Donelick et al., 2005*). Pour cela, les apatites ont été montées sur un plot et polies. Elles sont ensuite attaquées dans une solution d'HNO3 5.5 N à 20 °C pendant 20 secondes. Les apatites sont emballées avec des feuilles de mica dites « détecteur externe » (*Steiger et Jäger, 1977*). Après irradiation le mica est attaqué avec de l'acide fluorhydrique (HF) 40 % à 20 °C pendant 40 minutes (Fig. II.16A).

Pour cette étude, les échantillons ont été irradiés dans le réacteur CCHEN au Chili et le comptage a été opéré sur un microscope Olympus BX61 équipé d'un objectif x100. Les âges AFT mono grains ont été calculés selon la méthode recommandée pas l'I.U.G.S (*Hurford, 1990*). L'âge AFT correspond donc à la moyenne des âges sur plusieurs grains (entre 10 et 20). La mesure des traces est restreinte aux traces parallèles à l'axe cristallographique C.

L'âge AFT correspond au passage de l'isotherme 110 ± 10 °C (*Green et al., 1986, 1989 ; Ketcham et al., 1999*), les traces de fission cicatrisent à des températures supérieures à 120 °C (*Gallagher et al., 1998*). Une « zone de cicatrisation partielle » des traces (PAZ ; Fig. II.15) est décrite entre 75 °C et 125 °C (*Reiners et Brandon, 2006*). Le temps de résidence dans cette zone va donc avoir un effet sur la longueur des traces de fission. La cinétique d'effacement des traces dépend de différents paramètres : le rapport Cl/F des grains (*Green et al., 1985*), la teneur en Terres Rares (*Barbarand, 1999*) et l'évolution thermique de l'échantillon (durée, intensité du réchauffement…). La distribution des longueurs de traces dans les apatites renseigne sur l'évolution thermique de la roche hôte, indiquant la complexité de celle-ci (Fig.II.16B).

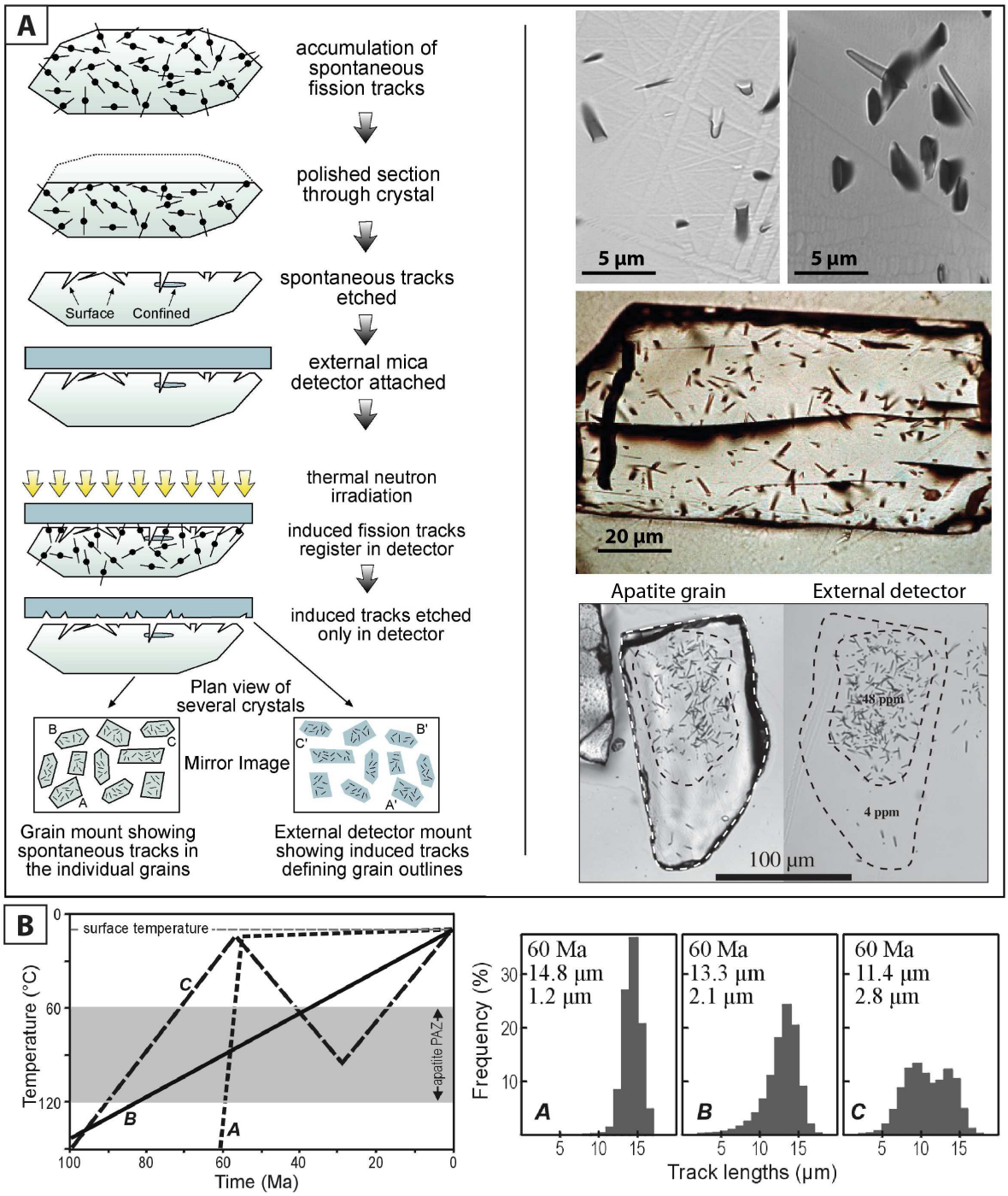


Figure II.16. A. *Protocole de préparation des échantillons pour la datation traces de fission sur apatite. A droite, des photos montrant des traces de fission dans des minéraux d'apatite ; de haut en bas, vues au microscope électronique avant et après révélation des traces par attaque acide et image du grain d'apatite et de la feuille de mica associée après irradiation (une zonation de l'uranium est clairement visible).* ***B.*** *Différents trajets thermiques A, B et C donnant le même âge AFT et les distributions des longueurs de traces associées à chaque trajet (modifié d'après Glotzbach, 2017).*

ii) La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$

De nouvelles données $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les failles ont été obtenues dans le massif de la Carança, sur les gouges de faille de la Têt, sur une faille NO-SE ductile à micas blancs et sur une mylonite localisée à l'entrée de la vallée de la Carança. Ces données permettent de contraindre l'âge du dernier jeu de ces failles ou des circulations de fluides au sein de ces failles. La préparation et caractérisation minéralogique des échantillons a été réalisée en collaboration avec Delphine Charpentier (Université de Besançon) tandis que l'analyse de l'argon a été réalisée au laboratoire gaz rares de Géosciences Montpellier.

La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ est dérivée de la méthode K-Ar basée sur la désintégration du ^{40}K radioactif en ^{40}Ar radiogénique et des mesures indépendantes de ces deux éléments. L'utilisation de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ nécessite l'irradiation préalable des échantillons par des neutrons rapides (Pavie, Italie dans notre cas), pour transformer le ^{39}K en ^{39}Ar. La quantité d'^{39}Ar obtenue est proportionnelle à la quantité initiale de ^{39}K qui est également en proportion constante avec le ^{40}K. La mesure du ^{39}Ar va donc remplacer celle du ^{40}K de la méthode K-Ar. Le rendement de la réaction nucléaire produisant le ^{39}Ar est difficile à évaluer directement en raison de la complexité des paramètres d'irradiation (*McDougall et Harrison, 1999*). Pour contourner cette difficulté, plusieurs standards d'âge connu sont ajoutés au lot d'échantillons irradiés. Ces standards permettent de calculer un facteur *J* d'irradiation dépendant du flux de neutron et qui servira de référence pour le calcul des échantillons d'âge inconnu.

$$(11)\ J = \frac{e^{\lambda ts} - 1}{R_s}$$

où λ est la constante de désintégration du ^{40}K, *ts* l'âge du standard et R_s son rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ (* pour radiogénique). On peut en déduire l'équation suivante pour le calcul de l'âge d'un échantillon :

$$(12)\ t = \frac{1}{\lambda} \times \ln\left(1 + J\left(\frac{40Ar^*}{39Ar_K}\right)\right)$$

La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ présente l'avantage par rapport à la méthode K-Ar d'être réalisée le plus souvent par palier de chauffage (« step heating ») donnant des informations sur la distribution de l'argon dans l'échantillon analysé et permettant ainsi d'identifier les différents

réservoirs d'argon radiogénique dans des échantillons d'histoire complexe (*Merrihue et Turner, 1966 ; McDougall et Harrison, 1999*). Comme le montre la Figure II.17A, dans le cas d'un système clos, non rouvert sous l'effet d'un évènement thermique, de circulation de fluides ou de recristallisation métamorphique, le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ est constant pour l'ensemble des paliers de dégazage avec des âges identiques aux marges d'erreur près qui définissent ce qui est communément appelé un âge plateau (*Dalrymple et Lanphere, 1974*). Un âge plateau est calculé avec au moins trois paliers consécutifs représentant plus de 50% de l'^{39}Ar total (e.g. *Dallmeyer et Lecorche, 1990 ; Clauer et al., 2012*). Dans le cas de système rouvert, l'analyse de la forme du spectre peut donner des indications sur l'origine de la réouverture (*Harrison, 2005 ; McDougall et Harrison, 1999*).

Afin d'obtenir l'âge de l'activité d'une faille, il est nécessaire de dater les micas syn-cinématiques associés à la déformation. Dans le cas de failles cassantes, les échantillons s'avèrent souvent être un mélange de phases héritées et authigéniques avec des âges différents (*van der Pluijm et al., 2006*). La superposition de différents épisodes tectoniques ainsi que des circulations de fluides peuvent entraîner d'importants réajustements isotopiques des micas le long des plans de faille, par diffusion de l'argon et par recristallisation totale ou partielle de ces minéraux (e.g. *Eberl et Srodo´n, 1988 ; Jaboyedoff et Cosca, 1999 ; Oriolo et al., 2018* pour une revue). Pour les gouges, les âges obtenus se révèlent être généralement des âges de mélange entre une composante héritée et une composante néoformée. La composante néoformée étant communément de plus petite taille que celle héritée et de nature cristallochimique différente, l'approche utilisée consiste à dater des populations de micas de taille variable, d'autant plus riches en mica néoformé qu'elles seront de granulométrie fine. Par conséquent, une caractérisation fine des fractions granulométriques micacées (microscopie, DRX, MEB) se révèle nécessaire afin de distinguer l'origine des micas en présence. En particulier, le polytype des micas (ou illites) est déterminé sur chaque fraction granulométrique afin de quantifier les proportions relatives de micas néoformés et hérités (e.g. *van der Pluijm et al., 2001, 2006 ; Solum et al., 2005 ; Solum et van der Pluijm, 2007 ; Haines et van der Pluijm, 2010 ; Duvall et al., 2011 ; Rahl et al., 2011 ; Hnat et van der Pluijm, 2014 ; Ring et al., 2017 ; Abd Elmola et al., 2018*). Fréquemment, les polytypes de type $2M_1$ sont associés à la composante détritique avec des températures de cristallisation supérieures à 280 °C (*Srodo´n et Eberl, 1984*) et les types 1Md et 1M sont associés aux phases authigéniques avec des températures de cristallisation inférieures à 200 °C. L'âge de fonctionnement de la faille est calculé en reportant

les âges obtenus pour différentes fractions granulométriques en fonction de la concentration en micas/illites détritiques ou néoformés dans chacune. Dans le cas idéal, on obtient un alignement des points représentatifs qui permet d'obtenir par intercept l'âge des micas néoformés pour 0 % de mica/illite détritique, autrement dit l'âge des minéraux associés à l'activité cassante de la faille (Fig. II.17B).

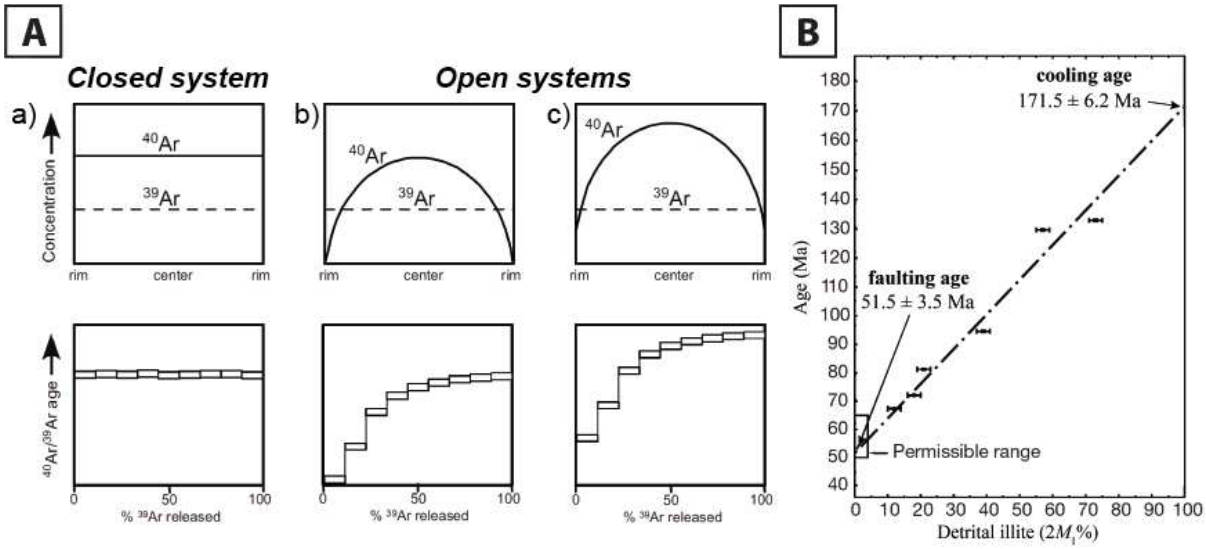


Figure II.17. A. *Diagrammes schématiques montrant les différents spectres d'âges argon et la distribution de l'^{40}Ar et du ^{39}Ar associés. a) Système clos avec un refroidissement rapide de l'échantillon, le spectre d'âge associé est plat. b) Perte partielle d'^{40}Ar associée à un réchauffement, avec un spectre d'âges qui monte. c) Perte partielle d'^{40}Ar avec une accumulation d'^{40}Ar associée ou se produisant après le réchauffement, modifié d'après Harrison (2005).* ***B.*** *Graphique de l'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ de différentes fractions minérales en fonction du pourcentage d'illite détritique ($2M_1$). L'intersection de la droite de régression et de l'ordonnée à l'origine donne l'âge du dernier fonctionnement de la faille (52 Ma) plus ou moins l'erreur associée à la régression linéaire (van der Pluijm et al., 2001).*

Le problème majeur de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ de fractions minérales très fines est liée à un effet dit d'« argon de recul ». L'argon de recul correspond à l'éjection d'^{39}Ar lors de l'irradiation par des neutrons rapides qui confèrent à l'atome produit une énergie cinétique qui déplace l'atome d'une centaine de nanomètre (*McDougall et Harrisson, 1999*). La perte d'^{39}Ar associée à cet effet n'est pas négligeable pour des grains dont l'ordre de grandeur est le micromètre (*Onstott et al., 1995 ; Duvall et al., 2011 ; Hall, 2014*). L'augmentation de température du minéral durant l'irradiation peut également être un facteur critique pouvant influencer les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des fractions fines. Il est donc nécessaire d'évaluer pour chaque fraction granulométrique datée, la quantité d'^{39}Ar perdu par effet de recul. La préparation des échantillons et en particulier la séparation des fractions ganulométriques est

effectuée sans solution chimique, seulement par décantation et centrifugation, cela afin de ne pas modifier la structure cristallochimique des minéraux. Pour chaque fraction, une partie est réservée à l'analyse par DRX, l'autre à la datation. Celle-ci est compactée mécaniquement à l'aide d'une empastilleuse pour minimiser la perte d'^{39}Ar durant l'irradiation (*Hamilton, 2009*). Les minéraux compactés mécaniquement sont encapsulés dans des tubes de quartz sous vide permettant ensuite la mesure de l'argon de recul lié à l'irradiation (*Foland et al., 1992 ; Smith et al., 1993 ; Dong et al., 1995*). Après irradiation sous un flux de neutrons rapides (réacteur de Pavie, 20h dans notre cas), les échantillons sont transférés dans une enceinte sous vide connectée à une ligne de purification des gaz et à un spectromètre de masse multicollecteurs ARGUS VI. Chaque tube de quartz contenant un échantillon est percé à l'aide d'un laser ultra-violet afin d'évaluer la quantité d'^{39}Ar perdue par effet de recul et resté piégée dans le tube. Ensuite, chaque échantillon est dégazé par paliers de température à l'aide d'un laser infra-rouge dont la puissance est augmentée progressivement jusqu'à un complet dégazage de l'échantillon. A chaque étape (1 min de chauffage, 4 min de purification, 3 min d'analyse isotopique), un âge apparent est calculé pour obtenir un spectre d'âges classique généralement discordant dans ce type de contexte de faille cassante. Deux âges peuvent être ainsi calculés: l'âge de rétention (RA) calculé à partir de l'ensemble des paliers de dégazage et l'âge total (TGA) qui inclut dans le calcul la fraction d'^{39}Ar perdue par effet de recul et donc plus jeune que l'âge de rétention. C'est ce TGA qui est retenu pour chaque fraction granulométrique dans le diagramme âge vs % mica néoformé. Pour les fractions les plus grossières, les âges obtenus en fin de dégazage apportent des informations sur l'âge minimum de la composante héritée.

Tous les âges de cette étude ont été calculés avec un rapport ^{40}Ar/^{36}Ar atmosphérique de 298.6 (*Lee et al., 2006*). Le standard utilisé est la sanidine de Taylor Creek pour lequel un âge de 28.34 ± 0.28 Ma a été retenu (*Renne et al, 1998*) avec les constantes de désintégration préconisées par *Steiger et Jäger (1977)*. Les âges ont été calculés en utilisant le logiciel ArArCALC v2.5.2 de *Koppers (2002)*. Chaque âge est corrigé des blancs de ligne résiduels, de la discrimination de masse, de la désintégration radioactive de ^{39}Ar et ^{37}Ar, des interférences de masses produites pendant l'irradiation et de la contribution atmosphérique. Tous les âges sont donnés avec une erreur à 2 sigma.

3. L'analyse des Terres Rares et des gaz dissous

A. L'analyse des Terres Rares dans les apatites

L'analyse des Terres Rares (REE) et des éléments traces (LILE, HFSE) a été réalisée à partir des mêmes dilutions que celles utilisées pour doser l'uranium et le thorium pour les datations (U-Th)/He sur apatite (Section II.2.B.ii).

Les solutions obtenues après l'attaque chimique et premier passage pour doser l'uranium et le thorium sont introduites en utilisant un micronébuliseur auto-aspirant fonctionnant à un taux de 50 µl/min et une chambre de pulvérisation de type Scott. Les éléments et masses correspondantes analysés sont : ^{85}Rb, ^{86}Sr, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{90}Zr, ^{93}Nb, ^{133}Cs, ^{137}Ba, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{146}Nd, ^{147}Sm, ^{151}Eu, ^{157}Gd, ^{159}Tb, ^{163}Dy, ^{165}Ho, ^{167}Er, ^{169}Tm, ^{172}Yb, ^{175}Lu, ^{177}Hf, ^{181}Ta, ^{208}Pb, ^{232}Th et ^{238}U. Les analyses sont répétées systématiquement trois fois pour chaque élément. Ces analyses sont réalisées en utilisant la même procédure analytique que celle décrite par *Bruguier et al. (2003)* et est comparable à celle développée précédemment pour l'uranium et le thorium (Section II.2.B.ii). Les « blancs chimie » permettent de contrôler la présence de contamination lors des attaques chimiques. L'analyse des échantillons dure environ 60 secondes, précédée d'une minute pour stabiliser le signal. Un rinçage est systématiquement réalisé entre chaque échantillon avec une solution de 10% de HNO_3. La précision des mesures a été vérifiée par l'intercalation de standards Durango dans la série dont la teneur en REE et en éléments traces est connue (*Chew et al., 2016*), le tableau des résultats pour les standards sont disponibles dans l'Annexe 3.

B. L'analyse des gaz dissous dans l'eau

L'échantillonnage des gaz dissous a été réalisé en collaboration avec les laboratoires Hydrosciences Montpellier (HSM) : l'analyse en laboratoire a été effectuée par la plate-forme d'analyse CONDATEau de Rennes (Géosciences Rennes). Ces mesures ont pour but de connaitre les proportions de gaz présents dans les eaux hydrothermales (He, Ne, H_2, O_2, N_2, CH_4, CO_2). Ces analyses aident à mieux appréhender la dynamique des circulations de fluides et les conditions de recharge du réservoir du système hydrothermal de la Têt (*Mazor, 1978 ; Stute et al., 1992 ; Pinti et al., 2017*). Elles visent particulièrement à mettre en évidence la présence d'hélium qui est un gaz communément présent dans les eaux hydrothermales (*Kennedy et al., 2000 ; Lehmann, 2003*) particulièrement en contexte de socle (*Andrews et Lee,*

1979 ; Paternoster et al., 2017). L'hélium présent dans les eaux peut être libéré par décroissance radioactive au sein des minéraux qui contienent de l'uranium et du thorium mais aussi avoir une origine magmatique profonde (*Ballentine et Burnard, 2002*). L'^{4}He, s'il est piégé par les minéraux datés avec la méthode (U-Th)/He, peut vieillir les âges obtenus (*Zeitler et al., 2017*).

Quatre sources ont été échantillonnées (Fig. II.18) sur les différents sites : St-Thomas-les-Bains, Thuès-les-Bains (2 sources) et Canaveilles. L'eau de la rivière Carança a également été prélevée au niveau de sa confluence avec la Têt afin de servir de référence pour les eaux de surfaces. Tous les prélèvements ont été systématiquement réalisés en double, le duplicat permettant de confirmer la mesure effectuée et ainsi vérifier la reproductibilité de l'échantillonnage. Au moment de la mise à l'air de l'eau, au niveau de la résurgence, des phénomènes de remise à l'équilibre de l'eau avec l'air atmosphérique peuvent se produire. S'il s'agit d'un plan où l'écoulement est lent, l'équilibre avec l'air atmosphérique se produit dans les tous premiers horizons de l'eau (*Kipfer et al., 2002*). Le prélèvement doit donc s'effectuer à la résurgence ce qui assure la capture d'un signal naturel, dans une hauteur d'eau permettant la création d'un système fermé face à l'air afin d'éviter d'échantillonner une eau remise à l'équilibre avec l'air atmosphérique. Il est donc important de ne pas avoir de bulles d'air dans l'échantillon au moment du prélèvement, ce qui entraînerait une pollution des échantillons. Dans le cas où le point de prélèvement ne permet pas la formation d'une vasque suffisante, un seau est utilisé pour créer une vasque artificielle et ainsi permettant d'immerger les flacons (Fig. II.18). Des flacons en verre de 500 mL sont utilisés pour le prélèvement des gaz dissous et le volume est renouvelé trois fois afin de rincer le flacon.

L'analyse en laboratoire des gaz dissous se fait selon la procédure développée par *Labasque et al. (2008)* et *Chatton et al. (2017)* avec deux étapes. La première consiste à extraire les gaz de la phase aqueuse. Il s'agit d'injecter un volume connu de gaz vecteur (de l'argon lorsqu'on souhaite avoir la mesure d'hélium et de l'hélium lorsqu'on souhaite avoir la mesure d'argon) qui va s'équilibrer avec l'eau et donc permettre de dégazer les gaz présents dans la phase liquide. La deuxième étape de l'analyse est une chromatographie en phase gazeuse afin de quantifier les quantités de gaz.

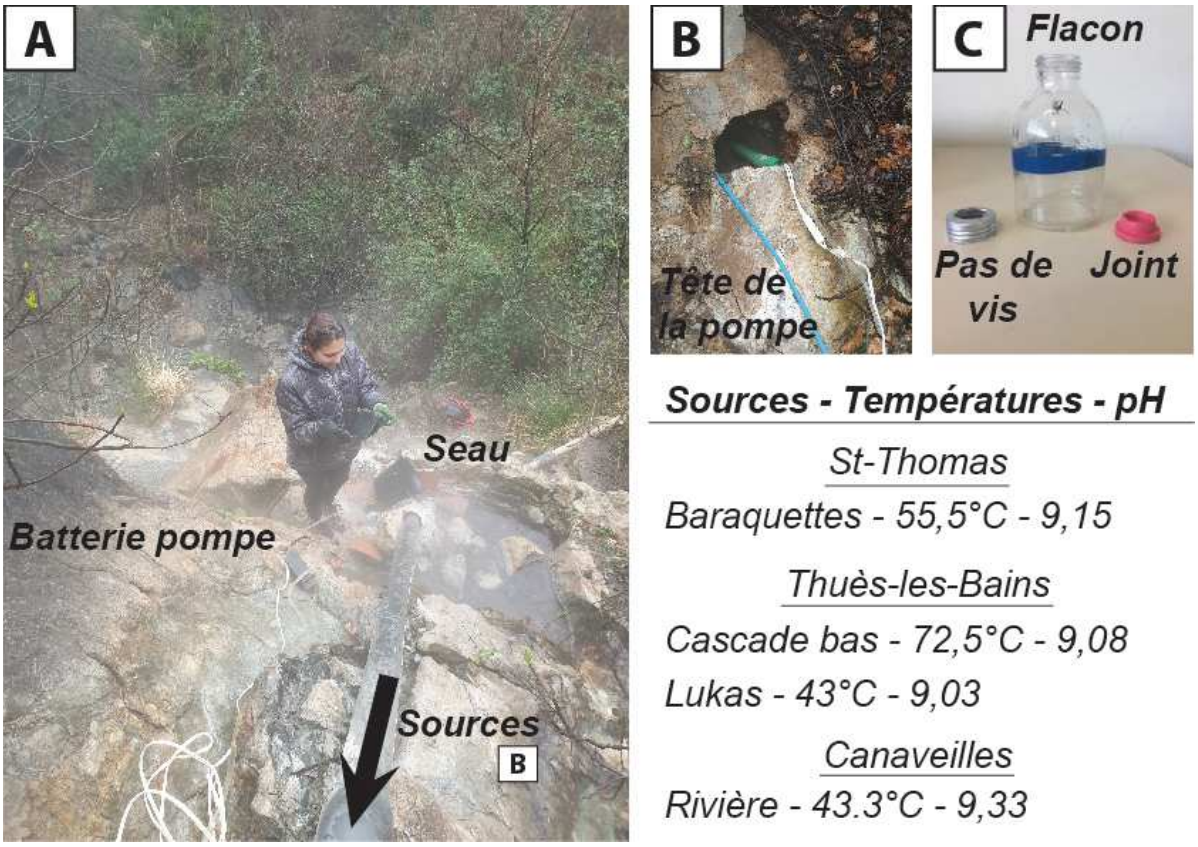


Figure II.18. A. *Échantillonnage de la source Cascade bas (72,5 °C).* ***B.*** *Utilisation d'une pompe afin d'échantillonner au plus près de la résurgence.* ***C.*** *Flacon d'échantillonnage de 500 ml avec le joint et le pas de vis. Le tableau en bas à droite indique les températures et le pH des différentes sources échantillonnées.*

Pour résumer

- *L'ensemble des échantillons utilisés pour cette étude a été préparé à Géosciences Montpellier.*
- *L'essentiel des datations réalisés dans le cadre de cette thèse sont des datations (U-Th)/He sur apatite et zircon ; quelques échantillons ont également été avec la méthode traces de fission sur apatite et* $^{40}Ar / ^{39}Ar$.
- *Des analyses de Terres Rares ont été réalisées sur les apatites datées avec la méthode (U-Th)/He*
- *Les gaz dissous et en particulier l'hélium ont été mesurés dans les eaux hydrothermales.*

4. Modélisations numériques de l'histoire thermique et thermo-cinématique des massifs

Les modélisations numériques destinées à reconstruire l'histoire thermo-cinématique des massifs régionaux ont été réalisées en vérifiant préalablement si les échantillons qui présentent une dispersion importante des âges (U-Th)/He sur apatite importante s'inscrivent ou pas dans une histoire thermique régionale cohérente, éliminant de fait les échantillons impactés par l'hydrothermalisme. Dans cette partie, les différents types de modélisation utilisées sont détaillés pour discuter de l'exhumation des massifs étudiés ainsi que de leur histoire thermique et tectonique.

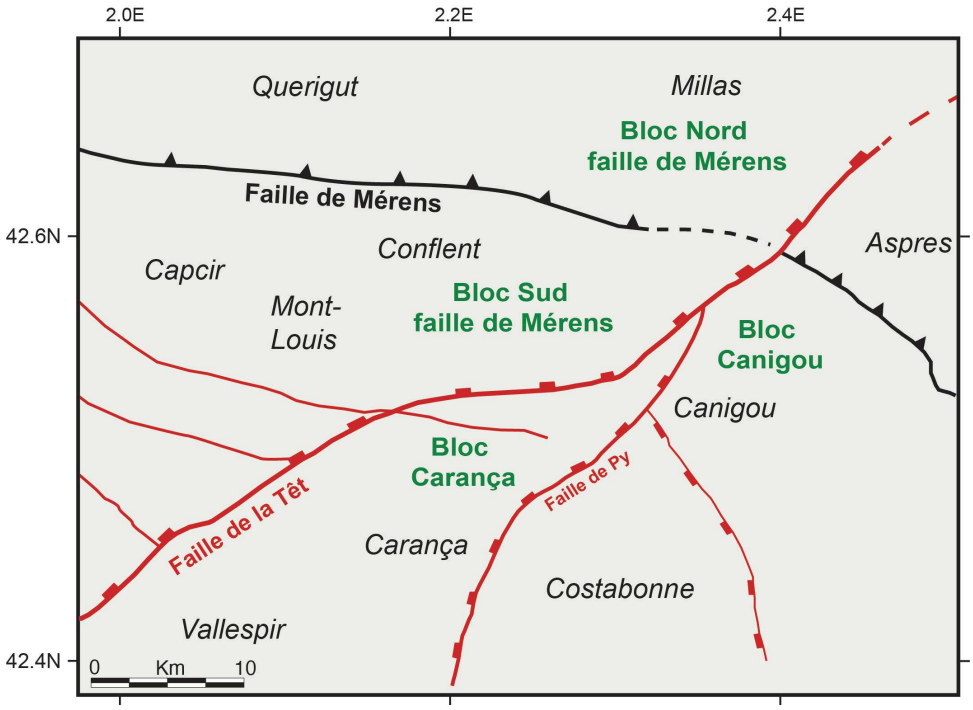


Figure II.19. *Carte des principaux accidents régionaux et des différents blocs crustaux étudiés avec les modélisations d'évolution thermique QTQt.*

Les modèles d'évolution thermique des massifs ont été réalisés en considérant quatre blocs distincts séparés par les accidents majeurs régionaux. Au toit de la faille de la Têt : le bloc au Nord de la faille de Mérens comprend les massifs du Madrès et du Quérigut tandis que le bloc au Sud de la faille de Mérens inclut les massifs du Mont-Louis et du Conflent. Au mur de la faille de la Têt, le massif du Canigou a été subdivisé en deux blocs séparés par la faille de Py : le bloc Canigou incluant le massif du même nom et le massif de Costabonne, et le bloc Carança plus à l'Ouest (Fig. II.19).

A. Estimation des taux d'exhumation apparents (AER)

Dans la littérature, les relations « âge-altitude » (AER : Age Elevation Relationship) sont fréquemment utilisées pour estimer les taux d'exhumation apparents d'un massif (Fig. II.20A, e.g. *Wagner et al., 1977 ; Gleadow et Brown, 2000*). Les thermochronomètres (U-Th)/He et traces de fission sont particulièrement adaptés à cette approche (*Dempster et Persano, 2006*). L'utilisation d'un graphique de corrélation âge-altitude permet d'estimer à partir de la pente de la droite de corrélation (ou du segment de droite) un taux d'exhumation moyen sur une période donnée (Fig. II.19B). Les différentes ruptures de pente dans les graphiques indiquent un changement dans les taux d'exhumation (e.g. *Fitzgerald et al., 1995*). Il faut noter que pour ces calculs, les échantillons sont considérés sur une verticale en négligeant la distance horizontale entre les échantillons. Les valeurs et les différentes droites obtenues peuvent être affectées par des effets thermiques liés à la circulation de fluides (e.g., *Chamberlain et al., 2002 ; Whipp et Ehlers, 2007* ; ce travail) ou par des changements de topographie (e.g., *Mancktelow et Grasemann, 1997 ; Stüwe et al., 1994 ; Braun, 2002*).

L'utilisation des AERs pour définir un taux d'exhumation nécessite que les échantillons traversent rapidement la zone de rétention/cicatrisation partielle (*Brown et al., 1994 ; Gleadow et Brown, 2000*). Une dynamique d'exhumation lente des échantillons sera également visible dans le profil âge-altitude qui montrera une PRZ et/ou PAZ exhumée (*Restrepo-Moreno et al., 2009 ; Fitzgerald et Malusà, 2019*). L'un des principaux problèmes dans l'utilisation des AERs est le nombre de segments nécessaires pour définir l'évolution temporelle des taux d'exhumation (*Akaike, 1974 ; Schwarz, 1978*). Afin de ne pas être subjectif quant à la détermination de ces droites, un outil statistique : le BIC (Bayesian Information Criterion) développé par *Schwarz (1978)* permet de définir le nombre de segments nécessaires pour reproduire l'AER des données. Le BIC est un critère de sélection tranchant entre la résolution et l'incertitude des données. Le fit des données (R^2) est un critère trop souvent corrélé à la complexité des modèles, le R^2 augmentant avec le nombre de droites utilisées (Fig. II.20B). Le code Matlab © développé par *Glotzbach et al. (2011)* permet de tester différents scénarios d'exhumation plus ou moins complexes. Les modèles sont limités à un, deux ou trois segments pour reconstituer les AER des différents jeux de données et permettre d'obtenir les valeurs de BIC des différents modèles et les R^2 propres à chaque scénario (Fig. II.20B). Le BIC le plus

faible indique la solution ayant le meilleur rapport résolution/incertitude, son équation s'écrit comme suit :

$$(13)\ BIC = -2 \times \ln(L) + k \times ln(n)$$

Où L est la fonction d'évaluation du modèle (likelihood, *Fischer, 1915 ; Schwarz, 1978 ; Glotzbach et al., 2011*), k le nombre de paramètres libres et n le nombre d'observations.

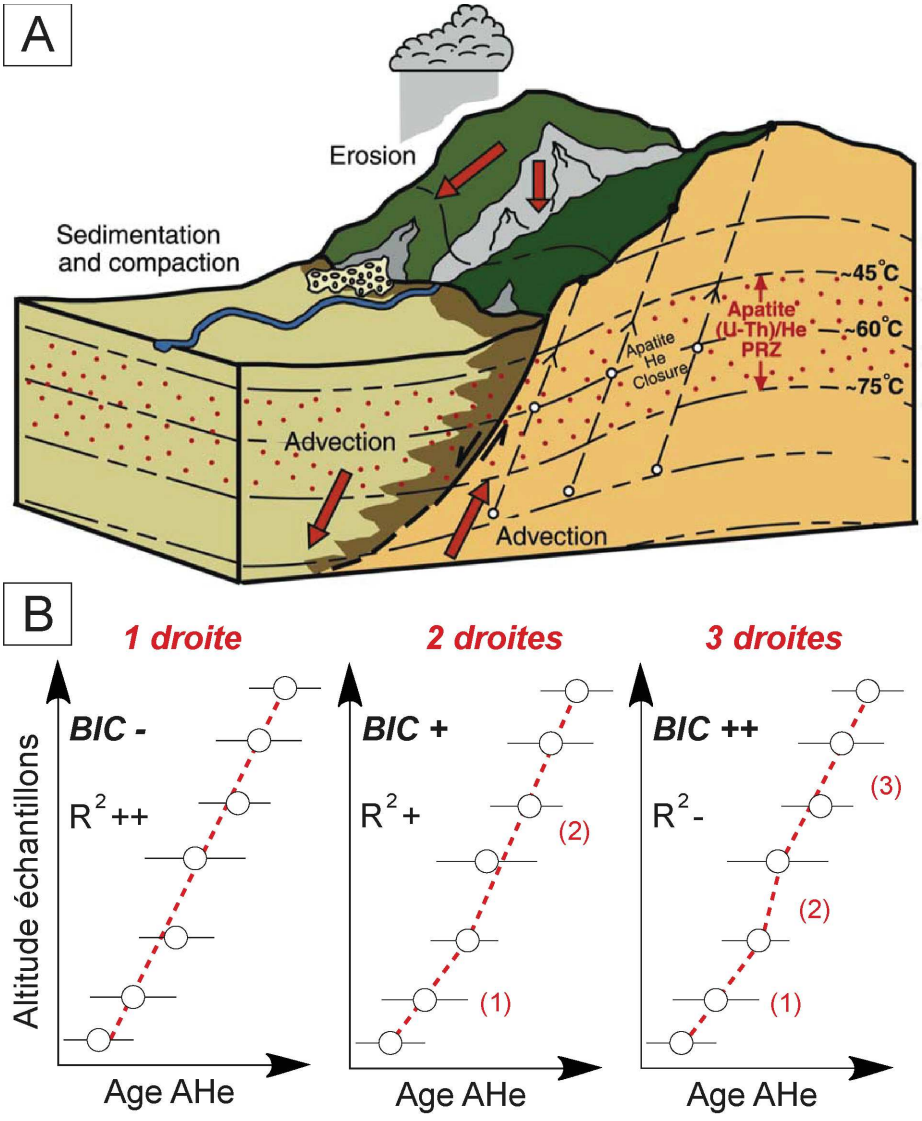


Figure II.20. A. *Bloc 3D montrant l'évolution thermique de différents échantillons (points blancs) dans le mur d'une faille. La distribution théorique des âges est similaire à celle présentée dans les graphiques de la partie B, la pente de la droite étant proportionnelle au taux d'exhumation (Ehlers et Farley, 2003)* ***B.*** *Différentes interprétations des profils âge-altitude. Le modèle à une droite de régression possède le BIC le plus faible car il permet d'expliquer l'ensemble des données malgré un R^2 plus élevé ; les modèles à deux et trois droites possèdent des R^2 plus faibles mais le BIC est pénalisé par la complexité du scénario d'exhumation.*

Il est important de préciser que les taux d'exhumation obtenus à partir des AERs sont des taux apparents qui ne sont pas liés au régime thermique de la croûte ou à l'évolution du relief au cours du temps (*Mancktelow et Grasemann, 1997*). Par ailleurs, ces relations AER sont valables pour un profil d'échantillonnage idéalement réalisé suivant une verticale, ce qui n'est que rarement le cas (*Stüwe et al., 1994*). L'utilisation de modèles thermiques permettra de compléter l'approche réalisée avec les AERs (Section II.4.B et II.4.C).

B. Modélisation d'évolution thermique 1D (QTQt-HeFTy)

Deux programmes ont été utilisés pour la modélisation de l'évolution thermique des différents massifs : QTQt (*Gallagher, 2012*) et HeFTy (*Ketcham, 2005*). Ces programmes permettent de tester et déterminer l'ensemble des histoires thermiques reproduisant les données thermochronologiques implémentées. Les modèles inverses ont été réalisés avec QTQt qui a l'avantage de pouvoir modéliser un groupe d'échantillons de façon conjointe, en prenant en compte les relations altitudinales entre les échantillons (*Gallagher et al., 2005 ; Stephenson et al., 2006*), ce qui n'est pas proposé par HeFTy. De plus, QTQt affiche de meilleures performances avec un nombre d'échantillons important, avec une meilleure détermination des intervalles de confiance (*Vermeesch et Tian, 2014*). Les inversions dans QTQt (*Gallagher, 2012*) sont basées sur un algorithme Bayésien transdimensionnel avec une méthode d'échantillonnage de type MCMC (Markov Chain Monte Carlo, *Charvin et al., 2009 ; Gallagher, 2009*). Les données thermochronologiques brutes sont implémentées dans QTQt, car la modélisation des données (U-Th)/He nécessite de fournir la géométrie et les dimensions des grains ainsi que les concentrations chimiques en éléments pères et fils. Pour la modélisation des données traces de fission, les densités de traces de fission, les âges des différents grains et les distributions des longueurs de traces (si disponibles) sont pris en compte dans QTQt. Le logiciel permet également possible de choisir le modèle de diffusion à appliquer pour chaque donnée.

Dans le cadre de ce travail, la version 5.7.0 de QTQt a été utilisée. Les deux modèles les plus récents de diffusion de l'hélium dans les apatites présents dans QTQt (*Flower et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009*) ont été testés pour les échantillons montrant une forte dispersion d'âges afin de savoir s'il est possible d'intégrer ces échantillons dans l'histoire thermique régionale. Les modèles QTQt ont été réalisés en implémentant les données AHe et AFT de l'ensemble de ces blocs, les données ZHe et ZFT peu nombreuses à l'échelle de ces massifs ont été utilisées

comme des contraintes. Dans le but de ne pas orienter les modélisations QTQt, la gamme de températures de fermeture des thermochronomètres ZHe et ZFT a été utilisée comme contraintes (cf. Section II.2). Pour chaque massif, l'ensemble des âges disponibles pondérés de leurs erreurs a été utilisé. Ainsi les contraintes apparaissent sous la forme de boîtes dans le graphique des trajets température-temps (Fig. II.21A) et dans nos modèles ces boites qui imposent le passage du trajet thermique sont volontairement larges.

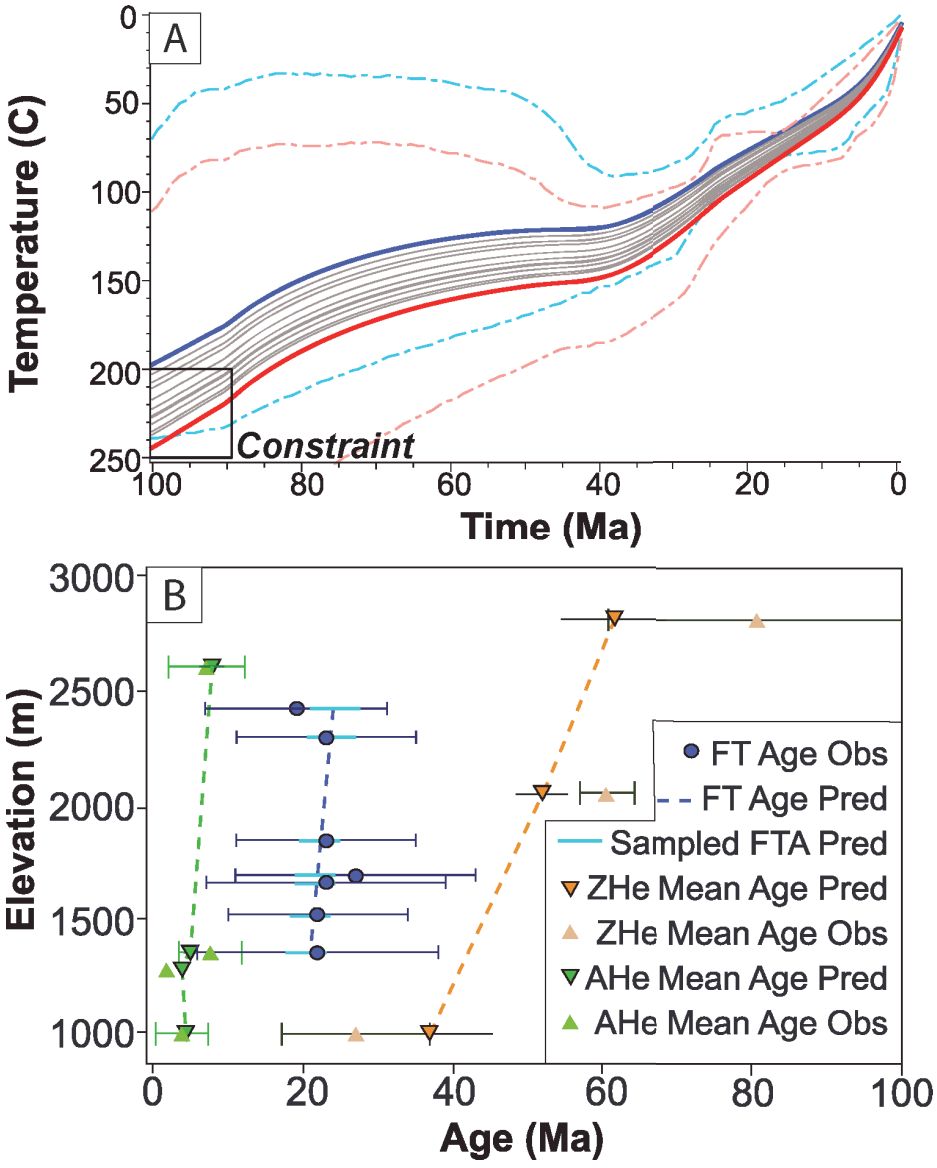


Figure II.21. *Sortie graphique obtenue avec le logiciel QTQt (Gallagher, 2012)* ***A.*** *Graphique des trajets température-temps des différents échantillons (expected models) ; en bleu, le trajet thermique de l'échantillon se trouvant au sommet du profil. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon en base de profil. Pour ces échantillons l'intervalle de confiance 95 % est dessiné en pointillé.* ***B.*** *Graphique altitude en fonction de l'âge où les âges observés et les âges prédits sont indiqués (modifié d'après Collett et al., 2019).*

Les modèles de diffusion de *Gautheron et al. (2009)* et celui de *Ketcham et al. (2007)* ont été utilisés pour les modélisations respectives des AHe et AFT, respectivement. Les gradients géothermiques ont été contraints avec un gradient géothermique initial de 25 ± 10°C. Différents modèles d'histoire thermique sont proposés par QTQt et les modèles retenus dans cette thèse sont les « expected models » qui sont des modèles moyens pondérés par la probabilité de chaque modèle. Ces modèles présentent l'intervalle de fiabilité de 95 % pour les histoires thermiques issues de QTQt (*Gallagher, 2012*). Les graphiques des âges observés en fonction des âges prédits seront systématiquement présentés dans cette thèse (Fig. II.21B), afin de pouvoir estimer la robustesse des modèles.

Le programme HeFty (*Kecham, 2005*) a également été utilisé pour des modélisations directes. La simplicité de l'interface du logiciel permet de construire rapidement plusieurs histoires thermiques afin d'obtenir les âges modélisés en y insérant les paramètres d'un ou plusieurs grains d'un échantillon. Les modélisations sous HeFty ont servi à estimer l'impact de l'anomalie thermique liée à l'activité hydrothermale sur les âges (U-Th)/He en testant plusieurs durées et intensités d'anomalie thermique.

C. Modélisation d'évolution thermo-cinématique 3D (Pecube)

Le programme Pecube (*Braun, 2003 ; Braun et al., 2012*) a permis de réaliser des modèles de l'évolution thermo-cinématiques des massifs le long de la faille de la Têt en utilisant l'ensemble des données thermochronologiques non impactés par l'hydrothermalisme. Il permet d'explorer divers scénarios tectono-géomorphiques qui sont capables d'expliquer au mieux les données, en considérant un bloc 3D d'échelle crustale pour résoudre l'équation de la chaleur (*Carslaw et Jaeger, 1959*) décrite comme suit :

$$(14)\ \rho_c \boldsymbol{C}\left(\frac{\partial T}{\partial t} + \dot{E}\frac{\partial T}{\partial z}\right) = \left(\frac{\partial}{\partial x}\right)\boldsymbol{k}\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right) + \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)\boldsymbol{k}\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right) + \left(\frac{\partial}{\partial z}\right)k\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) + \boldsymbol{H}$$

T(x,y,z) représente le champ de température au cours du temps (°C), ρ_c la densité de la croûte en kg.m^3 et $\boldsymbol{C}$ la capacité calorifique de la croûte (J.kg-1K-1), $\dot{E}$ le taux d'exhumation moyen (mm.an-1), k la conductivité thermique (W.m-1.k-1) et H la production de chaleur radiogénique (W.m-3). Les paramètre en gras (C, k et H) sont définis comme des constantes pour l'ensemble des modélisations Pecube et sont spatialement homogènes dans le bloc crustal 3D.

Lors des modélisations Pecube, l'exhumation du bloc crustal est définie par des scénarios temporels et dépend de deux processus indépendants :

(1) Une vitesse de soulèvement des roches, appelée aussi vitesse de dénudation (*England et Molnar, 1990*) ; cette vitesse peut varier dans l'espace et au cours du temps. L'approche numérique via Pecube considère l'hypothèse d'un régime d'équilibre, autrement dit la vitesse de dénudation est égale à la vitesse de soulèvement des roches en tout point à la surface du modèle.

(2) Une vitesse d'advection dans une partie du bloc implémentée grâce à l'ajout d'une faille permettant des vitesses de soulèvement spatialement variables au sein du bloc crustal modélisé (*Braun et al., 2002*).

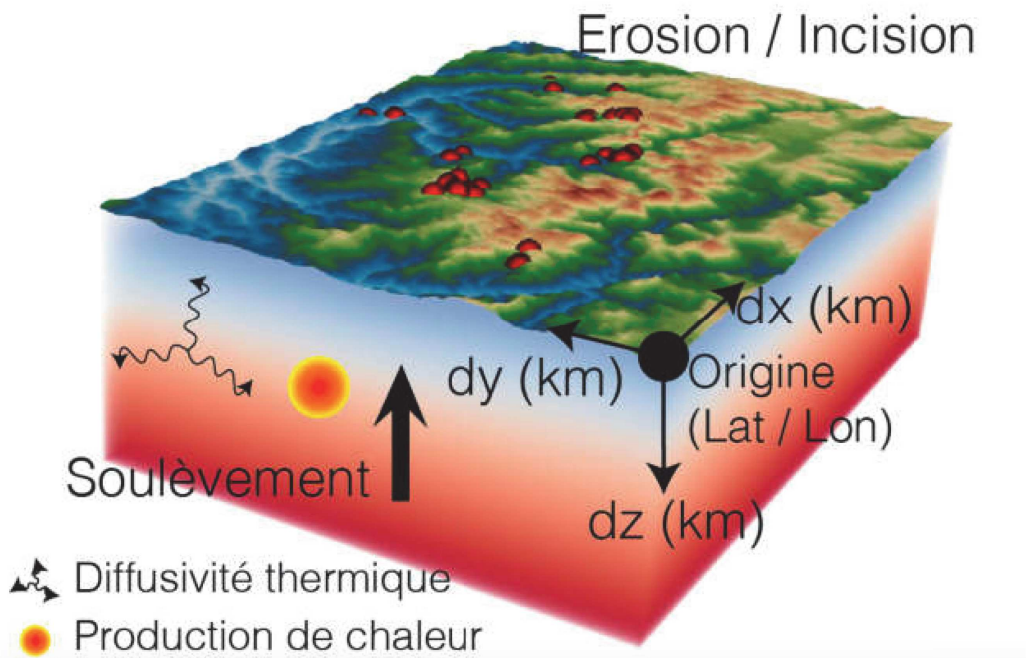


Figure II.22. *Bloc crustal 3D issu d'un modèle Pecube (Braun, 2003 ; Braun et al., 2012) montrant les différents paramètres pouvant être modélisés dans Pecube (modifié d'après Gérard, 2019).*

L'évolution de la topographie est modélisée dans Pecube suivant l'équation (15) :

$$(15)\ z_{x,y,t} = offset_t + amplification_t \times z_{x,y,t=0}$$

$z_{x,y,t}$ représente l'altitude (m) en tout point de la surface du modèle (x,y) au cours du temps (t), l'*offset* correspond à une translation verticale de l'ensemble de la surface topographique

(i.e., changement de l'altitude moyenne, positif ou négatif), l'*amplification* étant un paramètre permettant d'accentuer (amplitude > 1) ou de diminuer (amplitude < 1) l'écart entre les sommets et les bas topographiques du modèle (i.e. proxy pour l'évolution du relief). Une amplification définie par 0 correspond à une pénéplénation totale.

Les histoires cinétiques (trajet temps-profondeur) sont calculées pour chaque point de la surface topographique, depuis l'actuel en remontant dans le temps. Par la suite, le chemin inverse est modélisé avec la résolution de l'équation de la chaleur à chaque étape vers la surface, permettant d'obtenir des histoires temps-température et de calculer les différents âges thermochronologiques. Pour cela, le code utilise un modèle sphérique de production-diffusion éjection pour les données AHe et ZHe (*Farley, 2002 ; Meesters et Dunai, 2002*) et un modèle de production et de recuit des traces de fission sur apatite selon la routine de van der Beek (*Braun et al., 2006*) et sur zircon (*Rahn et al., 2004*). La version la plus récente 4.2.0 du code Pecube a été utilisée car elle présente l'avantage d'extraire automatiquement la topographie à partir du MNT GTOPO30 de l'USGS avec une résolution d'approximativement 1 km. Les paramètres thermiques et rhéologiques utilisés sont présentés au début de la Partie VI.

Pour les modèles inverses, Pecube permet de choisir les différents paramètres tectono-géomorphiques ; l'inversion est basée sur l'algorithme des plus proches voisins (Neighbourhood Algorithm) développé par *Sambridge (1999a, 1999b)*. L'algorithme permet d'effectuer une première recherche aléatoire dite « d'exploration ». Cet algorithme utilise une approche géométrique basée sur la répartition des modèles dans l'espace multidimensionnel des paramètres selon un diagramme de Voronoï (l'espace est discrétisé afin d'obtenir pour chaque modèle son plus proche voisin ; *Sambridge, 1999a*). A chaque itération (série de modèles), l'algorithme va construire un nouveau diagramme de Voronoï et ré-échantillonner un nombre de cellules défini présentant les meilleurs jeux de paramètres via une fonction d'évaluation entre données thermochronologiques modélisées et observées, formalisée dans l'équation 16 ci-dessous :

$$(16)\ \psi = \sqrt{\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M}\frac{({}^{i}\alpha_{j,mod} - {}^{i}\alpha_{j,obs})^2}{{}^{i}\sigma_j{}^2}}$$

N est le nombre de données, M le nombre d'échantillons ${}^{i}\alpha_{j,mod}$ et ${}^{i}\alpha_{j,obs}$ sont les valeurs modélisées et observées pour les âges (AHe, AFT, ZHe) mais également les longueurs de traces et ${}^{i}\sigma_{j}$ l'incertitude des données. Plus le taux de ré-échantillonnage est bas, plus vite l'algorithme inverse converge vers une solution (Fig. II.23). Le risque lié à un taux de ré-échantillonnage trop bas est de ne pas obtenir l'ensemble des solutions possibles au sein de l'espace défini. Dans cette étude, le taux de ré-échantillonnage des modèles Pecube a été fixé à 90 % afin d'explorer au maximum l'espace des paramètres étudiés.

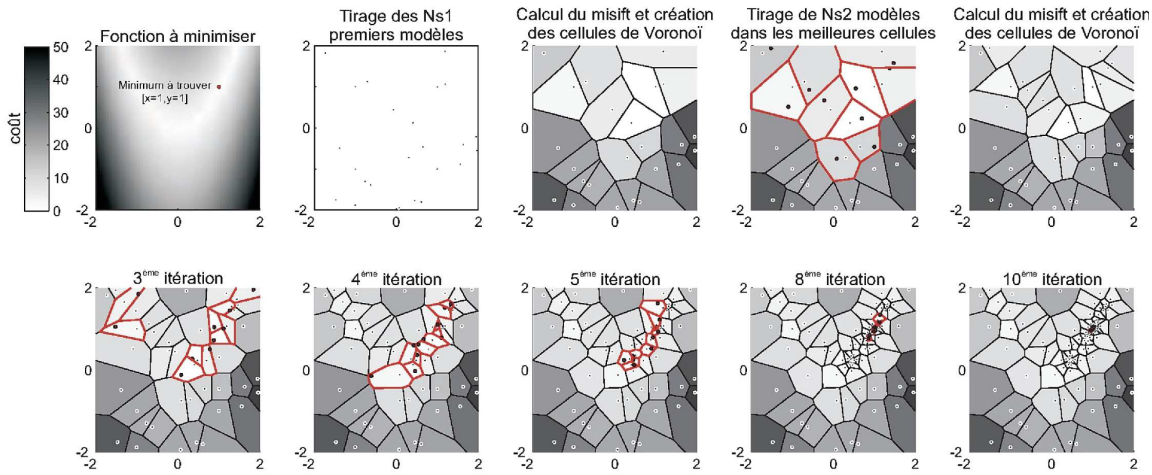


Figure II.23. *Principe de fonctionnement d'une approche géométrique basée sur la répartition des modèles dans l'espace multidimensionnel des paramètres selon un diagramme de Voronoï. Le tirage NS1 est un tirage aléatoire, les misfits sont ensuite calculés et l'espace est discrétisé en plusieurs cellules. Les cellules en rouge présentant les misfits les plus faibles sont ré-échantillonnées (rouge). L'espace est alors redécoupé.*

L'extraction des résultats pour chaque paramètre exploré est effectuée en utilisant NAB (*Sambridge 1999a, 1999b*) qui permet d'obtenir les densités de probabilité de chaque paramètre. Les modélisations inverses permettent d'extraire le meilleur modèle (étoile jaune dans la Fig. II.24) qui sera ensuite utilisé en modélisation directe pour prédire les données thermochronologiques et les comparer aux valeurs observées. Ces modèles ont pour but de déterminer les scénarios thermo-cinématiques pour les différents reliefs. Ils seront ensuite discutés au regard des différents scénarios d'évolution tectonique de l'Est des Pyrénées. Les trajets thermiques sont également comparés aux trajets modélisés sous QTQt.

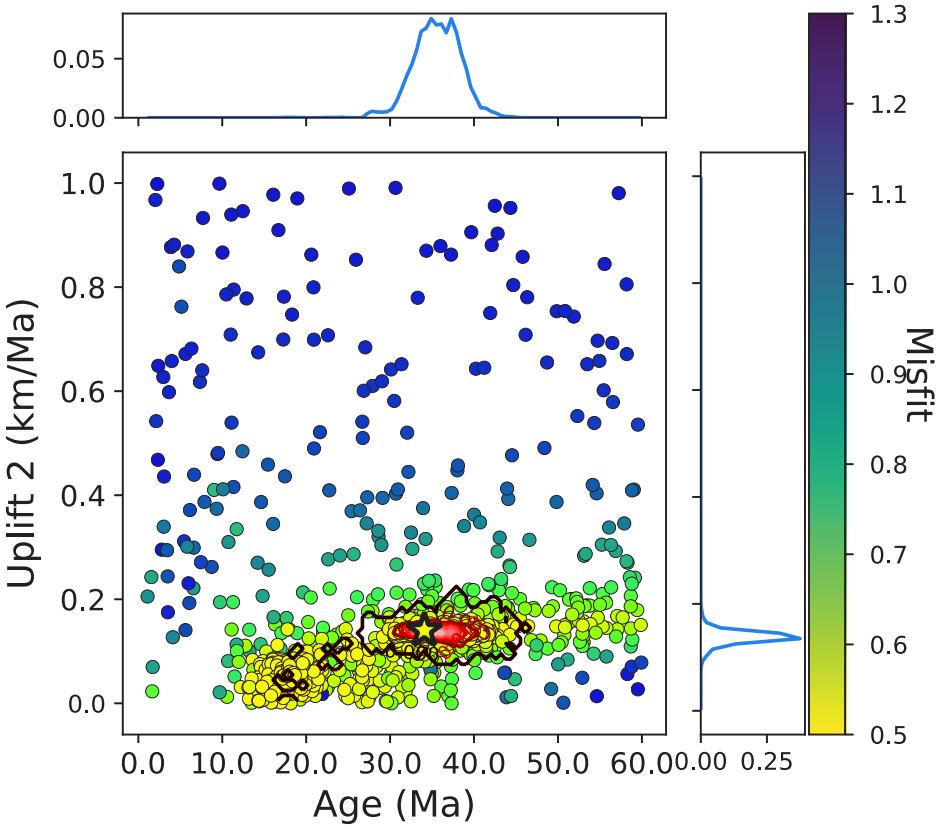


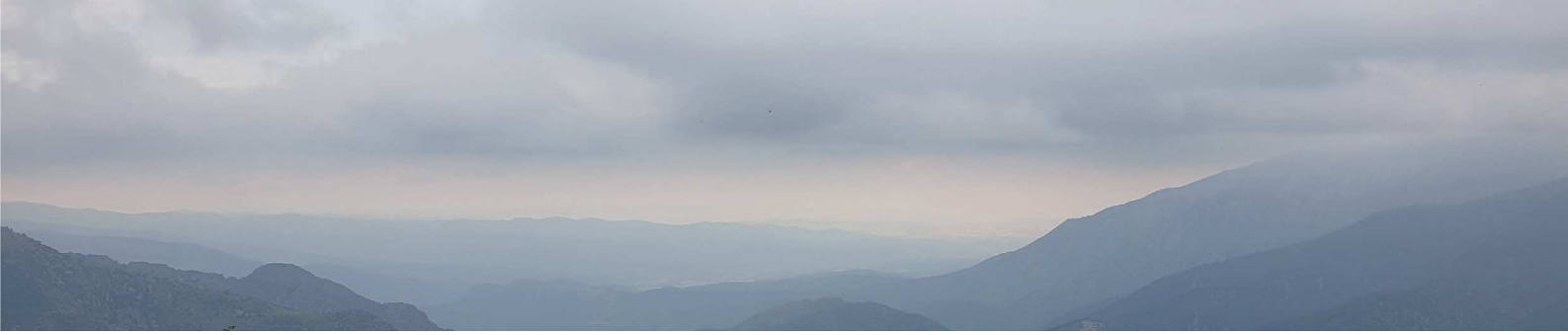
Figure II.24. *Graphique montrant les résultats des inversions Pecube traitées sous NAB (Sambridge, 1999a, 1999b). La densité de probabilité des paramètres Age (Ma) et celle de Uplift 2 (km/Ma) sont indiqués dans les graphiques 1D en bordure. Dans le graphique central, chaque modèle est symbolisé par un point dont la couleur indique le misfit associé. Le modèle qui présente le meilleur misfit est symbolisé par une étoile.*

Pour résumer

- *Les relations « âge-altitude » entre les échantillons des différents massifs ont été déterminées en utilisant le BIC. Ce critère permet de contraindre le scénario et les taux d'exhumation avec leurs incertitudes pour les différents massifs.*

- *Les modèles d'évolution de la thermicité des différents massifs ont été réalisés en utilisant QTQt. Les modèles 3D d'évolution thermo-cinématique de la faille de la Têt ont été réalisés sous Pecube.*

- *L'ensemble des modèles réalisés permettent de discuter de l'évolution tectonique de la partie Est des Pyrénées.*



Partie III : Analyse structurale multi-échelle du système hydrothermal de la Têt

1. Histoire tectonique et analyse de la fracturation de la zone étudiée 141

A. Article 1: "*Polyphased brittle deformation around a crustal fault: a multi-scale approach based on remote sensing and field data on the mountains surrounding the Têt hydrothermal system (Eastern Pyrénées, France)*" 142

B. Analyse structurale complémentaire 196

2. La fracturation et les minéralisations à l'échelle microscopique 206

A. Les protolithes 206

B. Les zones de faille 208

3. L'étude des inclusions fluides dans les zones de faille 216

4. Chronologie des différentes déformations et altérations 221



Partie III : Analyse structurale multi-échelle du système hydrothermal de la Têt

Cette partie présente les résultats de l'analyse structurale du système hydrothermal de la Têt à différentes échelles ainsi que ceux d'une étude microthermométrique préliminaire. Le but est de mieux contraindre la constitution et la formation du réseau de faille de la zone étudiée et de caractériser la fracturation dans la zone d'endommagement des accidents majeurs et les remplissages associés. Le chapitre 1 commence par une revue bibliographique des différents mouvements affectant la partie Est des Pyrénées, mais également les résultats de la cartographie linéamentaire de la zone d'étude et d'une analyse de la fracturation à l'échelle du terrain. Les différents résultats sont synthétisés dans un article publié dans la revue *Tectonophysics*. A la fin de cette partie, l'analyse structurale de l'endommagement de la faille de la Têt et de la faille de Py est plus amplement détaillée. Le chapitre 2 est dédié à l'analyse microscopique de la fracturation avec une présentation des différents protolithes et des déformations qui les affectent. Il s'accompagne d'une description de la fracturation sur différents secteurs de la zone d'endommagement de la faille de la Têt et de la faille de Py. Le chapitre 3 présente l'étude microthermométrique préliminaire réalisée sur différents échantillons de la zone d'endommagement.

1. Histoire tectonique de l'Est des Pyrénées et analyse de la fracturation de la zone étudiée

Dans ce chapitre, nous allons détailler la géométrie du réseau de faille et la fracturation à l'échelle de la partie Est des Pyrénées. Nous compléterons les données présentées par l'analyse structurale détaillée de la zone d'endommagement des failles de la Têt et de Py.

A. Article 1. “Polyphased brittle deformation around a crustal fault: a multi-scale approach based on remote sensing and field data on the mountains surrounding the Têt hydrothermal system (Eastern Pyrénées, France)”

i) Présentation de l’article

Cet article accepté dans la revue *Tectonophysics* se base sur une étude bibliographie et un important jeu de données structurales acquises au cours de la thèse d’Audrey Taillefer et de ce travail de thèse. Dans le cadre de cette étude, j’ai effectué une synthèse bibliographique des différentes activités de faille et mouvements verticaux référencés à l’échelle de l’Est des Pyrénées. L’analyse de la fracturation « scan-line » a été réalisée dans le cadre de cette thèse ainsi que les lames minces présentées. Ce manuscrit débute par un bilan des différentes observations tectoniques et des mouvements d’uplift décrits dans la partie Est des Pyrénées (de la Zone Axiale à la Chaîne Côtière Catalane). Une étude linéamentaire de la Zone Axiale de la partie Est des Pyrénées via l’analyse des images SPOT 6/7 couplée à l’acquisition de mesures de fracturation à l’échelle des différents massifs a permis de définir l’intensité de la fracturation, sa distribution spatiale et son orientation à l’échelle régionale. Elle permet d’avoir des informations inhérentes au réseau de failles et de fractures et de discuter la chronologie relative des épisodes de déformation fragile de la zone d’étude. L’emprise large de ce travail aide à appréhender la géométrie du réseau fracturé le long des failles régionales majeures (faille de la Têt, faille de Py) mais également à estimer la fracturation sur les hauts topographiques. Cela permet d’avoir une vision globale de la fracturation du système hydrothermal depuis les zones d’infiltration des fluides sur les reliefs jusqu’aux zones d’endommagement des failles majeures qui localisent la remontée des fluides chauds. Cette étude vise aussi à modéliser et discuter au premier ordre le contrôle structural des circulations hydrothermales et de les contextualiser dans l’histoire de tectonique de la partie Est des Pyrénées.

ii) Article

La numérotation des figures dans l’article est indépendante de la numérotation appliquée à l’ensemble du manuscrit. Les références de l’article sont indépendantes du manuscrite de thèse et présentes à la suite de l’article. L’ensemble des données supplémentaires (Supp. Mat.) sont disponibles dans l’Annexe 4.

Polyphased brittle deformation around a crustal fault: a multi-scale approach based on remote sensing and field data on the mountains surrounding the Têt hydrothermal system (Eastern Pyrénées, France)

TAILLEFER Audrey[a]*, MILESI Gaétan[b], SOLIVA Roger[c], MONNIER Loïs[d], DELORME Pauline[e], GUILLOU-FROTTIER Laurent[f], LE GOFF Elisabeth[g]

*corresponding author

[a]*_ Géosciences Montpellier, Univ Montpellier, CNRS, Univ Antilles, Montpellier, France. (+33) 6 50 60 16 64 audrey.taillefer@gmail.com

[b] Géosciences Montpellier, Univ Montpellier, CNRS, Univ Antilles, Montpellier, France. gaetan.milesi@umontpellier.fr

[c] Géosciences Montpellier, Univ Montpellier, CNRS, Univ Antilles, Montpellier, France. soliva@gm.univ-montp2.fr

[d] lois.monnier@yahoo.fr

[e] School of Geography and Environmental Science of Southampton, Highfield, Southampton SO17 1BJ, United Kingdom. P.M.T.Delorme@soton.ac.uk

[f] BRGM, Georesources Division, 45060, Orléans, France , l.guillou-frottier@brgm.fr

[g] BRGM Direction territoriale Languedoc-Roussillon 1039 rue de Pinville 34000 Montpellier, France. e.legoff@brgm.fr

Highlights

1. Geological features of adjacent mountains that allow the hydrothermal circulation.

2. The Têt fault system was formed during recent and polyphased tectonic stages.

3. Plio-Quaternary brittle faulting is widely distributed and reactivates oldest faults.

4. Fracture opening at depth are favored in crystalline rocks than in metasediments.

5. Fault intersections with background fracturing provide pathways for hydrothermal fluids.

Abstract

Studying hydrothermal systems in basement environments requires knowledge of fault and fracture network distributions. This study addresses this through multi-scale structural analysis of the Têt fault and its surrounding fracture systems (Eastern Pyrénées) using remote sensing and field data. This study aims to achieve this through: 1) precisely mapping and describing the brittle fault network, 2) analysing the distribution of lineaments and outcrop-scale fractures related to these faults, 3) making comparisons to fault-kinematic evidence combined in a new regional review, 4) examining the relations between fractures features and lithology, 5) applying statistical analysis to highlight relations between different scales of deformation. The complex fault network is inherited from consecutive tectonic stages (Hercynian, Pyrenean compression, Neogene extension) and has been reactivated since the middle-Miocene. NE–SW secondary faults are abundant at the regional scale, even away from the Têt fault. Major NW–SE faults are constituted by 10s-m wide brittle core zones, and NW–SE secondary faults are concentrated around the Têt fault, attesting that they had formed at shallow crust levels after the Oligo-Miocene extension. N–S fractures, formed during Pyrenean compression, are part of the background fracturing and are scattered throughout the study area. Intersections of fault and fracture networks provide efficient permeable pathways for meteoric and hydrothermal fluids. Finally, a dislocation model reveals a lithological control on fracture apertures in crystalline rocks, which appears more preserved at depth than in metasediments. All of these elements are integrated in a global model of the hydrothermal system establishment in accordance with the faulting sequence, with the damage distribution and with the lithology. This distributed fault system could represent the surface expression of the crustal thinning revealed by recent geophysical data. The realized identification of the lithological and structural characteristics of the surrounding mountains, allowing hydrothermal circulation to establish itself, provides a better understanding of the orogenic-belt related hydrothermal systems necessary to the geothermal exploration.

Keywords

fault, damage zone, fracture, hydrothermal, Pyrénées, remote sensing, hot spring, lithology, basement

1 Introduction

Orogenic-belt related hydrothermal systems (i.e. located in mountains, Moeck [2014]) are currently not targeted for geothermal exploitation, because of the complexities of this multifactor environment. It is necessary to better identify the lithological and structural characteristics of the surrounding mountains, that allow hydrothermal circulation to establish itself. These systems are organized as follows. First, meteoric water infiltrates from recharge areas located on elevated surfaces. Then, under the effect of the topographic/pressure gradient, the water penetrates inside the massif and is heated at depth. Finally, hot hydrothermal fluids migrate toward the surface using pathways (i.e. fault damage zones and/or lithologic discontinuities) and emerge in the lower topographic areas, particularly in valleys [Forster and Smith, 1989; López and Smith, 1995; Curewitz and Karson, 1997; Magri et al., 2016; Taillefer et al., 2018]. The size of the hydrothermal cell depends on the distance between infiltration and emergence areas.

Faults involve a cataclastic impermeable core zone (CZ), surrounded by two permeable damage zones (DZ) constituted by highly fractured wall-rock [Caine et al., 1996; Wibberley et al., 2008; Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013]. Fracture density in DZ decreases with the distance from the fault, and is particularly enhanced at fault intersections and tips [Sanderson and Kim, 2005; Mitchell and Faulkner, 2009; Savage and Brodsky, 2011; Mayolle et al., 2019], where hot springs and recharge areas are preferentially localized [Curewitz and Karson, 1997; Faulds et al., 2010; Person et al., 2012; Taillefer et al., 2018; Schneeberger et al., 2018]. Finally, faults may juxtapose different lithologies, whose respective permeabilities control hot spring locations [Taillefer et al., 2017].

The way meteoric fluids infiltrate from the elevated areas adjacent to the hydrothermal systems is rarely studied because the size of hydrothermal cells reach km-dimensions between recharge and emergence areas (e.g., Bianchetti et al. [1992]). This requires the study of faults and fractures at a regional scale, that is challenging [Earnest and Boutt, 2014]. Fracture orientation, density, connectivity, and apertures are critical factors to understand fluid circulation in basement rocks [Norton and Knapp, 1977; Sausse, 1998; Stober and Bucher, 2007; Laubach et al., 2018]. Paleo and in-situ stress (tectonic, confining pressure, seismic activity) critically affects the permeability, in creating part of the fracture network, in controlling the fracture shapes and apertures [Sibson, 1987; Banks et al., 1996; Ingebritsen and

Manning, 1999; Saar and Manga, 2004; Earnest and Boutt, 2014; Cox et al., 2015; Howald et al., 2015; Sanderson, 2016], and in cyclically re-opening or dissolving sealed (i.e. mineralized) joints and veins [Lowell et al., 1993; Mazurek, 2000; Géraud et al., 2006; Belgrano et al., 2016]. Both opening mode I and shear mode II and III fractures in normal and thrust fault system generally strike parallel to the main or secondary faults (e.g., Savage and Brodsky [2011] and Mayolle et al. [2019]). However, some of the mode I fractures can be observed normal to fault strike in the specific conditions where the horizontal maximum stress is very close to the horizontal minimum stress [Kattenhorn et al., 2000]. For strike-slip faulting, both opening mode and shear mode fracture orientation can be different than the main fault strike (e.g., Riedle structures in the in-plane dimension, Fossen [2016]) and stress perturbations can occur quite far from the main strike-slip fault (e.g., King et al. [1994] and Chéry et al. [2001]). Far from faults, background fracturing is related to rock deconfinement during uplift and erosion, i.e. exhumation, local topography or glacial unloading [Carlsson and Olsson, 1982; Augustinus, 1995; Clarke and Burbank, 2011; Earnest and Boutt, 2014; Jarman et al., 2014; Leith et al., 2014a,b]). Basement permeability could be there enhanced by several orders of magnitude [Aydin, 2000; Sonney and Vuataz, 2009; Cox et al., 2015]. How much of the background fracturing is tectonically generated, the distance over which faults influence the fracture pattern, and the stress field that maintain the fractures open, are key points to understand how permeability is distributed over infiltration areas, especially in areas with polyphased deformations.

The hydrothermal system of the Têt Valley (Eastern Pyrénées, France, Figure 1) is an orogenic-belt related hydrothermal system, where basement rock lithologies (gneisses, granites, metasediments) are deformed by both ductile shear zones and brittle faults resulting from a polyphase tectonic history (Hercynian and Pyrenean compression, Neogene extension). The link between the Neogene deformations [Calvet, 1999; Goula et al., 1999] and the thinning of the crust in the Eastern Pyrénées remain unclear and is currently discussed [Mauffret et al., 2001; Nercessian et al., 2001; Gunnell et al., 2008; Chevrot et al., 2018; Diaz et al., 2018; Wehr et al., 2018; Canva et al., 2020; Jolivet et al., 2020]. Moreover, it is also unclear how meteoric water infiltrates deep enough to attain a temperature of 80 to 130°C [Taillefer et al., 2018]. Twenty-nine hot springs of this hydrothermal system (29 to 73°C) align along the major Têt fault, mainly in its footwall, near contacts between crystalline rocks and metasediments [Taillefer et al., 2017]. They are clustered into 4 main groups, from west to east: Llo, Saint-Thomas(-Prats-Balaguer), Thues(-Les-Bains), Vernet(-Les-Bains) (Figure 1). Meteoric waters

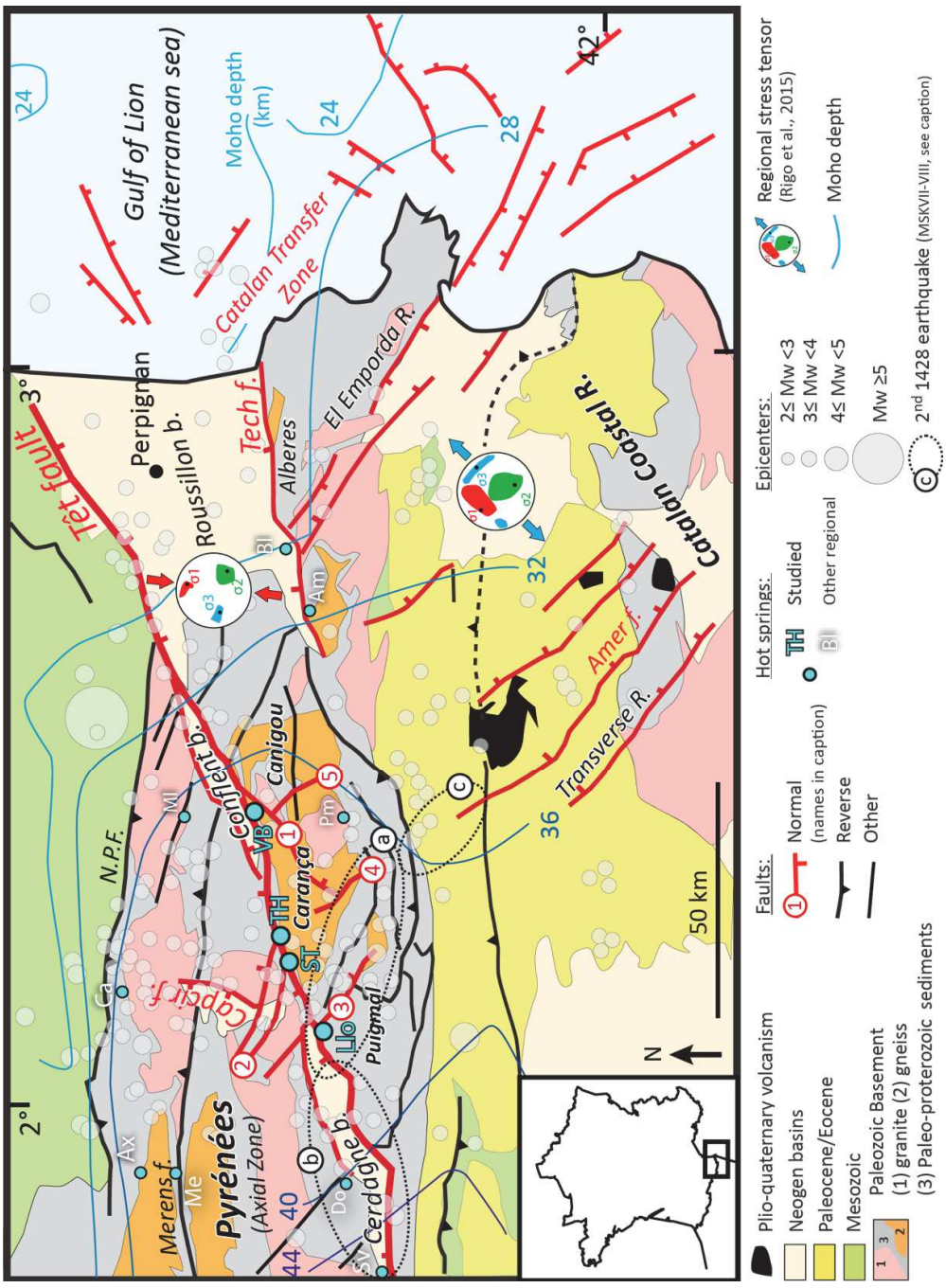


Figure 1: Structural sketch of Eastern Pyrénées. b.-basin ; f.-fault ; N.P.F.-North Pyrenean Fault. Normal faults: 1) Py, 2) Fontpedrouse, 3) Nuria, 4) Valter, 5) Parcigola. Hot springs: ST=St-Thomas-les- Bains-Prats-Balaguer, TH=Thues-les-Bains, VB=Vernet-les-Bains, Sv=Sant-Vincenc, Do=Dorres-Colomer, Me=Merens-Entre-Valls, Ax=Ax-les-Thermes, Ca=Carcanières, Ml=Molitg-les-Bains, Pm=Prats-de-Mollola- Preste, Am=Amélie-les-Bains, Bl=Le Boulou. Grey circle represent instrumental seismicity between 1989 and 1996, after Souriau and Pauchet [1998]. Possible locations of the 2nd 1428 earthquake epicenter after a) Banda and Correig [1984], b) Briais et al. [1990], c) Olivera [2006], and Perea [2009]. The upper (respectively lower) regional stress tensor plot is for the northern (resp. southern) part of the map, the limits between these two domains is approximatively between the Paleozoic Basement of Pyrénées and the Tertiary foreland basins in Catalonia (see Rigo et al. [2015]). Isocontours of the Moho depth are modified from Goula et al. [1999], Mauffret et al. [2001] and Nercessian et al. [2001].

are collected on recharge areas above 2000 ± 300 m of altitude, and are driven down to at least -3500 m where they warm under the effect of the geothermal gradient [Krimissa, 1995; Taillefer et al., 2018]. Hydrothermal fluids are then channeled by the Têt fault and NW–SE faults intersecting the topography [Taillefer et al., 2018]. This study site is therefore well-suited to analyze the distribution and features of a polyphased fracture network at a regional scale, and also to discuss its potential role for deep fluid infiltration. The diversity of fault orientations, tectonic phases and deformation processes allows to examine the recent and current stress-field, the deformation chronology, and the geodynamic context.

This study combines various approaches to highlight and quantify the deformation (i.e.faults, fractures, veins) at different scales (i.e. regional, secondary, outcrop). First, a review of the fault motions investigates the structural inheritance, reactivations, and recent or active tectonics. Subsequently, remote sensing interpretation of lineaments [Vignaroli et al., 2013; Meixner et al., 2018], i.e. secondary faults or fracture corridors [Gabrielsen and Braathen, 2014], coupled with fracture measurements at the outcrop-scale, allows characterisation of the fault network, the fracture patterns and their apertures. A simple dislocation numerical model based on linear elasticity allows estimating fracture aperture at depth, as a function of lithology (crystalline vs. metasediments) and confining pressure. Statistical analysis was also performed to examine the spatial distribution of strikes at different scales (major or secondary faults, outcrop scale fractures). All these elements contribute to a discussion of the regional tectonic context in regard to the documented deformation. In addition, a model of the hydrothermal system establishment along the Têt fault is presented.

2 Review of Neogene tectonics in the Eastern Pyrénées

2.1 Geological setting

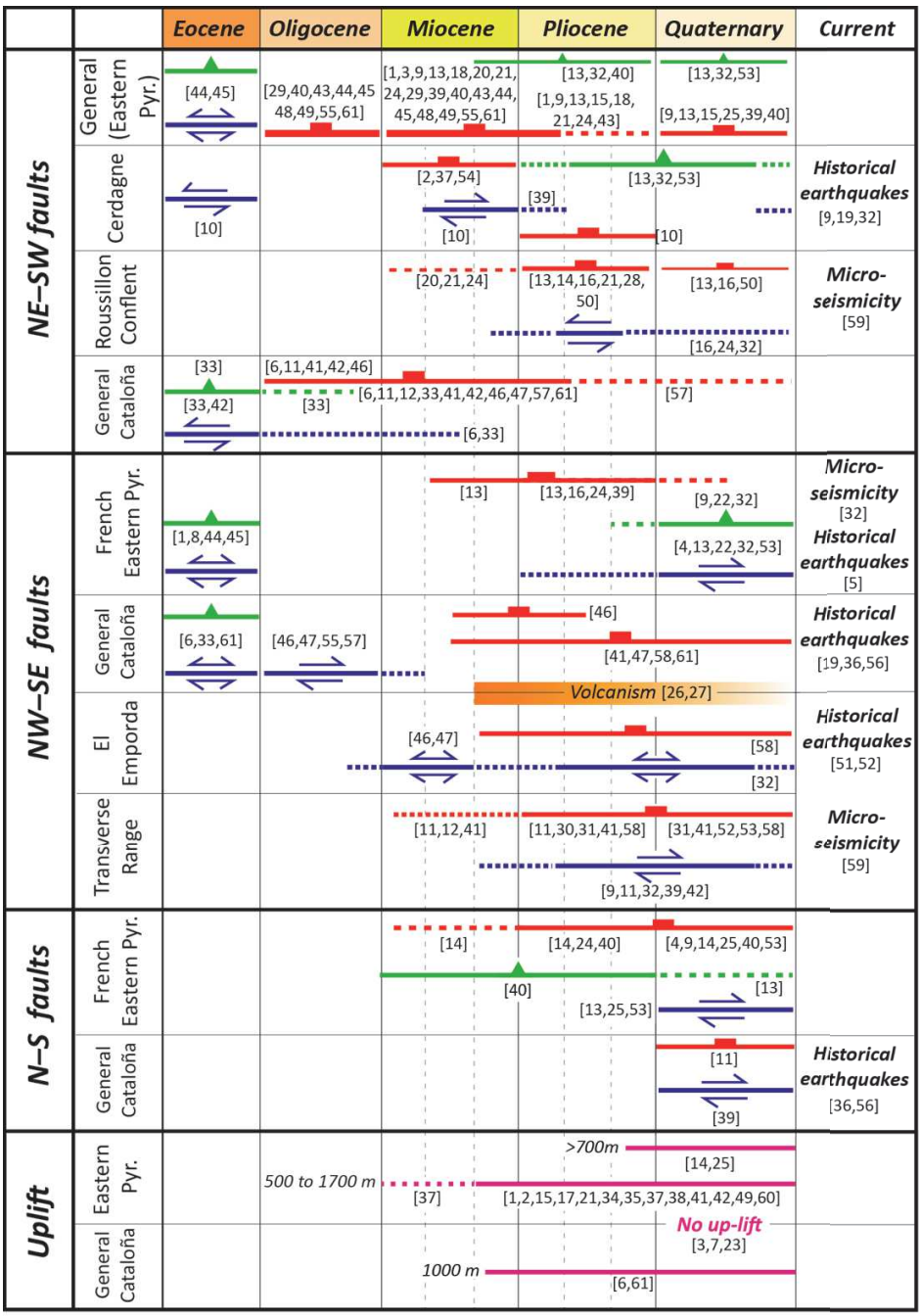
Eastern Pyrénées relief is inherited from both the Eocene collision between the European and Iberic plates resulting in a doubly vergent orogeny [Choukroune et al., 1973; Roure et al., 1989], and from the Neogene extension and normal faulting resulting in the Gulf of Lion opening [Séranne, 1999; Maurel, 2003]. The study area is characterized by a progressive shallowing of the Moho from 45 km to 25 km from west to east (Figure 1, Mauffret et al. [2001], Nercessian et al. [2001],Gunnell et al. [2008], Chevrot et al. [2018], and Diaz et al. [2018]).

The hydrothermal system studied here is associated with the Têt fault, a major NE–SW normal fault that affects the central part of the Eastern Pyrenean range constituted of exhumed Hercynian basement (i.e. the "Axial Zone", Figure 1). In the study area, a Hercynian shear zone, the North Mylonitic Canigou Thrust (NMCT), juxtaposes Proterozoic and Paleozoic metasediments (schists with intercalated carbonate beds) with the gneissic dome of the Canigou-Carança. Both are intruded by late Hercynian granites, and crossed by numerous NW–SE to E–W normal ductile faults from the early Permian, filled by metric quartz veins [Casas, 1984; Guitard et al., 1992, 1998; Autran et al., 2005; Laumonier et al., 2015a,b, 2017]. The NMCT is crosscut by the Têt fault and crops out in its footwall. Pyrenean tectonic events are not well expressed in the study area, excepted for some local reactivation of Hercynian thrusts (e.g. the Merens, Llo, Vallespir and Canigou faults, McCaig and Miller [1986], Guitard et al. [1998], and Laumonier et al. [2017]) and pervasive extensional (mode I) N–S fracturing [Arthaud and Pistre, 1993].

The fault network is consequently inherited from Hercynian ductile deformation network mainly oriented NW–SE to E–W [Gourinard, 1971], and from Oligo-Miocene brittle deformations mainly oriented NE–SW to E–W. Similar fault orientations related to the Neogene extension are encountered south of the study area, in Catalonia, in the NW–SE normal faults of the Transverse Ranges and El Emporda, and through NE–SW offshore normal faults along the coast (e.g., the Catalan Transfer Zone, Figure 1).

In addition, faults with N–S strikes (N010° to N030° and N150° to N180°) are also encountered over the study area (e.g., the Capcir fault), likely from the Plio-Quaternary period [Calvet, 1999; Briais et al., 1990], without clear evidence of the stress regime or tectonic events responsible from this deformation.

To summarize, the study area is indeed characterized by complex, polyphased, brittle tectonics from Paleogene to Neogene, especially for the recent period (see also Philip [2018]). In order to place the study area in this general context, Figure 2 compiles all data issued from the literature on fault kinematics from Paleogene to present, according to the orientations above presented (NW–SE, NE–SW and N–S). French Eastern Pyrénées and Catalonia are analysed separately, in agreement with the observations of Goula et al. [1999], Rigo et al. [2015], and Chevrot et al. [2011] on the current strain-rate (Figure 1, see Section 2.5). Details of fault motions and evidence from each publication are available in Supp. Mat. 1.



[1] Arthaud and Pistre, 1993 - [2] Augusti et al., 2006 - [3] Babault et al., 2004 - [4] Baize et al., 2002 - [5] Banda and Correig, 1984 - [6] Bartrina et al., 1992 - [7] Bosch et al., 2016 - [8] Bouchez et al., 1995 - [9] Briais et al., 1990 - [10] Cabréra et al., 1988 - [11] Cantarero et al., 2014 - [12] Cantarero et al., 2018 - [13] Calvet et al., 1999 - [14] Calvet et al., 2015 - [15] Calvet and Gunnell, 2008 - [16] Carozza and Baize, 2004 - [17] Carozza and Decaillau, 1999 - [18] Carozza and Decaillau, 2000 - [19] Chevrot et al., 2011 - [20] Clauzon, 1987 - [21] Clauzon et al., 2015 - [22] Cointre, 1987 - [23] Curry et al., 2019 - [24] Delcaillau et al., 2004 - [25] Delmas et al., 2018 - [26] Donville, 1937a - [27] Donville, 1937b - [28] Duvail et al., 2005 - [29] Faillat et al., 1990 - [30] Fleta et al., 2001 - [31] Gimenez et al., 1996 - [32] Goula et al., 1999 - [33] Guimera, 1984 - [34] Gunnell et al., 2008 - [35] Gunnell et al., 2009 - [36] Herraiz et al, 2000 - [37] Huyghe et al., 2020 - [38] Jarman et al., 2014 - [39] Lacan and Ortuno, 2012 - [40] Leclerc, 2000 - [41] Lewis et al., 2000 - [42] Mauffret et al., 2001 - [43] Maurel et al., 2002 - [44] Maurel, 2003 - [45] Maurel et al., 2008 - [46] Medialdea et al., 1996 - [47] Medialdea et al., 1996 - [48] Milesi et al., 2019 - [49] Milesi et al., 2020 - [50] Oele et al., 1963 - [51] Oliviera et al., 2006 - [52] Perea, 2009 - [53] Philip et al., 1992 - [54] Pous et al., 1986 - [55] Rehault et al., 1983 - [56] Rigo et al., 2015 - [57] Roca and Desegaulx, 1992 - [58] Saula et al., 1994 - [59] Souriau and Pauchet, 1998 - [60] Suc and Fauquette, 2012 - [61] Tassone et al., 1999

Figure 2: Synthesis of the fault kinematics in global Eastern Pyrénées during Neogene issue from evidence in the literature. Lines represent fault motions: normal (red), reverse (green), and strike-slip (blue, arrows for kinematics). Details of fault motions and evidence for each publication are available in Supp. Mat. 1.

2.2 The NE–SW faults

NE–SW faults in the French Eastern Pyrénées and Catalonia have a Paleogene origin with compressive kinematics (reverse and strike-slip), as shown by outcrop arguments (stress-inversion, geomorphology, stratigraphy, see Cabrera et al. [1988] and Guimerà I Rosso [1988]), and deduced from exhumation rates issued from thermochronology data [Maurel, 2003; Maurel et al., 2008], that assumes the pre-existence of the Têt fault as a reverse fault.

The main activity of the NE–SW faults in the French Eastern Pyrenées (Têt and Tech faults and offshore faults, see Figure 1) is commonly linked to the Oligo-Miocene extensional episode. Numerous data show extensional activity in French Eastern Pyrénées starting at the Oligocene [Faillat et al., 1990; Roca and Desegaulx, 1992; Arthaud and Pistre, 1993; Medialdea et al., 1994; Tassone et al., 1994; Leclerc et al., 2001; Maurel et al., 2002; Maurel, 2003; Maurel et al., 2008; Milesi et al., 2019, 2020], and continuing during the Miocene [Clauzon, 1987; Rehault et al., 1987; Calvet, 1999; Mauffret et al., 2001; Babault, 2004; Lacan and Ortuño, 2012]. These normal motions are also observed at the south of Catalonia from the Coastal Ranges to the Valencia Basin [Guimerà i Rosso, 1988; Lewis et al., 2000; Cantarero et al., 2014, 2018] and at the north in the Languedoc forming the Gulf of Lion [Séranne et al., 1995; Séranne, 1999].

However, the activity of these faults since the end of the Miocene and during the Plio-Quaternary period seems more complex: the observed recent displacements are only of 100s of meters [Roca and Desegaulx, 1992; Tassone et al., 1994; Calvet, 1999; Carozza and Delcaillau, 2000; Carozza and Baize, 2004; Delcaillau et al., 2004; Maurel et al., 2008; Lacan and Ortuño, 2012], and the rare kinematic and stress evidence varies over the area [Goula et al., 1999; Lacan and Ortuño, 2012; Rigo et al., 2015].

The Têt fault is the main NE–SW fault in the study area. This 80 km long brittle fault extends down at least through the upper crust [Chevrot et al., 2018; Diaz et al., 2018] and was formed during two main extensional phases. The first stage, from late Oligocene to early Miocene, corresponds to the initiation and main faulting (_2000 m offset) of the Têt fault, and the formation of the Canigou-Carança ranges in its footwall [Roca and Desegaulx, 1992; Tassone et al., 1994; Mauffret et al., 2001; Maurel, 2003; Delcaillau et al., 2004; Maurel et al., 2008]. According to Mauffret et al. [2001], most of the normal motions along onshore and

offshore NE–SW faults occurred during the Miocene to early Pliocene period: 1.7 km uplift is estimated in the offshore part of the Albères range, south east of the area (Figure 1).

Usually, middle-Miocene to late Pliocene is commonly associated to a second stage as a reactivation stage with more modest normal displacements (150 – 500 m, Pous et al. [1986], Clauzon [1987], Rehault et al. [1987], Roca and Desegaulx [1992], Tassone et al. [1994], Calvet [1999], Leclerc et al. [2001], Carozza and Baize [2004], Delcaillau et al. [2004], Agustí et al. [2006], Clauzon et al. [2015], and Huyghe et al. [2020]). However, there is also evidence of 1–2 km vertical displacements for the Canigou and Alberes ranges (Figure 1), on the basis of the deposit petrography in the basins and implications in terms of relief denudation [Calvet, 1996; Calvet et al., 2008]. However this second stage is not recorded by thermochronological study [Maurel, 2003]. Most of the evidence describes a continuity of normal motions during the Pliocene [Oele et al., 1963; Clauzon, 1987; Rehault et al., 1987; Cabrera et al., 1988; Calvet, 1999; Carozza and Delcaillau, 1999, 2000; Leclerc et al., 2001; Delcaillau et al., 2004; Duvail et al., 2005; Calvet et al., 2008; Clauzon et al., 2015].

Various studies show a diachrony between the western (i.e. Cerdagne) and eastern (i.e. Conflent and Roussillon) segments of the Têt fault (Figure 1). Since the end of Miocene, the extension recorded in Cerdagne is accommodated by normal [Pous et al., 1986; Agustí et al., 2006] to right-lateral slip [Cabrera et al., 1988], allowing the pull-apart opening of the basin. Geomorphological evidence of normal motions from Pliocene to middle Quaternary have been found exclusively in Cerdagne [Calvet, 1999]. Additionally, reverse and strike-slip faults affect Quaternary sediments of the Cerdagne basin [Philip et al., 1992; Goula et al., 1999]. The Rousillon basin formation extend from Oligocene to lower Miocene [Calvet, 1996; Maurel et al., 2002; Calvet et al., 2008]. Normal faults affect Pliocene sediments in Conflent [Oele et al., 1963; Leclerc et al., 2001; Calvet et al., 2014] and potentially more recent offshore sediments [Roca and Desegaulx, 1992]. Tectonic evidence show post Miocene reverse motions on basins both in Cerdagne (post-Messinian) and west of Roussillon (post-lower-Pliocene, Goula et al. [1999], Leclerc et al. [2001]).

The major normal activity of the NE–SW faults in the French Eastern Pyrénées appears to finish at the end of Pliocene [Mauffret et al., 2001; Delcaillau et al., 2004; Maurel et al., 2008]. However, triangular facets along the Têt, Py, and Tech fault scarps are interpreted as marker for normal motions during the Quaternary [Briais et al., 1990; Calvet, 1999]. Petit and

Mouthereau [2012] suggest that the triangular facets along the Têt fault are formed by differential erosion of the Hercynian mylonite. However, facets on scarps where mylonites are not present remain unexplained (Cerdagne segment of the Têt fault, Py and Capcir faults, Delmas et al. [2018]). Many authors agree that if Quaternary normal displacements exist, they are low (<300 m, Oele et al. [1963], Calvet [1999], Carozza and Delcaillau [2000], Leclerc et al. [2001], Maurel [2003], Delcaillau et al. [2004], Duvail et al. [2005], Maurel et al. [2008], and Lacan and Ortuño [2012]), and could be the partial result of exhumation processes [Carozza and Baize, 2004]. Extensional activity along the NE–SW faults in Catalonia appears more regular during the Oligo-Miocene [Guimerà i Rosso, 1988; Roca and Desegaulx, 1992; Tassone et al., 1994; Lewis et al., 2000; Mauffret et al., 2001; Cantarero et al., 2014, 2018].

Moderate present-day seismicity, with magnitudes ranging from 2 to 4, is observed in the area (Goula et al. [1999] and Rigo et al. [2015], Figure 1) with an possible alignment of hypocenters along the NE part of the Têt fault [Souriau and Pauchet, 1998]. However, evidence of a recent or current tectonic activity in Cerdagne such as the 1970 earthquake [Goula et al., 1999], or the possible location of the 1427-1428 historical earthquake (Briais et al. [1990], Figure 1) are the only evidence for neotectonic activity in this otherwise seismically quiet segment of the Têt fault [Souriau and Pauchet, 1998].

2.3 The NW–SE faults

Numerous NW–SE faults in the French Eastern Pyrenées Axial Zone are described as ductile inherited regional faults in geological maps and handbooks [Guitard et al., 1992, 1998; Autran et al., 2005; Laumonier et al., 2015a,b, 2017] or as secondary faults (i.e. 100s of meters scale). Their brittle component and recent kinematics have received little attention [Gourinard, 1971], in comparison to similarly oriented faults in North-Catalan Ranges (El Emporda and Transverse Range, Figures 1 and 2). However, these faults are of particular importance, because hot springs commonly localize at their intersection with the Têt fault, and also along them outside of the study area (e.g., Merens-entre-Valls, Dorres-Colomer, Ax-les-Thermes, Molitg-les-Bains, see Figure 1).

In the study area, numerous faults with these strikes are late Hercynian (early Permian), often filled by 10s-m wide quartz veins [Guitard et al., 1992, 1998; Autran et al., 2005; Laumonier et al., 2015a,b, 2017]. Late-Hercynian dextral offset affects the Mont-Louis granite [Bouchez and Gleizes, 1995; Autran et al., 2005]. Maurel [2003] and Maurel et al. [2008]

propose that these faults may have been reactivated during the Pyrenean compression, as for the similarly oriented fault of Merens, north of the study area [McCaig and Miller, 1986]. This fault, as well as the NW–SE faults in Cerdagne, has been reactivated as a normal fault during the Quaternary [Gourinard, 1971; Turu and Planas, 2005].

After Cabrera et al. [1988], normal movements on NW–SE faults and the Têt fault participate in the transtensive opening of the Cerdagne basin at the end of Miocene. Evidence of reverse to right-lateral motions on NW–SE faults may affect the Plio-Quaternary series [Cointre, 1987; Philip et al., 1992; Calvet, 1999; Goula et al., 1999; Delcaillau et al., 2004]. Finally, reverse focal mechanisms are observed on faults with these orientations inside the Caranca range by Goula et al. [1999] and north of the Cerdagne basin [Chevrot et al., 2011], and extensional focal mechanisms south of the Puigmal range by Chevrot et al. [2011].

The NW–SE faults that give structure to the El Emporda and Transverse ranges (Figure 1) are interpreted as normal listric faults recording up to 1000 m of offset [Philip et al., 1992; Saula et al., 1994]. Strike-slip movements along these faults have been recorded during the Paleogene and Oligocene periods [Rehault et al., 1987; Guimerà i Rosso, 1988; Bartrina et al., 1992; Roca and Desegaulx, 1992; Tassone et al., 1994; Mauffret et al., 2001]. On these faults, normal kinematics start during the Miocene [Tassone et al., 1994]. They are mainly active from upper Miocene to Quaternary in El Emporda basin, and from upper Pliocene to Quaternary in the Transverse ranges [Medialdea et al., 1994; Saula et al., 1994; Lewis et al., 2000], although the activity decreases during Pliocene [Tassone et al., 1994]. They localize volcanism from Tortonian to Quaternary [Donville, 1973a,b]. The offshore equivalent of these faults (Catalan Transfer Zone) are interpreted as transfer faults with right-lateral motions between the upper Oligocene and lower Miocene [Mauffret et al., 2001; Nercessian et al., 2001], induced by a transient contraction phase during the lower Miocene [Roca and Desegaulx, 1992]. Geomorphological evidence (triangular facets, drainage system) suggest that some of these faults have been reactivated with normal and right-lateral motions during the Plio-Quaternary period [Briais et al., 1990; Calvet, 1999; Mauffret et al., 2001; Lacan and Ortuño, 2012; Cantarero et al., 2014], as highlighted by seismic activity [Souriau and Pauchet, 1998; Goula et al., 1999; Chevrot et al., 2011], including the potential location of the 1427-1428 earthquakes (Banda and Correig [1984], Olivera [2006], and Perea [2009], see Figure 1).

2.4 N–S faults

Kinematic evidence for N–S faults in the study are rare. In French Pyrénées, some of these faults are large (e.g., the Parcigola fault, Laumonier et al. [2015a]) and/or associated with Neogene basin as the Capcir fault (Figure 1). They mainly show evidence for normal motions with a dextral tendency for the NNE and NNW faults since the Miocene [Briais et al., 1990; Philip et al., 1992; Calvet, 1999; Goula et al., 1999], as highlighted by the fault scarp and the down-thrown basin of the Capcir fault. Locally, 100s-m long N–S faults are marked by reverse slickensides in Plio-Quaternary sediments [Calvet, 1999; Leclerc et al., 2001; Baize et al., 2002].

In Catalonia, the general strike of some faults (e.g., Amer, Albanya) is close to N–S. As in French Eastern Pyrénées, structural evidence indicates that these faults have experienced mainly main normal motions with dextral tendency [Fleta et al., 2001; Lacan and Ortuño, 2012; Cantarero et al., 2014]. This recent activity is highlighted by historical earthquakes [Banda and Correig, 1984; Goula et al., 1999; Olivera, 2006; Rigo et al., 2015].

2.5 The current uplift and present-day tectonics

Based on thermochronology, geomorphology, isotopy and numerical models, uplift of the entire Eastern Pyrénées is suspected to have occurred since 10 Ma [Bartrina et al., 1992; Tassone et al., 1994; Augustinus, 1995; Carozza and Delcaillau, 1999; Lewis et al., 2000; Calvet et al., 2008; Gunnell et al., 2008, 2009; Suc and Fauquette, 2012; Calvet et al., 2014; Jarman et al., 2014; Clauzon et al., 2015; Huyghe et al., 2020; Milesi et al., 2020]. The extend of this potential uplift is debated (between 500 and 1700 m), the timing is rather well constrained, with a possible acceleration during the Quaternary [Calvet et al., 2014; Delmas et al., 2018]. However, geomorphological arguments [Babault, 2004; Bosch et al., 2016] and numerical models [Curry et al., 2019] have also been put forward to contend that there is no general uplift, but mass transfers from the range into adjacent basins. Interestingly, the start of this uplift corresponds to the time at which there is no more consensus about the fault motions, for all fault strikes (Figure 2).

Numerous previous study exist about the current stress field in the study area [Cointre, 1987; Philip et al., 1992; Goula et al., 1999; Leclerc et al., 2001; Delcaillau et al., 2004; Lacan and Ortuño, 2012; Rigo et al., 2015]. Considering the previous observations, they suggest that

the general tectonic regime has changed during the Pliocene from extensional to contractional. The stress tensor is either strike-slip or reverse, with a maximum horizontal compression oriented NE–SW to N–S (see Supp. Mat. 1). Rigo et al. [2015] separate the French Eastern Pyrénées of Catalonia as we do, based on the results of stress tensors derived from seismic data inversion (see Figure 1). The French Eastern Pyrénées would be currently under a N–S compression: N–S compressive or E–W extensional in Cerdagne, NW–SE transtensive in the central part of the study area, and N–S compressive in Conflent/Roussillon. Catolonia would undergo a general NE–SW to E–W extension with large uncertainties. The whole Eastern Pyrénées would undergo a general extensional regime [Chevrot et al., 2018].

In brief, the complex fault network over the study area is inherited from at least three main tectonic stages (Hercynian and Pyrenean compression, and Oligo-Miocene extension), and has been reactivated since the Pliocene by a transient and laterally varying stress field. It is still not clear when the NW–SE and N–S faults, and associated deformations, have been reactivated or created, a question that will be addressed in the following sections. Processes that could explain these complex fault patterns and kinematics and the recent stress-field, will be addressed in the discussion, accounting for the new data provided below.

3 Methods

3.1 Remote sensing

We combine geological maps [Llac et al., 1988; Llac, 1989; Guitard et al., 1992, 1998; Autran et al., 2005; Laumonier et al., 2015a,b, 2017], SPOT 6-7 panchromatic satellite images (1.5 m, Système Pour l'Observation de la Terre) and aerial pictures (5 m) from IGN=Institut Geographique National (French geographical survey), and digital elevation model (DEM, USGS GT30W020N90, 30 m) with QGIS3.10 software in order to trace faults and lineaments. Because main Neogene brittle faults are characterized by geomorphological features (relief, triangular facets and basins, Yeats et al. [1997]), fault mapping is mainly derived from topographic ruptures observed in the DEM. Smaller fault patterns or fracture corridors (i.e. immature faults) are identified using lineament mapping on satellite and aerial images. Major fault mapping is confirmed and completed by fieldwork.

Lineament refers to any visible straight line at the Earth surface corresponding to a geological or geomorphological object [Clark and Wilson, 1994]. They appear as linear pixel

color anomalies corresponding to variations of field features (Jordan and Schott [2005], see an example of mapping in Supp. Mat. 2). The vegetation cover map (OCEGE from IGN), available in Supp. Mat. 2, indicates that 45 % of the analyzed surface is covered by intense vegetation or recent sediment deposits. Rare lineaments in areas covered by sediments will be discussed in regard to the recent deformations. However, high lineament density is encountered in forested areas as well as in grasslands or barren areas, suggesting a limited detection bias. The manual interpretation of lineaments allows geological and anthropogenic lineaments to be distinguished, with a good reproducibility and with different manual operators [Sander et al., 1997]. Distance between the Têt fault and lineaments or fracture measurement stations is automatically calculated using the NNjoin plug in QGIS3.10. (data of lineaments and distance to the Têt fault are available in Supp. Mat. 2) Representativity of lineament populations grouped by strike (i.e. NE–SW, NW–SE, N–S) was validated by statistical analysis detailed below. The ratio of a group of lineaments (e.g., NE–SW, NW–SE) compared to the Têt fault distance is realized by counting the amount of lineaments of the considered group, and the total amount of lineaments, comprising within the following 26 ranges of distance (in m): 0–100, 100–200, 200–500, (500 ;500 ;3000), (3000 ;1000 ;21000).

3.2 Field data

A field campaign allowed faults and fractures to be identified and measured at a range scale, and to check the validity and the nature of remotely sensed lineaments (see location map of measurements in Supp. Mat. 4). Joints without mineral infills or coatings are considered as fractures without evidence for shearing (mode I) allowing them to be differentiated from shear-related fracturing (mode II and III). Each station includes at least 30 fracture orientation measurements (strikes and dips), and measurements of fault planes when existing, using the FieldMove Clino smartphone application of Midland Valley. Validity of these measurements was systematically checked in the field with a compass [Novakova and Pavlis, 2017]. The order of magnitude of aperture, spacing and extension of the main fracture sets was noted (Supp. Mat. 4). The rose diagrams classify fractures into 9 ranges of 20°, centered on zero (N170°–N010°, N010°–N30°, etc...). The convention used is Nxxx° for the strike (NE quadrant), and xx°N for the dip, the last letter giving the dip direction, e.g., N120° 24°E is a ESE plan dipping 24° to the east.

More than 300 stations were analyzed over the entire area. They are grouped when located in the same cell of 4 km2. In order to characterize fracturing in the infiltration areas that was estimated above an altitude of minimum 2000 ± 300 m from isotopic analyses, [Krimissa, 1995; Taillefer et al., 2018], data measured in high reliefs have been acquired. However, vegetation, quaternary sediments, and access problems explain the irregular density of stations.

The Carança canyon is a deeply incised valley between Thues-les-bains and St-Thomas-Prats-Balaguer hot springs, approximately perpendicular to the Têt fault, that offers the opportunity to realize a scan-line of fractures along a 500 m long outcrop. The fracture orientations have been measured along this profile, 1.5 m above the floor, with a step of ten meters. No corrections (e.g., Terzaghi) have been applied due to the perpendicular orientation of the profile. Secondary faults crosscutting the scan-line have been identified, and fractures have been classified according to the nature of their filling (the different fillings are presented in the results).

3.3 Statistical treatment

Considering the large number of data over a wide area, statistical analysis have been performed in order to reveal correlations between major faults, lineaments, and fractures. Details on the method and all the analyses (PERMANOVA, correlogram and PCA) are given in Supp. Mat. 3. Here is a concise description of each analysis:

PERMANOVA quantifies the dissimilarity between any two objects included in the test, using a pseudo F-test constructed by scalar correlation based on the distance measure. The higher the F-value, the more the hypothesis of statistical differences between groups is true. In our study, PERMANOVA test the potential difference between populations of fractures and lineaments occurring in the vicinity of major faults, considering the respective strike proportions. The p-value obtained by the analyses test the significance of the null hypothesis, i.e. difference between the two dataset.

PCA allows reducing dimensionality of the variable space using a series of new orthogonal variables named "principal components" which records most of the total variability. The principal components provide a large proportion of the total information at contrary of the last component that represents negligible significant. In this work, PCA highlights the potential correlations that typify each population of fracture and lineaments.

Correlogram is a table analyzing the relationship between each couple of numeric variables in a whole dataset. We coupled calculation of the correlation index r with calculation of p-value to remove insignificant correlations from the matrices (p-value > 0.05). In our study, correlogram is mostly used to pinpoint the main correlation between strikes proportions of brittle deformation, in particular to investigate the fracture/lineament relationship.

3.4 Numerical modeling

We use Ibem3D, a 3D angular dislocation numerical model based on linear elasticity (see Maerten et al. [2014] and references therein), to calculate fracture closure (i.e. anticrack normal displacement) and to simulate the reduction of space between contact areas as a function of compressive confining stress. Fracture geometry is simplified as a single pennyshape 3D dislocation of 1 m diameter, without asperity.

Because the value of current compressive tectonic stress at depth is unclear, we applied a simple condition of compressive-horizontal confining stress due to a lithostatic load ($\sigma_H = \sigma_V.\upsilon/(1-\upsilon)$), with a lithostatic stress ($\sigma_V = \rho g z$) corresponding to a range of depth (z) comprised between 500 m and 3000 m, a gravitational acceleration g = 9.81 m.s^{-2}, and a rock density ρ = 2500 kg/m^3. We performed tests with constant Poisson's ratio υ = 0.25, and variable Young's modulus within a range from E = 100 MPa (lower values for metasediments) to E = 1 GPa (highest values for gneisses and granites, see Hatheway and Kiersch [1989]).

4 Results

4.1 Lineaments

Lineament mapping is realized in order to reveal geomorphological scars of the surface that are the manifestation of a fault or fracture corridor in surface. The map of lineament density (Figure 3a) reveals that lineaments are highly concentrated in localized spots over the Puigmal range, that nearly corresponds to the infiltration area for hydrothermal fluids (i.e. recharge areas): along the Nuria and Valter faults, and on the Canigou and Cambre d'Aze peaks. Highly concentrated spots also localize around the Llo and Thues hot springs and over the Carança range. Elevated concentrations of lineaments spread more over the Madres range, north of the Têt fault. Low, but not systematically null lineament densities characterize the recent sediments (Neogene basins infills, glacial deposits or alluvions).

Lineaments are analyzed in relation to the strikes of the main brittle faults resulting from the different tectonic stages identified in Section 2: NE–SW (Oligo-Miocene to Plio-Quaternary extension), NW–SE (Plio-Quaternary stage), N–S (unidentified or Plio-Quaternary stage), assuming that lineaments reflect brittle deformations over the Earth surface. Lineament lengths are of the same order of magnitude for the three main directions: minima range between 4 and 10 m, average maxima range from 1689 to 2190 m, and the average size is 124 m (Figure 3b).

The NE–SW lineaments (N030°–N090°, Figure 3c) represent 44.8 % of the total lineaments (n=14399, Figure 3b). N070°–N090° lineaments are relatively the most abundant (16.4 % of the total lineaments). N030°–N050° and N050° N070° lineaments are present in smaller proportions (respectively 14 % and 14.4 % of the total lineaments). Lineaments occasionally highlight the major faults (e.g., The Py fault, the Escaro relay, or the old Hercynian faults filled by quartz, Figure 3c). NE–SW lineaments can be highly concentrated far from the Têt fault over high-altitude areas such as the Puigmal, Carança and Madres ranges (also see Figures 3a and 4).

NW–SE lineaments (N090°–N150°, Figure 3d) are the second most common (30.1 % of the total lineaments, Figure 3b). N090°–N110° lineaments are the most numerous (13.6 %) in regards to the N110°–N130° (11 % of the total lineaments) and to the N130°–N150° lineaments, the last one being rare (4.8 % of the total lineaments). NW–SE lineaments are highly concentrated on the Caranca and the Puigmal ranges, highlighting or being close to faults with similar strikes (e.g., the Fontpedrouse fault, Figure 3d). They are relatively less common over the eastern part of the study area and over the recent sediment basins. While most of the NW–SE lineaments have N090°–N110° strikes, Figure 3d shows a majority of N130°–N150° lineaments between the similarly oriented Nuria and Valter faults. However, these directions are under-represented among the whole data set (Figure 3b).

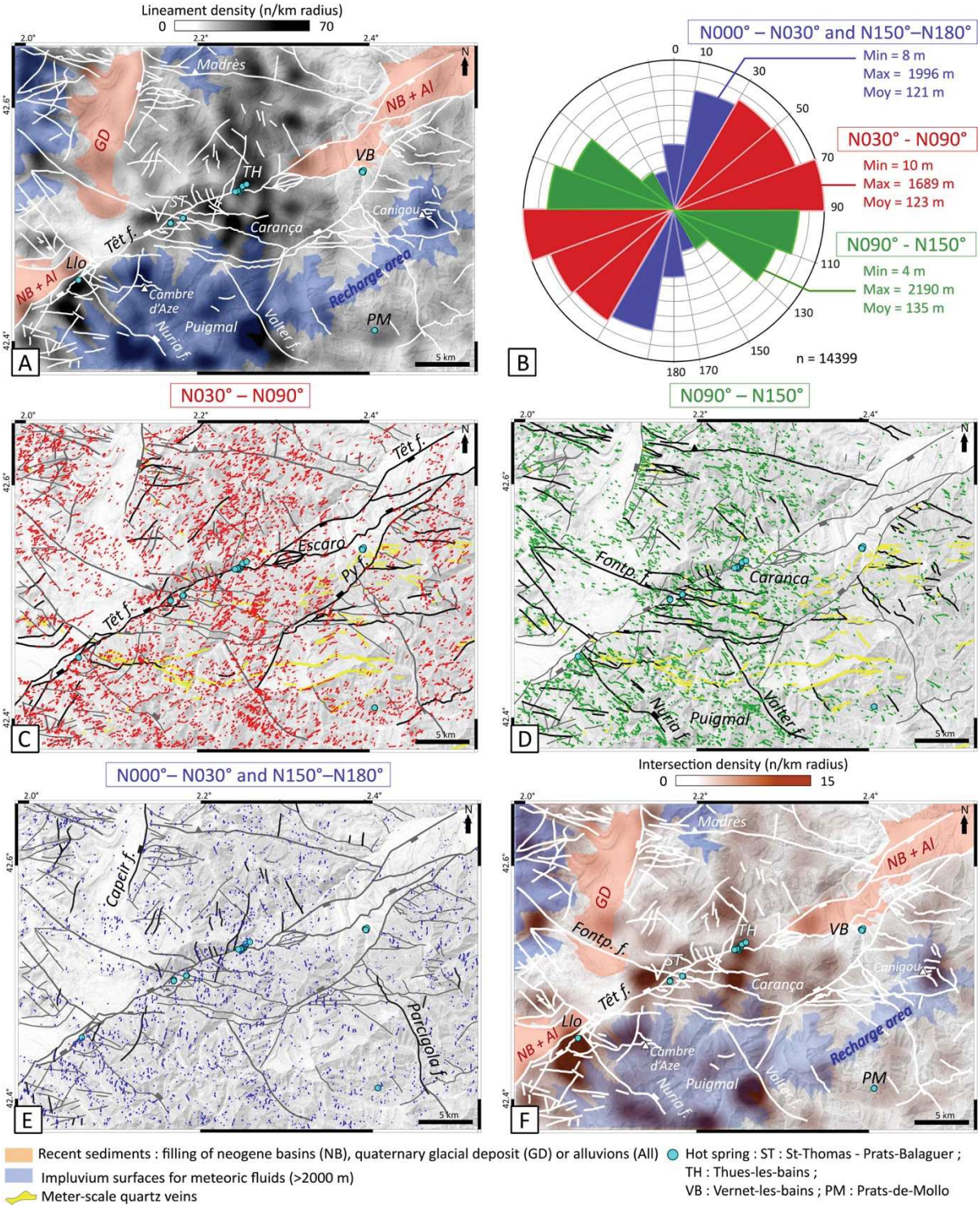


Figure 3: Lineament mapping from SPOT 6-7 panchromatic satellite images (1.5 m, Système Pour l'Observation de la Terre), and aerial pictures (5 m) from the IGN=Institut Geographique National (French geographical survey). A) Heat map of lineament density. Recent sediments are mapped: NB=Neogene Basins, GD=Glacial Deposit, All=Alluvions. Recharge areas are located above 2000 m of altitude, B) Rose diagram of total lineaments, C) NE–SW lineaments (N030°–N090°), D) NW–SE lineaments (N090°–N150°), E) N–S lineaments (N000°–N030° and N150°–N180°), F) Heat map of lineament intersections. Data available in Supp. Mat. 2.

The N–S lineaments (N000°–N030° and N150°–N180°, Figure 3e) are relatively rare (25% of the total lineaments, Figure 3b), although N010°–N030° lineaments are relatively abundant (13.4 % of the total lineaments). N150°–N180° and N000°–N010° lineaments are rare (in total, 12 % of the total lineaments). N–S lineaments spread over the entire area without clear relation with the few faults with similar strike (e.g., the Capcir fault). They are highly concentrated around the Llo hot spring.

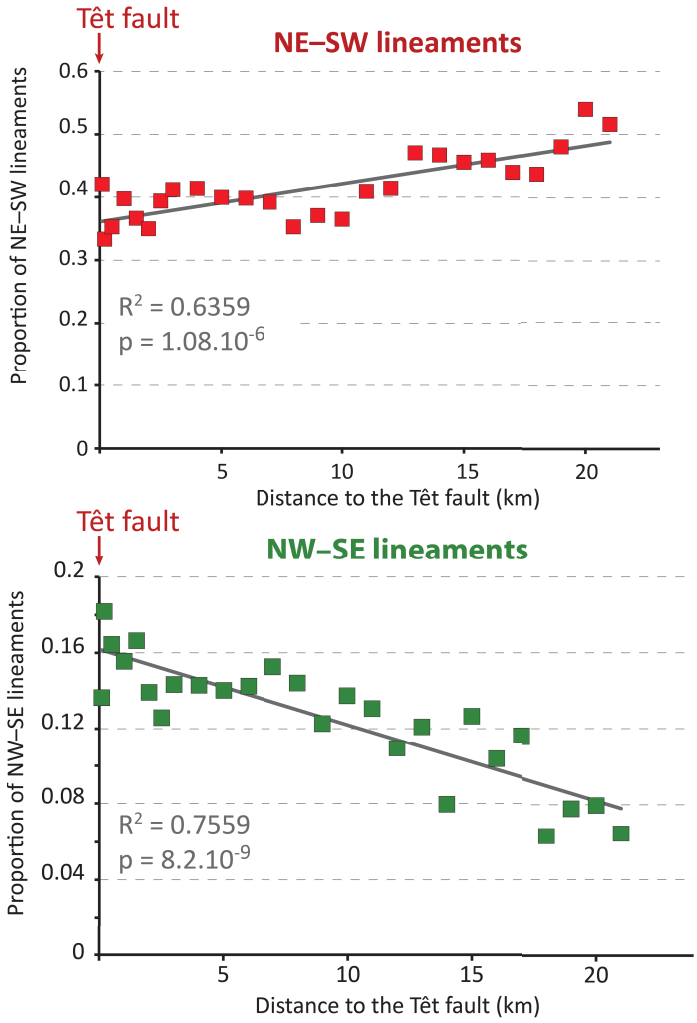


Figure 4: Binary diagrams depicting the proportion of lineaments as a function of distance from the Têt fault. The NE-SW lineaments are in red, NW-SE lineaments in green. Symbols correspond to the ratio of strike measurements for a group of lineaments (i.e. NE-SW, NW-SE) as defined in Figure 3, compared to the total amount of lineaments that are comprised within the same range of distance from the Têt fault (e.g., 0-100 m, 100-200 m, etc... see Section 3.1, data available in Supp. Mat.2). R2 is the correlation coefficient, and p is the statistical significance.

The map of lineament intersection density (Figure 3f) nearly corresponds to the lineament density map, except near the Madres range where density is high but whereas intersection density is low (Figure 3a). High concentrations of lineament intersections localize over the

recharge area, in the Puigmal range along the Nuria and Valter faults and the Cambre d'Aze peak, and also over the Carança range. They also localize around the Llo and Thues hot springs, over the Canigou peak, and in two spots along the Fontpedrouse fault, west of the Saint-Thomas hot springs.

A binary plot of the ratio of the different lineament groups compared to the total amount of lineaments comprised in the same range of distance to the Têt fault reveals that the ratio of the NE–SW, and NW–SE lineaments, significantly increases, respectively decreases, with the distance to the Têt fault (Figure 4). Both show good coefficient of correlation (R2 = 0.6 and 0.8, resp.) and are highly significant (p = 10−6 and 8.10−9, resp.). The increase of lineament density away of the Têt fault is broadly observed for the N–S lineaments, and not for the fractures (see Supp. Mat. 3).

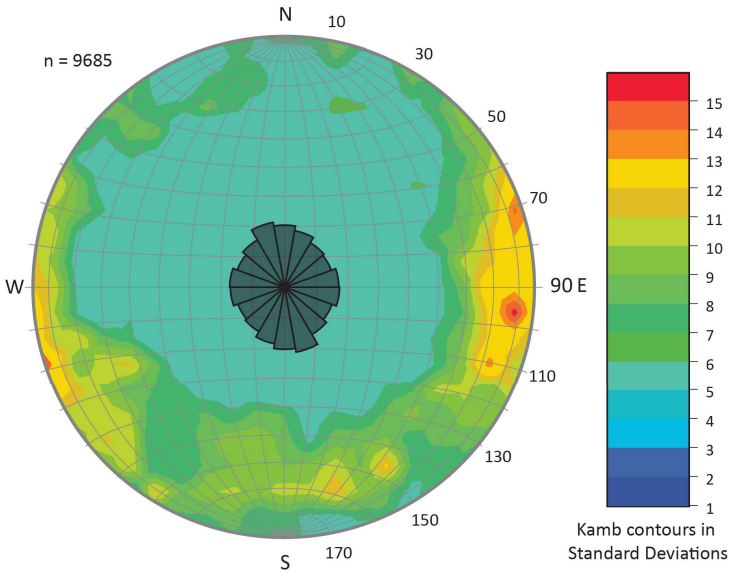


Figure 5: Poles contours and rose diagrams (factor two increased) of the measured fractures over the whole study area. Data available in Supp. Mat.4

To summarize, the relative proportions of lineaments in each orientation group reflects the hierarchy of faults in the area. Maximum of lineament strikes corresponds to the large Têt et Py faults, then NW–SE lineaments corresponds to the shorter but numerous NW–SE faults, and finally the N–S lineaments corresponds to the rare N–S faults. Surprisingly, lineaments (strikes and densities) seem not spatially correlated to the main faults. High concentration of lineaments and intersections localize far from the main faults (including the Têt fault) over the highlands in the recharge areas, and around the Llo and Thues hot springs.

4.2 Field data

4.2.1 Fracture data

Fractures data that have been widely measured at a map scale identify which deformation affect rocks far from the main Têt fault, over the recharge areas. Measured fractures in the study area show a wide range of strikes and mainly dip from 70° to 90° (Figure 5). The map distribution of the different strike ranges is described below, in relation to the main fault directions. However, the difference of proportion between each 20° sector does not exceed 2%. From the more to the less evidenced directions:

1. N–S fractures (N000°–N030° and N150°–N180°) are relatively the most common (36 % of the total fractures, Figure 5). The range with the most numerous fractures is N150°–N170° (13% of the total fractures) with sub-vertical dips between 80° and 90°. A main pole of N070° defines a sub-vertical N0160° plan, highly abundant. This range, mainly distributed over the entire area, particularly over the Caranca and Puigmal reliefs, and around the Llo and Prats-De-Mollo hot springs, appears to be relatively rare around the Têt fault (Figure 6, see also Supp. Mat. 3 where fracture strike proportions are interpolated by krigging). The two other N–S ranges (N010°–N030° and N150°–N170°) are rather less common and more spreaded over the entire area. Two main poles of N105° and N110° define two sub-vertical N005° and N010° planes, relatively abundant (Figure 5).

2. NW–SE fractures (N090°–N150°) are relatively the second most abundant (33% of the total fractures, Figure 5). The N090°–N110° range is common along the Têt fault between the hot springs of Thues and Saint-Thomas, including in the hanging wall (Figure 6, also see Supp. Mat. 3). The N110°–N150° range spreads over the entire area. N150° fractures in metasediments north of the Cerdagne basins are the only real major consistent trend over a km-scale distance in the study area.

3. NE–SW fractures (N030°–N090°) are relatively the more rare (30% of the total fractures). A diffuse group of poles define planes between N050° and N120°, that dip between 60° and 80° to the north exclusively, corresponding to the relatively least common classes of fractures, whose minimum ranges between N050° and N070° (10% of the total fractures). This last class is more abundant around the hot springs along the Têt and Py fault, but not over the mountain ranges.

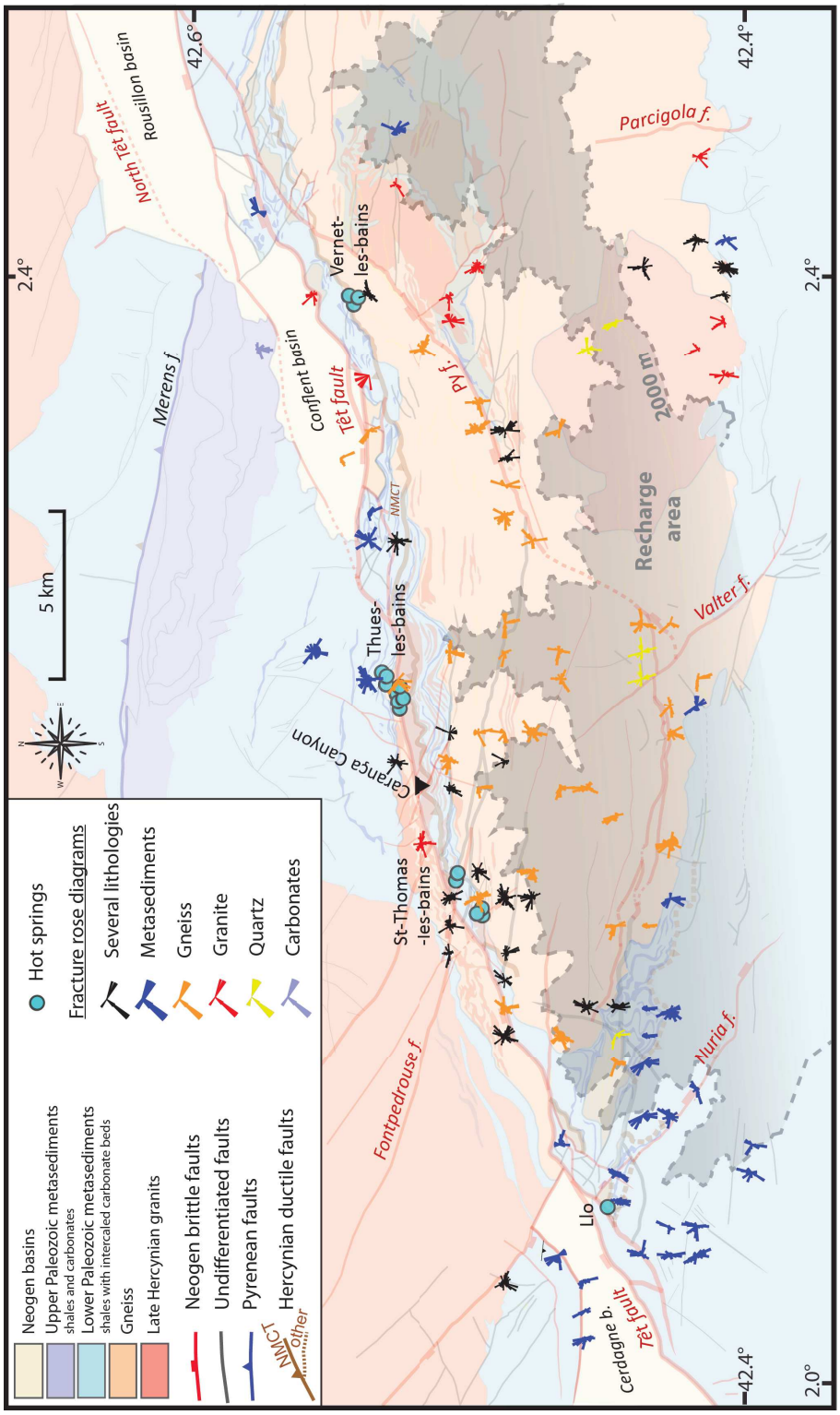


Figure 6: Rose diagrams of fractures according to the lithology (structural map modified from Taillefer et al. [2017]). Using the right-hand rule, the petals of the asymmetrical roses include information about the dip direction, that is located on the right of the principal strike. Stations of measurements are clustered when they belong to the same 4 km2 (see the grid in Supp. Mat. 3). Rose diagram colors correspond to the lithology (when homogeneous). Various lithologies in a same rose diagram are colored in black. Recharge areas (above an altitude of minimum 2000 m ± 300 m) calculated from the geochemical analyses of Krimissa [1995] and Taillefer et al. [2018] are shaded. Data used are available in Supp. Mat. 4

To summarize, the measured fractures at the regional scale present a wide range of strikes without a dominant trend (N–S fractures are the most numerous but with little difference with the less numerous NE–SW fractures), with variable location of density clusters on the map (the N–S fractures concentrate in mountain ranges, and the NW–SE and NE–SW fractures around the Têt and Py faults and the Thues hot springs). NE–SW fractures dip preferentially between 60° and 80° to the north exclusively.

4.2.2 Faults and fracture outcrops

Fault outcrops provide informations on the CZ compositions, and the organization and filling of fractures in the DZ, that strongly influence the permeability of fault zones and related hydothermal flows. Descriptions of the Têt fault outcrops at Llo and Thues are available in Taillefer et al. [2017]. They show a multi-core fault where cataclastic zones alternate with fractured gneiss lenses, separated by NE–SW but also NW–SE planes.

The Fontpedrouse fault is a NW–SE to WNW–ESE fault that outcrops after the Fontpedrouse village along the RN116 road, in the vicinity of Saint-Thomas hot springs (Figure 7, also see location in Figure 1). This outcrop is located in the Têt fault hanging wall. Vegetation covers the western part of the fault that is likely wider than presented. The Fontpedrouse fault exhibits a single CZ, 10s-m wide. A main N110° 60°N fault plane separates the cataclastic CZ and the fractured granitic DZ (Figure 7a). Whereas the fault plane dips 60°, horizontal striations overprint it, unfortunately without evidence of slip direction.

The CZ is separated into blocks with different degrees of deformation. The fault rocks present typical cataclastic textures according to the Sibson [1977] classification, with fractured, sheared and rotated fragments embedded inside a cataclastic matrix (Figure 7b), crosscut by quartz veins or filled with silicated cement. A major N110° 45°N fault plane with apparent normal displacement and a vertical N150° fault crosscuting it, delimits a central zone of intense deformation composed of silicified cataclasites where even quartz veins are not visible (Figure 7c). This central zone is surrounded by a protocataclastic zone to the east, and a cataclastic breccia zone to the west, where the quartz veins and the rock foliation are still observed.

Many other subordinate faults with various strikes crosscut the fault core. One of them localizes fault breccia and gouges along a N180° 60°W normal fault (Figure 7c). A cleavage is developed inside this fault, and transposed as fractures inside the surrounding fault rocks.

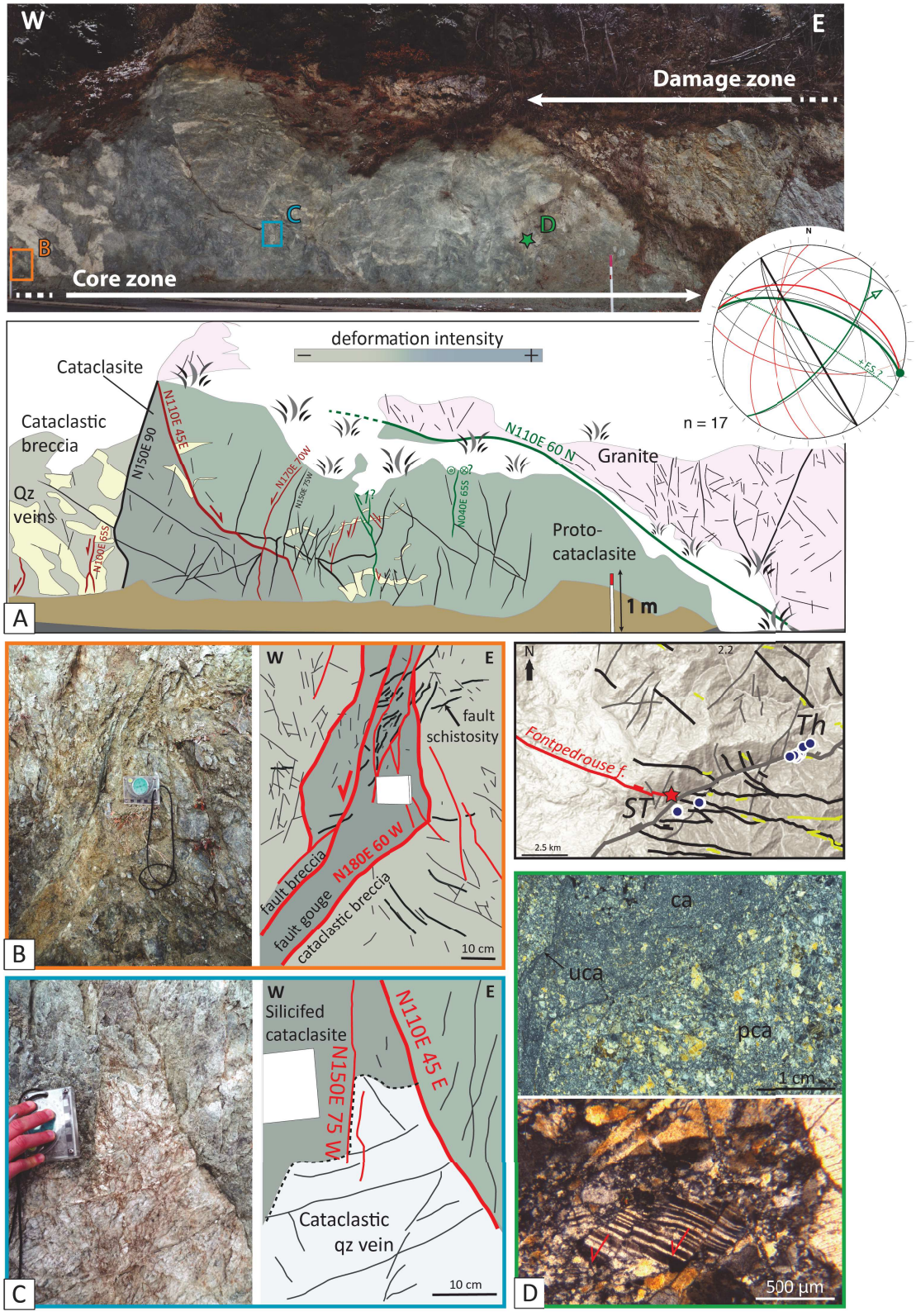


Figure 7: The Fontpedrouse fault (N042.50682 ; E002.16748). A) Overview of the cataclastic CZ with the stereographic projections of the fault plans inside it: green: strike-slip evidence, red: normal slip evidence, F.S.: flower structure, B) Cataclastic texture inside the CZ (sheared and rotated fragment inside the cataclastic matrix - the two pictures are different views in the same thin-section) ca: cataclasite, pca: protocataclasite, uca: ultracataclasite, C) fault planes inside the CZ delimiting the deformation zones. D) Fault gouges and breccias inside the CZ.

Although crosscutting relationships between faults are difficult to establish, and striation directions are often missing, a chronology of deformation is observable. Observed quartz vein displacements are consistent with normal kinematics of the N110° faults. Several N040° and N150° to N180° steeply dipping faults (80-90°) with apparent normal displacements, seem to cut all the other faults, including the fault plane that separates the cataclastic zone from the cataclastic breccia zone (Figures 7a, b and c). The only fault striation with an observable shear sense reveals a likely left-lateral strike-slip, along a N040° 65°S fault (Figure 7a). A N120° subvertical fault looks like a positive flower structure. Finally, low dipping faults (30°) with various strikes (e.g., N060°, N160°, N120°) are also crosscuted by the high dipping faults.

The Carança canyon, located in the Têt fault footwall (location in Figure 5) cuts across the NMCT at is entrance, then mainly the Carança gneissic dome, and occasionally thin quartz or carbonate levels and pegmatite dykes. The canyon is intersected by faults and fractures (Figures 3 and 8a). The NE–SW faults are rare, they show dip-slip without evidence of sense of shear. The numerous sub-vertical N110°–N130° faults are strike-slip, mostly dextral, but striations overprint more dipping striations, likely normal because of the subvertical dip. Most of these faults have brittle attributes (striations, cataclastic rocks) except one of them that localizes cataclastic breccia inside a pre-existing ductile foliation (Figure 8b). Finally, N170°–N180° sub-vertical faults have subhorizontal sinistral striations. Different fractures, according to their filling, are differentiated along the scan-line (Figure 8c):

1. Subhedral quartz veins filled by cm-scale quartz crystals, covering open walls. The main orientation of these veins is subvertical N030°, some of them are N090° dipping 60° to the north exclusively.

2. Anhedral quartz as silicate coating with quartz crystals invisible to the naked eye, smaller than the millimeter size. These plans are mainly oriented N110°, dipping between 80° and 60, few of them are subvertical N030°.

3. Numerous calcite filling as powdered white plating. Their composition has been validated with X-ray diffraction [Taillefer et al., 2017]. The strikes are scattering, subvertical and oriented between N030° and N150°. Some N070° to N090° fractures dip 60° to the north.

4. Combination quartz + calcite: subhedral quartz coated by calcite. These fracture strikes are scattering and have two main concentrations: N–S subvertical fractures, and N060°E to N100°E fractures dipping 80° to 60° to the north.

5. Unfilled fractures are the most numerous fractures. They have scattered distribution, mainly subvertical, with a small concentration of N090° fractures dipping 80° to 60° to the north.

The amount of all the mineralized fractures generally decreases with distance to the Têt fault (Figure 8d). The number of mineral-filled fractures locally increases in the vicinity of secondary faults, whereas unfilled fractures follow a more constant distribution.

In brief, polymodal orientations observed at the map scale are also observed in the field. This deformation is mostly brittle (cataclastic rocks, striation, fracturing), and may be superimposed on earlier ductile deformation (N130° faults). N–S faults show evidence of sinistral slip on sub-vertical faults, or superimposed on normal faults, crosscutting the other faults. Most of the subhedral quartz veins correspond to this orientations (N030°). NE–SW faults have moderate dip (60-70°) mainly to the north, that show normal dip striations [Taillefer et al., 2017]. N090° to N130° faults, as the Fontpedrouse fault, are major brittle faults dipping subvertically or around 60°, with apparent normal displacement, and mainly dextral superimposed strike-slip striations. Anhedral quartz veins correspond to these orientations, which is not systematic for subhedral quartz veins.

4.2.3 Fracture vs lithology

Variations of fracturing according to the lithology are investigated in order to understand if these could explain the exclusive location of hot springs in crystalline rocks in the vicinity of a contact with metasediments. The lithology distribution over the study area is not homogeneous (Figure 6). Gneiss composes most of the Têt fault footwall, all along the center and the eastern part of the study area. Metasediments occupy the eastern part of the Têt footwall, all the south of the Têt fault, and some patches over the Canigou range and along the central part of the Têt fault. Granites occupy the western part of the study area, and some patches inside the Py fault footwall. Numerous measurement stations overlap multiple lithology.

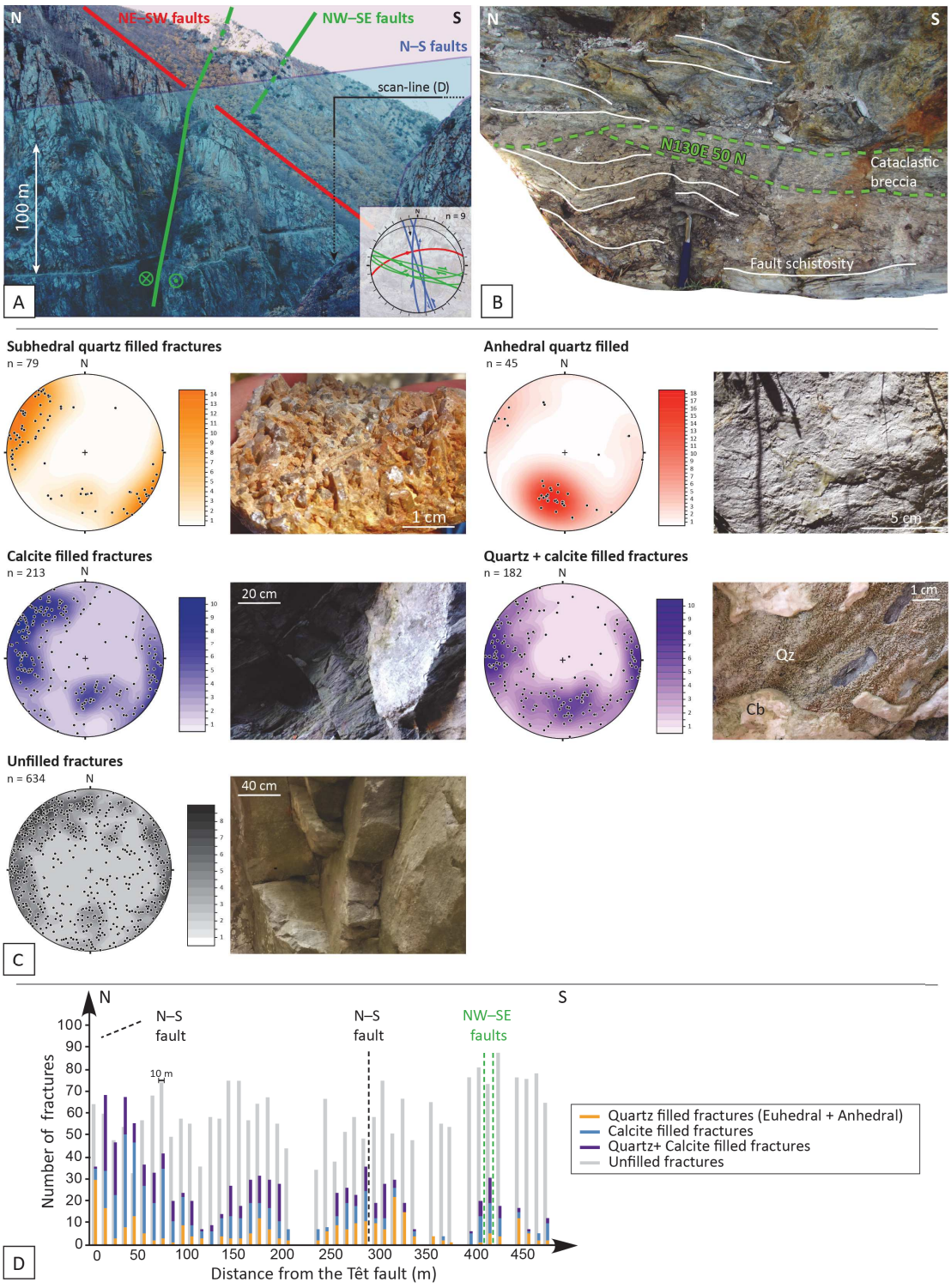


Figure 8: Faults and fractures inside the Carança canyon (see location Figure 6). A) Landscape view of the Carança canyon, and stereograms of the faults. View since N042.51470 ;E002.22482, B) Outcrop of a NW–SE ductile fault reactivated as brittle (N042.51799 ;022.22368, C) Stereograms and pictures of the different types of fracture filling, D) Scan-line of fractures amount each 10 m as a function of the filling. The scan-line starts at the Têt fault, in the footwall, at the entrance of the canyon (N042.52166 ;E002.22173). No corrections (e.g., Terzaghi) have been applied.

Stereograms of fractures according to lithology (Figure 9) look similar to the general fracture stereogram (Figure 5) with subvertical fractures and scattered orientations. For the gneiss and metasediments (Figure 9a and b), most of the fractures are N–S, consistently to the general stereogram. In gneiss, the greater proportions of fractures are oriented N150°–N170°, with subordinate clusters is also observed between N000°–N030° and between N070° and N110°, and a minor proportions for the N030°–N070° and the N130°–N150°. In metasediments, most of the fracture strikes are scattered between N000° and N050° and between N150°–N180°, with less numerous fractures between N050° and N130°. Fractures in granites (Figure 9c) are less numerous than in gneiss or metasediments, that could explain why their different strike are not prominent in the general fracture stereogram (Figure 5). Despite a wide spread in fracture strikes, the N090°–N110° appears to be abundant. Finally, all the lithologies record south poles of NE–SW to NW–SE fractures with dip about 60-80° to the north, which are particularly well developed in metasediments.

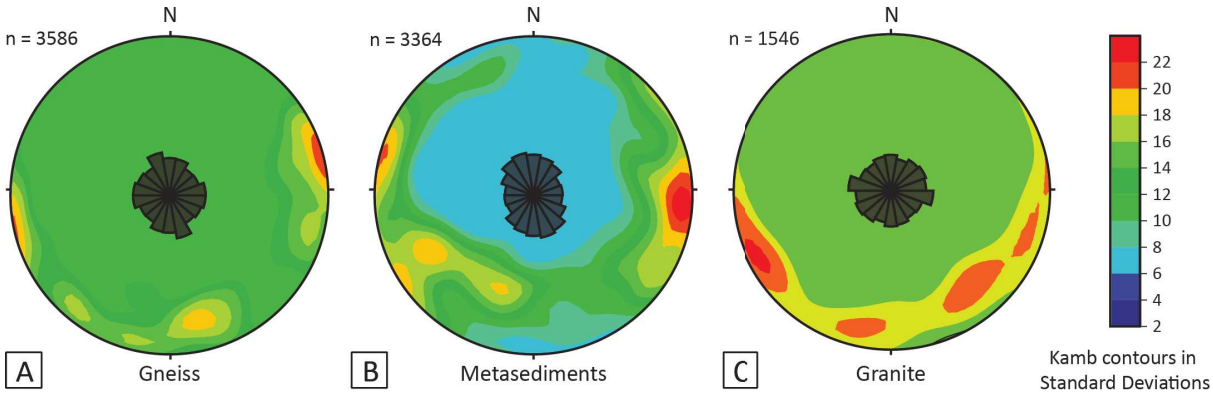


Figure 9: Rose diagrams of fractures according to lithology: A) in gneiss, B) in metasediments, and C) in granites. Data are available in Supp. Mat.4

For each outcrop, our data include the order of magnitude of aperture and spacing for each fracture main direction. The general fracture aperture observed in metasediments is usually smaller than in crystalline rocks (Figures 10a and b, respectively). Fracture apertures and spacing follow an unimodal distribution (Figure 10c and d, respectively), with gneiss and granite following the similar trends. Fracture aperture mode is centered on millimeter scale openings (Figure 10c). However, fractures with apertures larger than the millimeter size are more numerous in crystalline rocks than in metasediments, while apertures smaller than the millimeter are more frequent in metasediments. Fracture spacing for metasediments range from m to dm and the mode is centered on dm (Figure 10d). The crystalline rock curve spreads more broadly, from 10s-cm to m.

4.3 Fracture closure numerical modeling

Fault and fracture observations presented in the previous section only deal with data acquired at the surface. Many works focus on experimental analysis on samples to estimate permeability and stiffness of fractures under confining stress, as expected at depth (e.g., Pyrak-Nolte and Morris [2000]). Another complementary way to estimate fracture aperture as a function of depth is to perform numerical modeling of pressure-induced fracture closure.

In accordance with the models, Figure 11a is based on displacement of the fracture sides, i.e. the fracture closure. Confining pressure must increase fracture closure with depth if stresses responsible for fracturing (such as fluid pressure) are relaxed and the fractures are incompletely filled (Figure 11b). For the Young's modulus used in the model and for the considered fracture, the fracture closure computed for 3000 m depth is one order of magnitude larger than the closure computed for 500 m depth, i.e. 5 mm at 500 m and 1 cm at 3000 m for the lowest Young's modulus (E = 109, metasediments). The higher the Young's modulus (gneiss, granite), the smaller the closure, i.e. between 0.1 mm and 5 mm for gneiss and granites and between 1 cm and 1 dm for metasediments.

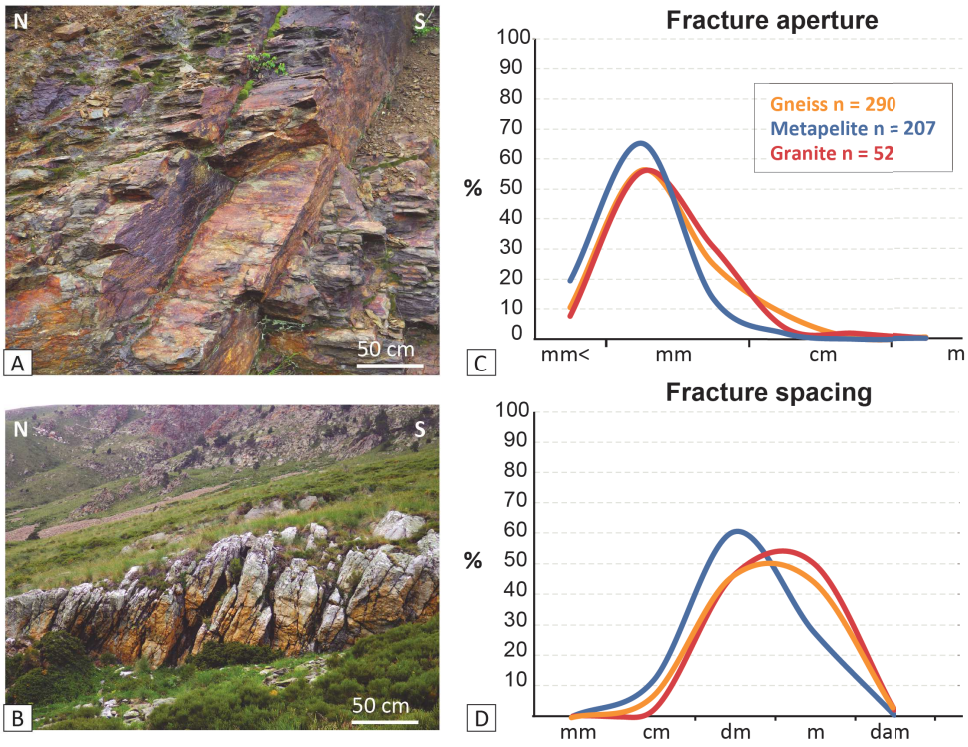


Figure 10: Fracture features in the field. A) Closed fractures in metasediments. B) Opened fractures in crystalline rocks. C) Distribution of fracture aperture according to the lithology. D) Distribution of fracture spacing according to the lithology. Data available in Supp. Mat.4

In order to discuss fracture aperture at depth for our study case, we applied the different trend of closures vs. depth laws from Figure 11b to the average of fracture apertures observed at the surface (i.e. gneiss and granite: 3.7 mm; metasediments: 2.5 mm, Figure 10c, see Supp. Mat. 4). End member values of Young's modulus for each lithology (4.104 to 105 MPa for gneisses ; 104 to 9.104 MPa for granites ; 103 to 6.104 MPa for metasediments ; see Hatheway and Kiersch [1989]) are considered to estimate a range of possible apertures at depth (Figure 11c). As shown in Figure 10c, gneisses and granites have a similar behavior, thus we define only one type for both, termed as crystalline rocks.

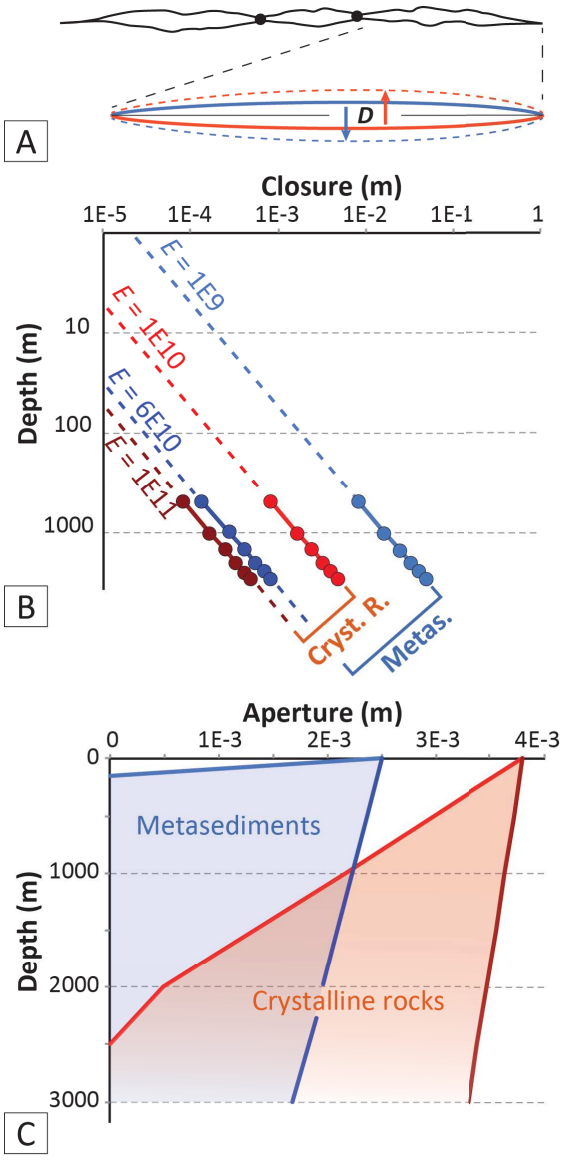


Figure 11: Dislocation numerical models. A) The model considers a 1m-long simplified closed fracture, which, by allowing inter-penetrative movements, corresponds to the closure (D=displacement) of an opened fracture, B) Evolution of fracture closure with depth according to the ranges of Young's modulus (E) for crystalline rocks and for metasediments (log-log scale), C) Application of the closures calculated by the model (B) to the observed fracture aperture at the surface (Figure 10c).

Fracture aperture at a given depth, and for a given surface fracture aperture, is lower in metasediments than in crystalline rocks (Figure 10a, b and c and 11c). Even at shallow conditions (500 m depth), fracture apertures in metasediments appear much lower than in crystalline rocks, partly because of their smaller aperture at the surface, and mostly because of the low Young's modulus of metasediments. The lowest Young's modulus used for crystalline rocks (E = 106 MPa) does not allow a complete closure of the fractures before 2500 m of depth, while the highest values still predict open fractures at 3000 m depth.

5 Discussion

5.1 Fault and fracture distribution, opening, and their origin

5.1.1 Deformation scaling evidenced by statistical analysis

In order to unravel the complex relationship between the main faults, secondary faults, and fractures, we performed statistical treatment of the datasets (Supp. Mat. 3). Statistical analysis reveals that the strike proportions of lineaments and fractures are not spatially correlated. It also reveals that the Têt fault does not regionally influence fracture strikes and has a larger influence on lineament strikes, i.e. secondary faults or fracture corridors, at a regional scale than at the 100s-m scale (Figure 4). The three scales of brittle deformation, i.e. kilometric faults, secondary faults, fractures, accommodate with different strikes the regional stress-field. This phenomenon has recently been evidenced in basement rocks by Luby et al. [2020] using multi-scale remote sensing in western Egypt. Consistently, applications of recently developed statistical analysis have revealed that fracture patterns may be clustered, randomly spaced or evenly spaced [Marrett et al., 2018; Wang et al., 2019]. The reasons for this paradox are discussed below.

5.1.2 Background fracturing

Variations of fracture strikes with distance from a lineament (i.e. secondary fault or fracture corridor) before reaching the "background fracturing" have been also reported by Gabrielsen and Braathen [2014]. Shallow fractures constituting the background fracturing likely originate from various processes, that have affected the study area, including tectonic stresses, fluid pressure, crust exhumation, topographic stresses [Banks et al., 1996; Clarke and Burbank, 2011; Earnest and Boutt, 2014; Leith et al., 2014a], and potentially also cycles

of glaciation/deglaciation [Carlsson and Olsson, 1982; Augustinus, 1995; Jarman et al., 2014; Leith et al., 2014b].

Along the scan-line (Figure 8), unfilled fractures show any spatial trend with respect to the Têt fault distance, but similar strikes than the total fractures in the entire area (Figure 5). This seems to confirm that unfilled fractures mainly correspond to background fracturing formed at shallow depths [Peacock et al., 2016], and that they are likely marginally related to faults.

5.1.3 N–S fractures as part of the background fracturing

The abundant proportion of N–S fractures (Figure 5) represents an important part of the background fracturing in the study area. Low amount of N–S major and secondary normal faults suggests that N-S faulting is not the main process controlling the formation of N-S fractures (Figure 3e). N–S fractures have been described north of Conflent by Arthaud and Pistre [1993] and are commonly attributed to the N–S Pyrenean compression [Arthaud and Mattauer, 1969, 1972; Ballas et al., 2012; Tavani et al., 2020]. Where N-S fractures clusters are observed (e.g. at the Llo hot spring, see Taillefer et al. [2017] and Supp. Mat. 3) it could not be excluded that a part of these fractures have formed during the strike-slip reactivation of the Têt fault. These N–S fractures could have been reactivated as seen on N–S brittle faults (Figures 7 and 8) during latter tectonic stages favorable to N-S faulting, as observed in Neogene sediments by Baize et al. [2002] and Delcaillau et al. [2004].

5.1.4 The concentrated deformation related to the Têt fault

Poor correlations between major and secondary faults highlight two levels of deformation distribution: concentrated around the major fault zones (CZ+DZ), or regionally distributed away from the major faults over the adjacent highlands in the form of secondary faults (i.e. lineaments, Figure 3). There are several points as possible explanations for the spatial distribution of both the NE–SW and NW–SE lineaments with respect to the Têt fault (Figure 4).

At the Têt fault zone, the master fault orientation is likely able to accommodate regional stress and deformation may concentrate inside the pre-existing fault core rather than creating new structures (i.e. NE–SW secondary faults). This is supported by the limitation of DZ growth

within a few hundred of meters for fault displacement larger than 300 m [Savage and Brodsky, 2011], which is potentially controlled by the crust thickness [Mayolle et al., 2019]. Due to this Têt fault reactivation, in its vicinity, the regional stress-field can be partially relaxed and modified, preventing the formation of NE–SW secondary faults (e.g. Ackermann and Schlische [1997], and Gupta and Scholz [2000]), favoring faulting with different orientations [Kattenhorn and Pollard, 2001; Faulkner et al., 2006; Gabrielsen and Braathen, 2014; Marrett et al., 2018].

5.1.5 The distributed NW-SE faults

Because it is now obvious that NW-SE faults have formed during successive deformation stage (Figures 7 and 8b), their timing during the Cenozoic period is not easy to establish. This study provides new arguments to clarify and constrain this deformation:

Firstly, N100° to N130° faults have brittle features (Figures 7 and 8), meaning that they were active when the crust was at shallow structural levels. i.e. after the Pyrenean compression. Indeed, the Aspres and Canigou nappes have constituted at least 5 to 10 km of rock thickness above the study area [Ternois et al., 2019]. The ductile feature of the NW-SE brittle faults (Figures 7 and 8b) could be inherited from the Pyrenean period or be a reactivation of ductile Hercynian deformations [Guitard et al., 1992, 1998; Autran et al., 2005; Laumonier et al., 2015a,b, 2017].

NW–SE major brittle faults are often abutting against the NE–SW faults (e.g., the Têt and Tech faults, see Figures1 and 3) or intersecting them (e.g., the Valter and Py faults). These two criteria suggest that the NW-SE faults post-date the formation of the NE-SW faults, i.e. the main Oligo-Miocene extensional stage [Aydin, 2000; De Joussineau et al., 2005; Mynatt et al., 2009]. If the orientation of the stress field had changed after the Oligo- Miocene, e.g. in a NE-SW extension, the Têt fault could have been reactivated and allowed extensive quadrant normal faults due to oblique dextral strike-slip (e.g. Chester and Logan [1986], Kim et al. [2001], and Ishii [2016]). This would result in NW-SE fault orientations in its vicinity, explaining the high concentration of NE-SW lineaments in the Têt fault vicinity (Figures 3 and 4).

In addition, new thermochronological data provided in the area by Milesi [2020] reveal differential exhumation along the Têt fault between 18 and 10 Ma. During this period, the NW-SE faults were activated with vertical motion, probably with normal kinematics (fault dip is

large), and then much earlier than the NW-SE faulting observed in Cerdagne by Cabrera et al. [1988] and Delcaillau et al. [2004].

According to the kinematic evidence along NW–SE brittle faults in French Eastern Pyrénées and Catalonia (Figure 2) and in agreement with Cabrera et al. [1988] and Mauffret et al. [2001], we propose that the brittle activity of these faults may start as partitioning strike-slip faults during the Oligo-Miocene extension, and as normal fault during an later extensional stage, likely of middle-Miocene to Pliocene (Figure 12). This last extension would have preceded the NE–SW extension in Catalonia (Figures 1 and 2), revealing a migration of the deformation from North to South. Reactivations of the NW-SE Hercynian ductile fault of Merens (NW of the study area, see Figure 1) have also been evidenced as reverse during the Pyrenean compression [McCaig and Miller, 1986] and as normal and strike-slip during the Quaternary [Gourinard, 1971; Turu and Planas, 2005].

This extensional stage is not only accommodated by displacements along km-scale faults, whose large CZ thickness results from the addition of previous strike-slip and normal motions (Figures 7 and 8), but also by secondary faults (i.e. lineaments, Figures 3 and 4). The

Neogene deformation appears distributed over the study area in the form of some major normal faults, and many secondary ones (NE–SW and NW–SE, see Figure 3). These distributed deformation may contribute to the continuous crustal thinning observed by Chevrot et al. [2018] and Diaz et al. [2018] (Figure 1, see Section 5.4). This distribution would explain why the major NW-SE faults are not marked by important scarps in the landforms. Moreover, scarps formed during the middle Miocene as suggested, we prone to be significantly eroded during the upper Miocene (Messinian) and Plio-quaternary periods. This contrasts with the well preserved NW-SE scarps in Cerdagne, still active much later [Cabrera et al., 1988].

Finally, also note that evidence of super-imposed strike-slip or reverse slickensides on NW-SE 60°N dipping faults (Figure 7) indicate a subsequent N–S compressive event, in agreement with many observations in the French Eastern Pyrénées and the recent stress field (Figure 2, Cointre [1987], Philip et al. [1992], Calvet [1999], Goula et al. [1999], Delcaillau et al. [2004], Chevrot et al. [2011], Rigo et al. [2015]).

5.1.6 Mineralized fractures

At the 100s-m scale, mineralized fracture density (i.e. veins) decreases with the distance to the Têt fault, as usually observed in fault DZ (Figure 8, Anders and Wiltschko [1994], Forster et al. [1997], Mitchell and Faulkner [2009] and Savage and Brodsky [2011]). Consequently, subhedral quartz veins should have formed at depth during the Têt fault activity, and have been then exhumed [Peacock et al., 2016]. NW–SE anhedral quartz-filled fractures are likely subhedral quartz veins that have been reactived (and then crushed) because of a favorable stress field (consistent with a Mio-Pliocene extension stage).

Calcite-filled fracture strikes are more scattered than quartz-filled fractures, and postdate the subhedral quartz, suggesting that carbonate-rich fluids used the existing fracture network, veins and shallow joints [Stober and Bucher, 2015]. However, their high concentration in the Têt fault (Figure 8c) suggests that they have circulated during a recent (shallow) reactivation of the fault. As silica + carbonate sinter or fracture filling are common in the vicinity of active hot springs [Campbell et al., 2002; Smith et al., 2011] and/or fault DZ associated with hydrothermal systems [Bruhn et al., 1994; Caine et al., 2010; Taillefer et al., 2017], the carbonate-rich fluid could also be linked to a past fluid circulation related to the modern geothermal system. Accordingly, sealing of the fracture network by late carbonate precipitation could explain the absence of hot spring at the Carança valley entrance, although a thermal anomaly is observed in the numerical model of Taillefer et al. [2018]. This would imply that the permeability network has not been sealed around the other hot spring sites, because of recent deformation, and seismicity [Lowell et al., 1993; Banks et al., 1996; Renard et al., 2000; Cox et al., 2015; Belgrano et al., 2016].).

5.2 Impacts on fluid flow

5.2.1 Fault and fracture intersections

The fault and fracture networks are distributed over the entire area, with various strikes, that locally result in clusters of intersections (Figures 3d, 6 and 8c). On the vegetation cover map in Supp. Mat. 2, high lineament density that appears in dense forest areas in the vicinity of major faults (as well as in highlands), indicate that the interpretation bias related to the vegetation is limited. It cannot be excluded that the lineament density map (Figures 3a and d) underestimate secondary fault density, especially in areas of thick vegetation cover and soil,

because high fracture density enhances erodibility and weathering (e.g. Steer et al. [2011], Hasenmueller et al. [2017]). This is the case at the area of St Thomas hot springs, were the rocks are particularly damaged due to pronounced fault intersections, and where the soil is particularly well developed.

The clusters of lineament intersections indicate that meteoric fluid infiltrations are favored over the recharge areas (i.e. above an altitude of minimum 2000 m ± 300 m, Taillefer et al. [2018]), mainly along NW–SE faults, i.e. the Nuria, Valter, and Fontpedrouse faults. These faults crosscut the Têt fault, concentrate secondary fault intersections in their vicinity, and provide migratory pathways from the high infiltration zones into the Têt fault hydrothermal system. Thues and Llo hot springs also correspond to high intersection patches, suggesting efficient discharge points, as documented in other settings [Curewitz and Karson, 1997; Person et al., 2012; Belgrano et al., 2016]). The Vernet hot springs are not related to high lineament intersections, but actually correspond with areas covered by recent sediment deposits that may constitute a detection bias. Saint-Thomas is actually located at the intersection between the Têt fault with the NW–SE Prats fault that likely drives meteoric fluids directly to the Têt valley, under the influence of topographic gradient [Taillefer et al., 2018]. It is highly probable that high lineament density exists in St Thomas, as suggested by the pronounced intersection of NW–SE faults. This is actually less obvious for Vernet since fluid flow is thought to be rather controlled by a combination of both ductile fault juxta- position (NMCT) of metasediments above gneisses and local topographic effects (Taillefer et al. [2017], see below).

In agreement with the polyphased history, we propose that some of the NW–SE faults are reactivations of shear zones, old faults, or lithological contacts, that have favored hydrothermal fluid flows in their DZ [Mazurek, 2000; Bertrand, 2016; Belgrano et al., 2016; Taillefer et al., 2018]. The fine cataclasites inside the NW–SE fault CZ (Figure 7), likely poorly permeable, could compartmentalize different fluid reservoirs inside the basement, as proposed in Conflent by Arthaud and Pistre [1993].

5.2.2 Lithological controls

These high permeability zones observed at the surface extend at depth, helped by the abundance of favorable lithologies (i.e. crystalline rocks) below the recharge areas (Figure 6). Gneisses and granites, whose fracture apertures are higher at the surface, and likely at depth, than in metasediments (Figures 10 and 11), cover 70% of the recharge areas. In agreement with

our model, open fractures and hydrothermal alterations have been observed in crystalline rocks at a depth of 3600 m at Soultz-sous-Forêt [Benderitter and Elsass, 1996], where granite could even be more permeable than gneiss, favoring fluid channeling [Stober and Bucher, 1999]. Crystalline rocks is a general requirement of topographic hydrothermal systems according to thermal modeling [Wanner et al., 2020].

Differences between metasediment and crystalline rock permeability is a direct function of fracture length and aperture distributions, and the resulting connectivity (see Barton et al. [1995]). These differences in fracture aperture between lithologies are observed at the microscopic scale by Bertrand [2016]. Although the simple dislocation model performed in this study does not consider a large variety of factors able to influence permeability (i.e. aperture irregularities, roughness and dip, fracture network connectivity and complexity, sealing by fluids deposits, alteration, and seismic activity), the results agree with numerous studies about permeability decrease with depth (e.g. Snow [1968], Ingebritsen and Manning [1999], Saar and Manga [2004], and Ingebritsen and Manning [2010]). Ranjram et al. [2015] observe that the lithology may be an important control of permeability decrease with depth, and that crystalline rocks may have a high permeability at depth, but also recognize that the complexity of a fractured media does not allow easy prediction of a law for permeability decrease.

Following Earnest and Boutt [2014], we propose that, in the study area, fluid infiltration, downward and upward flow is favored by the presence of crystalline rocks rather than metasediments. This explains the exclusive location of the Têt hot springs in crystalline rocks, and in particular close to fault juxtaposition contacts with impermeable metasediments [Taillefer et al., 2017]. It is interesting to note that all the other hot springs in Eastern Pyrénées that are not related to the Têt fault are actually located at this interface (e.g. Ax-les-thermes, Merens-entre-Valls, Amélie-les-bains, Prats-de-Mollo-La-Preste, Molitg-les-bains, etc... see Figure 1). In addition, the collocation of deep epicenter (10-20 km) and the warmest hot springs (Thues, St Thomas) suggests that the current seismic activity could allow hydrothermal flows up to 10 km of depth, as demonstrated by Diamond et al. [2018] and Wanner et al. [2020].

Summarizing previous studies of orogenic-belt related hydrothermal systems, favorable areas for geothermal exploration, including where fluids emergences do not reach the surface (e.g., buried below sediments), could be determined by mapping a combination of: a) bottom

of valleys bordering mountain ranges where the topographic gradient is the highest [López and Smith, 1995; Taillefer et al., 2017; Wanner et al., 2020], b) high lineament density suggesting important fluid pathways (recharge and upflow, e.g., this study), c) DZ of active or recently-activated faults, especially at fault intersections [Curewitz and Karson, 1997; Schneeberger et al., 2018; Taillefer et al., 2018], d) crystalline massif bordered by metasediments (Taillefer et al. [2017] and this study), and d) mineralized or travertine areas [Caine et al., 2010; Belgrano et al., 2016].

5.3 Model of faulting, fracturing, and establishment of the Têt hydrothermal system

Combining previous works with our new field data and lineament mapping, numerical models and statistical analysis, we propose a new model linking the evolution of faults, fractures and their associated permeability with the establishment of the Têt hydrothermal system (Figure 12):

NW–SE ductile faults inherited from the late Hercynian period may be reactived firsts during Pyrenean compression, as evidenced by the Merens fault north of the study area (McCaig and Miller [1986], Figure 12a). Numerous N–S mode-I fractures form throughout the upper crust. Although relief exists, metasediments cover the Canigou crystalline dome, preventing the establishment of shallow hydrothermal circulation (Figure 11).

Then, Oligo-Miocene extension induces the formation of the Têt and the Py normal faults, with DZ providing highly permeable zones, especially at fault relays (Curewitz and Karson [1997]; Person et al. [2012], Figure 12b). Displacement localizes along the Têt fault zone preventing a large expansion of the DZ [Faulkner et al., 2006; Savage and Brodsky, 2011]. Away from this zone, the deformation is distributed as numerous secondary NE–SW faults extending up to the surrounding high altitudes. Intersections of these faults with previously formed N–S fractures, freshly exhumed and re-opened, provide a high permeability network for meteoric fluid infiltration (i.e. recharge areas, Schneeberger et al. [2018]). The progressive exhumation of the Têt fault footwall increases the pressure gradient for driving convection [Taillefer et al., 2018] and the exhumation of the Canigou-Carança crystalline dome, where fracture apertures could remain open at depth (Figure 11). Due to the unroofing of the meta-sediments, it is likely that the onset of hydrothermal circulation was established during this period.

Later, the Middle-Miocene to Pliocene NE–SW extensional stage (Figure 12c) allows the development of NW–SE brittle faults (some of them reactivate Hercynian faults), similar to deformation in Catalonia (Tranverse ranges, El Emporda, Figure 2) but likely earlier. Because of the previous Têt fault activity or its oblique reactivation [Delcaillau et al., 2004], NW–SE secondary faults or fracture corridors rather concentrate in its vicinity providing new efficient discharge pathways. Numerous NW–SE major and secondary faults also intersect the adjacent reliefs, providing 1) numerous intersections with the previous N–S fractures, NE–SW secondary faults, and with the background fracturing that continue to be exhumed (i.e. re-opened) together with the Canigou crystalline dome, and 2) major brittle DZ that connect fluid pathways from elevated relief to the Têt valley [Taillefer et al., 2018]. Given that the current topography has been already acquired, it is likely that the hydrothermal system is already established. Its subsequent evolution is a function of the sealing-opening cycle of the fracture network.

Last, the Plio-Quaternary period is characterized by a return to a compressive regime in the Eastern Pyrénées (Figure 2). NE–SW and NW–SE faults could have been reactivated as strike-slip or even as reverse slip during the Plio-Quaternary (Figures 7 and 8, Cointre [1987], Guitard et al. [1998], Calvet [1999] and Goula et al. [1999]). However, field observations do not allow a precise direction to be defined for the recent or current compressive stress, which is probably N–S ± 20° [Rigo et al., 2015]. N–S normal faults (e.g. the Capcir and Parcigola faults) are necessarily post-middle-Miocene, because the basin filling of the Capcir fault likely corresponds to the Cerdagne basin filling, and postdate all the other deformations (Figure 7a). However, the timing of their formation remains difficult to establish, and specific studies are required. In addition, evidence of normal faulting in Roussillon terraces [Delcaillau et al., 2004; Carozza and Baize, 2004] and in Cerdagne middle-Miocene sediments [Baize et al., 2002] demonstrate the variability of the stress tensor [Goula et al., 1999; Rigo et al., 2015]. This transient stress field maintains open most of the previous faults and fractures, and sustains the activity of the hydrothermal system. Meteoric water is then preferentially infiltrated in crystalline rocks widely cropping out in the recharge areas. Additionally, glaciation cycles and topographic evolution likely continue to create or maintain open shallow fractures [Jarman et al., 2014; Delmas et al., 2018]. At depth, the water may flow into the volume of crystalline rocks corresponding to the Canigou-Carança ranges, as well as below the Paleozoic metasediments of the Puigmal Range.

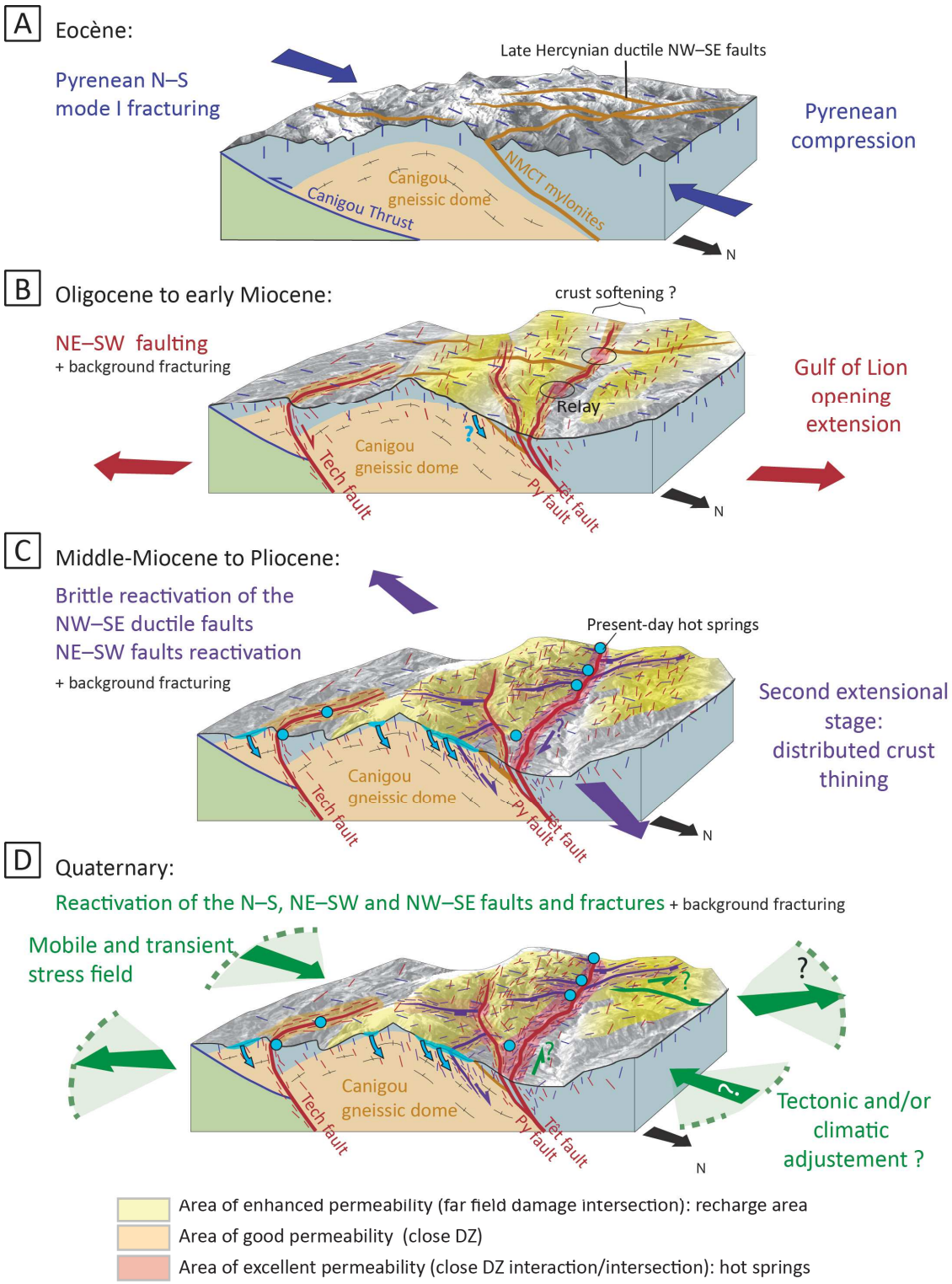


Figure 12: Conceptual model of the structural and hydro-geological evolution of the Eastern Pyrénées in relation with the regional tectonics. A) Scattered N–S fractures during the Pyrenean compression. The two following extensional stages (B and C) induce: 1) major fault intersections, providing permeable pathways for fluid upflow, and 2) intersection of secondary fault at high altitude with background fractures, providing permeable infiltration areas for meteoric fluids. The hydrothermal system would have initiated when footwall uplift and fracture intersection make the Canigou-Carança gneissic-dome sufficiently permeable for significant fluid migration at depth, and with sufficient topography convection.

5.4 Geodynamic implications

Investigations of the Pyrenean crust thickness show a lack of a crustal root in the Eastern Pyrénées, with a progressive Moho shallowing from West to East (from 45 to 25 km, Figure 1, Mauffret et al. [2001]; Nercessian et al. [2001]; Gunnell et al. [2008]; Diaz et al. [2018]; Chevrot et al. [2018]; Wehr et al. [2018]). However, seismic profiles do not highlight major onshore structures in Eastern Pyrénées that could thin the crust as in the Transverse Ranges or in El Emporda basin (the Têt fault seems restricted to the upper half of the crust, Diaz et al. [2018]). The proposed mechanisms to explain this thinning are: 1) the Neogene extension of the crust both in the Eastern Pyrénées and in the North-Catalan Ranges, 2) the retreat of the Tyrrhenian slab and a thermal and mechanical erosion of the lithosphere [Chevrot et al., 2018; Jolivet et al., 2020], and 3) the uplift and erosion of the topography triggered by 1) and 2) and the subsequent lithosphere adjustment [Mauffret et al., 2001; Gunnell et al., 2008; Genti, 2015; Diaz et al., 2018; Wehr et al., 2018]. These processes could be responsible for the transient current stress field in the study area. Further, the deformation described in this article, mainly distributed but also localized along NE–SW and NW–SE faults, could contribute to the crustal thinning. Related to this geodynamic, it is possible that an intrusive magmatic body as recently evidenced by gravimetric and magnetic anomalies along the Catalan Transfer Zone [Canva et al., 2020], could exist bellow the study area. It would be a source of abnormal heat flow at the base of the crust favoring the hydrothermal system.

6 Conclusion

The review of fault motion in the Axial Zone of the Eastern Pyrénées during the Neogene indicates that polymodal fault orientation are inherited from at least three tectonic stages (Hercynian and Pyrenean compression and Oligo-Miocene extension), and has been reactivated since the middle-Miocene. This reactivation period is associated with an increasingly inconsistent body of fault kinematic data, and consequently, a lack of consensus over recent geodynamics, associated with regional uplift and crustal thinning in the Eastern Pyrénées. The deformation affecting the study area can be split into preferential strike orientations at the regional, secondary fault, and outcrop scale:

1. NW–SE faults (partly inherited from the Hercynian and Pyrenean stages) distributed over the entire study area whose frequency increases towards the Têt fault ;

2. NE–SW faults and fractures formed during the Oligo-Miocene extension of the Gulf of Lion. This deformation is distributed over the study area in the form of secondary faults whose frequency decreases towards the Têt fault.

3. High proportions of N–S fractures and veins, likely formed during the Pyrenean contraction, as a pervasively distributed network.

Additionally, shallow background fracturing related to surface processes (exhumation, topography, glaciation cycles) is widespread.

Intersections of these faults and fractures over recharge areas and at the hot springs provide efficient pathways for meteoric hydrothermal fluids. At the surface, fractures in crystalline rocks have higher average apertures than metasediments. Numerical dislocation models show that the differing mechanical properties of the metasediments and crystalline rocks allow fractures to remain open to a greater depth in the latter than the former. This shows that granites and gneisses are favorable lithologies to enhance hydrothermal fluid flow. Studying hydro-geothermal systems requires an investigation of the basement fractured reservoir at different scales and depths. This study highlights the challenges of constructing a damage model over regional scale areas in basement environments with polyphased deformation, and calls into question the representativity of single-scale approaches.

7 Acknowledgments

This work was funded by the RGF (Référentiel Géologique de la France) project led by the BRGM (Bureau de Recherche Geologique et Minière), which we thank for its financial and technical support, and supported by the Thermofault project. We sincerely thank Messrs. Belgrano and Calvet for their huge work of review that have greatly improved the manuscript. The authors wish also to thanks K. Valera, J. Villard, P.Y. Bres, and R. Leroux- Mallouf for their participation to the field campaigns, B. Celerier for his help with the FSA software, Y. Monnier for the statistical analysis, and O. Marc for the language improvement.

References

Ackermann, R. V. and Schlische, R. W. (1997). Anticlustering of small normal faults around larger faults. Geology, 25(12) :1127–1130.

Agustí, J., Oms, O., Furió, M., Pérez-Vila, M.-J., and Roca, E. (2006). The messinian terrestrial record in the pyrenees : the case of can vilella (cerdanya basin). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238(1-4) :179–189.

Anders, M. H. and Wiltschko, D. V. (1994). Microfracturing, paleostress and the growth of faults. Journal of Structural Geology, 16(6) :795–815.

Arthaud, F. and Mattauer, M. (1969). Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. Bulletin de la Société géologique de France, 7(5) :738–744.

Arthaud, F. and Mattauer, M. (1972). Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques paralleles a la stratification ; leur relation avec une phase de distension (exemple du languedoc). Bulletin de la Société Géologique de France, 7(1-5) :12–17.

Arthaud, F. and Pistre, S. (1993). Les fractures et les paléoncontraintes du granite hercynien de millas (zone axiale des pyrénées) : un cas d'étude de la tectonique cassante d'un aquifère de socle. Geodinamica Acta, 6(3) :187–201.

Augustinus, P. C. (1995). Glacial valley cross-profile development : the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the southern alps, new zealand. Geomorphology, 14(2) :87–97.

Autran, A., Calvet, M., and Delmas, M. (2005). Carte géologique de la france à 1/50 000, feuille mont-louis. BRGM.

Aydin, A. (2000). Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. Marine and petroleum geology, 17(7) :797–814.

Babault, J. (2004). Dynamique de l'érosion dans les chaînes de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont. L'exemple des Pyrénées. PhD thesis.

Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Granier, T., and Grellet, B. (2002). Inventaire des indices de rupture affectant le quaternaire, en relation avec les grandes structures connues, en france métropolitaine et dans les régions limitrophe. Mémoires de la Société géologique de France (1924), 175 :1–141.

Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Benedicto, A., Cavailhes, T., and Raynaud, S. (2012). The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, provence, france. AAPG bulletin, 96(11) :2167–2186.

Banda, E. and Correig, A. (1984). The catalan earthquake of february 2, 1428. Engineering geology, 20(1-2) :89–97.

Banks, D., Odling, N. E., Skarphagen, H., and Rohr-Torp, E. (1996). Permeability and stress in crystalline rocks. Terra Nova, 8(3) :223–235.

Barton, C. A., Zoback, M. D., and Moos, D. (1995). Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. Geology, 23(8) :683–686.

Bartrina, M., Cabrera, L., Jurado, M. J., Guimerà, J., and Roca, E. (1992). Evolution of the central catalan margin of the valencia trough (western mediterranean). Tectonophysics, 203(1-4) :219–247.

Belgrano, T. M., Herwegh, M., and Berger, A. (2016). Inherited structural controls on fault geometry, architecture and hydrothermal activity : an example from grimsel pass, switzerland. Swiss journal of geosciences, 109(3) :345–364.

Benderitter, Y. and Elsass, P. (1996). Structural control of deep fluid circulation at the soultz hdr site, france : a review. In International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, volume 3, page 104A.

Bense, V., Gleeson, T., Loveless, S., Bour, O., and Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. Earth-Science Reviews, 127 :171–192.

Bertrand, L. (2016). Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires. PhD thesis, Université de Lorraine.

Bianchetti, G., Roth, P., Vuataz, F.-D., and Vergain, J. (1992). Deep groundwater circulation in the alps : Relations between water infiltration, induced seismicity and thermal springs. the case of val d'illiez, wallis, switzerland. Eclogae Geologicae Helvetiae, 85(2) :291–305.

Bosch, G. V., Van den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R., and Baudin, T. (2016). Peneplanation and lithosphere dynamics in the pyrenees. Comptes Rendus Géoscience, 348(3-4) :194–202.

Bouchez, J. and Gleizes, G. (1995). Two-stage deformation of the mont-louis-andorra granite pluton (variscan pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. Journal of the Geological Society, 152(4) :669–679.

Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P., and Herbecq, A. (1990). Morphological evidence for quaternary normal faulting and seismic hazard in the eastern pyrenees. In Annales tectonicae, volume 4, pages 19–42.

Bruhn, R. L., Parry, W. T., Yonkee, W. A., and Thompson, T. (1994). Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. Pure and Applied Geophysics, 142(3-4) :609–644.

Cabrera, L., Roca, E., and Santanach, P. (1988). Basin formation at the end of a strikeslip fault : the cerdanya basin (eastern pyrenees). Journal of the Geological Society, 145(2) :261–268.

Caine, J. S., Bruhn, R. L., and Forster, C. B. (2010). Internal structure, fault rocks, and inferences regarding deformation, fluid flow, and mineralization in the seismogenic Stillwater normal fault, dixie valley, nevada. Journal of Structural Geology, 32(11) :1576–1589.

Caine, J. S., Evans, J. P., and Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24(11) :1025–1028.

Calvet, M. (1999). Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des pyrénées/stress regimes and volumes of reliefs in the eastern pyrenees. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 5(3) :253–278.

Calvet, M., Gunnell, Y., and Delmas, M. (2008). Géomorphogenèse des pyrénées. Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui, International Year of Planet Earth, TOTAL, BRGM, AGSO, AIPT, CNRS & ed. Atlantica, Biarritz, pages 129–143.

Calvet, M., Gunnell, Y., and Delmas, M. (2014). The têt river valley : a condensed record of long-term landscape evolution in the pyrenees. In Landscapes and Landforms of France, pages 127–138. Springer.

Calvet, P. (1996). Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les pyrénées orientales (vol. 1, 1170 p). Paris : University of Paris.

Campbell, K. A., Rodgers, K., Brotheridge, J. M., and Browne, P. (2002). An unusual modern silica–carbonate sinter from pavlova spring, ngatamariki, new zealand. Sedimentology, 49(4) :835–854.

Cantarero, I., Alías, G., Cruset, D., Carola, E., Lanari, P., and Travé, A. (2018). Fluid composition changes in crystalline basement rocks from ductile to brittle regimes. Global and planetary change, 171 :273–292.

Cantarero, I., Lanari, P., Vidal, O., Alías, G., Travé, A., and Baqués, V. (2014). Longterm fluid circulation in extensional faults in the central catalan coastal ranges : P–t constraints from neoformed chlorite and k-white mica. International Journal of Earth Sciences, 103(1) :165–188.

Canva, A., Thinon, I., Peyrefitte, A., Couëffé, R., Maillard, A., Jolivet, L., Martelet, G., Lacquement, F., and Guennoc, P. (2020). The catalan magnetic anomaly : Its significance for the crustal structure of the gulf of lion passive margin and relationship to the Catalan transfer zone. Marine and Petroleum Geology, 113 :104174.

Carlsson, A. and Olsson, T. (1982). High rock stresses as a consequence of glaciation. Nature, 298(5876) :739.

Carozza, J.-M. and Baize, S. (2004). L'escarpement de faille de la têt est-il le résultat de la tectonique active plio-pléistocène ou d'une exhumation pléistocène ? Comptes Rendus Géoscience, 336(3) :217–226.

Carozza, J.-M. and Delcaillau, B. (1999). L'enregistrement géomorphologique de la tectonique quaternaire par les nappes alluviales : l'exemple du bassin de la têt (roussillon, france). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 329(10) :735–740.

Carozza, J.-M. and Delcaillau, B. (2000). Réponse des bassins versants à l'activité tectonique : l'exemple de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne. approche morphotectonique/ drainage basins response to active tectonics : example from eastern pyrenees. morphotectonic approach. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 6(1) :45–60.

Casas, T. (1984). Estudi de la deformació en els gneis del massís del Canigó. Universitat de Barcelona.

Chéry, J., Zoback, M. D., and Hassani, R. (2001). An integrated mechanical model of the san andreas fault in central and northern california. Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 106(B10) :22051–22066.

Chester, F. and Logan, J. (1986). Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the punchbowl fault zone, california. Pure and Applied Geophysics, 124(1-2) :79–106.

Chevrot, S., Sylvander, M., and Delouis, B. (2011). A preliminary catalog of moment tensors for the pyrenees. Tectonophysics, 510(1-2) :239–251.

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Martin, R., Mouthereau, F., Manatschal, G., Masini, E., Calassou, S., Grimaud, F., Pauchet, H., et al. (2018). The non-cylindrical crustal architecture of the pyrenees. Scientific reports, 8(1) :9591.

Choukroune, P., Seguret, M., and Galdeano, A. (1973). Caracteristiques et evolution structurale des pyrenees ; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques. Bulletin de la Société géologique de France, 7(5-6) :600–611.

Clark, C. D. and Wilson, C. (1994). Spatial analysis of lineaments. Computers & Geosciences, 20(7-8) :1237–1258.

Clarke, B. A. and Burbank, D. W. (2011). Quantifying bedrock-fracture patterns within the shallow subsurface : Implications for rock mass strength, bedrock landslides, and erodibility. Journal of Geophysical Research : Earth Surface, 116(F4).

Clauzon, G. (1987). Le détritisme néogène du bassin du roussillon (pyrénées-orientales, france). Geologie Alpine Mem., hs n.13 :427–441.

Clauzon, G., Le Strat, P., Duvail, C., Do Couto, D., Suc, J.-P., Molliex, S., Bache, F., Besson, D., Lindsay, E. H., Opdyke, N. D., et al. (2015). The roussillon basin (s. france) : A case-study to distinguish local and regional events between 6 and 3 ma. Marine and Petroleum Geology, 66 :18–40.

Cointre, M. (1987). Etude neotectonique des pyrénées orientales. Technical report.

Cox, S. C., Menzies, C. D., Sutherland, R., Denys, P. H., Chamberlain, C., and Teagle, D. A. (2015). Changes in hot spring temperature and hydrogeology of the alpine fault hanging wall, new zealand, induced by distal south island earthquakes. Geofluids, 15(1-2) :216–239.

Curewitz, D. and Karson, J. A. (1997). Structural settings of hydrothermal outflow : Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 79(3) :149–168.

Curry, M. E., Van Der Beek, P., Huismans, R. S., Wolf, S., and Muñoz, J. A. (2019). Peak to post-orogenic landscape evolution of the pyrenees mountains from numerical modeling and thermochronology. AGUFM, 2019 :T41G–0339.

De Joussineau, G., Bazalgette, L., Petit, J.-P., and Lopez, M. (2005). Morphology, intersections, and syn/late-diagenetic origin of vein networks in pelites of the lodève Permian basin, southern france. Journal of Structural Geology, 27(1) :67–87.

Delcaillau, B., Carozza, J.-M., and Font, M. (2004). Le segment nord de la faille de la têt (pyrénées-orientales) : fonctionnement néogène et implications géomorphologiques. Bulletin Société Géologique de France, (3) :257–272.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Voinchet, P., Manel, C., Braucher, R., Tissoux, H., Bahain, J.-J., Perrenoud, C., Saos, T., et al. (2018). Terrestrial 10be and electron spin resonance dating of fluvial terraces quantifies quaternary tectonic uplift gradients in the eastern pyrenees. Quaternary Science Reviews, 193 :188–211.

Diamond, L. W., Wanner, C., and Waber, H. N. (2018). Penetration depth of meteoric water in orogenic geothermal systems. Geology, 46(12) :1063–1066.

Diaz, J., Vergés, J., Chevrot, S., Antonio-Vigil, A., Ruiz, M., Sylvander, M., and Gallart, J. (2018). Mapping the crustal structure beneath the eastern pyrenees. Tectonophysics, 744 :296–309.

Donville, B. (1973a). Ages potassium-argon des roches volcaniques de la dépression de la selva (nord-est de l'espagne). CR Acad. Sci. Paris, 277 :1–4.

Donville, B. (1973b). Géologie néogene et âges des eruptions volcaniques de la Catalogne Orientale. PhD thesis.

Duvail, C., Gorini, C., Lofi, J., Le Strat, P., Clauzon, G., and dos Reis, A. T. (2005). Correlation between onshore and offshore pliocene–quaternary systems tracts below the roussillon basin (eastern pyrenees, france). Marine and Petroleum Geology, 22(6-7) :747– 756.

Earnest, E. and Boutt, D. (2014). Investigating the role of hydromechanical coupling on flow and transport in shallow fractured-rock aquifers. Hydrogeology journal, 22(7) :1573–1591.

Faillat, J., Aguilar, J.-P., Calvet, M., and Michaux, J. (1990). Les fissures à remplissages fossilifères néogènes du plateau de baixas (pyrénées-orientales, france), témoins de la distension oligo-miocène. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II, 311 :205– 212.

Faulds, J., Coolbaugh, M., Bouchot, V., Moek, I., and Oguz, K. (2010). Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the great basin, usa, and western turkey : Developing successful exploration strategies in extended terranes. In World Geothermal Congress 2010, pages 11–p.

Faulkner, D., Jackson, C., Lunn, R., Schlische, R., Shipton, Z., Wibberley, C., and Withjack, M. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. Journal of Structural Geology, 32(11) :1557–1575.

Faulkner, D., Mitchell, T., Healy, D., and Heap, M. (2006). Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. Nature, 444(7121) :922–925.

Fleta, J., Santanach, P., Goula, X., Martinez, P., Grellet, B., and Masana, E. (2001). Preliminary geologic, geomorphologic and geophysical studies for the paleoseismological analysis of the amer fault (ne spain). Geologie En Mijnbouw, 80(3/4) :243–254.

Forster, C. and Smith, L. (1989). The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain : a model study. Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 94(B7) :9439–9451.

Forster, C. B., Caine, J. S., Schulz, S., and Nielson, D. L. (1997). Fault zone architecture and fluid flow an example from dixie valley, nevada. In Proceedings, Twenty-second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, pages 123–130.

Fossen, H. (2016). Structural geology. Cambridge University Press.

Gabrielsen, R. H. and Braathen, A. (2014). Models of fracture lineaments—joint swarms, fracture corridors and faults in crystalline rocks, and their genetic relations. Tectonophysics, 628 :26–44.

Genti, M. (2015). Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes. PhD thesis, Université de Montpellier.

Géraud, Y., Diraison, M., and Orellana, N. (2006). Fault zone geometry of a mature active normal fault : a potential high permeability channel (pirgaki fault, corinth rift, greece). Tectonophysics, 426(1) :61–76.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L., Cisternas, A., and Carbon, D. (1999). Present and recent stress regime in the eastern part of the pyrenees. Tectonophysics, 308(4) :487–502.

Gourinard, Y. (1971). Determination cartographique et geophysique des failles bordières du fossé neogene de cerdagne - pyrenees orientales franco-epagnoles. 96em Congres National des Sciences Savantes, Toulouse 1971, pages 245–263.

Guimerà i Rosso, J. J. (1988). Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Universitat de Barcelona.

Guitard, G., Geyssant, J., Laumonier, B., Autran, A., Fonteilles, M., Dalmayrac, B., Vidal, J., and Bandet, Y. (1992). Carte géol. france (1/50 000), feuille prades (1095).

Guitard, G., Laumonier, B., Autran, A., Bandet, Y., and Berger, G. (1998). Notice explicative, carte géologique france (1 : 50.000), feuille prades (1095). BRGM, Orléans.

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., and 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(3-4) :208–218.

Gunnell, Y., Zeyen, H., and 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(3-4) :302–313.

Gupta, A. and Scholz, C. H. (2000). A model of normal fault interaction based on observations and theory. Journal of Structural Geology, 22(7) :865–879.

Hasenmueller, E. A., Gu, X., Weitzman, J. N., Adams, T. S., Stinchcomb, G. E., Eissenstat, D. M., Drohan, P. J., Brantley, S. L., and Kaye, J. P. (2017). Weathering of rock to regolith : The activity of deep roots in bedrock fractures. Geoderma, 300 :11–31.

Hatheway, A. and Kiersch, G. (1989). Engineering properties of rock. Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals, pages 672–715.

Howald, T., Person, M., Campbell, A., Lueth, V., Hofstra, A., Sweetkind, D., Gable, C. W., Banerjee, A., Luijendijk, E., Crossey, L., et al. (2015). Evidence for long timescale (> 103 years) changes in hydrothermal activity induced by seismic events. Geofluids, 15(1- 2) :252–268.

Huyghe, D., Mouthereau, F., Segalen, L., and Furió, M. (2020). Long-term dynamic topographic support during post-orogenic crustal thinning revealed by stable isotope (d18 o) paleo-altimetry in eastern pyrenees. Scientific reports, 10(1) :1–8.

Ingebritsen, S. and Manning, C. (1999). Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. Geology, 27(12) :1107–1110.

Ingebritsen, S. and Manning, C. (2010). Permeability of the continental crust : dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism. Geofluids, 10(1-2) :193–205.

Ishii, E. (2016). Far-field stress dependency of the failure mode of damage-zone fractures in fault zones : Results from laboratory tests and field observations of siliceous mudstone. Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 121(1) :70–91.

Jarman, D., Calvet, M., Corominas, J., Delmas, M., and Gunnell, Y. (2014). Large-scale rock slope failures in the eastern pyrenees : Identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts. Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography, 96(3) :357–391.

Jolivet, L., Romagny, A., Gorini, C., Maillard, A., Thinon, I., Couëffé, R., Ducoux, M., and Seranne, M. (2020). Fast dismantling of a mountain belt by mantle flow : Late-orogenic evolution of pyrenees and liguro-provençal rifting. Tectonophysics, 776 :228312.

Jordan, G. and Schott, B. (2005). Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models. a case study. Remote Sensing of Environment, 94(1) :31–38.

Kattenhorn, S. A., Aydin, A., and Pollard, D. D. (2000). Joints at high angles to normal fault strike : an explanation using 3-d numerical models of fault-perturbed stress fields. Journal of structural Geology, 22(1) :1–23.

Kattenhorn, S. A. and Pollard, D. D. (2001). Integrating 3-d seismic data, field analogs, and mechanical models in the analysis of segmented normal faults in the wytch farm oil field, southern england, united kingdom. AAPG bulletin, 85(7) :1183–1210.

Kim, Y.-S., Andrews, J. R., and Sanderson, D. J. (2001). Reactivated strike–slip faults : examples from north cornwall, uk. Tectonophysics, 340(3-4) :173–194.

King, G. C., Stein, R. S., and Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(3) :935–953.

Krimissa, M. (1995). Application des méthodes isotopiques à l'étude des eaux thermales en milieu granitique (Pyrénées, France). PhD thesis, Université Paris XI.

Lacan, P. and Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the pyrenees : A review. Journal Of Iberian Geology, 2012, vol. 38, num. 1, p. 9-30.

Laubach, S. E., Lamarche, J., Gauthier, B. D., Dunne, W. M., and Sanderson, D. J. (2018). Spatial arrangement of faults and opening-mode fractures. Journal of Structural Geology, 108 :2–15.

Laumonier, B., Calvet, M., Delmas, M., Barbey, P., Lenoble, J., and Autran, A. (2017). Notice explicative Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Mont-Louis (1094). Orléans : BRGM, page 139 3 pl. ht.

Laumonier, B., Calvet, M., Le Bayon, B., Barbey, P., and Lenoble, J.-L. (2015a). avec la collaboration de Cocherie A., Melleton J. – Notice explicative, Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Prats-de-Mollo-la-Preste (1099). Orléans : BRGM. Carte géologique par Laumonier B., Le Bayon B., Calvet M., page 189.

Laumonier, B., Le Bayon, B., and Calvet, M. (2015b). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Prats-de-Mollo-la-Preste (1099). Orléans : BRGM. Notice explicative par Laumonier B., Calvet M., LeBayon B., Barbey P., Lenoble J.-L., page 189.

Leclerc, J., Bellier, O., Sebrier, M., and Calvet, M. (2001). Variations du champ de contrainte cenozoique et deformations récentes du bassin du roussillon. Le Quaternaire des Pyrénées orientales dans son cadre géomorphologique.–Livret guide de l'excursion annuelle de l'Association francaise pour l'Etude du Quaternaire.

Leith, K., Moore, J. R., Amann, F., and Loew, S. (2014a). In situ stress control on microcrack generation and macroscopic extensional fracture in exhuming bedrock. Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 119(1) :594–615.

Leith, K., Moore, J. R., Amann, F., and Loew, S. (2014b). Subglacial extensional fracture development and implications for alpine valley evolution. Journal of Geophysical Research : Earth Surface, 119(1) :62–81.

Lewis, C. J., Vergés, J., and Marzo, M. (2000). High mountains in a zone of extended crust : Insights into the neogene-quaternary topographic development of northeastern iberia. Tectonics, 19(1) :86–102.

Llac, F. (1989). Notice explicative, Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saillagouse (1099). Orléans : BRGM. Carte géologique par Llac, F., Autran, A., Guitard, G., Robert, J.F., Gourinard, Y., Santanach, P. (1988).

Llac, F., Autran, A., Guitard, G., Robert, J., Gourinard, Y., and Santanach, P. (1988). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saillagouse (1098). Orléans : BRGM. Notice explicative par Llac F. (1989).

López, D. L. and Smith, L. (1995). Fluid flow in fault zones : analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow. Water Resources Research, 31(6) :1489–1503.

Lowell, R. P., Van Cappellen, P., and Germanovich, L. N. (1993). Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal upflow zones. Science-New- York then Washington, 260 :192–192.

Luby, S., Geraud, Y., Diraison, M., Wicker, M., Bertrand, L., and Bossennec, C. (2020). Multi-scale investigation focusing on the lineament of the pan-african basement (eastern egypt). In Fourth Naturally Fractured Reservoir Workshop, volume 2020, pages 1–5. European Association of Geoscientists & Engineers.

Maerten, F., Maerten, L., and Pollard, D. D. (2014). ibem3d, a three-dimensional iterative boundary element method using angular dislocations for modeling geologic structures. Computers & Geosciences, 72 :1–17.

Magri, F., Möller, S., Inbar, N., Möller, P., Raggad, M., Rödiger, T., Rosenthal, E., and Siebert, C. (2016). 2d and 3d coexisting modes of thermal convection in fractured hydrothermal systems-implications for transboundary flow in the lower yarmouk gorge. Marine and Petroleum Geology, 78 :750–758.

Marrett, R., Gale, J. F., Gómez, L. A., and Laubach, S. E. (2018). Correlation analysis of fracture arrangement in space. Journal of Structural Geology, 108 :16–33.

Mauffret, A., de Grossouvre, B. D., Dos Reis, A. T., Gorini, C., and Nercessian, A. (2001). Structural geometry in the eastern pyrenees and western gulf of lion (western mediterranean). Journal of Structural Geology, 23(11) :1701–1726.

Maurel, O. (2003). L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrenees orientales : Une approche thermo-chronologique multi-methodes du role des failles. PhD thesis, Université Montpellier II.

Maurel, O., Brunel, M., and Monie, P. (2002). Exhumation cenozoique des massifs du canigou et de mont-louis (pyrenees orientales, france). Comptes Rendus Geoscience, 334(12) :941– 948.

Maurel, O., Monnier, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., and Jolivet, M. (2008). The meso-cenozoic thermo-tectonic evolution of the eastern pyrenees : an 40 ar/39 ar fission track and (u-th)/he thermochronological study of the canigou and mont-louis massifs. International Journal of Earth Sciences, 97(3) :565–584.

Mayolle, S., Soliva, R., Caniven, Y., Wibberley, C., Ballas, G., Milesi, G., and Dominguez, S. (2019). Scaling of fault damage zones in carbonate rocks. Journal of Structural Geology, 124 :35–50.

Mazurek, M. (2000). Geological and hydraulic properties of water-conducting features in crystalline rocks. In Hydrogeology of crystalline rocks, pages 3–26. Springer.

McCaig, A. and Miller, J. (1986). 40ar-39ar age of mylonites along the merens fault, central pyrenees. Tectonophysics, 129(1-4) :149–172.

Medialdea, T., Vázquez, J., and Vegas, R. (1994). Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el neógeno. Acta geológica hispánica, 29(2-4) :39–53.

Meixner, J., Grimmer, J., Becker, A., Schill, E., and Kohl, T. (2018). Comparison of different digital elevation models and satellite imagery for lineament analysis : Implications for identification and spatial arrangement of fault zones in crystalline basement rocks of the southern black forest (germany). Journal of Structural Geology, 108 :256–268.

Milesi, G. (2020). Analyse thermochronologique, géochimique et structurale du système hydrothermal de la faille de la Têt (Pyrénées, France), un nouvel outil d'exploration géothermique. PhD thesis, Université de Montpellier.

Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Taillefer, A., Bruguier, O., Bellanger, M., Bonno, M., and Martin, C. (2020). Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (uth)/he apatite thermochronology and rare-earth element (ree) analyses : the example of the têt fault (pyrenees, france). Solid Earth, 11(5) :1747–1771.

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Münch, P., Bellanger, M., Bruguier, O., Bonno, M., Taillefer, A., and Mayolle, S. (2019). Mapping a geothermal anomaly using apatite (u-th)/he thermochronology in the têt fault damage zone, eastern pyrenees, france. Terra Nova, 31(6) :569–576.

Mitchell, T. and Faulkner, D. (2009). The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements : a field study from the Atacama fault system, northern chile. Journal of Structural Geology, 31(8) :802–816.

Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 37 :867–882.

Mynatt, I., Seyum, S., and Pollard, D. D. (2009). Fracture initiation, development, and reactivation in folded sedimentary rocks at raplee ridge, ut. Journal of Structural Geology, 31(10) :1100–1113.

Nercessian, A., Mauffret, A., Dos Reis, A., Vidal, R., Gallart, J., and Diaz, J. (2001). Deep reflection seismic images of the crustal thinning in the eastern pyrenees and western gulf of lion. Journal of Geodynamics, 31(2) :211–225.

Norton, D. and Knapp, R. (1977). Transport phenomena in hydrothermal systems : the nature of porosity. Am. J. Sci. ;(United States), 277.

Novakova, L. and Pavlis, T. L. (2017). Assessment of the precision of smart phones and tablets for measurement of planar orientations : A case study. Journal of Structural Geology, 97 :93–103.

Oele, E., Sluiter, J., and Pannekoek, A. (1963). Tertiary and quaternary sedimentation in the conflent. An intramontane rift valley in the Eastern Pyrenees. Leidse. Geol. Meded, 28 :297–319.

Olivera, C. (2006). Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya, volume 30. Generalitat de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya.

Peacock, D., Nixon, C., Rotevatn, A., Sanderson, D., and Zuluaga, L. (2016). Glossary of fault and other fracture networks. Journal of Structural Geology, 92 :12–29.

Perea, H. (2009). The catalan seismic crisis (1427 and 1428 ; ne iberian peninsula) : geological sources and earthquake triggering. Journal of Geodynamics, 47(5) :259–270.

Person, M., Hofstra, A., Sweetkind, D., Stone, W., Cohen, D., Gable, C., and Banerjee, A. (2012). Analytical and numerical models of hydrothermal fluid flow at fault intersections. Geofluids, 12(4) :312–326.

Petit, C. and Mouthereau, F. (2012). Steep topographic slope preservation by anisotropic diffusion : An example from the neogene têt fault scarp, eastern pyrenees. Geomorphology, 171 :173–179.

Philip, H. (2018). Tectonique récente et actuelle, in : Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées - Volume 3 : Cycle alpin : Phénomènes alpins. BRGM/AGSO.

Philip, H., Bousquet, J.-C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X., and Grellet, B. (1992). Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'est des pyrénées : implications sismotectoniques. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 314(11) :1239–1245.

Pous, J., Julià, R., and Sugrañes, L. S. (1986). Cerdanya basin geometry and its implication on the neocene evolution of the eastern pyrenees. Tectonophysics, 129(1-4) :355–365.

Pyrak-Nolte, L. and Morris, J. (2000). Single fractures under normal stress : The relation between fracture specific stiffness and fluid flow. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 37(1) :245–262.

Ranjram, M., Gleeson, T., and Luijendijk, E. (2015). Is the permeability of crystalline rock in the shallow crust related to depth, lithology or tectonic setting ? Geofluids, 15(1- 2) :106–119.

Rehault, J., Moussat, E., and Fabbri, A. (1987). Structural evolution of the tyrrhenian back-arc basin. Marine Geology, 74(1-2) :123–150.

Renard, F., Gratier, J.-P., and Jamtveit, B. (2000). Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults. Journal of Structural Geology, 22(10) :1395–1407.

Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chery, J., et al. (2015). Present-day deformation of the pyrenees revealed by gps surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. Geophysical Journal International, 201(2) :947–964.

Roca, E. and Desegaulx, P. (1992). Analysis of the geological evolution and vertical movements in the valencia trough area, western mediterranean. Marine and Petroleum Geology, 9(2) :167–176.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., and Deramond, J. (1989). Ecors deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints on the evolution of the pyrenees. Tectonics, 8(1) :41– 50.

Saar, M. and Manga, M. (2004). Depth dependence of permeability in the oregon cascades inferred from hydrogeologic, thermal, seismic, and magmatic modeling constraints. Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 109(B4).

Sander, P., Minor, T. B., and Chesley, M. M. (1997). Ground-water exploration based on lineament analysis and reproducibility tests. Groundwater, 35(5) :888–894.

Sanderson, D. J. (2016). Field-based structural studies as analogues to sub-surface reservoirs. Geological Society, London, Special Publications, 436(1) :207–217.

Sanderson, D. J. and Kim, Y.-S. (2005). The relationship between displacement and length of faults. Earth-Science Reviews, 68(3-4) :317–334.

Saula, E., Picart, J., Mató, E., Llenas, M., Losantos, M., Berástegui, X., and Agustí, J. (1994). Evolución geodinámica de la fosa del empordà y las sierras transversales. Acta geológica hispánica, 29(2-4) :55–75.

Sausse, J. (1998). Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré. Relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes. PhD thesis, Université Henri Poincaré-Nancy I.

Savage, H. M. and Brodsky, E. E. (2011). Collateral damage : Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 116(B3).

Schneeberger, R., Egli, D., Lanyon, G. W., Mäder, U. K., Berger, A., Kober, F., and Herwegh, M. (2018). Structural-permeability favorability in crystalline rocks and implications for groundwater flow paths : a case study from the aar massif (central switzerland). Hydrogeology Journal, 26(8) :2725–2738.

Séranne, M. (1999). The gulf of lion continental margin (nw mediterranean) revisited by ibs : an overview. Geological Society, London, Special Publications, 156(1) :15–36.

Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., and 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(8) :809–820.

Sibson, R. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society, 133(3) :191–213.

Sibson, R. H. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology, 15(8) :701–704.

Smith, D. J., Jenkin, G., Petterson, M., Naden, J., Fielder, S., Toba, T., and Chenery, S. (2011). Unusual mixed silica–carbonate deposits from magmatic–hydrothermal hot springs, savo, solomon islands. Journal of the Geological Society, 168(6) :1297–1310.

Snow, D. T. (1968). Rock fracture spacings, openings, and porosities. Journal of Soil Mechanics & Foundations Div.

Sonney, R. and Vuataz, F.-D. (2009). Numerical modelling of alpine deep flow systems : a management and prediction tool for an exploited geothermal reservoir (lavey-les-bains, switzerland). Hydrogeology Journal, 17(3) :601–616.

Souriau, A. and Pauchet, H. (1998). A new synthesis of pyrenean seismicity and its tectonic implications. Tectonophysics, 290(3) :221–244.

Steer, P., Bigot, A., Cattin, R., and Soliva, R. (2011). In-situ characterization of the effective elasticity of a fault zone, and its relationship to fracture spacing. Journal of Structural Geology, 33(11) :1541–1553.

Stober, I. and Bucher, K. (1999). Deep groundwater in the crystalline basement of the black forest region. Applied geochemistry, 14(2) :237–254.

Stober, I. and Bucher, K. (2007). Hydraulic properties of the crystalline basement. Hydrogeology Journal, 15(2) :213–224.

Stober, I. and Bucher, K. (2015). Hydraulic conductivity of fractured upper crust : insights from hydraulic tests in boreholes and fluid-rock interaction in crystalline basement rocks. Geofluids, 15(1-2) :161–178.

Suc, J.-P. and Fauquette, S. (2012). The use of pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains : The eastern pyrenees in the late neogene, a case study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 321 :41–54.

Taillefer, A., Guillou-Frottier, L., Soliva, R., Magri, F., Lopez, S., Courrioux, G., Millot, R., Ladouche, B., and Le Goff, E. (2018). Topographic and faults control of hydrothermal circulation along dormant faults in an orogen. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19(12) :4972–4995.

Taillefer, A., Soliva, R., Guillou-Frottier, L., Le Goff, E., Martin, G., and Seranne, M. (2017). Fault-related controls on upward hydrothermal flow : an integrated geological study of the têt fault system, eastern pyrénées (france). Geofluids, 2017.

Tassone, A. A., Roca, E., Muñoz, J., Cabrera, L., and Artigas, M. C. (1994). Evolución del sector septentrional del margen continental catalán durante el cenozoico. Acta geológica hispánica, 29(2) :3–37.

Tavani, S., Granado, P., Corradetti, A., Seers, T., and Muñoz, J. A. (2020). Transverse jointing in foreland fold-and-thrust belts : a remote sensing analysis in the eastern pyrenees. Solid Earth Discussions, pages 1–20.

Ternois, S., Odlum, M., Ford, M., Pik, R., Stockli, D., Tibari, B., Vacherat, A., and Bernard, V. (2019). Thermochronological evidence of early orogenesis, eastern pyrenees, france. Tectonics, 38(4) :1308–1336.

Turu, V. and Planas, X. (2005). Inestabilidad de vertientes en los valles del valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. andorra y alt urgell (pirineos orientales). In VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, Abstracts.

Vignaroli, G., Pinton, A., De Benedetti, A. A., Giordano, G., Rossetti, F., Soligo, M., and Berardi, G. (2013). Structural compartmentalisation of a geothermal system, the torre alfina field (central italy). Tectonophysics, 608 :482–498.

Wang, Q., Laubach, S., Gale, J., and Ramos, M. (2019). Quantified fracture (joint) clustering in archean basement, wyoming : application of the normalized correlation count method. Petroleum Geoscience, 25(4) :415–428.

Wanner, C., Waber, H. N., and Bucher, K. (2020). Geochemical evidence for regional and long-term topography-driven groundwater flow in an orogenic crystalline basement (aar massif, switzerland). Journal of hydrology, 581 :124374.

Wehr, H., Chevrot, S., Courrioux, G., and Guillen, A. (2018). A three-dimensional model of the pyrenees and their foreland basins from geological and gravimetric data. Tectonophysics, 734 :16–32.

Wibberley, C. A., Yielding, G., and Di Toro, G. (2008). Recent advances in the understanding of fault zone internal structure : a review. Geological Society, London, Special Publications, 299(1) :5–33.

Yeats, R. S., Sieh, K. E., Allen, C. R., and Geist, E. (1997). The geology of earthquakes, volume 568. Oxford university press New York.

B. Analyse structurale complémentaire

Nous allons compléter les observations structurales effectuées dans la Section IV.1.A, en se focalisant principalement sur la zone d'endommagement de la faille de la Têt entre Thuès-les-Bains et St-Thomas-les-Bains, qui est le segment de la faille où se concentrent les sources les plus chaudes. Pour les mêmes raisons, c'est aussi sur ce segment que nous avons localisé notre étude thermochronologique (Partie IV). Nous décrivons également la structuration de la faille de Py, accident majeur du mur de la faille de la Têt. Les différents accidents qui composent la zone d'étude sont indiqués sur la carte des linéaments (Fig. III.1).

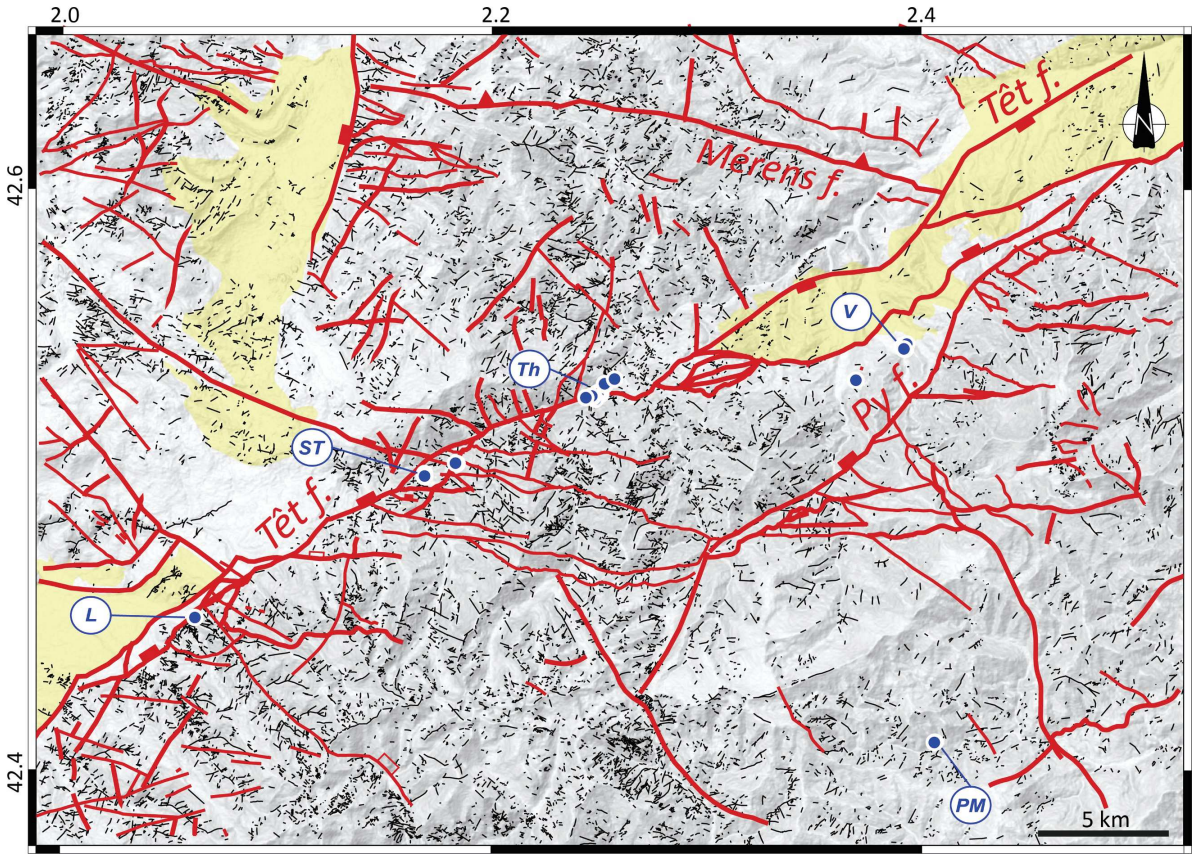


Figure III.1. *Carte des linéaments et des failles principales à l'échelle de la zone d'étude. En rouge, les failles principales ; en noir, les linéaments. Les différents clusters de sources hydrothermales sont indiqués : Llo (L) St-Thomas (ST) Thuès (Th), Vernet (V) et Prats-de-mollo (PM). En jaune sont reportés les remplissages sédimentaire néogènes.*

i) La faille de la Têt au niveau des gorges de la Carança et de Thuès-les-Bains

Une représentation schématique de la zone cœur (CZ) de la faille de la Têt dans les gorges de la Carança est reportée sur la Figure III.2A avec la localisation des différentes roches de faille. La CZ est composée de différentes roches qui sont seulement observables dans le mur de la faille de la Têt en raison de l'érosion d'une grande partie de son toit par la rivière.

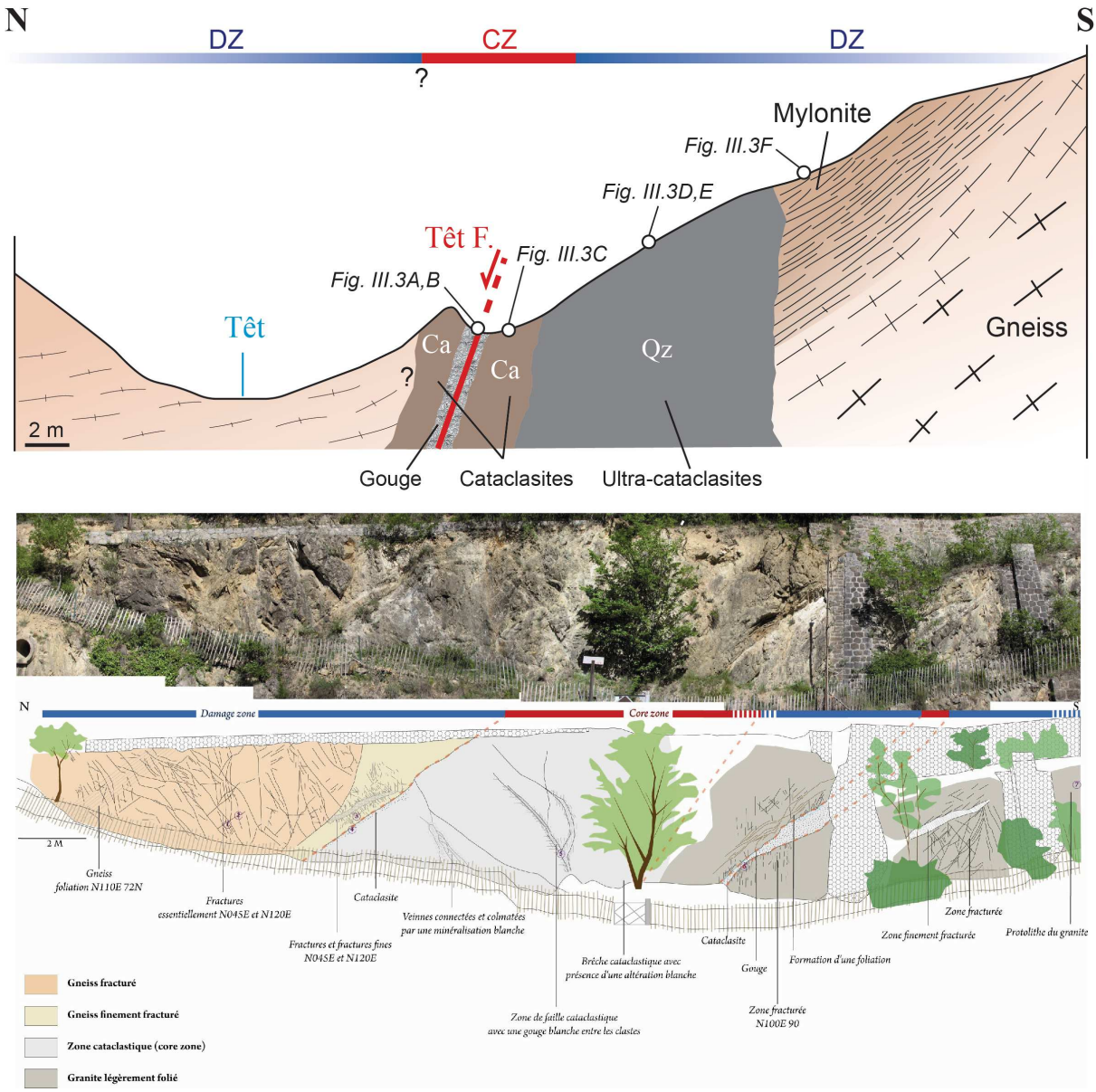


Figure III.2. *Schémas descriptifs de la zone cœur de la faille de la Têt au niveau de l'entrée des gorges de la Carança (en haut) et au niveau de Thuès-les-Bains (en bas). Ca : cataclasites à matrice carbonatée Qz : cataclasites à matrice de silice.*

Une gouge d'un mètre de large souligne le tracé de la faille d'orientation N080 70N au niveau du pont de chemin de fer (Fig. III.3A, B). Une cataclasite à matrice carbonatée se développe sur les premiers mètres (4-5 mètres) de part et d'autre de la gouge (Fig. III.3C). Une seconde ultra-cataclasite à matrice de silice est observable sur une vingtaine de mètres autour de la faille (Fig. III.3D). Les clastes de cette ultra-cataclasite présentent un degré de comminution plus important que la cataclasite à matrice carbonatée. Localement dans la CZ, il est possible d'observer des brèches hydrauliques avec un support carbonaté. Ces brèches se localisent au sein des cataclasites silicifiées et contiennent des clastes de celles-ci (Fig. III.3E). Dans le mur de la faille, les roches de la CZ affectent une mylonite appartenant au Chevauchement Mylonitique Nord Carança (CMNC, Fig. III.3F). Cette mylonite est associée à un chevauchement d'âge varisque à vergence Sud (*Guitard, 1970 ; Guitard et al., 1998*) et la faille de la Têt recoupe celle-ci.

Au niveau de Thuès-les-Bains, la CZ de la faille de la Têt possède une structuration différente. Celle-ci est multi-cœur au niveau de la gare de Thuès-les-Bains, elle présente plusieurs gouges de failles et zones bréchifiées avec des lentilles de gneiss préservées (Fig. III.2B, *Taillefer et al., 2017*). Il est important de noter que les sources du mur de la faille au niveau de Thuès-les-Bains se localisent dans les 100 premiers mètres de la zone d'endommagement de la faille de la Têt.

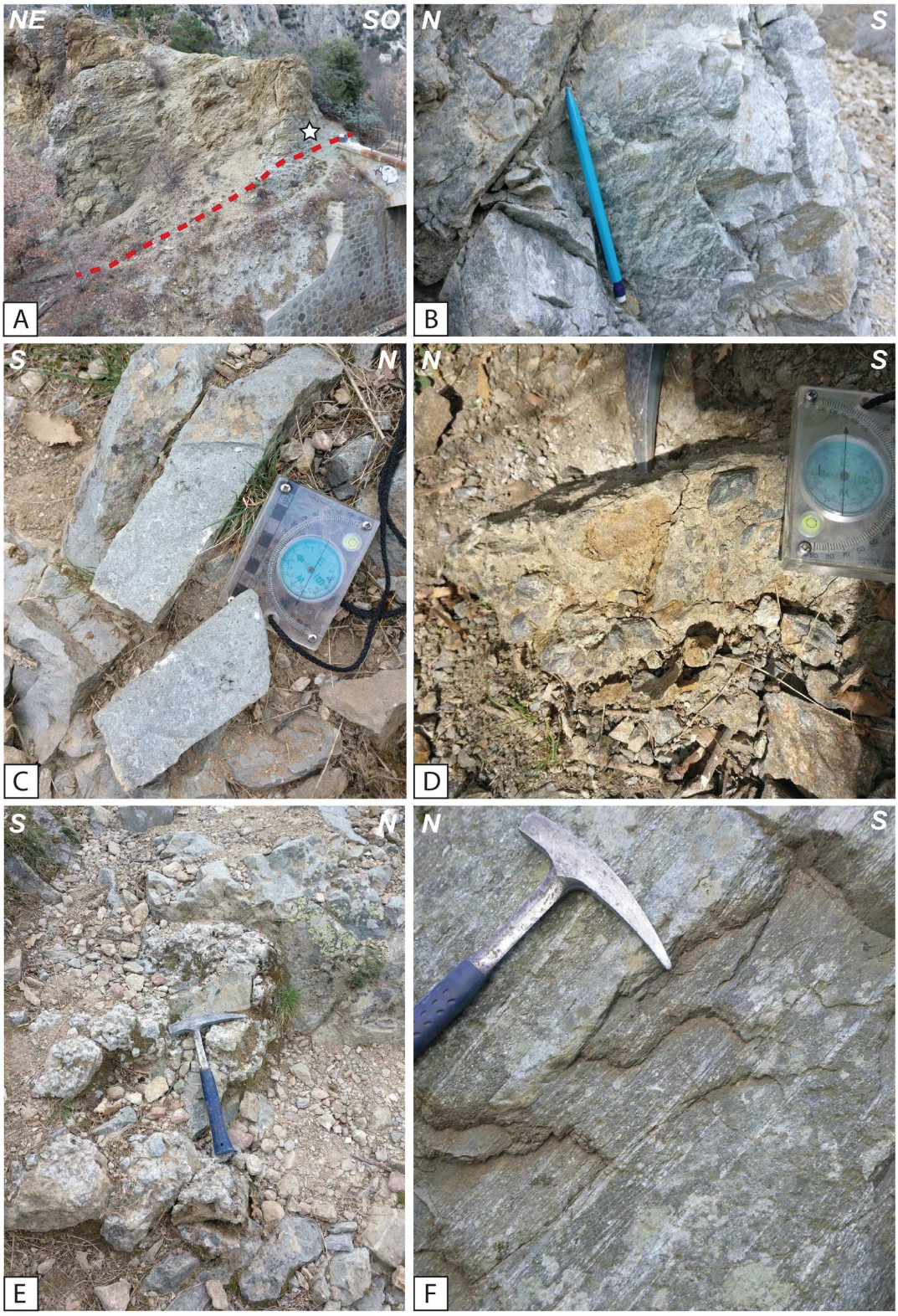


Figure III.3. *Photos des roches de failles au niveau des gorges de la Carança.* ***A.*** *Photo de la CZ proximale de la faille de la Têt au niveau de l'entrée des gorges de la Carança. La gouge de faille est visible au pied du pont de chemin de fer. En tireté rouge le tracé de la faille de la Têt, l'étoile localise la photo suivante.* ***B.*** *Chlorite sur un plan de fractures à proximité de la gouge de faille* ***C.*** *Vue de l'ultra-cataclasite à support siliceux* ***D.*** *Cataclasite à support carbonaté. On peut y distinguer des clastes d'ultra-cataclasite à support siliceux.* ***E.*** *Brèche hydraulique contenue dans les ultra-cataclasites à support siliceux.* ***F.*** *Mylonite varisque du CMNC.*

La « scan-line » réalisée dans les gorges de la Carança présentée dans la Section III.1.A, a permis de distinguer 2 principaux types de fractures à l'échelle de l'affleurement : les fractures sèches (F0) et les fractures minéralisées (F1 : silice, F2 : carbonates et F1+2 : silice aux épontes et carbonates au cœur). La distribution spatiale des densités P20 des fractures sèches ne montre pas de tendance nette avec la distance à la faille de la Têt contrairement aux fractures minéralisées qui diminuent en s'éloignant de la faille de la Têt (Section III.1.A.ii). Cette décroissance n'est pas régulière en raison de la présence de failles secondaires dans la zone d'endommagement (Fig. III.4) qui entrainent des augmentations locales du nombre de fracture minéralisées. Le détail des observations le long de la scan-line est disponible dans l'Annexe 2.

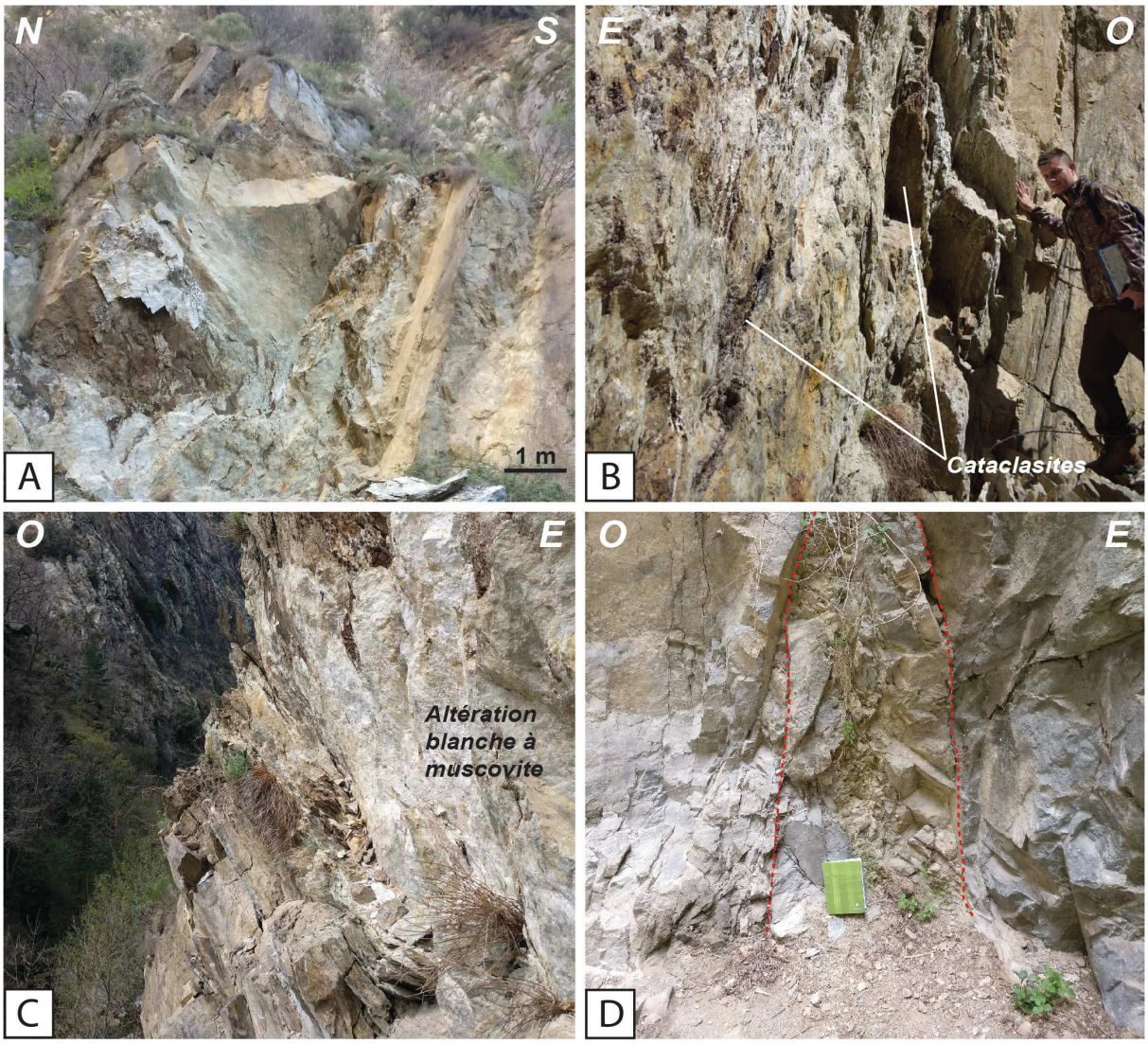


Figure III.4. *Failles secondaires dans les gorges de la Carança.* ***A.*** *Faille NO-SE (N120) située à 450 mètres de l'entrée des gorges.* ***B.*** *Cataclasites sur le plan de faille NO-SE.* ***C.*** *Altération blanche à muscovite sur sur le plan de faille NO-SE* ***D.*** *Faille sèche N020 localisée à 300 mètres de l'entrée des gorges de la Carança.*

La distribution de fréquence cumulée de fractures minéralisées permet de caractériser l'intensité de la fracturation de l'endommagement proximal (inner DZ) et de l'endommagement distal (outer DZ), mais également de définir l'épaisseur de ces différentes zones (Fig. III.5). Notons que l'épaisseur définie pour l'endommagement distal reste discutable au regard du manque d'affleurement et de données après 500 m de distance à la faille. La régression linéaire choisie dans la Figure III.5 minore l'effet des ressauts du nombre de fracture liée à un contraste lithologique ou la présence d'accidents secondaires. Les barres d'erreur associées sont définies grâce à l'utilisation de différentes régressions linéaires. L'épaisseur de la zone d'endommagement de la faille de la Têt de 390 ± 20 m est cohérente avec les lois d'échelles qui montrent une saturation de l'épaisseur de l'endommagement d'une zone de faille pour des rejets supérieurs à plusieurs centaines de mètres (e.g. *Savage et Brodsky, 2011 ; Mitchell et Faulkner, 2012 ; Mayolle et al., 2019a, 2019b*).

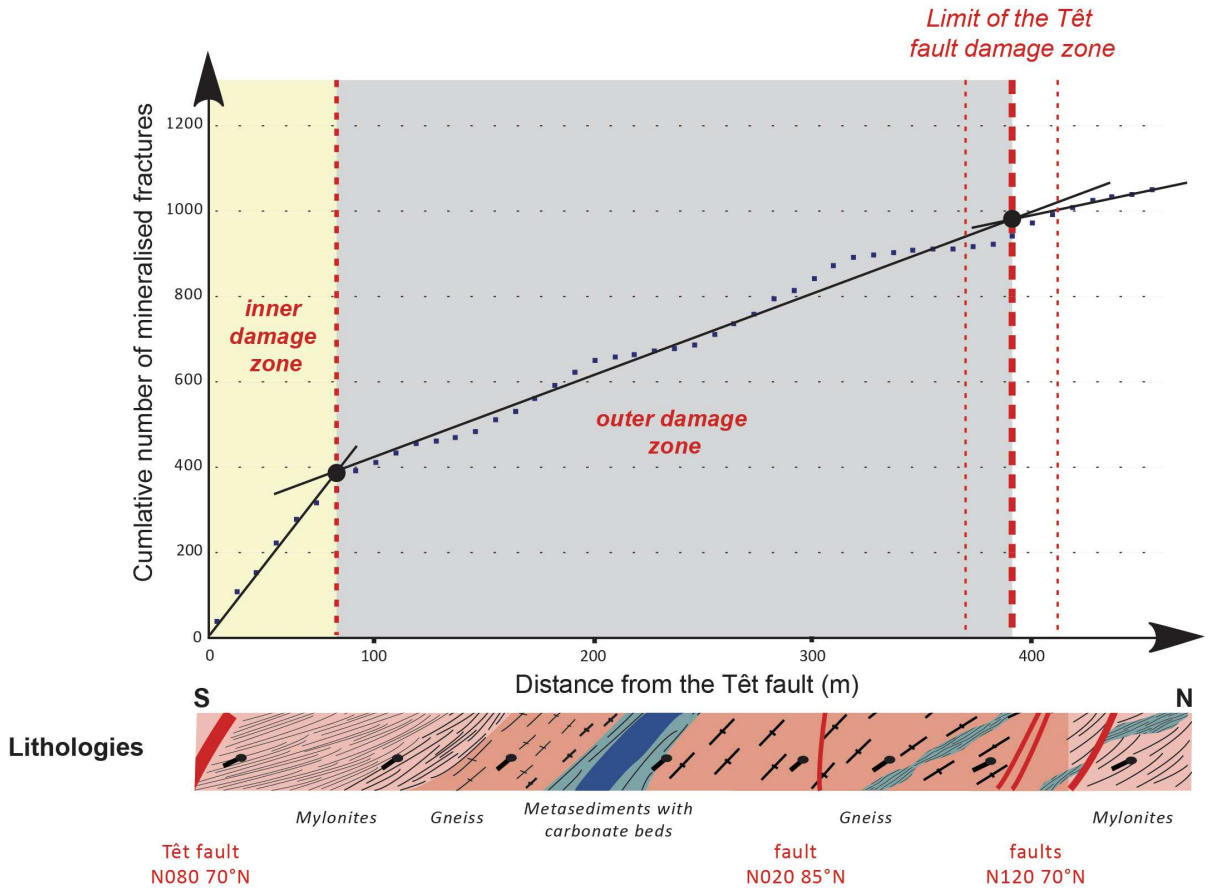


Figure III.5. *Graphique du nombre cumulé de fractures minéralisées en fonction de la distance à la faille de la Têt comptabilisées dans les gorges de la Carança. La lithologie et les accidents sont reportés en dessous de l'axe des abscisses. La DZ proximale (inner DZ) et la DZ distale (outer DZ) sont déterminées grâce à la méthode des ruptures de pentes développée par Choi et al. (2016). L'épaisseur de la DZ est de 390 ± 20 mètres d'épaisseur.*

ii) L'endommagement au niveau du cluster de St-Thomas-les-Bains

A St-Thomas-les-Bains, le cœur de la zone de faille n'est pas clairement visible et seule la présence d'une zone végétalisée suggère l'emplacement d'une roche de faille peu cohésive (gouge ?) au niveau de l'entrée du village de Fontpédrouse. Cependant, l'analyse de la zone d'endommagement proximale révèle une déformation cassante importante avec de nombreuses fractures présentant des remplissages de silice et de carbonates. Localement, il est possible d'observer des brèches hydrauliques qui se mettent en place dans les plans de schistosité de la roche encaissante (Fig. III.5A, B et C).

L'analyse linéamentaire a permis de mettre en évidence une zone de relais de la faille de la Têt au niveau de St-Thomas (Fig. III.1). De plus de nombreuses failles NO-SE intersectent la faille de la Têt (Section III.1.B), la fracturation liée à l'activité de ces failles vient donc se superposer à celle de la faille de la Têt. Au vu des l'endommagement et de l'importance des CZ des accidents NO-SE comme la faille de Fontpédrouse (Fig. III.5D, E et F), il n'est pas exclu que les failles NO-SE dans cette zone localisent des rejets importants.

La discontinuité des affleurements n'a pas permis de mener une étude structurale de type « scan-line » dans cette zone. Toutefois, compte tenu du nombre d'accidents secondaires, il paraît difficile d'estimer précisément la largeur la DZ de la faille de la Têt dans ce secteur, bien que la largeur de la zone d'endommagement semble supérieure à celle mesurée au niveau des gorges de la Carança. Il est important de noter que les sources ne se localisent pas à proximité de la faille de la Têt mais le long d'un accident NO-SE pour les sources de Prats-Ballaguer et à 400 mètres de la faille de la Têt pour les sources de St-Thomas-les-bains.

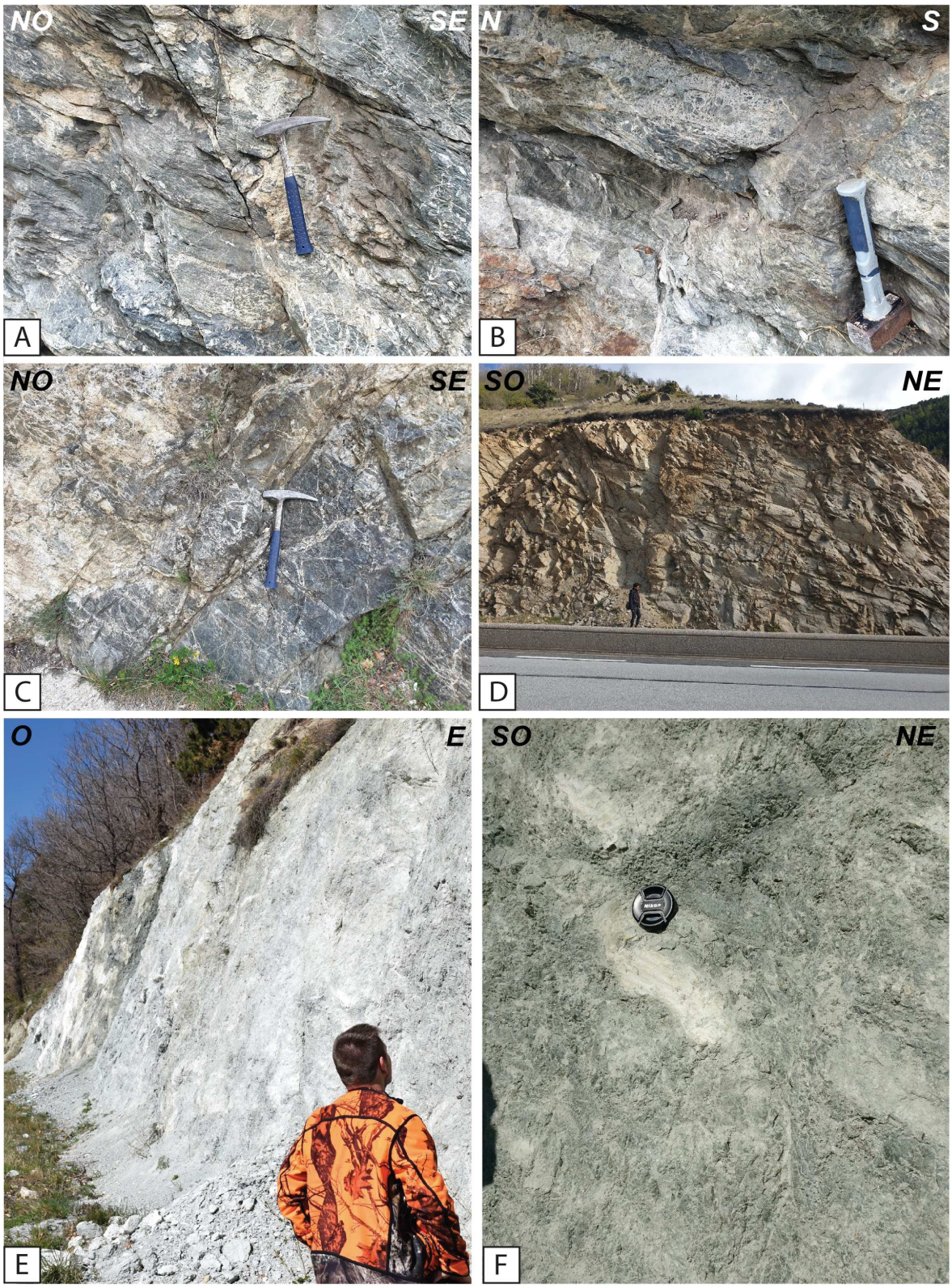


Figure III.6. *Photos de l'endommagement autour du cluster de St-Thomas* ***A.*** *Vue de la DZ dans le mur de la faille de la Têt (Fontpédrouse, environ 50 mètres de la faille).* ***B.*** *Brèche hydraulique dans la DZ de la faille de la Têt à Fontpédrouse (ré-)ouvrant les plans de foliation des gneiss.* ***C.*** *Réseau de fractures minéralisées par de la silice et des carbonates dans la DZ de la faille de la Têt à Fontpédrouse.* ***D.*** *DZ de la faille de « Fontpédrouse » au toit de la faille de la Têt.* ***E.*** *CZ de la faille de Fontpédrouse.* ***F.*** *Zoom sur la gouge de la faille de Fontpédrouse.*

iii) La faille de Py

La faille de Py est un accident majeur du mur de la faille de la Têt qui sépare le massif du Canigou et les massifs du bloc Carança. La faille est visible dans le paysage et tout comme la faille de la Têt, elle est identifiable par la présence de facettes triangulaires (Fig. III.6A). De nombreux filons d'aplites altérées soulignent le passage de la faille visible par exemple le long de la D6 après le village de Py (Fig. III.6B). Sa longueur d'environ 30 km (Fig. III.1) et la largeur de sa CZ d'environ 10 mètres suggère un déplacement important sur la faille de Py, de l'ordre du kilomètre (Fig. III.6C ; e.g. *Fossen, 2015*). Sur cette faille une chloritisation importante est visible sur les plans de fracture de la zone d'endommagement.

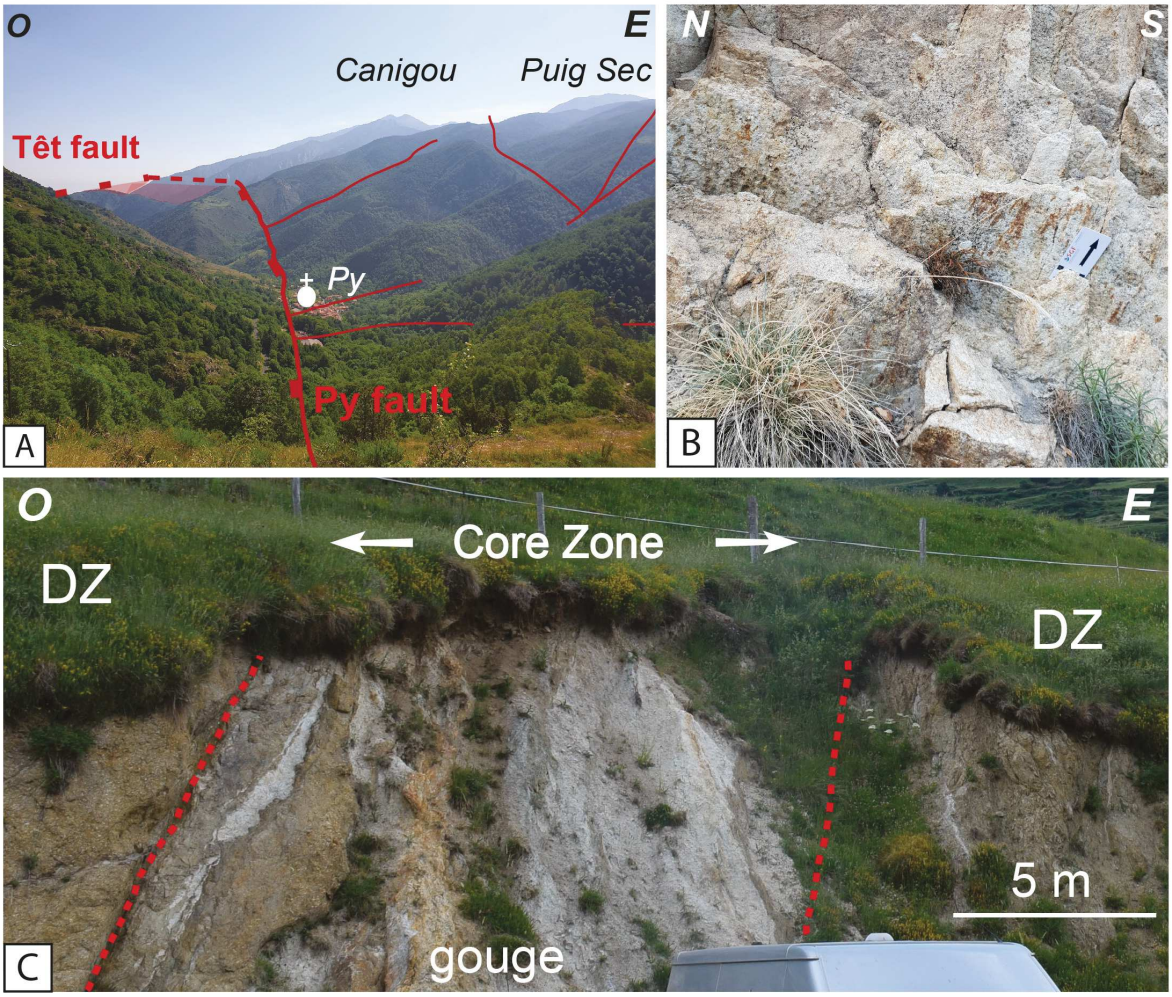


Figure III.7. *Photos de la faille de Py.* ***A.*** *Vue du tracé de la faille de Py depuis le Col de Mantet. En rouge les différentes failles visibles dans le paysage* ***B.*** *Aplite altérée à proximité de la faille de Py, le long la D6 menant au col de Mantet.* ***C.*** *Vue de la gouge constituant la CZ de la faille de Py à l'entrée du village de Mantet. En tireté rouge, les limites de la CZ de la faille de Py.*

Pour résumer

- *Un important réseau de faille cassante est distribué à l'échelle de la partie Est des Pyrénées. La variabilité des orientations indique une histoire tectonique polyphasée qui demeure débattue. L'héritage tectonique lié à la construction de la chaîne est important, une partie des failles NO-SE associée à de la déformation ductile peut être reprise par une activité Néogène en régime cassant.*

- *Les intersections de failles ainsi que les structures majeures forment de potentiels drains pour la circulation des fluides hydrothermaux. Les protolithes cristallins sont davantage susceptibles de maintenir une ouverture de fracture importante en profondeur que les métasédiments.*

- *L'endommagement de la faille de la Têt est hétérogène et ne présente pas les mêmes caractéristiques structurales entre Thuès-les-Bains, la vallée de la Carança et St-Thomas-les-Bains. L'affleurement de la Carança localise différentes roches de failles et fractures qui permettent d'esquisser une chronologie relative de la déformation.*

- *Les évidences de paléo-circulation de fluides (veines, brèche hydraulique, chlorites) sont nombreuses et il convient de caractériser les différentes circulations de fluides qui ont affecté la zone d'endommagement des failles majeures.*

2. La fracturation et les minéralisations à l'échelle microscopique

Dans ce chapitre sont présentées les roches qui constituent le protolithe de la chaîne Canigou-Carança et du massif de Mont-Louis et leur déformation, mais également la fracturation et les remplissages le long des accidents à l'échelle microscopique. Nous regarderons également la position et l'altération des minéraux accessoires dans les différentes lithologies.

A. Les protolithes

Les chaînes du Canigou et de la Carança sont essentiellement composées de gneiss oeillés, dérivant de granites ordoviciens, avec localement des intercalations de métasédiments et des lentilles de marbre. Ces gneiss sont principalement composés de feldspath, quartz et micas (biotite en majorité) alignés le long des plans de foliation. Localement des faciès paradérivés sont également visibles dans le massif Canigou-Carança avec des assemblages quartz, muscovite, biotite et andalousite (Fig. III.7A et B). La déformation hercynienne de ces gneiss acquise pendant une phase d'épaississement crustal (*de Hoÿm de Marien et al., 2019*) est d'intensité variable, avec des yeux de feldspath plus ou moins étirés selon les localités d'observation.

Le long du Chevauchement Mylonitique Nord Canigou (CMNC), ces gneiss sont étirés de manière ductile et forment des mylonites (Fig. III.7C et D) interprétées comme la trace d'un chevauchement vers le sud des unités Nord-Canigou (*Guitard, 1970 ; Guitard et al., 1998*). Les mylonites sont caractérisées par la présence de biotite syncinématique (+/- muscovite et chlorite) mais également par des rubans de quartz recristallisé.

Au mur de la faille de la Têt, des laccolithes granitiques intrudent les gneiss des massifs Canigou et Carança, et sont associés à la mise en place de plutons à l'échelle régionale entre 310 et 290 Ma (*Denèle et al., 2014*). Ces granites forment l'essentiel du massif de Mont-Louis situé au toit de la faille de la Têt (Fig. III.7E). Ils sont caractérisés par un assemblage à hornblende, biotite, plagioclase, quartz et chlorite. Les zircons et apatites de ce granite ne présentent pas d'altération visible en lame mince (Fig. III.7F).

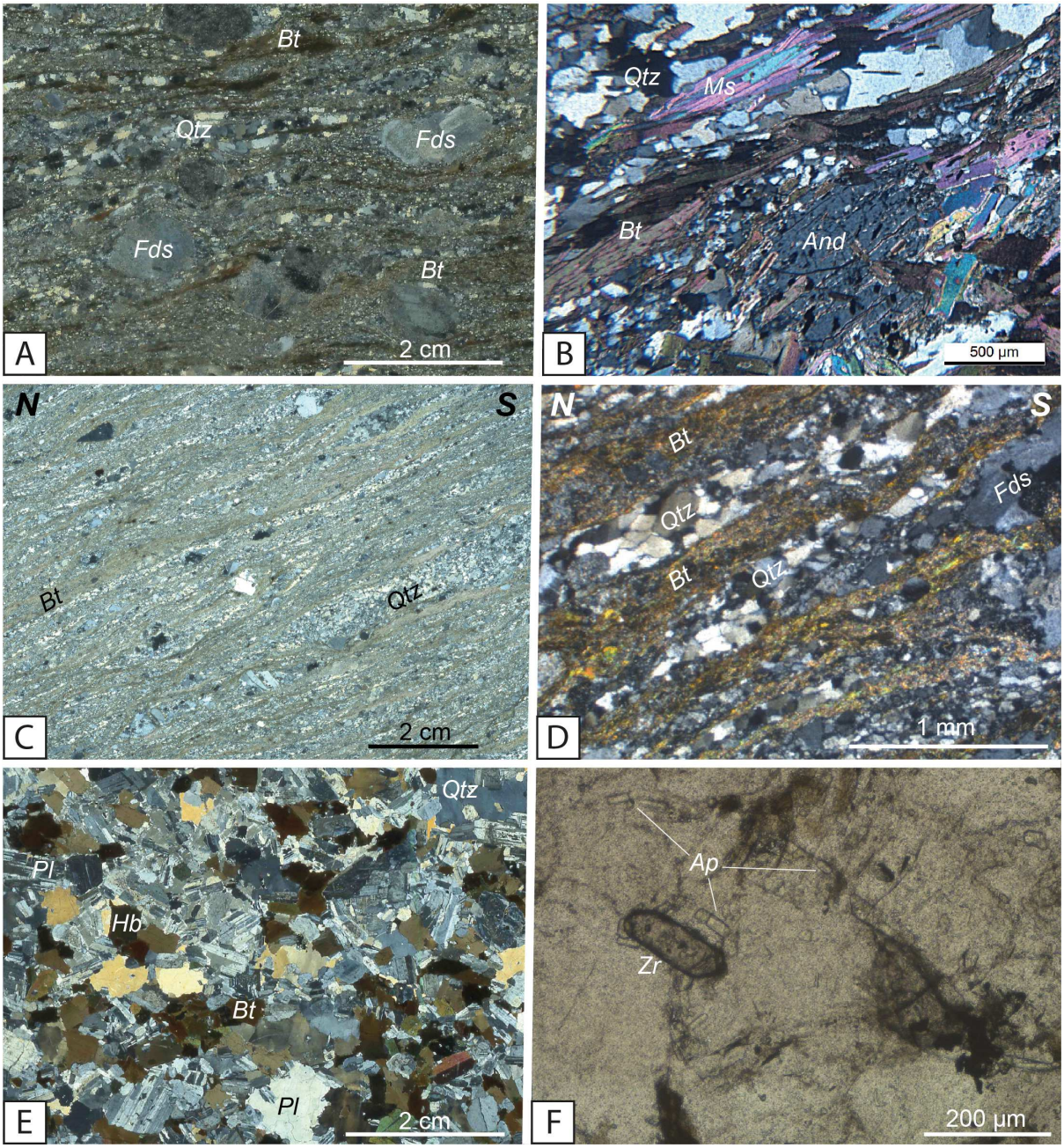


Figure III.8. *Photos microscopiques des principales lithologies rencontrées dans les massifs Canigou-Carança et du Mont-Louis.* ***A.*** *Gneiss du Canigou (CAN9) observé en LPA composé de feldspath (Fds), quartz (Qtz) et biotite (Bt).* ***B.*** *Faciès paradérivé observé en LPA composé de quartz (Qtz), muscovite (Ms), biotite (Bt) et andalousite (And)* ***C et D.*** *Mylonite du CMNC vue en LPA (18CAR7) échantillonnée dans les gorges de la Carança.* ***E.*** *Assemblage minéralogique caractéristique des granites du massif de Mont-Louis (ML2) vu en LPA et composé de hornblende (Hb), biotite (Bt), plagioclase (Pl) et quartz (Qtz).* ***F.*** *Zoom sur les minéraux accessoires en LN : zircon (Zc) et apatite (Ap) dans le granite de Mont-Louis (ML2).*

B. Les zones de faille

i) La faille de la Têt à Thuès-les-Bains

Au niveau de Thuès-les-bains se localisent les sources les plus chaudes de la vallée de la Têt. C'est le seul endroit ou des sources hydrothermales sont visibles de part et d'autre de la faille qui à ce niveau est caractérisée par un contact gneiss-gneiss. Le cœur de la faille présente des lentilles fracturées de gneiss non cataclastique, séparés par des couloirs cataclastiques cisaillants (Fig. III.2). Localement des dépôts carbonatés sont visibles sur les plans de fracture dans la zone de faille.

A l'échelle microscopique, les bandes cataclastiques sont composées majoritairement de clastes de quartz dans une matrice de chlorite et d'oxydes (Fig. III.9A, B). Les blocs de gneiss les plus préservés de la fracturation d'endommagement présentent également un assemblage tardif à chlorite, muscovite et carbonate qui oblitère partiellement l'assemblage varisque. L'observation en cathodoluminescence permet de mettre en évidence la présence de calcite fibreuse (orange en cathodoluminescence) qui se développe essentiellement le long des plans de foliation (Fig. III.9C, D). L'abondance de cet assemblage à chlorite et muscovite décroit en s'éloignant de la CZ de la faille de la Têt pour ne plus se développer quee dans certaines zones de circulations préférentielles dans la roche hôte (Fig. III.9E). Les gneiss situés au toit de la faille à 100 mètres de la faille de la Têt montrent une altération moindre en comparaison des gneiss observés dans le mur de la faille. Ils ne présentent pas cet assemblage tardif à chlorite, muscovite et carbonate caractérisé dans le mur de la faille de la Têt.

Dans les zones de forte altération, la cathodoluminescence permet de mettre en évidence les nombreuses apatites qui se localisent dans les zones altérées mais également dans les clastes préservés de la déformation (Fig. III.9F).

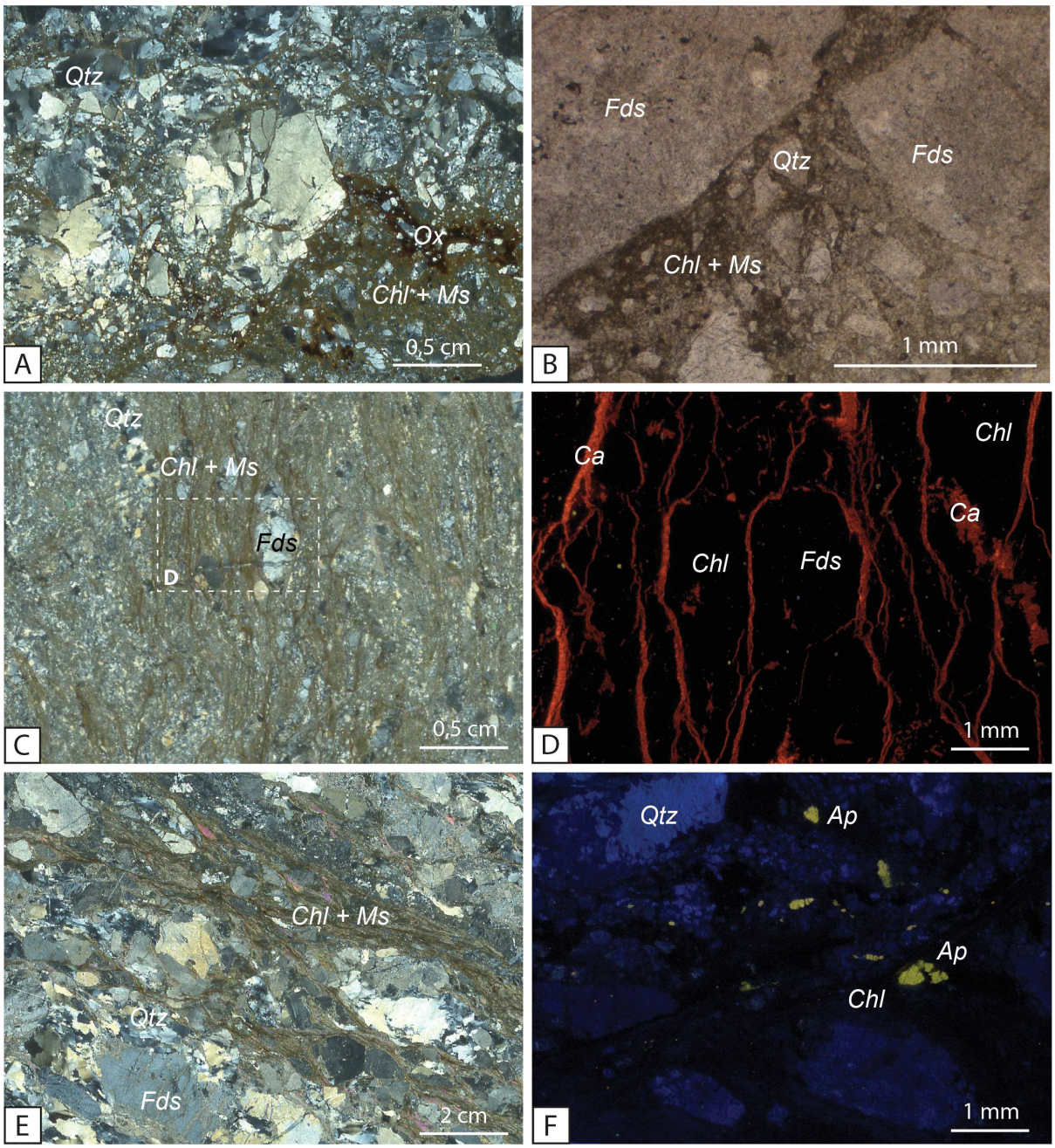


Figure III.9. *Photos microscopiques des roches dans la zone de faille et d'endommagement de Thuès-les-Bains.* ***A.*** *Cataclasite (T2) dans la CZ de la faille de la Têt au niveau de la gare de Thuès-les-Bains vue en LPA. La zone fracturée est soulignée par la présence d'un assemblage à chlorite, muscovite (Chl + Ms) et oxydes (Ox).* ***B.*** *Zoom sur une fracture (19TET4b) remplie par de la cataclasite en LN dans une matrice à chlorite et muscovite (Chl + Ms).* ***C.*** *Vue en LPA d'un gneiss à proximité de la faille de la Têt et des sources hydrothermales (19TET1a) marqué par une présence importante de chlorite et muscovite le long des plans de foliation. Le cadre en pointillé blanc représente la zone étudiée en cathodoluminescence* ***D.*** *Vue en cathodoluminescence du gneiss à proximité des sources hydrothermales (19TET1a), les carbonates (Ca) en orange se localisent dans les plans de foliation.* ***E.*** *Vue en LPA du gneiss (19TET2a) à 250 mètres de la faille de la Têt qui présente un assemblage chlorite et muscovite le long de la foliation qui remplace la biotite varisque.* ***F.*** *Vue en cathodoluminescence des apatites (Ap) en position structurale (19TET2a) dans la zone d'endommagement du mur de la faille de la Têt.*

ii) La faille de la Têt au niveau des gorges de la Carança

Au niveau des gorges de la Carança, on ne trouve aucune évidence en surface de circulation actuelle de fluides. La gouge de faille qui marque l'emplacement de la faille de la Têt (Fig. III.3A, B) est caractérisée par une matrice constituée de clastes de chlorite, muscovite, quartz et localement de carbonates (Fig. III.10A). La cathodoluminescence met en évidence des veines très fines de carbonates recoupant la gouge (Fig. III.10B).

L'ultra-cataclasite montre des clastes de quartz-chlorite de l'ordre de 100 µm et un ciment majoritairement constitué de silice (Fig. III.10C). Très localement la roche présente des évidences de carbonates microcristallins associés à de la chlorite qui recoupent la matrice siliceuse de l'ultra-cataclasite (Fig. III.10D). La brèche hydraulique présente des clastes anguleux de l'ordre du centimètre dans une matrice constituée de calcite micro-sparitique. Certains de ces clastes sont originaires de l'ultra-cataclasite décrite précédemment, suggérant que cette brèche hydraulique est postérieure à l'ultra-cataclasite (Fig. III.10E). A l'entrée des gorges de la Carança, dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt, de nombreuses fractures de silice et carbonates décrites dans la Section III.1.A.ii recoupent les gneiss et mylonites. Dans la DZ proximale, de la calcite lamellaire a également été mise en évidence, reconnaissable par sa forme caractéristique (Fig. III.10F, G). La calcite lamellaire est principalement décrite dans les systèmes épithermaux ; sa cristallisation est associée à des processus de surpression de fluide (*Simmons et Christenson, 1994 ; André-Mayer et al., 2002 ; Chauvet et al., 2006*).

A 400 mètres de la faille de la Têt, plusieurs accidents NO-SE marquent la terminaison de la zone d'endommagement de la faille de la Têt (Fig. III.4B et C). Ces failles sont marquées par une alternance de zones cataclastiques et mylonitiques. La foliation mylonitique est soulignée par des assemblages quartz-muscovite (Fig. III.10H). Cet assemblage minéralogique indique une déformation à la transition ductile-fragile (~ 300 °C, *Bense et al., 2017*), celle-ci est antérieure à la déformation cataclastique qui traduit un rejeu cassant de ces failles NO-SE. Cette superposition de déformation ductile et fragile est également observée sur faille de Fontpédrouse au niveau de St-Thomas-les-Bains qui présente la même orientation (Partie III.1.A.ii).

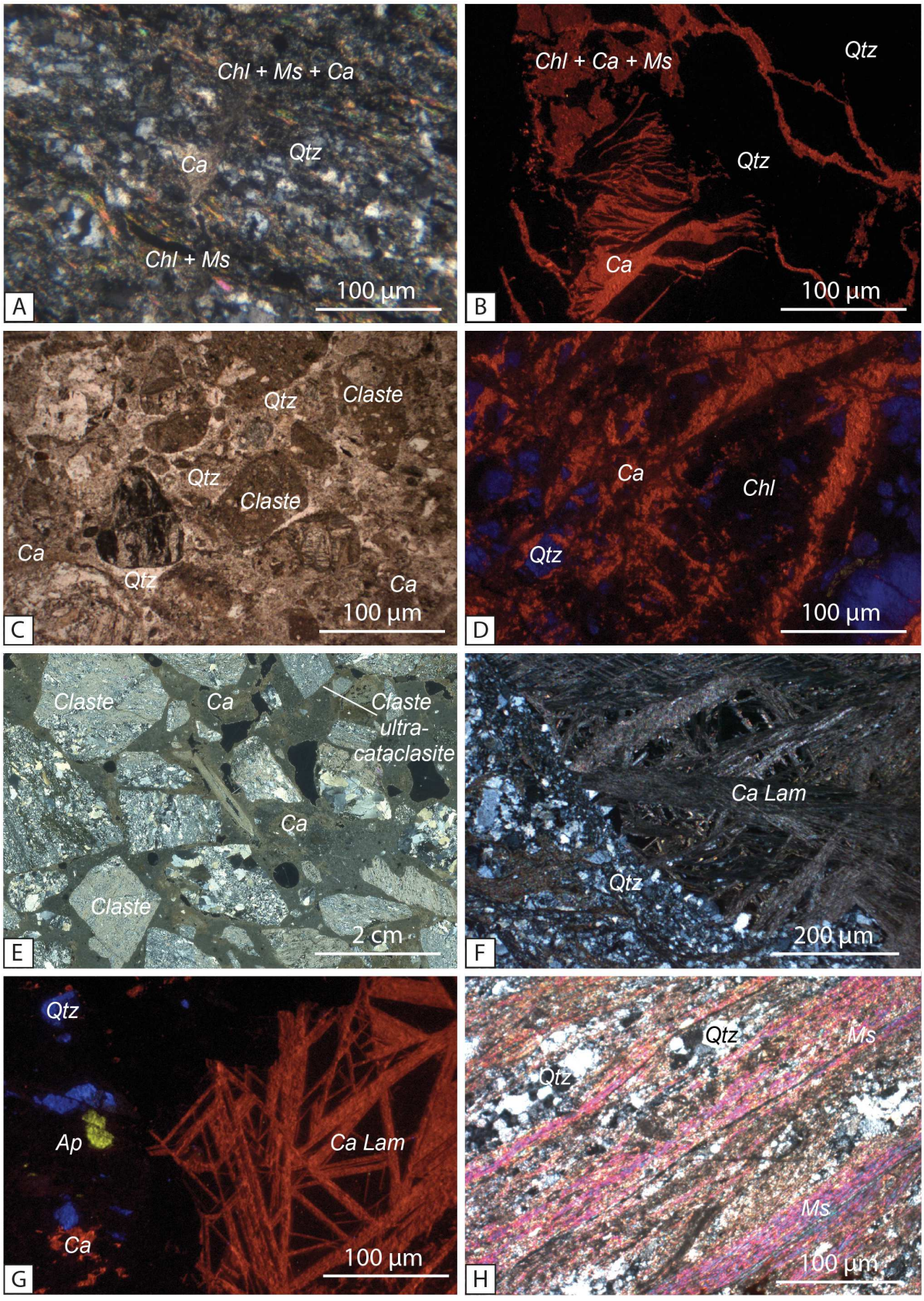


Figure III.10. *Photos microscopiques des différentes roches du cœur de la faille de la Têt au niveau des gorges de la Carança.* ***A.*** *Vue en LPA de la gouge de la faille de la Têt (GM-18-01) qui montre la finesse de l'assemblage minéralogique avec la présence de quartz (Qtz) et des*

assemblages à chlorite et muscovite (Chl + Ms) et chlorite, muscovite et carbonates (Chl + Ms + Ca). ***B.*** *Vue en cathodoluminescence de la gouge de faille montrant les carbonates dans l'assemblage chlorite+muscovite et les calcites sous la forme de veines sur le bas de la photo.* ***C.*** *Vue en LN de l'ultra-cataclasite à ciment siliceux (17CAR3a) qui permet de bien distinguer les clastes et la matrice de quartz (Qtz). Des carbonates sont localement présents (Ca).* ***D.*** *Vue en cathodoluminescence d'une zone carbonatée dans l'ultra-cataclasite (17CAR12). Les carbonates contiennent des clastes du ciment de quartz (Qtz) chlorite (Chl)* ***E.*** *Vue en LPA de la brèche hydraulique à support carbonaté (Ca). Quelques clastes sont issus de l'ultra-cataclasite encaissante.* ***F.*** *Vue de la calcite lamellaire (Ca Lam) en LPA localisée dans la DZ proximale de la faille de la Têt (18CAL2) en bordure d'un claste.* ***G.*** *Vue en cathodoluminescence de la calcite lamellaire (orange), d'une apatite (Ap) fracturée et du quartz (Qtz).* ***H.*** *Zoom sur la foliation de la mylonite de la faille NO-SE. Il est important de noter la présence de muscovite syn-cinématique de petite taille en proportion importante.*

iii) La faille de la Têt au niveau de St-Thomas-les-Bains

Au niveau du cluster de St-Thomas, l'endommagement de la faille de la Têt est marqué par une fracturation importante du protolithe (Fig. III.6A, B, C). La présence d'une zone de relais de la faille de la Têt mais également de nombreux accidents NO-SE dans cette zone concentre une fracturation importante (Fig. III.1). Les roches à proximité de la faille de la Têt sont recoupées par de nombreuses veines de quartz secondaires et localement ces veines présentent des remplissages de carbonates (Fig. III.11A, B, C). Les gneiss moins déformés sont marqués par une chloritisation importante avec quelques veines contenant des oxydes (Fig. III.11D). L'analyse en cathodoluminescence montre des carbonates micro sparitiques associés à de la chlorite disséminée dans la roche (Fig. III.9E). Malgré l'importance de l'endommagement, il est possible de trouver des apatites automorphes qui ne présentent pas d'évidence d'altération en cathodoluminescence (Fig. III.9F).

Les failles NO-SE localisées au toit et au mur de la faille de la Têt présentent différents types de roches de failles dans leur CZ, comme présentée dans la Section III.1.A.ii allant de brèches sur de larges volumes à des ultra-cataclasites et gouges dans des zones plus localisées (Fig. III.9G). L'observation en cathodoluminescence de la zone d'endommagement des accidents NO-SE mets en évidence un assemblage à calcite et muscovite tardif. La Figure III.9H montre que cet assemblage se localise dans les macles des feldspaths.

Ces observations suggèrent une altération tardive de la roche et des felspaths marqué par la présence d'un assemblage à chlorite et muscovite au niveau de l'endommagement de la faille de la Têt mais également dans les failles NO-SE comme la faille de Fontpédrouse.

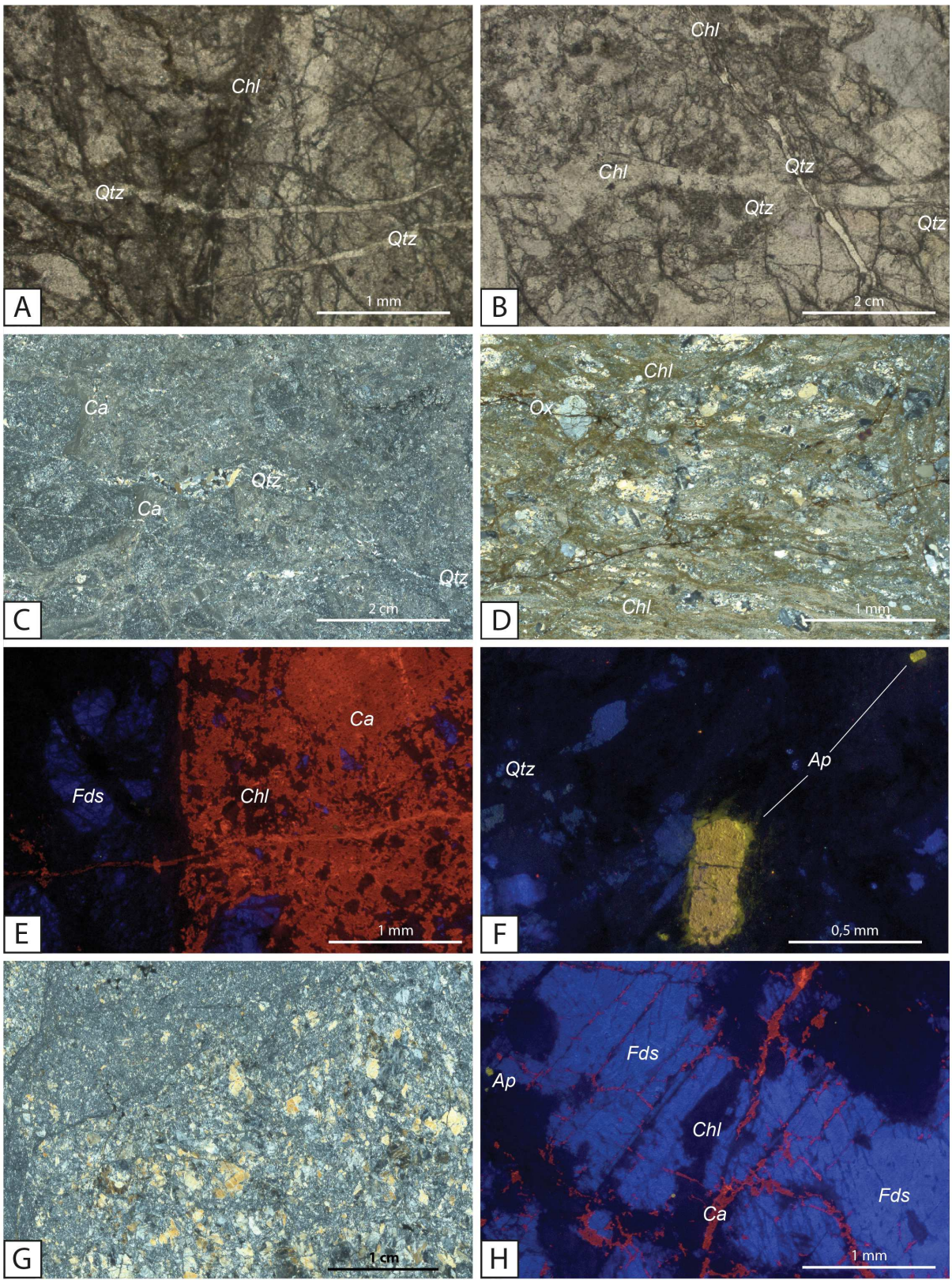


Figure III.11. *Photos microscopiques de la DZ de la faille de la Têt et des failles NO-SE au niveau de St-Thomas* ***A et B.*** *DZ proximale de la faille de la Têt vu en LN au niveau du village de Fontpédrouse (19PB6 et 19PrB1). On y observe de nombreuses veines sèches et d'autres remplies de quartz (Qtz) qui recoupent l'encaissant. Une chloritisation affecte l'ensemble de ces roches.* ***C.*** *Gneiss silicifié de la zone d'endommagement de la faille de la Têt vu en LPA (19PrB3)*

recoupé par des veines de quartz (Qtz) et localement des carbonates (Ca). ***D.*** *Gneiss préservé de la déformation fragile (19PB5), partiellement chloritisé le long des plans de la foliation varisque.* ***E.*** *Carbonatation tardive de la DZ (19PB2) vue en cathodoluminescence.* ***F.*** *Apatite vue en cathodoluminescence dans la DZ (19PB2).* ***G.*** *Cataclasite de la CZ de la faille de Fontpédrouse (19FST13)* ***H.*** *Vue en cathodoluminescence de la DZ de la faille de Fontpédrouse (19SAU1).*

iv) La faille de Py

Les observations sur la faille de Py (Fig. III. 7), qui ne localise actuellement pas de sources chaudes en surface, ont mis en évidence un cœur de faille constitué de gouge et de cataclasites (Fig. III.13A) qui concentre une quantité importante de chlorite. Cette chlorite est visible également le long des fractures dans la zone d'endommagement de la faille de Py. Dans les faciès aplitiques, les altérations blanches correspondent à la percolation des fluides le long de la faille marqué par une transformation partielle des feldspaths en séricite associée à la chlorite (Fig. III.13B).

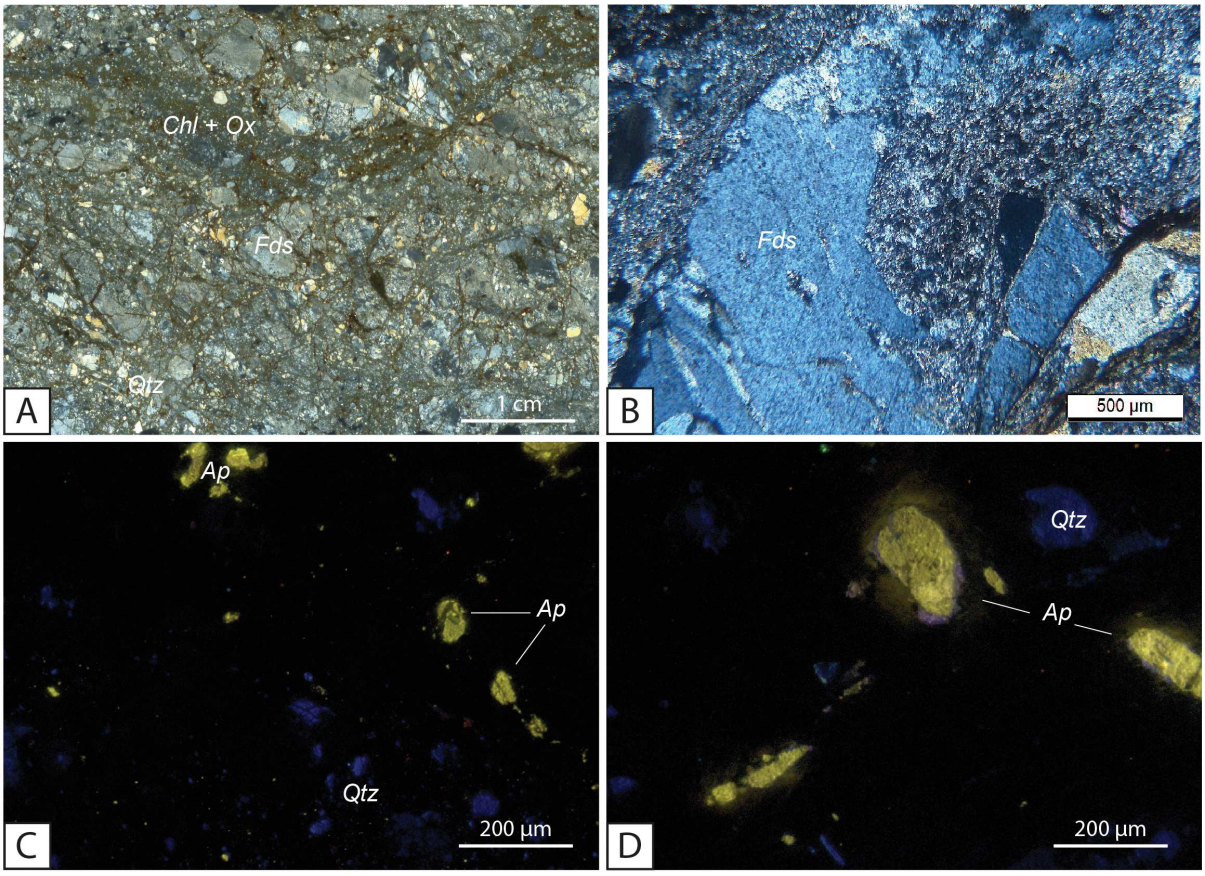


Figure III.12. *Photos microscopiques de la zone d'endommagement de la faille de Py.* ***A.*** *Cataclasite en LPA de la faille de Py, échantillonnée au niveau du village de Mantet (19PY02).* ***B.*** *Vue en LPA de l'altération d'un feldspath en séricite dans une aplite le long de la faille de Py (19PY03).* ***C et D.*** *Photos en cathodoluminescence de différentes apatites dans le cœur et la DZ de la faille de Py (19PY02 et 19PY03).*

Les apatites dans la zone cœur de la faille mais également dans la DZ proximale présentent une altération dont l'intensité est en lien avec la fracturation. Les apatites à proximité des fractures ou dans les fractures sont globalement plus altérées que les apatites hors des zones fracturées, les minéraux altérés présentent des auréoles d'altération violettes en cathodoluminescence (Fig. III.10C et D). Ces teintes sont souvent associées à un enrichissement en Terres Rares dans les bordures du minéral (*Kempe et Götze, 2002 ; Götze, 2012*).

Pour résumer

- *Une déformation ductile associée à l'histoire hercynienne de mise en place des nappes dans le massif du Canigou affecte les roches du mur de la faille de la Têt.*
- *La zone d'endommagement au niveau des gorges de la Carança montre de nombreuses évidences de paléo-circulations de fluides dans la zone d'endommagement.*
- *Un assemblage tardif à carbonate + chlorite ± muscovite caractérise la zone d'endommagement proximale de la faille de la Têt et de la faille NO-SE de Fontpédrouse. Il est plus intensément développé au niveau de Thuès-les-Bains.*
- *Les apatites dans la zone d'endommagement peuvent être impactées par les circulations de fluides ou se trouver dans des zones préservées dans les clastes.*

3. L'étude des inclusions fluides dans les zones de faille

Dans ce chapitre, les résultats préliminaires de l'étude d'inclusions fluides réalisée sur 14 lames épaisses sont détaillés. Ces lames proviennent des principales zones d'activité hydrothermale présentées dans les chapitres précédents : la zone d'endommagement de la faille de la Têt au niveau des gorges de la Carança et du cluster de St-Thomas. Quelques données ont également été acquises à proximité de la faille de Py au niveau de Mantet. Les lames minces de Thuès-les-Bains n'ont pas permis une telle étude en raison de la taille des cristaux dans les veines, pour la plupart mal cristallisés et exempts d'inclusions fluides de taille exploitable. Le but de cette étude microthermométrique est de contraindre la température minimale des fluides à l'origine les différentes minéralisations dans ces zones.

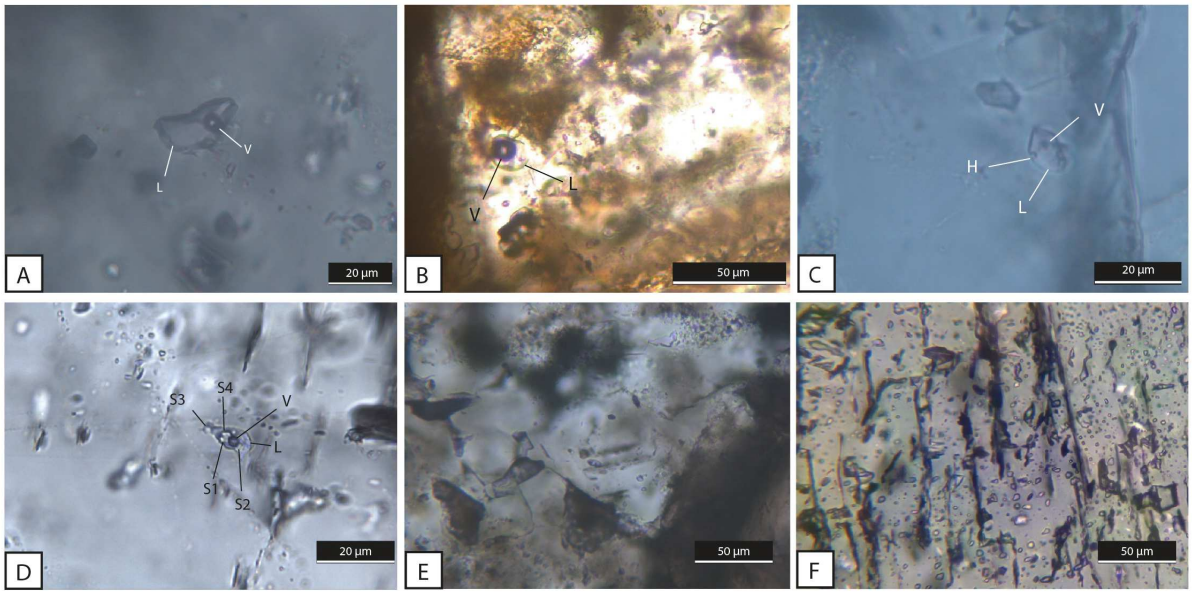


***Figure III.13**. Aspects des différentes inclusions fluides (IF) étudiées. **A.** IF biphasée liquide-vapeur (LV) dans la DZ de la faille de la Têt Carança (17CAR14a). **B.** IF biphasée LV dans la DZ de la faille de Py (19PY2b). **C.** IF triphasée liquide (L), vapeur (V) et halite (H) dans la DZ de la faille de la Têt au niveau de St-Thomas (19Pr03a). **D.** IF complexe : liquide (L) vapeur (V) et solides (S1, S2, S3, S4) dans une géode de quartz dans les gorges de la Carança (17CAR14a). **E.** Vue d'une population d'IF dans un minéral de quartz dans la DZ de la faille de la Têt (17CAR1). **F.** Photo des IF dans la géode de quartz (17CAR14a). De nombreuses IF sont monophasées et certaines IF primaires sont décrépitées.*

Sur 14 lames épaisses réalisées, seules 8 possédaient des inclusions fluides exploitables, avec des tailles de l'ordre de 10 µm (Fig. III.14) : 17CAR1a, 17CAR4b, 17CAR12a et 17CAR14a pour la vallée de la Carança, 19ST01, 19PB06a et FST13 pour la zone de St-Thomas et 19PY02 pour la faille de Py. La totalité des inclusions est piégée dans des minéraux

de quartz. La calcite microcristalline ne présente pas d'inclusions fluides (IF) dans nos échantillons. La majorité des IF étudiées sont primaires et pseudo-secondaires associées à la croissance du minéral (cf. Section II.1.B.iii).

Tableau III.1. *Tableau de l'ensemble des résultats de l'étude microthermométrique. Les valeurs de températures en italiques sont des valeurs minimales ou pour laquelle l'IF est déstabilisée indiquée par un (D) Les acronymes utilisés sont : LV :Liquide-Vapeur, LVH : Liquide Vapeur Halite, LVHS : Liquide Vapeur Halite Solide pour le type d'inclusion et P : Primaire, PS : Pseudo Secondaire pour la position.*

Localisation	Structure	Echantillon	ID	Type	Position	Minéral	Commentaires	Te (°C)	Tmice (°C)	Th (°C)	Tmh (°C)
Gorges de la Carança	géode dans la DZ de la faille de la Têt	17CAR14a (A)	1	LVHS	PS	Qtz		-60.2	-42.1	*400 (D)*	-
		17CAR14a (A)	2	LVHS	PS	Qtz		-	-52.4	*400 (D)*	-
		17CAR14a (A)	3	LVHS	PS	Qtz		-	-52.2	*380 (D)*	-
		17CAR14a (C)	4	LVH	PS	Qtz	Qtz clair	-56	0.2	326.1	*450*
		17CAR14a (C)	5	LVH	PS	Qtz	Qtz clair	-61	0.2	*320*	-
		17CAR14a (C)	6	LVH	PS	Qtz	Qtz clair	-58.1	0.2	144.3	207.8
		17CAR14a (C)	7	LV	PS	Qtz	Qtz clair	-56.2	0.2	*320*	-
		17CAR14a (C)	8	LV	PS	Qtz	Qtz clair	-56.3	0.2	*320*	-
		17CAR14a (C)	9	LVH	PS	Qtz	Qtz clair	-52.1	0.2	*350*	-
	veine de quartz dans mylonite DZ de la faille de la Têt	17CAR1A(B)	10	LVHS	PS	Qtz		-60.4	0.0	*300 (D)*	-
		17CAR1A(B)	11	LVH	S	Qtz		-60.6	0.2	166.2	346.4
		17CAR1A(B)	12	LVH	PS	Qtz		-62.2	0.2	303.6	*380*
		17CAR1A(B)	13	LVHS	PS	Qtz		-	0.2	*300 (D)*	-
		17CAR1A(A)	14	LVH	PS	Qtz		-75.5	-28.4	*300*	-
		17CAR1A(A)	15	LVH	PS	Qtz		-71.7	-24.2	*300*	-
		17CAR1A(B)	16	LVH	PS	Qtz		-	0.2	202.2	*300*
		17CAR1A(A)	17	LVH	PS	Qtz		-44.1	-24.2	*300*	-
		17CAR1A(B)	18	LV	P	Qtz		-27.6	0.2	215.9	-
		17CAR1A(B)	19	LV	P	Qtz		-	0.2	162.5	-
	ultra-cataclasite CZ de la faille de la Têt	17CAR12a (A)	20	LVH	PS	Qtz		-	-5	*350*	-
		17CAR12a (A)	21	LVH	PS	Qtz	géode dans matrice	-53.3	-1.5	*350*	-
		17CAR12a (A)	22	LVH	PS	Qtz	géode dans matrice	-61	-1.5	*350*	-
	brèche hydraulique CZ de la faille de la Têt	17CAR4b	23	LV	PS	Qtz	Qtz recristallisé	-	-	217.6	-
		17CAR4b	24	LVH	PS	Qtz	Qtz recristallisé	-59.2	-	143.8	220.1
		17CAR4b	25	LVH	PS	Qtz	Qtz recristallisé	-	-21.2	123.6	217.6
		17CAR4b	26	LVH	PS	Qtz	Qtz recristallisé	-	-27.2	123.8	199.7
		17CAR4b	27	LVHS	PS	Qtz	Qtz recristallisé	-	-	221.8	*320*
St-Thomass	veine de quartz d'orientation N030 Fontpédrouse DZ de la faille de la Têt	19ST01 (B)	46	LV	PS	Qtz		-6.3	0.1	384.3	-
		19ST01 (B)	47	LVH	PS	Qtz		-12.9	0.2	280.8	-
		19ST01 (A)	48	LV	P	Qtz	Qtz automorphe	-8.4	-0.1	245.6	-
		19ST01 (A)	49	LV	P	Qtz	Qtz automorphe	-13.2	-0.1	270.1	-
		19ST01 (A)	50	LV	PS	Qtz		-9.4	0.2	311.7	-
		19ST01 (A)	51	LV	PS	Qtz		-12.3	0.3	251.3	-
	vein de quartz N155 Prats-Ballaguer DZ de la faille de la Têt	19PB06a (A)	28	LVH	PS	Qtz		-81.2	-2.1	*400*	-
		19PB06a (A)	29	LVH	PS	Qtz	zone fracturée	-	-6.4	306.7	-
		19PB06a (B)	30	LVH	PS	Qtz		-46.3	-2.2	*320*	-
		19PB06a (A)	31	LV	PS	Qtz		-58.4	0	214.7	-
		19PB06a (A)	32	LV	PS	Qtz		-	0.1	182.3	-
		19PB06a (A)	33	LV	PS	Qtz		-	-0.1	212.8	-
		19PB06a (A)	34	LV	PS	Qtz		-	0.0	251.1	-
		19PB06a (A)	35	LV	PS	Qtz		-	0.1	316.2	-
		19PB06a (A)	36	LV	PS	Qtz		-	0.2	232.7	-
	faille NO-SE toit de la faille de la Têt	FST13a	37	LVH	P	Qtz		-53.8	-1.6	250.1	*300*
		FST13a	38	LVH	PS	Qtz		-	-1.2	300.2	*300*
		FST13a	39	LVS	PS	Qtz		-	-22.9	142.6	*240 (D)*
		FST13a	40	LVH	PS	Qtz		-	-20.8	191.2	231.4
		FST13a	41	LVH	PS	Qtz		-52.2	-17.5	199.3	*300*
		FST13a	42	LVH	PS	Qtz		-	-14.5	232.1	*300*
		FST13a	43	LVH	P	Qtz	Qtz dans claste	-49.2	-22.5	320.4	-
		FST13a	44	LVH	P	Qtz	Qtz dans claste	-47.2	-17.7	287.4	*340*
		FST13a	45	LVH	PS	Qtz		-46.8	-17.8	244.7	*340*
Faille de Py	cataclasite CZ de la faille de Py (Mantet)	19PY02 (B)	52	LVH	P	Qtz		-63.4	-53.2	*300*	-
		19PY02 (B)	53	LV	P	Qtz	Qtz dans matrice	-	-3.5	164.7	-
		19PY02 (B)	54	LVH	P	Qtz	Qtz dans matrice	-	-0.8	184.2	*300*
		19PY02 (B)	55	LVH	P	Qtz		-	-	162.9	*300*

Note : Les données en italique gris sont les température pour lesquelles les inclusions fluides ont été destabilisées (D) ou une limite analytique liée à l'instrument.

Les inclusions présentent des dimensions qui sont à la limite analytique du microscope et n'ont donc pas toujours permis l'acquisition des différentes températures de changement de phase (cf. Section II.1.B.iii), d'où les températures manquantes dans le Tableau III.1. En outre, certaines inclusions n'ont pas pu atteindre leur température d'homogénéisation (Th) ou leur

température de fusion de la halite (Tmh) à cause de problèmes techniques entre 300 et 400 °C et de la déstabilisation d'une partie des IF avec l'augmentation de la température. Les valeurs de Th et Tmh en gris dans le Tableau III.1 sont donc des valeurs minimales.

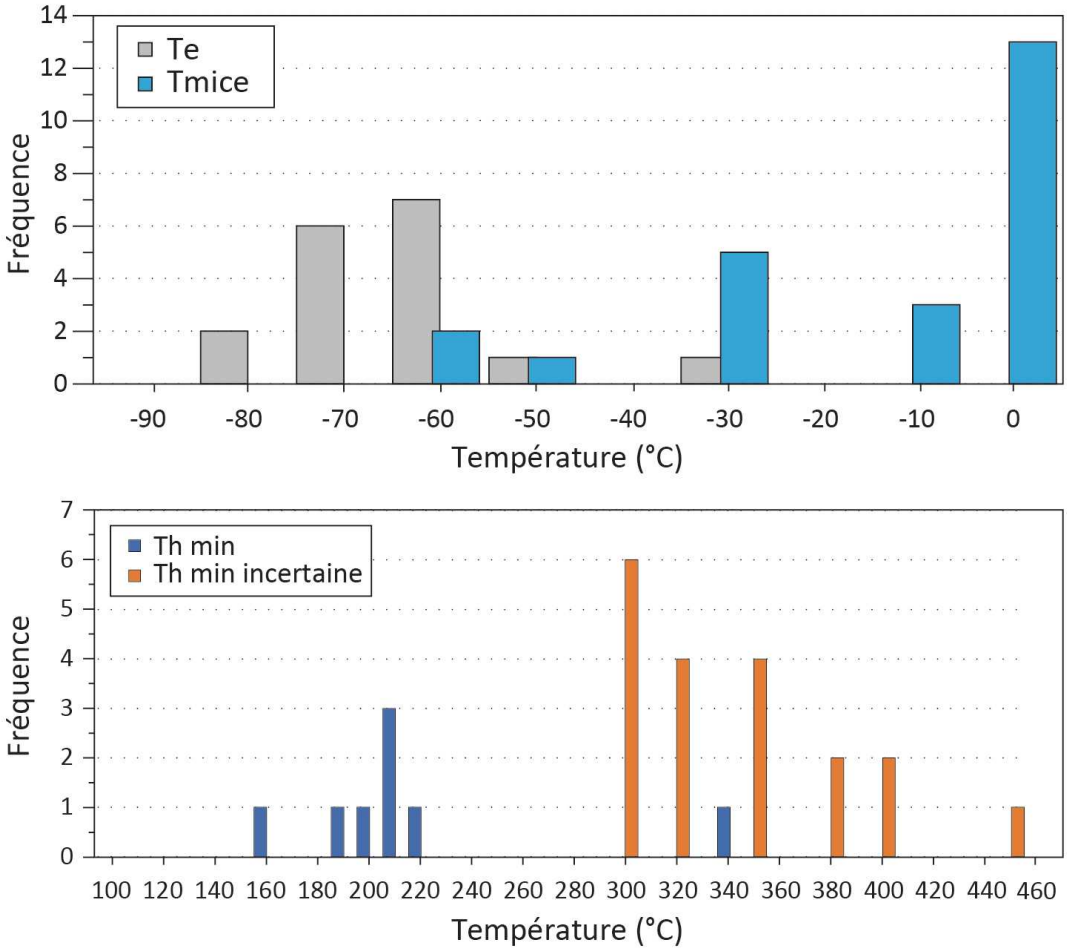


Figure III.14. *Histogrammes des températures eutectique (Te), des températures de fusion de la glace (Tm_{ice}) et températures d'homogénéisation (Th) dans la DZ de la faille de la Têt au niveau de la vallée de la Carança.*

Les températures eutectiques Te sont comprises sont entre -75,5 et -27,6 °C. Trois populations de Tm_{ice} (température de fusion de la glace) peuvent être distinguées, entre -52,2 et -42,1 °C, entre -28,4 et -21,2 °C et entre 0 et 0,2 °C. Il est important de noter que dans ces différents quartz, une partie des IF a été déstabilisée durant le chauffage indiquant que le fluide n'est pas à l'équilibre dans ces inclusions (*van den Kerkhof et Hein, 2001*). De plus, la présence de plusieurs phases solides suggère une chimie complexe du fluide (Fig. III.13D). Les résultats pour la vallée de la Carança indiquent des températures minimales de formation des IF supérieures à 300 °C pour les IF pseudo-secondaires de la géode de quartz (17CAR14a), de la veine de quartz dans les mylonites (17CAR1a) et de l'ultra-cataclasite (17CAR12a). Les deux

seules IF primaires de type LV (Liquide-Vapeur) analysées suggèrent des températures minimales du fluide entre 162,5 et 215,9 °C au cours de la formation de ces quartz. Les températures obtenues dans les quartz recristallisés des clastes de la brèche hydraulique indiquent des températures minimales du fluide plus basses que pour les trois échantillons précédents, comprises entre 199,7 et 221,8 °C (Fig. III.14). Les paramètres associés à ces IF indiquent des salinités de l'ordre de 30 % eq. NaCl et des pressions lors du piégeage ces IF entre 1500 et 2000 bars en considérant un système H20-NaCl (*Steele-MacInnis et al., 2012*).

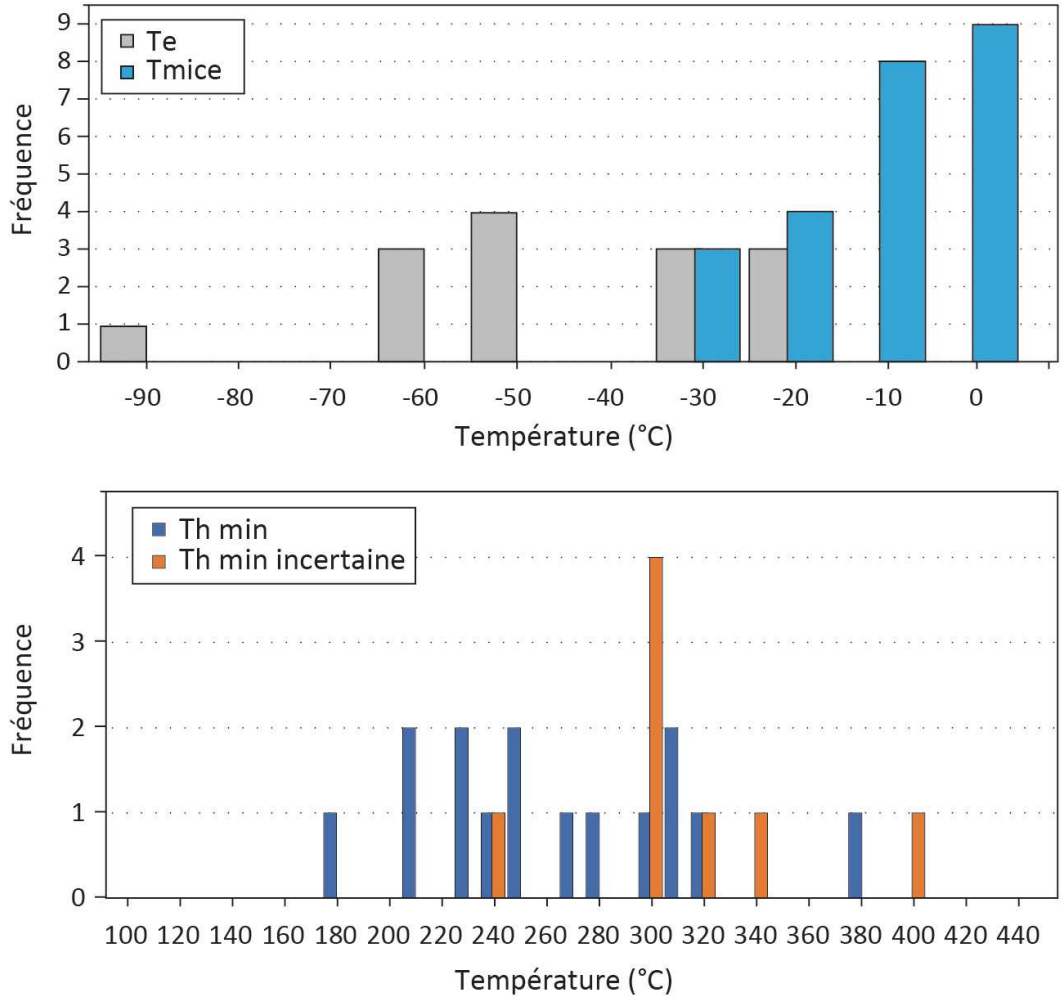


Figure III.15. *Histogrammes des températures eutectique (Te), des températures de fusion de la glace (Tm_{ice}) et températures d'homogénéisation (Th)) dans la DZ de la faille de la Têt au niveau de St-Thomas.*

Au niveau de St-Thomas, les IF dans les quartz bien cristallisés à proximité de la faille de la Têt (19PB06a et 19ST01) indiquent deux types de Te : inférieures à -45 °C et comprises entre -15 et -6 °C, l'ensemble des Tm_{ice} obtenues est compris entre -2 et 0 °C. Les IF de type LVH suggèrent des températures minimales du fluide supérieures à 300 °C et des températures

comprises entre 182,3 et 384 °C pour les inclusions de type LV, avec une majorité d'entre elles comprises entre 182,3 et 270,1 °C. Dans la faille de NO-SE de Fontpédrouse, les Te varient entre -53,8 et -46,8 °C, les Tm_{ice} plus variables s'étalent entre -22,9 et -1,2 °C. Le peu d'analyses dans la faille de Py ne permet pas de commenter ces températures. Les températures minimales des fluides sont supérieures à 300 °C quel que soit le type d'inclusion dans la faille NO-SE de Fontpédrouse mais également dans la CZ de la faille de Py (Fig. III.15).

Les données présentées ici demeurent encore qualitatives et préliminaires. Il serait nécessaire d'analyser un nombre plus important d'IF pour avoir une étude statistiquement robuste. Il est important de rappeler que les résultats présentés concernent seulement le quartz dans la zone d'endommagement, aucune donnée n'a pu être obtenue sur les carbonates dans la zone. Pour les trois zones étudiées, les IF piégées dans le quartz indiquent des températures de fluides supérieures à 150 °C.

Au niveau des gorges de la Carança, les quartz bien cristallisés dans la géode ou la veine suggèrent la présence de fluides avec des températures supérieures à 300 °C lors de leur mise en place. Les quartz recristallisés dans la brèche hydraulique présentent quant à eux des températures minimales de fluides moins importantes de l'ordre de 200 °C. Ces températures peuvent permettre la recristallisation des quartz en présence d'eau à pH élevé (*Crundwell, 2017*) et sont cohérentes avec les températures maximales des circulations hydrothermales actuelles de l'ordre de 150 °C (*Taillefer et al., 2018*). Bien que peu contraintes, les températures obtenues dans la brèche hydraulique sont compatibles avec la présence de paléo-circulations tardives dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt au niveau de la Carança.

À l'échelle de St-Thomas, le nombre d'analyses ne permet pas de clairement distinguer de populations basées sur les températures minimales des fluides qui varient entre 180 et > 300 °C. Cela n'exclut pas la possibilité de plusieurs épisodes de circulations de fluides mais ne permet pas de clairement les distinguer. Les quelques analyses effectuées sur les quartz de la faille de Py suggèrent des températures de fluides supérieures à 300 °C.

4. Chronologie des différentes déformations et altérations

En considération de la complexité de l'histoire tectonique de la zone et des différents assemblages minéralogiques observés, la Figure III.16 tente de replacer l'ensemble des observations précédentes dans le modèle tectonique de la zone présenté à l'issue de la Section III.1.A.ii.

Toutes les phases de déformation hercyniennes qui affectent les gneiss du Canigou (*de Hoÿm de Marien et al., 2019*) ne figurent pas sur cette figure et seules les mylonites du CMNC que nous avons étudiées ont été prises en compte. Ces mylonites présentent un assemblage à biotite, quartz et feldspath, cette déformation affecte les gneiss oeillés du Canigou qui possèdent une composition minéralogique similaire. Au sein de ces gneiss, il est possible d'observer les effets d'altérations diverses (chloritisation des biotites, séricitisation des feldspaths) qui peuvent être associé à la circulation de fluides tardi-hercyniens ou crétacés, reconnus par ailleurs dans la Zone Axiale des Pyrénées Orientales (*Fallourd et al., 2014 ; Boutin et al., 2016*). Les mylonites du CMNC paraissent imperméables à ces circulations de fluides et ne présentent pas ces altérations.

L'épisode tectonique pyrénéen (Éocène) est marqué dans la partie Est des Pyrénées par la présence de failles NO-SE soulignées par des couloirs mylonitiques souvent sub-verticaux (*Maurel et al., 2003*). Ces couloirs recoupent la foliation varisque dans le mur de la faille de la Têt. Ces mylonites sont caractérisées par la présence de muscovites syn-cinématiques de petite taille et du quartz microcristallin qui indiquent des conditions de déformation à la limite ductile-fragile pour des températures de l'ordre de 300-350 °C (*Bense et al., 2017*).

Le démarrage de l'activité cassante le long de la faille de la Têt est marquée par la présence d'une ultra-cataclasite à ciment de silice qui se développe sur plusieurs mètres dans la vallée de la Carança et qui présente localement des évidences de chloritisation. L'âge de cette déformation est difficile à contraindre et plusieurs hypothèses peuvent être avancées. Ces ultra-cataclasites pourraient être associées à : i) un rejeu Éocène tardif de la faille de la Têt à des températures moins importantes que pour la déformation mylonitique précédemment évoquée ; ii) le jeu normal de la faille de la Têt à l'Oligo-miocène.

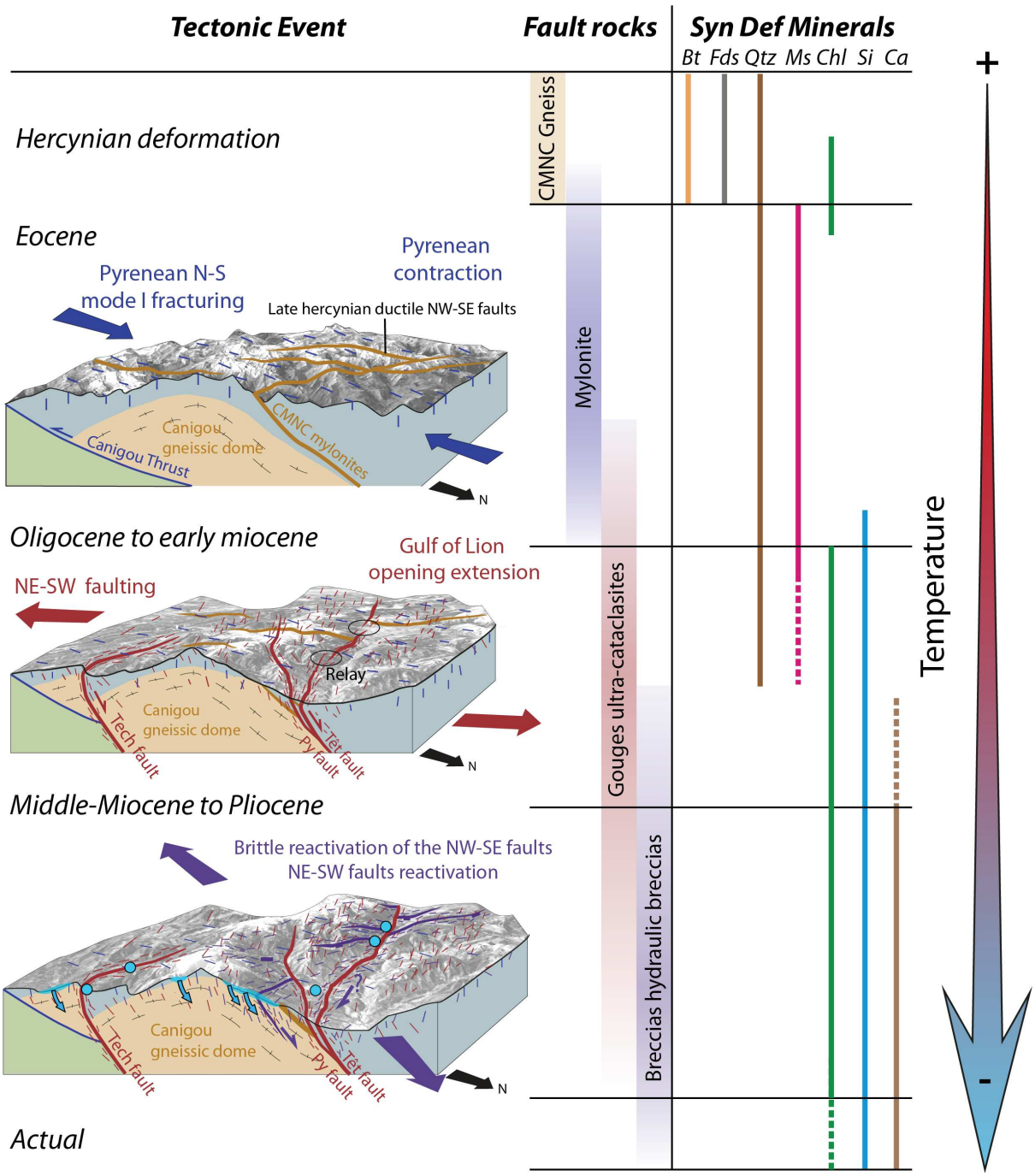


Figure III.16. *Figure synthétique des différentes phases de déformations dans la partie Est des Pyrénées et des observations à l'échelle de la zone de faille et des lames minces. (Bt : biotite, Fds : feldspath, Qtz : quartz, Ms : Muscovite, Chl : chlorite, Si : Silice, Ca : Calcite).*

En se rapprochant du cœur de la faille de la Têt, cette ultra-cataclasite est reprise par une cataclasite à matrice carbonatée, avec localement la mise en place de brêches hydrauliques à support carbonaté injectées entre les plans de l'ultra-cataclasite à matrice siliceuse. Des veines de carbonate recoupent également l'assemblage minéralogique de la gouge du cœur de la faille, suggérant que la gouge est antérieure à cet épisode carbonaté. L'assemblage minéralogique de la gouge est constitué en majorité de quartz, chlorite et muscovite qui se développent durant les différentes périodes d'activité de la faille, en partie en relation avec la formation des ultra-cataclasites à matrice siliceuse. La même chronologie relative des minéralisations associées aux fluides est visible au niveau des fractures dans la vallée de la Carança qui présentent systématiquement de la silice aux épontes et des carbonates au cœur. Les données inclusions fluides montrent que les fluides associés à la mise en place de la brèche hydraulique ont des températures minimales moins élevées que les fluides associés aux déformations cassantes antérieures le long de la faille de la Têt.

Dans l'endommagement de St-Thomas, l'importante fracturation ne permet pas d'utiliser les critères précédents de recoupement, la superposition de failles NO-SE accentuant fortement le réseau de fracturation. L'endommagement au niveau de ces failles est marqué par la présence importante de chlorite. La présence de cataclasite dans les CZ des failles NO-SE indique une activité en régime cassant qui se superpose à une déformation plus ancienne à la limite ductile-fragile.

Le chapitre suivant va tenter de replacer ces évènements tectoniques et hydrothermaux à l'aide de datations (U-Th)/He, traces de fission et $^{40}Ar/^{39}Ar$.



Partie IV : La thermochronologie couplée à l'analyse des Terres Rares: un outil pour l'exploration géothermique

1. Échantillonnage et analyse des apatites et zircons **227**

A. L'échantillonnage 227

B. Étude à la microsonde et au microscope électronique à balayage 229

C. Analyse La-ICPMS de la distribution de l'uranium et du thorium 232

2. Thermochronologie (U-Th)/He sur apatite couplée à l'analyse des Terres Rares le long de la faille de la Têt **236**

A. Article 2: "*Mapping a geothermal anomaly using (U-Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France*" 236

B. Article 3: "*Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (U-Th)/He apatite thermochronology and REE analyses, the example of the Têt fault (Pyrenees, France)*" 246

C. Datations (U-Th)/He et analyses Terre rares sur apatite complémentaires le long de la faille de la Têt 272

D. Datations (U-Th)/He sur apatite dans le massif du Canigou et le long de la faille de Py 276

3. Analyse complémentaire des éléments traces et des Terres rares dans les apatites datées et caractérisation des gaz dissous dans les eaux **283**

A. Les éléments traces et les Terres rares dans les apatites 283

B. Mesure des gaz dissous dans les eaux hydrothermales 290

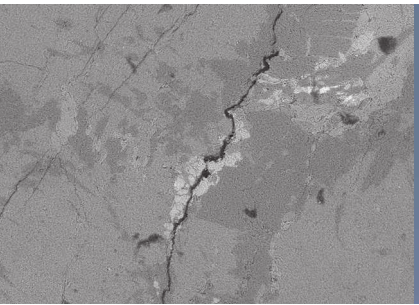
C. L'impact de l'hydrothermalisme sur les apatites 294

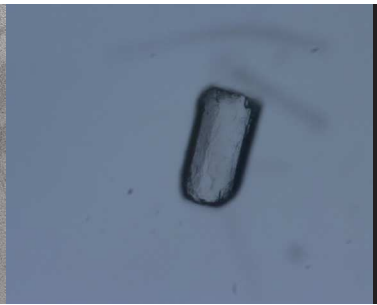
4. Thermochronomètres de plus hautes température et datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ le long de la faille de la Têt **298**

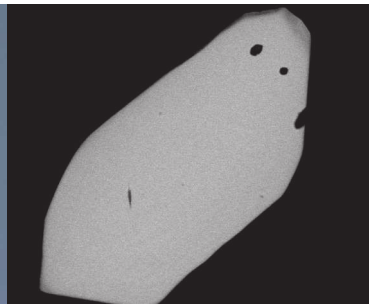
A. Datations traces de fission sur apatite 299

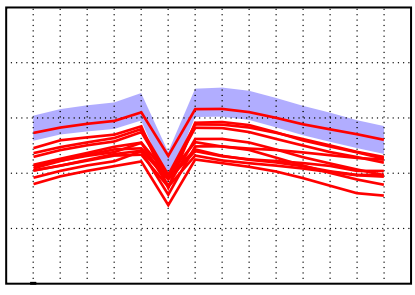
B. Datations (U-Th)/He sur zircon 300

C. Datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ des failles 302









Partie IV : La thermochronologie couplée à l'analyse des Terres Rares : un outil pour l'exploration géothermique

Cette partie est divisée en quatre chapitres. Le premier a pour but de replacer l'échantillonnage dans le contexte régional. Il décrit également les différentes analyses réalisées afin de déterminer la chimie des grains et des inclusions dans les minéraux d'apatite et de zircon. Le deuxième chapitre présente l'ensemble des datations (U-Th)/He sur apatite (AHe) et les spectres de Terres Rares sur les mêmes grains datés. Les résultats obtenus le long de la faille de la Têt sont présentés au début de ce chapitre sous la forme de 2 articles publiés dans les revues *Terra Nova* et *Solid Earth* et sont complétés par de nouvelles analyses non publiées. La fin de ce chapitre présente les nouvelles acquisitions (U-Th)/He sur apatite dans le massif du Canigou et les datations AHe initiées à la fin de cette thèse le long de la faille de Py. Le troisième chapitre est dédié à l'analyse de l'ensemble des éléments traces et des Terres Rares dans les apatites ainsi qu'à l'analyse des gaz dissous dans les eaux hydrothermales. Les résultats obtenus pour les thermochronomètres de plus haute température, traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur zircon, mais aussi les résultats de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les mylonites et gouges de faille dans le massif de la Carança, seront présentés dans le dernier chapitre de cette partie. Dans les différents chapitres, la position structurale des échantillons par rapport aux accidents principaux décrits dans la partie précédente (Partie III) est spécifiée.

1. Échantillonnage et analyse des apatites et zircons

Dans ce chapitre, les différentes zones d'échantillonnage sont présentées. Les photographies sous binoculaire des apatites et zircons datés ainsi que les résultats des analyses MEB, microsonde et LA-ICPMS visant à caractériser les différents minéraux étudiés sont également présentés.

A. L'échantillonnage

Les analyses (U-Th)/He sur apatite (AHe) et sur zircon (ZHe) ont été réalisées sur 48 échantillons, ce qui représente 215 grains d'apatite et 21 zircons datés. En raison du nombre

important d'échantillons et de données, 3 zones d'échantillonnage (Fig. IV.1) ont été définies dans le but de faciliter la lecture de ce manuscrit :

La zone I, la plus restreinte, se localise autour de Thuès-les-Bains dans le mur de la faille de la Têt. Les résultats des 43 datations AHe effectuées sur 9 échantillons (profil TET) et les spectres Terres Rares associés sont présentés dans la Section V.2.A (article à *Terra Nova*).

La zone II comprend 23 nouveaux échantillons prélevés plus à l'Ouest (99 âges AHe et 63 analyses Terres Rares). Les échantillons sont répartis sur 3 zones d'échantillonnage (GAL, ST et PLA) et incluent 2 nouveaux échantillons sur le profil Têt. Les résultats AHe et Terres Rares sont détaillés dans la Section V.2.B (article à *Solid Earth*). 6 échantillons complémentaires non publiés sont présentés dans la Section V.2.C.

La zone III coïncide avec les 10 échantillons prélevés à l'Est de la zone d'étude, dans le massif du Canigou et le long de la faille de Py (Section V.2.D). La localisation ainsi que l'altitude de l'ensemble des échantillons sont systématiquement données dans les tableaux de résultats.

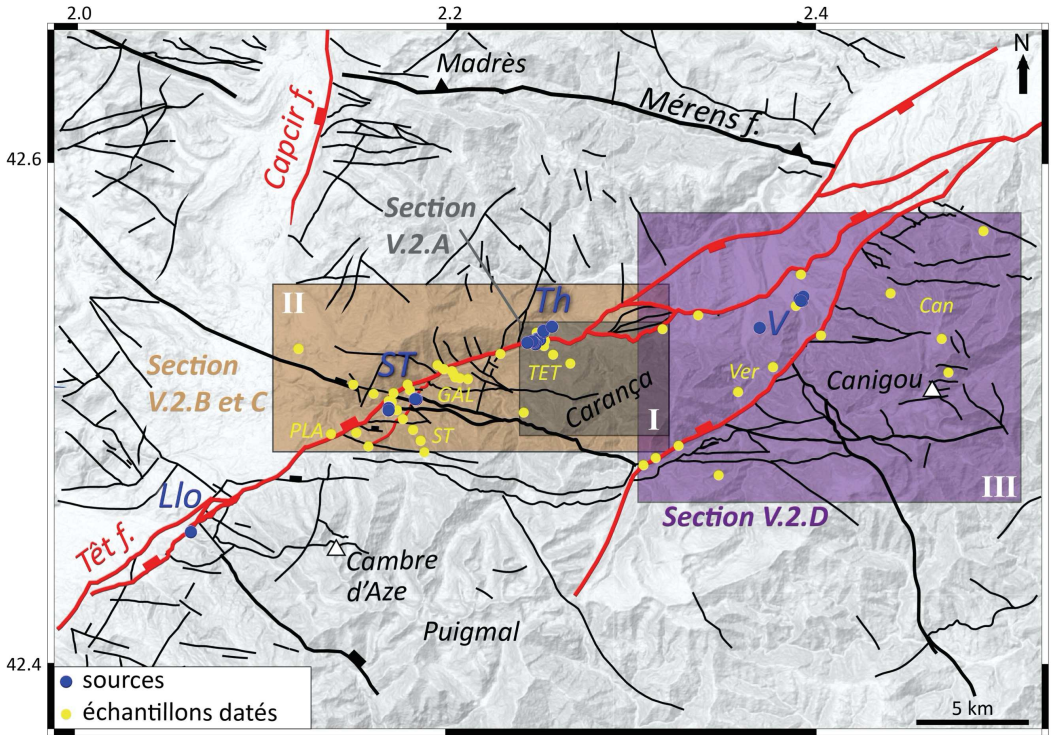


Figure IV.1. *Schéma structural de la partie Est des Pyrénées. En rouge, les failles néogènes majeures En bleu, les sources hydrothermales. Les cadres définissent les différentes zones d'échantillonnage (I, II et III) et les sections du manuscrit où sont détaillés les résultats des analyses (U-Th)/He sur apatite.*

Les lithologies échantillonnées sont essentiellement des gneiss, granites et mylonites (Section IV.2.A). Les 215 apatites analysées ont des longueurs comprises entre 94 et 322 µm et des largeurs entre 57 et 182 µm. Les Rs de ces apatites sont compris entre 40,6 et 102,6 µm avec des Ft compris entre 0,71 et 0,90. Les grains d'apatite sélectionnés pour les datations présentent pour la plupart une face cassée et une pyramide préservée. Les 19 zircons analysés sont de taille similaire entre 90 et 260 µm, avec des Rs compris entre 47.9 et 78 µm (Fig. IV.2).

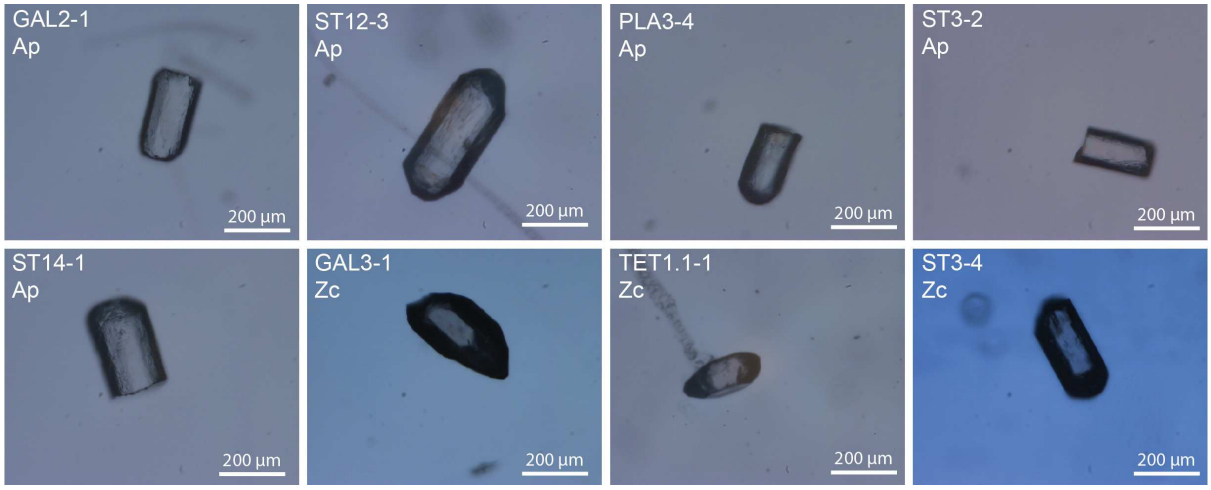


Figure IV.2. *Photos sous binoculaire de quelques apatites et zircons datés en (U-Th)/He.*

B. Étude à la microsonde et au microscope électronique à balayage

Pour les analyses à la microsonde et au microscope électronique à balayage (MEB), des grains d'apatite et de zircon de différents échantillons ont été montés sur un plot d'époxy. Dans un souci de représentativité de la population d'apatite ou de zircon, aucune sélection sur la base de la géométrie des grains n'a été effectuée.

i) Les analyses à la microsonde

Les analyses microsonde ont pour but de déterminer la chimie de l'apatite et en particulier de quantifier leur teneur en chlore. Le chlore a une influence sur la diffusion de l'hélium dans l'apatite et donc sur la température de fermeture du système (U-Th)/He (*Djimbi et al., 2015* et section III.2.A.iii). 76 analyses ponctuelles ont donc été réalisées sur trois échantillons dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt (TET1, TET2, TET6) et trois échantillons en dehors la zone d'endommagement (TET3, TET5 et TET7) afin de mesurer les teneurs en Ca,

O, P, F, Si, Cl, Fe (Annexe 5). Les résultats indiquent des teneurs en chlore inférieures à 0,1 %wt dans l'ensemble des cristaux d'apatite (Fig. IV.3A) et une teneur moyenne de 0,02 %wt. La teneur moyenne en fluor des apatites est comprise entre 2,8 et 5,4 %wt (Fig. IV.3B). Aucune zonation élémentaire n'a été mise en évidence dans les grains d'apatite. Ces valeurs sont identiques aux gammes de valeurs obtenues par *Gunnell et al. (2009)* et *Yelland (1991)* dans les apatites de la partie Est des Pyrénées et les faibles teneurs en chlore restent sans influence sur la diffusion de l'hélium dans l'apatite.

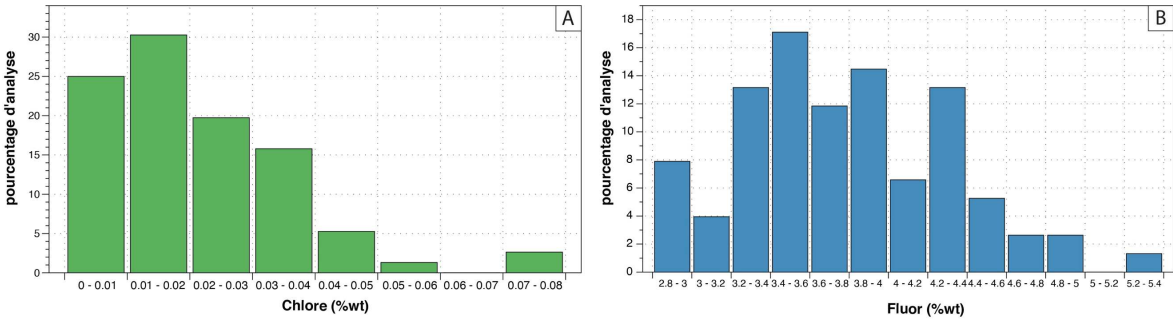


Figure IV.3. *Histogramme des teneurs en chlore (A) et en fluor (B) déterminées par analyse microsonde dans les minéraux d'apatite.*

ii) Les analyses au microscope électronique à balayage (MEB)

Les analyses MEB visent à étudier la variabilité chimique des minéraux (zonations) mais également à déterminer la nature des inclusions éventuellement présentes dans les apatites et les zircons de la zone d'étude. Des cartes élémentaires ont également été réalisées pour différents cristaux.

L'analyse MEB des apatites n'a pas révélé de zonations au sein des différents grains et la majorité des apatites ne présentent pas d'inclusions (Fig. IV.4A et B). La cartographie de la distribution du calcium et du fluor dans l'apatite n'indique pas de zonation. L'analyse cartographique de l'uranium et du thorium réalisé au MEB n'a pas permis de visualiser clairement la répartition de ces éléments en raison de leur faible teneur qui avoisine le seuil de détection (Fig. IV.4C). Les inclusions dans les apatites sont essentiellement des inclusions d'apatite, de silicate Al-Mg, de feldspath et occasionnellement de thorite (Fig. IV.4D).

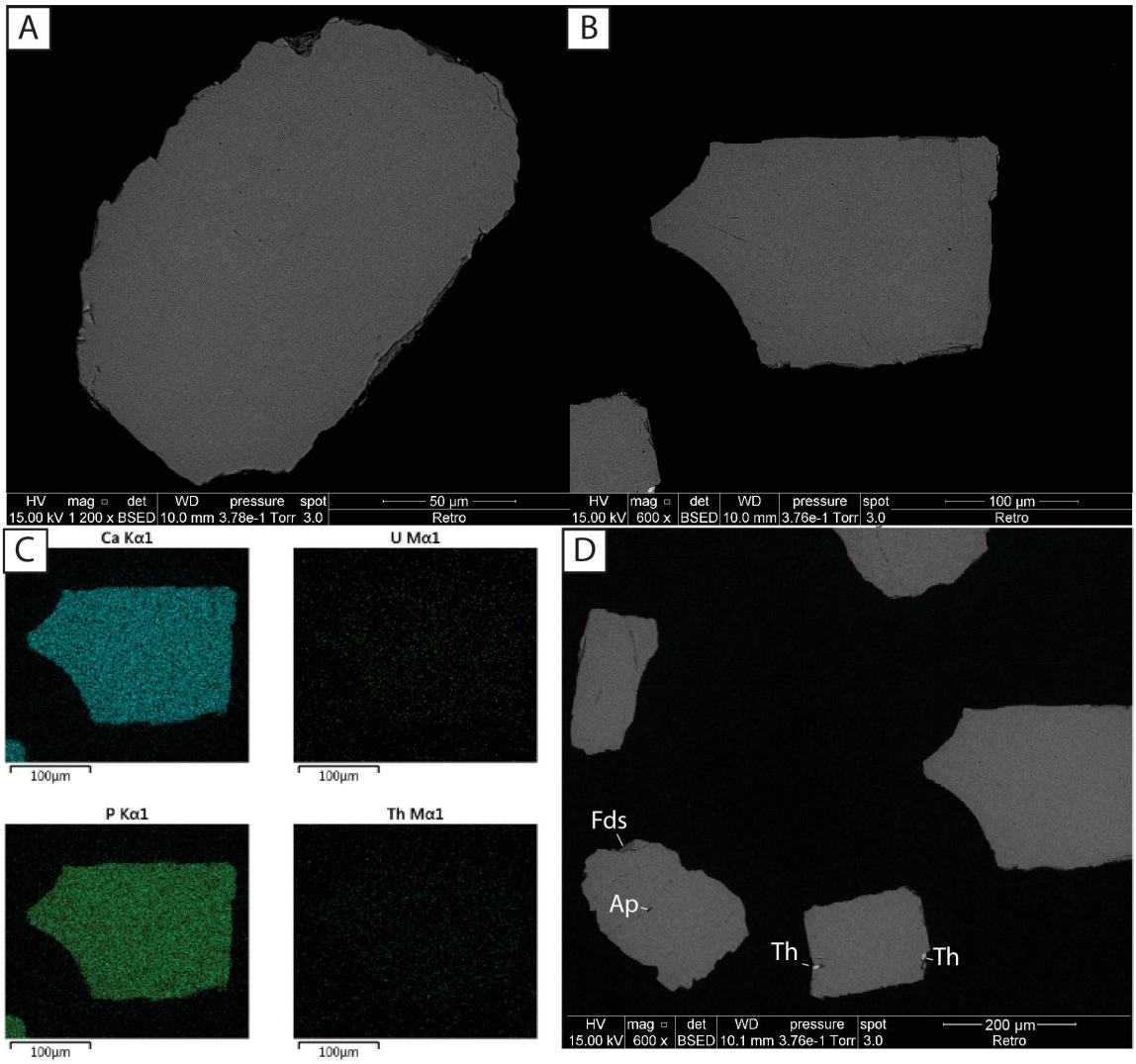


Figure IV.4. *Images et cartographies élémentaires réalisées au MEB.* ***A.*** *Apatite issue de l'échantillon TET5.* ***B.*** *Apatite issue de l'échantillon TET1.* ***C.*** *Cartographie élémentaire de l'apatite de l'échantillon TET1 dans la zone d'endommagement.* ***D.*** *Images de différents grains d'apatites et des inclusions contenues dans deux de ces grains : apatite (Ap), feldspath (Fds) et thorite (Th).*

L'analyse MEB des grains de zircon a permis de mettre en évidence des inclusions qui se trouvent dans la quasi-totalité des échantillons. Ces inclusions sont essentiellement des feldspaths et du quartz (Fig. IV A, B et C). Des zonations cœur-bordure avec des degrés de complexité variables ont pu être observés dans les différents zircons.

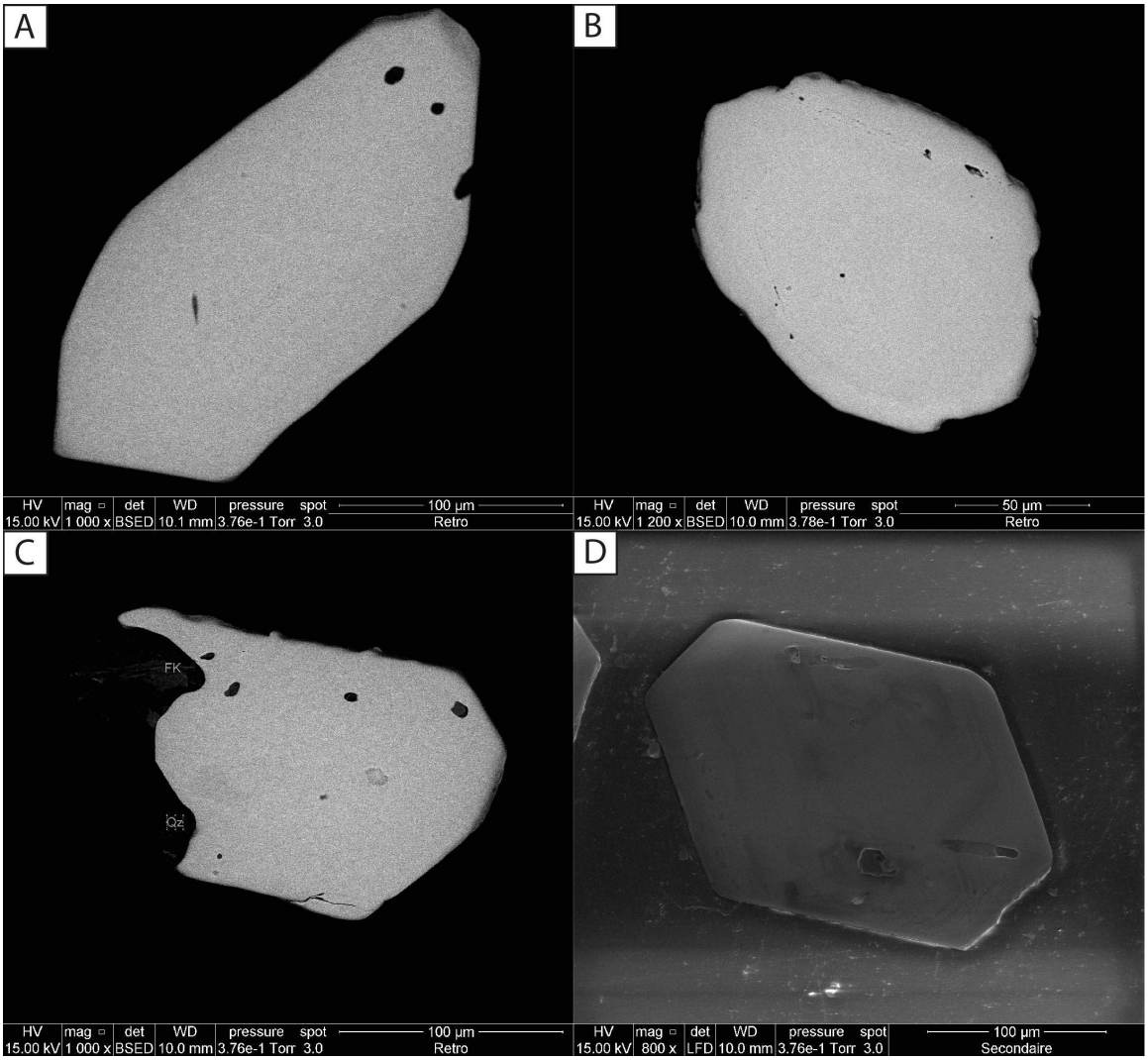


Figure IV.5. *Images MEB des zircons :* ***A et B.*** *Zircons de l'échantillon TET1 contenant des inclusions de feldspath.* ***C et D.*** *Zircons de l'échantillon TET5 contenant des inclusions de feldspath potassique et de quartz. Sur l'image D, des zonations du minéral sont visibles.*

C. Analyses LA-ICPMS de la distribution de l'uranium et du thorium

Les analyses MEB ne permettant pas une approche quantitative des teneurs en uranium (U), thorium (Th) et samarium (Sm). Les analyses LA-ICPMS ont donc été réalisées dans les grains d'apatite et de zircon. Les analyses ponctuelles ont permis de caractériser les variations intra- et inter-granulaire de ces trois éléments (Annexe 6).

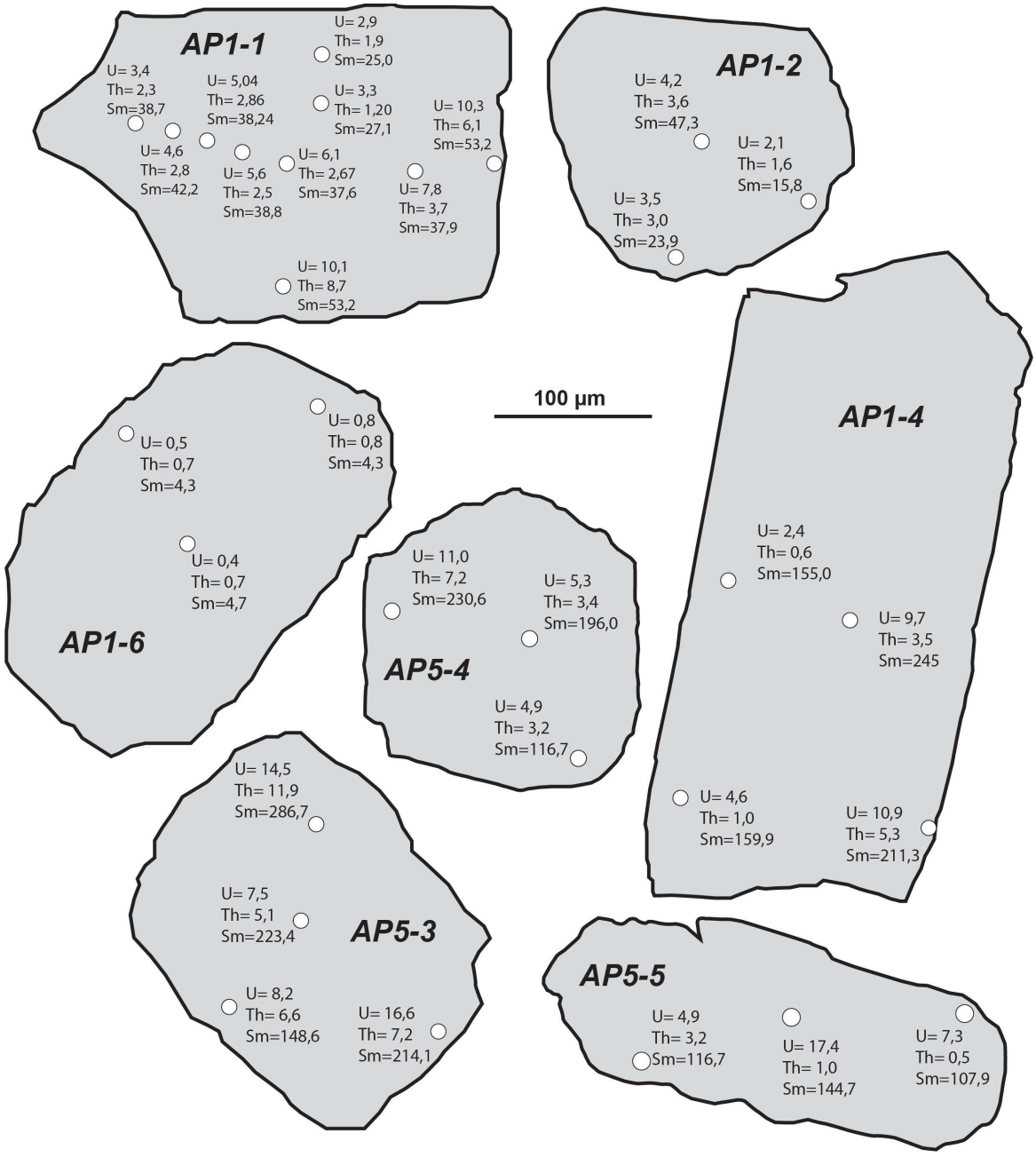


Figure IV.6. *Analyses LA-ICPMS dans les cristaux d'apatite et concentrations en ppm pour l'U, Th et Sm. Les apatites AP1-1, AP1-2, AP1-4 et AP1-6 sont issues de l'échantillon TET1 et les grains AP5-3, AP5-4 et AP5-5 de l'échantillon TET5.*

Dans les apatites, les valeurs d'uranium et de thorium ne varient pas de plus de 10 ppm à l'intérieur d'un grain, sans zonation particulière. Parmi les quatre grains analysés dans l'échantillon TET1 (zone d'endommagement de la faille), un grain présente des teneurs en U, Th et Sm très basses (AP1-6). Les valeurs de samarium sont plus variables à l'échelle du grain (Fig. IV.6). La production d'^{4}He à partir du samarium étant moins importante que celle liée à

la désintégration radioactive de l'uranium et du thorium (*Gastil, 1967*), ces teneurs et leurs variations n'affecteront que peu les âges obtenus.

Les zircons qui apparaissent déjà zonés au MEB (Section IV.1.B.ii) montrent des variations intra-granulaires importantes en uranium et thorium, (Fig. IV.7). Il n'y a cependant pas de systématique dans ces variations. Les valeurs de samarium dans les zircons sont faibles, de l'ordre de la dizaine de ppm.

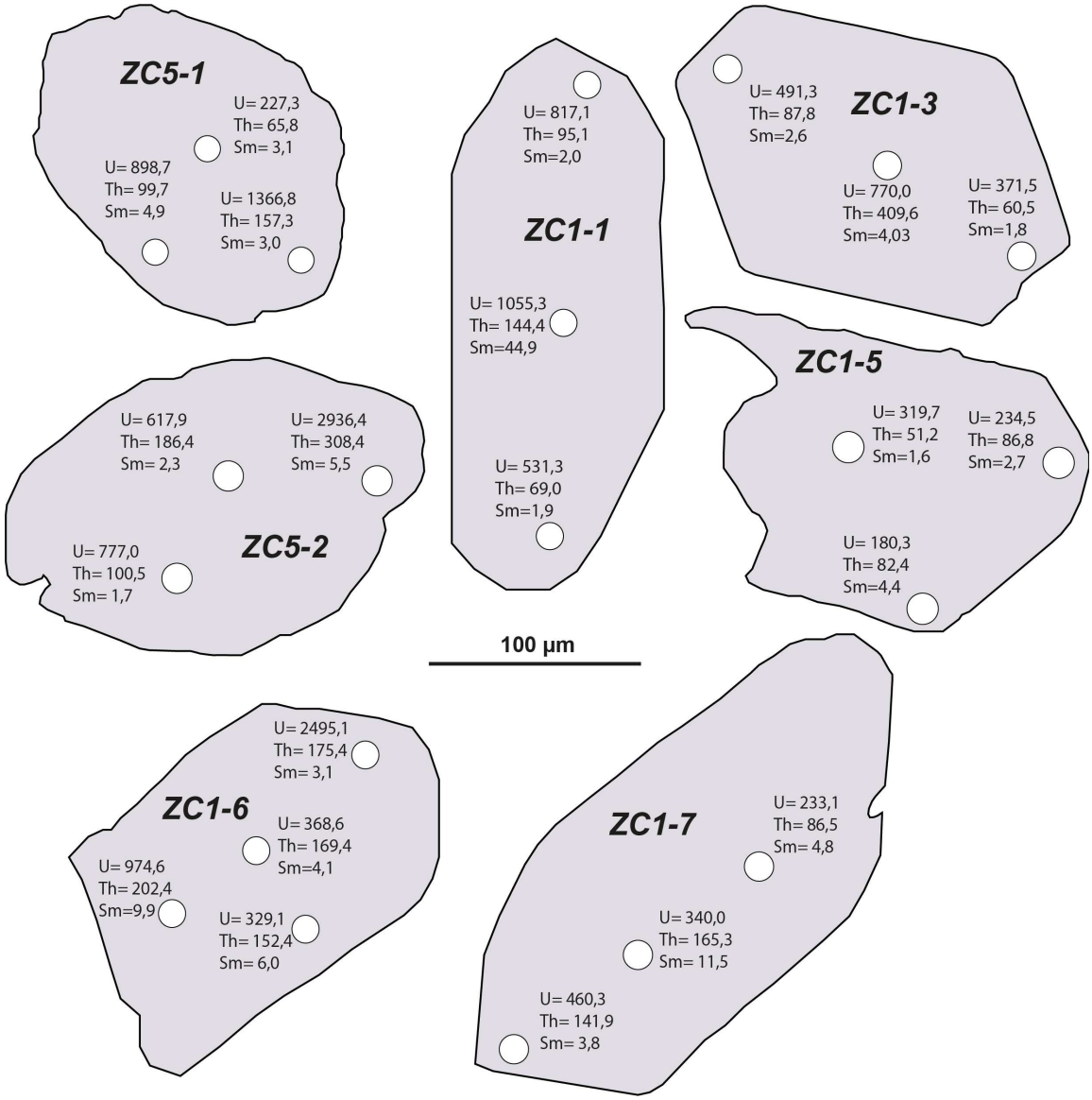


Figure IV.7. *Analyses LA-ICPMS dans les cristaux de zircon et concentrations en ppm pour l'U, Th et Sm. Les zircons ZC1-1, ZC1-3, ZC1-5, ZC1-6 et ZC1-7 sont issus de l'échantillon TET1 et les grains ZC5-1 et ZC5-2 de l'échantillon TET5.*

Les apatites et zircons de la zone d'endommagement (AP1 et ZC1) présentent des variabilités inter-granulaires importantes. Les apatites ne présentent pas ou peu de variations intra-granulaires. A l'inverse certains zircons tels que ZC1-1, ZC1-3, ZC1-6 présentent des variations cœur-bordure marquées en uranium et thorium. Ces variations se retrouvent également dans les zircons échantillonnés hors de la zone d'endommagement (ZC5). Pour les apatites échantillonnées hors de la zone d'endommagement la teneur en U et Th dans les grains est légèrement plus variable que pour les apatites dans la zone d'endommagement.

Pour résumer

- *Les minéraux datés avec la méthode (U-Th)/He ont des dimensions importantes et les facteurs de correction Ft sont supérieurs à 0,70 pour l'ensemble des grains datés.*
- *Les apatites sont caractérisées par une faible teneur en chlore et ne présentent pas de zonations et peu d'inclusions.*
- *Les zircons présentent une zonation en uranium et thorium qu'ils proviennent de la zone d'endommagement ou hors de la zone d'endommagement.*
- *Les teneurs en samarium des minéraux datés avec la méthode (U-Th)/He ne sont pas susceptibles d'affecter significativement les âges obtenus.*

2. Thermochronologie (U-Th)/He sur apatite couplée à l'analyse des Terres Rares le long de la faille de la Têt

Dans ce chapitre, les trois premières sections sont consacrées à l'analyse des résultats AHe obtenus le long de la faille de la Têt couplée à l'analyse des Terres Rares. La quatrième section présente les résultats AHe obtenus le long de la faille de Py.

A. Article 2: "*Mapping a geothermal anomaly using (U-Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France*"

i) Objectif de l'article

Cet article repose sur l'analyse de 9 échantillons datés avec la méthode (U-Th)/He sur apatite et pour lesquels des apatites ont été sélectionnées pour la mesure des Terres Rares. Ces échantillons ont été récoltés à des distances variables du cluster de source de Thuès-les-Bains où se concentrent les sources les plus chaudes de la vallée de la Têt. L'analyse structurale réalisée dans les gorges de la Carança (Section III.1.B) a permis d'appréhender la largeur de la zone d'endommagement de la faille de la Têt et ainsi de replacer ces échantillons dans leur contexte structural. L'analyse des Terres Rares va permettre de discuter les variations des âges AHe obtenus au regard des variabilités élémentaires dans les apatites. L'objectif principal de cet article est de contraindre l'extension de l'anomalie thermique générée par les circulations hydrothermales autour des sources de Thuès-les-Bains.

ii) Article

La numérotation des figures et des pages dans l'article est indépendante de celle du manuscrit. Les données supplémentaires de l'article sont disponibles dans l'Annexe 7. L'essentiel des figures de l'annexe a été présenté dans les parties précédentes. Le tableau des résultats des datations AHe est donné à la suite de l'article dans la Section IV.A.iii.

Received: 6 March 2019 | Revised: 1 July 2019 | Accepted: 31 July 2019

DOI: 10.1111/ter.12429

PAPER

Terra Nova WILEY

Mapping a geothermal anomaly using apatite (U-Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France

Gaétan Milesi[1] | Roger Soliva[1] | Patrick Monié[1] | Philippe Münch[1] | Mathieu Bellanger[2] | Olivier Bruguier[1] | Michael Bonno[1] | Audrey Taillefer[1] | Sylvain Mayolle[1]

[1]Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS, Université des Antilles, Montpellier Cedex 05, France

[2]TLS Geothermics, Toulouse, France

Correspondence
Gaétan Milesi, Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS, Université des Antilles, Campus Triolet, CC060, Place Eugène Bataillon, Montpellier Cedex 05 34095, France
Email: gaetan.milesi@umontpellier.fr

Funding information
TelluS Program of CNRS/INSU; TLS Geothermics; Région Occitanie; Géosciences Montpellier

Abstract

(U-Th)/He ages on apatite obtained in the vicinity of the Têt fault hydrothermal system show a large variability. In the inner damage zone adjacent to the fault core, where fluid flows are concentrated, AHe ages display a large scatter (3–41 Ma) and apatite ageing. Samples from the outer damage zone show young ages with less dispersion (0.9–21.1 Ma) and apatite rejuvenation. Outside the damage zone, ages are consistent with the regional exhumation history between 20 and 12 Ma. The important age dispersion found in the damage zone is interpreted as the result of ^{4}He mobility during fluid infiltration. Our results show that thermochronological data close to a fault should be interpreted with caution, but may offer a new tool for geothermal exploration.

1 | INTRODUCTION

Low temperature (U-Th)/He thermochronology is commonly used to investigate exhumation and thermal evolution of mountain belts. Few studies have so far been dedicated to the impact of hydrothermal activity on thermochronology (e.g. Deming, 1994; Forster & Smith, 1989) and more particularly on the behaviour of apatite in geothermal systems (Duddy, Green, Hegarty, Bray, & O'Brien, 1998; Gorynski, Walker, Stockli, & Sabin, 2014; Hickey, Barker, Dipple, Arehart, & Donelick, 2014; Luijendijk, 2012; Valla, Rahn, Shuster, & Beek, 2016; Whipp & Ehlers, 2007; Wölfler, Kurz, Danišík, & Rabitsch, 2010). Meteoric fluids infiltrated from reliefs adjacent to faults generate subsurface thermal anomalies along the fault during their upflow (McKenna & Blackwell, 2004). Significant geothermal anomalies (up to 90°C/km) are interpreted as resulting from the combination of three main factors, (a) high rock permeability, (b) substantial adjacent topography and (c) prolonged fault activity, which may transport rock and heat from depth and also generate frictional heat (Jordan et al., 2018; Saffer, Bekins, & Hickman, 2003; Sutherland et al., 2017). Even for a weakly active fault but adjacent to high relief (about 1.5 km escarpment), a geothermal loop can be active over a period >10^{6} year (Taillefer et al., 2018).

In this study, we evaluate the impact of hydrothermal flow on apatite (U-Th)/He (AHe) ages from the Têt Fault damage zone (DZ) which presently undergoes important hydrothermal activity. We mapped the fracture frequency distribution near the Têt fault and measured He ages of apatites from both in and outside the DZ. We discuss the impact of fluid-rock interaction and a localised thermal anomaly on AHe age dispersion.

2 | GEOLOGICAL SETTING

The Têt normal fault is a 100 km long, north dipping crustal-scale structure striking WSW-ENE (Figure 1). In the study area, the fault crosscuts Palaeozoic magmatic and metamorphic rocks of the Mont Louis, Canigou and Carança massifs. Periods of tectonic activity resulted in ~2,000 m of footwall uplift of the Canigou massif between 21 and 18 Ma (Maurel et al., 2008) in response to the Gulf of Lion rifting

© 2019 John Wiley & Sons Ltd

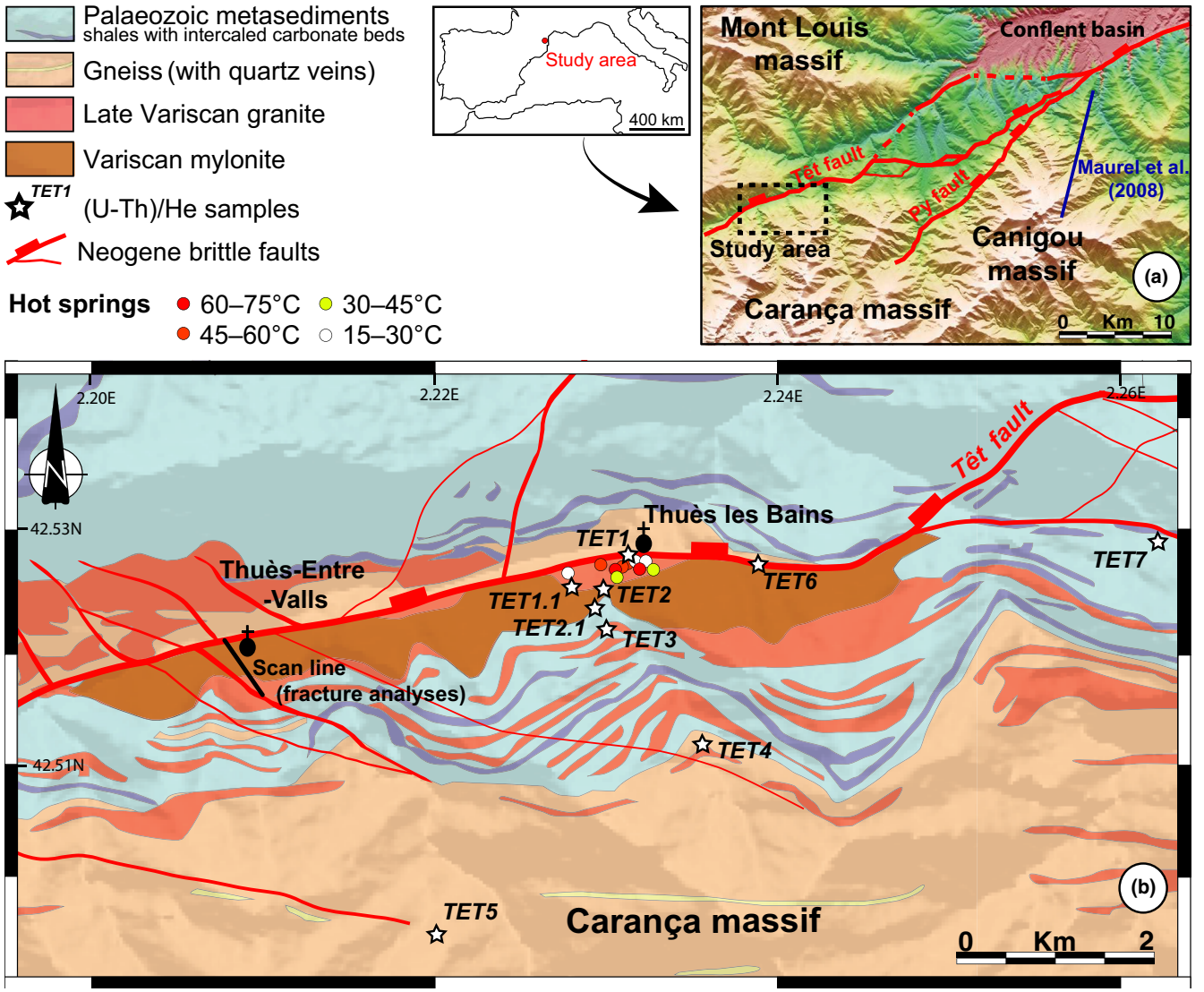


FIGURE 1 (a) Location of the study area at the scale of the Mediterranean Sea and a regional map with outline of study area and location of sample profile by Maurel et al. (2008). (b) Geological map of the hydrothermally active Têt fault near Thuès-Entre-Valls, southern France. Hot springs are indicated by dots with colours referring to spring water temperatures (modified from Taillefer et al., 2017). Sampling sites are indicated by stars. Black line near Thuès-Entre-Valls shows scan line location of Figure 3 [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

(Séranne, Benedicto, Labaum, Truffert, & Pascal, 1995). Late Miocene to Pliocene tectonic activity is limited to a maximum of 300 m footwall uplift and moderate dextral strike-slip (e.g. Cabrera, Roca, & Santanach, 1988; Mauffret, Grossouvre, Reis, Gorini, & Nercessian, 2001). The amplitude of Pliocene to Quaternary activity is minor and still debated (see discussion in e.g. Carozza & Baize, 2004; Lacan & Ortuño, 2012; Petit & Mouthereau, 2012).

In the Canigou massif, erosion is constrained by low temperature thermochronology showing erosion rates of about 100 m/m.y. and a mean cooling rate of 3°C/m.y. during the Middle-Late Miocene (Maurel et al., 2008). For the Têt valley low incision rates between 1 and 25 m/m.y. since 6 Ma have been estimated by cosmogenic nuclides (Delmas et al., 2018; Sartégou et al., 2018).

29 hot springs distributed in four main clusters are localised along the weakly active Têt fault (Souriau & Pauchet, 1998) (Appendix S1.1). These springs are essentially located in the highly permeable DZ (Taillefer et al., 2017). Due to the presence of low-permeable metasediments in the hangingwall, fluid infiltration is mainly concentrated in the DZ of the footwall. Taillefer et al. (2017) proposed that the present-day hydrothermal disturbance of the geotherm vanishes at about 300m away from the fault. In this study, we focused on the main hot spring cluster near Thuès-les-Bains (Figure 1) showing water temperatures up to 75°C.

3 | SAMPLING AND ANALYTICAL METHODS

First, we studied the fracture distribution in the Têt fault footwall by measuring the frequency and the strike orientation of silica and carbonate colloids filled fractures, attributed to combined tectonic and hydrothermal activity (Taillefer et al., 2017), along a 500 m long profile perpendicular to the fault (Figure 1).

To study the influence of hydrothermal springs on AHe thermochronometer, nine Palaeozoic gneisses were sampled (Appendix S1.2) and yielded 48 AHe ages. Samples TET1 to TET4 are located along a profile nearly perpendicular to the Têt fault, TET5 is located to the southwest and TET6 and TET7 to the east of the profile. TET1, adjacent to the fault core, is highly fractured, chloritised and hydrothermalised. TET6 occupies the same structural setting as TET1 while TET7 belongs to a subsidiary branch of the main fault. Sampling covers an elevation range of 1,100 m.

Single apatite crystals have been analysed for AHe dating following the procedure described in Wu et al. (2016). For each sample, three to ten inclusion- and fracture-free crystals were dated (Appendix S1.3). REE concentrations have additionally been determined, using the same solutions that were previously analysed for U and Th for the grains of four dated samples (TET1, TET1.1, TET2.1 and TET5) following the procedure described in Bruguier et al. (2003). Microprobe analyses were performed to evaluate the chlorine content of apatite grains (Appendix S2.1).

4 | RESULTS

The frequency of fractures crosscutting the Palaeozoic foliation shows an approximate logarithmic decrease, formed of small modes due to secondary faults, similarly to the classic fracture patterns observed in fault DZ elsewhere (e.g. Vermilye & Scholz, 1998; Mitchell & Faulkner, 2009; Mayolle et al., 2019). Fault zone domains (Figure 2) are defined according to the Choi, Edwards, Ko, and Kim (2016) cumulative fracture method (Appendix S1.4). Silica filled fractures are mainly sub-vertical (i.e. some of them dip slightly to the North) and their strike is mainly NE-SW, i.e. consistent with the regional extension, and oblique to the Têt fault in the study area (red star in Figure 2b). Carbonate filled fractures often crosscut silica filled ones. They show more variable orientations but also a well-expressed cluster of trend kinematically consistent with the local trend of the Têt fault (Taillefer et al., 2017).

All dated samples are shown on a cross-section in Figure 3. Single grain AHe ages are reported on Figure 4a with respect to fault distance and to the defined fault (Appendix S2.2). Samples TET1 and TET6 from the inner DZ display a large scatter of single grain ages between 41 Ma and 3 Ma, with 11 ages among 14 in the range of 22–41 Ma and with eU values < 25 ppm (Appendix S2.3). In the outer DZ, samples TET1.1, TET2 and TET2.1 show less dispersion between 0.9 Ma to 21.1 Ma with 10 among 16 apatites younger than 6 Ma. Outside the DZ, three samples (TET3, TET4 and TET7) give mean AHe ages, respectively, of 11.7 ± 0.8 Ma, 13.7 ± 0.5 Ma and 13.4 ± 0.8 Ma. At 3,700 m from the fault, AHe ages from site TET5 (mean: 20.4 ± 1.2 Ma) are in the range of AHe ages obtained by Maurel et al. (2008) in the Canigou massif. An age-elevation relationship can be defined only with samples outside the DZ that

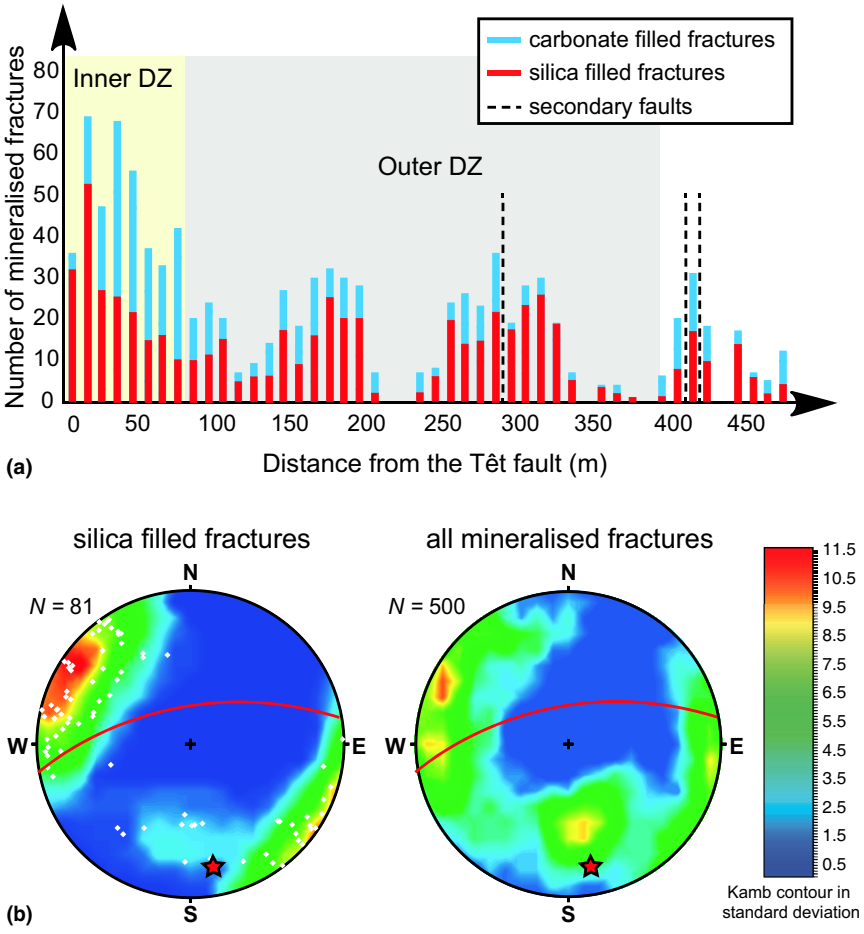


FIGURE 2 (a) Histogram showing the number of mineralised fractures as a function of normal distance from the Têt fault (for location, see Figure 1). Black dashed lines are secondary faults. Inner DZ (yellow area) adjacent to the fault and outer DZ (grey area) boundary are estimated with cumulative frequency curve (see Appendix S1.4 for more details). (b) Stereonet of silica filled fractures and all mineralised fractures (lower hemisphere projections). Red line: plane of the Têt fault; red star: pole of the Têt fault plane [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

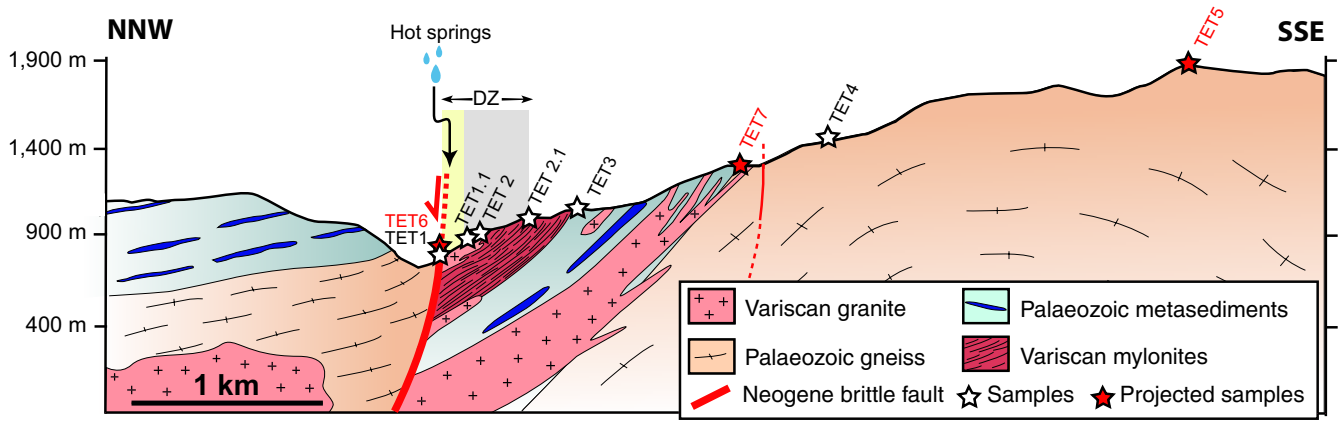


FIGURE 3 Synthetic cross section with sample location (stars). Samples TET5, TET6 and TET7 are projected (red stars) according to the normal fault distance. Near the fault, in the footwall, the extent of the inner (yellow) and outer DZ (grey) is indicated [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

indicate a mean exhumation rate of about 65 m/m.y. between 12 and 20 Ma (Figure 4b). With respect to this age-elevation relationship, samples from the outer DZ show anomalously young and dispersed ages, whereas in the inner DZ, samples show mostly anomalously old and even more dispersed ages, with the exception of two grains at 4.0 ± 0.2 Ma and 2.7 ± 0.3 Ma. Microprobe and *SEM* analyses indicate that all analysed apatites are fluorapatites homogeneous in composition and poor in chlorine (Appendices S1.3 and S2.1) suggesting no compositional influence on this age dispersion (Gautheron et al., 2013).

We measured the REE content of the dated apatite grains from the DZ samples TET1, TET1.1 and TET2.1, and also from sample TET5 far from the fault zone as a reference for the protolith unaffected by hydrothermal circulation (Figure 4c). All REE patterns (normalised to chondrite values, Sun & McDonough, 1989) display the common profile of granitic lithologies (Sha & Chappell, 1999), indicating that the analysed apatites are cogenetic (Figure 4c). Note that apatites from the outer DZ (TET1.1 and TET2.1) that mainly display young ages show low REE contents with respect to TET5, whereas apatites from the inner DZ mainly displaying old ages (TET1) have slightly higher REE contents.

5 | DISCUSSION

AHe ages reflect the time at which a rock passes through the partial retention zone (PRZ), which lies between 90°C and 30°C (Gautheron, Tassan-Got, Barbarand, & Pagel, 2009; Shuster & Farley, 2009). Thermal numerical modelling using QTQt (Gallagher, 2012) for samples outside the DZ points to a rapid cooling of ~24°C/m.y. between 30 and 24 Ma followed by constant cooling of 3°C/m.y. since 24 Ma (Figure 5; Appendix S3.1 for inputs in the model). This thermal history is consistent with that obtained for the Canigou massif by Maurel et al. (2008) for the same period.

In the DZ, apatites show a larger scatter of AHe ages (1–41 Ma) and an important variability of their REE content with respect to the reference sample TET5. Young apatites are depleted in REE, whereas old apatites have slightly enriched REE patterns. Such REE mobility in apatite has already been mentioned by Harlov (2015) and it is likely that U and Th behave similarly due to related theoretical solubilities with REE (Cramer & Nesbitt, 1983; Gieré, 1990). This REE depletion therefore suggests that apatites from the DZ may behave as open systems during interaction with hydrothermal fluids.

Young ages <6 Ma, mainly from the outer DZ, might be explained by different effects. A renewed recent footwall uplift and progressive crossing of the PRZ cannot explain these young ages that do not fit with predicted ages using QTQt thermal modelling (Appendix S3.2). Rejuvenation of apatites can result only from thermal resetting and coeval He loss triggered by hydrothermal heat advection within the DZ. As a first proxy, the conditions of this resetting have been estimated with HeFty models using the diffusion model of Farley (2000) (Appendix S3.3). The favoured thermal models suggest that temperatures needed to rejuvenate apatites lie between 60°C and 90°C assuming a stable heating duration of less than 6 Ma in accordance with the proposal by Taillefer et al. (2017). However, since apatites in the outer DZ show REE mobility, it is likely that thermal diffusion was not the only cause of apatite rejuvenation. We cannot exclude that this REE behaviour was coupled with some uranium and thorium mobility, as suggested by the isotopic data in a ternary U-Th-He plot (Figure 6). Although in such ternary plot the data might be interpreted as U gain, the hypothesis would imply that U mobility behaved in the opposite way than the REE, which is inconsistent with their close theoretical solubilities. Therefore, we propose that the He loss enhanced by thermal diffusion mainly account for the observed apatite rejuvenation.

Old AHe ages, mainly from the highly hydrothermalised inner DZ, show a large age dispersion between 22 and 41 Ma and are older than AHe ages outside the damage zone even at higher elevations. Such old and scattered ages cannot be reproduced by any diffusion model (Flowers, Ketcham, Shuster, & Farley, 2009; Gautheron et al., 2009; Appendix S3.2) thus another mechanism for apatite ageing has been suggested (Green & Duddy, 2018). U

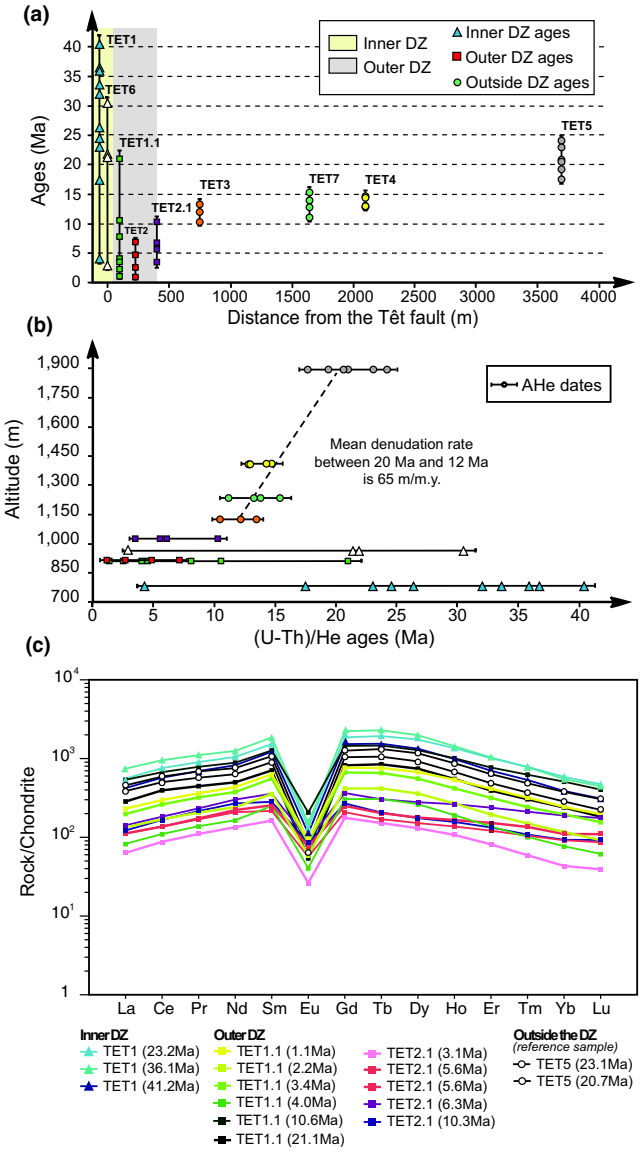


FIGURE 4 (a) Graph of AHe ages as a function of the distance from the Têt fault. Circles are single grain AHe ages outside the DZ, squares for apatite grains in the outer DZ and triangles for apatite grains in the inner DZ (samples TET1 and TET6 are both adjacent to the fault). Fault zone domains are derived from Figure 2. (b) Graph of elevation as a function of AHe ages with estimated denudation rate (dashed line). (c) Chondrite normalised REE patterns for dated apatite grains. Black lines and circles correspond to the TET5 reference sample, squares represent samples in the outer DZ and triangles one sample in the inner DZ. Apatite single grains from the inner DZ show increased REE content compared to grains from the outer DZ that display reduced REE content according to reference sample TET5 from the Carança massif (for sample location, see Figure 1) [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

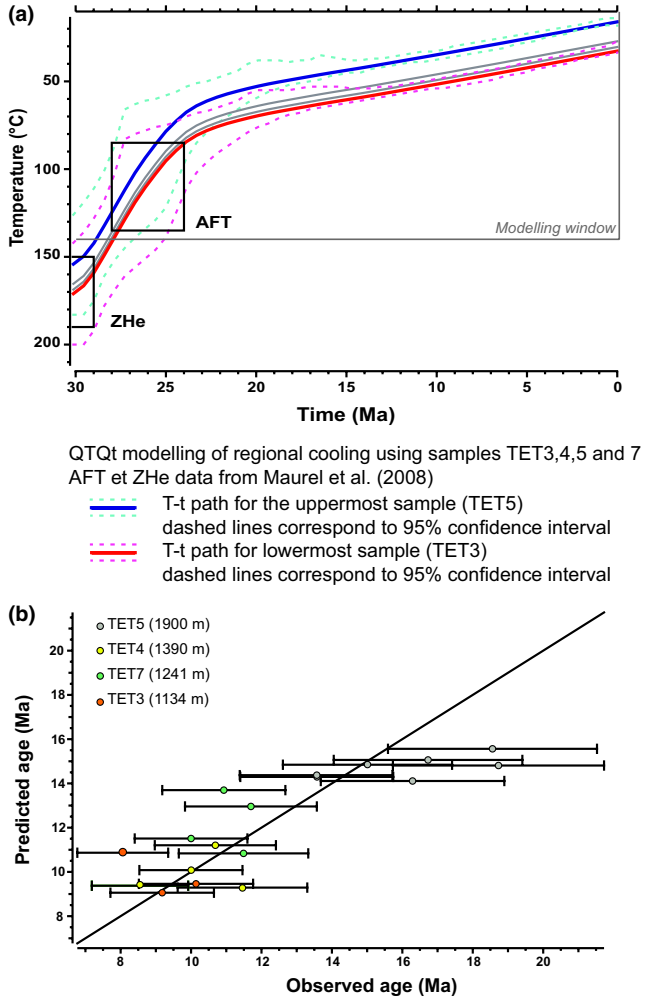


FIGURE 5 (a) QTQt thermal modelling results (Gallagher, 2012) for the Têt fault footwall using AHe ages of samples TET3, TET4, TET5 and TET7 outside the damage zone, computed with the Gautheron et al. (2009) diffusion parameters. (b) Graph of predicted AHe ages v. observed AHe ages. 1:1 diagonal line corresponds to an ideal fit [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

and Th mobility cannot account for the old AHe ages (Figure 6) as we observed slightly enriched REE patterns (Figure 4c) that could lead to a gain of parent isotopes and thus a rejuvenation of apatites. The alternative process would be an excess of He that may be related to either He implantation from grain boundary phases (oxides, Murray, Orme, & Reiners, 2014) or neighbouring U-rich grains (e.g. zircon, Gautheron, Tassan-Got, Ketcham, & Dobson, 2012), or grain shape effects (broken grains, Brown et al., 2013) or He trapping within lattice defects (Zeitler et al., 2017) or U-rich inclusions (Vermeesch et al., 2007). Because of the lack of oxides covering the surfaces of the dated apatite grains and the scarcity of U-rich minerals within the studied gneisses, direct He implantation seems unlikely (Appendix S1.3). In the same way, broken grain effects cannot account for the observed magnitude of age dispersion (400%) and U-rich inclusions have not been detected by *SEM* imaging (Appendix S1.3), even if this effect cannot be completely ruled out as the polished apatite used for imaging cannot be used for AHe dating. We propose that old (22–41 Ma) apatite grains were contaminated by He released at higher depth and carried by hydrothermal fluids, which also induce REE mobility. This is supported by the occurrence of ^{4}He rich hydrothermal

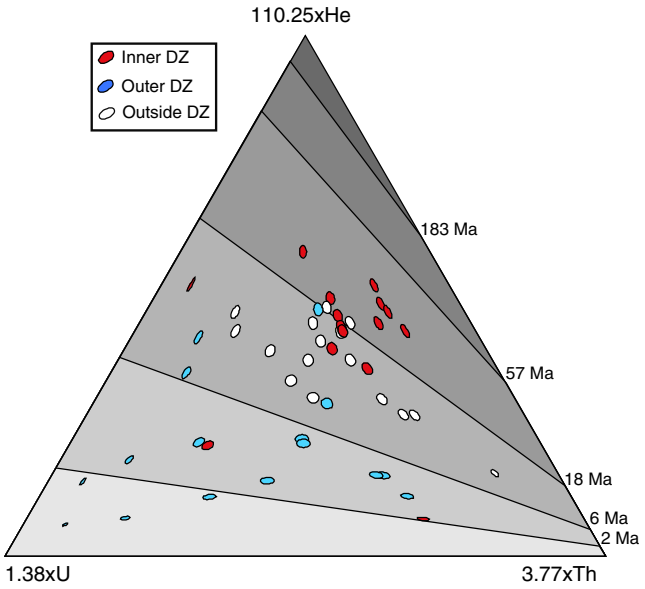


FIGURE 6 Isotopic data reported in a ternary U-Th-He diagram using HelioPlot (Vermeesch, 2010). Ellipses correspond to single grain analyses with associated errors. Three AHe age domains are distinguished imaging the various domains of fracturing, fluid activity and He mobility in the Têt fault footwall [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

fluids circulating along fault systems within granitic basement geothermal fields (Jiang et al., 2018; Paternoster, Oggiano, Sinisi, Caracausi, & Mongelli, 2017). In such a setting, the $^{3}He/^{4}He$ ratio is much lower than in air-saturated waters or in the mantle thus indicating that ^{4}He is mainly radiogenic and derived from the decay of U and Th in the granitic crust. Such excess He may be hosted by fluid inclusions or by micro- to nanovoids filling within the apatite lattice following the mechanism proposed by Zeitler et al. (2017).

In the DZ, the dispersion of AHe ages may reflect the heterogeneous impact of fluid flow into naturally fractured rocks (Bense, Gleeson, Loveless, Bour, & Scibek, 2013) at outcrop or hand specimen scale. In the same sample, apatite along fractures may exchange chemical elements with hydrothermal fluids (taking up He), while those in textural domains preserved from fracturing and fluid flow may lose radiogenic He by thermal diffusion due to heat advected by external fluids. Channelised fluid upflow through the DZ may also account for the observed difference between the outer and inner DZ, as ^{4}He rich fluids may have been restricted to the inner DZ, in the vicinity of palaeo-hot springs. We propose that the mobility of ^{4}He (Figure 6) associated to hydrothermal fluid circulations may drastically impact AHe thermochronometry around faults.

6 | CONCLUSION

The Têt normal fault hydrothermal system shows a large dispersion of AHe ages within the DZ and allows demonstrating the effects of an actual geothermal system on thermochronological records. AHe ages away from the DZ are consistent with the regional cooling and tectonic uplift in Miocene times. Two domains are distinguished within the DZ based on fracture analysis. In both domains apatites seem to behave as open systems in response to interactions with hydrothermal fluids, which is supported by REE mobility and AHe dispersion. Differences between the outer and inner DZ (Figure 6) are likely caused by an increase of fluid flow toward the inner DZ. In the outer DZ, apatites may be affected by heterogeneous degrees of He loss triggering their partial rejuvenation. In the inner DZ, apatites may be mostly affected by He trapping responsible for an increase of the AHe ages. Consequently, AHe ages from these two domains within the DZ of the Têt fault cannot be used to constrain tectonic uplift.

These conclusions suggest that AHe ages provided by samples collected next to large fault damage zones must be interpreted with caution, since actual or palaeo-hydrothermal activity, or fluid flow in general, might have taken place and modified the He content in apatite. In contrast, however, these results open new perspectives for geothermal exploration along faults adjacent to high relief.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by THERMOFAULT, a project supported by the Region Occitanie (France) involving TLS Geothermics (main sponsor), Géosciences Montpellier and the TelluS Program of CNRS/INSU. Thanks to Céline Martin and Cyprien Astoury for their technical support. Thanks to Klaus Mezger, Elco Luijendijk, Mauricio Parra, Meinert Rahn and an anonymous reviewer for constructive comments.

ORCID

Gaétan Milesi https://orcid.org/0000-0001-8658-9837
Roger Soliva https://orcid.org/0000-0001-7022-5895
Patrick Monié https://orcid.org/0000-0003-2448-6335
Philippe Münch https://orcid.org/0000-0003-4616-8039
Mathieu Bellanger https://orcid.org/0000-0002-2956-5799
Olivier Bruguier https://orcid.org/0000-0002-4399-1903
Audrey Taillefer https://orcid.org/0000-0001-8946-6875

REFERENCES

Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., & Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, *127*, 171–192. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008

Brown, R. W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F., & Fitzgerald, P. (2013). Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, *122*, 478–497. https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.05.041

Bruguier, O., Becq-Giraudon, J. F., Champenois, M., Deloule, E., Ludden, J., & Mangin, D. (2003). Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development

during post-collisional extension: A case study from the French Massif Central. *Chemical Geology*, *201*, 319–336. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.08.005

Cabrera, L., Roca, E., & Santanach, P. (1988). Basin formation at the end of a strike-slip fault: The Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). *Journal of the Geological Society*, *145*, 261–268. https://doi.org/10.1144/gsjgs.145.2.0261

Carozza, J.-M., & Baize, S. (2004). L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène ? *Comptes Rendus Geoscience*, *336*, 217–226. https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.026

Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K., & Kim, Y.-S. (2016). Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews*, *152*, 70–87. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006

Cramer, J. J., & Nesbitt, H. W. (1983). Mass-balance relations and trace-element mobility during continental weathering of various igneous rocks. *Sciences Géologiques, Bulletins Et Mémoires*, *73*(1), 63–73.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Voinchet, P., Manel, C., Braucher, R., … Saos, T. (2018). Terrestrial 10 Be and electron spin resonance dating of fluvial terraces quantifies quaternary tectonic uplift gradients in the eastern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, *193*, 188–211. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.001

Deming, D. (1994). Fluid flow and heat transport in the upper continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, *78*, 27–42. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.04

Duddy, I. R., Green, P. F., Hegarty, K. A., Bray, R. J., & O'Brien, G. W. (1998). Dating and duration of hot fluid flow events determined using AFTA® and vitrinite reflectance-based thermal history reconstruction. *Geological Society, London, Special Publications*, *144*, 41–51. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.144.01.04

Farley, K. A. (2000). Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*, 2903–2914. https://doi.org/10.1029/1999JB900348

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

Forster, C., & Smith, L. (1989). The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: A model study. *Journal of Geophysical Research*, *94*, 9439. https://doi.org/10.1029/JB094iB07p09439

Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*, https://doi.org/10.1029/2011JB008825

Gautheron, C., Barbarand, J., Ketcham, R. A., Tassan-Got, L., van der Beek, P., Pagel, M., … Fialin, M. (2013). Chemical influence on α-recoil damage annealing in apatite: Implications for (U–Th)/He dating. *Chemical Geology*, *351*, 257–267. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.027

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

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R. A., & Dobson, K. J. (2012). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, *96*, 44–56. https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.016

Gieré, R. (1990). Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: Examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). *Terra Nova*, *2*, 60–67. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1990.tb00037.x

Gorynski, K. E., Walker, J. D., Stockli, D. F., & Sabin, A. (2014). Apatite (U–Th)/He thermochronometry as an innovative geothermal exploration tool: A case study from the southern Wassuk Range, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *270*, 99–114. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.018

Green, P., & Duddy, I. (2018). Apatite (U-Th-Sm)/He thermochronology on the wrong side of the tracks. *Chemical Geology*, *488*, 21–33. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.04.028

Harlov, D. E. (2015). Apatite: A fingerprint for metasomatic processes. *Elements*, *11*, 171–176. https://doi.org/10.2113/gselements.11.3.171

Hickey, K. A., Barker, S. L. L., Dipple, G. M., Arehart, G. B., & Donelick, R. A. (2014). The brevity of hydrothermal fluid flow revealed by thermal halos around giant gold deposits: Implications for carlin-type gold systems. *Economic Geology*, *109*, 1461–1487. https://doi.org/10.2113/econgeo.109.5.1461

Jiang, Z., Xu, T., Owen, D. D. R., Jia, X., Feng, B., & Zhang, Y. (2018). Geothermal fluid circulation in the Guide Basin of the northeastern Tibetan Plateau: Isotopic analysis and numerical modeling. *Geothermics*, *71*, 234–244. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.10.007

Jordan, T. A., Martin, C., Ferraccioli, F., Matsuoka, K., Corr, H., Forsberg, R., … Siegert, M. (2018). Anomalously high geothermal flux near the South Pole. *Scientific Reports*, *8*, https://doi.org/10.1038/s41598-018-35182-0

Lacan, P., & Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology*, *38*, https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203

Luijendijk, E. (2012). *The role of fluid flow in the thermal history of sedimentary basins: Inferences from thermochronology and numerical modeling in the Roer Valley Graben, southern Netherlands*. PhD thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 198 pp.

Mauffret, A., de Grossouvre, B. D., Dos Reis, A. T., 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. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00025-6

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

Mayolle, S., Soliva, R., Caniven, Y., Wibberley, C., Ballas, G., Milesi, G., & Dominguez, S. (2019). Scaling of fault damage zones in carbonate rocks. *Journal of Structural Geology*, *124*, 35–50.

McKenna, J. R., & Blackwell, D. D. (2004). Numerical modeling of transient Basin and Range extensional geothermal systems. *Geothermics*, *33*, 457–476. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2003.10.001

Mitchell, T. M., & Faulkner, D. R. (2009). The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: a field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, *31*, 802–816.

Murray, K. E., Orme, D. A., & Reiners, P. W. (2014). Effects of U-Th-rich grain boundary phases on apatite helium ages. *Chemical Geology*, *390*, 135–151. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.023

Paternoster, M., Oggiano, G., Sinisi, R., Caracausi, A., & Mongelli, G. (2017). Geochemistry of two contrasting deep fluids in the Sardinia microplate (western Mediterranean): Relationships with tectonics and heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *336*, 108–117. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.011

Petit, C., & Mouthereau, F. (2012). Steep topographic slope preservation by anisotropic diffusion: An example from the Neogene Têt fault scarp, eastern Pyrenees. *Geomorphology*, *171-172*, 173–179. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.016

Saffer, D. M., Bekins, B. A., & Hickman, S. (2003). Topographically driven groundwater flow and the San Andreas heat flow paradox revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B5), https://doi.org/10.1029/2002JB001849

Sartégou, A., Bourlès, D. L., Blard, P.-H., Braucher, R., Tibari, B., Zimmermann, L., … Keddadouche, K. (2018). Deciphering landscape evolution with karstic networks: A Pyrenean case study. *Quaternary Geochronology*, *43*, 12–29. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.09.005

Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, 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. https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98849-Z

Sha, L.-K., & Chappell, B. W. (1999). Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, *63*, 3861–3881. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00210-0

Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2009). The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, *73*, 183–196. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.013

Souriau, A., & Pauchet, H. (1998). A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, *290*, 221–244. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00017-1

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, *42*, 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Sutherland, R., Townend, J., Toy, V., Upton, P., Coussens, J., Allen, M., … Zimmer, M. (2017). Extreme hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault. *Nature*, *546*, 137–140. https://doi.org/10.1038/nature22355

Taillefer, A., Guillou-Frottier, L., Soliva, R., Magri, F., Lopez, S., Courrioux, G., … Le Goff, E. (2018). Topographic and faults control of hydrothermal circulation along dormant faults in an orogen. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, https://doi.org/10.1029/2018GC007965

Taillefer, A., Soliva, R., Guillou-Frottier, L., Le Goff, E., Martin, G., & Séranne, M. (2017). Fault-related controls on upward hydrothermal flow: An integrated geological study of the Têt Fault System, Eastern Pyrénées (France). *Geofluids*, *2017*, 1–19. https://doi.org/10.1155/2017/8190109

Valla, P. G., Rahn, M., Shuster, D. L., & van der Beek, P. A. (2016). Multiphase late-Neogene exhumation history of the Aar massif, Swiss central Alps. *Terra Nova*, *28*, 383–393. https://doi.org/10.1111/ter.12231

Vermeesch, P. (2010). HelioPlot, and the treatment of overdispersed (U–Th–Sm)/He data. *Chemical Geology*, *271*, 108–111. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.01.002

Vermeesch, P., Seward, D., Latkoczy, C., Wipf, M., Günther, D., & Baur, H. (2007). α-Emitting mineral inclusions in apatite, their effect on (U–Th)/He ages, and how to reduce it. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, *71*, 1737–1746. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.020

Vermilye, J. M., & Scholz, C. H. (1998). The process zone: a microstructural view of fault growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*, 12223–12237.

Whipp, D. M., & Ehlers, T. A. (2007). Influence of groundwater flow on thermochronometer-derived exhumation rates in the central Nepalese Himalaya. *Geology*, *35*, 851. https://doi.org/10.1130/G23788A.1

Wölfler, A., Kurz, W., Danišík, M., & Rabitsch, R. (2010). Dating of fault zone activity by apatite fission track and apatite (U-Th)/He thermochronometry: A case study from the Lavanttal fault system (Eastern Alps). *Terra Nova*, *24*, 274–282. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00943.x

Wu, L., Monié, P., Wang, F., Lin, W., Ji, W., Bonno, M., … Wang, Q. (2016). Cenozoic exhumation history of Sulu terrane: Implications from (U–Th)/He thermochrology. *Tectonophysics*, *672-673*, 1–15.https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.035

Zeitler, P. K., Enkelmann, E., Thomas, J. B., Watson, E. B., Ancuta, L. D., & Idleman, B. D. (2017). Solubility and trapping of helium in apatite. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, *209*, 1–8. https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.041

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information may be found online in the Supporting Information section at the end of the article.

Appendix S1. Geological setting.

Appendix S2. Chemical and isotopic data.

Appendix S3. Numerical modelling of AHe ages in the damage zone using QTQt.

How to cite this article: Milesi G, Soliva R, Monié P, et al. Mapping a geothermal anomaly using apatite (U-Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France. *Terra Nova*. 2019;31:569–576. https://doi.org/10.1111/ter.12429

iii) Résultats des datations (U-Th)/He sur apatite des échantillons TET

Tableau IV.1. *Tableau des résultats (U-Th)/He sur apatite des échantillons TET présentés dans l'article à Terra Nova. L'ensemble de ces échantillons est localisé au mur de la faille de la Têt.*

	Fd	Sample/	Rs	U	Th	eU	Th/U	4He	± s	Ft	Corrected age	Error	∑REE
	m	grain	µm	ppm	ppm	ppm		ncc/g	ncc/g		Ma	±1σ (Ma)	ppm
DZ	**5**	**TET 1** (42.52819N 2.24912E 776m) Highly fractured augen gneiss with chlorite											
	(5)	TET1.01	55.6	16.5	7.9	18.6	0.5	30041.0	300.4	0.78	17.3	0.9	-
		TET1.02	55.7	7.9	3.9	8.8	0.5	21799.1	218.0	0.78	26.2	1.3	-
		TET1.03	44.9	3.8	3.5	4.6	0.9	12769.7	127.7	0.72	31.9	2.1	-
		TET1.04	74.1	14.9	15.4	18.6	1.0	64252.1	642.5	0.86	33.4	1.0	-
		TET1.05	51.3	19.3	10.4	21.8	0.5	48623.6	486.2	0.76	24.4	1.2	-
		TET1.06	50.6	14.0	15.7	17.7	1.1	60005.5	600.1	0.77	36.6	1.7	-
		TET1.07	60.0	43.8	6.5	45.3	0.1	19579.8	587.4	0.84	4.0	0.2	-
		TET1.08	56.6	19.7	13.7	23.0	0.7	49574.6	1487.2	0.77	23.2	1.1	2683.8
		TET1.09	51.1	18.6	25.4	24.7	1.4	80098.0	1602.0	0.75	36.1	1.6	3161.9
		TET1.10	59.0	14.1	14.1	17.5	1.0	68449.6	2053.5	0.79	41.2	1.9	2061.5
	5	**TET 6** (42.52723N 2.26000E 962m) Fractured augen gneiss											
	(5)	TET6.01	57.3	7.5	6.6	9.1	0.9	2324.7	93.0	0.78	2.7	0.3	-
		TET6.02	55.8	10.7	5.9	12.2	0.6	25268.6	505.4	0.78	22.2	0.9	-
		TET6.03	50.5	15.8	8.8	17.9	0.6	36133.8	722.7	0.76	22.1	0.9	-
		TET6.04	67.5	5.2	1.8	5.7	0.3	16993.8	509.8	0.80	30.9	1.2	-
	150	**TET1.1** (42.52611N 2.24305555E 900 m) Granite with chlorite											
	(110)	TET1.1.01	80.0	1.5	1.2	1.8	0.8	726.8	36.3	0.85	4.0	0.5	409.6
		TET1.1.02	69.4	6.2	1.0	6.4	0.2	1355.6	54.2	0.79	2.2	0.3	590.8
		TET1.1.03	80.0	13.3	1.1	13.6	0.1	10513.8	420.6	0.82	7.8	0.5	1233.6
		TET1.1.04	81.7	5.7	2.4	6.2	0.4	13032.9	391.0	0.82	21.1	1.0	925.2
	225	**TET 2** (42.52597N 2.24502E 908m) Mylonite											
	(180)	TET 2.01	50.9	8.8	3.0	9.5	0.3	5879.0	235.2	0.75	6.8	0.5	484.4
		TET 2.02	56.1	117.1	15.7	120.9	0.1	52741.9	1054.8	0.79	4.6	0.2	272.8
		TET 2.03	53.7	22.2	0.6	22.3	0.0	1778.2	88.9	0.78	0.9	0.1	-
		TET 2.04	44.4	64.4	1.7	64.8	0.0	13460.6	403.8	0.73	2.4	0.1	395.9
	400	**TET2.1** (42.52417N 2.24389E 1032m) Mylonite											
	(320)	TET2.1.01	70.4	8.4	3.7	9.3	0.4	9127.7	365.1	0.79	10.3	0.8	-
		TET2.1.02	72.7	31.5	1.8	32.0	0.1	9746.2	389.8	0.81	3.1	0.4	-
		TET2.1.03	65.6	7.2	4.8	8.3	0.7	4432.9	221.6	0.79	5.6	0.5	-
	750	**TET 3 (**42.52153N 2.24116E 1134m) Fine grained gneiss											
	(640)	TET 3.01	54.3	40.3	100.3	64.4	2.5	71163.4	711.6	0.77	11.9	0.4	-
		TET 3.02	57.4	26.4	4.0	27.4	0.1	33514.2	670.3	0.77	13.1	0.4	-
		TET 3.03	59.4	30.7	11.8	33.5	0.4	32649.6	979.5	0.79	10.2	0.5	-
	1650	**TET 7** (42.5275N 2.30057E 1241m) Augen gneiss											
	(1500)	TET7.01	65.0	7.7	7.2	9.4	0.9	12101.5	363.0	0.81	13.3	0.6	-
		TET7.02	52.0	8.2	8.8	10.3	1.1	14250.2	427.5	0.74	15.4	0.7	-
		TET7.03	50.9	34.3	10.6	36.8	0.3	38058.7	761.2	0.76	11.2	0.5	-
		TET7.04	66.0	15.2	6.5	17.0	0.5	19018.6	570.6	0.79	13.5	0.7	-
	2100	**TET 4** (42.51175N 2.25487E 1390m) Augen gneiss											
	(1910)	TET4.01	53.6	7.9	1.1	8.2	0.1	11341.8	340.3	0.79	14.6	0.8	-
		TET4.02	72.8	44.1	16.2	48.0	0.4	63334.8	1266.7	0.83	13.1	0.3	-
		TET4.03	57.3	20.7	5.0	21.9	0.2	26446.6	793.4	0.79	12.7	0.6	-
		TET4.04	66.1	53.4	2.2	53.9	0.0	76322.9	763.2	0.81	14.4	0.5	-
	3700	**TET 5** (42.49078N 2.23036E 1900m) Augen Gneiss											
	(3360)	TET5.01	53.8	9.4	5.1	10.6	0.5	20897.8	418.0	0.77	21.1	0.9	-
		TET5.02	58.3	11.5	4.5	12.6	0.4	22997.0	459.9	0.79	19.2	0.7	-
		TET5.03	58.3	10.6	6.6	12.1	0.6	27566.0	551.3	0.79	24.0	0.8	-
		TET5.04	55.6	8.6	5.0	9.8	0.6	16118.3	483.5	0.78	17.4	0.5	-
		TET5.05	55.0	6.3	2.7	7.0	0.4	11473.4	344.2	0.78	17.4	0.8	-
		TET5.06	63.7	13.9	6.5	15.5	0.5	34660.8	346.6	0.80	23.1	0.6	1558.8
		TET5.07	65.0	11.7	6.5	13.2	0.6	26799.9	536.0	0.81	20.7	0.8	1900.1

Note Fd : Fault horizontal distance; between brackets fault normal distance / Ft : Alpha ejection correction (Farley et al., 1996)

B. Article 3: "*Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (U-Th)/He apatite thermochronology and REE analyses, the example of the Têt fault (Pyrenees, France)*"

i) Objectif de l'article

Cet article a pour but de contraindre la géométrie de l'anomalie thermique liée aux circulations de fluides hydrothermaux le long de la faille de la Têt entre Thuès-les-Bains et Planès. Les modèles numériques de *Taillefer et al. (2018)* montrent qu'entre Thuès-les-Bains et St-Thomas-les-Bains se localise l'anomalie thermique positive la plus importante du système hydrothermal de la Têt, mais également une anomalie thermique négative au niveau de Planès. Pour cette étude, 3 nouvelles zones à l'Ouest de Thuès-les-Bains ont été échantillonnées : (1) le profil GAL réalisé entre les deux clusters de sources hydrothermales de Thuès et St-Thomas. (2) Le profil ST réalisé au niveau des sources de St-Thomas. (3) Trois échantillons notés PLA ont été récoltés sur le plateau de Planès (PLA), décrit comme une zone d'infiltration des fluides météoriques.

Des échantillons ont été récoltés également dans le toit de la faille de la Têt afin d'étudier également la propagation de l'anomalie thermique dans ce compartiment. Ce sont au total 99 nouvelles datations (U-Th)/He sur apatite ainsi que 63 nouveaux spectres de Terres Rares qui s'ajoutent aux données obtenues à Thuès-les-Bains et qui permettent de discuter de la distribution spatiale de l'anomalie thermique le long de la faille de la Têt.

Dans cet article, les datations (U-Th)/He sur apatite des échantillons épargnés par l'hydrothermalisme ont été utilisées pour réaliser des modèles préliminaires de l'évolution thermique des massifs de la Carança et du Mont-Louis.

ii) Article

La numérotation des figures et des pages dans l'article est indépendante de celle du manuscrit. Les données supplémentaires de l'article sont disponibles dans l'Annexe 8.

Solid Earth, 11, 1747–1771, 2020
https://doi.org/10.5194/se-11-1747-2020
© Author(s) 2020. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Solid Earth Open Access EGU

Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (U−Th)/He apatite thermochronology and rare-earth element (REE) analyses: the example of the Têt fault (Pyrenees, France)

Gaétan Milesi[1], Patrick Monié[1], Philippe Münch[1], Roger Soliva[1], Audrey Taillefer[1], Olivier Bruguier[1], Mathieu Bellanger[2], Michaël Bonno[1], and Céline Martin[1]

[1]Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS, Université des Antilles, Montpellier, France
[2]TLS Geothermics, 91 chemin de Gabardie, 31200 Toulouse, France

Correspondence: Gaétan Milesi (gaetan.milesi@umontpellier.fr)

Received: 15 April 2020 – Discussion started: 23 April 2020
Revised: 30 June 2020 – Accepted: 28 July 2020 – Published: 14 September 2020

Abstract. The Têt fault is a major crustal-scale fault in the eastern Pyrenees (France) along which 29 hot springs emerge, mainly within the footwall damage zone of the fault. In this study, (U−Th)/He apatite (AHe) thermochronology is used in combination with rare-earth element (REE) analyses in order to investigate the imprint of hydrothermal activity around two main hot spring clusters (Thuès-les-Bains and St Thomas) and between them. The main goal is to better define the geometry and intensity of the recent thermal anomalies along the fault and to compare them with previous results from numerical modelling. This study displays 99 new AHe ages and 63 REE analyses on single apatite grains from samples collected in the hanging wall (18 to 43 Ma) and footwall (8 to 26 Ma) of the Têt fault. In the footwall, the results reveal AHe age resetting and apatite REE depletion due to hydrothermal circulation along the Têt fault damage zone, near the two hot spring clusters, and also in areas lacking present-day geothermal surface manifestation. These age resettings and element depletions are more pronounced around the Thuès-les-Bains hot spring cluster and are spatially restricted to a limited volume of the damage zone. Outside this damage zone, new modelling of thermochronological data specifies the thermal evolution of the massifs. The footwall model suggests the succession of two main phases of cooling: between 30 and 24 Ma and a second one around 10 Ma. In the hanging wall, little evidence of hydrothermal imprint on AHe ages and REE signatures has been found, and thermal modelling records a single cooling phase at 35–30 Ma. Low-temperature thermochronology combined with REE analyses allows us to identify the spatial extent of a recent geothermal perturbation related to hydrothermal flow along a master fault zone in the eastern Pyrenees, opens new perspectives to constrain the geometry and intensity of geothermal fields, and provides new regional constraints on the cooling history of the footwall and hanging-wall massifs.

1 Introduction

Global geothermal energy production is expected to grow rapidly over the next years due to its low environmental impact and increasing technological developments (Van der Zwaan and Della Longa, 2019). Geothermal exploration reveals great potential in different geological contexts (Lund et al., 2011; Dobson, 2016) for several years (Barbier, 2002), which include magmatic environments (e.g. Heffington et al., 1977) and fault systems due to crustal extension (Meixner et al., 2016). Heat advection requires the presence of water such as that commonly found in continental hydrothermal systems (Deming, 1994). This type of system can show temperature and water discharge rates large enough for electricity production in "geothermal doublets", such as those developed in the Basin and Range province (Blackwell et al., 2000; Faulds et al., 2010) or in western Anatolia, Turkey (Roche et al., 2018), with temperatures above 200 °C (Bertani, 2012).

Several studies have shown the impact of faults adjacent to topography to control hydrothermal circulation, whereby the hot water flow is enhanced by forced convection (e.g. Forster and Smith, 1989; McKenna and Blackwell, 2004; Taillefer et al., 2017; Sutherland et al., 2017; Volpi et al., 2017; Jordan et al., 2018; Wanner et al., 2019). Even in a poorly active tectonic context, a high topographic gradient and the fracture permeability inherent to normal faults provide good conditions to allow efficient hydrothermal flow, as shown by multiple hot springs located along faults (Taillefer et al., 2017, 2018; Wanner et al., 2019). In this case, meteoric fluids infiltrate from high reliefs in the footwall, heat up at depth, and rise in areas of high permeability along the faults (Grasby and Hutcheon, 2001; Craw et al., 2013). Thus, the circulation of hydrothermal fluids is essentially controlled by topography, the permeability of the host rocks, the geometry of the fault zone (Caine and Tomusiak, 2003; Bense et al., 2013), fracture mineralization (Eichhubl et al., 2009; Griffiths et al., 2016), and the tectonic background of the area (Faulds and Hinz, 2015).

In places where no heat flow data are available (no boreholes), geothermal exploration mainly relies on surface manifestations of hot hydrothermal fluids (such as hot springs, tuff deposits, or recent hydrothermal mineralizations). It has recently been proposed that low-temperature (LT) thermochronology can be used as a low-cost tool to support or extend the exploration of such geothermal systems (Gorynski et al., 2014; Milesi et al., 2019). In the past decades an increasing number of studies revealed the influence of hydrothermal circulations on LT thermochronometers, rendering their interpretation difficult in terms of exhumation history along faults (e.g. Whipp and Ehlers, 2007; Wölfler et al., 2010; Gorynski et al., 2014; Danišík et al., 2015; Valla et al., 2016; Janots et al., 2019; Louis et al., 2019). In this study, we propose an extended analysis of the (U−Th)/He system in apatite (AHe) that is sensitive in a temperature range between 40 and 120 °C (Gautheron et al., 2009; Shuster and Farley, 2009; Ault et al., 2019), combined with rare-earth element (REE) analyses on the same apatite grains. These coupled analyses are used along the Têt normal fault (Pyrenees) to track the effects of surface and blind thermal systems without evidence of active fluid circulations. In a previous study (Milesi et al., 2019), we showed that the analysis of REE mobility in apatite can help to interpret scattering of AHe ages, which in turn emphasizes hydrothermal imprints on this mineral. In this previous study, we focused on an area located in the vicinity of an active hot spring cluster along the dormant Têt fault in the eastern Pyrenees. The present study investigates a 10 km long segment of the Têt fault in order to test these tools with two new sampling profiles both in areas lacking current surface manifestations of hot hydrothermal fluids and near the hottest springs along the fault.

2 Geological setting

2.1 Cenozoic Têt fault activity and related exhumation of the eastern Pyrenees

The Pyrenees form a mountain range 1000 km long and 150 km wide at the boundary between the Eurasian and Iberian plates (Fig. 1a). The maximum of shortening occurred during the Eocene in the axial part of the Pyrenees (Vergés et al., 1995; Gibson et al., 2007; Sinclair et al., 2005; Metcalf et al., 2009; Whitchurch et al., 2011; Fillon and van der Beek, 2012) and between the Eocene and early Oligocene in the eastern part (Burbank et al., 1992). This period was characterized by the emplacement of south-verging nappes rooted in the northern part of the range (Vergés et al., 1995; Sibuet et al., 2004; Teixell et al., 2016). In the early Eocene, the balanced cross sections of Ternois et al. (2019) suggest the Eocene thrusting of the Aston–Mont-Louis unit onto the Canigou massif, in agreement with thermochronological data (Maurel et al., 2008). At the end of Oligocene, faults with a NE–SW trend such as the Têt and Tech faults were (re-)activated with normal motion in response to the rifting of the Gulf of Lion (Séranne et al., 1995). Later, two minor tectonic events were recorded on these faults: a Miocene dextral strike-slip phase along the Têt fault led to the formation of pull-apart basins (Fig. 1b) such as the Cerdagne and Roussillon basins (Cabrera et al., 1988; Gibert et al., 2007) and a second extensional tectonic event during the Plio-Quaternary (Carozza and Baize, 2004; Lacan and Ortuño, 2012; Petit and Mouthereau, 2012; Clauzon et al., 2015).

The Têt fault (eastern Pyrenees) reaches 100 km in length across Palaeozoic rocks from the axial zone, and that separates two domains with different long-time thermal evolution and exhumation history (Fig. 1b). Previous studies at the scale of the eastern Pyrenees using various thermochronometers, such as muscovite and biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$, zircon fission track (ZFT), (U−Th)/He on zircon (ZHe), apatite fission track (AFT), and (U−Th)/He on apatite (AHe), provide important age constraints on the regional thermal history of the eastern Pyrenees (Maurel et al., 2008; Gunnell et al., 2009; Vacherat et al., 2014, 2016; Milesi et al., 2019; Ternois et al., 2019).

In the hanging wall of the normal Têt fault (north of the fault), $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of hornblende (300.3 ± 3.1 Ma) and biotite (291.2 ± 2.8 Ma) from the granitic Mont-Louis massif (Fig. 1c) record only the Variscan cooling history (Maurel et al., 2008). By contrast, K-feldspar displays a discordant age spectrum from about 50 to 295 Ma which was interpreted through multiple diffusion domain (MDD) modelling to record the exhumation and cooling effects related to the Pyrenean compressive tectonics in the Eocene. This is consistent with fission tracks and zircon (U−Th)/He ages in the whole massif. AHe data yielded a large age range between 29.7 ± 1.5 and 48.7 ± 2.4 Ma that is indicative of a long residence in the partial retention zone from the middle Eocene

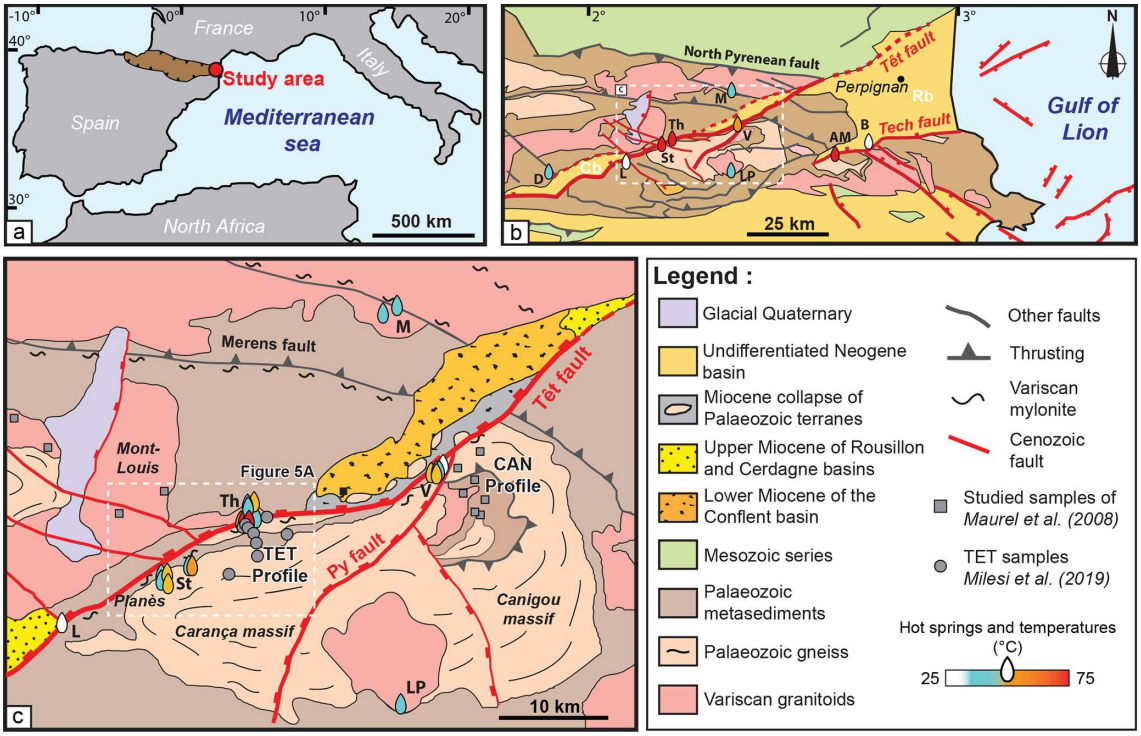


Figure 1. **(a)** Regional map at the scale of the Mediterranean basin: the outline of the Pyrenees is shown in brown and the study area is indicated with a red dot. **(b)** Structural map with principal faults and units; hot spring clusters are reported with coloured drops. D: Dorres, L: Llo, St: St Thomas, Th: Thuès-les-bains, V: Vernet-les-bains, LP: La Preste-les-bains, AM: Amélie-les-bains, B: Le Boulou, M: Molitg-les-bains. Roussillon basin: Rb, Cerdagne basin: Cb (modified from Taillefer et al., 2017). **(c)** Local map with the location of previously published AHe ages and the location of the studied area (dashed rectangle, Fig. 5a). Hot springs are also represented by drops (modified from Maurel et al., 2008).

to the lower Oligocene (Maurel et al., 2008; Gunnell et al., 2009).

In the footwall of the Têt fault, samples from the Canigou massif display younger and discordant muscovite and biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages that range from about 88.3 ± 16.8 to 303.9 ± 2.4 Ma for muscovite and from 47.0 ± 5.9 to 185.3 ± 1.7 Ma for biotite. These discordant ages were interpreted to record a thermal overprint on the Variscan basement rocks contemporary to the thinning and associated metamorphism of the North Pyrenean zone (Maurel et al., 2008) and/or the thermal effects associated with the widespread hydrothermal activity that affected the eastern Pyrenees in the Cretaceous (Boulvais et al., 2007; Poujol et al., 2010; Fallourd et al., 2014; Boutin et al., 2016). However, it is likely that the Eocene overthrusting of the northern units (Ternois et al., 2019) played a significant role in this age scattering. Nevertheless, the Canigou massif could have occupied a ~ 4 km deeper position with respect to the Mont-Louis massif (Maurel et al., 2008) before its Oligo-Miocene exhumation. Thermal modelling using low-temperature thermochronometers revealed that the Canigou massif was rapidly cooled $\sim 20\,^{\circ}C\,Ma^{-1}$ between 30 and 25 Ma (Fig. 2) in relation to the Têt fault normal activity (Maurel et al., 2008; Milesi et al., 2019). The Cenozoic exhumation of the Carança and Canigou massifs is estimated at about 2000 m (Maurel et al., 2008), but the last period of relief edification and Têt fault activity is still debated. The last vertical movements are related to either the Miocene tectonic phase with a maximum of 300 m of footwall uplift (Cabrera et al., 1988; Mauffret et al., 2001) or to the Plio-Quaternary tectonic phase with up to 500 m of exhumation (Carozza and Baize, 2004; Lacan and Ortuño, 2012; Clauzon et al., 2015). Petit and Mouthereau (2012) consider any vertical displacement on the Têt fault to have occurred during the Plio-Quaternary. Numerous NW–SE faults, inherited from the Hercynian tectonics (Barbey et al., 2001), are described as brittle faults with post-Miocene activity. These faults are well-expressed near the St Thomas hot spring cluster (Fig. 3, Taillefer et al., 2017 and 2018). In the late to middle Neogene, a global regional uplift of ~ 1.5 to 2 km associated with thermal erosion of the subcontinental lithosphere is evidenced on the basis of multidisciplinary (Gunnell et al., 2009) and thermochronological studies (Fitzgerald et al., 1999).

Today, the Têt fault shows no clear evidence of seismic activity (Souriau and Pauchet, 1998), and no vertical movement is recorded by GPS in the eastern Pyrenees (Masson et

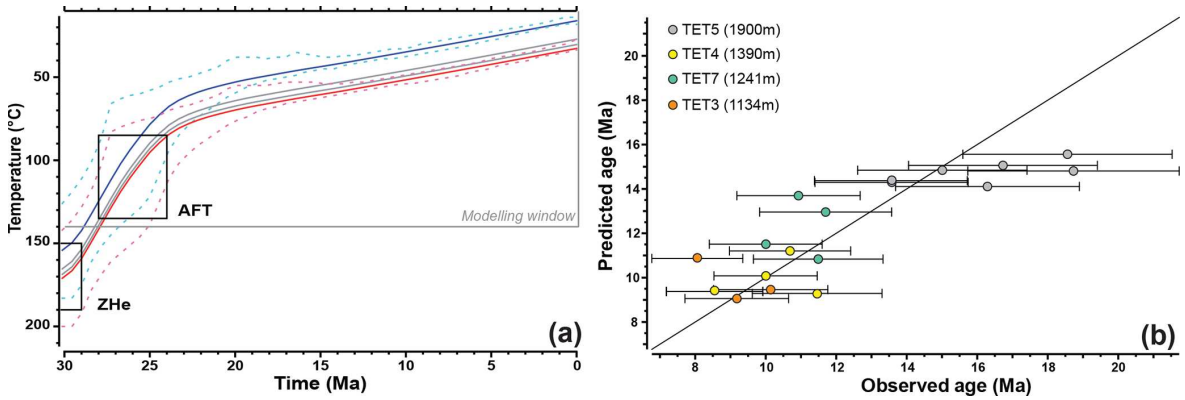


Figure 2. **(a)** Regional thermal history of the Carança–Canigou range (Têt fault footwall). Thermal modelling was computed with QTQt software (Gallagher, 2012) and Gautheron et al. (2009) diffusion parameters using AHe data from Milesi et al. (2019) and AFT and ZHe data from Maurel et al. (2008). Blue and red T-t paths correspond to the computed thermal history of the most and least elevated samples, respectively. Dashed lines: 95 % confidence interval of T-t paths. **(b)** Predicted age vs. observed age graph for each apatite grain. The 1 : 1 diagonal line corresponds to an ideal fit of these ages.

al., 2019). Cosmogenic radionuclide data on karst sediments (Sartégou et al., 2018) and on Têt valley fluvial terraces (Delmas et al., 2018) suggest incision rates in the range of 1 and 25 m per million years since 6 Ma.

2.2 Têt fault damage zone and associated hydrothermal systems

The Têt fault is characterized by a thick sequence of deformed rocks on both sides of the main fault that can be divided into two distinct zones: the core zone (CZ) and the damage zone (DZ) (Caine et al., 1996; Shipton and Cowie, 2001; Billi et al., 2003; Kim et al., 2004; Berg and Skar, 2005). The CZ is generally formed by fault rocks composed of breccias, cataclasites, and gouges (e.g. Sibson, 2000; Fossen and Rotevatn, 2016). The CZ of the Têt fault is $\sim$ 10 m thick and essentially composed of noncohesive breccias supported by clay gouges, cataclasites, and crush breccias formed at the expense of Palaeozoic rocks. Locally the Têt fault displays a multi-core pattern (Thuès-les-Bains, Llo) with small cataclastic fault zones and deformed gneiss lenses within the CZ (see Supplement Sect. S1 for a description of the Thuès-les-Bains CZ).

The DZ is a rock volume adjacent to the CZ characterized by an important number of fractures (Caine et al., 1996; Sibson, 2000; Kim et al., 2004; Agosta et al., 2007; Faulkner et al., 2010). Close to Thuès-les-Bains, on the basis of field measurements of fractures and small faults in the Carança valley, the half-thickness of the DZ is estimated at 400 m (horizontal distance) with an inner highly fractured DZ of 75 m (Milesi et al., 2019). The half-thickness of the Têt fault DZ is estimated between 200 and 700 m using lineament analysis of satellite SPOT images with 5 m resolution (Taillefer et al., 2017). These values are coherent with fault displacement and damage zone thickness laws assuming a symmetrical DZ for the fault (Mayolle et al., 2019). In the DZ, fractures are filled with quartz and/or carbonates, and some of them from the inner DZ show chlorite, muscovite, and iron oxides in veins cross-cutting fault rocks.

The Têt valley concentrates 29 hot springs with temperatures between 25 and 75 °C, without seasonal temperature variation and with a relatively homogeneous chemical composition of spring waters (Petit et al., 2014; Supplement Sect. S2). In the studied area, hot springs are distributed in four main clusters. From east to west (Fig. 1b) are Vernet-les-bains (Vernet, Tw = 36–56 °C), Thuès-les-bains (Thuès, Tw = 35–73 °C), St Thomas–Prats-Balaguer (St Thomas, Tw = 38–60 °C), and Llo (Tw around 30 °C). Stable isotope analyses of hot spring waters indicate a meteoric origin, with an altitude of infiltration above 2000 m for Thuès and St Thomas, above 1800 m for Vernet, and between these values for Llo hot springs (Petit et al., 2014). Various geothermometers (silica, chalcedony, Na/K, Na/Li, Na–K–Ca) show a range of maximum water temperature at depth between 70 and 130 °C, consistent with the surface temperature of emerging water of each cluster (Krimissa, 1992; Taillefer et al., 2018). Hot springs are mainly located in the footwall DZ of the Têt fault except for the Thuès-les-Bains area where three hot springs also occur in the hanging wall (Canaveilles, Tw = 52–60 °C). The location of hot springs mainly in the footwall may be related to the occurrence of impermeable metasediments in the hanging wall at the surface (Taillefer et al., 2018) or to the fault CZ, which can act as a barrier of permeability for hydrothermal fluids (e.g. Fisher and Knipe, 1998; Ballas et al., 2012). The local presence of NW–SE faults (e.g. Prats fault near St Thomas) cross-cutting or linked to the Têt fault can also increase permeability and localize channelized fluid upflow.

Figure 4 shows the numerical modelling of fluid circulations along the Têt fault between Thuès-les-Bains and

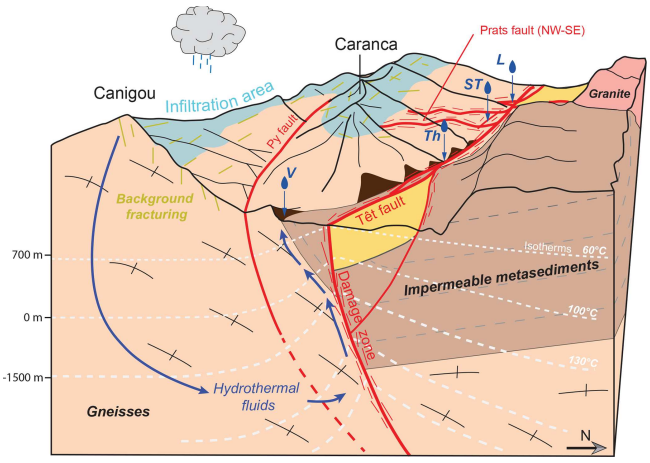


Figure 3. Conceptual model of hydrothermal circulations in the footwall of the dormant Têt fault (hot spring cluster: L: Llo, ST: St Thomas, Th: Thuès-les-bains, V: Vernet-les-bains). Variscan mylonites are in dark brown, and Neogene basins are in yellow (modified after Taillefer et al., 2017).

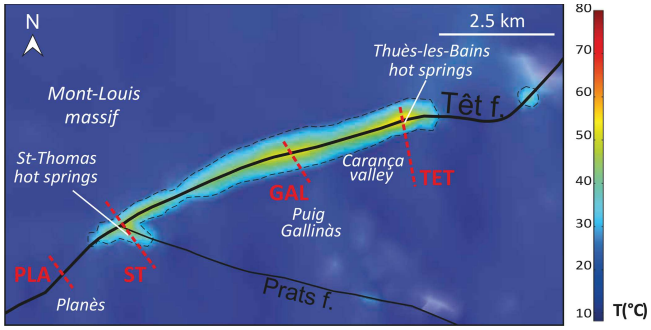


Figure 4. Map view of the modelled surface temperatures taking into account a permeability of 7.10^{-15} and 5.10^{-15} m^2 for the Têt fault zone and Prats fault zone (black lines), respectively. The dotted black lines correspond to the limit of the modelled surface temperature anomaly (modified after Taillefer et al., 2018). The four red dotted lines are sampling profiles (TET, GAL, ST, and PLA).

Planès, which takes into account the combined effects of permeability, topography, and structural discontinuities through field-based geologic and topographic 3D modelling (Taillefer et al., 2018). This model is essentially based on a precise structural map that highlights high-permeability drains and on water chemical analyses that provide constraints on the altitude of fluid infiltration and maximum temperature of water at depth. It shows the presence of a continuous ~ 7 km long surface thermal anomaly along the Têt fault only due to the fluid circulation of meteoric water inside the massif. In this model, the simulated geothermal gradient can reach up to 90 °C km^{-1} around Thuès-les-Bains, and three main zones of hot surface water temperatures have been identified. Two of them are located at the tips of this anomaly on the hot spring clusters of Thuès-les-Bains and St Thomas. The third enhanced anomaly is located between these two zones, 2 km west of Thuès-les-Bains at the foot of the Puig Gallinàs massif (2624 m), but lacks actual hot springs. In simulations, hot fluids contributing to these anomalies originate from the infiltration and deep circulation of meteoric water inside the basement and along the fault plane forced by the topographic gradient. Topography appears to be the main parameter to initiate hydrothermal circulations that may have been active since the edification of the relief during the Oligocene (Maurel et al., 2008). By contrast, a negative thermal anomaly is modelled along the fault plane near the Planès plateau (to the west) that is interpreted as a recharge area for hydrothermal fluids that circulate along the Têt fault, supplying the central positive anomaly.

Near Thuès-les-Bains, we recently showed that hydrothermal fluid interactions account for AHe age dispersion (Milesi et al., 2019). Indeed, AHe ages are scattered and rejuvenated or aged in a consistent way with respect to sample position. In the inner DZ adjacent to the CZ, where fluid flows were concentrated, AHe ages mainly display ageing with a large scatter between 2.7 ± 0.3 and 41.2 ± 1.9 Ma. Samples from the outer DZ mainly show apatite rejuvenation with less scattered ages between 0.9 ± 0.1 and 21.1 ± 1.1 Ma. Moreover, we showed that the rejuvenation of apatites in the DZ correlates with a decrease in their REE contents, while their ageing is associated with enriched REE contents compared to samples taken outside the DZ (Milesi et al., 2019).

The thermochronological study presented here extends the study area along the Têt fault footwall to the west up to the potential Planès recharge zone. This enables us to (i) explore the location of the recent thermal anomalies with LT thermochronology coupled with REE analyses along the fault in a way different from numerical modelling and (ii) confirm our previous results on the TET profile. We also incorporated samples from the hanging wall for comparison.

3 Methodology

3.1 Sampling

A total of 23 new samples of Palaeozoic gneisses, Variscan mylonites, and granites were collected both in the footwall and hanging wall of the Têt fault (Fig. 5), providing 99 single-grain AHe ages and 63 REE analyses. To study the distribution of the thermal anomaly along the Têt fault, sampling was realized roughly perpendicular to the fault: (1) in the vicinity of the Thuès-les-bains (TET profile) and St Thomas (ST profile) hot spring clusters, (2) in areas without hot springs between St Thomas and Thuès-les-bains, i.e. the Carança valley (CAR), at the foot of the Puig Gallinàs (GAL profile) and further west, in the Planès area (PLA), a topographic high along the fault considered to be a recharge zone. The aim of this sampling was to track the effects of recent hydrothermal circulations, mainly in the footwall, adjacent to

the fault on the behaviour of AHe ages and REE in areas with and without active hot fluid circulations. Our final goal is to provide a first-order map of recent thermal anomalies along the Têt fault and to compare it with that deduced from numerical modelling (Fig. 4). For all the samples, we selected the freshest rocks, up to the highly fractured inner DZ, in order to get the most suitable apatite grains for AHe dating. Figure 6 shows that the alteration and fluid circulation in the DZ are localized along fractures, are very heterogeneous at the scale of the rock sample, and generally weather limited volumes of poorly permeable rocks around fractures (e.g. McCay et al., 2019).

3.1.1 Sampling near active hot spring clusters: TET and ST profiles

The TET profile is located in the vicinity of the Thuès-les-Bains cluster, showing the hottest water temperatures (Fig. 5). This profile has already been studied (Milesi et al., 2019), and we completed the sampling of this profile with two samples from the footwall inner DZ (TET1 and TET8) and with one from the hanging wall at the transition between the inner and outer DZ (TETHW). Samples TET1 and TET8 were taken within hydrothermalized, chloritized, and fractured gneisses within the hot spring cluster and 500 m to the east, respectively. Sample TETHW is a well-preserved, non-fractured augen gneiss collected at a distance of 100 m from the Têt fault to evaluate the influence of potential hydrothermal activity in this block. The distance from the Têt fault is a horizontal distance throughout the paper.

ST samples are located on a $\sim$ 3500 m long profile crossing the St Thomas hot spring cluster. The hot springs at St Thomas are located in the vicinity of a NW–SE fault network connected to the Têt fault (Fig. 3; Taillefer et al., 2017). The dimension of the DZ in St Thomas with a width of 700 m is larger than in Thuès-les-Bains due to the presence of this fault network. We collected six samples in the footwall along this profile including gneisses, granites, and mylonites (Fig. 6a–c), with elevations between 1107 m (ST16) and 1480 m (ST8). Samples in the footwall have an elevation between 1107 m (ST16) and 1480 m (ST8). In the DZ, samples ST15 and ST16 are highly fractured mylonites collected close to the fault at 15 and 100 m (inner DZ), with evidence of chlorite and silica precipitation (Fig. 6g–i). Samples ST2 and ST3 are located around the St Thomas hot springs ($<$ 100 m) in the outer DZ at 250 and 400 m of distance from the Têt fault, respectively. Sample ST2 is a fractured and chloritized gneiss showing some traces of oxidation, while gneiss ST3 does not display any fracturation or alteration. Outside the footwall DZ, samples ST4 and ST8 were collected at a distance of 835 and 1750 m from the Têt fault. They look fresh and do not display any evidence of hydrothermal alteration or fractures. In the hanging wall, samples ST1, ST11, ST12, and ST14 were respectively collected at 5, 160, 1900, and 175 m from the Têt fault and correspond to an altitude variation of 500 m. Sample ST1 is a highly fractured gneiss from the inner DZ and shows an important density of silica veins. In the outer DZ, sample ST14 is a gneiss showing few fractures filled by chlorite, and sample ST11 is an unaltered and non-fractured granite (Fig. 6b). ST12 corresponds to a well-preserved and undeformed outcrop of the Mont-Louis granite.

3.1.2 Areas with no hot springs: GAL and PLA profiles, CAR valley

The GAL profile has been sampled in an area devoid of actual hot springs, perpendicularly to the thermal anomaly modelled by Taillefer et al. (2018), approximately midway between the TET and ST profiles (Fig. 4). The samples GAL3, GAL6, and GAL7 are fine-grained gneisses located on a steep slope of the Têt fault footwall at respective distances of 920, 330, and 200 m from the fault, with an elevation ranging between 1323 and 1065 m. GAL3 is a well-preserved fine-grained gneiss outside the DZ of the Têt fault. In the outer DZ, samples GAL6 and GAL7 have the same lithology as GAL3 but show many quartz- and calcite-filled fractures and locally the occurrence of chlorite and iron oxides. Samples GAL1, GAL2, and GAL8 are gneisses from the hanging wall at a distance of 425, 115, and 40 m from the Têt fault (Fig. 5). Samples GAL1 and GAL2 from the outer DZ are weakly fractured, whereas sample GAL8 from the inner DZ is highly fractured and highly chloritized and silicified.

We also collected samples from the footwall, 1.5 km to the west of the Thuès hot spring cluster in the bottom of the Carança valley bottom (Fig. 5), but only one sample (CAR7) from the outer DZ at 200 m south of the the Têt fault core yields apatites suitable for (U−Th)/He dating. It is a Variscan mylonite that exhibits a well-preserved fine-grained assemblage with little evidence of alteration (scarce growth of sericite after feldspar and of chlorite after biotite) and the presence of quartz–calcite-filled fractures at the outcrop scale (Fig. 6d, e).

On the PLA profile, the samples were located on a small plateau above 1500 m of elevation 1.5 km west of the St Thomas hot spring cluster (Fig. 5). Gneisses PLA2 and PLA5 do not show any evidence of alteration, and sample PLA3 is fractured with the local presence of iron oxides. In the footwall, samples PLA3 and PLA2 are located at a distance of 170 m (within the outer DZ) and 920 m (outside DZ) from the principal Têt fault trace and at rather the same elevation (1622 and 1682 m). Sample PLA5 is located within the outer DZ of the hanging wall at a distance of 600 m from the Têt fault.

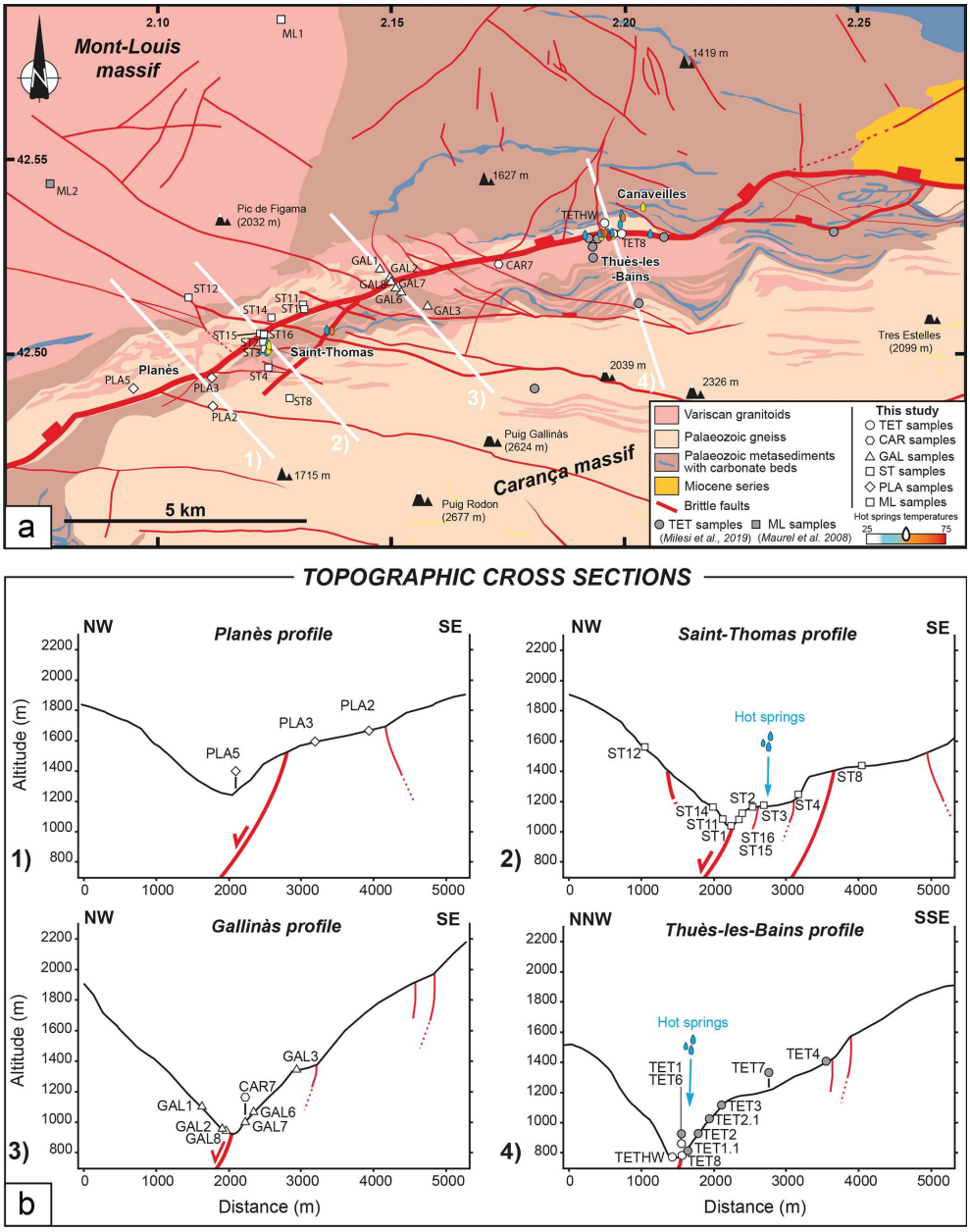


Figure 5. (a) Structural map modified from Taillefer et al. (2017) showing the four sampling profiles. Grey shows samples from previous studies (Maurel et al., 2008; Milesi et al., 2019); in white are new samples from this study. **(b)** Topographic cross sections of the four transects with the projection of the dated samples (vertical scale exaggerated 2 times). (1) Planès, (2) St Thomas, (3) Gallinàs, and (4) Thuès-les-Bains. White samples are new samples from this study, and grey samples from Thuès-les-Bains are from Milesi et al. (2019). Projected samples are above topographic lines.

3.2 Analytical method

3.2.1 (U−Th)/He analyses

Apatite (U−Th)/He analyses were conducted in the noble gas laboratory of Géosciences Montpellier. All samples were crushed, and apatite mineral concentrates were gained by heavy liquid methods. Inclusion-free apatite crystals with no evidence of fractures were hand-picked (see Supplement Sect. S3 for apatite grain photos) under a binocular microscope, and grains with an equivalent radius (Rs) above 40 µm were selected (see tables in Sect. 4). Each single grain was packed in Pt tubes, placed under vacuum, and heated at 900 °C for 5 min with a 1090 nm fibre laser operating at 20 W. After ^{3}He spiking, gas purification was achieved by a cryogenic trap and two SAES AP-10-N getters, and helium

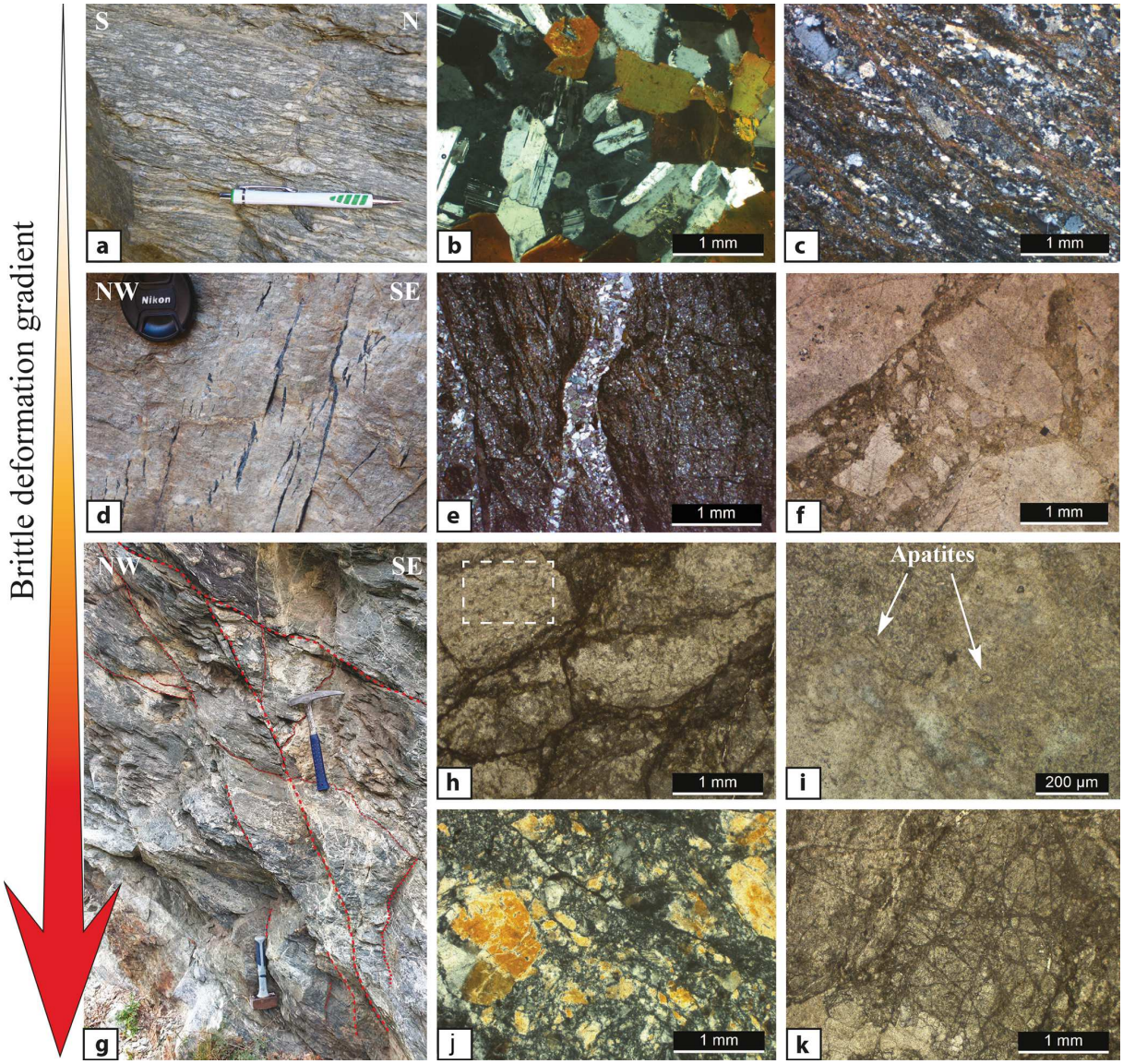


Figure 6. Outcrop and microscopic images of crystalline rocks near the Têt fault (eastern Pyrenees) showing a brittle deformation gradient. Samples outside the damage zone (DZ): **(a)** typical Canigou augen gneiss; **(b)** thin section of undeformed Mont-Louis granite, ST12 sample; **(c)** Variscan mylonite unaffected by fractures. Samples from the outer DZ: **(d)** silica-filled fractures in mylonites close to CAR7 sample; **(e)** thin section of previous mylonites with quartz-filled fracture; **(f)** fracture filled with a micro-breccia near the St Thomas (ST) hot spring cluster. Samples from the inner DZ: **(g)** intense fracturation in the footwall near the Têt fault on ST profile close to samples ST15 and ST16; **(h)** thin section of a heterogeneously fractured and altered gneiss (close to sample ST15) showing gneiss lenses less affected by hydrothermal alteration; **(i)** close view of apatite grains within a gneiss lens (enlargement of dashed rectangle in **h**); **(j)** thin section of cataclasite next to the Têt fault core; **(k)** thin section of proto-cataclasite next to the Têt fault core.

content was measured on a quadrupole PrismaPlus QMG 220. The ^{4}He content was determined by the peak height method and is 10–100 times above typical blank levels. A second heating with the same procedure was systematically conducted to check that more than 99 % of ^{4}He was extracted during the first heating. After helium extraction, Pt tubes were retrieved from the mass spectrometer and put in a 2 mL polypropylene conical tube. Samples were doubly spiked (230 Th and 233 U) and dissolved in 100 µL 5N HNO_3 (60 °C for 2.5 h). The resulting solutions were diluted with 900 µL 1N HNO_3, and U (233 U and 238 U) and Th (230 Th and 232 Th) were measured by using isotope dilution ICP-MS (for more details about the analytical procedure, see Wu et al., 2016). For age calculation, alpha ejection correction (Farley et al., 1996) was calculated using the Ft software (Gautheron and Tassan-Got, 2010; Ketcham et al., 2011).

Durango apatite replicates were analysed between four unknown grains and yielded a mean age of 31.31±1.82 Ma during the course of this study. This is consistent with the reference age of 31.02±1.01 Ma given by McDowell et al. (2005).

3.2.2 REE analyses

REE and trace element (LILE, HFSE) analyses on single apatite grains were performed at Géosciences Montpellier using the equipment available at the AETE-ISO analytical platform of the OSU OREME (University of Montpellier). Analyses were conducted using the same solutions that were previously used for U and Th isotopic analyses following a technique published in earlier reports (e.g. Bruguier et al., 2003). Analyses were performed using an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS in the no-gas mode using the pulse-counting mode (three points per peak) and a 50 µL min^{-1} self-aspirating nebulizer. Concentrations were determined by external calibration using multi-element calibration solutions prepared from pure, 10 ppm, single-element solutions. Nb and Ta were measured by surrogate calibration using Zr and Hf, respectively, following the method outlined by Jochum et al. (1990) for spark source mass spectrometry. Polyatomic interferences were reduced by optimizing the system to an oxide production level < 1.5 % measured on Ce, and corrections were applied using yields for MO+ and MOH+ determined during the same run by analysing batches of synthetic solutions containing interfering elements (light REE: LREE and Ba) but free of interfered elements (middle REE and heavy REE: HREE). Accuracy was checked by repeated measurements of aliquots of the Durango apatite, which are available in Supplement Sect. S4. The results are consistent with previously published values by Chew et al. (2016); see Supplement Sect. S4 for the REE content table.

3.2.3 Thermal modelling

Inverse thermal history modelling was performed with QTQt software (Gallagher, 2012) in order to test whether He thermal diffusion models (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009) can reproduce measured AHe ages of a single sample. We have also modelled T-t paths using the new samples collected to complete the thermal history of Milesi et al. (2019) established along the TET profile footwall and to set up a new thermal model for the hanging wall.

4 Results

4.1 Footwall samples

AHe ages and REE patterns from apatite grains of the footwall of the Têt normal fault are summarized in Table 1 and Figs. 7 and 8. AHe ages obtained in the footwall of the Têt fault range from 0.3±0.1 to 21.6±1.7 Ma. No AHe age–eU value relationship is observed (Sect. S5). All analysed apatite grains from samples either outside or inside the DZ show a typical wing-shaped REE pattern with a marked europium anomaly (Fig. 8) characteristic of apatites from S-type granites (Sha and Chappell, 1999; Belousova et al., 2002) that form the protolith of the Canigou augen gneiss (Cocherie et al., 2005; Castiñeiras et al., 2011). For fine-grained gneiss samples of the GAL profile, this anomaly is less pronounced due to an effect of protolith composition (Henrichs et al., 2018). Outside the DZ, apatites of GAL3 have consistently lower REE contents and flatter REE patterns, with a slight negative europium anomaly.

4.1.1 Near active hot spring clusters: TET and ST profiles

Along the TET profile, new apatite grains from the previously analysed sample TET1 (Milesi et al., 2019) were dated. This sample is a highly fractured and chloritized gneiss from the inner DZ and within the Thuès-les-Bains hot spring cluster. Two apatite grains yield AHe ages of 0.5±0.2 and 0.3±0.1 Ma and are younger than those previously published on the same sample, i.e. between 4.0±0.2 and 41.2±1.9 Ma (Milesi et al., 2019). Scattering of AHe ages is evident for this sample. However, the eU value (U + 0.234 × Th; Gastil et al., 1967) of the now analysed grains ranges from 19 to 39 ppm and falls in the range of the previously dated grains. We also dated apatite grains from another gneiss from the inner DZ (TET8) that also shows a very high intra-sample AHe age dispersion from 15.2±1.2 to 50.2±4.0 Ma, with rather low eU values between 9 and 27 ppm and variable Th/U values between 0.50 and 2.49. It is important to note that the highest Th/U ratios are obtained for the oldest apatites (see Sect. S5).

Along the ST profile, apatites from highly fractured Variscan mylonites within the inner DZ (ST15 and ST16) display AHe ages that range from 11.2±1.1 to 15.2±1.2 Ma with low eU values between 8 and 26 ppm. However, the moderate intra-sample AHe age dispersion (Table 1) has to be considered with caution because of the low number of analysed grains in each sample (ST15 and ST16; Table 1). The gneiss samples ST2 and ST3 from the outer DZ but close to the St Thomas hot springs show more scattered AHe ages, i.e. between 16.4±1.5 and 9.2±0.5 Ma and between 16.4±1.3 and 10.4±0.8 Ma, respectively, and eU values between 15 and 60 ppm. In the ST2 sample, two grains (ST2-5 and ST2-6, Table 1) with the youngest AHe ages of the sample (12.1±0.7 and 9.2±0.6 Ma) show anomalously high Th contents and high Th/U ratios compared to the other grains. This can be indicative of the occurrence of optically undetected tiny Th-rich inclusions within these apatites (see Sect. S5). By contrast with other apatite grains of this study, these Th-rich apatites are enriched in LREE (Fig. 8), consistent with the presence of tiny monazite or allanite inclusions, which are common LREE-rich phases in granites (e.g. Förster, 1998). Therefore, these disturbed REE patterns

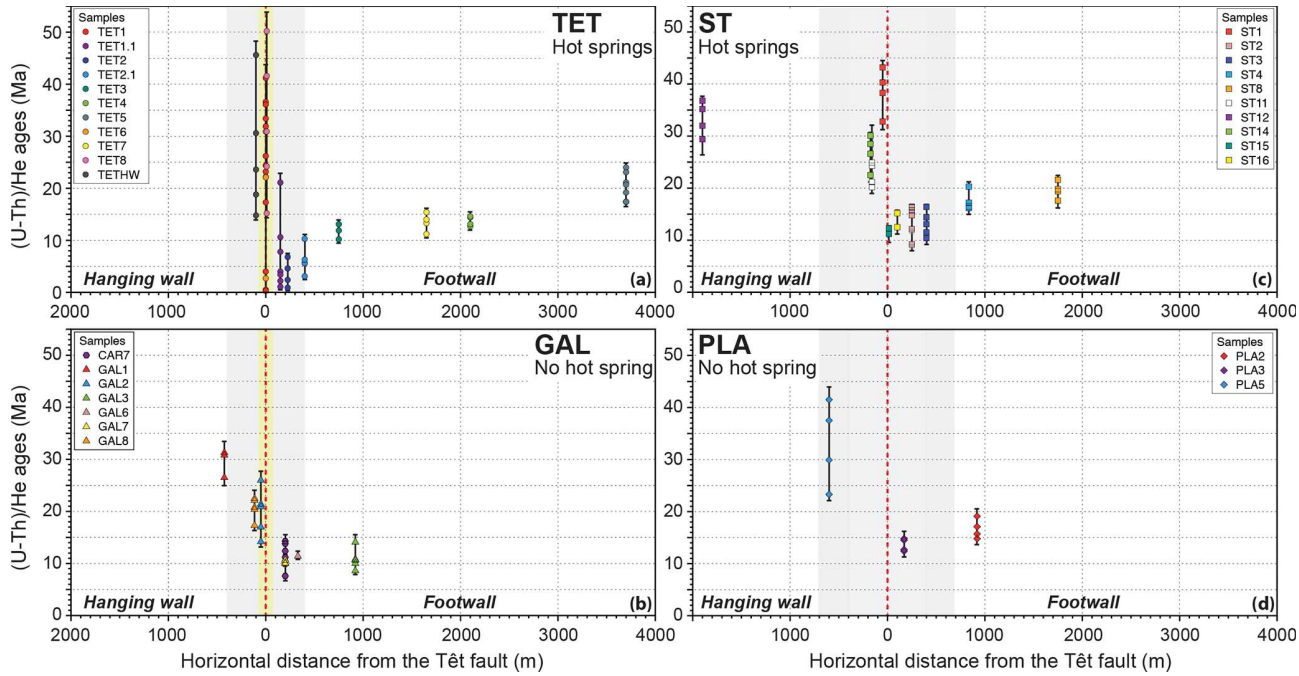


Figure 7. AHe ages as a function of the horizontal distance from the Têt fault. Grey area shows the damage zone of the Têt fault; an inner DZ (yellow) is only distinguished for the TET and GAL profiles according to Milesi et al. (2019).

are not taken into account in the discussion and the corresponding AHe ages are discarded. Outside the footwall DZ, samples ST4 and ST8, at a distance of 835 and 1750 m from the Têt fault, respectively, show older AHe ages between 16.2 ± 1.3 and 21.6 ± 1.7 Ma with a limited intra-sample dispersion. The eU values are higher for the leucogranite ST4 (77 to 177 ppm) than for the gneiss ST8 (29 and 70 ppm).

4.1.2 Areas with no hot springs: GAL and PLA profiles, CAR valley

On the GAL profile, samples GAL3 and GAL7 are fine gneisses from the outside and the outer Têt fault DZ; both show limited AHe age dispersion with ages between 8.6 ± 0.7 and 14.1 ± 1.1 Ma. The eU values are higher and more variable in sample GAL7 (17 and 41 ppm) than in sample GAL3 (10 to 18 ppm). A single apatite retrieved from a fractured gneiss (GAL6), next to the sample GAL7, displays an AHe age of 11.4 ± 0.9 Ma with an eU value of 21 ppm. With the exception of one HREE-enriched apatite in sample GAL7, apatite grains from the outer DZ and outside have the same REE patterns (Fig. 8), thus indicating similar geochemical and paragenetic conditions of growth during Variscan Barrovian metamorphism (Hoÿm de Marien et al., 2019).

Sample CAR7 from the outer DZ displays relatively scattered AHe ages, i.e. between 7.6 ± 0.4 and 14.3 ± 0.5 Ma, and scattered eU values between 6 and 50 ppm. Apatites display consistent REE patterns but variable REE contents (Fig. 8). It is noteworthy that apatites with the lowest REE contents yield younger AHe ages of 7.6 and 10.4 Ma compared to those with higher REE contents with ages between 11.2 ± 0.5 and 14.3 ± 0.5 Ma (Fig. 8). A similar tendency was previously observed for apatites sampled in the vicinity of Thuès hot springs and was proposed to be related to combined ^{4}He loss and REE depletion during hydrothermal fluid circulation (TET profile; Milesi et al., 2019).

Further west, on the PLA profile, gneiss sample PLA2 collected outside the DZ shows intra-sample age dispersion between 14.8 ± 1.2 and 19.1 ± 1.5 Ma. Sample PLA3, from the outer DZ, displays ages between 12.4 ± 1.0 and 14.8 ± 1.2 Ma that overlap within errors. The eU values vary between 16 and 56 ppm for these samples. Apatites from the outer DZ have lower REE and more variable contents compared to apatites from outside the DZ (Fig. 8). However, no systematic correlation can be observed between AHe ages and REE contents in contrast to the previous sample CAR7.

4.2 Hanging-wall samples

AHe ages and REE patterns of apatites from samples of the hanging wall of the Têt normal fault are summarized in Table 2 and Figs. 7 and 9. The first observation is that AHe ages are older than in the footwall, with an age difference of about 15–20 Ma for samples outside the DZ on the ST and GAL profiles. As in the footwall, no AHe age–eU value relationship can be evidenced (Sect. S5). Apatites from the hanging wall display REE patterns basically similar to those of the footwall, suggesting similar protolith compositions.

Table 1. AHe ages of footwall samples.

Profile		Fd m	Sample/ grain	Rs µm	U ppm	Th ppm	eU ppm	Th/U	^{4}He ncc g^{-1}	± s ncc g^{-1}	Ft	Corrected age Ma	Error ±1σ (Ma)	∑REE ppm
TET profile	DZ	*5*	TET1 (42.52819 N 2.24912 E 776 m) Highly fractured augen gneiss with chlorite											
		(5)	TET1-11	62.8	18.1	3.1	19	0.17	860.6	43.0	0.82	0.5	0.2	–
			TET1-12	61.3	39.1	0.7	39	0.02	1154.8	46.2	0.80	0.3	0.1	–
		5	TET8 (42.52957 N 2.25050 E 850 m) Augen gneiss with chlorite											
		(5)	TET8-1	70.8	13.4	13.7	17	1.02	51 869.3	1556.1	0.84	30.9	2.5	–
			TET8-2	58.7	20.4	27.0	27	1.32	61 359.9	1840.8	0.78	24.2	1.9	–
			TET8-3	58.1	10.9	16.7	15	1.53	58 875.8	1766.3	0.79	41.6	3.3	–
			TET8-4	51.9	16.7	41.6	27	2.49	126 713.5	1267.1	0.79	50.2	4.0	–
			TET8-5	76.8	7.9	3.9	9	0.50	13 892.5	694.6	0.86	15.2	1.2	–
CAR sample	DZ	200	CAR7 (42.520623 N 2.22180 E 900 m) Fine-grained mylonite with few quartz veins											
		(160)	CAR7-1	59.2	42.7	4.5	44	0.10	46 774.3	935.48	0.79	11.2	0.5	1961.4
			CAR7-2	78.1	5.7	1.2	6	0.22	4599.2	137.97	0.84	7.6	0.4	639.0
			CAR7-3	79.1	11.4	1.3	12	0.11	12 480.9	374.4	0.85	10.4	0.5	785.0
			CAR7-4	70.0	23.1	3.2	24	0.14	29 276.0	878.28	0.82	12.4	0.5	2040.7
			CAR7-5	56.5	9.8	2.4	10	0.25	13 434.4	403.02	0.78	13.8	0.7	1201.1
			CAR7-6	68.0	48.0	6.3	50	0.13	70 340.1	703.4	0.82	14.3	0.5	2467.7
GAL profile	DZ	*200*	GAL7 (42.51505 N 2.19904 E 1025 m) Fractured fine-grained gneiss with quartz and calcite veins and locally oxides											
		(160)	GAL7-1	55.2	14.7	7.1	16	0.49	16 201.3	486.03	0.77	10.6	0.3	595.4
			GAL7-2	53.0	19.2	16.3	23	0.85	21 563.9	431.26	0.77	10.0	0.4	2268.1
			GAL7-3	56.9	33.8	11.9	37	0.35	36 854.0	368.54	0.79	10.6	0.3	1671.3
			GAL7-4	53.5	37.6	14.3	41	0.38	36 945.2	369.45	0.74	10.1	0.3	2446.8
		330	GAL6 (42.51368 N 2.19888 E 1090 m) Fine-grained gneiss with few quartz and calcite veins											
		(270)	GAL6-1	54.4	17.0	17.0	21	1.00	22 342.1	446.8	0.77	11.4	0.9	–
		920	GAL3 (42.51018 N 2.20525 E 1363 m) Fine-grained gneiss											
		(475)	GAL3-1	65.9	9.9	11.5	13	1.17	17 196.9	343.9	0.80	14.1	1.1	1013.4
			GAL3-2	62.5	12.4	5.8	14	0.46	14 266.4	428.0	0.79	10.8	0.9	645.7
			GAL3-3	60.2	7.6	8.2	10	1.07	7861.2	314.4	0.79	8.6	0.7	1095.3
			GAL3-4	72.1	9.9	8.0	12	0.81	12 294.0	245.9	0.82	10.6	0.8	1067.1
			GAL3-5	70.8	15.7	7.7	18	0.49	17 324.0	519.7	0.82	10.0	0.8	–
ST profile	DZ	*15*	ST15 (42.50357 N 2.16602 E 1123 m) Highly fractured mylonite with silica veins											
		(15)	ST15-1	70.8	16.7	4.5	18	0.27	19 703.4	985.2	0.82	11.2	1.1	1111.9
			ST15-2	69.5	7.8	1.6	8	0.21	9959.6	597.6	0.82	12.3	1.5	786.3
		100	ST16 (42.50331 N 2.16692 E 1107 m) Highly fractured fine-grained mylonite with silica veins											
		(90)	ST16-1	71.5	11.2	1.7	12	0.15	14 439.8	433.2	0.82	12.5	1.0	962.8
			ST16-2	59.2	22.3	3.8	23	0.17	33 451.9	1003.6	0.79	15.2	1.2	1457.9
			ST16-3	63.2	25.7	2.9	26	0.11	38 790.1	775.8	0.80	15.2	1.2	1762.1
		250	ST2 (42.50150 N 2.16661 E 1217 m) Chloritized and locally oxidized gneiss											
		(210)	ST2-1	71.5	14.4	2.1	15	0.15	24 260.5	1213.0	0.82	16.4	1.5	1101.8
			ST2-2	49.4	30.8	3.6	32	0.12	41 404.3	1656.2	0.73	14.8	1.3	2235.6
			ST2-3	65.3	41.7	17.2	46	0.41	70 061.7	2101.9	0.81	15.7	1.4	9763.8
			ST2-4	55.6	31.2	6.0	33	0.19	50 171.4	2006.9	0.78	16.3	1.5	16 418.1
			ST2-5	51.0	102.9	118.3	131	1.15	142 063.2	1420.6	0.74	12.1	0.7	3960.5
			ST2-6	66.5	27.2	72.2	45	2.65	39 835.8	796.7	0.81	9.2	0.5	2544.1
		400	ST3 (42.50001 N 2.16697 E 1174 m) Unaltered gneiss with biotite											
		(370)	ST3-1	63.9	42.9	11.9	46	0.28	63 845.3	1915.4	0.80	14.4	1.2	–
			ST3-2	74.3	15.1	2.6	16	0.17	18 099.0	905.0	0.83	11.5	0.9	–
			ST3-3	59.3	57.4	9.6	60	0.17	89 740.7	2692.2	0.76	16.4	1.3	–
			ST3-4	49.1	20.8	6.8	22	0.33	20 848.7	1042.4	0.74	10.4	0.8	–
			ST3-5	50.1	52.9	25.5	59	0.48	70 579.6	2117.4	0.76	13.1	1.0	–
		835	ST4 (42.49567 N 2.16784 E 1249 m) Muscovite leucogranite											
		(780)	ST4-1	62.5	150.6	3.6	151	0.02	239 669.3	2396.7	0.79	16.5	1.4	2353.2
			ST4-2	71.0	176.0	2.4	177	0.01	303 270.8	2274.5	0.83	17.2	1.6	3700.3
			ST4-3	61.5	138.2	2.5	139	0.02	218 022.0	2180.2	0.79	16.5	1.2	2881.9
			ST4-4	63.5	73.6	13.1	77	0.18	153 280.5	1532.8	0.82	20.3	2.1	2349.0
			ST4-5	67.9	80.4	1.6	81	0.02	132 302.5	1323.0	0.84	16.2	1.3	1758.5
		1750	ST8 (42.48856 N 2.17261 E 1480 m) Augen gneiss with biotite											
		(1630)	ST8-1	52.0	39.0	13.1	42	0.34	83 719.3	837.2	0.76	21.6	1.7	3420.7
			ST8-2	61.6	34.2	8.5	36	0.25	70 052.1	1401.0	0.81	19.8	1.6	2708.9
			ST8-3	57.2	27.2	8.7	29	0.32	54 141.9	1082.8	0.79	19.4	1.5	2771.4
			ST8-4	43.5	63.2	28.4	70	0.45	107 043.6	1070.4	0.72	17.6	1.4	4868.8
PLA profile	DZ	*170*	PLA3 (42.49343 N 2.15462 E 1622 m) Fractured leucocratic gneiss and locally oxidized											
		(160)	PLA3-1	62.0	43.6	16.6	48	0.38	55 098.6	551.0	0.77	12.4	1.0	1719.5
			PLA3-2	76.1	14.9	3.9	16	0.26	20 356.2	407.1	0.84	12.7	1.0	752.2
			PLA3-3	73.7	20.1	4.0	21	0.20	31 039.5	620.8	0.82	14.8	1.2	930.3
			PLA3-4	52.7	34.5	12.5	38	0.36	49 640.8	595.7	0.76	14.5	1.2	1803.8
		920	PLA2 (42.48671 N 2.15489 E 1682 m) Augen gneiss											
		(900)	PLA2-1	48.9	21.2	10.9	24	0.51	36 356.6	727.1	0.74	17.1	1.4	3471.5
			PLA2-2	52.6	11.5	6.4	13	0.55	17 749.9	710.0	0.76	14.8	1.2	2417.5
			PLA2-3	68.4	16.4	8.3	18	0.51	34 659.4	519.9	0.82	19.1	1.5	2960.8
			PLA2-4	51.5	23.4	14.5	27	0.62	38 053.9	665.9	0.75	15.7	1.3	2916.7

Fd: fault horizontal distance, with the fault normal distance between brackets; Ft: alpha ejection correction (Farley et al., 1996). Italic values between brackets are fault normal distances.

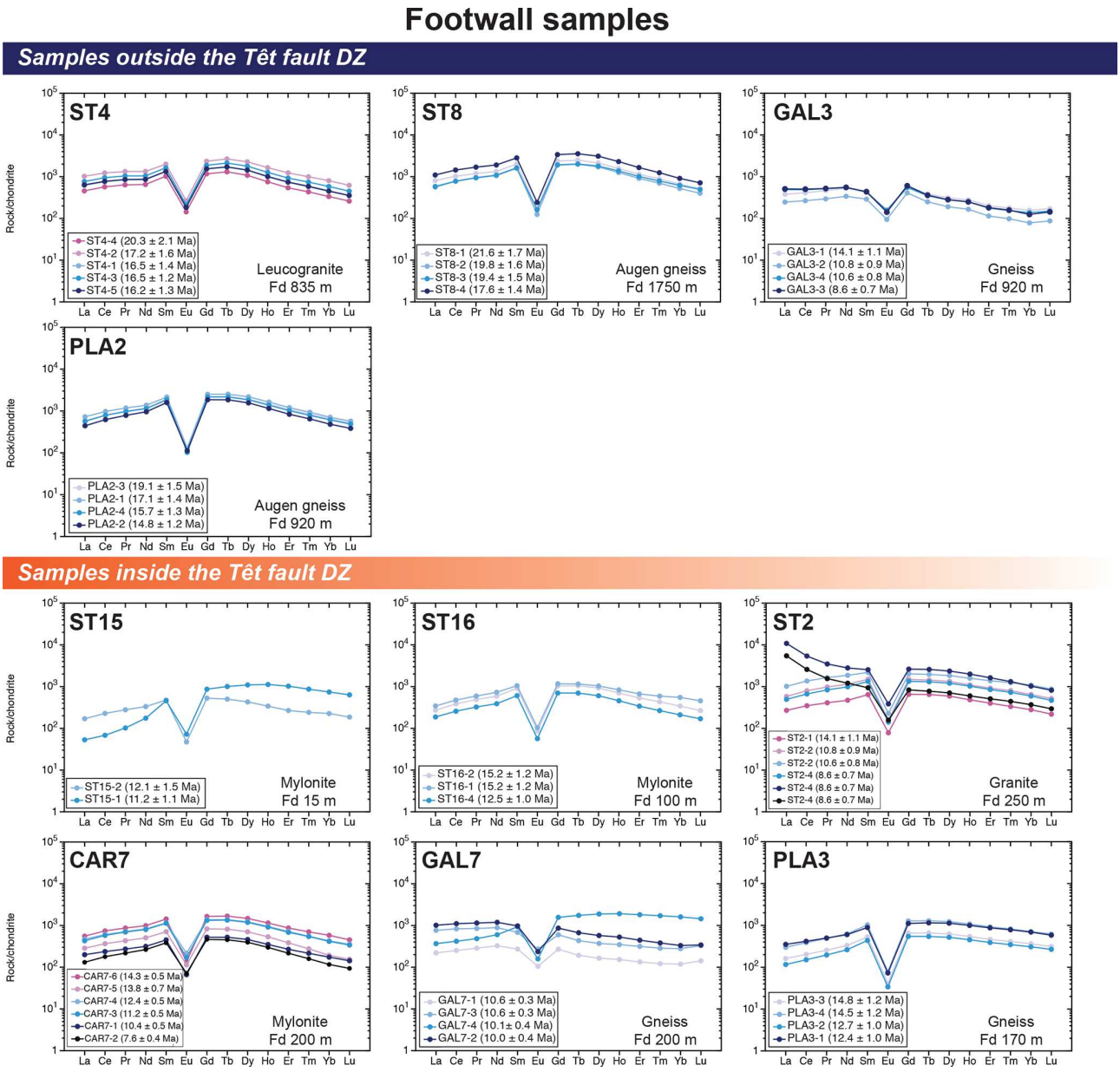


Figure 8. Chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) for the Têt fault footwall samples outside and inside the DZ. Fd: fault distance.

4.2.1 Near active hot spring clusters: TET and ST profiles

In the TET profile, AHe ages from sample TETHW, a gneiss lens within the inner DZ, are very dispersed, i.e. between 14.8 ± 0.7 and 45.6 ± 2.7 Ma. The eU values are highly dispersed, ranging from 49 to 329 ppm, and much higher than those of apatites from the footwall (this work and Milesi et al., 2019). A single grain from sample TETHW (TETHW-5) exhibits significantly lower contents of all REEs compared to other apatites (Fig. 9). It is noticeable that this REE-depleted apatite provides a much younger age (14.8 ± 0.7 Ma) than other co-existing grains, which is in line with previous results in the footwall of the same profile (Milesi et al., 2019).

In the ST profile, sample ST1 (gneiss) from the inner DZ shows old and scattered AHe ages between 32.8 ± 2.4 and 43.2 ± 3.1 Ma. Samples ST11 (gneiss) and ST14 (granite) from the outer DZ display weak intra-sample age dispersion, with ages ranging from 20.2 ± 1.6 to 30.1 ± 2.4 Ma. Sample ST12 (granite), from outside the DZ, yields moderately dispersed AHe ages from 29.4 ± 2.3 to 36.8 ± 2.9 Ma; eU values of apatite grains appear to be controlled mainly by lithology, between 45 and 86 ppm for gneissic samples (ST1 and ST11) and between 12 and 38 ppm for granitic samples (ST12 and

ST14). REE patterns of all apatite grains are very similar to each other independently of AHe age variations (Fig. 9).

4.2.2 Areas with no hot springs: GAL and PLA profiles

Sample GAL8 from the inner DZ displays dispersed AHe ages between 14.2 ± 1.1 and 26.0 ± 2.1 Ma with eU values between 12 and 35 ppm. Samples GAL1 (outside the DZ) and GAL2 (outer DZ) from gneisses at a distance of 425 and 115 m from the Têt fault, respectively, show moderate intra-sample AHe age dispersion from 26.5 ± 2.1 to 31.3 ± 2.5 Ma for GAL1 and from 17.3 ± 1.4 to 22.5 ± 1.8 Ma for GAL2. Sample GAL1 shows low eU values, i.e. between 4 and 9 ppm, compared to sample GAL2 with eU values between 24 and 53 ppm.

Apatite grains from granite ML1 show intra-sample AHe age dispersion between 26.2 ± 2.1 and 34.1 ± 2.7 Ma. This age range is consistent with an AHe age of 29.8 ± 1.5 Ma obtained by Maurel et al. (2008) on two apatite populations of 30 grains from the same sample and with the AHe ages of sample ST12 collected at roughly the same elevation in the hanging wall.

A single gneiss sample (PLA5) from the outer DZ shows old and scattered AHe ages between 23.3 ± 1.9 and 41.5 ± 3.3 Ma and eU values from 27 to 56 ppm (see Sect. S5 for the AHe vs. eU graph). One apatite grain (PLA5-4) exhibits an REE pattern characterized by a flat LREE section (Fig. 8; Table 1).

5 Discussion

5.1 Footwall of the Têt fault

In order to interpret AHe ages from the footwall of the Têt fault DZ, we combined these data with those from reference samples outside the DZ. Samples outside the DZ (GAL3, ST4, ST8, and PLA2) show AHe ages with low intra-sample variation (Tables 1 and 2). All apatites from these samples, including those from the work of Milesi et al. (2019), show similar REE patterns, consistent with apatites from S-type granites (Sha and Chappell, 1999), except those from the fine-grained gneiss sample GAL3, which displays an REE pattern usually found in apatites from paragneiss lithologies (Henrichs et al., 2018). We then define two reference REE compositional AHe age fields: one for the GAL profile and another for all other profiles. The eU values for all apatite grains are mostly under 50 ppm with the exception of those from a leucogranite (sample ST4), which is a lithology generally rich in uranium (Cuney, 2010; Ballouard et al., 2017; see Table 2 and Sect. S5). Analysed apatites, however, provide REE patterns similar to those from other gneisses (ST8, PLA2).

5.1.1 Near active hot spring clusters: TET and ST profiles

U–Th–He ternary diagrams show a larger intra- and inter-sample isotopic dispersion for apatites within the DZ compared to those outside the DZ (Fig. 10). This is peculiarly evident for the TET profile wherein newly analysed samples yield perfectly concordant results with previous ones (Milesi et al., 2019). In Fig. 10a, we identify three fields that partially overlap: (1) one defined by apatites outside the DZ (violet dots) with AHe ages between ~ 9 and 25 Ma interpreted to record the regional cooling of the Carança massif (Fig. 2); (2) a second defined by mostly young apatites (< 9 Ma) from the outer DZ (red dots) interpreted as apatites with AHe ages partially reset by hydrothermal activity (Milesi et al., 2019); and (3) a third field corresponding to apatites from the inner DZ (green dots) with very scattered AHe ages but mostly above 20 Ma. The latter are interpreted as apatites contaminated by excess ^{4}He (Milesi et al., 2019). In Fig. 10b, apatites from the outer and inner DZ along the ST profile (red dots) yield less dispersed AHe ages, but mainly younger, compared to those from outside the DZ (violet dots). Note that apatites retrieved from leucogranite ST4 plot within a distinct compositional field. It is noticeable that along both profiles, a rejuvenation of AHe ages is observed that is more pronounced along the TET profile.

TET and ST apatites from the DZ display similarly depleted REE, without fractionation between the LREE and HREE patterns, compared to apatites sampled outside the DZ (Fig. 11). This global LREE and HREE depletion is more intense for TET outer-DZ samples compared to ST DZ ones. Note, however, that along the ST profile, the youngest apatites correspond to the most REE-depleted apatites, consistent with the results from the TET profile (Fig. 11). The only three analysed apatite grains from the inner DZ along the TET profile (sample TET1) do not exhibit REE depletion (Milesi et al., 2019). Due to the small number of analyses, the result is not interpreted any further.

Intra- and inter-sample AHe age dispersion from samples within the DZ cannot be simulated by a common thermal history using existing diffusion models for apatite (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009). In particular, the young AHe ages do not fit the regional thermal history defined in Sect. 1 (Sect. S6). In accordance with the results for samples in the outer DZ of the TET profile, they raise questions concerning the origin of the AHe age scattering near the hydrothermal circulation zones (Milesi et al., 2019). We propose that the young apatite grains were subject to hydrothermal alteration that preferentially enhances ^{4}He loss and apatite rejuvenation rather than U–Th incorporation. Indeed, as U and Th have very close solubilities to REEs, it is likely that the behaviour of these elements when apatites interacted with fluids was similar to that of REEs (Cramer and Nesbitt, 1983; Gieré, 1990). Our data show that apatites record REE depletion rather than REE enrichment, which is incon-

Table 2. AHe ages of hanging-wall samples.

Profile		Fd m	Sample/ grain	Rs µm	U ppm	Th ppm	eU ppm	Th/U	^{4}He ncc g^{-1}	± s ncc g^{-1}	Ft	Corrected age Ma	Error ±1σ (Ma)	∑REE ppm
TET	DZ	*100*	TETHW (42.52972 N 2.24694 E 770 m) Gneiss											
profile		*(100)*	TETHW-1	52.1	324.3	18.4	329	0.06	882 336.7	8823.4	0.73	30.6	1.8	5416.1
			TETHW-2	54.7	133.4	18.7	138	0.14	298 712.7	2987.1	0.76	23.6	1.6	7926.2
			TETHW-3	62.6	64.4	9.0	67	0.14	117 207.1	2344.1	0.78	18.8	1.1	–
			TETHW-4	61.8	102.1	21.6	107	0.21	471 710.9	4717.1	0.80	45.6	2.7	6555.4
			TETHW-5	49.6	47.4	5.8	49	0.12	66 340.6	1990.2	0.76	14.8	0.7	1566.4
GAL	DZ	*40*	GAL8 (42.51505 N 2.19904 E 905 m) Fine-grained gneiss chloritized and silicified paragneiss											
profile		*(40)*	GAL8-1	68.9	11.2	4.2	12	0.38	21 079.6	421.6	0.84	17.0	1.4	–
			GAL8-2	57.7	32.0	13.7	35	0.43	68 825.8	688.3	0.77	20.9	1.7	–
			GAL8-3	56.5	23.8	19.2	28	0.81	68 655.2	686.6	0.77	26.0	2.1	–
			GAL8-4	55.1	11.8	5.8	13	0.49	17 437.3	523.1	0.78	14.2	1.1	–
			GAL8-5	58.5	15.4	14.8	19	0.96	38 387.2	767.7	0.78	21.4	1.7	–
		115	GAL2 (42.51707 N 2.19633 E 982 m) Fine-grained gneiss											
		(140)	GAL2-1	58.0	48.9	17.5	53	0.36	101 612.7	1016.1	0.78	20.4	1.6	–
			GAL2-2	71.7	22.4	4.6	24	0.21	50 982.5	611.8	0.80	22.5	1.8	–
			GAL2-3	64.4	21.3	19.9	26	0.93	55 346.4	664.2	0.80	22.1	1.8	–
			GAL2-4	59.5	24.7	23.0	30	0.93	49 594.0	595.1	0.79	17.3	1.4	–
			GAL2-5	74.0	26.6	8.0	29	0.30	59 317.2	889.8	0.83	20.8	1.7	–
		425	GAL1 (42.51881 N 2.19395 E 1081 m) Augen gneiss											
		(480)	GAL1-1	60.6	4.5	3.6	5	0.80	15 934.3	478.0	0.79	31.3	2.5	–
			GAL1-2	59.9	8.1	3.9	9	0.48	22 677.0	453.5	0.78	26.5	2.1	–
			GAL1-3	60.1	3.4	4.0	4	1.17	12 565.9	439.8	0.78	30.8	2.5	–
ML		*5000*	ML1 (42.5898083 N 2.184692 E 1400 m) Granite											
sample		*(5150)*	ML1-1	60.0	31.0	39.0	40.4	1.3	120 757.3	1207.6	0.81	30.5	2.4	–
			ML1-2	50.9	36.0	45.0	46.9	1.3	112 014.0	1120.1	0.76	26.2	2.1	–
			ML1-3	61.8	17.1	25.0	23.1	1.5	60 151.0	962.4	0.79	27.4	2.2	–
			ML1-4	66.0	18.6	12.0	21.6	0.7	70 099.4	1261.8	0.79	34.1	2.7	–
ST	DZ	*5*	ST1 (42.50798 N 2.17611 E 1073 m) Highly fractured leucocratic gneiss with silica veins											
profile		*(5)*	ST1-1	73.9	58.4	5.6	60	0.10	235 977.6	2359.8	0.81	40.3	3.2	4134.2
			ST1-2	63.4	70.8	3.3	72	0.05	227 052.2	3405.8	0.80	32.8	2.4	3063.4
			ST1-3	68.4	79.1	3.1	80	0.04	299 652.6	2996.5	0.81	38.3	2.7	4438.1
			ST1-4	62.8	83.8	8.5	86	0.10	358 555.4	3585.6	0.80	43.2	3.1	2632.5
		160	ST11 (42.51047 N 2.17598 E 1081 m) Unaltered gneiss with biotite											
		(160)	ST11-1	60.9	63.0	19.7	68	0.31	136 793.9	1504.7	0.79	21.2	1.7	5105.5
			ST11-2	61.9	75.8	25.7	82	0.34	187 572.8	1875.7	0.78	24.3	1.9	6878.8
			ST11-3	76.4	53.7	25.6	60	0.48	120 320.0	1443.8	0.83	20.2	1.6	6005.8
			ST11-4	55.6	42.2	13.0	45	0.31	101 862.1	1018.6	0.75	24.9	2.0	4648.1
		175	ST14 (42.50748 N 2.16848 E 1139 m) Granite with biotite and little evidence of chloritization											
		(200)	ST14-1	71.4	21.9	2.5	22	0.11	64 392.2	965.9	0.83	28.5	2.3	–
			ST14-2	55.9	17.6	3.5	18	0.20	38 848.5	1165.5	0.77	22.5	1.8	–
			ST14-3	66.3	36.7	4.4	38	0.12	107 444.1	1074.4	0.78	30.1	2.4	–
			ST14-4	59.4	32.7	10.3	35	0.31	88 734.6	1064.8	0.79	26.6	2.1	–
		1900	ST12 (42.51239 N 2.14921 E 1552 m) Granite with biotite											
		(2200)	ST12-1	65.2	16.7	12.2	20	0.73	55 653.7	1113.1	0.80	29.4	2.3	2224.0
			ST12-2	72.9	15.8	11.4	19	0.72	63 720.2	955.8	0.81	35.2	2.8	1836.6
			ST12-3	74.0	23.5	8.8	26	0.37	73 803.2	1291.6	0.81	29.4	2.4	1651.5
			ST12-4	57.1	10.1	6.1	12	0.60	39 116.4	1564.7	0.76	36.8	2.9	1293.8
			ST12-5	72.6	26.1	17.4	30	0.66	94 696.8	1420.5	0.81	32.0	2.6	3268.7
PLA	DZ	*600*	PLA5 (42.49059 N 2.13607 E 1560 m) Two mica fine-grained gneiss samples											
profile		*(610)*	PLA5-1	59.8	29.6	10.8	32	0.36	72 354.2	795.9	0.80	23.3	1.9	2349.5
			PLA5-2	69.2	26.1	15.6	30	0.60	121 524.9	1215.2	0.81	41.5	3.3	2766.9
			PLA5-3	48.1	22.3	19.2	27	0.86	74 554.5	1118.3	0.77	29.9	2.4	2560.1
			PLA5-4	77.3	54.8	3.6	56	0.06	203 870.1	2038.7	0.81	37.5	3.0	3244.4

Fd: fault horizontal distance, with the fault normal distance between brackets; Ft: alpha ejection correction (Farley et al., 1996). Italic values between brackets are fault normal distances.

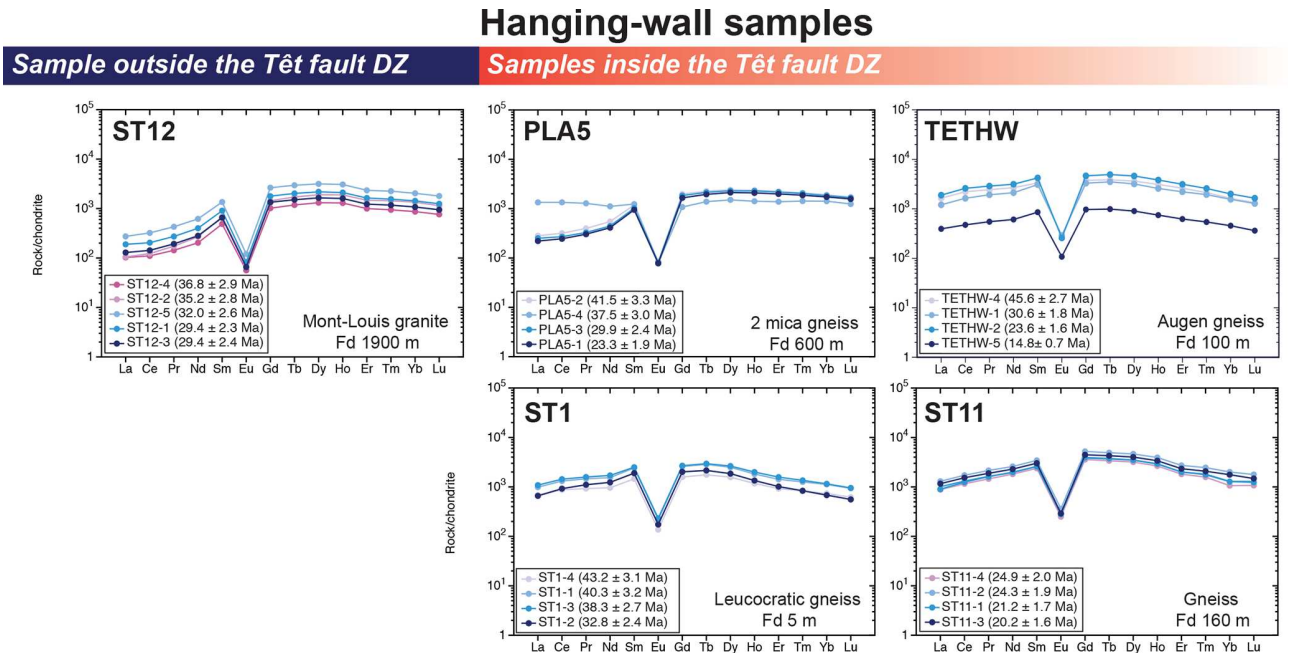


Figure 9. Chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) for the Têt fault hanging-wall samples. REE patterns are reported for samples outside and inside the DZ. Fd: fault distance.

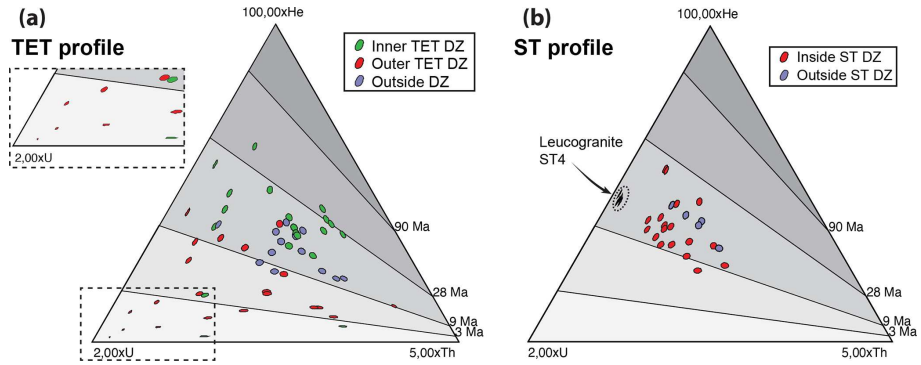


Figure 10. U–Th–He diagrams using Helioplot (Vermeesch, 2010) for **(a)** TET (this study and Milesi et al., 2019) and **(b)** ST profile samples (hot spring clusters).

sistent with the incorporation of U and Th (Figs. 10 and 11; Milesi et al., 2019). REE depletion without fractionation associated with hydrothermal alteration of apatite grains has already been evidenced experimentally (Harlov et al., 2005). These authors showed that the reaction zone region of treated apatite is depleted in REE+Y and Cl compared to the unaffected region and that REEs have been carried away by fluids circulating through nano-channels or nano-voids that developed within the lattice of reacting apatites. As ^{4}He is mainly trapped in lattice defects (Zeitler et al., 2017; Ault et al., 2019), it is highly susceptible to dissolution in fluids and thus to be lost from the host apatite during hydrothermal alteration processes. Indeed, it is well-known that hydrothermal fluids are highly ^{4}He enriched in highly fractured granitic environments, even in the absence of U mineralization (e.g. Andrews and Lee, 1979; Paternoster et al., 2017). Variable REE loss between apatite grains from different samples or even at an intra-sample scale can also be related to the heterogeneity of hydrothermal fluid circulations (Fig. 5, Caine et al., 1996; Bense et al., 2013). Indeed, even at the thin-section scale, unaltered domains can be distinguished from more altered domains, thus reflecting a variable imprint of fluid interaction (Fig. 6h). The chemistry and temperature of the fluid flow may change with time (Favara et al., 2001; Cox et al., 2015); however, it is noticeable that apatite rejuvenation, AHe age dispersion, and REE depletion are much more prominent near the Thuès hot springs than near St Thomas (Figs. 10 and 11). This may be related to

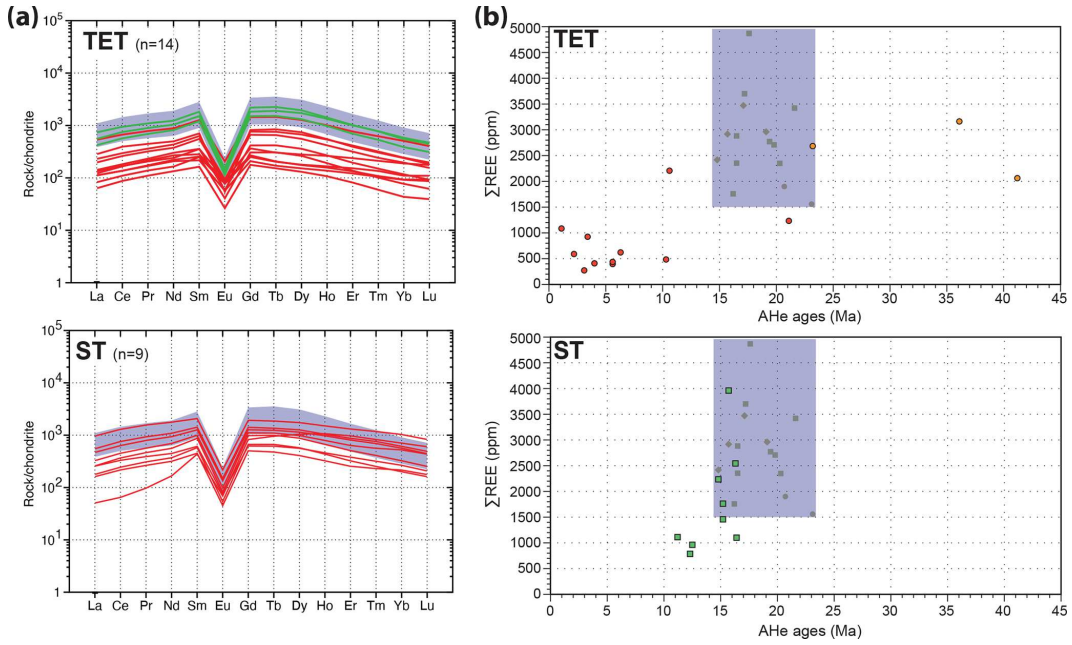


Figure 11. (a) Individual REE patterns of samples within the DZ for the TET and ST profiles; purple field: compositional field of samples outside the DZ defined by 13 REE spectra (gneiss samples TET5, ST4, ST8, and PLA2). For the TET profile, samples from the inner DZ (green) and outer DZ (red) are distinguished. **(b)** Sum of REE contents as a function of AHe ages. The purple field corresponds to REE contents from samples outside the DZ. The REE depletion is associated with a rejuvenation of AHe ages.

more pronounced hydrothermal fluid circulations near Thuès as exemplified by the larger number of hot springs near Thuès (10 springs) than St Thomas (four springs). The specific topography around the Thuès area (Taillefer et al., 2017) or possible enhanced permeability at depth can favour longer-lived hydrothermal and higher fluid temperatures in Thuès (up to 73 °C vs. < 60 °C at St Thomas). We cannot exclude an impact of the intersecting fault network around St Thomas (Fig. 5), which may be responsible for an increase in rock permeability close to the surface as well as flow and heat dispersion into a larger volume of fractured rocks compared to the more channelized system observed within the Thuès-les-Bains hot spring cluster. This is independently supported by the location of the St Thomas and nearby Prats–Balaguer hot springs on secondary NW–SE and NE–SW faults cross-cutting or branched onto the Têt fault (Fig. 4), which contrasts with the Thuès hot springs that are all located adjacent to the Têt fault (Fig. 5).

5.1.2 Areas with no hot springs: GAL and PLA profiles, CAR valley

Slightly rejuvenated and scattered AHe ages and depleted REE patterns are also observed for apatite grains from outer DZ footwall samples located in two areas away from hot springs clusters: the Carança valley (CAR) and Planès profiles (PLA; Figs. 12a and 13a).

CAR7 apatites from the outer DZ at ∼ 2 km west of the Thuès hot spring cluster exhibit dispersed and reset AHe ages but are also depleted in REE relative to the outside DZ reference samples (Fig. 13). They are less rejuvenated, but their ages are consistent with AHe ages from the TET outer DZ and their REE depletion is less pronounced (Figs. 10 and 13). Yet again, AHe age dispersion cannot be simulated by a common thermal history regardless of the diffusion model for apatite (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009), suggesting opening of the apatite (U−Th)/He system (see Sects. 2.1 and S6).

Consequently, despite the lack of hot springs in the Carança valley, CAR7 apatites appear to record some thermal resetting as in the TET outer DZ. This suggests that hydrothermal circulations took place in the Carança valley but are no longer active. The lack of surface hydrothermal circulation today may be related to the sealing of fluid-filled fractures, in agreement with the occurrence of calcite- and/or silica-filled fractures in this area (Fig. 5d–e; Milesi et al., 2019). A resulting question is whether or not this hydrothermal system can be linked to that of Thuès-les-bains. If so, the data on TET and CAR samples would suggest the presence of an intense and recent hydrothermal flow over a larger segment of the fault than today and thus a larger thermal anomaly around Thuès than that indicated by numerical modelling (Taillefer et al., 2018). In this respect, the end of surface hydrothermal activity in the Carança valley might be very recent, while a blind geothermal system could still exist in the subsurface.

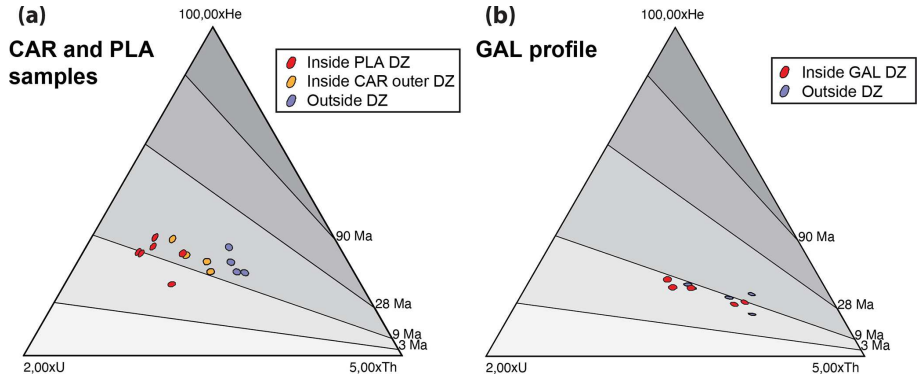


Figure 12. U–Th–He diagrams using Helioplot (Vermeesch, 2010) for **(a)** CAR and PLA samples (this study and Milesi et al., 2019) as well as **(b)** GAL profile samples (no hot springs).

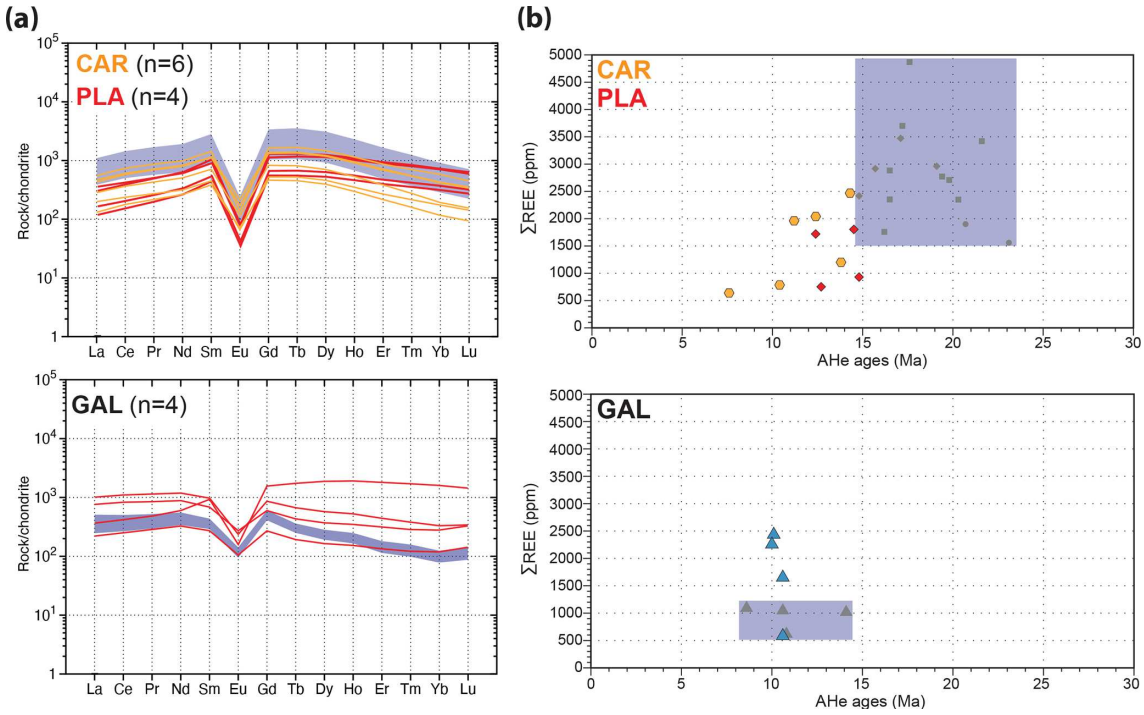


Figure 13. (a) Individual REE patterns of samples within the DZ; in the top part, the purple field is defined by 13 REE spectra (gneiss samples TET5, ST4, ST8, and PLA2) from outside the DZ. In the bottom part, the purple field comes from the four REE analyses from the GAL3 sample (outside the DZ). **(b)** Sum of REE contents as a function of AHe ages. The purple field corresponds to samples outside the DZ showing consistent REE patterns. The depletion of all REEs in PLA and CAR DZ samples is associated with a rejuvenation of AHe ages.

In the Planès area, which should correspond to a recharge area of the hydrothermal system with cold surface water circulations (Taillefer et al., 2018), apatite grains from sample PLA3 in the outer DZ yield similar results to the ones from the St Thomas hot spring cluster with variously depleted REE patterns and ages between 12.4 ± 1.0 and 14.8 ± 1.2 Ma (Figs. 7 and 13). These young ages at 1600 m of altitude do not fit the regional thermal history depicted in Fig. 2. The geothermal anomaly around St Thomas might have extended 1.5–2 km to the west, which is inconsistent with present-day numerical thermal modelling (Taillefer et al., 2018). Alternatively, a more local hydrothermal system may have been active on the plateau independently of that of St Thomas. The Planès area, similarly to the Carança valley, may also correspond to a blind geothermal system or a palaeo-system. Both locations might then represent potential sites for future geothermal exploration.

At the foot of the Puig Gallinàs massif (GAL profile), our results do not evidence significant AHe age scattering, while REE content is more variable within the outer DZ (Fig. 13).

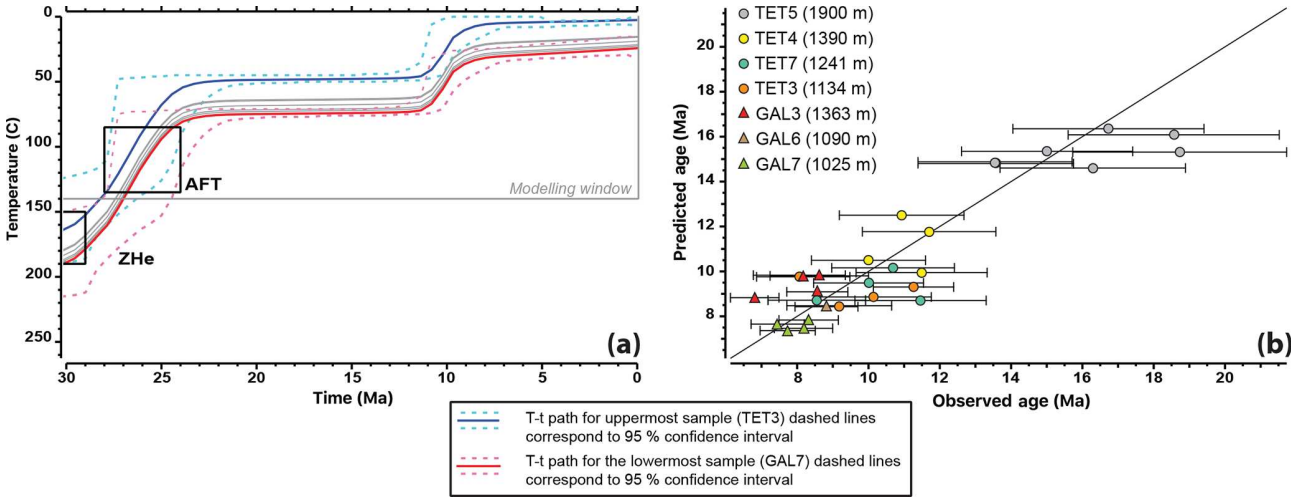


Figure 14. **(a)** Thermal history of the Têt fault footwall. Thermal modelling was computed with QTQt software (Gallagher, 2012) and Gautheron et al. (2009) diffusion parameters using AHe data from TET outside DZ samples and GAL DZ and outside DZ samples. AFT and ZHe data are from Maurel et al. (2008). **(b)** Predicted age vs. observed age graph for each apatite grain. The 1 : 1 diagonal line is for an ideal fit of these ages.

Although the number of analysed grains is limited, the homogeneity of the data suggests no significant hydrothermal circulations within the DZ in the last 10 Ma, in contrast to what the numerical models suggest (Taillefer et al., 2018). The presence of calcite–quartz-filled fractures and chloritization observed in the samples from this area might support more ancient (> 10 Ma) hydrothermal circulation. Moreover, thermal modelling of GAL samples from both outside the DZ and in the outer DZ with QTQt software indicates a common history with the TET samples collected outside the DZ (Fig. 14). The modelled T-t path suggests rapid cooling (25 °C Ma^{-1}) between 30 and 24 Ma, followed by a quiescent period and a second phase of cooling between 12 and 9 Ma (15 °C Ma^{-1}) (Sect. S6 for model parameters). This model shows a good fit and is compatible with previous regional thermal histories indicating rapid cooling in the late Oligocene–early Miocene associated with the Têt fault activity during opening of the Gulf of Lion (Maurel et al., 2008; Milesi et al., 2019). At the scale of the eastern Pyrenees, the second exhumation phase can be associated with global 2 km uplift in the Tortonian suggested by Gunnell et al. (2009), which is likely coeval with a reactivation of the Têt fault around 10 Ma (Cabrera et al., 1988; Mauffret et al., 2001). The good fit of the model supports the lack of a significant recent thermal anomaly along this segment of the Têt fault.

As fluid flow through fractured rocks is a highly heterogeneous process, even at the thin-section scale (Fig. 6), variable ^{4}He loss or gain by fluid advection can account for AHe age dispersion even in areas distant from present-day hot springs. This is supported by the global positive correlation between AHe rejuvenation and REE loss in samples from the Têt fault outer DZ footwall. The combination of AHe dating and REE analyses makes it possible to identify blind geothermal systems, possibly representing extensions of the present-day surficial ones, and thus to better constrain the geometry and intensity of recent geothermal anomalies along the Têt fault (Fig. 15). This result questions a straightforward interpretation of AHe ages if potential hydrothermal alteration is not considered.

5.2 Hanging wall of the Têt fault

Outside the hanging-wall DZ, apatites from samples ML1 and ST12 yield AHe ages (Table 2) consistent with previously published AHe ages in the Mont-Louis massif (Maurel et al., 2008), and REE patterns from sample ST12 are compatible with those of apatites from S-type granites (Sha and Chappell, 1999), with a moderate LREE depletion.

Within the hanging-wall DZ, samples closest to the Têt fault (TETHW, ST1, and GAL8) show scattering and mainly ageing of AHe ages, similar to the footwall inner DZ (Milesi et al., 2019). The AHe age scatter (Fig. 7; Table 2) cannot be properly modelled with a common thermal history (see Sect. S6). Apatite REE contents appear less variable within the hanging-wall DZ, except for a single apatite grain from the TETHW sample that yields a depleted REE pattern associated with the youngest AHe age. This result can be due to the hydrothermal influence of the Thuès-les-Bains hot springs in the footwall (Fig. 5) and to the same process of ^{4}He loss described in the footwall outer DZ (e.g. sample CAR7), thus suggesting the fault is not an impermeable barrier for fluids. We cannot exclude the possibility that fluid circulation in the hanging wall also played a role as attested by the presence of the Canaveilles hot springs just northeast of the TET profile (Taillefer et al., 2018). In this specific location (TET profile, gneiss–gneiss contact; Fig. 3) both the

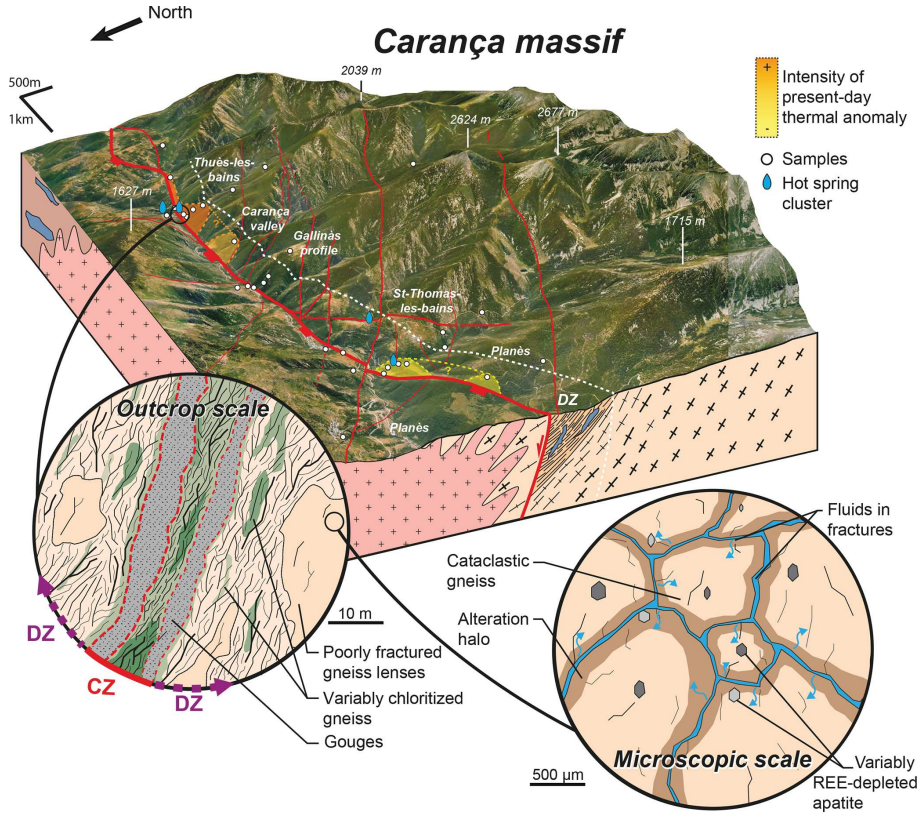


Figure 15. Schematic 3D block of the surface distribution of the present-day thermal anomalies in the Têt fault footwall based on AHe dating and REE analyses, with zooms into the fault zone at the outcrop and microscopic scale.

hanging-wall topographic gradient and the presence of permeable rocks might have contributed to a hydrothermal cell in the hanging wall.

Samples from the distal hanging-wall DZ yield less scattered AHe than those close to the Têt fault with the exception of sample PLA5. However, all samples including PLA5 exhibit very similar REE patterns. The intra-sample variation of AHe ages for PLA5 can be explained by a unique thermal history (see Sect. S6). Therefore, samples from the distal hanging-wall DZ (GAL1, GAL2, ST11, and ST14) are used in combination with those outside the DZ (ML1 and ST12) for modelling the thermal history of the hanging wall. The T-t path (Fig. 16) shows rapid cooling between 35 and 30 Ma in the temperature range of 150 to 50 °C and slow cooling since 30 Ma. Low cooling rates may account for the intra-sample variation of AHe ages in the hanging wall away from the Têt fault in accordance with previous works (Fitzgerald et al., 2006; Maurel et al., 2008; Brown et al., 2013). Sample PLA5 is peculiar because it is the only sample located at a lower elevation than the Têt fault surface trace (Fig. 5). It is therefore located lower than the geothermal system along the Têt fault footwall in the Planès area. This peculiar location may account for the AHe age scattering and ageing within this sample outside the DZ, in addition to the more pronounced age dispersion compared to the footwall due to the above-mentioned regional slow cooling.

In the hanging wall, disturbed AHe ages are observed close to the Têt fault. Therefore, we consider AHe age dispersion within the hanging wall near the Têt fault to be potentially indicative of hydrothermal circulations within this part of the hanging wall even though the small number of samples does not allow for a clear interpretation. This questions the impermeable character of the hanging-wall rocks and the Têt fault gouges (Taillefer et al., 2017). However, the AHe perturbation is more limited than in the Têt fault footwall, without REE depletion for the GAL, ST, and PLA profiles, suggesting episodic circulation or thermal effects due to the increase in temperature in the Têt fault footwall. We show that moving away from the fault all samples outside the DZ share a common thermal history together with rocks far away from the fault (Fig. 16). This thermal modelling shows a rapid cooling event ($10\,^{\circ}\mathrm{C\,Ma^{-1}}$) between 36 and 30 Ma, followed by slow cooling under $4\,^{\circ}\mathrm{C\,Ma^{-1}}$. Rapid cooling of the hanging wall at the end of the Eocene occurred contemporaneously with the thrusting of the Aston–Mont-Louis unit onto the Canigou massif (Ternois et al., 2019).

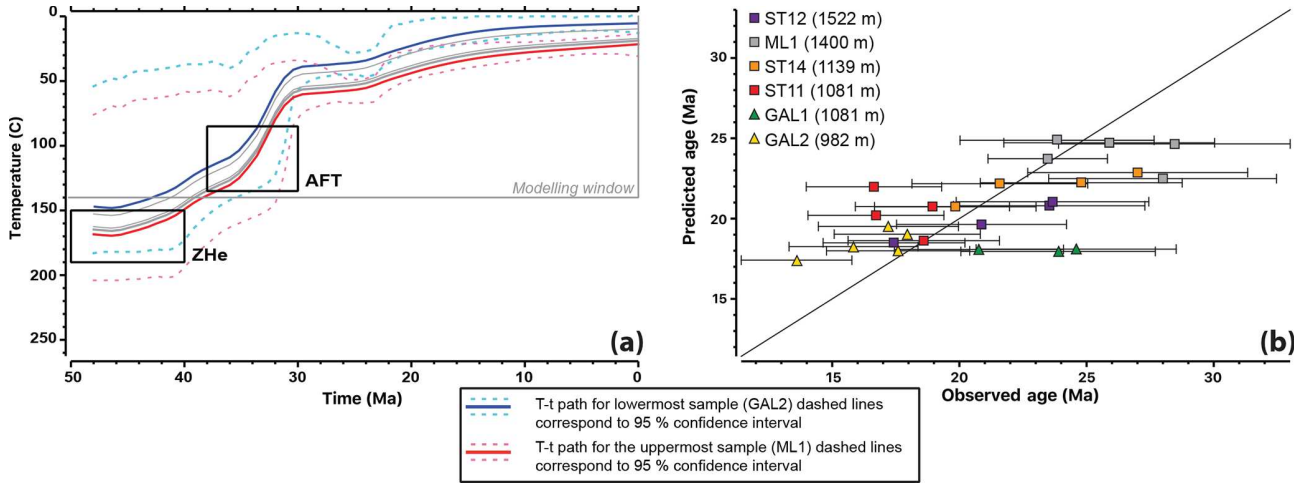


Figure 16. (a) Thermal history of the Têt fault hanging wall. Thermal modelling was computed with QTQt software (Gallagher, 2012) and Gautheron et al. (2009) diffusion parameters using AHe data from the HW except samples close to the Têt fault. AFT and ZHe data are from Maurel et al. (2008). **(b)** Predicted age vs. observed age graph for each apatite grain. The 1 : 1 diagonal line is for an ideal fit of these ages.

6 Conclusions

This coupled (U−Th)/He and REE study of a geothermal anomaly along the Têt normal fault confirms that the apatite thermochronometer can be impacted by local low-temperature hydrothermal circulations along a dormant fault, as evidenced in our previous work (Milesi et al., 2019). It shows that apatites from samples in the fault DZ display large AHe age scattering and strong depletion of REE contents compared to apatites from samples located far away from the fault zone, which preserve the original REE patterns and the regional cooling history.

These results highlight the mobility of REE in apatite during interaction with hydrothermal fluids, demonstrating that apatite grains can no longer be considered a closed system in such a context. AHe age dispersion due to ^{4}He loss or gain may be induced primarily by fluid advection rather than by a thermal diffusion process as usually considered in non-hydrothermal environments. As fluid flow through fractured rocks is a highly heterogeneous process, even at the thin-section scale, variable ^{4}He mobility can account for large inter- and intra-sample AHe age dispersion.

This study also shows that even in the absence of surface hydrothermal activity, AHe ages can be affected by recent blind hydrothermal systems. This questions the interpretation of AHe ages when hydrothermal alteration is not carefully considered even when evidence of active fluid circulations is lacking.

The combined use of AHe thermochronology with apatite REE analysis appears to be an efficient tool to identify the open-system behaviour of apatite grains in relation to hydrothermal fluid circulations. This approach provides information on the origin of AHe age scattering, thus allowing for the selection of proper AHe ages and rejection of others corresponding to reset apatites. This mode of age selection can be applied for thermal modelling calculations. We propose that this coupling of AHe ages with REE analyses should be generalized in low-temperature thermochronological studies of areas susceptible to having suffered hydrothermal overprint. Moreover, this methodological coupling could be a way to look for geothermal systems in addition to other approaches including water geochemistry, geophysical surveys, well drilling, or numerical modelling. In the present study, the thermal anomalies are restricted to two main hot spring clusters along the fault in contrast to a previous thermal numerical modelling, which suggested a more regular distribution of a single thermal anomaly along the fault. Moreover, this coupling shows that the AHe age dispersion and REE depletion are more pronounced in one cluster with abundant hot springs, thus providing additional constraints on the intensity and geometry of this localized geothermal anomaly. However, its sensitiveness to hydrothermal fluid flow variations through space and time has to be further explored

AHe ages from the hanging wall and the footwall remain unaffected by recent hydrothermal perturbation and can be used to restore the cooling history on both sides of the Têt fault. In the hanging wall of the Mont-Louis massif, AHe ages record Eocene fast cooling related to the main collision event in the eastern Pyrenees. In the footwall of the Carança and Canigou massifs, two main phases of cooling in relation to the Têt fault normal activity are recognized: (i) between 30 and 24 Ma in agreement with previous thermochronological studies and (ii) a second one around 10 Ma that is reported for the first time in the eastern Pyrenees. This second cooling phase is coeval with a major episode of regional uplift in the eastern Pyrenees.

Data availability. Data that support the findings of this study are available in the Supplement. Additional details may be obtained upon request from the corresponding author, Gaétan Milesi (gaetan.milesi@umontpellier.fr).

Supplement. The supplement related to this article is available online at: https://doi.org/10.5194/se-11-1747-2020-supplement.

Author contributions. MBo supervised the helium analyses, OB and CM supervised the ICPMS analyses. AT did the field and numerical models on fluid and heat transfer, and MBe co-wrote the project and participated in its funding. PMü participated in the analysis of the thermochronological and REE data, PMo and RS are the PhD directors and scientific advisors, and GM is the PhD student who conducted the main part of the field and laboratory work.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Special issue statement. This article is part of the special issue "Faults, fractures, and fluid flow in the shallow crust". It is not associated with a conference.

Acknowledgements. Thanks for technical support go to Doriane Delmas and Christophe Nevado for thin-section preparation, Lucie Koeller and Léa Causse for ICP-MS analyses, and Cyprien Astoury for apatite separation. Thanks to the inhabitants of Thuès-Entre-Valls for their welcome during fieldwork. Special thanks to Meinert Rahn and Cécile Gautheron for their constructive comments and the improvement of this paper.

Financial support. This research has been supported by the THERMOFAULT, a project supported by the Region Occitanie (France) involving TLS Geothermics (main sponsor), Géosciences Montpellier, and the TelluS Program of CNRS/INSU.

Review statement. This paper was edited by Fabrizio Balsamo and reviewed by Cecile Gautheron and Meinert Rahn.

References

Agosta, F., Prasad, M., and Aydin, A.: Physical properties of carbonate fault rocks, fucino basin (Central Italy): implications for fault seal in platform carbonates, Geofluids, 7, 19–32, https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2006.00158.x, 2007.

Andrews, J. N. and Lee, D. J.: Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and palaeoclimatic trends, J. Hydrol., 41, 233–252, https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90064-7, 1979.

Ault, A. K., Gautheron, C., and King, G. E.: Innovations in (U−Th)/He, Fission Track, and Trapped Charge Thermochronometry with Applications to Earthquakes, Weathering, Surface Connections, and the Growth and Decay of Mountains, Tectonics, 38, 3705–3739, https://doi.org/10.1029/2018TC005312, 2019.

Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Benedicto, A., Cavailhes, T., and Raynaud, S.: The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France, AAPG Bull., 96, 2167–2186, https://doi.org/10.1306/04051211097, 2012.

Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Mercadier, J., Tartèse, R., Venneman, T., Deloule, E., Jolivet, M., Kéré, I., Cathelineau, M., and Cuney, M.: Magmatic and hydrothermal behavior of uranium in syntectonic leucogranites: The uranium mineralization associated with the Hercynian Guérande granite (Armorican Massif, France), Ore Geology Reviews, 80, 309–331, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.034, 2017.

Barbey, P., Cheilletz, A., and Laumonier, B.: The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA, Earth Planet. Sc., 332, 129–136, https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01506-8, 2001.

Barbier, E.: Geothermal energy technology and current status: an overview, Renewable and Sustainable Energy Reviews, 6, 3–65, https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00002-3, 2002.

Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., and Fisher, N. I.: Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type, Journal of Geochemical Exploration, 76, 45–69, https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2, 2002.

Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., and Scibek, J.: Fault zone hydrogeology, Earth-Sci. Rev., 127, 171–192, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008, 2013.

Berg, S. S. and Skar, T.: Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah, J. Struct. Geol., 27, 1803–1822, https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.012, 2005.

Bertani, R.: Geothermal power generation in the world 2005–2010 update report, Geothermics, 41, 1–29, https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2011.10.001, 2012.

Billi, A., Salvini, F., and Storti, F.: The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability, J. Struct. Geol., 25, 1779–1794, https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00037-3, 2003.

Blackwell, D. D., Golan, B., and Beniot, D.: Thermal regime in the Dixie valley geothermal system, Proceedings World Geothermal Congress 2000, 6, 2000.

Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., and Mermet, M.: Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées), Lithos, 93, 89–106, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.05.001, 2007.

Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., and Robert, J.-F.: Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc–chlorite deposit, Int. J. Earth Sci., 105, 747–770, https://doi.org/10.1007/s00531-015-1223-x, 2016.

Brown, R. W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F., and Fitzgerald, P.: Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals, Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U−Th)/He thermochronometer, Geochim. Cosmoch. Ac., 122, 478–497, https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.05.041, 2013.

Bruguier, O., Becq-Giraudon, J. F., Champenois, M., Deloule, E., Ludden, J., and Mangin, D.: Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central, Chem. Geol., 201, 319–336, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.08.005, 2003.

Burbank, D. W., Puigdefàbregas, C. A. I., and Munoz, J. A.: The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain, Geol. Soc. Am. Bull., 104, 1101–1120, 1992.

Cabrera, L., Roca, E., and Santanach, P.: Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees), J. Geol. Soc., 145, 261–268, 1988.

Caine, J. S., Evans, J. P., and Forster, C. B.: Fault zone architecture and permeability structure, Geology, 24, 1025, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2, 1996.

Caine, J. S. and Tomusiak, S. R. A.: Brittle structures and their role in controlling porosity and permeability in a complex Precambrian crystalline-rock aquifer system in the Colorado Rocky Mountain Front Range, Geol. Soc. Am. Bull., 115, 1410, https://doi.org/10.1130/B25088.1, 2003.

Carozza, J.-M. and Baize, S.: L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène?, Comptes Rendus Geoscience, 336, 217–226, https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.026, 2004.

Castiñeiras, P., Navidad, M., Casas, J. M., Liesa, M., and Carreras, J.: Petrogenesis of Ordovician Magmatism in the Pyrenees (Albera and Canigó Massifs) Determined on the Basis of Zircon Minor and Trace Element Composition, J. Geol., 119, 521–534, https://doi.org/10.1086/660889, 2011.

Chew, D. M., Babechuk, M. G., Cogné, N., Mark, C., O'Sullivan, G. J., Henrichs, I. A., Doepke, D., and McKenna, C. A.: (LA,Q)-ICPMS trace-element analyses of Durango and McClure Mountain apatite and implications for making natural LA-ICPMS mineral standards, Chem. Geol., 435, 35–48, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.028, 2016.

Clauzon, G., Le Strat, P., Duvail, C., Do Couto, D., Suc, J.-P., Molliex, S., Bache, F., Besson, D., Lindsay, E. H., Opdyke, N. D., Rubino, J.-L., Popescu, S.-M., Haq, B. U., and Gorini, C.: The Roussillon Basin (S. France): A case-study to distinguish local and regional events between 6 and 3 Ma, Mar. Petrol. Geol., 66, 18–40, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.03.012, 2015.

Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C. M., and Laumonier, B.: U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France), Bulletin de la Société Géologique de France, 176, 269–282, https://doi.org/10.2113/176.3.269, 2005.

Cox, S. C., Menzies, C. D., Sutherland, R., Denys, P. H., Chamberlain, C., and Teagle, D. A. H.: Changes in hot spring temperature and hydrogeology of the Alpine Fault hanging wall, New Zealand, induced by distal South Island earthquakes, Geofluids, 15, 216–239, https://doi.org/10.1111/gfl.12093, 2015.

Cramer, J. J. and Nesbitt, H. W.: Mass-balance relations and trace-element mobility during continental weathering of various igneous rocks, Sci. Géol., 73, 63–73, 1983.

Craw, D., Upton, P., Horton, T., and Williams, J.: Migration of hydrothermal systems in an evolving collisional orogen, New Zealand, Mineralium Deposita, 48, 233–248, https://doi.org/10.1007/s00126-012-0421-8, 2013.

Cuney, M.: Evolution of Uranium Fractionation Processes through Time: Driving the Secular Variation of Uranium Deposit Types, Economic Geology, 105, 553–569, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.553, 2010.

Danišík, M., Fodor, L., Dunkl, I., Gerdes, A., Csizmeg, J., Hámor-Vidó, M., and Evans, N. J.: A multi-system geochronology in the Ad-3 borehole, Pannonian Basin (Hungary) with implications for dating volcanic rocks by low-temperature thermochronology and for interpretation of (U−Th)/He data, Terra Nova, 27, 258–269, https://doi.org/10.1111/ter.12155, 2015.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Voinchet, P., Manel, C., Braucher, R., Tissoux, H., Bahain, J.-J., Perrenoud, C., and Saos, T.: Terrestrial 10 Be and electron spin resonance dating of fluvial terraces quantifies quaternary tectonic uplift gradients in the eastern Pyrenees, Quaternary Sci. Rev., 193, 188–211, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.001, 2018.

Deming, D.: Fluid flow and heat transport in the upper continental crust, Geological Society, London, Special Publications, 78, 27–42, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.04, 1994.

Dobson, P. F.: A Review of Exploration Methods for Discovering Hidden Geothermal Systems, GRC Transactions, 40, 695–706, 2016.

Eichhubl, P., Davatzes, N. C., and Becker, S. P.: Structural and diagenetic control of fluid migration and cementation along the Moab fault, Utah, AAPG Bulletin, 93, 653–681, https://doi.org/10.1306/02180908080, 2009.

Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., de Saint Blanquat, M., and Rémy, P.: In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example, Int. J. Earth Sci., 103, 667–682, https://doi.org/10.1007/s00531-013-0978-1, 2014.

Farley, K. A., Wolf, R. A., and Silver, L. T.: The effects of long alpha-stopping distances on (U−Th)/He ages, Geochim. Cosmochim. Ac., 60, 4223–4229, https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00193-7, 1996.

Faulds, J. E., Price, L. M., Snee, L. W., Gans, P. B., Umhoefer, P. J., Beard, L. S., and Lamb, M. A.: A chronicle of Miocene extension near the Colorado Plateau–Basin and Range boundary, southern White Hills, northwestern Arizona: Paleogeographic and tectonic implications, Miocene Tectonics of the Lake Mead Region, Central Basin and Range: Geological Society of America Special Paper, 463, 87–119. 2010.

Faulds, J. and Hinz, N.: Favorable Tectonic and Structural Settings of Geothermal Systems in the Great Basin Region, Western USA: Proxies for Discovering Blind Geothermal Systems, Proceedings World Geothermal Congress 2015, 1–6, 2015.

Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J., and Withjack, M. O.: A review of recent developments concerning the structure, mechan-

ics and fluid flow properties of fault zones, J. Struct. Geol., 32, 1557–1575, https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009, 2010.

Favara, R., Grassa, F., Inguaggiato, S., and Valenza, M.: Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily), Appl. Geochem., 16, 1–17, https://doi.org/10.1016/S0883-2927(00)00015-9, 2001.

Fillon, C. and van der Beek, P.: Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data, Basin Res., 24, 418–436, https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x, 2012.

Fisher, Q. J. and Knipe, R. J.: Fault sealing processes in siliciclastic sediments, Geological Society, London, Special Publications, 147, 117–134, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.147.01.08, 1998.

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

Fitzgerald, P. G., Baldwin, S. L., Webb, L. E., and O'Sullivan, P. B.: Interpretation of (U−Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land, Chem. Geol., 225, 91–120, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.001, 2006.

Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L., and Farley, K. A.: Apatite (U−Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model, Geochim. Cosmochim. Ac., 73, 2347–2365, https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015, 2009.

Forster, C. and Smith, L.: The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: A model study, J. Geophys. Res., 94, 9439, https://doi.org/10.1029/JB094iB07p09439, 1989.

Förster, H.-J.: The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany; Part I, The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series, American Mineralogist, 83, 259–272, https://doi.org/10.2138/am-1998-3-409, 1998.

Fossen, H. and Rotevatn, A.: Fault linkage and relay structures in extensional settings – A review, Earth-Sci. Rev., 154, 14–28, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014, 2016.

Gallagher, K.: Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 117, 16, https://doi.org/10.1029/2011JB008825, 2012.

Gastil, RG., De Lisle, M., and Morgan, J.: Some Effects of Progressive Metamorphism on Zircons, Geol. Soc. Am. Bull., 78, 879, https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[879:SEOPMO]2.0.CO;2, 1967.

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

Gautheron, C. and Tassan-Got, L.: A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology, Chem. Geol., 273, 212–224, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.023, 2010.

Gibert, J. M. D., Dom, R., and Martinell, J.: Bioerosion in shell beds from the Pliocene Roussillon Basin, France: Implications for the (macro)bioerosion ichnofacies model, Acta Palaeontologica Polonica, 16, 783–798, 2007.

Gibson, M., Sinclair, H. D., Lynn, G. J., and Stuart, F. M.: Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling, Basin Res., 19, 323–334, https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x, 2007.

Gieré, R.: Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy), Terra Nova, 2, 60–67, https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1990.tb00037.x, 1990.

Gorynski, K. E., Walker, J. D., Stockli, D. F., and Sabin, A.: Apatite (U–Th)/He thermochronometry as an innovative geothermal exploration tool: A case study from the southern Wassuk Range, Nevada, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 270, 99–114, https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.018, 2014.

Grasby, S. E. and Hutcheon, I.: Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian cordillera, Canadian Journal of Earth Sciences, 38, 427–440. 2001.

Griffiths, L., Heap, M. J., Wang, F., Daval, D., Gilg, H. A., Baud, P., Schmittbuhl, J., and Genter, A.: Geothermal implications for fracture-filling hydrothermal precipitation, Geothermics, 64, 235–245, https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.006, 2016.

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., and Zeyen, H.: Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees, Earth Planet. Sc. Lett., 278, 208–218, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.004, 2009.

Harlov, D. E., Richard Wirth, R., and Förster H.-J.: An experimental study of dissolution–reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite, Contrib. Mineral Petrol., 150, 268–286, https://doi.org/10.1007/s00410-005-0017-8, 2005.

Heffington, W. M., Kline, J. M., and Rottman, J. W.: Volcanoes as a source of geothermal energy, Energy, 2, 457–459, https://doi.org/10.1016/0360-5442(77)90008-1, 1977.

Henrichs, I. A., O'Sullivan, G., Chew, D. M., Mark, C., Babechuk, M. G., McKenna, C., and Emo, R.: The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite, Chem. Geol., 483, 218–238, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.031, 2018.

Hoÿm de Marien, L., Le Bayon, B., Pitra, P., Van Den Driessche, J., Poujol, M., and Cagnard, F.: Two Variscan metamorphism in the Canigou massif: Evidence for crustal thickening in the Pyrenees, Journal of Metamorphic Geology, 37, 863–888, https://doi.org/10.1111/jmg.12487, 2019.

Janots, E., Grand'Homme, A., Bernet, M., Guillaume, D., Gnos, E., Boiron, M.-C., Rossi, M., Seydoux-Guillaume, A.-M., and De Ascenção Guedes, R.: Geochronological and thermometric evidence of unusually hot fluids in an Alpine fissure of Lauzière granite (Belledonne, Western Alps), Solid Earth, 10, 211–223, https://doi.org/10.5194/se-10-211-2019, 2019.

Jochum, K. P., Seufert, H. M., and Thirlwall, M. F.: High-sensitivity Nb analysis by spark-source mass spectrometry (SSMS) and calibration of XRF Nb and Zr, Chem. Geol., 81, 1–16, https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90035-6, 1990.

Jordan, T. A., Martin, C., Ferraccioli, F., Matsuoka, K., Corr, H., Forsberg, R., Olesen, A., and Siegert, M.: Anomalously

high geothermal flux near the South Pole, Sci. Rep., 8, https://doi.org/10.1038/s41598-018-35182-0, 2018.

Ketcham, R. A., Gautheron, C., and Tassan-Got, L.: Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case, Geochim. Cosmochim. Ac., 75, 7779–7791, https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.011, 2011.

Kim, Y.-S., Peacock, D. C. P., and Sanderson, D. J.: Fault damage zones, J. Struct. Geol., 26, 503–517, https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002, 2004.

Krimissa, M.: Application des méthodes isotopiques a l'étude des eaux thermales en milieu granitique (Pyrénées, France), Orsay Paris-Sud., 248 pp., 1992.

Lacan, P. and Ortuño, M.: Active Tectonics of the Pyrenees: A review, Journal of Iberian Geology, 38, https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203, 2012.

Louis, S., Luijendijk, E., Dunkl, I., and Person, M.: Episodic fluid flow in an active fault, Geology, 47, 938–942, https://doi.org/10.1130/G46254.1, 2019.

Lund, J. W., Freeston, D. H., and Boyd, T. L.: Direct utilization of geothermal energy 2010 worldwide review, Geothermics, 40, 159–180, https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2011.07.004, 2011.

Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., and Doerflinger, E.: Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe, Solid Earth, 10, 1905–1920, https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019, 2019.

Mauffret, A., de Grossouvre, B. D., Dos Reis, A. T., Gorini, C., and Nercessian, A.: Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean), J. Struct. Geol., 23, 1701–1726, 2001.

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

Mayolle, S., Soliva, R., Caniven, Y., Wibberley, C., Ballas, G., Milesi, G., and Dominguez, S.: Scaling of fault damage zones in carbonate rocks, J. Struct. Geol., 124, 35–50, https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.03.007, 2019.

McCay, A. T., Shipton, Z. K., Lunn, R. J., and Gale, J. F.: Mini thief zones: Subcentimeter sedimentary features enhance fracture connectivity in shales, AAPG Bulletin, 103, 951–971, https://doi.org/10.1306/0918181610617114, 2019.

McDowell, F. W., McIntosh, W. C., and Farley, K. A.: A precise ^{40}Ar–^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U−Th)/He and fission-track dating standard, Chem. Geol., 214, 249–263, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002, 2005.

McKenna, J. R. and Blackwell, D. D.: Numerical modeling of transient Basin and Range extensional geothermal systems, Geothermics, 33, 457–476, https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2003.10.001, 2004.

Metcalf, J. R., Fitzgerald, P. G., Baldwin, S. L., and Muñoz, J.-A.: 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 Planet. Sc. Lett., 287, 488–503, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.036, 2009.

Meixner, J., Schill, E., Grimmer, J. C., Gaucher, E., Kohl, T., and Klingler, P.: Structural control of geothermal reservoirs in extensional tectonic settings: An example from the Upper Rhine Graben, J. Struct. Geol., 82, 1–15, https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.11.003, 2016.

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Münch, P., Bellanger, M., Bruguier, O., Bonno, M., Taillefer, A., and Mayolle, S.: Mapping a geothermal anomaly using apatite (U/Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France, Terra Nova, 31, 569–576, https://doi.org/10.1111/ter.12429, 2019.

Paternoster, M., Oggiano, G., Sinisi, R., Caracausi, A., and Mongelli, G.: Geochemistry of two contrasting deep fluids in the Sardinia microplate (western Mediterranean): Relationships with tectonics and heat sources, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 336, 108–117, https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.011, 2017.

Petit, C. and Mouthereau, F.: Steep topographic slope preservation by anisotropic diffusion: An example from the Neogene Têt fault scarp, eastern Pyrenees, Geomorphology, 171, 173–179, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.016, 2012.

Petit, V., Le Goff, E., and Brisset, N.: Avec la collaboration de – Ressource en eau thermale des Thermes de Vernet-Les-Bains: État des lieux (Pyrénées Orientales), BRGM/RP-59182-FR, p. 73, 20 ill., 5 ann. 2014.

Poujol, M., Boulvais, P., and Kosler, J.: Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon, J. Geol. Soc., 167, 751–767, https://doi.org/10.1144/0016-76492009-144, 2010.

Roche, V., Sternai, P., Guillou-Frottier, L., Menant, A., Jolivet, L., Bouchot, V., and Gerya, T.: Emplacement of metamorphic core complexes and associated geothermal systems controlled by slab dynamics, Earth Planet. Sc. Lett., 498, 322–333, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.043, 2018.

Sartégou, A., Bourlès, D. L., Blard, P.-H., Braucher, R., Tibari, B., Zimmermann, L., Leanni, L., Aumaître, G., and Keddadouche, K.: Deciphering landscape evolution with karstic networks: A Pyrenean case study, Quat. Geochronol., 43, 12–29, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.09.005, 2018.

Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., and Pascal, G.: Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: Role of the Pyrenean orogeny, Mar. Petrol. Geol., 12, 809–820, 1995.

Sha, L.-K. and Chappell, B. W.: Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis, Geochim. Cosmochim. Ac., 63, 3861–3881, https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00210-0, 1999.

Shipton, Z. K. and Cowie, P. A.: Damage zone and slip-surface evolution over µm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah, J. Struct. Geol., 23, 1825–1844, 2001.

Shuster, D. L. and Farley, K. A.: The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite, Geochim. Cosmochim. Ac., 73, 183–196, https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.013, 2009.

Sibson, R. H.: Fluid involvement in normal faulting, J. Geodynam., 29, 469–499, https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00042-3, 2000.

Sibuet, J.-C., Srivastava, S. P., and Spakman, W.: Pyrenean orogeny and plate kinematics: Pyrenean orogeny and plate kinematics, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 109, B08104, https://doi.org/10.1029/2003JB002514, 2004.

Sinclair, H. D.: Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes, Am. J. Sci., 305, 369–406, https://doi.org/10.2475/ajs.305.5.369, 2005.

Souriau, A. and Pauchet, H.: A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, Tectonophysics, 290, 221–244, https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00017-1, 1998.

Sun, S. S. and McDonough, W. F.: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Geological Society, London, Special Publications, 42, 313–345, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19, 1989.

Sutherland, R., Townend, J., Toy, V., Upton, P., Coussens, J., Allen, M., Baratin, L.-M., Barth, N., Becroft, L., Boese, C., Boles, A., Boulton, C., Broderick, N. G. R., Janku-Capova, L., Carpenter, B. M., Célérier, B., Chamberlain, C., Cooper, A., Coutts, A., Cox, S., Craw, L., Doan, M.-L., Eccles, J., Faulkner, D., Grieve, J., Grochowski, J., Gulley, A., Hartog, A., Howarth, J., Jacobs, K., Jeppson, T., Kato, N., Keys, S., Kirilova, M., Kometani, Y., Langridge, R., Lin, W., Little, T., Lukacs, A., Mallyon, D., Mariani, E., Massiot, C., Mathewson, L., Melosh, B., Menzies, C., Moore, J., Morales, L., Morgan, C., Mori, H., Niemeijer, A., Nishikawa, O., Prior, D., Sauer, K., Savage, M., Schleicher, A., Schmitt, D. R., Shigematsu, N., Taylor-Offord, S., Teagle, D., Tobin, H., Valdez, R., Weaver, K., Wiersberg, T., Williams, J., Woodman, N., and Zimmer, M.: Extreme hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault, Nature, 546, 137–140, https://doi.org/10.1038/nature22355, 2017.

Taillefer, A., Soliva, R., Guillou-Frottier, L., Le Goff, E., Martin, G., and Seranne, M.: Fault-Related Controls on Upward Hydrothermal Flow: An Integrated Geological Study of the Têt Fault System, Eastern Pyrénées (France), Geofluids, 2017, 1–19, https://doi.org/10.1155/2017/8190109, 2017.

Taillefer, A., Guillou-Frottier, L., Soliva, R., Magri, F., Lopez, S., Courrioux, G., Millot, R., Ladouche, B. and Le Goff, E.: Topographic and Faults Control of Hydrothermal Circulation Along Dormant Faults in an Orogen, Geochem. Geophy. Geosy., 19, 4972–4995, https://doi.org/10.1029/2018GC007965, 2018.

Teixell, A., Labaume, P., and Lagabrielle, Y.: The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario, Comptes Rendus Geoscience, 348, 257–267, https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.010, 2016.

Ternois, S., Odlum, M., Ford, M., Pik, R., Stockli, D., Tibari, B., Vacherat, A., and Bernard, V.: Thermochronological Evidence of Early Orogenesis, Eastern Pyrenees, France, Tectonics, 38, 1308–1336, https://doi.org/10.1029/2018TC005254, 2019.

Valla, P. G., Rahn, M., Shuster, D. L., and van der Beek, P. A.: Multi-phase late-Neogene exhumation history of the Aar massif, Swiss central Alps, Terra Nova, 28, 383–393, https://doi.org/10.1111/ter.12231, 2016.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., and Lahfid, A.: Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees, Earth Planet. Sc. Lett., 408, 296–306, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.014, 2014.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R., and Radal, J.: Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees: cooling history of the northern Pyrenees, Tectonics, 35, 907–933, https://doi.org/10.1002/2015TC004016, 2016.

Van der Zwaan, B. and Dalla Longa, F.: Integrated assessment projections for global geothermal energy use, Geothermics, 82, 203–211, https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.06.008, 2019.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T. D., Zoetemeijer, R., and Cloetingh, S.: Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections, Mar. Petrol. Geol., 12, 903–915, https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98854-X, 1995.

Vermeesch, P.: HelioPlot, and the treatment of overdispersed (U-Th-Sm)/He data, Chem. Geol., 271, 108–111, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.01.002, 2010.

Volpi, G., Magri, F., Frattini, P., Crosta, G. B., and Riva, F.: Groundwater-driven temperature changes at thermal springs in response to recent glaciation: Bormio hydrothermal system, Central Italian Alps, Hydrogeol. J., 25, 1967–1984, https://doi.org/10.1007/s10040-017-1600-6, 2017.

Wanner, C., Waber, H. N., and Bucher, K.: Geochemical evidence for regional and long-term topography-driven groundwater flow in an orogenic crystalline basement (Aar Massif, Switzerland), J. Hydrol., 81, 124374, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124374, 2019.

Whipp, D. M. and Ehlers, T. A.: Influence of groundwater flow on thermochronometer-derived exhumation rates in the central Nepalese Himalaya, Geology, 35, 851, https://doi.org/10.1130/G23788A.1, 2007.

Whitchurch, A. L., Carter, A., Sinclair, H. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C., and Allen, P. A.: Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees, Am. J. Sci., 311, 442–482, https://doi.org/10.2475/05.2011.03, 2011.

Wölfler, A., Kurz, W., Danišík, M., and Rabitsch, R.: Dating of fault zone activity by apatite fission track and apatite (U−Th)/He thermochronometry: a case study from the Lavanttal fault system (Eastern Alps): Dating of fault zone activity, Terra Nova, 22, 274–282, https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00943.x, 2010.

Wu, L., Monié, P., Wang, F., Lin, W., Ji, W., Bonno, M., Münch, P., and Wang, Q.: Cenozoic exhumation history of Sulu terrane: Implications from (U−Th)/He thermochrology, Tectonophysics, 672–673, 1–15, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.035, 2016.

Zeitler, P. K., Enkelmann, E., Thomas, J. B., Watson, E. B., Ancuta, L. D., and Idleman, B. D.: Solubility and trapping of helium in apatite, Geochim. Cosmochim. Ac., 209, 1–8, https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.041, 2017.

C. Datations (U-Th)/He et analyses Terre Rares sur apatite complémentaires le long de la faille de la Têt

De nouvelles datations AHe ont pu être réalisées sur des échantillons tous prélevés hors de la zone d'endommagement de la faille de la Têt. La position de ces échantillons est présentée sur la Figure IV.8. Quatre nouveaux échantillons ST6, ST7, ST9 et ST10 échantillonnés à des distances respectives de 2610 m, 2220 m, 1550 m et 1120 m de la faille de la Têt ont permis de compléter le profil ST (St-Thomas) réalisé dans le massif de la Carança (cf. Section V.2.B). Ce profil présente la particularité d'être intersecté par de nombreuses failles NO-SE potentiellement drainantes pour les fluides hydrothermaux (Fig. IV.9). Un échantillon (ST13) de gneiss bien préservé a également été prélevé dans le toit de la faille de la Têt à 100 m du cœur de la faille NO-SE de Fontpédrouse (cf. Section IV.A). Les Terres Rares ont été analysées sur une partie des grains d'apatite datés. L'échantillon GAL5 a été ajouté au profil du même nom, localisé au mur de la faille de la Têt, à environ 400 m du contact.

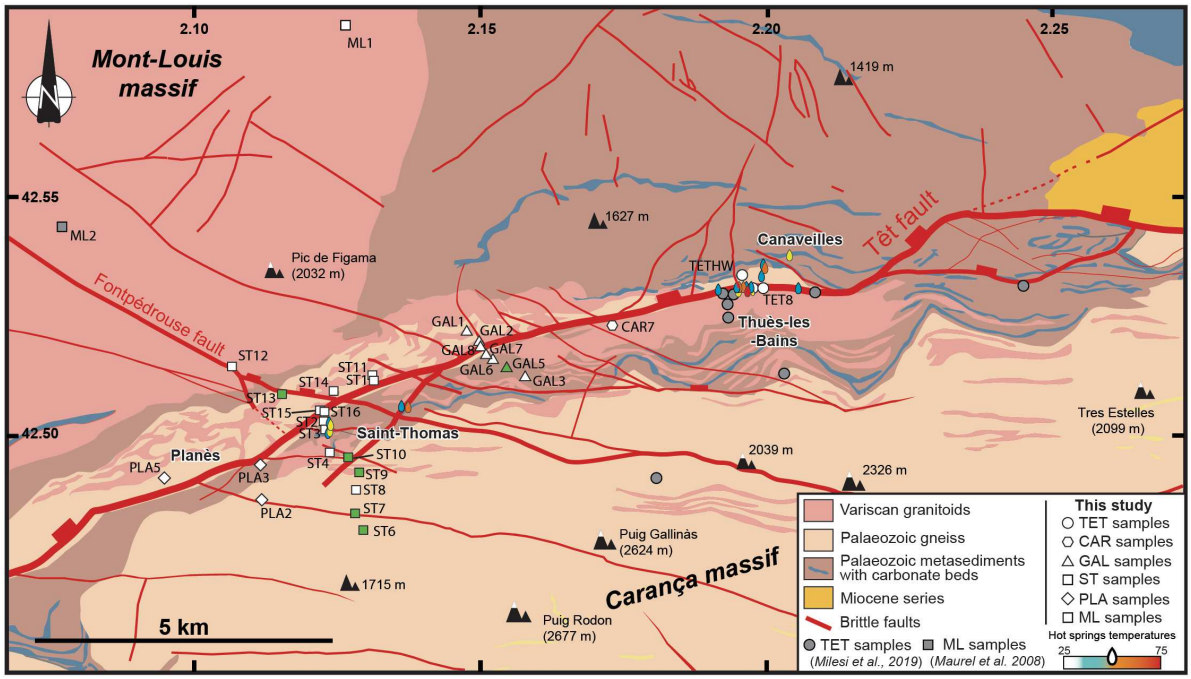


Figure IV.8. *Carte localisant les échantillons datés (AHe) le long de la faille de la Têt. Les échantillons complémentaires sont indiqués en vert.*

Les âges AHe obtenus au mur de la faille de la Têt sur le profil de St-Thomas-les-Bains sont compris entre 15,3 ± 1,2 Ma et 33,1 ± 2,6 Ma. Quatre grains d'apatite ont été datés pour chaque échantillon ST10, ST9 et ST7. Leurs âges AHe respectivement compris entre 15,3 ±

1,2 Ma et 25,2 ± 2,0 Ma (ST10), 20,4 ± 1,4 Ma et 27,8 ± 2,0 Ma (ST9), 15,8 ± 1,3 Ma et 18,7 ± 1,5 Ma (ST7). L'échantillon ST6, le plus éloigné de la faille de la Têt (2610 mètres), présente des âges entre 21,7 ± 1,7 Ma et 33,1 Ma ± 2,6 Ma. L'échantillon ST13 récolté au toit de la faille de la Têt mais également dans le mur de la faille NO-SE de Fontpédrouse présente 8 âges AHe compris entre 15,4 ± 1,2 Ma et 22,9 ± 1,8 Ma. L'échantillon ST13 a été échantillonné à deux reprises dans le but de confirmer les âges AHe obtenus lors du premier échantillonnage, qui apparaissaient trop jeunes en comparaison des âges AHe obtenus par ailleurs au toit de la faille de la Têt (~30 - 40 Ma). Les âges des deux séries d'échantillonnage sont compatibles aux erreurs près (Fig. IV.9).

Le nouvel échantillon GAL5 récolté sur le profil GAL dans le mur de la faille de la Têt fournit des âges AHe entre 9,8 ± 0,8 Ma et 13,0 ± 1.0 Ma cohérents avec ceux précédemment obtenus pour ce profil. Le détail des résultats de ces datations AHe est disponible dans la Tableau IV.2.

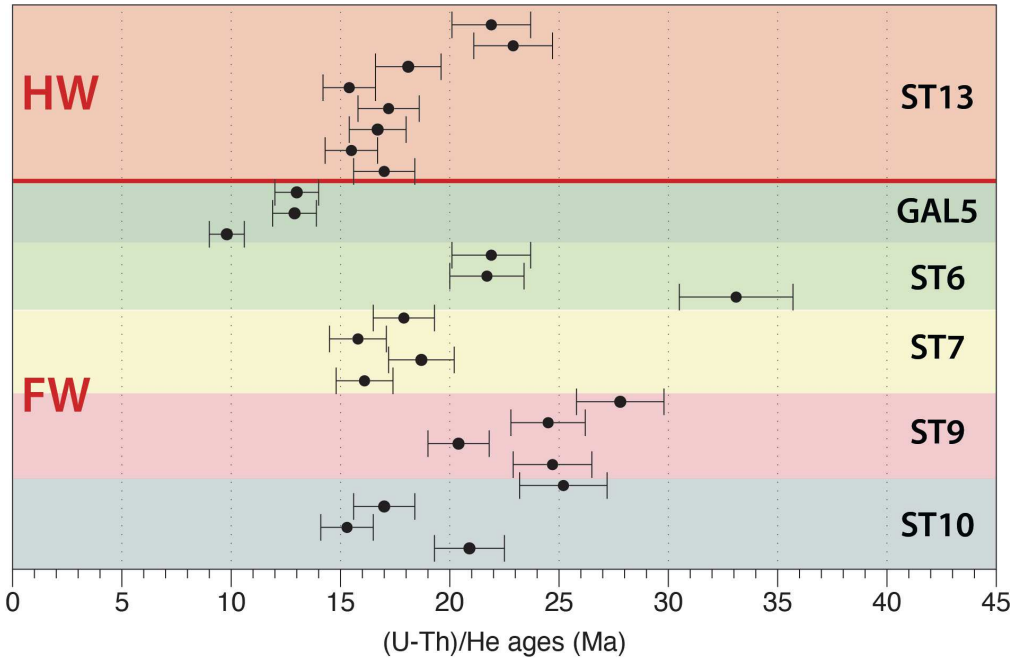


Figure IV.9. *Graphique présentant les nouvelles données (U-Th)/He sur apatite obtenues pour les échantillons GAL5, ST6, ST7, ST9 et ST10 au mur de la faille de la Têt et l'échantillon ST13 au toit. La position relative de la faille par rapport aux échantillons est représentée par la ligne rouge. Les bandes de couleur permettent de distinguer les différents échantillons.*

Tableau IV.2. *Tableau des résultats (U-Th)/He sur apatite des échantillons complémentaires prélevés sur les profils ST et GAL. Deux séries d'analyses ont été réalisées pour l'échantillon ST13 suite à deux missions de prélèvement.*

Profile		Fd	Sample/	Rs	U	Th	eU	Th/U	4He	± s	Ft	Corrected age	Error	∑REE
		m	grain	µm	ppm	ppm	ppm		ncc/g	ncc/g		Ma	±1σ (Ma)	ppm
ST profile		**1120**	**ST10** (42.4949N 2.17104E 1383m) Augen gneiss											
		(700)	ST10-1	61.3	50.1	28.0	56.8	0.6	109832.3	2196.6	0.77	20.9	1.6	-
			ST10-2	56.3	62.3	27.3	68.8	0.4	94741.0	1136.9	0.75	15.3	1.2	-
			ST10-3	75.1	56.1	26.4	62.4	0.5	103165.4	1547.5	0.81	17.0	1.4	-
			ST10-4	67.0	29.1	7.4	30.8	0.3	76314.5	1526.3	0.81	25.2	2.0	-
		1550	**ST9** (42.49203N 2.17351E 1421m) Fractured augen gneiss											
		(1120)	ST9-1	60.4	46.6	17.7	50.8	0.4	119148.9	1191.5	0.79	24.7	1.8	-
			ST9-2	68.1	38.6	10.2	41.0	0.3	83334.3	1666.7	0.83	20.4	1.4	-
			ST9-3	68.0	59.8	25.8	66.0	0.4	158824.9	1588.2	0.81	24.5	1.7	-
			ST9-4	63.2	54.0	19.8	58.8	0.4	164830.2	1648.3	0.84	27.8	2.0	-
		2220	**ST7** (42.48421N 2.17433E 1494m) Augen gneiss											
		(1760)	ST7-2	61.0	11.3	3.2	12.1	0.3	18475.0	923.8	0.79	16.1	1.3	-
			ST7-3	64.6	16.1	4.6	17.2	0.3	31125.3	1245.0	0.80	18.7	1.5	-
			ST7-4	70.5	24.1	5.9	25.5	0.2	40022.5	800.4	0.82	15.8	1.3	-
			ST7-5	63.5	14.2	3.7	15.1	0.3	26010.2	1040.4	0.80	17.9	1.4	-
		2610	**ST6** (42.48116N 2.17433E 1533m) Augen gneiss											
		(2140)	ST6-2	82.1	7.4	2.6	8.1	0.4	27252.5	817.6	0.85	33.1	2.6	-
			ST6-4	62.3	13.1	3.3	13.9	0.3	28447.2	1137.9	0.78	21.7	1.7	-
			ST6-5	67.9	7.2	3.3	8.0	0.5	17354.2	867.7	0.82	21.9	1.8	-
	HW		**ST13** (42.50727N 2.15867E 1289m) Augen gneiss											
		-800	ST13-1	61.3	77.2	73.7	94.9	1.0	143789.9	1437.9	0.82	15.4	1.2	-
		(-870)	ST13-2	45.5	48.5	59.8	62.9	1.2	102885.4	2057.7	0.75	18.1	1.5	-
			ST13-3	53.3	130.3	158.8	168.4	1.2	356975.6	3569.8	0.77	22.9	1.8	-
			ST13-4	43.9	94.3	102.8	119.0	1.1	227047.7	2951.6	0.72	21.9	1.8	-
			ST13-a	81.8	12.4	18.6	16.9	1.5	29023.1	1160.9	0.84	17.0	1.4	2900.93
			ST13-b	81.3	14.1	16.0	17.9	1.1	28315.3	849.5	0.85	15.5	1.2	2832.03
			ST13-c	67.0	24.2	24.4	30.0	1.0	49313.1	986.3	0.82	16.7	1.3	3460.96
			ST13-d	59.9	14.3	14.6	17.8	1.0	30276.5	1211.1	0.82	17.2	1.4	2476.76
GAL profile	DZ	**475**	**GAL5** (42.51287N 2.20037E 1147m) Granite											
		(400)	GAL5-3	57.3	20.6	5.1	21.8	0.2	19915.4	597.5	0.77	9.8	0.8	-
			GAL5-4	62.7	11.2	5.6	12.5	0.5	15730.0	471.9	0.81	12.9	1.0	-
			GAL5-5	60.8	7.8	2.1	8.4	0.3	10375.3	415.0	0.79	13.0	1.0	-

Note Fd : Fault horizontal distance; between brackets fault normal distance / Ft : Alpha ejection correction (Farley et al., 1996)

L'analyse des Terres Rares a été réalisée sur les grains d'apatites après le deuxième échantillonnage de ST13 (Fig. IV.10).

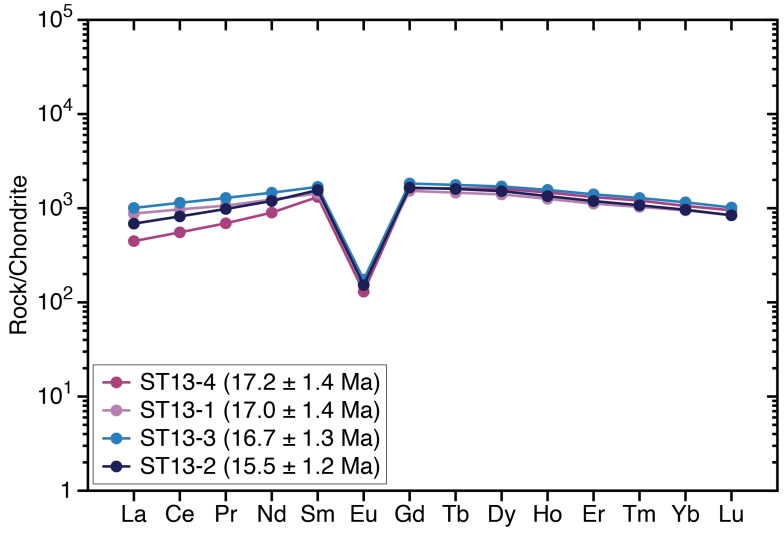


Figure IV.10. *Spectre Terres Rares des apatites de l'échantillon ST13 associé aux âges (U-Th)/He sur apatite obtenus.*

Les spectres des Terre Rares sont reproductibles pour les quatre grains d'apatite et présentent des formes caractéristiques des lithologies granitiques (*Sha et Chappell, 1999*), sans perturbations similaires à celles présentées dans les Sections IV.2.A et IV.2.B. pour les échantillons hydrothermalisés.

L'ensemble des échantillons et les 168 âges AHe obtenus entre Thuès-les-Bains à l'Est et Planès à l'Ouest de la zone d'étude ont été reportés sur la Figure IV.11: TET à hauteur des sources de Thuès-les-Bains (A), GAL au pied du Puig Gallinàs (B), ST au niveau des sources de St-Thomas-les-Bains (C) et PLA au niveau de Planès (D).

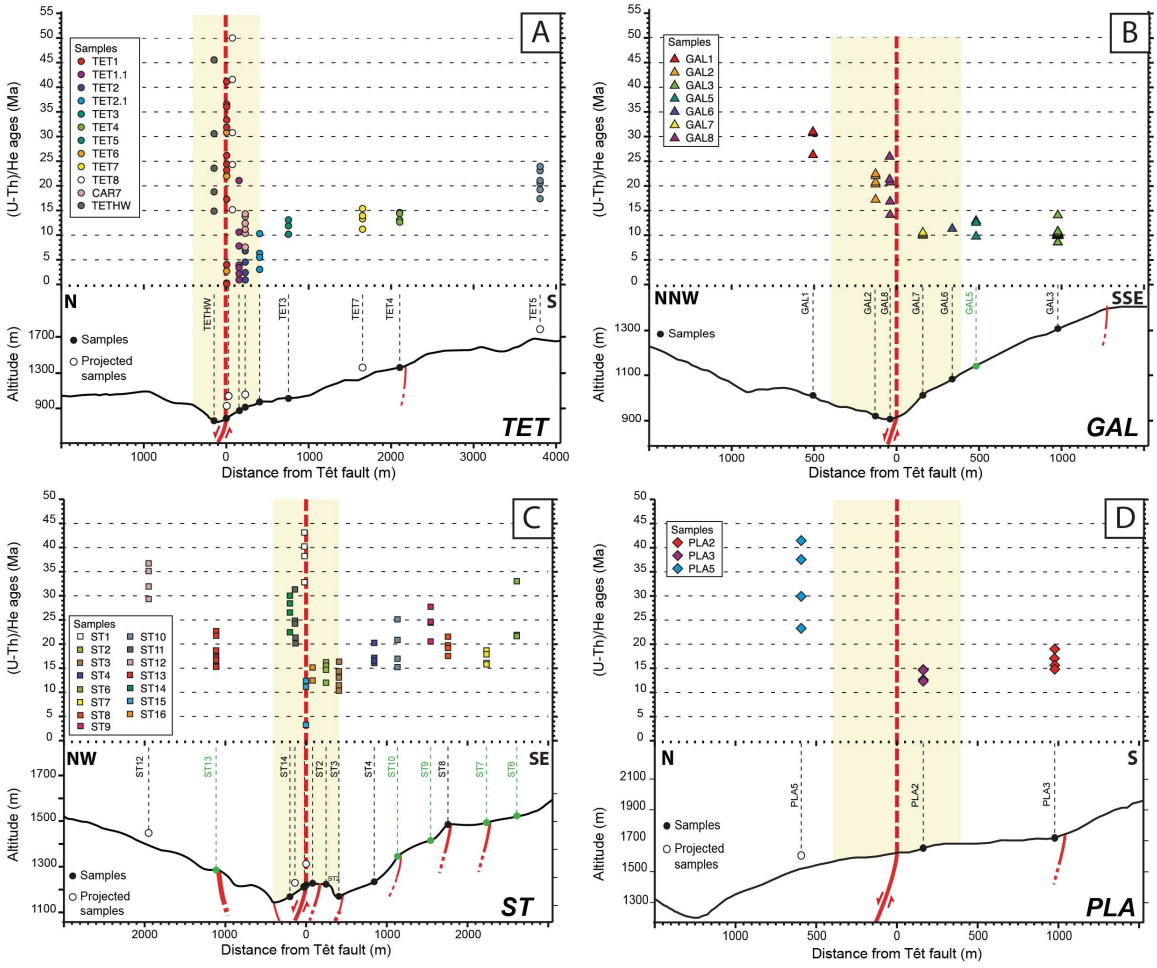


Figure IV.11. *Synthèse des âges AHe obtenus le long du segment Ouest de la faille de la Têt entre Thuès-les-Bains et Planès (A : profil TET, B : profil GAL, C : profil ST et D : profil PLA). Les nouveaux échantillons datés dans cette section sont représentés par des points verts sur les profils topographiques. La zone jaune représente la zone d'endommagement de la faille de la Têt mesurée dans les gorges de la Carança pour les profils TET et GAL et estimée à l'aide de l'acquisition linéamentaire pour les profils ST et PLA. Il faut noter que les échelles verticales et horizontales des profils topographiques sont différentes. Les barres d'erreurs des âges AHe ne sont pas représentées.*

Les nouveaux âges obtenus pour l'échantillon GAL5 confirment ceux préalablement obtenus pour le profil GAL dans le mur de la faille de la Têt (cf. Section IV.2.B). Les apatites des échantillons ST6, ST7, ST9 et ST10 hors de la zone d'endommagement présentent des âges entre 15 et 30 Ma hormis un grain de l'échantillon ST6. Ces âges sont globalement plus vieux que ceux obtenus aux mêmes altitudes dans les profils TET, GAL et PLA. Il est important de noter une dispersion plus importante des âges AHe pour les échantillons du profil ST dans le mur de la faille de la Têt. Les âges obtenus dans le toit de la faille de la Têt pour l'échantillon ST13 entre 15,4 ± 1,2 Ma et 22,9 ± 1,8 Ma sont relativement jeunes comparés à l'ensemble des âges obtenus dans le toit de la faille de la Têt (Fig. IV.11). Les spectres Terre Rares n'apparaissent pas perturbés par des effets liés à l'hydrothermalisme (Fig. IV.10) comme ceux dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt (Section IV.2.B.ii). Les âges obtenus sur l'échantillon ST13 questionnent sur une potentielle activité de cette faille NO-SE de Fontpédrouse entre le Miocène inférieur et moyen, ce qui est légèrement plus précoce que ce qui est suggéré dans la Section III.1.A.ii.

D. Nouvelles datations (U-Th)/He sur apatite dans le massif du Canigou et le long de la faille de Py

La faille normale de Py est une structure orientée NE-SO qui sépare le massif du Canigou à l'Est de celui de la Carança à l'Ouest et qui rejoint la faille de la Têt au niveau du bassin du Conflent.

Une étude (U-Th)/He sur apatite a été réalisée le long de cette faille de Py avec 8 échantillons prélevés à des distances variables de la faille entre Vernet-les-Bains où se localisent des sources hydrothermales jusqu'au village de Mantet (Fig. IV.12). Dans le cadre de cette étude, de nouvelles datations AHe sur monograin ont été réalisées sur les échantillons CAN4, CAN8 et CAN12, précédemment datés par *Maurel et al. (2008)* sur une population de 20 - 30 grains.

Les échantillons CAN et VER sont exclusivement des gneiss présentant une foliation plus ou moins pénétrative et une fracturation dépendante de leur proximité aux failles de Py ou de la Têt (Fig. IV.12). Les échantillons CAN12 (970 m) et CAN4 (2784 m) respectivement à la base et au sommet du profil d'échantillonnage du Canigou ont des âges AHe compris entre 15,5 ± 1,2 et 18,1 ± 1,4 Ma à la base et entre 24,3 ± 1,9 Ma et 33,5 ± 2,7 Ma au sommet. La seule apatite datée dans l'échantillon CAN8 donne un âge intermédiaire de 19,6 ± 1,6 Ma (Fig. IV.13). Comme le montre la Figure IV.13, les âges obtenus sont concordants (aux marges d'erreur près) ou légèrement plus jeunes que les âges obtenus sur des populations d'apatite par *Maurel et al. (2008)*, à l'exception de l'échantillon du sommet CAN4 qui présente deux âges AHe de 24,3 ± 1,9 Ma et 26,0 ± 2,1 Ma et un grain à 33,5 ± 2,7 Ma qui a le même âge que les deux fractions d'apatite à ~35 Ma datées par *Maurel et al. (2008)*. Ces deux âges à ~25 Ma sont similaires à l'âge obtenu par *Maurel et al. (2008)* pour l'échantillon CAN5 prélevé ~500m plus bas et similaires à l'âge traces de fission sur apatite de 26,1 ± 2,8 Ma obtenu sur ce même échantillon CAN4. L'ensemble des âges obtenus est présenté dans le Tableau IV.3.

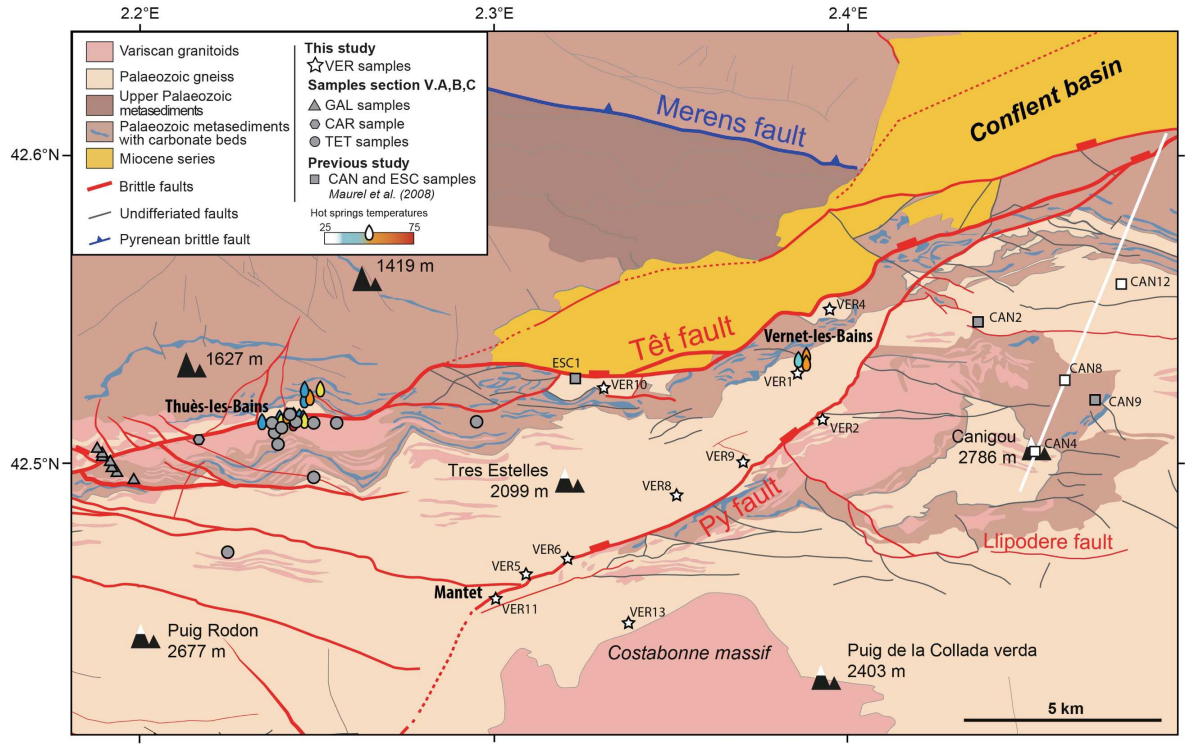


Figure IV.12. *Carte localisant les échantillons prélevés le long de la faille de Py et dans le massif du Canigou.*

Les échantillons VER2, VER11 et VER13 sont situés dans le mur de la faille de Py. Les échantillons VER2 et VER11, séparés par une distance de 10 km, ont été récoltés respectivement 10 et 20 mètres de la faille, dans sa zone d'endommagement proximale (Fig. IV.12). Les apatites de ces deux échantillons présentent des âges AHe très différents. L'échantillon VER2 récolté sur une facette de la faille de Py a des âges AHe compris entre 3,4 ± 0,3 Ma et 17,1 ± 1,4 Ma avec 7 âges sur 10 inférieurs à 10 Ma. L'échantillon VER11 récolté au niveau du village de Mantet à l'extrémité Sud-Ouest de la faille de Py présente des âges AHe compris entre 29,2 ± 2,3 Ma et 32,7 ± 2,6 Ma. L'échantillon VER13 situé à 2500 mètres de la faille de Py montre des âges AHe entre 24,0 ± 1,9 Ma et 35,4 ± 2,8 Ma, comparables à ceux de VER11. Ces deux échantillons appartiennent au massif de Costabonne séparé du massif du Canigou par la faille NO-SE de Llipodère (Fig. IV.12).

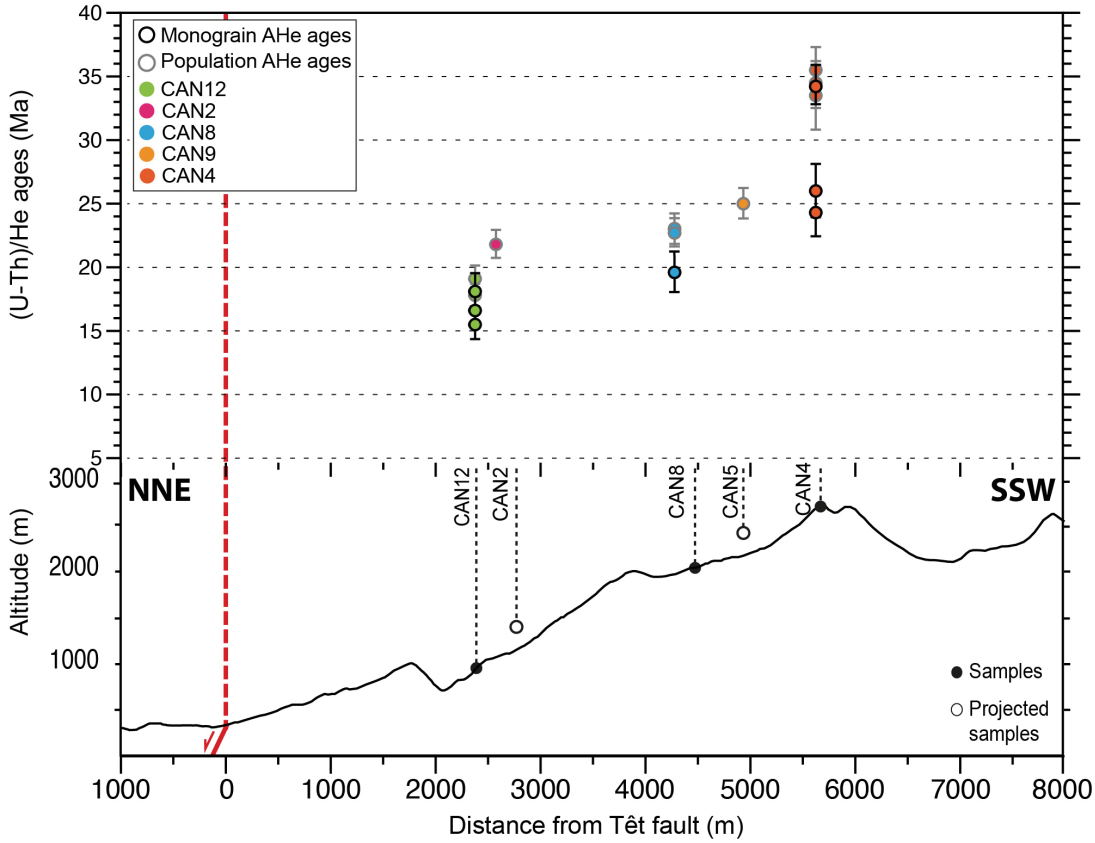


Figure IV.13. *Synthèse des âges (U-Th)/He sur apatite (population et monograin) dans le massif du Canigou.*

Tableau IV.3. *Tableau des résultats (U-Th)/He sur apatite des échantillons du massif de Canigou (CAN) et du long de la faille de Py (VER).*

Profile		Fd m	Sample/ grain	Rs µm	U ppm	Th ppm	eU ppm	Th/U	4He ncc/g	± s ncc/g	Ft	Corrected age Ma	Error ±1σ (Ma)
Canigou profile *(samples from Maurel et al., 2008)*		**2400**	**CAN12** (42.56647N 2.48237E 970m) Augen gneiss										
		(2310)	CAN12a	77.8	32.7	17.4	36.9	0.5	67808.4	678.1	0.84	18.1	1.4
			CAN12d	61.3	32.4	10.6	35.0	0.3	54050.7	540.5	0.83	15.5	1.2
			CAN12e	102.6	8.3	24.1	14.1	2.9	25356.0	253.6	0.90	16.6	1.3
		4500	**CAN8** (42.53956N 2.46652E 2050m) Augen gneiss										
		(4070)	CAN8a	80	33.5	2.4	34.1	0.1	67878.1	678.8	0.84	19.6	1.6
		5500	**CAN4** (42.51892N 2.45676E 2784m) Augen gneiss										
		(4860)	CAN4a	42.6	8.1	17.9	12.4	2.2	25850.1	258.5	0.71	24.3	1.9
			CAN4b	45.1	16.5	43.7	27.0	2.6	62074.6	620.7	0.74	26.0	2.1
			CAN4e	61.7	11.6	35.4	20.1	3.0	64660.9	646.6	0.80	33.5	2.7
Py fault footwall (Canigou massif)		**10**	**VER11** (42.477943N 2.305973E 1560m) Highly fractured augen gneiss with chlorite										
		(10)	VER11b	50.0	237.6	17.0	241.7	0.1	639343.3	6393.4	0.75	29.2	2.3
			VER11c	47.9	228.1	19.4	232.7	0.1	684958.3	6849.6	0.74	32.7	2.6
			VER11d	49.9	153.7	13.2	156.9	0.1	429612.5	4296.1	0.76	29.9	2.4
		20	**VER2** (42.5291N 2.39689E 700m) Leucocratic gneiss										
		(20)	VER2a	88.3	5.8	0.5	5.9	0.1	3860.5	38.6	0.89	6.1	0.5
			VER2b	67.8	14.1	1.3	14.4	0.1	4800.0	48.0	0.82	3.4	0.3
			VER2c	75.8	25.7	1.6	26.1	0.1	21172.9	211.7	0.81	8.3	0.7
			VER2d	81.0	4.0	0.6	4.1	0.1	2580.6	25.8	0.87	6.0	0.5
			VER2e	59.6	17.2	4.6	18.3	0.3	12474.8	124.7	0.79	7.1	0.6
			VER2f	51.2	27.2	4.1	28.2	0.2	43353.0	433.5	0.75	17.1	1.4
			VER2g	62.2	10.2	1.0	10.5	0.1	8805.5	88.1	0.80	8.7	0.7
			VER2h	55.2	17.9	10.3	20.3	0.6	21653.3	216.5	0.77	11.5	0.9
			VER2i	54.2	30.9	4.3	32.0	0.1	24385.6	243.9	0.76	8.3	0.7
			VER2j	40.6	47.8	3.0	48.5	0.1	52841.0	528.4	0.74	12.1	1.0
		2500	**VER13** (42.471203N 2.343885E 1935m) Augen gneiss										
		(2300)	VER13b	61.9	377.9	156.1	415.3	0.4	969933.9	9699.3	0.81	24.0	1.9
			VER13c	52.9	275.0	61.6	289.8	0.2	920151.0	9201.5	0.77	34.3	2.7
			VER13d	57.7	237.9	65.3	253.6	0.3	860128.9	8601.3	0.79	35.4	2.8
Py fault hanging wall (Carança massif)		**-110**	**VER6** (42.48892N 2.32662E 1410m) Augen gneiss										
		(-125)	VER6a	77.7	22.8	30.9	30.2	1.4	106979.0	1069.8	0.83	35.3	2.8
			VER6b	74.8	20.0	13.8	23.3	0.7	64337.9	643.4	0.83	27.7	2.2
			VER6c	78.6	13.9	7.4	15.7	0.5	63833.0	638.3	0.85	40.0	3.2
			VER6d	79.1	13.0	12.4	16.0	0.9	96209.0	962.1	0.84	59.4	4.8
		-260	**VER5** (42.48447N 2.31444E 1730m) Gneiss										
		(-280)	VER5a	72.4	4.0	6.3	5.5	1.6	11251.5	112.5	0.85	19.9	1.6
			VER5b	88.2	10.5	8.7	12.6	0.8	23717.6	237.2	0.89	17.6	1.4
			VER5c	56.5	13.7	10.9	16.3	0.8	42348.5	423.5	0.77	27.9	2.2
		-340	**VER9** (42.51617N 2.37554E 950m) Leucocratic gneiss										
		(-390)	VER9a	82.5	6.4	13.4	9.6	2.1	42693.0	426.9	0.85	43.6	3.5
			VER9b	77.5	5.1	4.0	6.1	0.8	15965.8	159.7	0.84	25.8	2.1
			VER9c	75.8	6.3	17.6	10.5	2.8	18997.7	190.0	0.83	18.2	1.5
			VER9d	87.4	3.2	6.1	4.7	1.9	11807.4	118.1	0.87	23.8	1.9
		-820	**VER8** (42.50718N 2.35727E 890m) Augen gneiss										
		(-900)	VER8a	67.3	21.9	16.9	25.9	0.8	52237.0	522.4	0.81	20.7	1.7
			VER8b	86.3	242.4	128.7	273.3	0.5	314730.1	3147.3	0.85	11.2	0.9
			VER8c	93.7	21.6	21.8	26.8	1.0	52798.2	528.0	0.86	18.9	1.5
			VER8d	77.5	6.5	5.1	7.8	0.8	10585.2	105.9	0.86	13.2	1.1
		-1450	**VER1** (42.542366N 2.39110E 700m) Gneiss										
		(-150)	VER1a	67.0	8.5	6.1	10.0	0.7	16858.0	168.6	0.83	16.9	1.4
			VER1b	61.9	13.2	17.5	17.4	1.3	36819.9	368.2	0.81	21.7	1.7
			VER1c	70.9	11.2	10.7	13.7	1.0	27342.7	273.4	0.84	19.7	1.6
			VER1d	55.3	15.5	12.4	18.5	0.8	27978.0	279.8	0.80	15.7	1.3
Olistolithes			**VER4** (42.55702N 2.39468E 780m) Fractured gneiss										
			VER4a	81.2	15.2	9.2	17.4	0.6	76552.5	765.5	0.85	43.1	3.4
			VER4c	38.6	41.7	49.8	53.7	1.2	100135.0	1001.4	0.71	21.7	1.7
			VER4d	82.5	13.0	16.3	16.9	1.3	87438.1	874.4	0.87	49.5	4.0
			VER10 (42.53754N 2.3375E 930m) Fractured augen gneiss										
			VER10a	48.4	17.2	10.7	19.7	0.6	72121.3	721.2	0.71	42.9	3.4
			VER10c	56.7	20.9	9.7	23.2	0.5	88868.5	888.7	0.78	40.8	3.3

Note Fd : Fault horizontal distance; between brackets fault normal distance / Ft : Alpha ejection correction (Farley et al., 1996)

Au toit de la faille de Py, les échantillons VER6, VER5 et VER9 sont prélevés respectivement à 110 m, 260 m, 340 m du contact. Ces échantillons affectés par une fracturation intense associée à une altération hydrothermale invasive (chloritisation des biotites, séricitisation des feldspaths, illitisation des muscovites) similaire à ce qui est présenté dans les Sections III.1.B.iii et III.2.B.iv appartiennent à la DZ de la faille de Py. Les échantillons VER8 et VER1 prélevés respectivement à 820 m et 1450 m de la faille de la Têt sont quant à eux épargnés par ces processus. Il est important de préciser que l'échantillon VER1 est localisé à moins de 10 mètres d'une source hydrothermale à ~50°C dans le village de Vernet-les-Bains. Dans la DZ, les échantillons VER6 et VER9 présentent une dispersion importante des âges AHe respectivement entre 27,7 ± 2,2 Ma et 59,4 ± 4,8 Ma et entre 18,2 ± 1,5 Ma et 42,6 ± 3,5 Ma. Dans cette même DZ, l'échantillon VER5 montre un étalement moindre des âges AHe entre 17,6 ± 1,4 Ma à 27,9 ± 2,2 Ma. Dans les échantillons préservés de la fracturation (hors de la DZ), l'échantillon VER8 à 820 m de la faille de Py présente des âges AHe entre 11,2 ± 0,9 Ma et 20,7 ± 1,7 Ma alors que l'échantillon VER1 le plus éloigné de la faille mais situé à proximité d'une source a des âges AHe entre 15,7 ± 1,3 Ma et 21,7 ± 1,7 Ma.

Les échantillons le long de la faille de Py présentent une dispersion des âges AHe importante, comparable à celle observée sur les profils TET ou ST réalisés dans le massif de la Carança (Sections IV.A, IV.B et IV.C). La Figure IV.14 synthétise ces âges en positionnant les échantillons par rapport à leur distance au contact de la faille de Py. Au toit de la faille, les trois échantillons dans la zone d'endommagement de la faille (VER5, VER6 et VER9) montrent une dispersion importante des âges AHe qui s'atténue au-delà d'une distance de 500 mètres du contact (échantillons hors DZ). L'échantillon montrant les âges les plus homogènes (~19 ± 3 Ma) est celui de Vernet-les-Bains, collecté à proximité des sources (VER1). Ces sources moins chaudes et moins abondantes qu'à Thuès-les-Bains ne semblent pas avoir perturbé le thermochronomètre (U-Th)/He de l'apatite, ce qui est aussi en accord avec l'absence d'altération hydrothermale et de fracturation des gneiss observés sur le terrain et prélevés.

Au mur de la faille, deux échantillons qui appartiennent au massif de Costabonne (VER11 et VER13) ne montrent pas de variation significative des âges AHe (~32 ± 3 Ma) dans et hors de la DZ, à l'instar des observations réalisées sur le profil GAL. Il est probable que les circulations hydrothermales aient été de faible ampleur aux alentours de la faille vers Mantet.

D'autres données dans cette zone seraient cependant nécessaires pour mieux démontrer cela. Il est important de noter que ces âges sont similaires à ceux obtenus au sommet du Canigou et plus anciens que ceux obtenus dans le massif de la Carança, en accord avec un jeu normal de la faille de Py. L'échantillon VER2 prélevé sur une facette de la faille de Py dans le massif du Canigou proche de Vernet-les-Bains montre des âges AHe relativement jeunes jusqu'à ~3 Ma pour lesquels plusieurs interprétations peuvent être proposées. Il est possible d'envisager : i) une réactivation tardive de la faille de Py, ii) une incision importante de la rivière (Cady) au niveau de cette zone, ou iii) un rajeunissement de l'âge AHe dû à la localisation de circulations hydrothermales récentes le long de la faille de Py. Des travaux complémentaires restent à réaliser pour mieux caractériser l'origine de ces âges jeunes à la base du massif du Canigou.

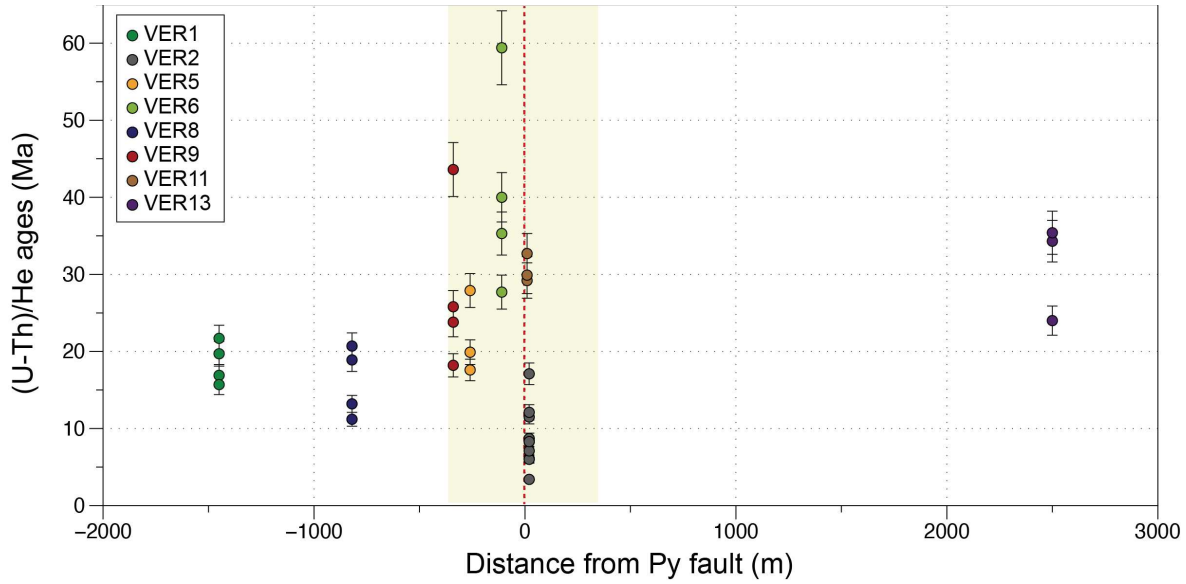


Figure IV.14. *Ages (U-Th)/He sur apatite des échantillons VER en fonction de la distance à la faille de Py. La zone d'endommagement de la faille de Py est reportée en jaune sur le graphique, celle-ci est estimée grâce à la largeur de la zone cœur de faille mesurée au niveau du parking de Mantet.*

Les derniers échantillons (VER4 et VER10) ont été prélevés le long de la faille de la Têt, sur des olistholithes provenant du massif du Canigou (*Clauzon et al., 2015*). L'ensemble des âges AHe obtenus est compris entre 21,7 ± 1,7 Ma et 43,1 ± 3,4 Ma avec 4 âges sur 5 supérieurs à 40 Ma (Tableau IV.3). Aucun échantillon ne présente d'âge supérieur à 40 Ma sur le profil d'échantillonnage réalisé dans le massif du Canigou. L'âge de mise en place de ces olistholithes et leur origine nécessitent d'être revisité au regard de l'histoire d'exhumation du massif du Canigou (cf. Partie VII).

Pour résumer

- *La datation AHe combinée à l'analyse des Terres Rares dans les apatites est un outil efficace pour identifier les échantillons impactés par l'hydrothermalisme. L'hydrothermalisme tend à rajeunir les âges AHe et à diminuer la teneur en Terres Rares des apatites dans la zone d'endommagement distale. La diminution de la teneur en Terres Rares peut être couplée à celles des teneurs en U et Th. Cependant le rajeunissement des âges suggère une mobilité de l'hélium principalement. Dans la zone d'endommagement proximale qui présente une fracturation et une altération plus importante, la dispersion plus marquée des âges AHe traduit une interaction plus complexe entre les apatites et le fluide.*

- *L'anomalie thermique enregistrée par les âges AHe et l'analyse des Terres Rares dans les apatites n'est pas continue le long de la faille de la Têt entre les profils TET et ST comme cela est suggéré dans les modèles de Taillefer et al. (2018). Les circulations de fluides sont localisées autour des sources hydrothermales et restreintes à la zone d'endommagement de la faille de la Têt. L'anomalie thermique et les circulations associées sont plus marquées pour le profil TET qui présente des sources en surface avec des températures plus importantes. La présence d'une importante fracturation et d'un réseau de failles NO-SE semble affecter la dimension et l'intensité de l'anomalie thermique le long du profil ST.*

- *Les datations réalisées sur le Canigou confirment les résultats obtenus par Maurel et al. (2008). Les datations AHe sur les échantillons VER récoltés aux abords de la faille de Py présentent également une variabilité importante à proximité de la faille. Les âges AHe d'un échantillon prélevé à proximité d'une source n'apparaissent pas affectés par l'hydrothermalisme.*

- *L'ensemble des âges AHe non perturbés obtenus permet de préciser l'évolution thermique des différents massifs.*

3. Analyse complémentaire des éléments traces et des Terres Rares dans les apatites datées et caractérisation des gaz dissous dans les eaux

Ce chapitre présente une analyse plus approfondie des éléments traces et des Terres Rares dans les apatites datées. De nouvelles analyses ponctuelles LA-ICPMS des Terres Rares sur les apatites de la zone d'endommagement proximale du profil Têt sont également présentées. Une seconde section expose les résultats de l'analyse des gaz dissous dans les sources hydrothermales de Thuès-les-Bains, Canaveilles et St-Thomas-les-Bains.

A. Les éléments traces et les Terres Rares dans les apatites

L'analyse combinée des éléments traces et des Terres Rares dans les apatites datées va permettre de discuter l'origine et la nature de ces apatites. Cette analyse plus détaillée inclut de nouvelles données obtenues par LA-ICPMS avec l'objectif de mieux discuter des processus responsables de la réouverture des systèmes chimiques et isotopiques.

i) Analyses des éléments traces et des Terre Rares sur les grains d'apatite datés.

Le graphique log-log de l'yttrium (Y) vs. les Terres Rares lourdes (HREE, Fig. IV.15A) montre une corrélation positive entre l'Y et les HREE pour l'ensemble des échantillons qu'ils soient localisés à l'intérieur ou hors de la zone d'endommagement. Par conséquent, l'yttrium pourra être utilisé en tant que proxy fiable de la mobilité des HREE. Le graphique Y vs. Terres Rares légères (LREE, Fig. IV.15B) permet d'individualiser trois zones en fonction de la lithologie de la roche hôte de chacune des populations d'apatite. Pour chacune de ces lithologies la quantité de LREE dans les grains est corrélée positivement à la teneur en Y. La teneur en REE des apatites issues des paragneiss (GAL) est globalement plus faible que celles des gneiss et granites. Les données des gneiss, lithologie majoritaire dans la zone d'étude, montrent que les échantillons de la zone d'endommagent localisés à proximité des sources ou d'un paléo-système (TET, ST et CAR), ainsi que l'échantillon PLA, présentent des concentrations appauvries en Y(HREE) et LREE par rapport aux échantillons situés hors de la zone d'endommagement. La Figure IV.15C indique que l'anomalie en europium est également

dépendante de la nature du protolithe. Les résultats des éléments traces et des Terres Rares dans les apatites ainsi que les spectres pour chaque profil sont consultables dans l'Annexe 9.

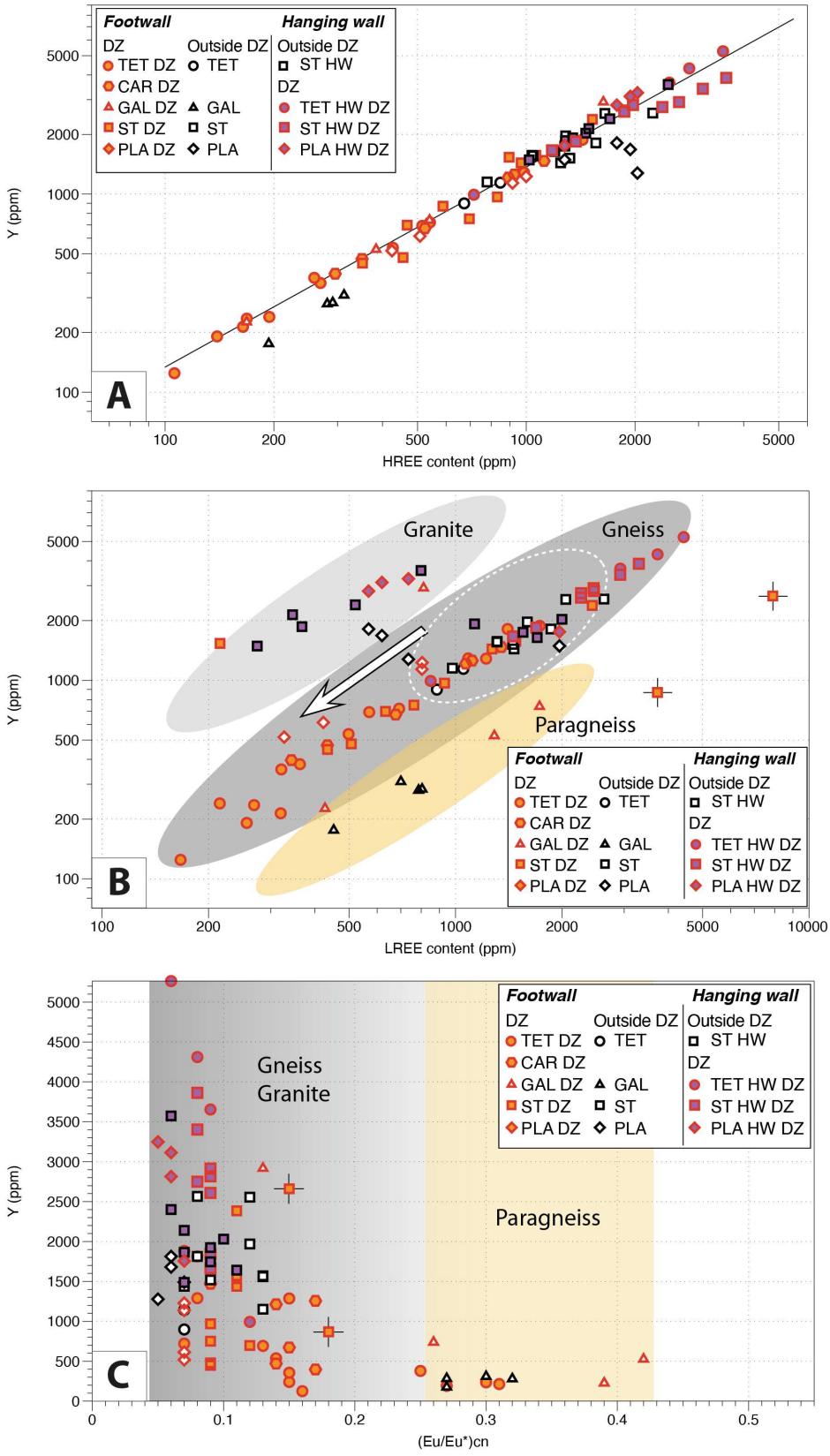


Figure IV.15. *Graphiques de l'yttrium en fonction des Terres Rares lourdes (HREE), des Terres Rares légères (LREE) et de l'anomalie en europium (Eu/Eu*)cn dans les apatites datées le long de la faille de la Têt. En orange, les échantillons localisés à proximité des sources hydrothermales (TET et ST) ou d'un paléo-système (CAR). Les échantillons avec une croix correspondent aux deux apatites de l'échantillon ST2 qui présentent des inclusions.* ***A.*** *Le graphique Y vs. HREE montre une corrélation pour l'ensemble des échantillons entre la quantité d'yttrium et la quantité de Terres Rares lourdes.* ***B.*** *Le graphique Y vs. LREE permet d'individualiser trois zones dépendantes de la lithologie des roches porteuses des apatites. Une diminution globale en Terres Rares pour les échantillons des DZ impactées par l'hydrothermalisme est observée mais également pour l'échantillon PLA DZ.* ***C.*** *Le graphique Y vs. (Eu/Eu*)cn met en évidence la différence de l'anomalie en Eu entre les échantillons d'origine granitique et les roches d'origine sédimentaire. Trois grains de la zone d'endommagement du profil Têt présentent des anomalies en europium importantes.*

La Figure IV.16A présente une relation possible entre les âges AHe et les teneurs en Terres Rares contenues dans les apatites. En effet, de façon globale les âges AHe les plus jeunes de la zone d'endommagement du mur de la faille de la Têt (TET, CAR, ST et PLA) sont associés aux grains présentant des teneurs en REE plus faibles que les échantillons situés hors de la zone d'endommagement. Seuls les échantillons du profil GAL ne suivent pas cette tendance, l'ensemble des âges AHe est similaire et il est impossible pour ces échantillons de faire une distinction basée sur la teneur en Terres Rares à l'intérieur et hors de la DZ.

Le graphique des teneurs en REE vs. Rs (Fig. IV.16B) ne montre pas de corrélation entre la taille des apatites et leur teneur en REE que ce soit à l'intérieur ou en dehors de la zone d'endommagement. L'absence d'une telle corrélation est cohérente avec un appauvrissement en REE associé à un processus hétérogène à l'échelle de la roche, qui n'affecte pas avec la même intensité chacun des grains d'apatite. La teneur initiale en Terres Rares des apatites peut également influencer cette relation.

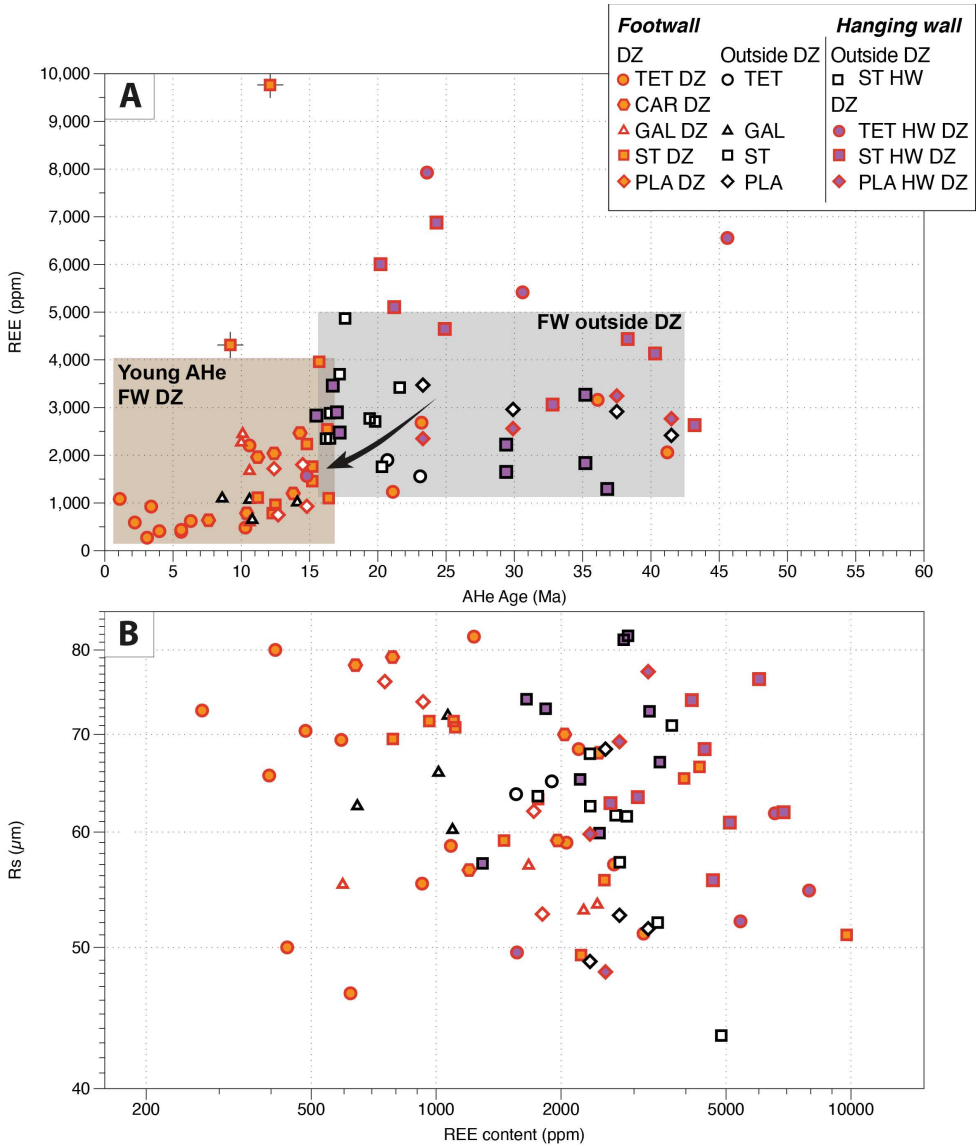


Figure IV.16. *Graphique de la somme des Terres Rares (REE) en fonction de l'âge AHe et du rayon sphérique du cristal d'apatite (Rs) en fonction de la somme des REE. En orange, les échantillons localisés à proximité des sources hydrothermales (TET et ST) ou d'un paléo-système (CAR), les échantillons avec une croix sont les deux apatites de l'échantillon ST2 qui présentent des inclusions.* ***A.*** *Le graphique des REE en fonction de l'âge AHe montre que les échantillons TET, CAR, ST et PLA de la zone d'endommagement (cadre marron) présentent des âges plus jeunes et des quantités inférieures en REE que les échantillons hors de la zone d'endommagement (cadre gris). Cette relation ne s'applique pas aux échantillons GAL du mur de faille.* ***B.*** *Le graphique du Rs vs. REE n'indique pas de corrélation évidente que ce soit pour les échantillons à l'intérieur ou hors de la zone d'endommagement.*

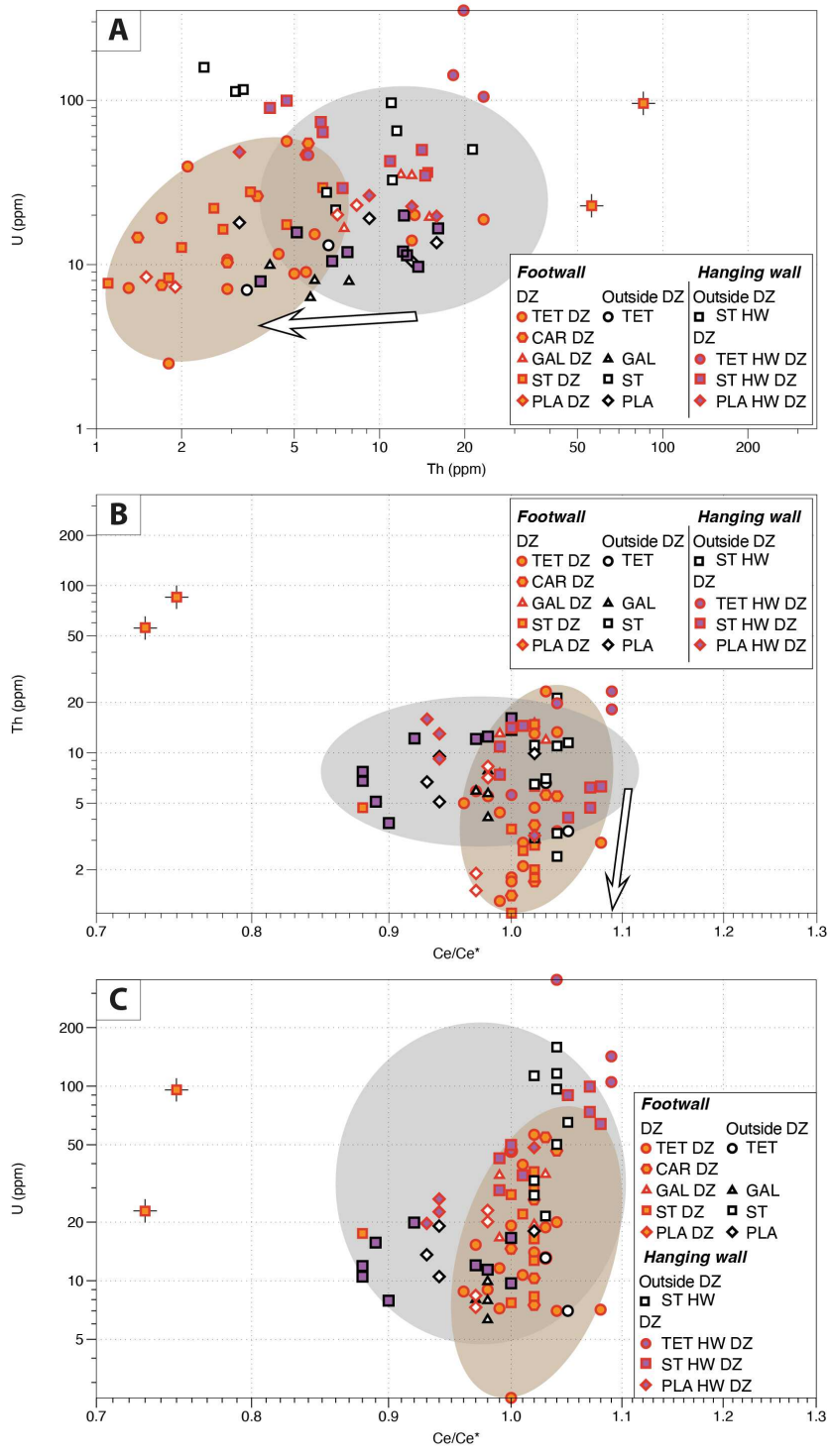


Figure IV.17. *Teneur en uranium vs. thorium, uranium vs. l'anomalie en cérium (Ce/Ce*) et thorium vs. l'anomalie en cérium (Ce/Ce*) dans les grains d'apatite. En orange, les échantillons localisés à proximité des sources hydrothermales (TET et ST) ou d'un paléo-système (CAR), les échantillons avec une croix sont les deux apatites de l'échantillon ST2 avec des inclusions.* ***A.*** *Le graphique U vs. Th indique principalement une mobilité en Th dans les échantillons de la zone d'endommagement ; la mobilité de l'uranium n'est pas exclue mais dans une proportion plus faible.* ***B et C.*** *Les graphiques U vs Ce/Ce* et Th vs Ce/Ce* montrent la diminution en Th des apatites dans la zone d'endommagement et l'homogénéisation de l'anomalie en cérium dans ces échantillons.*

L'hydrothermalisme peut induire de la mobilité élémentaire au sein des grains d'apatites (Section IV.2). Le système isotopique (U-Th)/He et plus particulièrement les éléments pères (U et Th) peuvent être affectés par ces remobilisations élémentaires. La Figure IV.17A démontre que, pour des gammes de variation en uranium identiques entre les zones d'endommagement et les zones hors endommagement (champ grisé), le thorium est appauvri préférentiellement dans les apatites situées dans la zone d'endommagement (champ beige). D'autre part, bien que la mobilité de l'uranium ne soit pas totalement exclue, celle-ci n'est pas clairement exprimée par les données sur les graphiques de ces deux éléments en fonction de l'anomalie en europium (Fig. IV.17B et C).

ii) Analyse LA-ICPMS des Terres Rares dans les apatites du profil Têt.

Les Terres Rares dans les grains d'apatite ont été mesurées à l'aide d'analyses ponctuelles par LA-ICPMS (spot 16 µm) sur une population d'apatite (grains et clastes) issue de l'échantillon situé dans la zone d'endommagement proximale TET1 et sur une population de grains de l'échantillon de référence localisé hors de la zone d'endommagement TET5 (Fig. IV.18). Des analyses cœur-bordure ont pu être réalisées sur les grains de grande taille. Ce type d'approche analytique a permis de réaliser un nombre important d'analyses sur les apatites de l'échantillon TET1 qui présente une dispersion d'âges (U-Th)/He importante avec des âges AHe s'étalant entre 0,3 ± 0,1 Ma et 41,2 ± 1,9 Ma (cf. Sections V.2.A et V.2.B). Les résultats de ces analyses LA-ICPMS sont disponibles dans l'Annexe 10.

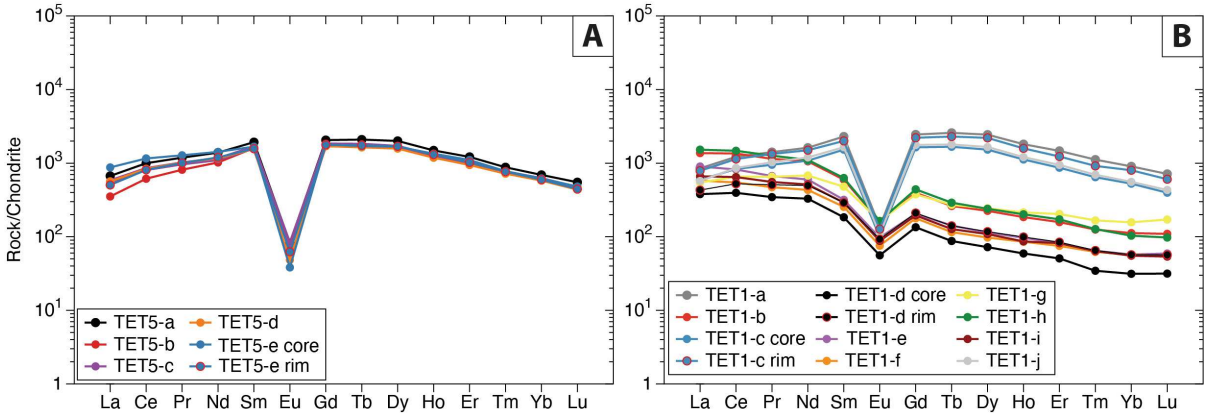


Figure IV.18. *Analyses LA-ICPMS des Terres Rares sur deux populations d'apatites du profil Têt.* ***A.*** *Apatites de l'échantillon TET5, hors de la zone d'endommagement de la faille de la Têt (3700 mètres du cœur de la faille).* ***B.*** *Apatites de l'échantillon TET1 dans la zone d'endommagement proximale de la faille de la Têt (5 mètres du cœur de la faille).*

L'échantillon de référence TET5 (hors de la DZ) présente des spectres de Terres Rares en « ailes de mouette » (Fig. IV.18.A) identiques à ceux obtenus par dilution isotopique directement sur les grains d'apatite datés (Section IV.2.A). L'analyse cœur-bordure d'un seul grain ne montre pas de zonation des REE. Les spectres Terres Rares acquis au LA-ICPMS de l'échantillon TET1 permettent de distinguer deux familles d'apatite : 1) une première qui présente des spectres en « aile de mouette » similaires à l'ensemble de ceux observés dans l'échantillon TET5 (grains TET1-a, c et j). Ces spectres sont caractéristiques des lithologies granitiques (*Sha et Chappell, 1999*) et plus généralement dans l'ensemble des lithologies granitiques du massif de la Carança (3,7<La/Yb>3,5). 2) La deuxième famille correspond à des apatites dont les spectres REE (Fig. IV.18.B, TET1-b, d, e, f, g, h, i) présentent une anomalie en Eu moins marquée et un appauvrissement en Terres Rares lourdes (20,5<La/Yb>4,8). Ce deuxième type de spectre n'avait pas été mis en évidence initialement dans l'échantillon TET1 pour lequel seuls 3 spectres de Terres Rares associés à des âges AHe entre 23,2 ± 1,1 Ma et 41,2 ± 1,9 Ma montraient uniquement des profils de la première famille d'apatite (cf. article Terra Nova, Section IV.2.A). La Figure IV.20.A indique également que les profils Terre Rares sont identiques pour le cœur et la bordure des deux familles d'apatite.

Ces résultats LA-ICPMS montrent une complexité plus importante des spectres REE des apatites dans la zone d'endommagement proximale de la faille de la Têt que celle qui a été mise en avant précédemment. Ils posent la question de l'origine et de l'âge des apatites appartenant à la deuxième famille. Il est à noter que les spectres de Terres Rares de ces apatites sont similaires à ceux rapportés récemment pour des apatites hydrothermales du gisement de tungstène de Salau dans les Pyrénées ariégeoises (*Poitreneaud et al., 2020*) et dans le massif du Saint Barthélémy (*Odlun et Stockli, 2020*). L'observation des apatites in-situ dans l'échantillon TET1 montre qu'en dehors de celles préservées de la déformation et des fluides (Fig. IV.19A et B) il existe une deuxième famille d'apatite qui se développe aux épontes des fractures remplies de chlorite (Fig. IV.19C) et qui pourrait être d'origine hydrothermale. Localement du sphène ($CaTi(OSiO_4)$) est également observé aux épontes de ces fractures (Fig. IV.19D) Ces apatites pourraient correspondre à celles ayant fourni les âges les plus jeunes. Il s'agit d'une hypothèse qui reste cependant à confirmer par de nouvelles analyses sur le même type d'échantillon. Les critères de sélection appliqués aux apatites pour leur datation n'ont pas permis de distinguer visuellement ces deux familles d'apatite.

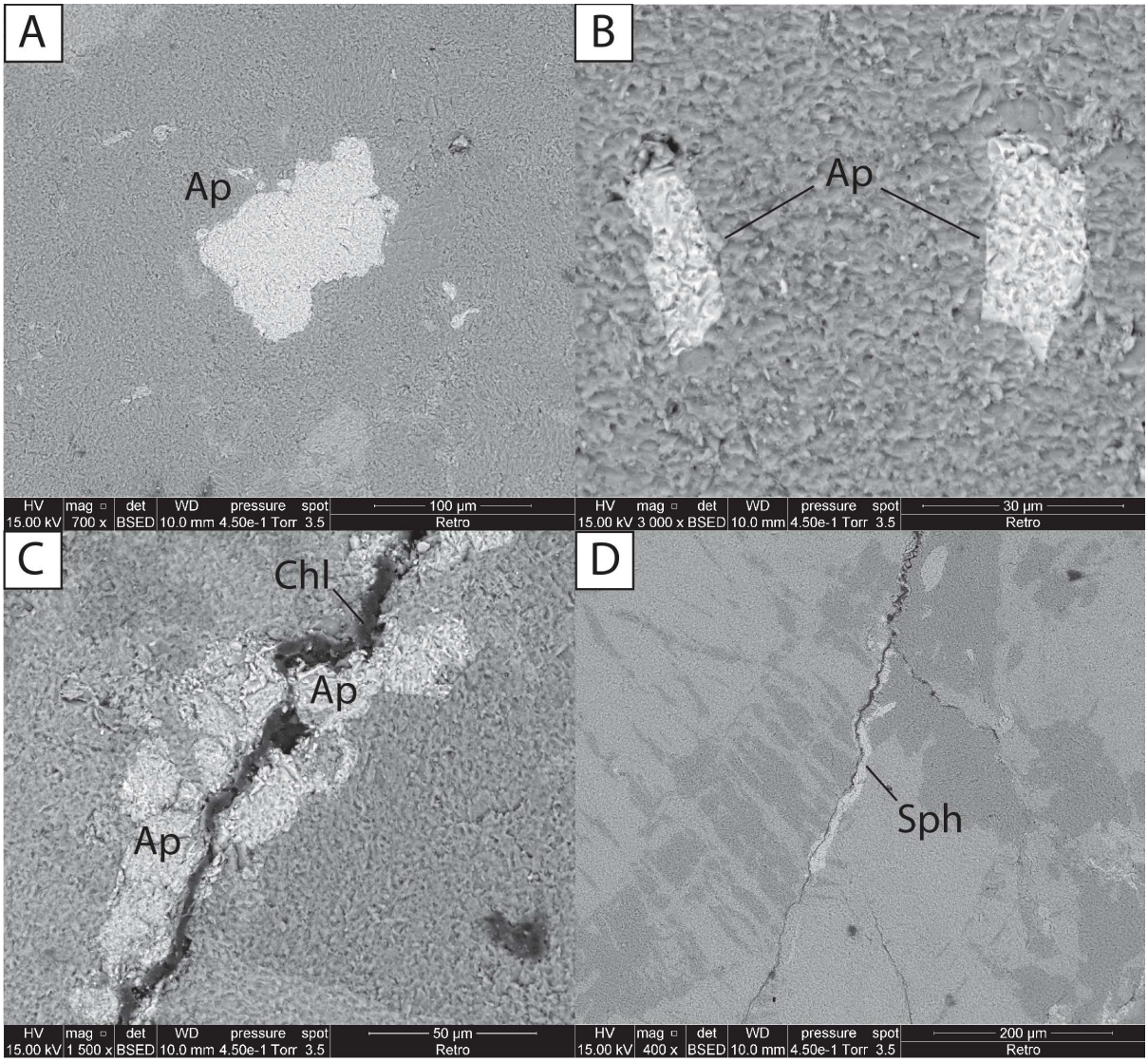


Figure IV.19. *Photos MEB des apatites dans l'échantillon TET1.* ***A et B.*** *Apatites dans un claste préservé de la déformation et des fluides.* ***C.*** *Apatites formées aux épontes d'une veine.* ***D.*** *Sphène formé aux épontes de la même veine que présentée dans l'image C.*

B. Analyse des gaz dissous dans les eaux hydrothermales

L'analyse des gaz dissous dans les eaux a pour but de révéler la nature et la quantité des différents gaz présents dans les sources hydrothermales le long de la faille de la Têt. En particulier ces analyses servent à quantifier la teneur en hélium dans les eaux hydrothermales des sources de Thuès-les-Bains, Canaveilles et St-Thomas-les-Bains. Elles donnent des éléments de discussion pour l'interprétation des âges AHe dans les zones de forte circulation des fluides hydrothermaux. Afin d'avoir un échantillon de référence, l'eau de la rivière Carança

a également été échantillonnée (Fig. IV.20). L'ensemble des données est disponible dans l'Annexe 11.

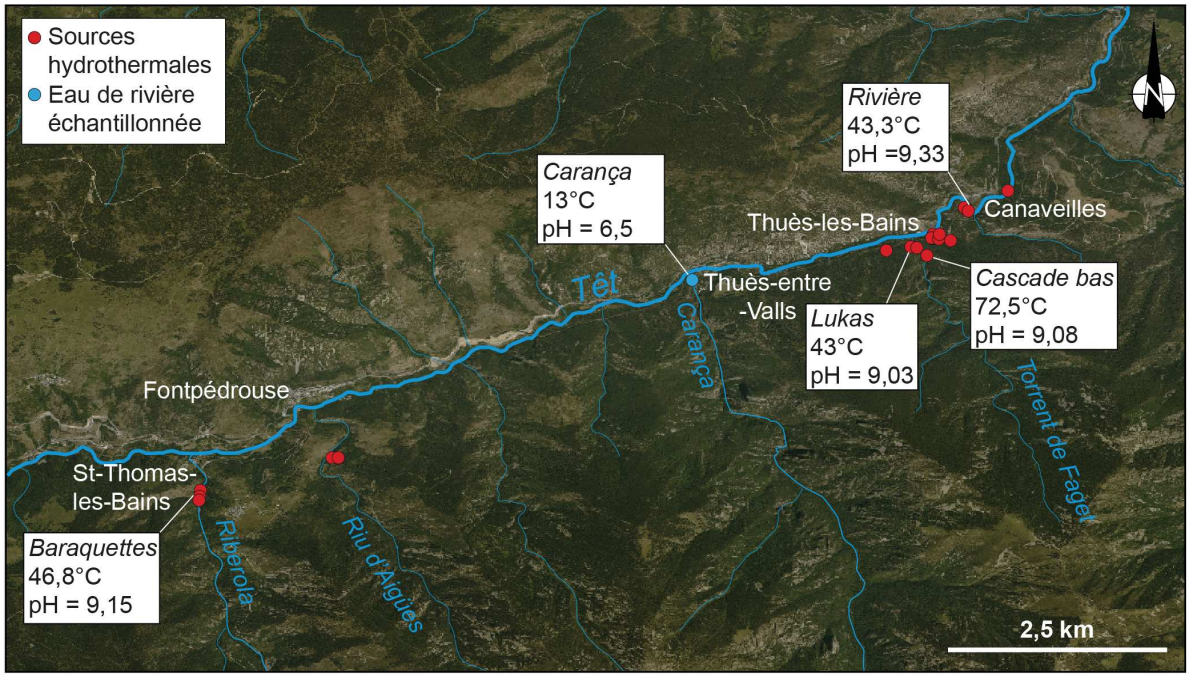


Figure IV.20. *Photo aérienne sur laquelle sont reportés le réseau hydrographique et les sources hydrothermales de la vallée de la Têt. Le nom, la température et le pH des différentes sources échantillonnées sont indiqués.*

i) Les différents gaz dissous dans les eaux hydrothermales

Les gaz dissous suivants ont été mesurés dans les échantillons : He, Ne, H_2, O_2, N_2, CH_4, CO_2. Les résultats présentés en Figure IV.21 montrent que le N_2 et l'O_2 sont les gaz majoritaires des eaux hydrothermales mesurés avec des concentrations supérieures 0,0001 mol/l pour le diazote (N_2). L'O_2 est également présent avec des concentrations qui varient entre 0,00000972 et 0,000349 mol/l, les plus faibles valeurs étant pour les échantillons de Canaveilles (Rivière) et St-Thomas-les-Bains (Baraquettes). Les valeurs de CO_2 bien que majoritairement inférieures à 0,0002 mol/l sont toutefois très variables entre les différentes sources mais également d'un réplicat à l'autre. Trois échantillons provenant des sources de Thuès cascade bas, Canaveilles rivière et St-Thomas-les-Bains Baraquettes ont des concentrations en CO_2 allant jusqu'à 0,00281, 0,000961 et 0,000259 mol/l.

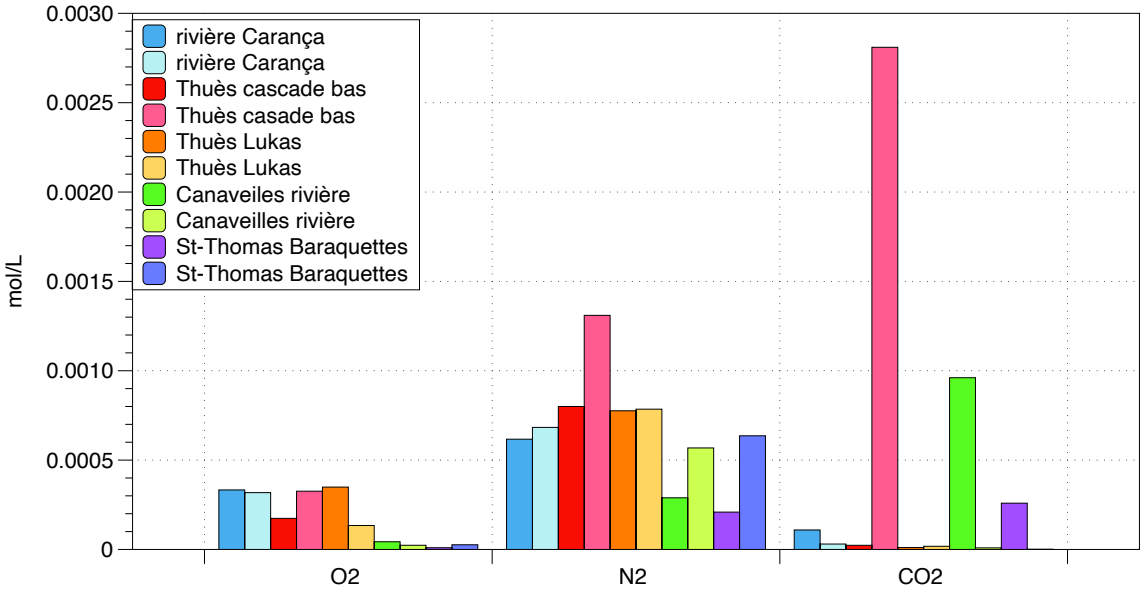


Figure IV.21. *Histogramme des teneurs en dioxygène (O_2), diazote (N_2) et dioxyde de carbone (CO_2) contenus dans les eaux échantillonnées.*

Les gaz en quantité plus faible sont le méthane (CH_4), le dihydrogène (H_2), le néon (Ne) et l'hélium (He) avec des teneurs inférieures à 10^{-7} mol/l, à l'exception de deux échantillons provenant de la source Thuès (cascade bas) et St-Thomas (Baraquettes) qui ont des teneurs en méthane plus élevées (Fig. IV.22). Les teneurs en méthane sont variables d'un échantillon à l'autre entre $8{,}76 \times 10^{-7}$ mol/l et en dessous du seuil de détection, sa présence est plus marquée dans les eaux hydrothermales. Il en est de même pour le dihydrogène avec des valeurs entre $1{,}68 \times 10^{-7}$ et $2{,}2 \times 10^{-9}$ mol/l pour les eaux hydrothermales et inférieures à $5{,}94 \times 10^{-9}$ mol/l pour la rivière Carança. Les valeurs de néon sont globalement faibles ($< 2{,}8 \times 10^{-8}$ mol/l) pour l'ensemble des eaux. Ces données révèlent la présence significative d'hélium dissous dans les eaux hydrothermales. Les eaux de la rivière Carança présentent des teneurs inférieures ou égales à $6{,}27 \times 10^{-9}$ mol/l. alors que les eaux hydrothermales possèdent des teneurs en hélium 10 à 40 fois supérieures entre $6{,}78 \times 10^{-8}$ et $2{,}77 \times 10^{-7}$ mol/l.

Les variabilités observées en CO_2, CH_4 et à plus petite échelle en N_2 et H_2, ainsi que les variabilités entre les réplicats sont visiblement liées au dégazage des sources et très certainement à l'activité bactérienne qui a pu se développer dans les flacons entre le moment de l'échantillonnage des eaux et leur analyse. Ces réactions bactériennes sont connues dans les systèmes hydrothermaux en terre comme en mer (*Baross et al., 1982 ; Tsunogai et al., 2000 ; Venturi et al., 2019*). Les mesures de l'hélium et du néon ne sont pas affectées par l'activité

bactérienne de par l'origine profonde de ces gaz (*Sano et Fischer, 2013*) essentiellement produits par la décroissance radioactive de l'uranium et du thorium contenus dans les phases minérales riches (apatite, zircon) de la croûte. Ces gaz diffusent au travers de la roche vers les zones de concentration moindre et peuvent alors se retrouver dans les eaux hydrothermales qui circulent en profondeur (*Neretnieks, 2013 ; Trinchero et al. 2019*).

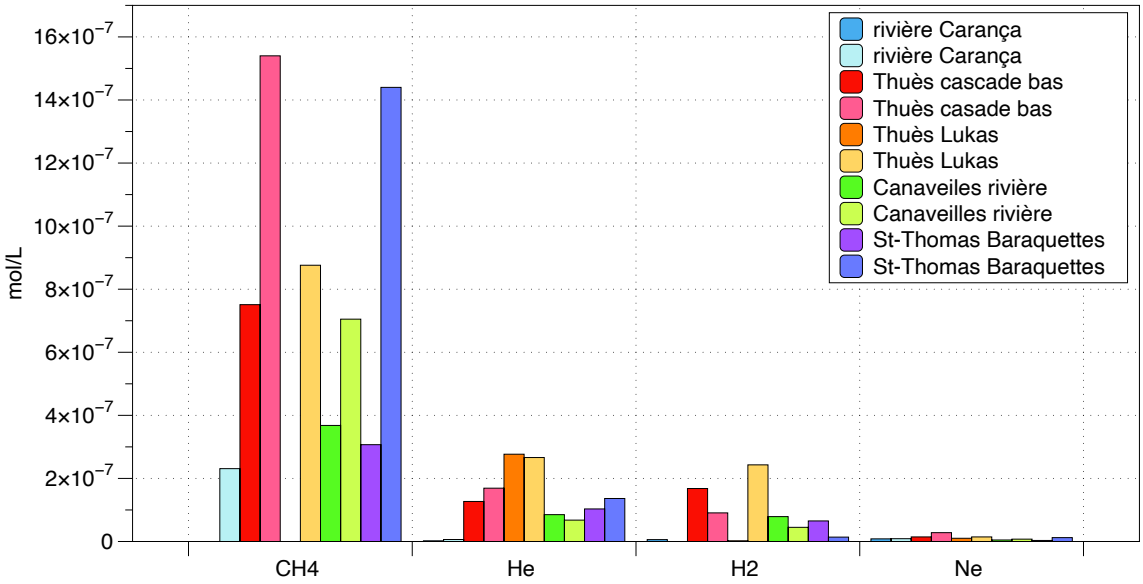


Figure IV.22. *Histogramme du méthane (CH_4), de l'hélium (He), du dihydrogène (H_2) et du néon (Ne) contenu dans les eaux.*

ii) L'hélium dans les eaux

Dans la Figure IV.23, les teneurs en hélium dissous dans les eaux ont été reportées en ncc/g afin de pouvoir comparer avec les teneurs dans les apatites datés en (U-Th)/He. La rivière présente des teneurs en hélium inférieures ou égales à 140 nccSTP/g. Les teneurs en hélium les plus fortes sont observées pour les eaux de sources de Thuès-les-Bains et comprises entre 2843 et 6199 ncc/g. Les sources de Canaveilles et St-Thomas ont des teneurs comprises entre 1518 et 3054 ncc/g. La présence d'hélium dans les eaux est donc significativement plus élevée dans les eaux hydrothermales avec les teneurs les plus importantes dans les eaux du cluster de Thuès. L'hélium dissous au vu de sa quantité dans les eaux hydrothermales peut avoir un impact non négligeable sur les thermochronomètres (U-Th)/He, ce qui est discuté dans la partie suivante.

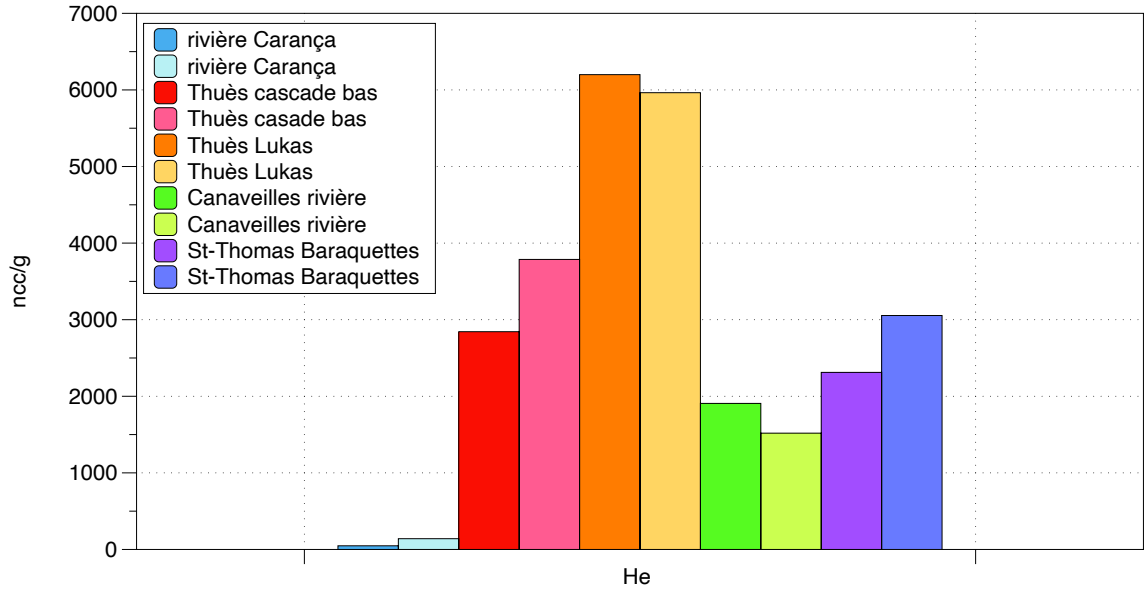


Figure IV.23. *Histogramme de l'hélium contenu dans les eaux échantillonnées. L'ensemble des sources hydrothermales présente des teneurs en hélium au moins 10 fois supérieures à l'eau de la rivière Carança.*

C. L'impact de l'hydrothermalisme sur les apatites

L'ensemble des analyses effectuées a permis de montrer les différents impacts de l'hydrothermalisme en fonction de la position structurale des échantillons. Cela permet d'esquisser la dynamique des mobilités élémentaires qui affectent les apatites.

i) Dans la zone d'endommagement distale

L'analyse des données en Terres Rares et éléments traces a permis de montrer que le thorium est également appauvri comme le suggère la solubilité théorique de ces éléments très proche de celles des Terres Rares (*Cramer et Nesbitt, 1983 ; Gieré, 1990*). En revanche, la mobilité de l'uranium n'est pas clairement exprimée dans les données (Section IV.3.A.i). La diminution des teneurs en Terres Rares dans les échantillons du profil TET est mieux marquée que celle des échantillons du profil ST. Les âges AHe sont également globalement plus jeunes dans le profil Têt. Ces observations suggèrent que l'hydrothermalisme est plus efficace en termes de remobilisation élémentaire au niveau de la DZ distale de Thuès-les-Bains que de St-Thomas-les-Bains. Cela est notamment en accord avec le nombre de sources et la température de celles-ci mesurée en surface, qui atteint des valeurs plus importantes à Thuès-les-Bains.

La perte d'éléments pères devrait être associée à un vieillissement des âges (U-Th)/He des grains, une perte plus importante d'élément fils (hélium) contenu dans le cristal d'apatite est nécessaire pour expliquer le rajeunissement des âges AHe. L'hélium étant un élément facilement mobilisable par les fluides de par son importante solubilité théorique (*Zeitler et al., 2017*). La différence de déplétion en Terres Rares et d'âges AHe associé à l'échelle d'un échantillon serait alors fonction de la position micro structurale du grain d'apatite, plus ou moins impacté par les circulations de fluides. La mise en évidence d'importante quantités d'hélium dans les eaux hydrothermales conforte l'hypothèse de la perte en hélium des apatites soumises aux circulations hydrothermales (Fig. IV.24).

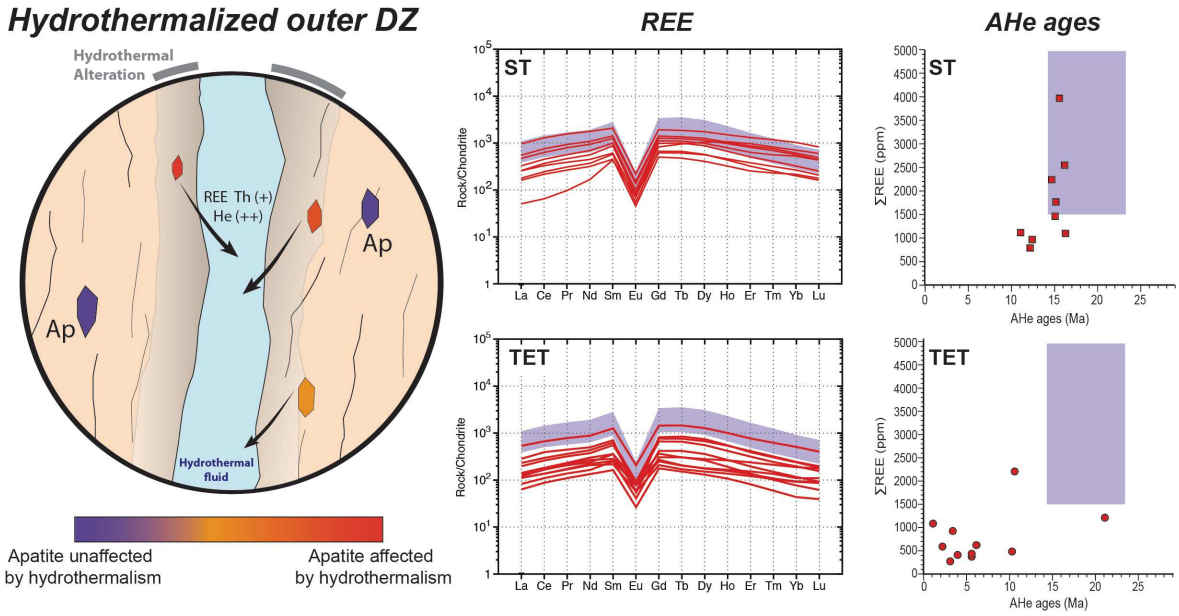


Figure IV.24. *Schéma synthétique de la mobilité élémentaire au sein des apatites dans la zone d'endommagement distale. En rouge, les spectres des Terres Rares dans la zone d'endommagement distale. En violet, l'emprise correspondante aux résultats obtenus pour les échantillons hors de la zone d'endommagement. Les graphiques de la somme des Terres Rares en fonction des âges AHe sont également présentés pour les échantillons ST et TET.*

ii) Dans la zone d'endommagement proximale

Les données obtenues dans la zone d'endommagement proximale de la faille de la Têt sont parcellaires. Seulement trois spectres de Terres Rares sont associés à des âges AHe. Les échantillons de cette zone et particulièrement ceux du profil TET (TET1, TET1.1, TET6, TETHW) présentent une importante dispersion des âges AHe. Dans cette zone très fracturée certains grains sont anormalement vieux (> 20 Ma) et à contrario d'autres sont très jeunes (< 5

Ma). Les trois spectres de Terres Rares obtenus pour les apatites datées sont identiques à ceux obtenus hors de la zone d'endommagement de la faille de la Têt, et donc conformes à ceux d'apatite d'origine magmatique (*Sha et Chappell, 1999*). L'acquisition de nouvelles données LA-ICPMS dans l'échantillon très fracturé TET1 montre qu'il existe deux familles d'apatite avec des spectres différents de Terres Rares, respectivement d'origine magmatique et hydrothermale. La Figure IV.25 présente une tentative d'explication de la dispersion des âges AHe observée dans l'échantillon fracturé TET1 ouvert aux circulations hydrothermales comme le montre l'abondance de chlorite.

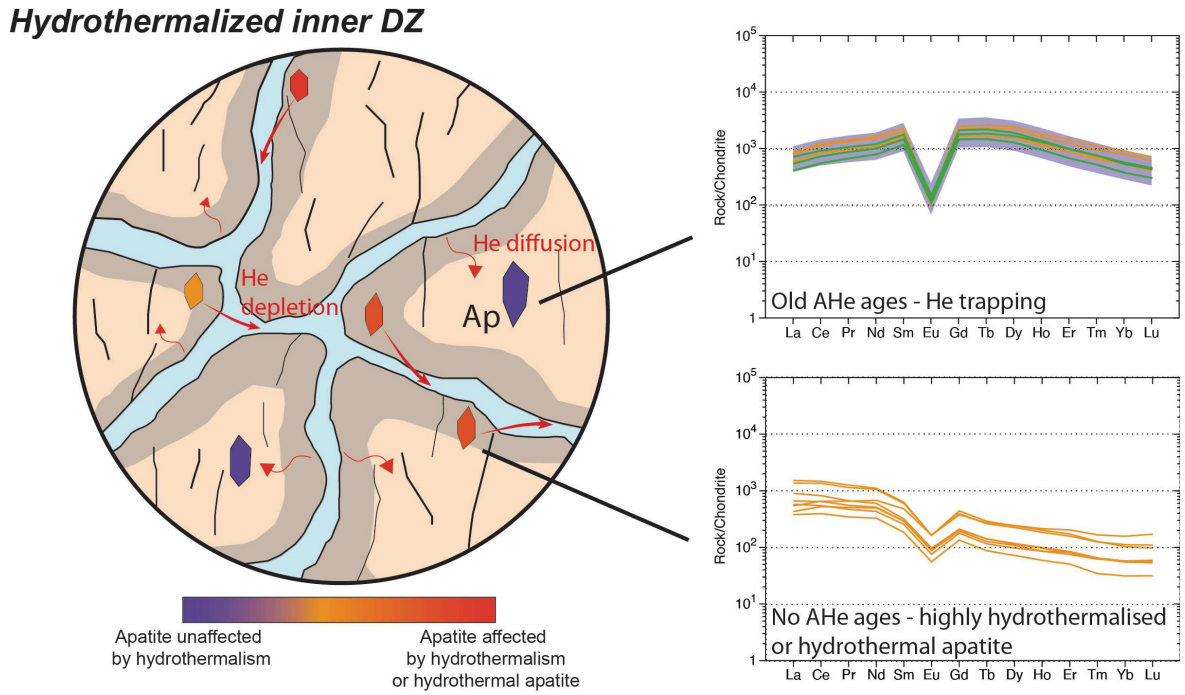


Figure IV.25. *Schéma synthétique de la mobilité élémentaire au sein des apatites dans la zone d'endommagement distale. En orange, les spectres de Terres Rares obtenus par analyse LA-ICPMS sur l'échantillon TET1. En vert, les spectres de Terres Rares obtenus par dilution isotopique sur les apatites datées.*

Dans cette zone trois types d'apatites peuvent être distinguées (Fig. IV.25) : 1) Des apatites préservées de l'hydrothermalisme au sein des clastes qui conservent des teneurs en Terres Rares identiques à celle du protolithe, ce qui suggère l'absence d'interactions avec les fluides. Pour ces apatite l'hélium contenu dans les eaux peut être un candidat au vieillissement des âges. *Hoffmann et al. (2020)* montrent grâce à des expériences de traçages que la pénétration de l'hélium dissous dans les eaux d'un aquifère peut diffuser dans la matrice rocheuse environnante. Il est donc envisageable que cet hélium vienne se piéger dans les micropores des

apatites mis en évidence par *Zeitler et al., (2017)*. 2) Des apatites rajeunies proches des fractures ayant vu leurs systèmes réouverts, avec une perte des éléments pères (Th et U ?) mais également une perte en proportion plus importante de l'hélium, comme cela est montré dans la zone d'endommagement distale. 3) Des apatites hydrothermales qui ont été mis en évidence par les données LA-ICPMS et les images MEB mais pour lesquelles aucun âge AHe a été obtenu (Section IV.3.A.ii). L'âge de ces apatites reste ouvert à la discussion ; elles pourraient être les témoins de paléo-circulations hydrothermales.

Pour résumer

- *Un contrôle lithologique existe sur la teneur en éléments traces et REE des apatites.*

- *L'hydrothermalisme affecte l'ensemble des REE+Y dans les apatites et peut mobiliser les éléments pères du système (U-Th)/He, et plus particulièrement appauvrir en thorium les grains d'apatite conduisant à leur vieillissement.*

- *Deux types d'apatite coexistent dans la zone d'endommagement proximale de la faille de la Têt où la dispersion des âges AHe est la plus importante. De nouvelles investigations restent nécessaires pour mieux appréhender l'origine des apatites les plus jeunes (< 5 Ma)*

- *Les eaux hydrothermales de la vallée de la Têt ont des teneurs en hélium importantes. Cette forte teneur associée à des processus de piégeage de l'hélium au sein de l'apatite pourrait être responsable du vieillissement des âges (U-Th)/He de la zone d'endommagement proximale de la faille*

4. Thermochronomètres de plus hautes température et datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ le long de la faille de la Têt

Ce chapitre présente les résultats obtenus avec deux thermochronomètres de plus haute température : les traces de fission sur apatite (AFT) et (U-Th)/He sur zircon (ZHe) qui vont apporter des contraintes sur l'évolution thermique entre 60 et 190°C d'un certain nombre d'échantillons pour lesquels les âges AHe ont été préalablement obtenus. Les échantillons ont été sélectionnés sur plusieurs critères : proximité de la faille de la Têt, intérêt pour la reconstruction de l'histoire thermique régionale, abondance et qualité des apatites pour les traces de fission. La fin de ce chapitre expose les résultats des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenues dans les gorges de la Carança sur un échantillon de mylonite varisque à biotite (18CAR07), une mylonite à quartz-muscovite sécante sur la précédente et soulignant une faille NO-SE (18CAR06) et une gouge de la faille de la Têt (T4a). La localisation des différents échantillons datés est reportée sur la Figure IV.26.

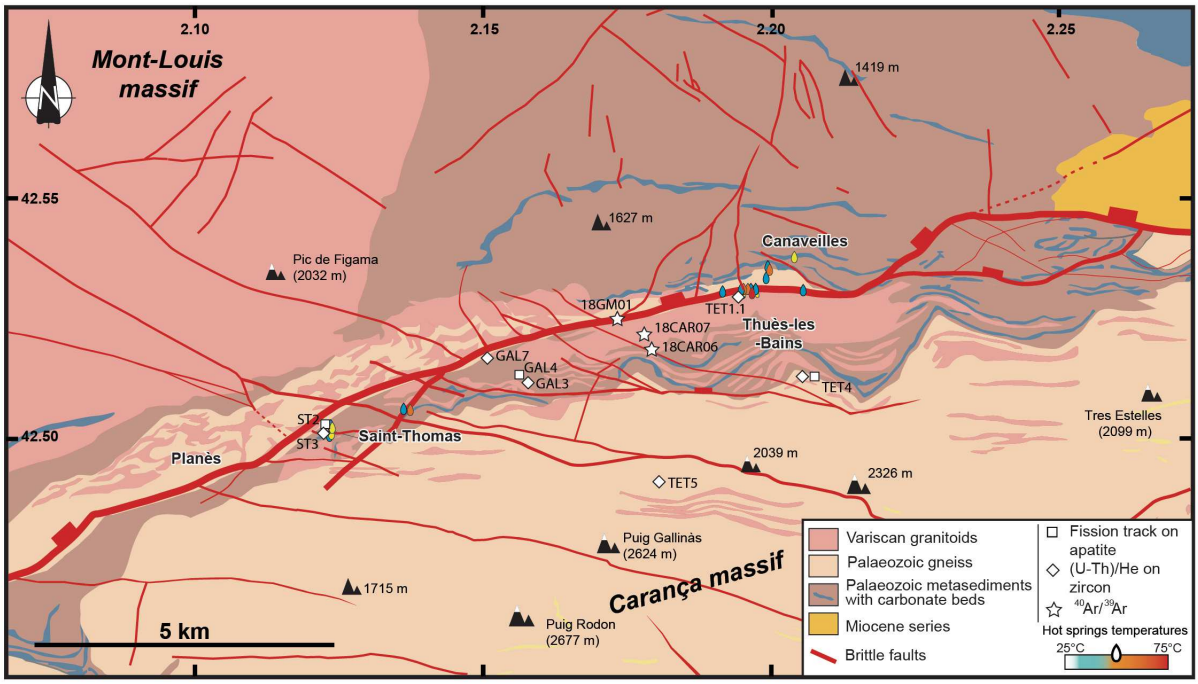


Figure IV.26. *Carte des échantillons le long de la faille de la Têt datés avec les méthodes : traces de fission sur apatite, (U-Th)/He sur zircon et $^{40}Ar/^{39}Ar$.*

A. Datations traces de fission sur apatite

Trois échantillons ont été datés avec la méthode traces de fissions sur apatite (AFT). Ces échantillons ont été sélectionnés en fonction de leur position mais également de par le nombre et la qualité des grains d'apatites qu'ils contenaient. Ainsi un échantillon sur chaque profil TET, GAL et ST a pu être daté. Les échantillons TET4, GAL4 et ST2 se trouvent respectivement à 1390 m, 1221 m et 1217 m d'altitude. Ces échantillons se trouvent des altitudes similaires et présentent des âge AFT de 17,4 ± 1,7 Ma, 15,2 ± 1,4 et 17,4 ± 1,7 Ma (Tab.IV.4). Ces âges se recoupent à l'erreur près quel que soit le profil et la position structurale des différents échantillons. Ce constat ne suggère pas de perturbation des âges AFT par l'hydrothermalisme.

Tableau IV.4. *Tableau des résultats des analyses traces de fission sur apatite des échantillons du massif de la Carança appartenant aux profils TET, GAL et ST. Les longueurs de trace sont non corrigées de l'angle entre ces traces et la surface d'observation.*

				Track density (x10^6 tr.cm-2)			Age dispersion						
	Fd (m)	**Sample** (altitude)	**No. of crystals**	***ρd*** [Nd]	***ρs*** [Ns]	***ρi*** [Ni]	**RE** (%)	**Pχ2** (%)	**U** (ppm)	**Central age** (Ma ± 1σ)	**Mean track length** (µm)	**StD** (µm)	**No. of tracks** measured
	2100 *(1910)*	**TET4** *1390 m*	10	1.183 [10391]	0.400 [119]	4.546 [1377]	0.1	67.37	48.0	17.4 ± 1,7	11.76 ± 0.5	1.81	35
D Z	**250** *(210)*	**GAL4** *1221 m*	16	1.189 [10391]	0.333 [163]	4.659 [2203]	14.7	17.14	49.0	15.20 ± 1.4	11.53 ± 0.7	2.53	40
	610 *(510)*	**ST2** *1217 m*	20	1.177 [10391]	0.307 [150]	3.601 [1741]	17.6	28.01	38.3	17.4 ± 1.7	11.00 ± 0.5	2.46	57
	Note Fd : Fault horizontal distance; between brackets fault normal distance												

La moyenne des longueurs de traces de fission mesurées est comprise entre 11 et 12 µm. Ces valeurs ont été corrigées de l'angle entre la trace et la surface d'observation, ce qui augmente ces longueurs moyennes à 12 - 13 µm. La distribution de ces traces est homogène, suggérant une histoire relativement simple du refroidissement des échantillons, sans réchauffement ultérieur (Fig. IV.27). Ces longueurs plutôt courtes marquent un temps de résidence important dans la zone de cicatrisation partielle (*Green et al., 1986 ; Gleadow et Brown, 2000*), associé à un refroidissement plutôt lent. Il est important de noter que l'échantillon ST2 à proximité des sources de St Thomas-les-Bains ne présente pas une distribution de traces différente.

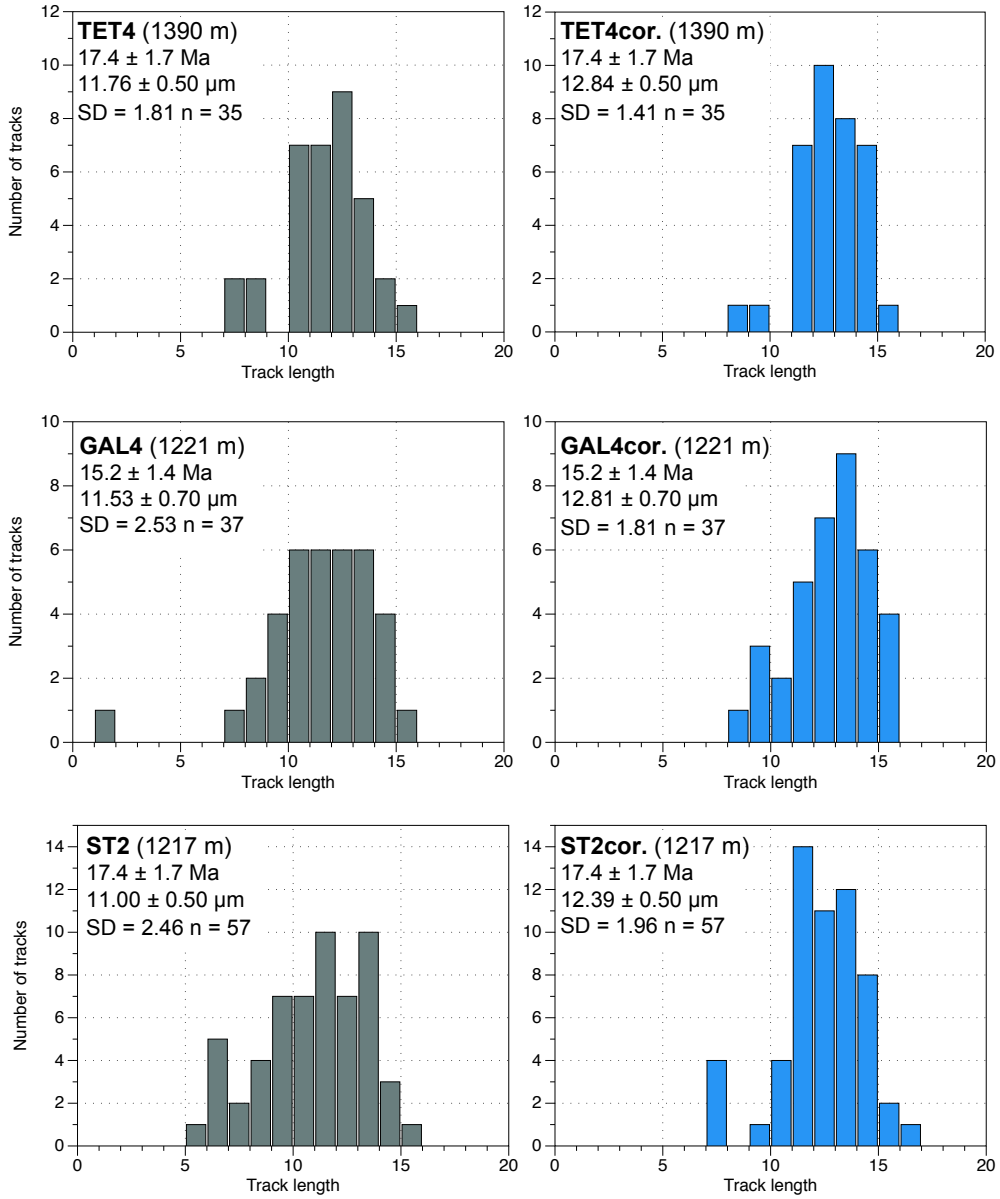


Figure IV.27. *Histogrammes de distribution des traces mesurées dans les cristaux d'apatites pour les échantillons TET4, GAL4 et ST2. Les histogrammes gris sont les données brutes et les histogrammes bleus les données corrigées pas l'angle entre le plan d'observation et la trace de fission mesurée.*

B. Datations (U-Th)/He sur zircon

Les données (U-Th)/He sur zircon ont été acquises sur les échantillons pour lesquels la séparation des minéraux a permis d'obtenir des zircons relativement automorphes et sans inclusion visible. Ainsi 21 zircons pour 6 échantillons dont les âges AHe étaient disponibles ont été datés. Trois de ces échantillons proviennent de la zone d'endommagement de la faille de la Têt et trois autres ont été échantillonnés en dehors (Tab. IV.5).

Tableau IV.5. *Tableau des résultats (U-Th)/He sur zircon des échantillons du massif de la Carança appartenant aux profils TET, GAL et ST. DZ pour zone d'endommagement de la faille de la Têt.*

Profile		Fd	Sample/	Rs	U	Th	eU	Th/U	4He	± s	Ft	Corrected age	Error
		m	grain	µm	ppm	ppm	ppm		ncc/g	ncc/g		Ma	±1σ (Ma)
TET profile	DZ	**150**	**TET1.1** (42.52611N 2.24305555E 900 m) Granite with chlorite										
		(110)	TET11-1	47.9	1185.3	530.6	1312.6	0.4	153531.2	537.4	0.70	19.7	1.6
			TET11-2	71.0	632.9	201.8	681.3	0.3	261443.7	575.2	0.80	23.9	1.9
			TET11-3	53.5	525.5	215.5	577.2	0.4	97003.7	485.0	0.77	21.6	1.7
			TET11-4	54.7	581.0	338.7	662.3	0.6	140801.0	704.0	0.77	22.7	1.8
											Mean	**22.0**	**1.6**
		2100	**TET 4** (42.51175N 2.25487E 1390m) Augen gneiss										
		(1910)	TET4-1	73.7	460.9	175.7	503.0	0.4	258492.4	517.0	0.83	28.7	2.3
			TET4-2	60.8	548.1	770.2	733.0	1.4	221901.4	488.2	0.76	33.5	2.7
			TET4-3	56.1	869.6	320.0	946.4	0.4	279692.9	615.3	0.75	35.2	2.8
											Mean	**32.5**	**2.2**
		3700	**TET 5** (42.49078N 2.23036E 1900m) Augen Gneiss										
		(3360)	TET5-1	63.7	564.0	149.9	600.0	0.3	292598.8	380.4	0.77	38.9	3.1
			TET5-2	67.8	933.1	423.6	1034.8	0.5	480303.9	576.4	0.79	36.3	2.9
			TET5-3	68.5	1192.0	315.4	1267.7	0.3	648133.6	453.7	0.82	36.4	2.9
			TET5-4	58.9	968.6	452.4	1077.1	0.5	341749.5	512.6	0.76	33.2	2.7
											Mean	**36.2**	**2.3**
GAL profile	DZ	***200***	**GAL7** (42.51505N 2.19904E 1025m) Fractured fine grained gneiss with quartz and calcite veins and locally oxides										
		(160)	GAL7-1	62.4	1090.8	483.6	1206.8	0.4	301547.1	452.3	0.80	22.4	1.8
			GAL7-2	54.7	950.0	407.1	1047.7	0.4	211959.2	423.9	0.74	23.5	1.9
			GAL7-4	52.3	1264.8	556.2	1398.3	0.4	248804.6	447.8	0.77	24.0	1.9
											Mean	**23.3**	**1.8**
		920	**GAL3** (42.51018N 2.20525E 1363m) Fine grained gneiss										
		(475)	GAL3-1	55.4	1678.1	328.7	1757.0	0.2	705188.1	564.2	0.74	31.6	2.5
			GAL3-2	59.8	685.1	436.9	789.9	0.6	324149.3	648.3	0.78	28.6	2.3
			GAL3-3	67.4	685.6	477.6	800.3	0.7	340058.4	578.1	0.81	27.5	2.2
			GAL3-4	66	881.9	207.1	931.6	0.2	432171.4	475.4	0.78	29.4	2.3
											Mean	**30.5**	**1.0**
ST profile	DZ	***400***	**ST3** (42.50001N 2.16697E 1174m) Unaltered gneiss with biotite										
		(370)	ST3-2	59.9	1316.3	557.5	1450.2	0.4	386458.4	502.4	0.76	28.6	2.3
			ST3-3	63.4	1802.8	314.4	1878.2	0.2	645890.2	452.1	0.77	28.0	2.2
			ST3-4	61.3	1121.4	661.1	1280.0	0.6	338440.4	473.8	0.77	25.3	2.0
											Mean	**27.3**	**1.5**

Note Fd : Fault horizontal distance; between brackets fault normal distance / Ft : Alpha ejection correction (Farley et al., 1996)

Pour chaque échantillon, les âges ZHe ne présentent pas de variations inter-granulaires significatives et un âge moyen a pu être calculé. Pour le profil TET, les échantillons TET1.1, TET4 et TET5 fournissent des âges moyens de 22,0 ± 1,6 Ma, 32,5 ± 2,2 Ma et 36,2 ± 2,3 Ma qui augmentent avec l'altitude et la distance à la faille. Dans la DZ, les zircons de l'échantillon TET1.1 ne présentent pas une dispersion des âges (U-Th)/He comparable à celle mise en évidence pour les apatites issues de la même roche. Cela suggère que ces âges ZHe ne sont pas perturbés par les fluides hydrothermaux. En dehors de la DZ, les âges ZHe de TET4 et TET5 entre 28,7 ± 2,3 Ma et 38,9 ± 3,1 Ma sont nettement plus vieux que les âges AHe et AFT des mêmes échantillons (13-24 Ma).

Sur le profil GAL, les échantillons GAL7 (DZ) et GAL3 (hors DZ) ont des âges moyens respectivement de 23,3 ± 1,8 Ma et 30,5 ± 1,0 Ma, également plus anciens que les âges AHe obtenus sur ces échantillons (10-11 Ma). Il est à noter que l'âge de GAL7 dans la DZ est similaire à celui de TET1.1 prélevé pratiquement sur le contact de faille. L'échantillon ST3 à

proximité des sources de St Thomas-les-Bains a un âge ZHe de 27,3 ± 1,5 Ma (âge AHe de 10-14 Ma) sans évidence de dispersion d'origine hydrothermale. L'ensemble des âges ZHe est synthétisé sur la Figure IV.28 montrant l'évolution régulière de ces âges avec la distance à la faille.

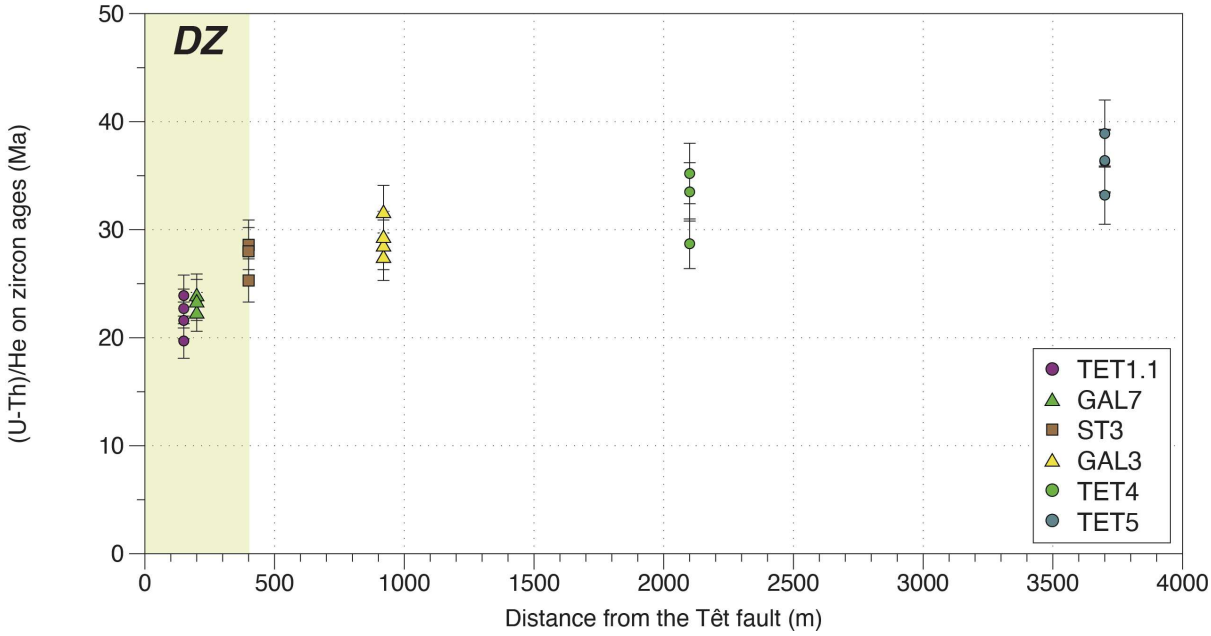


Figure IV.28. *Âges (U-Th)/He sur zircon en fonction de la distance à la faille de la Têt. La largeur de la zone d'endommagement de la faille de la Têt mesurée dans les gorges de la Carança est représentée en jaune.*

C. Datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ des failles

Ces datations ont porté sur trois structures tectoniques majeures recoupées par la vallée de la Carança et présentées dans la Section II.1.B : la gouge de la faille de la Têt à l'entrée des gorges (T4a), la mylonite (18CAR07) appartenant au Chevauchement Mylonitique Nord Canigou (CMNC) et une faille NO-SE soulignée par une mylonite de basse température (18CAR06). Pour la gouge (T4a) et la mylonite de basse température (18CAR06), les datations ont été réalisées sur quatre fractions granulométriques en employant la technique d'encapsulation en raison d'une granulométrie fine des micas (cf. Section II.2.C.ii). Pour la mylonite du CMNC, une micro-population d'une dizaine de grains de biotite à 100 µm a été analysée selon la procédure classique sans encapsulation.

i) Caractérisation minéralogique des échantillons

L'échantillon T4a est une gouge constituée de clastes de quartz, carbonates, mylonites et cataclasites dans une matrice fine à quartz, mica blanc, chlorite et oxydes (Fig. IV.29).

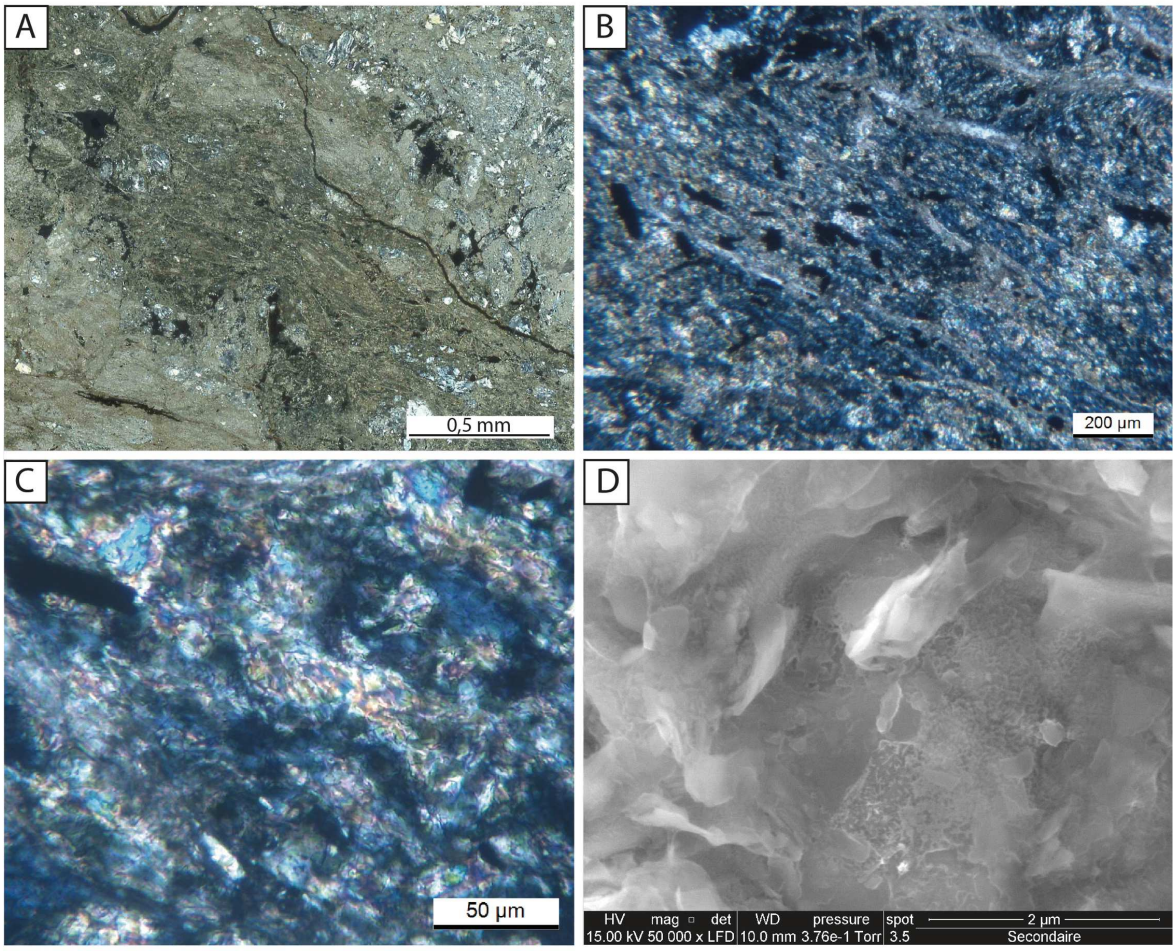


Figure IV.29. *Photos à différentes échelles de la gouge T4a.* ***A.*** *Scan de la lame mince.* ***B.*** *Photo de la matrice à mica à mica blanc, chlorite et oxydes.* ***C.*** *Détail de la photo précédente montrant des clastes de mica blanc préservés dans la matrice à grain fin à micas secondaires.* ***D.*** *Photo MEB de la matrice de la gouge montrant la coexistence de mica de taille différente.*

L'observation détaillée de la matrice (Fig. IV.29C, D) montre que les micas blancs de celle-ci appartiennent à deux familles texturalement distinctes : 1) des micas de grande taille (> 20 µm) présents sous forme de clastes ; 2) des micas de petite taille, généralement inférieure au micron qui forment le fond de la matrice.

Après un broyage manuel de la gouge et un tamisage sous 50 µm, quatre fractions granulométriques ont été séparées par centrifugation : <0,2 µm, 0,2-0,5 µm, 0,5-2 µm et 2-50

µm. Celle-ci a été réalisée par Delphine Charpentier au laboratoire Chrono-environnement de Besançon. Ce tri permet d'isoler ces deux familles de micas pour leur datation $^{40}Ar/^{39}Ar$. Une analyse par DRX a été réalisée sur ces différentes fractions, les principaux composants de ces fractions sont quartz, chlorite et mica, avec une quantité subordonnée de calcite (Fig. IV.30).

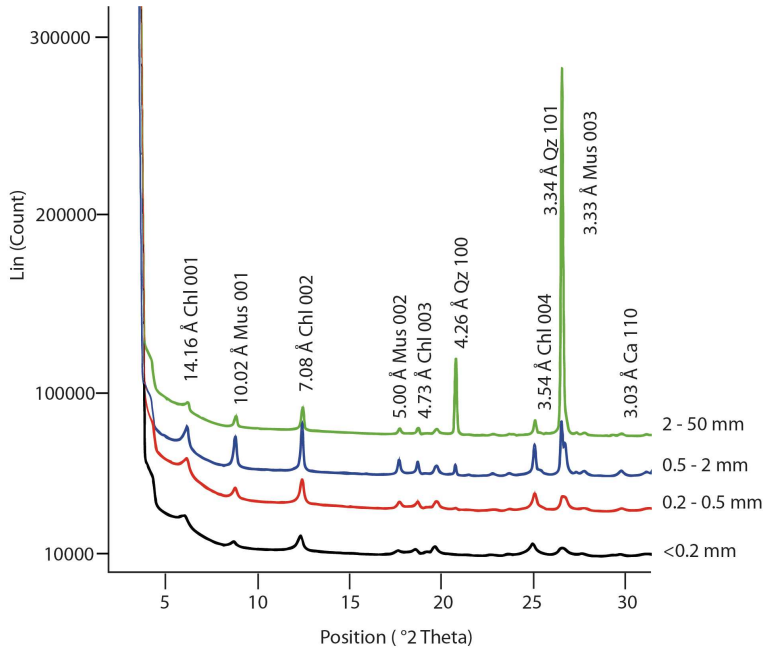


Figure IV.30. *Spectres de diffraction des préparations orientées pour les quatre fractions de la gouge T4a. Mus = muscovite, Qz = quartz, Chl = chlorite, Ca = calcite.*

Le traitement de trois de ces spectres montre que le mica est plus abondant dans la fraction la plus fine alors que le quartz apparaît en quantité moindre par rapport aux fractions plus grossières (Fig IV.30). Afin d'identifier les différents types de micas, le pic 001 de réflexion de la muscovite a été décomposé avec le logiciel Fityk (e.g. *Abd Elmola et al., 2019*).

Tableau IV.6. *Proportions des différentes phases minérales et des polytypes des micas dans la gouge T4a.*

Echantillon	Fraction	GOF	Minéraux				% Micas	%1M Micas	%2M1 Micas	I(WC)/I(PC)
			1M	*2M1*	*Fe-Clinochlore*	*Qz*				
T4a	2-50	3.01	0.37	56.93	19.67	23.03	57	1	99	100% WC
T4a	0.2-0.5	2.95	0.97	46.71	26.38	25.93	48	2	98	1.5
T4a	<0.2	3.1	31.59	32.04	22.6	13.77	64	50	50	<1

Cette décomposition montre que la fraction supérieure à 2 µm est uniquement constituée de micas bien cristallisés (WC) alors que les fractions inférieures à 0.5 µm contiennent une proportion importante de micas mal cristallisés (PC) avec un rapport des pics d'intensité WC/PC inférieur ou égal à 1.5 (Tab. VI.6).

Des préparations orientées de manière aléatoire ont été utilisées pour caractériser les polytypes de ces micas en utilisant la méthode Rietveld de déconvolution des spectres (e.g. *Abd Elmola et al., 2019*). Sans entrer dans le détail, les résultats montrent que les fractions granulométriques supérieures à 0.2 µm sont constituées pratiquement exclusivement du polytype 2M1 de la muscovite alors que pour la fraction la plus fine < 0.2 µm on observe une proportion équivalente de polytype 2M1 et 1M. Le polytype 2M1 est associé dans la littérature à une muscovite bien cristallisée stable jusqu'à 300°C environ alors que le polytype 1M se forme à plus basse température et est stable pour des températures de 150°C, voire 70°C pour la variété 1Md absente dans nos fractions (e.g. *Bense et al., 2017*).

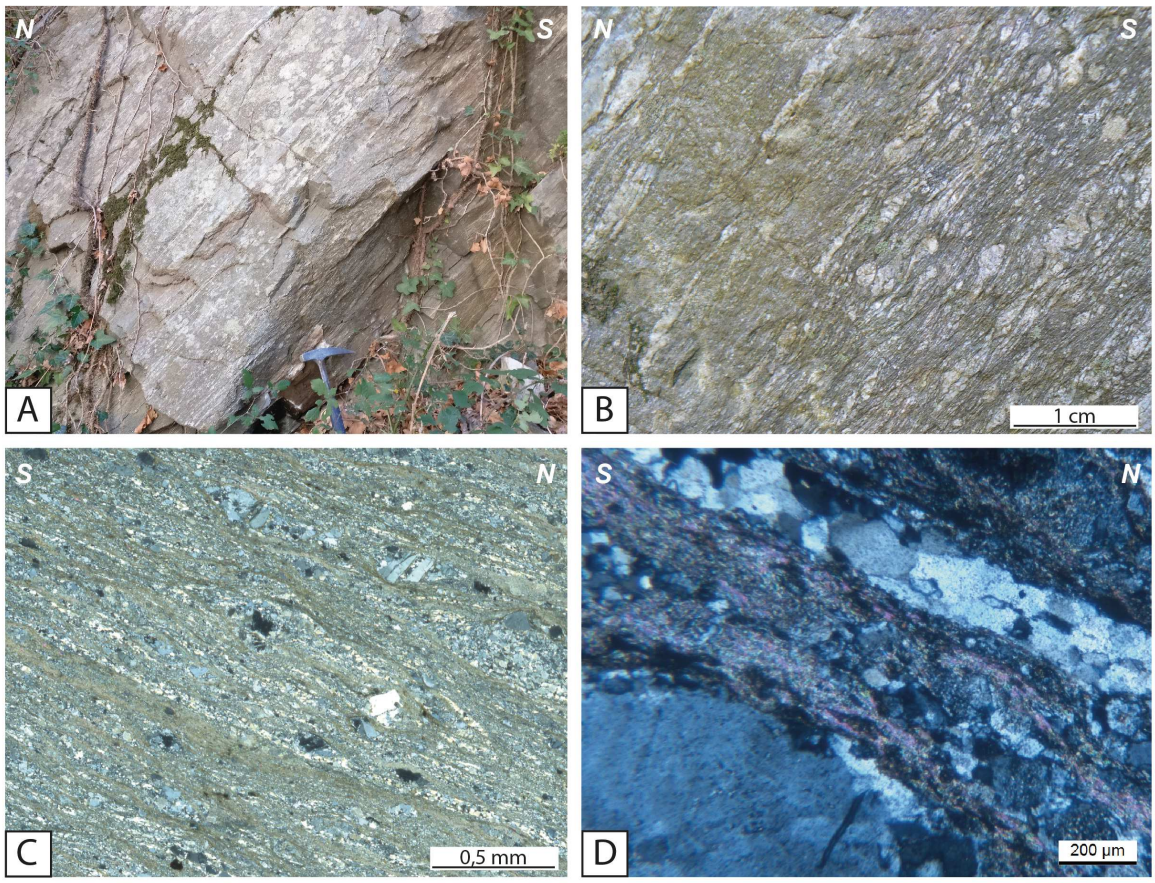


Figure IV.31. *Photos de l'échantillon 18-CAR-07 de l'échelle du terrain à la lame mince (de gauche à droite).*

L'échantillon 18-CAR-07 est une mylonite appartenant au CMNC principalement constituée de quartz, biotite, feldspath K et plagioclase. Le quartz forme des rubans recristallisés ou des yeux polycristallins moulés par une foliation soulignée par une biotite de petite taille syn-cinématique (Fig. IV.31). Localement, il est possible d'observer quelques micas blanc tardifs et une séritisation du plagioclase. Sur le chemin de la corniche dominant la Carança, cette mylonite est recoupée par une granite non déformé daté en U-Pb sur zircon à 304,7 ± 1,1 Ma (*Denèle et al., 2014*). L'entrée des gorges de la Carança localise d'abondantes fractures à quartz-calcite associées au fonctionnement de la faille de la Têt utilisées pour réaliser l'étude scan-line (Section III.)

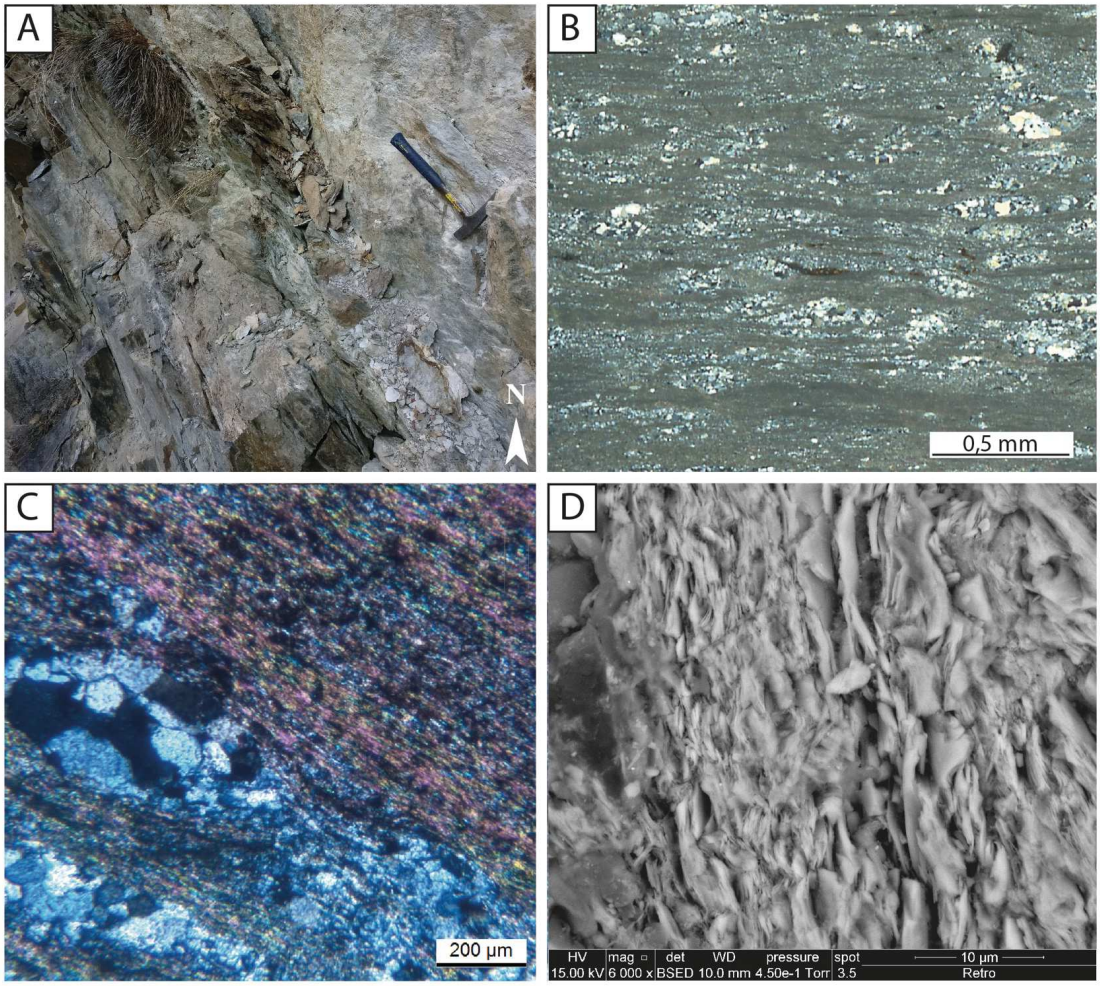


Figure IV.32. *Photos de l'échantillon 18-CAR-06.* ***A.*** *photo de terrain de la faille NO-SE.* ***B.*** *Scan de la lame mince.* ***C.*** *Photo de la muscovite syncinématique.* ***D.*** *Photo MEB des muscovites contenues dans la faille.*

L'échantillon 18-CAR-06 appartient à une zone faille NO-SE, sub-verticale, épaisse d'environ 10 mètres, de couleur blanchâtre et sécante sur la foliation mylonitique du CMNC. Cette faille comprend une zone mylonitique préservée à sa bordure Nord et une zone cataclastique qui reprend la mylonite qui constitue l'élément majeur de la faille.

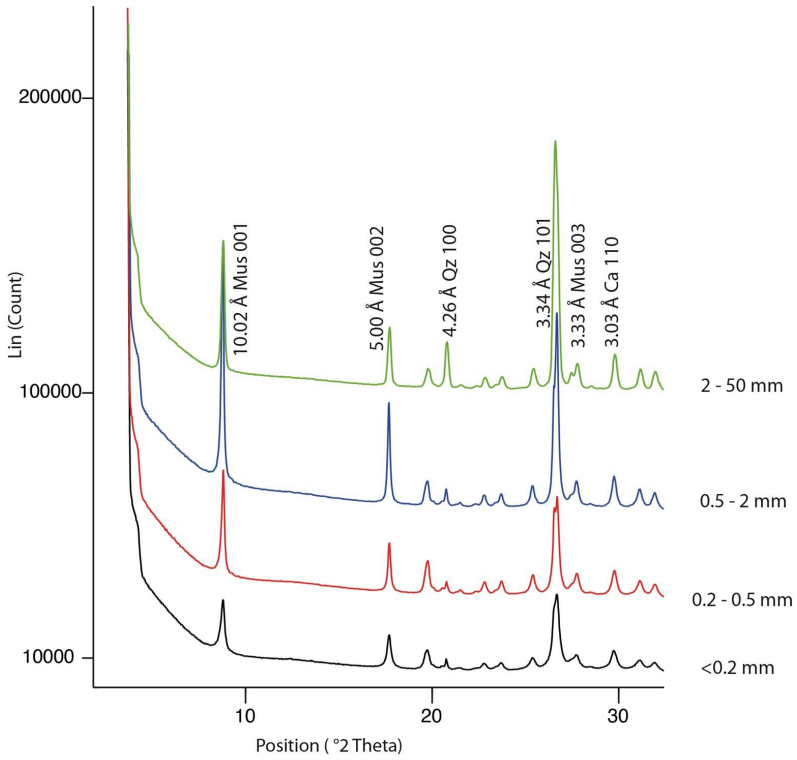


Figure IV.33. *A. Spectres de diffraction des préparations orientées pour les quatre fractions de la mylonite 18CAR06. Mus = muscovite, Qz = quartz, Ca = calcite. B. Zoom sur le pic de la muscovite à 3.33 Å montrant que seul le polytype 2M1 est présent dans les quatre fractions.*

La mylonite échantillonnée est essentiellement à quartz et muscovite syncinématique de petite taille, le plus souvent de la dizaine du micron (Fig. IV.32). Du sphène, de l'épidote et des oxydes complètent cet assemblage. Comme pour l'échantillon de gouge, quatre fractions granulométriques : <0.2 µm, 0.2-0.5 µm, 0.5-2 µm et 2-50 µm ont été séparées et analysées par DRX. Ces analyses montrent que toutes les fractions sont principalement constituées de quartz et muscovite, avec une prépondérance du mica de polytype 2M1 (> 98%) de haute température (Fig. IV.33 et Tab. IV.7).

Tableau IV.7. *Proportions des différentes phases minérales et des polytypes des micas dans la mylonite 18CAR06.*

Echantillon	Fraction	GOF	Minéraux			% Micas	%1M Micas	%2M1 Micas	I(WC)/I(PC)
			1M	*2M1*	*Qz*				
18-CAR-06	2-50	10.18	0.42	71.09	28.49	72	1	99	2.48
18-CAR-06	0.5-0.2	5.56	0	90.57	9.42	91	0	100	2.53
18-CAR-06	0.2-0.5	5.66	0.22	87.03	12.76	87	0	100	3.18
18-CAR-06	<0.2	5.62	1.96	78.8	19.24	81	2	98	5.33

On observe également que la cristallinité des micas diminue avec leur taille, avec une proportion de micas mal cristallisés (PC) par rapport aux biens cristallisés (WC) qui passe du simple au double entre la fraction 2-50 µm et inférieure à 0.2 µm (Tab. IV.7)

ii) Résultats $^{40}Ar/^{39}Ar$

Les résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ de ces trois échantillons sont présentés sous forme de spectres d'âges, de la structure la plus ancienne à la plus récente. Un résumé de ces résultats est fourni dans le Tableau IV.8 et le détail des analyses est donné en Annexe 12.

Tableau IV.8. *Synthèse des résultats $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les trois échantillons étudiés. L'âge de rétention est non corrigé des effets de recul de l'^{39}Ar pendant l'irradiation.*

Echantillon	Granulométrie (mm)	Age de rétention (Ma)	Age total (Ma)	Age maximum (Ma)	Recul 39Ar (%)	2M1 (wt%)	1M (wt%)	I(WC)/I(PC)
18-CAR-07 biotite	100-80	/	**288.7 ± 0.7**	305.5 ± 0.7		100	/	
18-CAR-06	50-2	41.8 ± 0.1	**40.9 ± 0.1**	45.8 ± 0.1	2.75	99	1	5.33
	2-0.5	39.9 ± 0.1	**37.7 ± 0.2**	45.1 ± 0.1	6.69	100	0	3.18
	0.5-0.2	39.1 ± 0.2	**36.2 ± 0.3**	45.6 ± 1.4	8.76	100	0	2.53
	<0.2	39.2 ± 0.2	**33.6 ± 0.2**	47.6 ± 1.7	15.55	98	2	2.48
T4a	50-2	48.8 ± 0.2	**44.5 ± 0.1**	54.9 ± 0.2	8.81	99	1	100% WC
	2-0.5	49.0 ± 0.1	**44.7 ± 0.1**	59.5 ± 0.5	8.98	99	1	indeterminé
	0.5-0.2	46.8 ± 0.2	**40.1 ± 0.2**	64.1 ± 0.4	14.53	98	2	1.5
	<0.2	43.3 ± 0.3	**32.4 ± 0.2**	64.2 ± 0.3	25.33	50	50	<1

La biotite 18CAR07 fournit un spectre d'âges discordants qui vont progressivement croissant de ~30 Ma jusqu'à 305,5 ± 0,7 Ma sans qu'il soit possible de définir de plateau (Fig. IV.34). Pour plus de 80% du dégazage de l'^{39}Ar, les âges apparents sont plus vieux que 285 Ma et l'âge total de l'échantillon est de 288,7 ± 0,7 Ma. Les teneurs en $^{38}ArCl$ pouvant dériver d'une interaction avec des fluides riches en chlore sont négligeables (cf. Annexe 12) tout autant que les teneurs en $^{37}ArCa$ (i.e. pas de pollution des biotites par du plagioclase ou de la calcite).

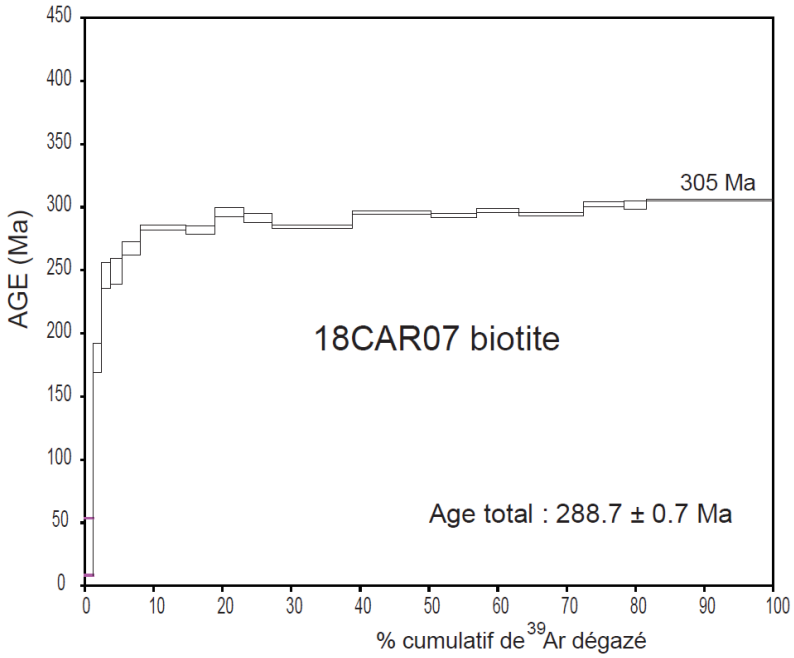


Figure IV.34. *Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la biotite issue de la mylonite 18CAR07.*

Les spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur les quatre fractions de la mylonite 18CAR06 à quartz-muscovite sécante sur les mylonites varisques du CMNC sont présentés sur la Figure IV.35.

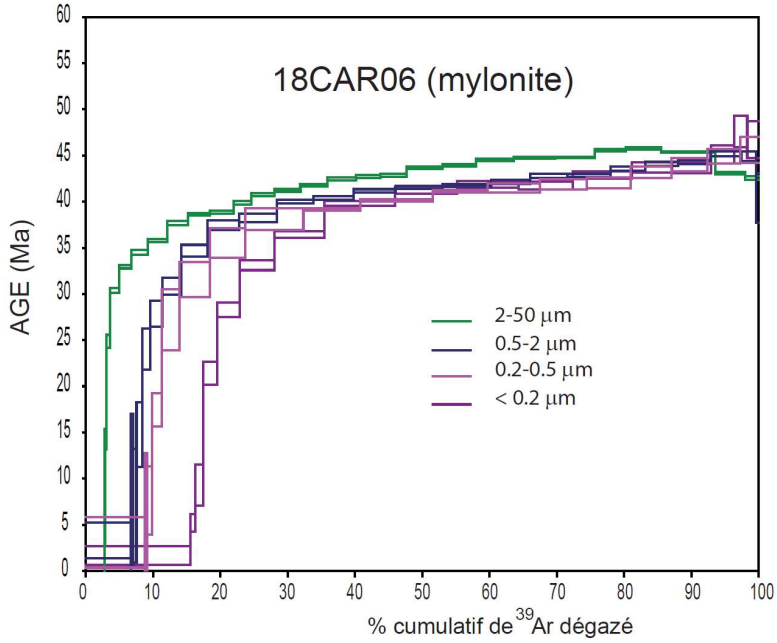


Figure IV.35. *Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ des quatre fractions granulométriques de la mylonite 18CAR06.*

Ces spectres d'âges sont tous corrigés de la quantité d'^{39}Ar perdu par effet de recul pendant l'irradiation, qui a été évaluée avant d'entamer la procédure de chauffage par palier (step-heating) de chaque fraction granulométrique. Cette quantité d'argon correspond au premier palier sur les spectres présentés qui fournit un âge sub-zéro en raison de l'absence de la composante radiogénique ^{40}Ar*. On constate que le taux de perte d'^{39}Ar diminue avec l'augmentation de la granulométrie, passant de 15,55 % pour la fraction < 0.2 µm à 2,75% pour la fraction 2-50 µm (Fig. IV.36) comme cela a été démontré par de nombreux travaux antérieurs (cf. *Dong et al., 1995 ; van der Pluijm et al., 2001*). Les quatre spectres d'âges ont des profils comparables avec des âges apparents augmentant régulièrement pendant le dégazage des échantillons. Seule la fraction la plus grossière (2-50 µm) montre en fin de dégazage une légère décroissance des âges apparents. Pour ces quatre fractions, on observe une décroissance de l'âge total (équivalent à un âge K-Ar) avec la granulométrie, entre 40,9 ± 0,1 Ma (fraction 2-50 µm) et 33,6 ± 0,2 Ma (fraction < 0.2 µm) alors que les âges de rétention montrent une dispersion moindre entre 41,8 ± 0.1 Ma et 39,1 ± 0,2 Ma. On remarquera également que les âges apparents maxima sont proches pour ces quatre fractions, entre 45 et 48 Ma. Aucune contamination par du calcium ou du chlore n'est révélée par ces analyses.

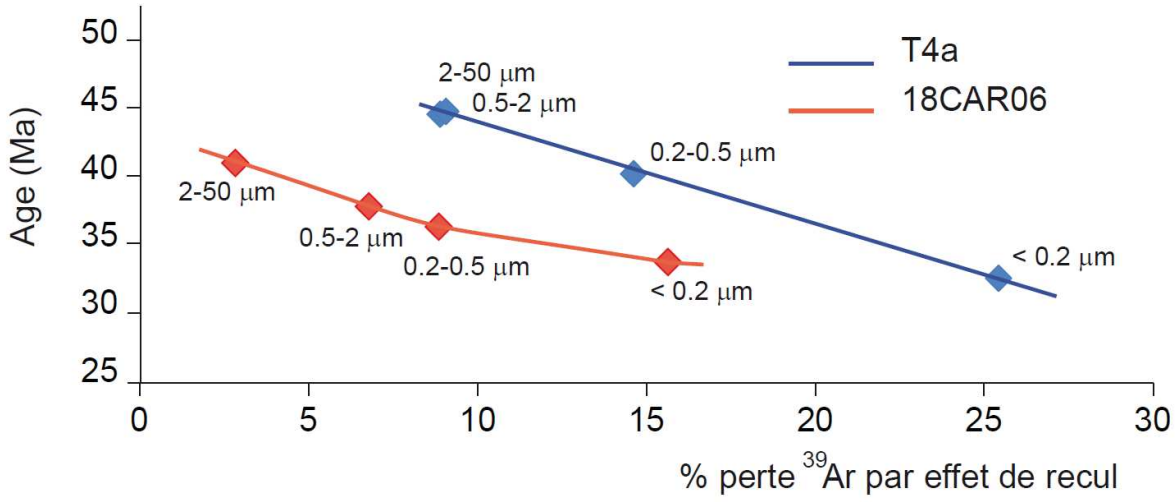


Figure IV.36. *Relation Age total vs % perte de ^{39}Ar pour les quatre fractions granulométriques de la mylonite 18CAR06 et de la gouge T4a.*

Enfin, les spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur les quatre fractions de la gouge T4a sont présentés sur la Figure IV.37.

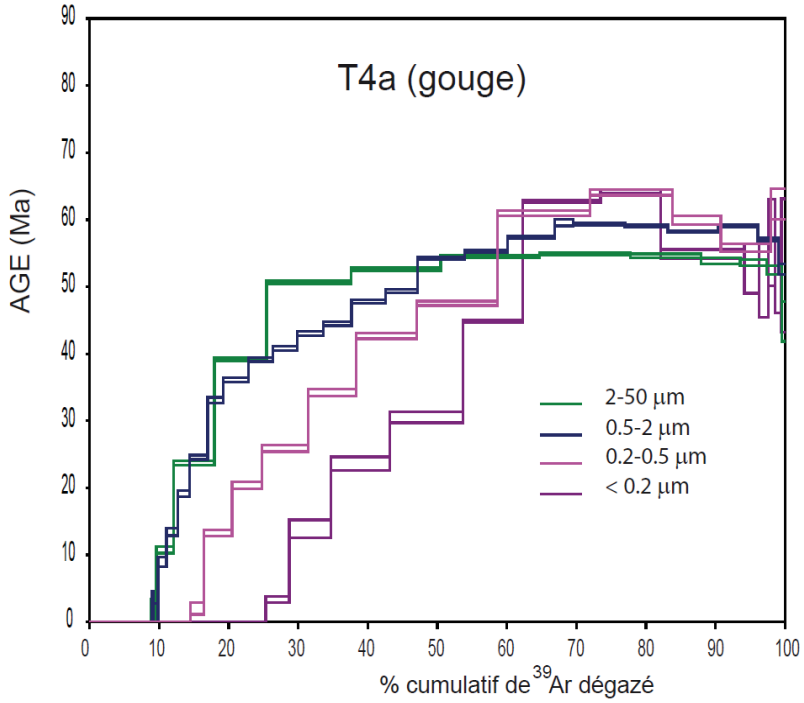


Figure IV.37. *Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ des quatre fractions granulométriques de la gouge T4a.*

Par rapport aux spectres d'âges de l'échantillon précédent, ceux de la gouge T4a témoignent d'un degré de discordance beaucoup plus marqué, en particulier pour les deux fractions les plus fines < 0.2 µm et 0.2-0.5 µm. Ces deux fractions montrent des taux importants de recul de l'^{39}Ar de 25 et 15 % respectivement et l'aspect concave de leurs spectres d'âges apparaît comme la conséquence de l'appauvrissement en ^{39}Ar des sites cristallographiques des micas les moins bien cristallisés, abondants dans ces deux fractions granulométriques. Les âges totaux de ces deux fractions sont respectivement de 32,4 ± 0,2 Ma et 40,1 ± 0,2 Ma alors que les deux fractions plus grossières fournissent des âges équivalents de 44,6 ± 0,1 Ma. On notera la corrélation inverse entre l'âge maximum observé sur chaque spectre et la taille de la fraction granulométrique correspondante. Le tableau en Annexe 12 montre que du ^{38}Ar produit par réaction nucléaire avec le chlore est uniquement présent dans la fraction la plus fine. Il montre également une augmentation significative du rapport Ca/K entre la fraction < 0.2 µm et celle à 0.5-2 µm.

iii) Interprétation

Le spectre d'âges discordants des biotites dans la mylonite du CMNC (18CAR07) peut s'interpréter comme le reflet d'une réhomogénéisation partielle et de faible ampleur du chronomètre $^{40}Ar/^{39}Ar$ pendant le cycle pyrénéen, comme l'atteste l'âge minimum de ~30 Ma enregistré par la première étape de dégazage. Elle pourrait être mise en lien avec la présence de micas blancs tardifs et de séricite dans l'échantillon. L'âge maximum de 305 Ma obtenu en fin de dégazage s'accorde avec l'âge du granite intrusif dans les mylonites qui a probablement produit une remise à zéro complète des biotites syn-cinématiques. Cette mylonitisation correspondant à un chevauchement à vergence sud reste imprécis en âge mais pourrait précéder la mise en place des granites d'environ 20 Ma (*de Hoÿm de Marien et al., 2019*).

Dans la mylonite 18CAR06, les micas datés correspondent au polytype de haute-température 2M1 avec une très faible proportion du polytype 1M dans la fraction < 0.2 µm qui apparaît à la transition ductile-fragile vers 300 °C. Par ailleurs, l'analyse par DRX montre une diminution régulière de la cristallinité des micas entre la fraction à 2-50 µm et celle < 0.2 µm qui est inversement corrélée à une augmentation du taux de perte d'^{39}Ar par effet de recul. Les âges totaux décroissent de 40,9 ± 0,1 Ma à 33,6 ± 0,2 Ma entre les fractions à 2-50 µm et < 0.2 µm alors que les âges de rétention (non corrigés de l'effet de recul) restent plus groupés entre 41,8 ± 0,1 Ma et 39,1 ± 0,2 Ma. Ces âges de rétention sont calculés sur l'hypothèse que l'^{39}Ar perdu pendant l'irradiation neutronique des échantillons provient de sites du potassium peu rétentifs pour l'argon, mal cristallisés et pour lesquels l'argon radiogénique ^{40}Ar a totalement diffusé dans le milieu ambiant. Ces âges qui considèrent que les concentrations en potassium sont équivalentes dans les différents sites de rétentivité des micas doivent être interprétés comme des âges maxima des différentes fractions granulométriques datées. Les âges totaux, équivalents à des âges K-Ar, prennent en compte l'effet de recul mais ne considèrent pas les pertes d'argon radiogénique qui ont pu affecter plus particulièrement les sites mal cristallisés dans les fractions fines. Ces âges totaux doivent donc être considérés comme des âges minima. La Figure IV.38 compare les âges de rétention et les âges totaux obtenus sur les quatre fractions de muscovite en fonction de la cristallinité de ces micas.

La Figure IV.38 montre une relation linéaire entre les âges de rétention et RI l'indice de cristallinité pour les quatre fractions granulométriques de l'échantillon. Pour les âges totaux, leur décroissance en fonction du RI est quasi linéaire pour les trois fractions les plus grossières avec un écart entre âge de rétention et âge total de 0,9 Ma pour la fraction à 2-50 µm et de 2,9 Ma pour la fraction 0.2-0.5 µm. La fraction <0.2 µm présente un écart d'âges qui atteint 5,6 Ma pour une cristallinité similaire à la fraction 0.2-0.5 µm, ce qui suggère que la taille du grain a joué ici un rôle sur la rétention de l'argon dans les cristallites. La présence d'une faible quantité de polytype 1M dans cette fraction (2%, Tab. IV.7) peut être une explication supplémentaire à cet âge apparemment trop jeune. A titre conservatif, on retiendra la moyenne entre âge total et âge de rétention pour les trois fractions les plus grossières, respectivement 41,4 ± 0,5 Ma (2-50 µm), 38,8 ± 1.1 Ma (0.5-2 µm) et 37.7 ±1,5 Ma (0,2-0,5 µm).

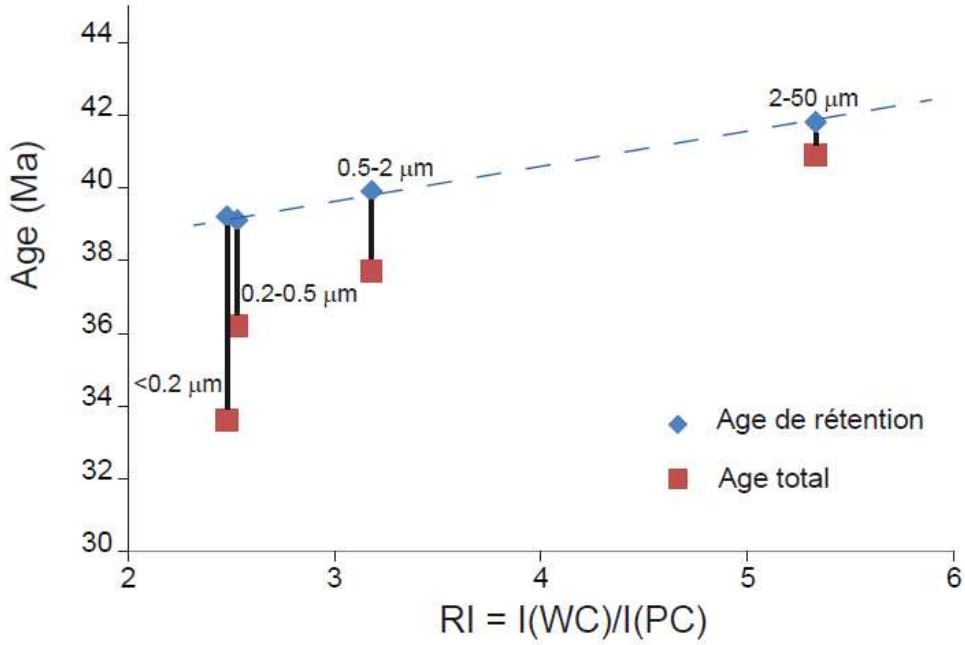


Figure IV.38. *Âges totaux (corrigés du recul) et de rétention des quatre fractions granulométriques 18CAR06 en fonction du rapport RI de l'indice de cristallinité entre micas bien cristallisées (WC) et micas mal cristallisés (PC).*

Il est généralement admis que pour des conditions de déformation de relativement basse température comparables à celles ayant prévalu localement dans la Carança, les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur les micas peuvent être considérés essentiellement comme des âges de (re-)cristallisation (e.g. *Villa, 2014*) où la diffusion volumique joue un rôle mineur par rapport aux échanges liés aux processus de dissolution-recristallisation et d'interaction avec les fluides. En

accord avec ce postulat, la variation des âges observés sur les trois fractions granulométriques > 0,2 µm de l'échantillon 18CAR06 peut donc s'interpréter comme enregistrant sur environ 3-4 Ma une activité multiple de la faille NO-SE de la Carança jusqu'à la transition ductile-fragile. Ces résultats restent préliminaires et des travaux restent à entreprendre pour préciser la cinématique de cette faille et les caractéristiques physico-chimiques des micas.

Dans la gouge T4a, les micas datés correspondent au polytype de haute-température 2M1 pour les trois fractions de taille supérieure à 0.2 µm alors que la fraction < 0,2 µm contient 50% de polytype 1M associé. Par ailleurs, l'analyse par DRX montre un faible indice de cristallinité des micas pour les fractions < 0.5 µm alors que les micas de la fraction 2-50 µm sont à 100 % bien cristallisés. Nous ne disposons pas d'indice de cristallinité pour toutes les fractions granulométriques de cet échantillon et utilisons le pourcentage de perte d'^{39}Ar par effet de recul comme proxy de cet indice comme le suggère les résultats de l'échantillon précédent (Tab. IV.6). Les âges totaux et de rétention ont été reportés sur la Figure IV.39 en fonction de ce pourcentage de perte.

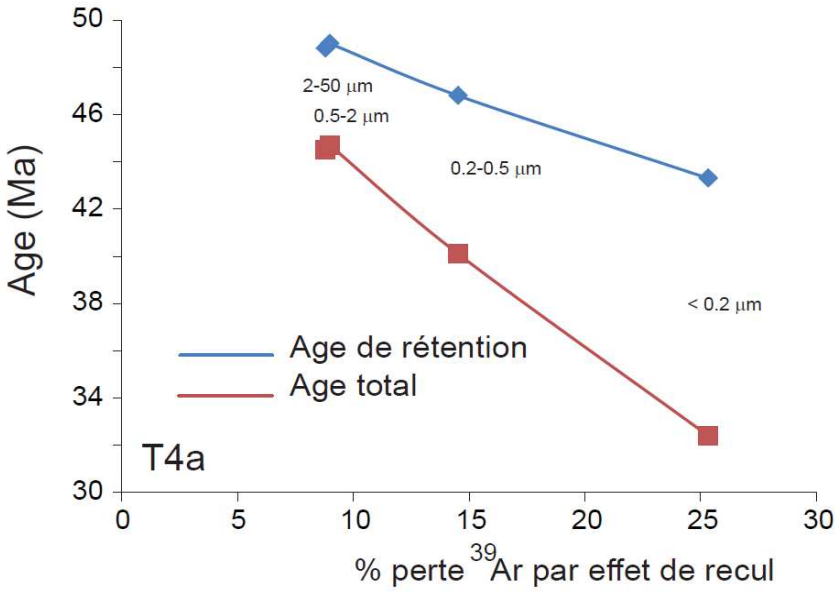


Figure IV.39. *Évolution des âges de rétention et des âges totaux en fonction de la perte d'^{39}Ar par effet de recul pour les quatre fractions granulométriques de la gouge T4a.*

Pour cet échantillon, les âges totaux décroissent de 44,7 ± 0,1 Ma à 32,4 ± 0,2 Ma entre les fractions à 2-50 µm et <0.2 µm alors que les âges de rétention passent de 49,0 ± 0,1 Ma à 43,3 ± 0,3 Ma pour des taux de perte d'^{39}Ar qui sont plus importants que pour l'échantillon

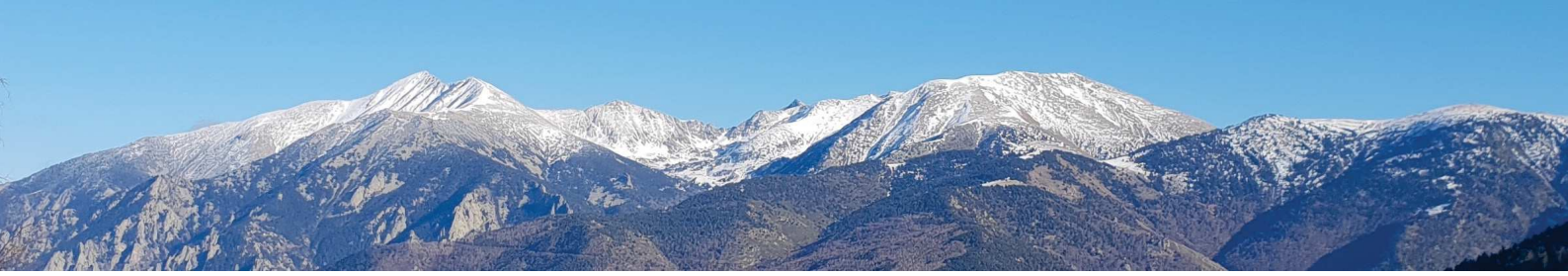
18CAR06, ce qui est accord avec une cristallinité moins élevée des micas dans les gouges que dans les mylonites. On peut remarquer que les micas des deux fractions les plus grossières à 2-50 µm et 0,5-2 µm constituées à 100 % du polytype 2M1 ont des âges totaux et de rétention équivalents à ~45 et 49 Ma respectivement ce qui indique que les micas dans cette gamme de taille de grain (i.e. > 0.5 µm) ont des cristallinités équivalentes. On retiendra pour ces micas un âge de cristallisation à 46,8 ± 2,2 Ma qui représente la moyenne des âges totaux et de rétention, comme cela a été admis pour l'échantillon précédent. La fraction la plus fine (< 0.2 µm) est la seule à contenir le polytype 1M, en proportion équivalente à celle du polytype 2M1. Les âges de cette fraction sont à considérer comme des âges de mélange entre une composante 2M1 à ~47 Ma et une composante 1M dont l'âge est plus récent que 32,4 ± 0,2 Ma, l'âge total obtenu sur cette fraction. En première approximation, cela situerait l'âge de cristallisation du polytype 1M à environ 17 Ma. Toutefois, en raison d'une faible cristallinité des micas en présence (RI<1, Tab. IV.6) et donc d'une possible diffusion de l'argon radiogénique à partir des sites cristallographiques les moins rétentifs, cet âge de 17 Ma et celui à ~32 Ma du mélange 2M1-1M doivent être considérés comme des estimations minimums. L'âge de ce mélange ne doit cependant pas excéder ~43 Ma, son âge de rétention. En utilisant un âge moyen de ~37 Ma pour ce mélange, la composante 1M vieillit de 10 Ma, à ~27 Ma. Des travaux complémentaires sont en cours pour extraire, caractériser et dater une fraction granulométrique < 0.1 µm potentiellement plus riche en polytype 1M. On pourra alors utiliser un graphe Age vs % 1M (cf. Section II.XX) de chaque fraction granulométrique pour déterminer plus précisément l'âge de la gouge sur la faille de la Têt qui reste encore mal contraint à 22 ± 5 Ma.

Pour résumer

- *Les âges traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur zircon ne semblent pas impactés par l'hydrothermalisme.*

- *Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ confirment l'âge varisque des mylonites du Chevauchement Mylonitique Nord Canigou (CMNC).*

- *Les âges obtenus sur les micas d'une faille NO-SE dans la vallée de la Carança et sur la faille de la Têt montrent une activité de ces deux failles à l'Éocène (Lutétien) dans des conditions proches de la transition fragile ductile. La gouge de la faille de la Têt traduit une réactivation de la faille, probablement au Miocène supérieur.*



Partie V : Histoire thermique et exhumation cénozoïque des massifs de l'Est des Pyrénées

1. Échantillons et âges (U-Th)/He et traces de fission 319

A. Les échantillons 319

B. Les âges à l'échelle régionale 322

2. Exhumation et trajets thermiques des massifs du toit de la faille de la Têt 327

A. Le bloc Nord de la faille de Mérens 327

B. Le bloc Sud de la faille de Mérens 330

3. Les massifs du mur de la faille de la Têt 336

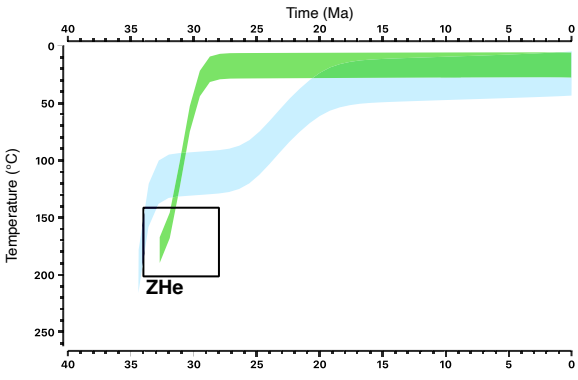
A. Le bloc Canigou 336

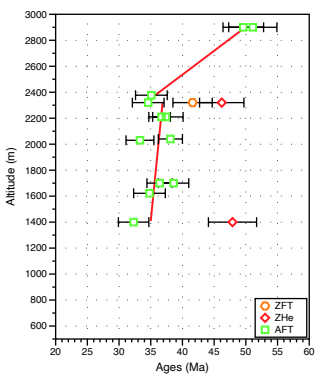
B. Le massif de la Carança 341

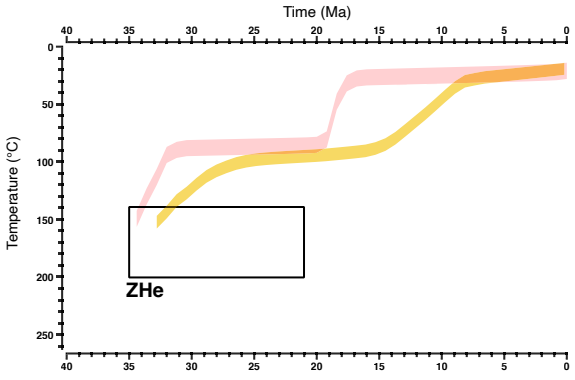
4. Implications tectoniques 349

A. Dans le toit de la faille de la Têt 349

B. Dans le mur de la faille de la Têt 350







Partie V : Histoire thermique et exhumation cénozoïque des massifs de l'Est des Pyrénées

Cette partie a pour but de définir les taux d'exhumation et l'évolution de la thermicité des massifs présents de part et d'autre de la faille de la Têt. Le premier chapitre est consacré à la présentation des échantillons utilisés pour cette quantification. Les chapitres 2 et 3 présentent respectivement les profils âge-altitude et la modélisation de l'histoire thermique des massifs situés au toit et au mur de la faille de la Têt.

1. Échantillons et âges (U-Th)/He et traces de fission

Dans ce chapitre, les échantillons et le jeu de données thermochronologiques basse température utilisées pour réaliser les profils âge-altitude et les modèles d'évolution thermique des différents massifs de la zone d'étude sont présentés. Les données thermochronologiques incluent des datations (U-Th)/He sur apatite (AHe) et zircon (ZHe) et traces de fission sur apatite (AFT) et sur zircon (ZFT), couvrant ainsi une gamme de températures comprises entre 250 et 40 °C (*Ault et al., 2019*). Les datations réalisées dans le cadre de cette thèse ont été intégrées aux datations issues des études antérieures sur différents massifs de la partie Est des Pyrénées, depuis le massif du Quérigut au Nord-Ouest jusqu'à celui de Costabonne au Sud-Est

A. Les échantillons

La zone d'étude est découpée en quatre zones principales séparées par les accidents majeurs régionaux (Fig. V.1). Dans le toit de la faille de la Têt, (1) la zone Nord de la faille de Mérens correspond au massif du Quérigut et inclut le massif du Madrès, (2) le bloc Sud de la faille de Mérens comprend les massifs du Mont-Louis à l'Est, celui du Carlit et celui du Campcardos à l'Ouest. Dans le mur de la faille de la Têt, (3) le bloc Canigou comprend le massif du même nom et l'ensemble des massifs au mur de la faille de Py comme le Puig de la Collada Verda dans le massif de Costabonne. Le bloc Carança (4) situé au le toit de la faille de Py est la zone d'étude principale de cette thèse (cf. Sections IV.2.A, B et C). Cette zone comprend d'Est en Ouest les sommets du Tres Estelles, du Gallinàs et du Pic Redon.

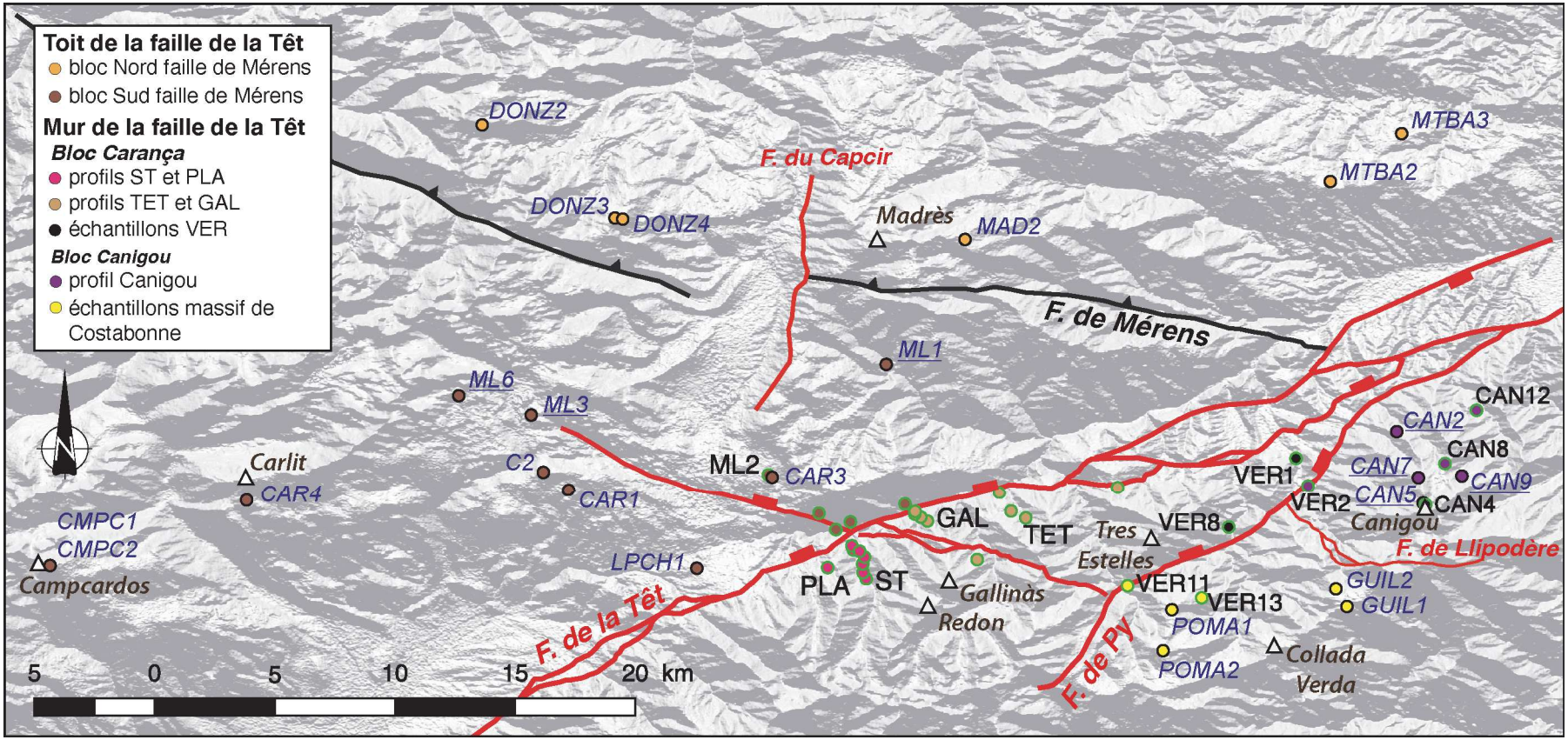


Figure V.1. *Schéma structural de la partie Est des Pyrénées présentant l'ensemble des échantillons utilisés pour contraindre l'exhumation régionale et l'évolution thermique des massifs. Les principaux sommets sont indiqués en marron. Les noms des échantillons issus des études précédentes sont indiqués en bleu. Pour distinguer l'origine des données ceux de l'étude de Maurel et al. (2008) sont soulignés.*

Dans le chapitre IV, il est montré que les âges AHe peuvent être impactés par l'hydrothermalisme essentiellement dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt. Par conséquent, l'ensemble des échantillons de la zone d'endommagement des profils TET, ST et PLA pour lesquels les données Terres Rares et AHe montrent des évidences d'hydrothermalisme ont été retirés du jeu de données (cf. Section IV.2.A et 2.B). Les données qui montrent une forte dispersion dans la zone d'endommagement de la faille de Py, qui ne s'expliquent pas avec les modèles de diffusion de l'hélium (*Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009*) ont elles aussi été écartées. En effet l'absence d'analyses de Terres Rares sur ces échantillons ne nous permet pas d'attribuer une origine à la dispersion des âges AHe. Celle-ci peut résulter d'un éventuel effet hydrothermal récent, tel que nous l'avons mis en évidence dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt, ou bien d'un potentiel signal tectonique (cf. Section IV.2.D). Il est important de noter que l'ensemble des données AFT et ZHe acquises dans ce travail, y compris dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt, n'est pas affecté par les effets de l'hydrothermalisme. En conséquence les données AFT et ZHe nouvellement acquises, ainsi que celles issues de la littérature, ont pu être utilisées pour définir l'histoire thermique et les taux d'exhumation des massifs étudiés.

Les nouvelles datations AHe sur monograins réalisées sur des échantillons du massif du Mont-Louis et du Canigou confirment les âges préalablement obtenus par *Maurel et al. (2008)*. Les différentes datations AHe et AFT ont donc été utilisées dans les modèles. Les données ZHe ont été utilisées comme des contraintes, alors que les datations traces de fission sur zircon (ZFT) trop peu nombreuses à l'échelle régionale sont seulement présentées mais non incluses dans les modèles.

Les échantillons de l'étude de *Gunnell et al. (2009)* fournissent de nouvelles données AHe et de nombreuses données AFT pour les différents sommets et surfaces planes de la partie Est des Pyrénées : Campcardos (CMPC), Carlit (CAR), Pomarole (POMA), Montalba (MTBA), Madrès (MAD), Donnezan (DONZ), La Perche (LPCH), Pla Guilhem (GUIL). Ces données permettent d'avoir des informations supplémentaires sur la zone d'étude et plus particulièrement pour les hauts topographiques (> 2000 m).

B. Les âges à l'échelle régionale

i) Les âges (U-Th)/He sur apatites (AHe)

L'étude réalisée a permis d'ajouter 28 nouvelles données AHe à l'échelle des blocs Carança et Sud de la faille de Mérens, mais également dans le massif du Canigou. L'ensemble des âges AHe à l'échelle de la zone d'étude est synthétisé sur la Figure V.2.

Les âges AHe dans le toit de la faille de la Têt sont compris entre 24,4 ± 4 Ma et 48,1 ± 3,0 Ma. Les âges AHe les plus jeunes se localisent aux altitudes les plus basses dans la vallée de la Têt. Aucune différence d'âges AHe n'a été constatée entre les blocs Nord et Sud de la faille de Mérens.

Les âges AHe moyens dans le mur de la faille de la Têt sont compris entre 10,3 ± 0,8 Ma et 34,7 ± 2,5 Ma. Les âges obtenus dans le massif du Canigou augmentent de la base au sommet passant de 18,9 ± 2,1 à 34,7 ± 2,5 Ma. Les échantillons récoltés au Sud-Ouest du massif du Canigou, mais toujours dans le mur de la faille de Py, fournissent des âges AHe supérieurs à 30 Ma. En revanche, les échantillons dans le massif de la Carança au toit de la faille de Py présentent des âges plus jeunes allant de 10,3 ± 0,8 Ma à 25,4 ± 3 Ma.

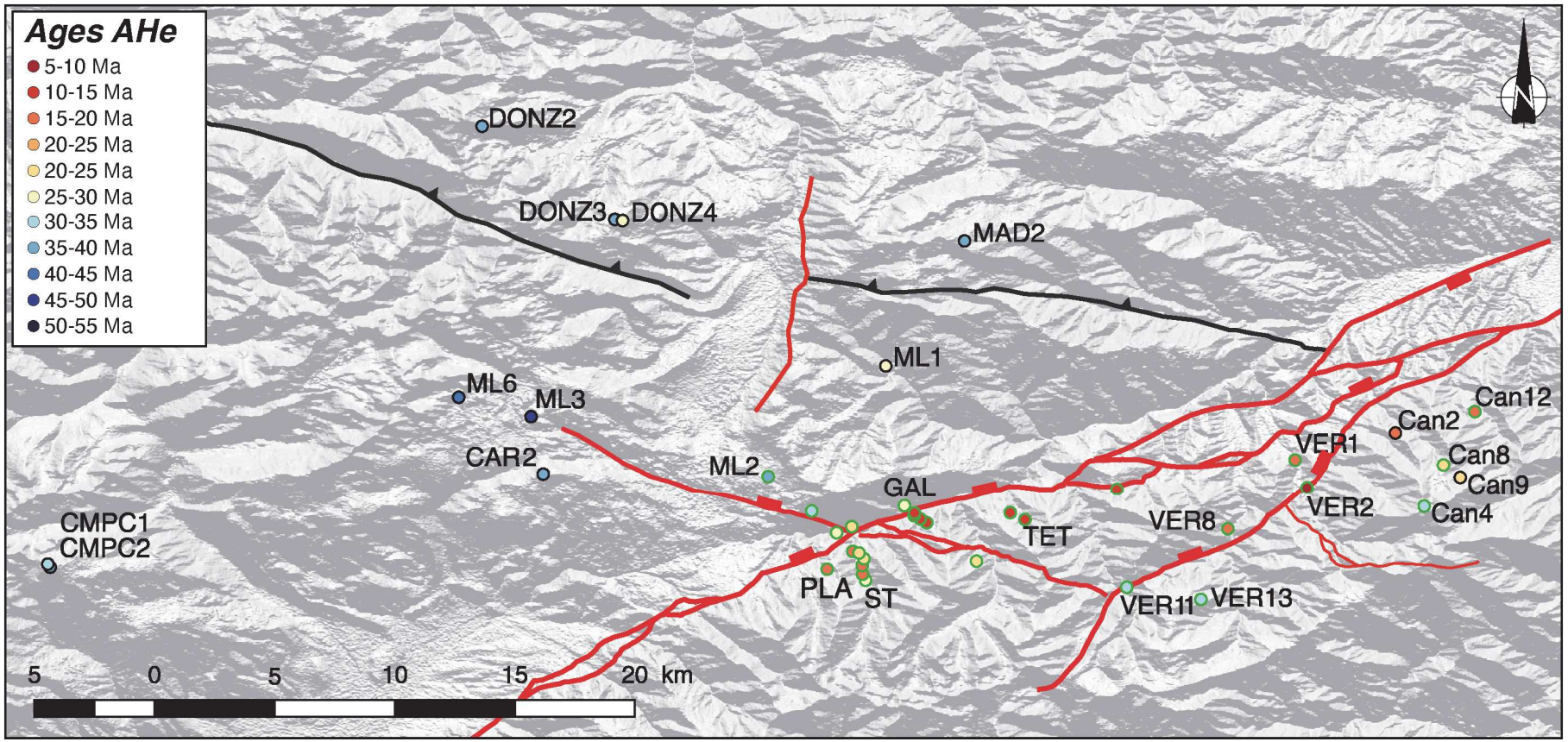


Figure V.2. *Schéma structural de la partie Est des Pyrénées présentant l'ensemble des échantillons dont les âges AHe sont retenus pour décrire l'évolution du relief. Les échantillons cerclés de vert sont issus de cette étude et ceux cerclés de noir proviennent des études de Maurel et al. (2008) et Gunnell et al. (2009).*

ii) Les âges traces de fission sur apatite (AFT)

Au toit de la faille de la Têt, de nombreux échantillons (ML, CAR, C, CMPC et LPCH) fournissent des âges AFT pour le bloc Sud de la faille de Mérens. Ces âges sont compris entre 32,3 ± 2,4 Ma et 51,1 ± 3,8 Ma. La longueur moyenne des traces de fission est comprise entre 12 et 16 µm. Les échantillons dans le bloc Nord de la faille de Mérens (DON, MTBA, MAD) sont caractérisés par des âges AFT plus vieux compris entre 45,5 ± 5,6 Ma et 55,0 ± 4,4 Ma et des longueurs de traces de l'ordre de 15 µm pour l'ensemble des échantillons. L'ensemble des âges AFT ainsi que la distribution des traces associés sont reportés sur la Figure V.3. La distribution des longueurs de traces de fission pour chaque échantillon est discutée en détail pour les différents blocs dans les Sections V.2 et V.3.

Au mur de la faille de la Têt, les âges AFT sont compris entre 15,2 ± 1,4 Ma et 33,3 ± 2,3 Ma. Les échantillons du massif du Canigou ont des âges qui croissent de la base vers le sommet entre 21 ± 2 Ma et 27,3 ± 3,5 Ma et des longueurs de traces moyennes comprises entre 12 et 14 µm. Le sommet du Canigou est caractérisé par des traces plus courtes et une distribution des traces de fission plus étalée (*Maurel et al., 2008*). Les échantillons POMA et GUIL se situent au Sud-Ouest de la faille de Llipodère qui délimite le massif du Canigou et le massif de Costabonne (Puig de la Collada Verda). Les âges AFT de ces échantillons vont de 26,5 ± 2,1 Ma à 33,3 ± 2,3 Ma et les longueurs de traces moyennes sont plus longues que dans le Canigou, aux alentours de 15 µm (*Gunnell et al., 2009*).

Pour le bloc Carança, au toit de la faille de Py, les trois échantillons nouvellement datés dans les profils ST, GAL et TET ont fourni des âges AFT compris entre 15,2 ± 1,4 Ma et 17,4 ± 1,7 Ma et des longueurs de traces de fissions moyennes comprises entre 12 et 13 µm.

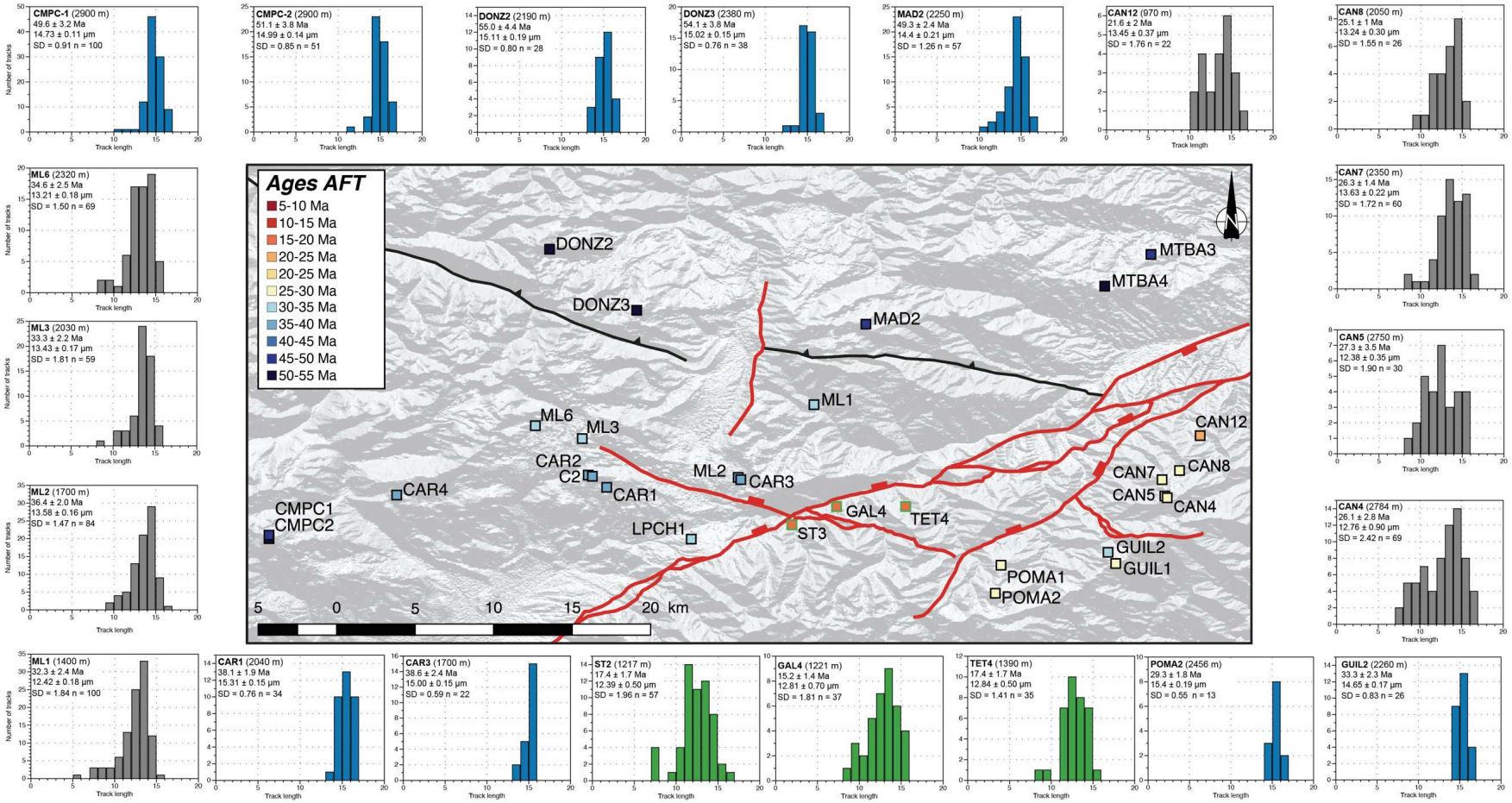


Figure V.3. *Schéma structural de la partie Est des Pyrénées présentant l'ensemble des échantillons datés avec la méthode traces de fission sur apatite. Les échantillons acquis dans cette étude présentent des bordures vertes. Les distributions des longueurs de traces de chaque échantillon sont également présentées. En gris les données obtenues par Maurel et al. (2008), en bleu les données de Gunnell et al. (2009) et en vert les échantillons TET4, GAL4 et ST2 datés dans cette étude. Les distributions de traces de Gunnell et al. (2009) et cette étude sont corrigées de l'angle entre la trace et le plan d'observation.*

iii) Les âges (U-Th)/He et traces de fission sur zircon (ZHe et ZFT)

Le nombre de données ZHe et ZFT reste limité dans notre zone d'étude (Fig. V.4). Au toit de la faille de la Têt, seul le bloc Sud Mérens a fourni des âges ZHe et ZFT. Les échantillons ML1 et ML6 présentent respectivement des âges ZHe de 47,9 ± 3,8 Ma et 46,2 ± 3,5 Ma. L'échantillon ML6 a également été daté avec la méthode ZFT et donne un âge de 41,6 ± 3,1 Ma (*Maurel et al., 2008*).

Au mur de la faille de Têt, seules trois datations sur zircon sont disponibles dans le massif du Canigou. A la base du massif du Canigou, l'échantillon CAN12 présente un âge ZHe de 30,7 ± 2,8 Ma et ZFT de 33,8 ± 3,1 Ma. Au sommet, l'échantillon CAN4 a un âge ZFT de 30,9 ± 2,4 Ma (*Maurel et al., 2008*). Dans le massif de la Carança, les âges moyens ZHe nouvellement obtenus sur 6 échantillons varient entre le fond de la vallée de la Têt et les plus hautes altitudes de 21,7 ± 1,6 Ma à 34,4 ± 2,3 Ma.

La faille de la Têt marque une limite pour la distribution des âges (U-Th)/He et traces de fission sur zircon qui sont supérieurs à 40 Ma pour l'ensemble des échantillons au toit et plus jeunes entre 35 et 20 Ma dans le mur de la faille.

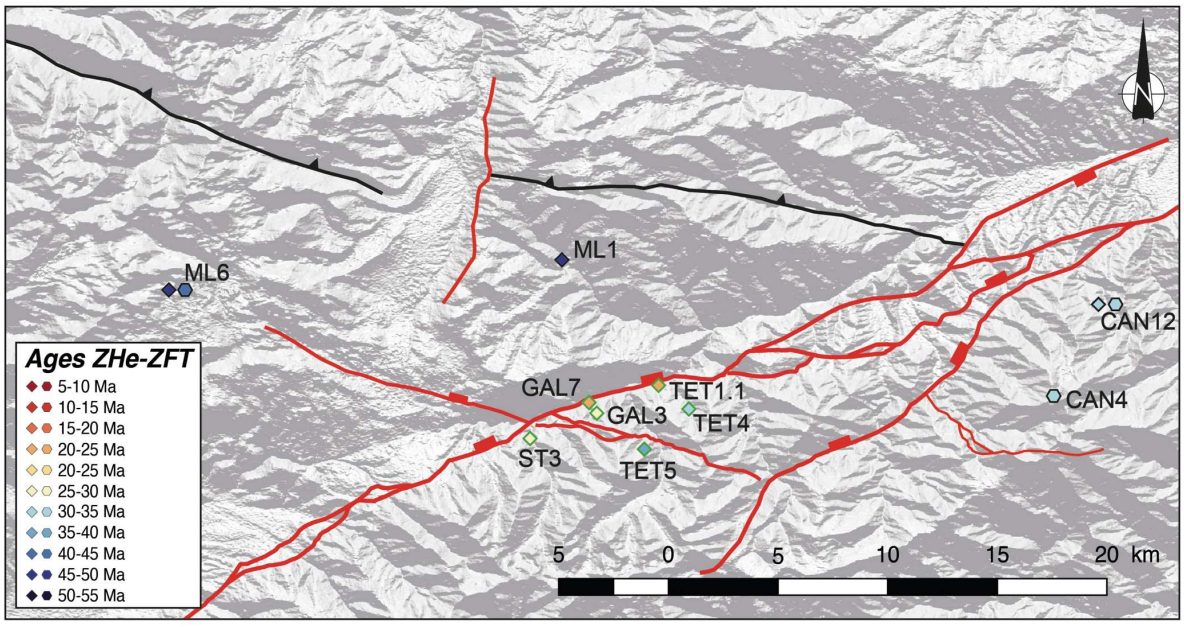


Figure V.4. *Schéma structural de la partie Est des Pyrénées présentant l'ensemble des échantillons datés avec la méthode (U-Th)/He et traces de fission sur zircon. Les échantillons datés dans cette étude présentent des contours verts.*

2. Exhumation et trajets thermiques des massifs du toit de la faille de la Têt

L'utilisation des profils âge-altitude a pour but de discuter les taux d'exhumation apparents et la complexité du scénario d'exhumation dans le toit de la faille de la Têt en distinguant les blocs Nord et Sud de la faille de Mérens. La complexité du scénario d'exhumation est estimée au premier ordre en utilisant le BIC (Bayesian Information Criterion, *Schwarz, 1978*) et seuls les modèles avec les meilleurs BIC sont présentés (cf. Section II.3.A). Les différents thermochronomètres sont également utilisés pour modéliser le trajet thermique de chacun de ces blocs avec le programme QTQt (*Gallagher, 2012* ; cf. Section II.3.B).

A. Le bloc Nord de la faille de Mérens

i) Profil âge-altitude synthétique du bloc Nord de la faille de Mérens

Les données issues des massifs du Madrès et du Donnezan permettent de discuter des taux d'exhumation au Nord de la faille de Mérens (Tab. V.1). Les données de ces massifs ont été regroupées afin d'obtenir une estimation de l'histoire d'exhumation homogène pour l'ensemble du bloc. Les échantillons datés avec la méthode AHe (DONZ3, DONZ4, MAD2, DONZ2) sont tous localisés entre 2200 et 2400 mètres d'altitude et datés en AFT entre 700 et 2400 mètres d'altitude (MTBA3, MTBA4, DONZ2, MAD2 et DONZ3 ; *Gunnell et al., 2009*). La distribution des traces de fission, ainsi que leur longueur moyenne entre 14 et 15 µm, suggèrent une histoire de refroidissement simple et rapide au travers de la Zone de Cicatrisation Partielle (PAZ pour Partial Annealing Zone) des traces de fission (*Green et al., 1986 ; Gleadow et Brown, 2000*).

Tableau V.1. *Tableau de l'ensemble des âges AHe et AFT du bloc Nord de la faille de Mérens.*

Echantillon	Latitude	Longitude	Altitude (m)	AHe pop. (Ma)	AFT (Ma)	Origine
DONZ3	42.6636	1.9803	2380	37.7 ± 2.2	54.1 ± 3.8	*G*
DONZ4	42.6631	2.0511	2300	29.8 ± 1.8	-	*G*
MAD2	42.6528	2.2244	2250	39.6± 1.6	49.3 ± 2.4	*G*
DONZ2	42.7106	1.9803	2190	38.1 ± 2.1	55 ± 4.4	*G*
MTBA4	42.6819	2.4089	1110	-	51.7 ± 4.6	*G*
MTBA3	42.7061	2.4447	730	-	45.5 ± 5.6	*G*

Notes. AHe pop.: âge AHe sur population de grains ; *G* : Gunnell et al. (2009)

Le faible nombre d'échantillons ainsi que la faible différence d'altitude et d'âge AHe entre les échantillons ne permettent pas de déduire un taux d'exhumation robuste sur la base de ces données AHe (Fig. V.5). En revanche, les âges AFT permettent de calculer un taux d'exhumation apparent moyen de 0,46 km/Ma entre 47 et 51 Ma. Ce taux d'exhumation possède cependant une barre d'erreur importante et doit être considéré avec beaucoup de précautions (Fig. V.5).

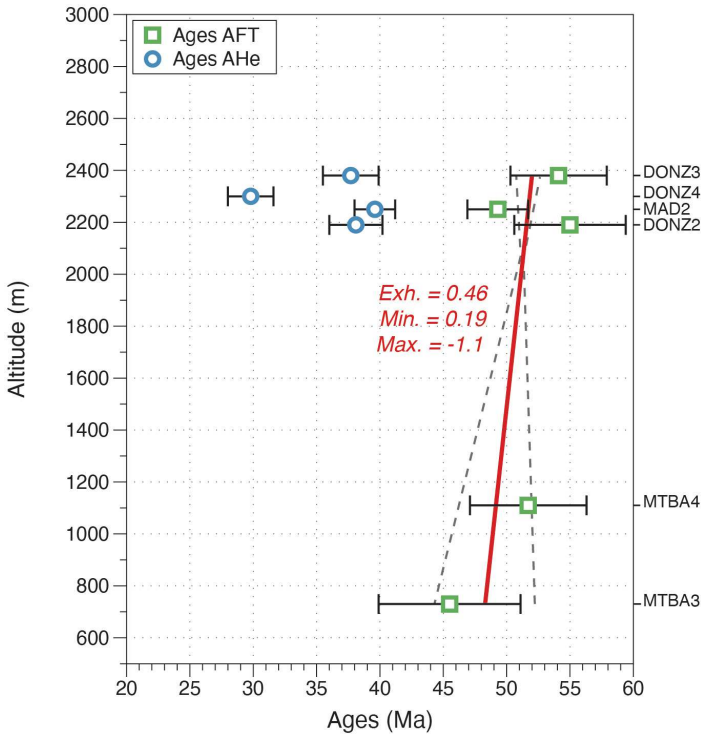


Figure V.5. *Profil âge-altitude pour les âges AHe et AFT dans le bloc Nord de la faille de Mérens. En rouge, la régression linéaire présentant le meilleur BIC pour les données AFT.*

ii) Modélisation thermique du bloc Nord de la faille de Mérens

L'ensemble des échantillons a pu être utilisé pour modéliser l'histoire thermique du bloc Nord de la faille de Mérens. La distribution des traces a été implémentée seulement pour les échantillons MAD2, DONZ2 et DONZ3 pour lesquels j'ai pu obtenir le détail des distributions de traces (*Gunnell, communication personnelle*).

Le trajet thermique modélisé (Fig. V.6A) suggère un taux de refroidissement du bloc Nord de la faille de Mérens de l'ordre 2,5 °C/Ma entre 60 et 30 Ma, avec un gradient géothermique constant de 26 °C ± 3 °C. La Figure V.6B montre que le modèle d'évolution thermique reproduit bien l'ensemble des âges AHe et AFT mais également les longueurs de traces moyennes sauf celles de l'échantillon DONZ2 situé à 2190 m d'altitude. Depuis 30 Ma,

l'histoire thermique est essentiellement guidée par le refroidissement des échantillons jusqu'à la température de surface, mais n'est pas directement contrainte par les données car les températures sont inférieures à celle du sommet de la PRZ (~40 °C). Les résultats suggèrent cependant un ralentissement du taux de refroidissement pour cette période.

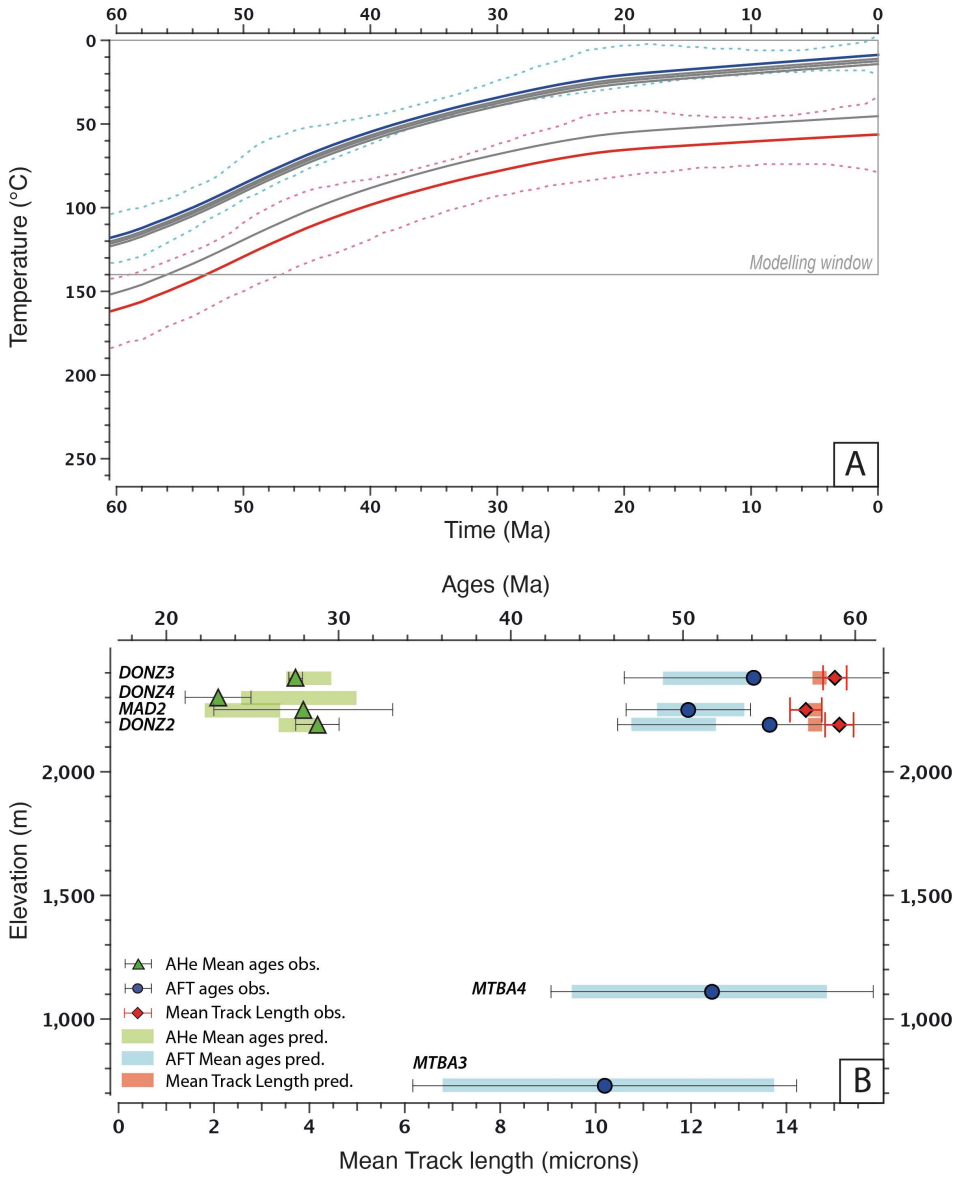


Figure V.6. *Graphiques présentant le trajet thermique modélisé et les relations âges observés vs. âges prédits pour le bloc Nord de la faille de Mérens. Le modèle présenté est l'« expected model » qui est la moyenne des meilleurs modèles pondérée par l'incertitude.* ***A.*** *Trajet température-temps modélisé pour le bloc Nord de la faille de Mérens. En bleu, trajet de l'échantillon le plus élevé avec son incertitude (en pointillés). En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En gris, les échantillons intermédiaires.* ***B.*** *Graphique âge-altitude des âges bruts observés (obs.) où sont également reportés les âges modélisés (pred.). Les longueurs de traces moyennes sont également représentées.*

Le modèle d'évolution thermique suggère un refroidissement lent pour la période comprise entre 60 et 30 Ma, en accord plutôt avec les valeurs d'exhumation minimales obtenues à l'aide du profil âge-altitude. L'incertitude importante sur les données AFT se répercutant sur celle des taux d'exhumation déduits à partir des relations âge-altitude. De nouvelles acquisitions AFT, en particulier entre 1200 et 2000 mètres d'altitude, ainsi que davantage de données AHe permettraient de préciser l'histoire thermique de ce bloc.

B. Le bloc Sud de la faille de Mérens

Les échantillons datés dans les massifs du Mont-Louis (ML), du Campcardos (CMPC) et du Carlit (CAR sauf CAR3) couplés à ceux du fond de vallée de la Têt (ST et GAL) permettent d'avoir une vue d'ensemble de l'histoire thermique du bloc Sud de la faille de Mérens qui s'étend à l'Ouest jusqu'au massif de Campcardos.

Tableau V.2. *Tableau de l'ensemble des âges AHe, AFT, ZHe et ZFT du bloc Sud de la faille de Mérens.*

Echantillon	Latitude	Longitude	Altitude (m)	AHe pop. (Ma)	AHe monog. (Ma)	AFT (Ma)	ZHe (Ma)	ZFT (Ma)	Données
CMPC1	42.4878	1.7625	2900	31.8 ± 1.6	-	49.6 ± 3.2	-	-	*G*
CMPC2	42.4878	1.7625	2900	35.2 ± 5.2	-	51.1 ± 3.8	-	-	*G*
CAR4	42.5167	1.8500	2377	-	-	35.1 ± 2.5	-	-	*G*
ML6	42.5740	1.9685	2320	39.3 ± 3.8	-	34.6 ± 2.5	46.2 ± 3.5	41.6 ± 3.1	*M*
CAR2	42.5353	2.0111	2210	38.3 ± 1.5	-	37.4 ± 2.7	-	-	*G*
C2	42.5353	2.0111	2210	-	-	36.7 ± 1.4	-	-	*G*
CAR1	42.5261	2.0239	2040	-	-	38.1 ± 1.9	-	-	*G*
ML3	42.5643	2.0050	2030	48.1 ± 3.0	-	33.3 ± 2.2	-	-	*M*
CAR3	42.5328	2.1167	1700	-	-	38.6 ± 2.4	-	-	*G*
ML2	42.5340	2.1253	1700	40.0 ± 2.0	-	36.4 ± 2.0	-	-	*M*
LPCH1	42.4864	2.0889	1622	-	-	34.8 ± 2.5	-	-	*G*
ST12	42.5124	2.1492	1552	-	32.6 ± 3.0	-	-	-	*etu.*
ML1	42.5898	2.1847	1400	29.7 ± 1.5	29.6 ± 1.7	32.3 ± 2.4	47.9 ± 3.8	-	*M, etu.*
ST14	42.5075	2.1685	1139	-	26.9 ± 3.2	-	-	-	*etu.*
ST11	42.5105	2.1760	1081	-	24.4 ± 4.0	-	-	-	*etu.*
GAL1	42.5188	2.1940	1081	-	29.5 ± 3.2	-	-	-	*etu.*

Notes. AHe pop.: âge AHe sur population de grains ; AHe monog. : âge AHe monograin ; *G* : Gunnell et al. (2009); *M* : Maurel et al. (2008), *etu.* : cette étude

i) Profil âge-altitude synthétique du bloc Sud de la faille de Mérens

Le jeu de données sur le bloc Sud de la faille de Mérens est important avec 11 échantillons datés en AHe à des altitudes entre 1000 m à 2900 m dont 5 nouveaux à la base du profil. A cela s'ajoutent 12 échantillons entre 1400 m à 2900 m datés avec la méthode AFT (Tab. V.2). La distribution des longueurs de traces de fission est plutôt hétérogène à l'échelle du bloc en fonction de l'altitude et de la localisation des échantillons. La longueur moyenne des traces a tendance à augmenter avec l'altitude, passant de 12 µm à 15 µm. Ainsi, les longueurs de traces des échantillons du Mont-Louis (ML) à l'Est sont globalement plus courtes (12-13 µm) que celles obtenues à l'Ouest, dans les massifs du Carlit (CAR) et du Campcardos (CMPC), qui ont des longueurs supérieures à 15 µm (Fig. V.3). Toutefois, les échantillons CAR3 (*Gunnell*

et al., 2009) et ML2 (*Maurel et al., 2008*) prélevés sur le même site, présentent des longueurs de traces moyennes respectivement de 15,0 ± 0,15 µm et 13,58 ± 0,16 µm. Cette différence semble imputable à une différence de méthodologie employée pour mesurer les longueurs de traces. Dans le cas de ML2, les longueurs de traces de fission mesurées n'ont pas été corrigées de l'angle entre le plan d'observation et la trace, et doivent être considérées comme des valeurs minimales. Dans le cas de CAR3 les longueurs de traces ont été corrigées (*Gunnell et al., 2009*). Ainsi la subdivision du bloc Sud de la faille de Mérens en deux sous-blocs sur la base de différence dans les longueurs de traces moyennes n'apparaît pas justifiée. Les quelques données obtenues avec des thermochronomètres de plus haute température sont localisées dans le massif du Mont-Louis (*Maurel et al., 2008*). Les âges ZHe sont compris entre 45 et 50 Ma et sont similaires à l'erreur près malgré une différence d'altitude de 900 m (ML1 : 1400 m et ML6 : 2300 m). L'âge ZFT de l'échantillon au sommet ML6 (41,6 ± 3,1 Ma) est concordant avec l'âge ZHe obtenu sur ce même échantillon. Les données seront discutées dans leur ensemble à l'échelle du bloc Sud de la faille de Mérens (Fig. V.7).

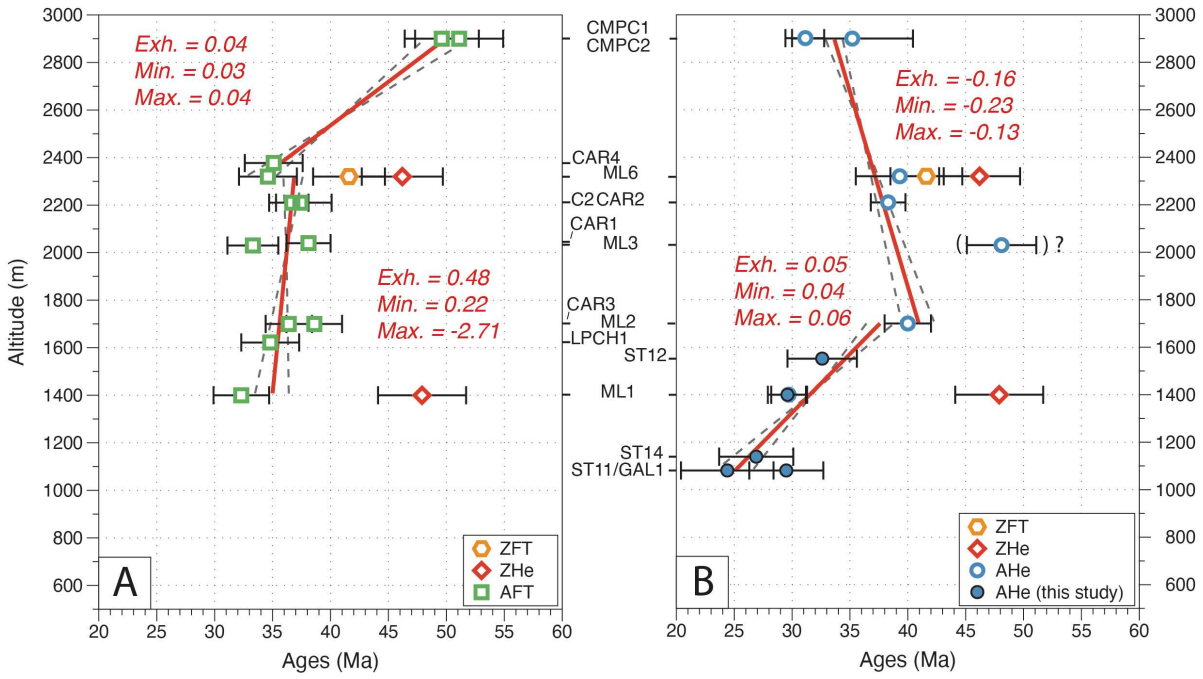


Figure V.7. *Profils âge-altitude pour les échantillons datés en AHe et AFT dans l'ensemble du bloc Sud de la faille de Mérens. L'âge AHe de l'échantillon ML3 plus vieux que les données ZHe et ZFT n'est pas considéré dans la détermination des taux d'exhumation. En rouge, les régressions linéaires présentant le meilleur BIC pour les données AFT et AHe.* ***A.*** *Profil âge-altitude avec l'ensemble des données AFT du bloc Sud de la faille de Mérens.* ***B.*** *Profil âge-altitude avec l'ensemble des données AHe. L'âge AHe de l'échantillon ST13 de 18,2 ± 2,2 Ma (1289 m) est trop jeune pour être pris en compte dans ces profils âge-altitude.*

La Figure V.7 présente les profils âge-altitude pour l'ensemble des données AFT et AHe du bloc Sud de la faille de Mérens. Les âges AFT entre 1400 et 2400 mètres d'altitude sont compris entre 32.3 ± 2.4 Ma et 38.6 ± 2.4 Ma. Seuls les échantillons CMPC1 et CMPC2 à 2900 mètres d'altitude ont des âges aux alentours de 50 Ma. Le scénario d'exhumation qui présente le BIC le plus faible suggère un taux apparent d'exhumation de 0,04 km/Ma entre 50 et 37 Ma avec une forte accélération de l'exhumation entre 37 et 35 Ma (taux apparent de 0,48 km/Ma). Les données AHe pour les échantillons entre 1100 et 2000 m suggèrent un taux d'exhumation apparent de l'ordre 0,06 km/Ma entre 40 et 25 Ma pour l'ensemble du bloc. Les échantillons entre 1700 et 2300 m d'altitude ont des âges d'environ 40 Ma alors que l'échantillon CMPC1/2 au sommet du profil (2900 m) présentent des âges plus jeunes entre 30 et 35 Ma, avec une forte dispersion inter-granulaire. L'estimation du taux d'exhumation apparent pour ces échantillons donne des valeurs négatives à très élevées (Fig. V.8B), ce qui pourrait indiquer une exhumation rapide entre 40 et 35 Ma.

Les différents segments définis par les profils âge-altitude suggèrent une histoire plus complexe que les simples variations des taux apparents d'exhumation décrites ci-dessus. En effet, les données AFT sur le sommet du Campcardos (CMPC) suggèrent la préservation partielle d'une paléo-zone de cicatrisation partielle (PAZ) des traces de fission. Cependant, l'échantillon (CMPC1/2) localisé au sein de la paléo-PAZ présente une longueur moyenne de traces de 14,9 µm et une distribution homogène, ce qui diffère des caractéristiques classiques des traces de fission au sein d'une PAZ (*Fitzgerald et al., 1995 ; Fitzgerald et Malusà, 2019*). Les âges AFT des échantillons provenant sous la paléo-PAZ suggèrent une exhumation rapide autour de 35-37 Ma (Fig. V.7A). De plus, les échantillons compris entre 1700 m et le sommet (2900 m) enregistrent des âges AHe concordants à l'erreur près d'environ 40 Ma. En admettant l'existence d'une partie de la PAZ entre 2400 et 3000 m, ces échantillons pourraient être situés sous la paléo-zone de rétention partielle (PRZ) qui est aujourd'hui complètement érodée car située à des altitudes supérieures aux plus hauts sommets régionaux (cf. schéma synthétique de Fig. V.8). Enfin, les échantillons situés sous 1600 m d'altitude enregistreraient les effets d'une dénudation lente plus récente, entre 35 et 25 Ma (Fig. V.8B).

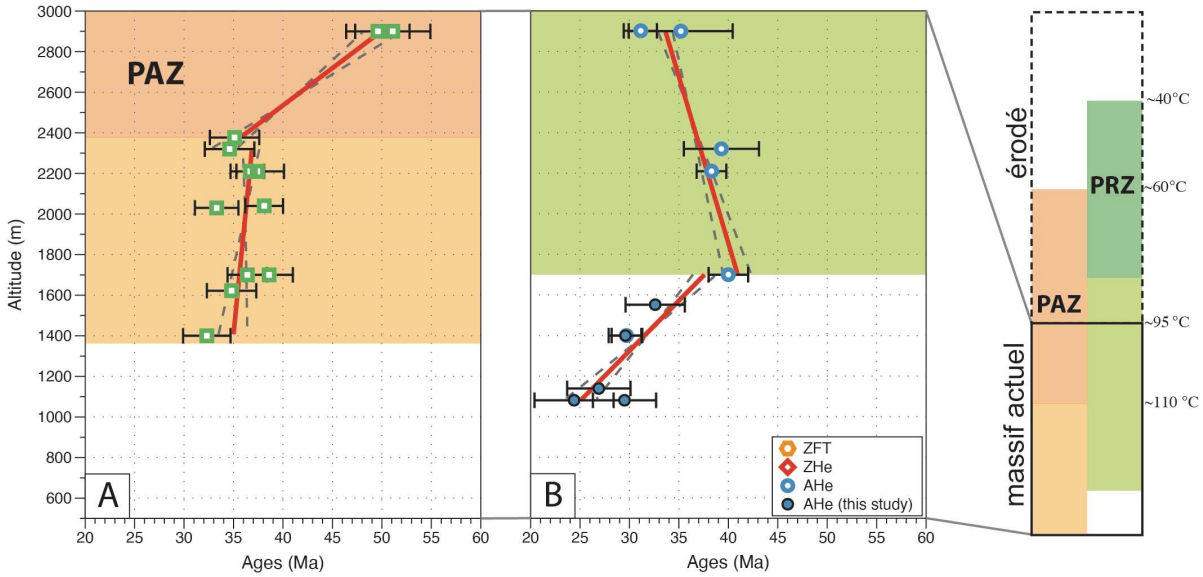


Figure V.8. *Schéma d'évolution des âges AFT (A) et AHe (B) du bloc Sud de la faille de Mérens. Les paléo-températures ont été replacées en considérant un gradient géothermique de 30 °C/km.*

ii) Modélisation thermique des massifs du bloc Sud de la faille de Mérens

Les différents âges AHe (échantillons ST11, GAL1, ST14, ML1, ST12, ML2, ML6, CMPC1/2) et AFT (ML1, LPCH1, ML2, CAR3, ML3, CAR1, C2, CAR2, ML6, CAR4 et CMPC1/2) ont été utilisés pour reconstruire le trajet thermique du bloc Sud de la faille de Mérens. Les trajets thermiques et les âges AHe modélisés des échantillons ST13 et ML3 sont représentés dans la Figure V.9 mais ces échantillons, non cohérents avec le profil âge-altitude régional, ne sont pas considérés dans le modèle global du bloc Sud de la faille de Mérens. La distribution des longueurs de traces a été implémentée pour les échantillons CAR1, CAR3 et CMPC1/2, pour lesquels j'ai pu obtenir de la part des auteurs le détail des distributions de traces et les angles entre la trace et le plan d'observation pour corriger la longueur des traces obtenues (*Gunnell et al., 2009*).

Le trajet thermique proposé par le modèle réalisé suggère un refroidissement important du bloc Sud de la faille de Mérens à environ 35 Ma avec un taux de refroidissement supérieur à 20 °C/Ma. Ceci est cohérent avec le taux d'exhumation issu du profil âge-altitude AFT pour cette période (0,48 km/Ma). Après cette période, le modèle suggère un refroidissement très lent (< 0,5 °C/Ma) de 35 Ma jusqu'à l'actuel, en accord avec le taux d'exhumation apparent obtenu par les données AHe en base du profil (0,05 km/Ma). Le gradient géothermique modélisé est compris entre 30 et 24 °C/km avec une diminution constante de celui-ci entre 40 Ma et l'actuel.

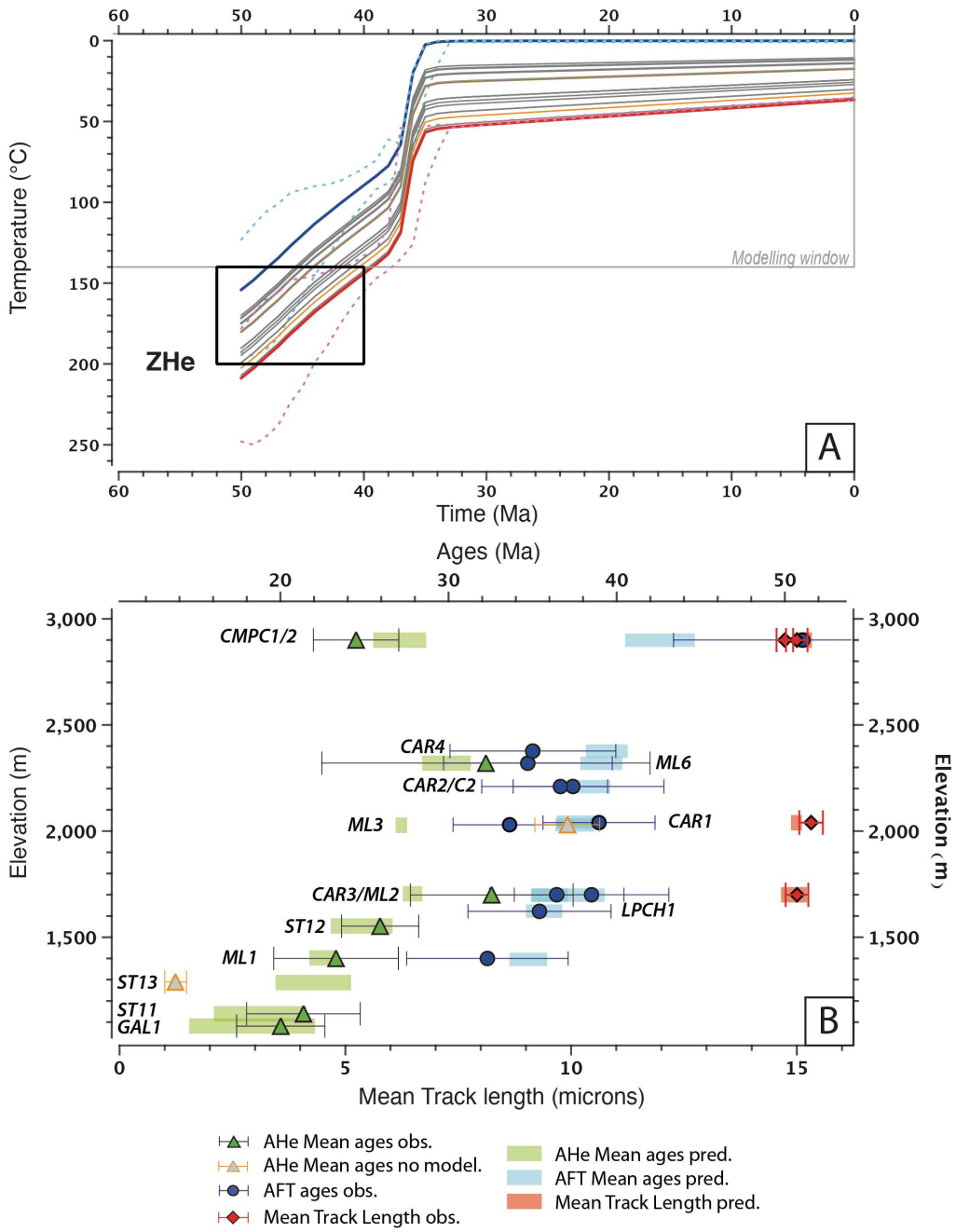


Figure V.9. *Graphiques présentant le trajet thermique modélisé et les relations âges observés vs. âges prédits pour l'ensemble des échantillons du bloc Sud de la faille de Mérens. Le modèle présenté est l'« expected model » qui est la moyenne des meilleurs modèles pondérés par l'incertitude.* ***A.*** *Trajet température-temps modélisé pour le bloc Sud de la faille de Mérens. En bleu, trajectoire de l'échantillon le plus élevé avec son incertitude. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En gris, les échantillons intermédiaires. Les trajets orange correspondent aux échantillons ST13 et ML3 non modélisés.* ***B.*** *Graphique âge-altitude des âges bruts observés (obs.) où sont également reportés les âges modélisés (pred.). Les longueurs de traces moyennes sont également représentées.*

L'ensemble des données AHe et AFT implémentées est reproduit par le trajet thermique modélisé qui justifie également les distributions de traces hormis pour l'échantillon CMPC1/2 au sommet. Il est important de noter les écarts entre les âges prédits et observés pour les

échantillons ST13 et ML3 (Fig. V.9B). Un second modèle incluant l'ensemble des distributions des longueurs de traces y compris celles non corrigées de l'angle des longueurs de traces de fission avec le plan d'observation des échantillons ML (*Maurel et al., 2008*) est disponible en Annexe 13. Pour ce modèle, aucune accélération du taux de refroidissement n'est observée autour 35 Ma et les données de traces de fission ne sont pas correctement prédites par le modèle.

Pour résumer

- *L'histoire d'exhumation et l'évolution thermique au toit de la faille de la Têt est différente de part et d'autre de l'accident de Mérens.*

- *Les modèle d'évolution thermique des massifs du bloc Nord de la faille de Mérens ne suggèrent pas d'épisode de refroidissement rapide (<2,5°C/Ma) durant les derniers 60 Ma. Le taux de refroidissement de ce bloc est légèrement plus rapide entre 60 et 30 Ma. Le jeu de données restreint ne permet pas une décomposition fine de l'évolution thermique de ce bloc.*

- *Le profil âge-altitude et le modèle d'évolution thermique du bloc Sud de la faille de Mérens suggèrent une exhumation rapide de ce bloc entre 37 et 35 Ma de l'ordre de 0,48 km/Ma. Cela se traduit dans les modèles par des taux de refroidissement supérieurs à 20°C/Ma. Cette phase est suivie d'une phase d'exhumation lente entre 35 et 25 Ma (0,05 km/Ma), également marquée par des taux de refroidissement inférieurs à 1°C/Ma dans les modèles d'évolution thermique.*

3. Les massifs du mur de la faille de la Têt

Comme cela a été réalisé dans le chapitre précédent, l'utilisation des profils âge-altitude a pour but de discuter les taux d'exhumation dans le bloc Canigou et Carança, tous les deux au mur de la faille de la Têt, mais séparés par la faille de Py (Fig. V.1). La complexité du scénario d'exhumation est estimée au premier ordre en utilisant le BIC et les modèles avec les meilleurs BIC sont présentés (cf. Section II.3.A). Les datations obtenues dans chacun des blocs permettent également de modéliser leur histoire thermique.

A. Le bloc Canigou

i) Profil âge-altitude synthétique du bloc Canigou

Les analyses réalisées dans le bloc Canigou, au mur de la faille de Py, fournissent des données AHe, AFT, ZHe et ZFT entre 1000 et 2800 mètres d'altitude. Les âges AHe vont de 16,7 ± 1,8 Ma à 34,7 ± 2,5 Ma de la base vers le sommet du Canigou (Tab V.3). Seul l'échantillon VER2 situé à 700 m d'altitude donne un âge moyen inférieur à 10 Ma sur une facette de la faille de Py. L'origine de cet âge n'est pas tranchée (accélération de l'incision, activité de la faille de Py ou hydrothermalisme). En l'absence d'autres données entre la base du Canigou et 1000 mètres d'altitude, celui-ci ne sera pas considéré dans la suite des interprétations car il n'est pas sûr qu'il enregistre un signal d'exhumation à l'échelle du massif.

Tableau V.3. *Tableau de l'ensemble des âges AHe, AFT, ZHe et ZFT du bloc Canigou. Les âges appartenant au massif du Canigou et de Costabonne sont distingués.*

Echantillon	Latitude	Longitude	Altitude (m)	AHe pop. (Ma)	AHe monog. (Ma)	AFT (Ma)	ZHe (Ma)	ZFT (Ma)	Données
Massif du Canigou									
CAN4	42.5189	2.4568	2784	34.7 ± 2.5	27.9 ± 2.8	26.1 ± 2.8	-	30.9 ± 2.5	*M, etu.*
CAN5	42.5198	2.4555	2750	-	-	27.3 ± 3.5	-	-	*M*
CAN7	42.5324	2.4531	2350	-	-	26.3 ± 1.4	-	-	*M*
CAN8	42.5396	2.4665	2050	22.8 ± 2	19.6 ± 1.6	25.1 ± 1	-	-	*M, etu.*
CAN9	42.5333	2.4750	1850	25 ± 2	-	-	-	-	*M*
CAN2	42.5557	2.4423	1450	21.8 ± 1.9	-	22.6 ± 2.2	-	-	*M, etu.*
CAN12	42.5665	2.4824	970	18.9 ± 2.1	16.7 ± 1.8	21.6 ± 2	30.7 ± 2.8	33.8 ± 3.1	*M, etu.*
VER2	42.5291	2.3969	700	-	8.9 ± 3.2	-	-	-	*etu.*
Massif de Costabonne									
POMA2	42.4450	2.3241	2456	-	-	29.3 ± 1.8	-	-	*G*
GUIL1	42.4675	2.4172	2301	-	-	26.5 ± 2.1	-	-	*G*
GUIL2	42.4764	2.4116	2260	-	-	33.3 ± 2.3	-	-	*G*
POMA1	42.4656	2.3286	2200	-	-	28.8 ± 1.4	-	-	*G*
VER13	42.4712	2.3439	1935	-	31.2 ± 4	-	-	-	*etu.*
VER11	42.4779	2.3059	1560	-	30.6 ± 1.2	-	-	-	*etu.*

Notes. AHe pop.: âge AHe sur population de grains ; AHe monog. : âge AHe monograin ; *G* : Gunnell et al. (2009); *M* : Maurel et al. (2008), *etu.* : cette étude

Pour l'ensemble du bloc, les âges AFT sont compris entre 21,6 ± 2,0 Ma et 33,3 ± 2,3 Ma (Fig. V.10A). Les échantillons CAN récoltés dans le massif du Canigou vont de 21,6 ± 2,0 Ma à 27,3 ± 3,5 Ma de la base vers le sommet. Les distributions des longueurs de traces des

échantillons du sommet du Canigou (CAN4 et CAN5) sont plus étalées et en moyenne plus courtes entre 12 et 13 µm à comparer aux distributions de traces des échantillons à la base du Canigou plus homogènes et de longueur entre 13 et 14 µm. Les âges ZHe et ZFT obtenus à la base du profil âge-altitude sont cohérents à l'erreur près et sont compris entre 30 et 35 Ma. L'échantillon du sommet présente un âge ZFT de 30,9 ± 2,5 Ma similaire à celui obtenu à la base du Canigou.

Les échantillons du sous-bloc Costabonne au Sud-Ouest (Fig. V.1) présentent 2 âges AHe VER11 et VER13 plus vieux que ceux obtenus à la même altitude dans le massif du Canigou. Ces âges sont similaires à ceux obtenus avec la méthode ZHe et ZFT dans le massif du Canigou. Les échantillons GUIL et POMA prélevés entre 2200 et 2500 mètres dans le massif de Costabonne plus au Sud-Ouest présentent des âges AFT plus vieux que ceux obtenus à la même altitude pour le massif du Canigou, allant de 26,5 ± 2,1 Ma à 33,3 ± 2,3 Ma. La longueur des traces des différents échantillons dans le massif de Costabonne est aux alentours de 15 µm mais il est important de rester prudent en considération du peu de traces mesurées sur ces échantillons (Fig. V.3)

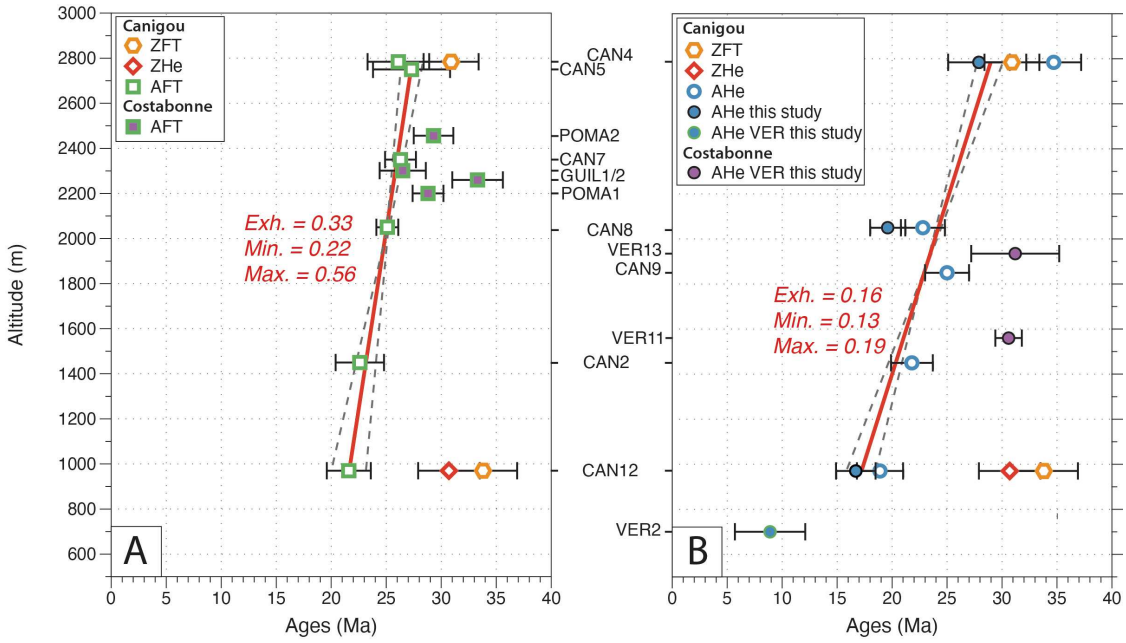


Figure V.10. *Profils âge-altitude pour les échantillons datés en AHe et AFT dans le bloc Canigou. En rouge, les régressions linéaires présentant le meilleur BIC pour les données AFT et AHe.* ***A.*** *Profil âge-altitude avec l'ensemble des données AFT.* ***B.*** *Profil âge-altitude avec l'ensemble des données AHe. Les échantillons en violet (GUIL et POMA) sont les échantillons appartenant au massif de Costabonne.*

La Figure V.10 présente les profils âge-altitude pour l'ensemble des données AFT et AHe du bloc Canigou comprises entre 1000 et 2800 mètres d'altitude. Les âges AFT sur le massif du Canigou suggèrent un taux apparent d'exhumation de 0,33 km/Ma entre 27 et 22 Ma. Les données AHe suggèrent un taux d'exhumation de l'ordre de 0,16 km/Ma entre 27 et 16 Ma, traduisant un ralentissement de l'exhumation après 22 Ma. Le faible nombre de données dans le sous-bloc Costabonne n'a pas permis de déterminer de taux d'exhumation.

ii) Modélisation thermique des massifs du bloc Canigou

Afin de contraindre le scénario d'évolution thermique du bloc Canigou, deux modèles QTQt ont été réalisés : un pour le massif du Canigou et un autre à l'échelle du sous-bloc Costabonne. La sub-division en deux sous-blocs repose principalement sur la différence entre les âges AHe et AFT entre le Nord-Est et le Sud-Ouest du bloc Canigou, et sur la présence de la faille de Llipodère qui sépare le massif de Costabonne et du Canigou mais dont l'activité est mal définie (Fig. V.1).

Le modèle d'évolution thermique du massif de Costabonne à l'Ouest de la faille de Llippodère a été réalisé en utilisant les données AHe des échantillons VER11 et VER13 et les données AFT des échantillons POMA1/2 et GUIL1/2 ainsi que les longueurs de traces de ces échantillons hormis les longueurs de l'échantillon GUIL1 (Fig. V.11). En l'absence de données ZHe, les données du massif du Canigou ont été implémentées comme des contraintes au modèle. Étant donné les différences observées au niveau des âges AHe et AFT, il n'est pas possible d'exclure une variation des âges ZHe dans le sous-bloc Costabonne. Il est nécessaire de rester prudent sur le trajet thermique entre 160 et 110 °C.

Au vu du peu de données implémentées il est important de considérer avec précaution le trajet thermique à plus basse température. Celui-ci indique un refroidissement rapide entre 33 et 28 Ma supérieur à 20 °C/Ma. Ce refroidissement est suivi d'un refroidissement très lent quasi nul jusqu'à l'actuel mais cette partie du trajet thermique n'est pas contrainte par des datations (Fig. V.10). Le gradient géothermique modélisé de 24 ± 3 °C/km est constant entre 35 Ma et l'actuel. L'ensemble des données implémentées est expliqué par le trajet thermique modélisé, hormis l'âge VER11 d'un million d'années trop jeune que l'âge obtenu (Fig. V.11B).

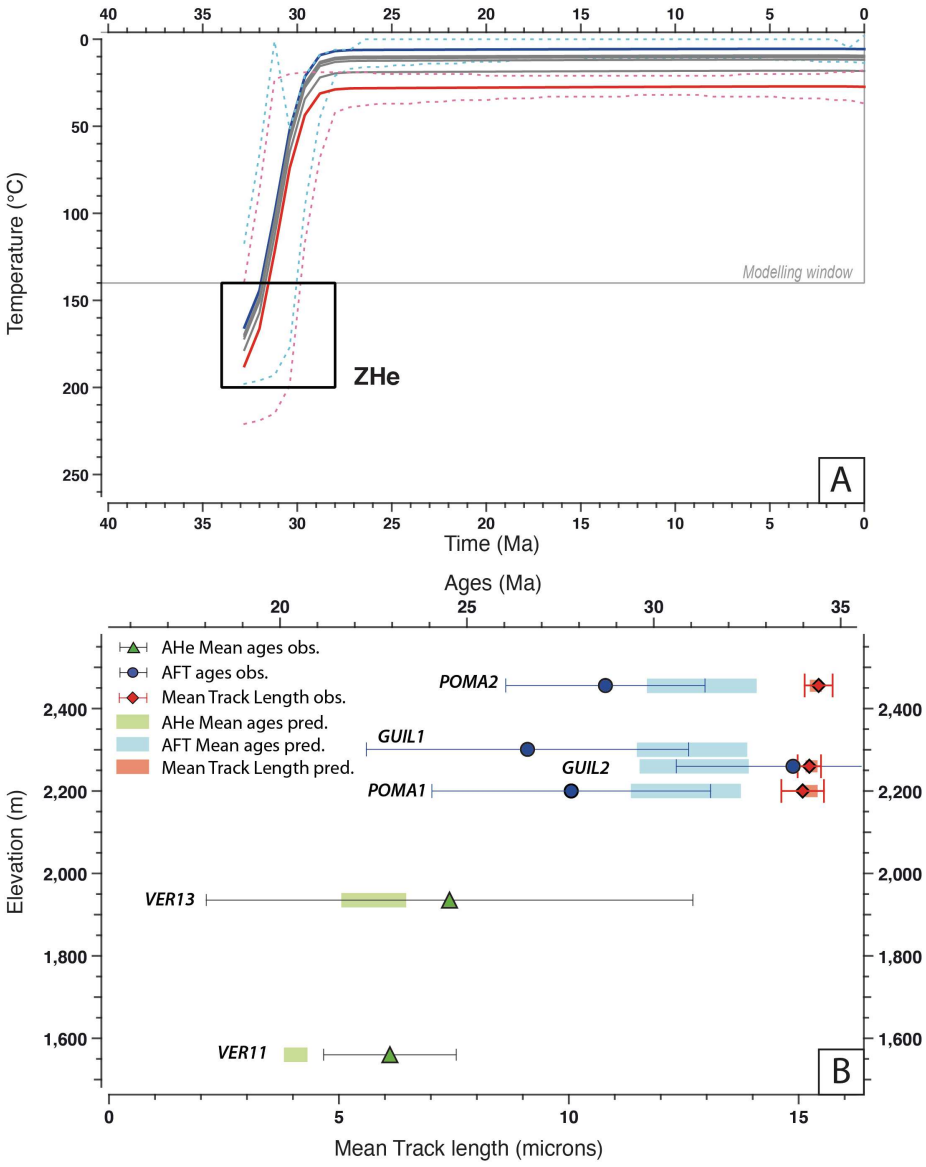


Figure V.11. *Graphiques présentant le trajet thermique modélisé et les relations âges observés vs. âges prédits pour le sous-bloc Costabonne. Le modèle présenté est l'« expected model » qui est la moyenne des meilleurs modèles pondérée par l'incertitude.* ***A.*** *Trajet température-temps modélisé pour le sous-bloc Costabonne. En bleu, trajectoire de l'échantillon le plus élevé avec son incertitude. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En gris, les échantillons intermédiaires.* ***B.*** *Graphique âge-altitude des âges bruts observés (obs.) où sont également reportés les âges modélisés (pred.). Les longueurs de traces moyennes sont également représentées.*

L'ensemble des âges AHe et AFT obtenus dans le massif du Canigou a été utilisé pour réaliser un modèle d'évolution thermique. Les longueurs de traces moyennes ont également été utilisées pour les modélisations. La Figure V.12 montre que le trajet thermique modélisé suggère une première phase de refroidissement rapide entre 35 et 32 Ma avec des taux de l'ordre de 30 °C/Ma. Cette phase de refroidissement est suivie d'un refroidissement lent entre 32 et 25 Ma avec des taux de l'ordre de 0,5 °C/Ma. Une seconde phase de refroidissement

rapide (> 10 °C/Ma) est modélisée entre 25 et 20 Ma avant un refroidissement terminal lent jusqu'à l'actuel. Le gradient géothermique modélisé de 21 ± 2 °C/km est constant sur l'ensemble du trajet thermique. L'ensemble du jeu de données est bien reproduit par le trajet thermique hormis l'âge AHe de l'échantillon CAN9 à 1900m d'altitude.

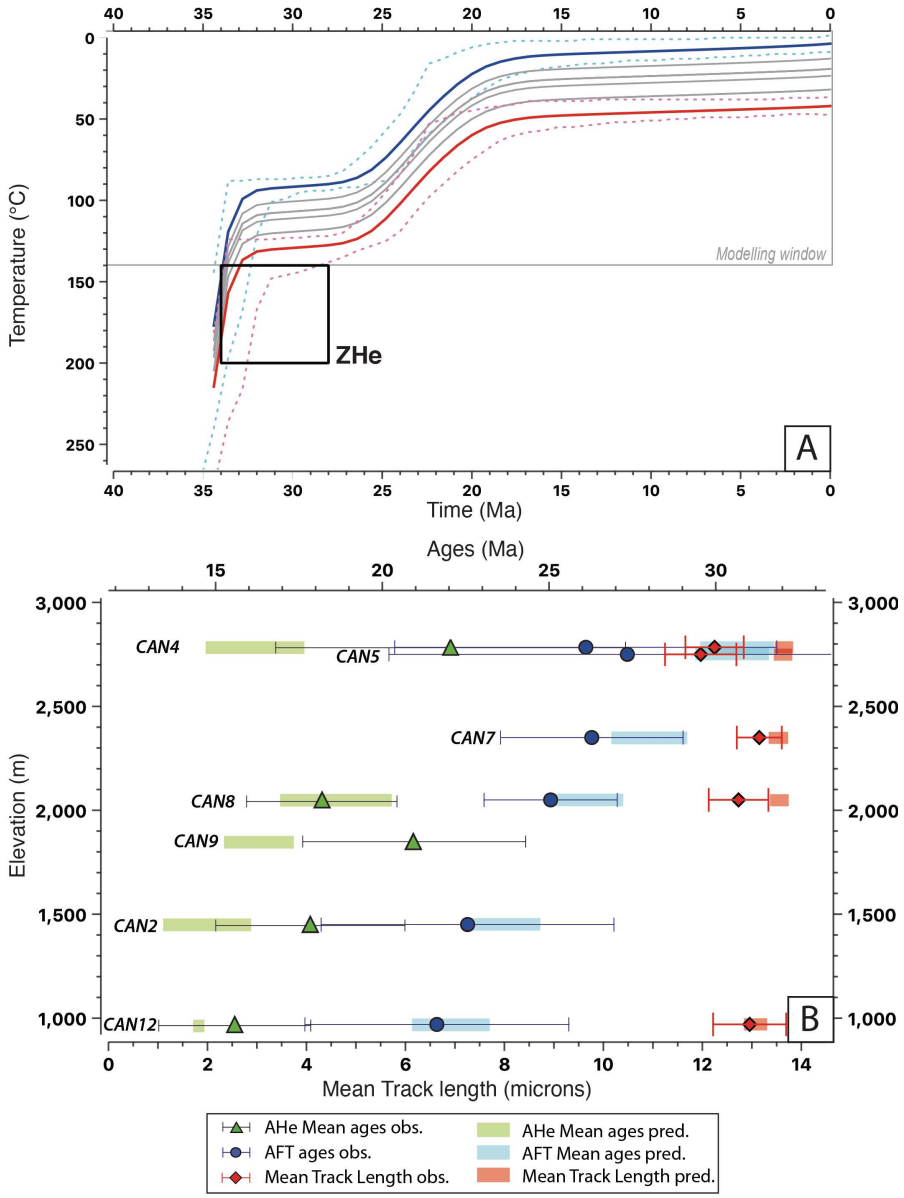


Figure V.12. *Graphiques présentant le trajet thermique modélisé et les relations âges observés vs. âges prédits pour le massif du Canigou. Le modèle présenté est l'« expected model » qui est la moyenne des meilleurs modèles pondérés par l'incertitude.* ***A.*** *Trajet température-temps modélisé pour le massif du Canigou. En bleu, l'échantillon du sommet avec l'incertitude associé. En bleu, trajectoire de l'échantillon le plus élevé avec son incertitude. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En gris, les échantillons intermédiaires.* ***B.*** *Graphique âge-altitude des âges bruts observés (obs.) où sont également reportés les âges modélisés (pred.). Les longueurs de traces moyennes sont également représentées.*

La première phase de refroidissement est essentiellement guidée par la distribution de traces des données AFT (Fig. V.3) et les âges AHe obtenus au sommet du Canigou (Fig. V.2). La seconde phase de refroidissement entre 25 et 20 Ma est en accord avec le taux d'exhumation apparent obtenu pour cette période par les données AFT (~0,33 km/Ma, Fig. V.10A). Le refroidissement du massif ralentit fortement ensuite de l'ordre de 1 °C/Ma ce qui est en accord avec le taux d'exhumation moins fort (0.16 km/Ma) observé sur la période entre 27 et 16 Ma.

B. Le massif de la Carança

Les données AHe, AFT et ZHe utilisées pour déterminer les taux d'exhumation et réaliser les modèles d'évolution thermique dans le massif de la Carança sont exclusivement des données obtenues dans le cadre de cette thèse (Tab. V.4).

Tableau V.4. *Tableau de l'ensemble des âges AHe, AFT, ZHe et ZFT non impactés par l'hydrothermalismes du bloc Carança.*

Echantillon	Latitude	Longitude	Altitude (m)	AHe (Ma)	AFT (Ma)	ZHe (Ma)	Données
Echantillons TET, GAL et VER							
TET5	42.4908	2.2304	1900	20.4 ± 1.2	-	36.2 ± 2.3	etu.
TET4	42.5118	2.2549	1390	13.7 ± 1.0	17.4 ± 1.7	32.5 ± 2.2	etu.
GAL3	42.5102	2.2053	1363	10.8 ± 1.8	-	30.5 ± 1.0	etu.
TET7	42.5275	2.3006	1241	13.4 ± 1.8	-	-	etu.
GAL4	42.5121	2.2019	1221	-	15.2 ± 1.4	-	etu.
GAL5	42.5129	2.2004	1147	11.9 ± 1.1	-	-	etu.
TET3	42.5215	2.2412	1134	11.7 ± 1.8	-	-	etu.
GAL6	42.5137	2.1989	1090	11.4 ± 1.6	-	-	etu.
GAL7	42.5151	2.1990	1025	10.3 ± 0.8	-	23.3 ± 1.8	etu.
TET1.1	42.5261	2.2431	900	-	-	22.0 ± 1.6	etu.
VER8	42.5072	2.3553	890	16.0 ± 3.3	-	-	etu.
VER1	42.5424	2.3911	700	18.5 ± 1.6	-	-	
Echantillons ST et PLA							
PLA2	42.4867	2.1549	1682	16.7 ± 1.8	-	-	etu.
ST6	42.4812	2.1743	1533	25.4 ± 3.0	-	-	etu.
ST7	42.4842	2.1728	1494	17.1 ± 1.4	-	-	etu.
ST8	42.4886	2.1726	1480	19.6 ± 1.6	-	-	etu.
ST9	42.4920	2.1735	1421	24.3 ± 3.0	-	-	etu.
ST10	42.4949	2.1710	1383	19.6 ± 4.0	-	-	etu.
ST4	42.4957	2.1678	1249	17.3 ± 1.6	-	-	etu.
ST2	42.5015	2.1666	1217	-	17.4 ± 1.7	-	etu.
ST3	42.5080	2.1761	1174	-	-	27.3 ± 1.5	etu.

Notes. G : etu. : cette étude

i) Profil âge-altitude synthétique du bloc Carança

Dans ce bloc, les âges AHe montrent une augmentation globale en allant vers les plus hautes altitudes. Pour les profils TET et GAL, les âges AHe vont de 10,3 ± 0,8 Ma à la base du profil (1000 m d'altitude) à 20,4 ± 1,2 Ma au sommet (1900 m). Les profils ST et PLA, à l'Ouest du bloc Carança, ne présentent pas une corrélation âge-altitude aussi claire car les âges AHe obtenus entre 1200 et 1700 m montrent une variabilité et des incertitudes importantes

(Tab. V.4). Les deux échantillons VER récoltés dans le mur de la faille de Py à l'extrémité Est du bloc présentent des âges AHe entre 15 et 20 Ma à 700 et 900 m d'altitude respectivement.

Les trois échantillons, pour lesquels des âges AFT compris entre 15,2 ± 1,4 Ma et 17,4 ± 1,7 Ma ont été obtenus, sont localisés entre 1200 et 1400 mètres d'altitude. Les longueurs moyennes des traces de fission sont comprises entre 12 et 13 µm. Les données ZHe obtenues sur six échantillons présentent un vieillissement régulier des âges de la base vers le sommet entre 22,0 ± 1,6 Ma et 36,2 ± 2,3 Ma dans l'ensemble du massif (profils TET, GAL et ST).

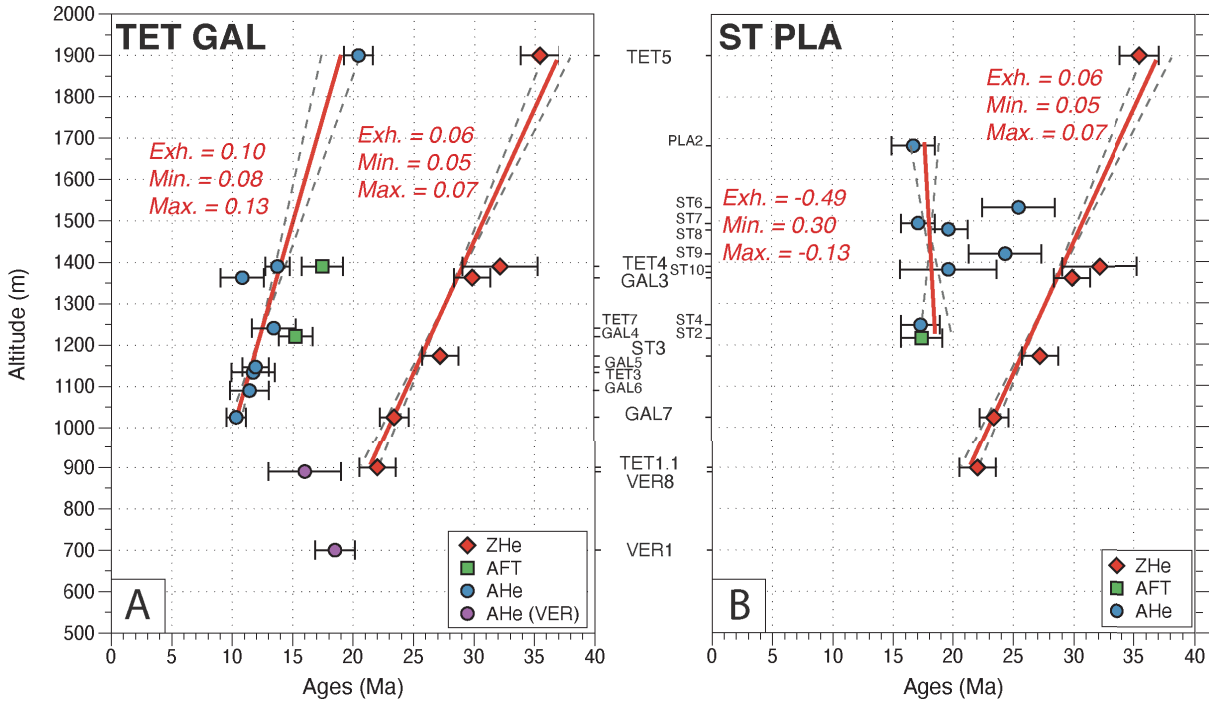


Figure V.13. *Profils âge-altitude pour les échantillons datés en AHe et AFT dans le bloc Carança. En rouge, les régressions linéaires présentant le meilleur BIC pour les données AHe et ZHe.* ***A.*** *Profil âge-altitude avec les données AHe non perturbées par l'hydrothermalisme des profils TET, GAL, les échantillons VER plus à l'Est sont également reportés sur ce graphique.* ***B.*** *Profil âge-altitude avec les données AHe non perturbées par l'hydrothermalisme des échantillons ST, PLA. Les données ZHe de l'ensemble du bloc avec des échantillons provenant des profils TET, GAL et ST sont reportées sur les deux graphiques.*

Les profils âge-altitude de la Figure V.13 permettent de déterminer un taux d'exhumation apparent avec les données AHe (profils TET et GAL) de l'ordre de 0,10 km/Ma entre 10 et 20 Ma (Fig.V.13A). Celui-ci est particulièrement bien défini entre 1000 et 1400 mètres d'altitude pour une période entre 10 et 15 Ma et seul l'échantillon TET5 au sommet permet de prolonger ce taux jusqu'à la période entre 15 et 20 Ma. Le profil âge-altitude AHe pour ST et PLA (Fig. V.13B) correspond à un taux d'exhumation apparent négatif suggérant qu'à minima celui-ci

est rapide (~0,30 km/Ma) entre 15 et 20 Ma. La relation âge-altitude obtenue avec les données ZHe pour les échantillons principalement des profils TET et GAL suggère un taux d'exhumation constant entre 35 et 22 Ma de l'ordre de 0,06 km/Ma. Comme pour le taux d'exhumation déduit des âges AHe sur les profils TET et GAL, celui déduit des âges ZHe est particulièrement bien contraint entre 22 et 30 Ma car tous les échantillons sauf TET5 sont localisés entre 900 et 1400 m d'altitude.

ii) Modélisation thermique des massifs du bloc Carança

Les données thermochronologiques obtenues pour les profils TET et GAL à l'Est et ST et PLA à l'Ouest amènent à identifier deux zones d'évolution thermique distincte dans le bloc Carança. L'ensemble des données AHe et AFT des profils TET et GAL est modélisé et les données ZHe sont utilisées comme une contrainte afin de modéliser l'histoire thermique de la partie Est du bloc Carança.

Le trajet thermique obtenu pour ces échantillons (Fig. V.14) présente une première phase de refroidissement d'environ 10 °C/Ma entre 33 et 28 Ma suivie d'une phase de refroidissement lent (< 1 °C/Ma) jusqu'à ~15 Ma. Le taux de refroidissement augmente aux alentours de 3 °C/Ma entre 15 Ma et l'actuel, avec une faible accélération entre 15 et 8 Ma. Ce modèle reproduit l'ensemble des âges AHe du profil mais ne parvient pas à reproduire les âges AFT ainsi que les longueurs de traces obtenues pour les échantillons TET4 et GAL4. Sur la Figure V.14B, les âges AFT prédits sont de 10 Ma plus vieux que ceux observés. De plus, le gradient géothermique modélisé est variable, de 30 ± 1 °C/Ma jusqu'à 15 Ma puis décroit ensuite jusqu'à 20 °C/Ma à l'actuel. L'âge AHe de l'échantillon TET5 au sommet des profils semble avoir une influence importante sur le trajet thermique modélisé par QTQt.

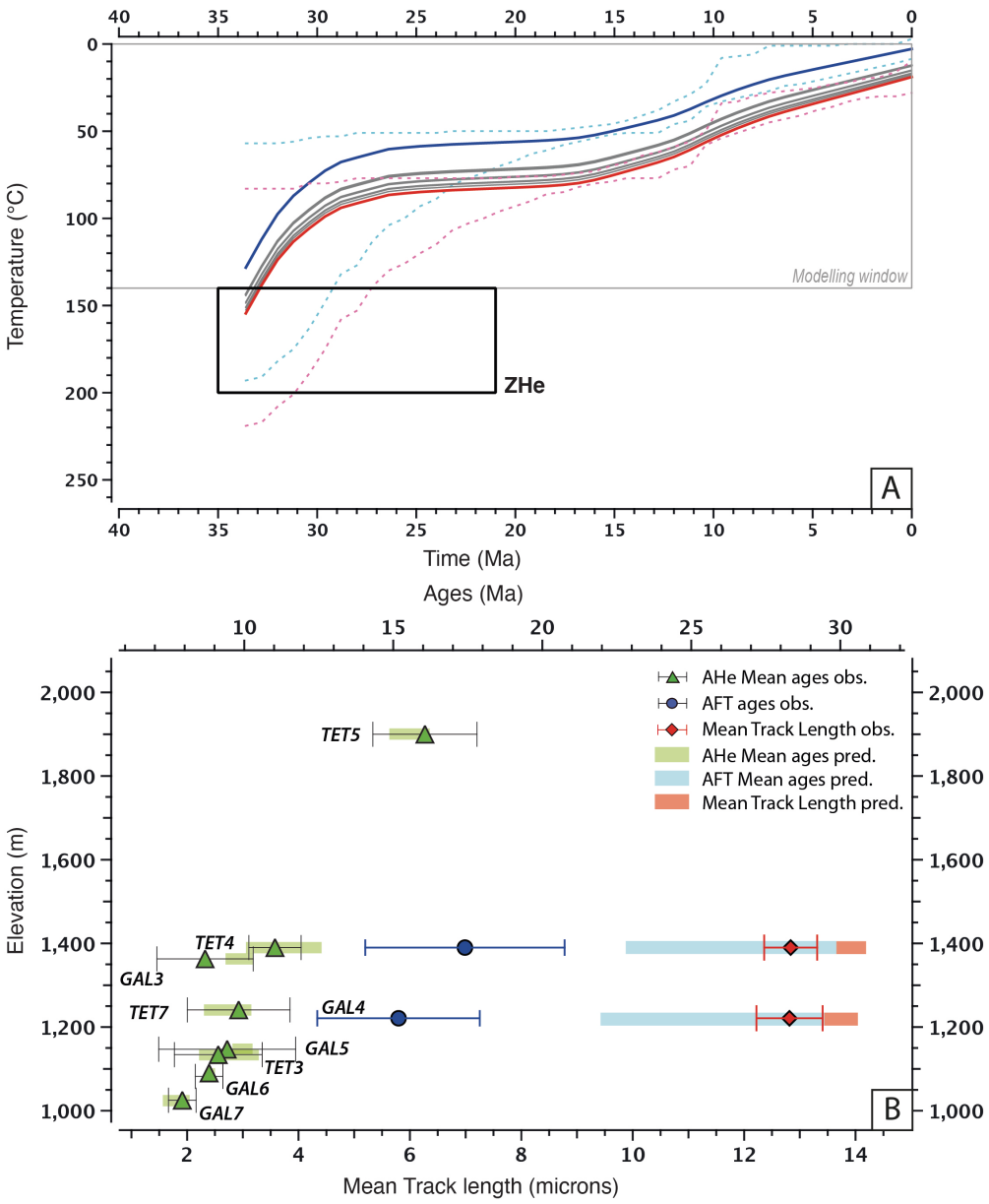


Figure V.14. *Graphiques présentant le trajet thermique modélisé et les relations âges observés vs. âges prédits pour les échantillons TET et GAL dans le bloc Carança. Le modèle présenté est l'« expected model » qui est la moyenne des meilleurs modèles pondérés par l'incertitude.* ***A.*** *Trajet température-temps modélisé pour les échantillons TET et GAL. En bleu, la trajectoire de l'échantillon le plus élevé avec son incertitude. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En gris, les échantillons intermédiaires.* ***B.*** *Graphique âge-altitude des âges bruts observés (obs.) où sont également reportés les âges modélisés (pred.). Les longueurs de traces moyennes sont également représentées.*

Afin de tenter de reproduire à la fois les données AHe et AFT sur les profils TET et GAL, un deuxième modèle d'évolution thermique a été réalisé en excluant l'âge AHe de l'échantillon TET5 qui est la seule contrainte à une altitude supérieur à 1400 m pour ces échantillons. Il en ressort que le trajet thermique est relativement similaire entre 35 et 15 Ma mais que le refroidissement est plus marqué entre 15 et 8 Ma (environ 8 °C/Ma) et enregistre ensuite un

ralentissement entre 8 Ma et l'actuel (Fig. V.15). Le gradient géothermique modélisé est également plus stable au cours du temps autour de 30°C/km avec une marge d'erreur de l'ordre de 3 °C/km dans les derniers 10 Ma.

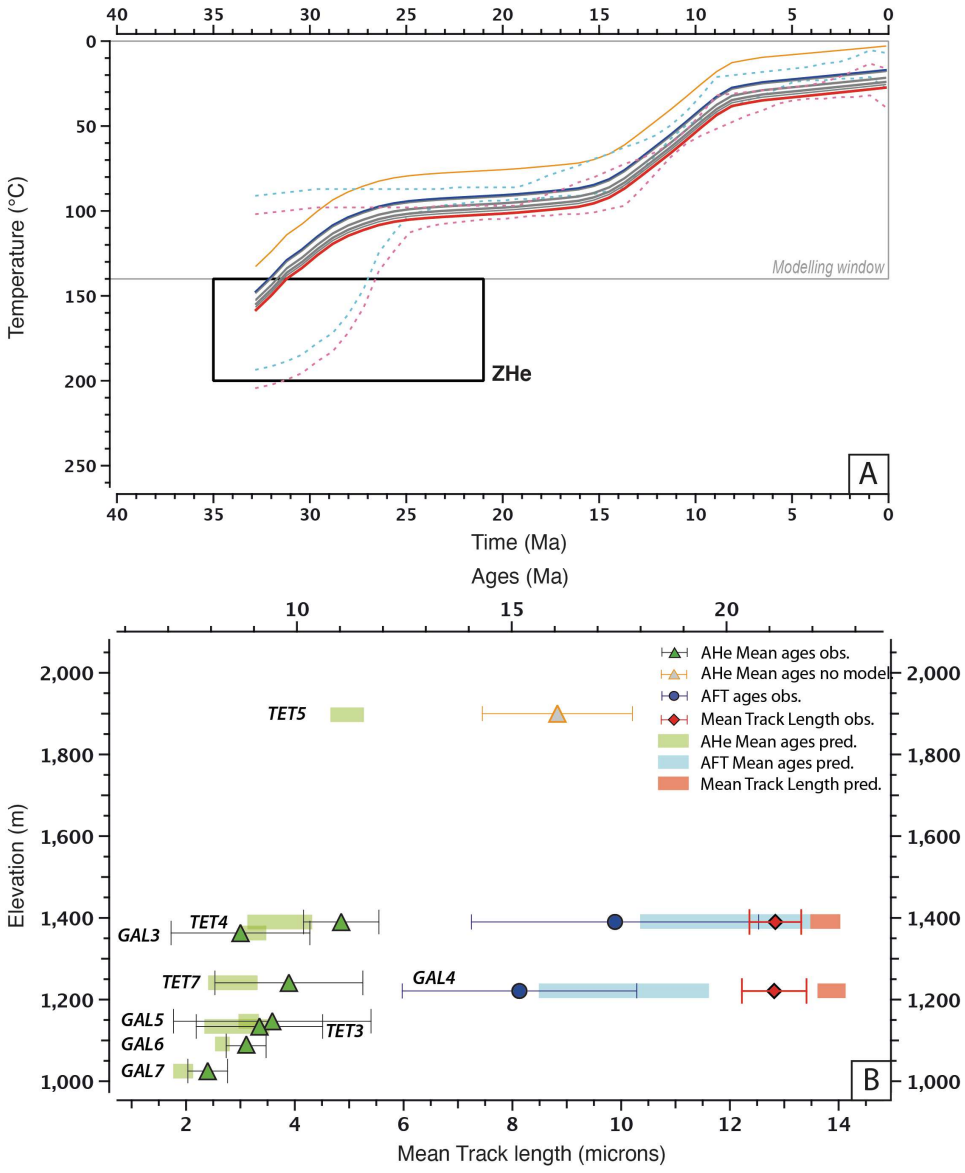


Figure V.15. *Graphiques présentant le trajet thermique modélisé et les relations âges observés vs. âges prédits pour les échantillons TET et GAL sauf TET5. Le modèle présenté est l'« expected model » qui est la moyenne des meilleurs modèles pondérés par l'incertitude.* ***A.*** *Trajet température-temps modélisé pour les échantillons TET/GAL sauf TET5. En bleu, la trajectoire de l'échantillon le plus élevé avec son incertitude. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En gris, les échantillons intermédiaires. Le trajet orange correspond à celui de l'échantillon TET5 non modélisé.* ***B.*** *Graphique âge-altitude des âges bruts observés (obs.) où sont également reportés les âges modélisés (pred.). Les longueurs de traces moyennes sont également représentées.*

Le trajet thermique modélisé permet de reproduire l'ensemble des âges AHe ainsi que les âges AFT. On remarque que la distribution de longueurs de traces prédite diffère toujours de celle mesurée pour les échantillons TET4 et GAL4. Bien qu'il ne soit pas considéré dans le calcul du trajet thermique, l'âge AHe prédit pour l'échantillon TET5 est plus jeune de 5 Ma par rapport à l'âge observé (Fig. V.15B). Le second trajet thermique est préféré car il permet d'expliquer l'ensemble des âges AHe et AFT ; il questionne cependant sur l'histoire thermique enregistrée pas l'échantillon TET5, seul échantillon à plus de 1400 mètres dans ce profil qui est séparé par une faille NO-SE majeure des autres échantillons TET et GAL (Fig. V.4).

Un trajet thermique a été également modélisé avec l'ensemble des âges AHe plus à l'Ouest (Fig. V.16), incluant les échantillons ST et PLA2 présentés sur le profil âge-altitude (Fig. V.13B). L'âge AHe de l'échantillon TET5 a été prédit mais non utilisé pour les modèles. La modélisation inclut également l'âge AFT et la distribution des longueurs de traces obtenus pour l'échantillon ST3 (Fig. V.3).

Le trajet thermique indique une première phase de refroidissement entre 35 et 31 Ma à un taux supérieur à 15 °C/Ma, suivi d'une phase de refroidissement lent (<1 °C/Ma) entre 31 et 19 Ma. Une seconde phase de refroidissement bien marquée (> 25 °C/Ma) est enregistrée entre 19 et 17 Ma, également suivi d'une phase de refroidissement lent jusqu'à l'actuel. Le gradient géothermique modélisé est constant au cours du temps d'environ 30 °C/km ; l'incertitude sur celui-ci est plus prononcée entre 15 Ma et l'actuel (± 4 °C/km).

Malgré la dispersion plus importante des âges AHe pour ces échantillons en comparaison de ceux obtenus pour les échantillons TET et GAL, le trajet thermique modélisé permet d'expliquer l'ensemble des âges AHe observés mis à part l'âge ST9 (1420 m) qui est plus vieux que celui prédit par le modèle. Pour le seul échantillon daté en AFT, l'âge modélisé et l'âge observé se recoupent à l'erreur près et seule la distribution des longueurs de traces n'est pas expliquée par le modèle (Fig. V.16B). Il est important de noter que ce trajet thermique explique l'âge AHe obtenu pour l'échantillon TET5. Celui-ci est localisé dans le même bloc que les échantillons ST et PLA qui sont séparés des échantillons TET et GAL (sauf TET5) par une structure majeure NO-SE.

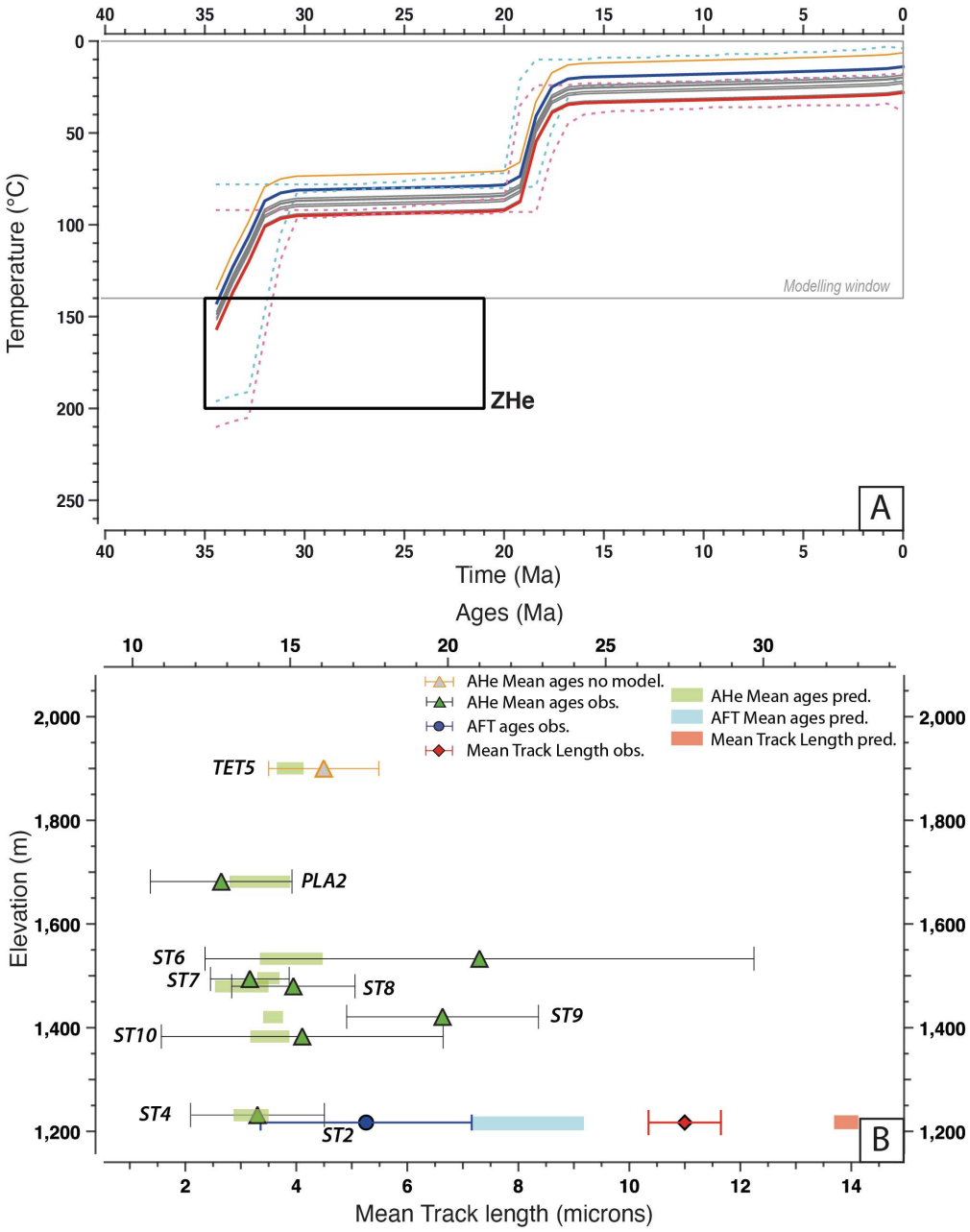


Figure V.16. *Graphiques présentant le trajet thermique modélisé et les relations âges observés vs. prédits pour les échantillons ST l'échantillon PLA dans le bloc Carança. Le modèle présenté est l'« expected model » qui est la moyenne des meilleurs modèles pondérés par l'incertitude.* ***A.*** *Trajet température-temps modélisé pour échantillon ST et PLA. En bleu, la trajectoire de l'échantillon le plus élevé avec son incertitude. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En gris, les échantillons intermédiaires. Le trajet orange correspond à l'échantillons TET5 non modélisé* ***B.*** *Graphique âge-altitude des âges bruts observés (obs.) où sont également reportés les âges modélisés (pred.). Les longueurs de traces moyennes sont également représentées.*

A l'échelle de l'ensemble du bloc Carança, les deux trajets thermiques modélisés suggèrent l'existence d'une première phase de refroidissement marquée entre 35 et 30 Ma, alors qu'aucun âge AHe ou AFT n'est supérieur à 26 Ma dans ce bloc. Cette phase d'exhumation est contrainte

par les âges ZHe des trois profils TET, GAL et ST. L'ensemble des trajets thermiques a tendance à rentrer rapidement dans la PAZ entre 110 et 60 °C pour permettre de construire une histoire de refroidissement lente en restant dans cette plage thermique jusqu'à la seconde phase d'exhumation. Cela permet d'expliquer la longueur moyenne plutôt courte des traces de fission (12 à 13 µm) pour les échantillons des trois profils (*Green et al., 1986 ; Gleadow et Brown, 2000*). La seconde phase de refroidissement suggérée par les modèles est enregistrée entre 19 et 17 Ma dans les profils ST et PLA et l'échantillon TET5, avec des taux de refroidissement supérieurs à 25 °C/Ma. Cette seconde phase de refroidissement est enregistrée plus tardivement entre 14 et 8 Ma sur les profils TET et GAL (sauf TET5) avec des taux de refroidissement plus modérés de l'ordre de 8 °C/Ma. A l'échelle du mur de la faille de la Têt, cette seconde phase de refroidissement plus tardive entre 19 et 8 Ma n'a pu être mise en évidence seulement par les données thermochronologiques dans le bloc Carança et pas dans le bloc Canigou. Les implications tectoniques de ces résultats sont discutées dans le chapitre suivant.

Pour résumer

- *Les échantillons localisés au sommet du bloc Canigou présentent des âges plus vieux qu'il est possible de rattacher à la phase d'exhumation à 35 Ma, clairement enregistrée dans le toit de la faille de la Têt.*

- *L'histoire d'exhumation et l'évolution thermique du mur de la faille de la Têt se distingue de celle du toit par des exhumations tardives et des taux de refroidissement importants des massifs post-30 Ma.*

- *Le long de la faille de la Têt, les massifs ne présentent pas les mêmes taux d'exhumation et périodes de refroidissement. Le bloc Canigou subit un refroidissement précoce marqué entre 30 et 20 Ma, alors que celui-ci est enregistré plus tardivement au niveau du massif de la Carança,*

4. Implications tectoniques

Les taux d'exhumation apparents définis dans les différents blocs ainsi que les trajets thermiques modélisés permettent d'esquisser au premier ordre l'activité tectonique de la zone. La distribution des âges AHe et AFT confirme une histoire thermique différente de part et d'autre de la faille de la Têt mais suggère également des différences le long de la faille de la Têt.

A. Dans le toit de la faille de la Têt

Le toit de la faille de la Têt est divisé en deux blocs par la faille de Mérens. Dans la Figure V.3, il est montré que les âges AFT sont globalement plus vieux au Nord dans le toit de la faille de Mérens que dans le bloc Sud.

Les données AFT dans le bloc Nord faille de Mérens suggèrent un taux d'exhumation apparent d'environ 0,5 km/Ma aux alentours de 50 Ma. Il est important de préciser qu'en raison du peu de données celui-ci est donné avec des marges d'erreurs conséquentes (supérieures à 0,3 km/Ma). A l'opposé, le trajet thermique modélisé suggère un taux de refroidissement lent de l'ordre de 3 °C/Ma entre 60 et 30 Ma incompatible avec un taux d'exhumation rapide durant cette période. Le jeu de données réduit dans le bloc Nord ne permet pas de conclure sur la période d'activité de la faille de Mérens. Des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ suggèrent une mylonitisation entre 50 et 60 Ma pour la faille de Mérens plus à l'Ouest de notre zone d'étude (*McCaig et Miller, 1986*). Ces données restent compatibles avec les résultats thermochronologiques obtenus dans ce bloc Nord faille de Mérens et la datation in situ $^{40}Ar/^{39}Ar$ de bandes mylonitiques étroites dans les massifs de l'Aston et de Soulcem à 57,6 ± 1,4 Ma (*Maurel, 2003*). Dans ses travaux de thèse *Denèle (2007)* a obtenu des âges AHe compris entre 32 et 40 Ma et ZHe entre 46 et 57 Ma dans le massif de l'Aston. Ces âges ZHe sont équivalents aux âges AFT obtenus dans notre zone d'étude suggérant une activité du chevauchement de Mérens légèrement plus précoce à l'Est. L'acquisition de nouvelles données est cependant nécessaire pour préciser l'évolution thermique de ce bloc.

Les résultats obtenus dans le bloc Sud de la faille de Mérens suggèrent une exhumation importante de celui-ci (à un taux apparent d'environ 0,48 km/Ma) aux alentours de 35 Ma, et le trajet thermique modélisé indique un refroidissement rapide du bloc (> 20 °C/Ma) à cette même période. Le taux d'exhumation faible obtenu (0,05 km/Ma) pour la période post-35 Ma

est lui aussi en accord avec le modèle d'évolution thermique du massif. Les échantillons des sommets présentent des âges AFT d'environ 50 Ma, ce qui suggère la préservation d'une paléo-PAZ entre 2400 m environ et les sommets. Toutefois, la présence de cette paléo-PAZ reste à confirmer par l'acquisition de nouvelles données dans la partie haute du profil altitudinal. En considérant un gradient géothermique moyen de 25 °C/km, le trajet thermique suggère une exhumation de l'ordre de 3 km entre 38 et 35 Ma du bloc Sud de la faille de Mérens. Celle-ci peut être liée à l'exhumation de l'unité d'Orri associée à l'activation de chevauchements plus au Sud de la zone d'étude (*Laumonier, 2015* pour une synthèse). Une partie de l'exhumation pourrait être accommodée par un jeu inverse de la faille de la Têt, avec un chevauchement du bloc Sud de la faille de Mérens sur les blocs Canigou et Carança, ainsi que cela a été suggéré par *Maurel et al. (2008)* et est en accord avec les nouveaux âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ présentés dans ce travail. Cependant, le jeu sur la faille de la Têt doit être limité à cette période si on considère les âges entre 30 et 35 Ma sur les sommets du bloc Canigou et les trajets thermiques obtenus qui conservent l'enregistrent de cette phase de refroidissement.

B. Dans le mur de la faille de la Têt

Au mur de la faille de la Têt, le nombre important de données a permis de décrire avec précision l'évolution des taux d'exhumation et de la thermicité des différents blocs (Fig. V.17).

Le trajet thermique du bloc Canigou (en bleu, Fig. V.18) suggère une première phase de refroidissement entre 35 et 30 Ma. La seconde phase de refroidissement est enregistrée entre 25 et 20 Ma (Oligo-Miocène) et s'accompagne d'une exhumation d'environ 3,5 km en supposant un gradient géothermique de 25 °C/km. Cette phase de refroidissement peut être associée au jeu oligo-miocène de la faille de la Têt (*Maurel et al., 2008*). Nous avons essayé de distinguer un sous-bloc correspondant au massif de Costabonne au Sud-Ouest, séparé du massif du Canigou par la faille d'orientation NO-SE/E-O de Llipodère. Le trajet thermique du bloc Costabonne (en vert, Fig. V.17) suggère une exhumation unique et plus rapide entre 32 et 28 Ma, mais il est nécessaire de nuancer cette histoire thermique car celle-ci est mal contrainte et nécessite plus de données pour être confirmée. La différence de trajet thermique entre les deux sous-blocs pourrait se justifier par l'activité de la faille de Llipodère. Elle pourrait également résulter de l'activité de la faille de Py avec un rejet plus important sur le segment Sud-Ouest de la faille au niveau du massif de Costabonne. Il parait cependant difficile de quantifier précisément le rejet sur la faille ou l'exhumation en raison du peu de données thermochronologiques dans le sous-bloc de Costabonne, bien qu'il apparaisse clairement que

les âges AHe et AFT sont plus vieux que dans le sous-bloc Canigou. A noter que les âges de part et d'autre de la faille de Py sont identiques de 18,9 ± 2,1 Ma à la base du Canigou et 18,5 ± 1,6 Ma au niveau de Vernet (VER1) dans le bloc Carança, ce qui suggère un rejet modéré de la faille normale de Py dans la partie basse de la rivière Cady comparé à celui de la faille de la Têt (Fig.V.17).

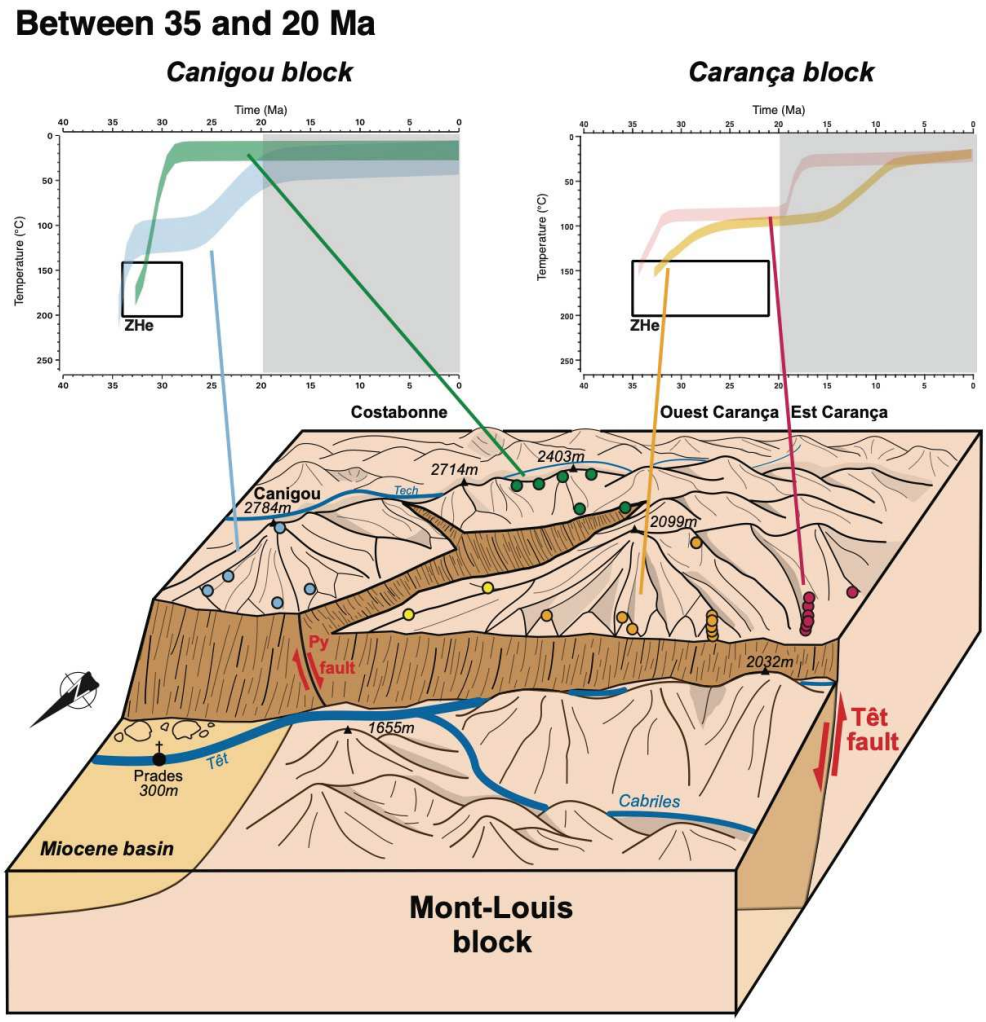
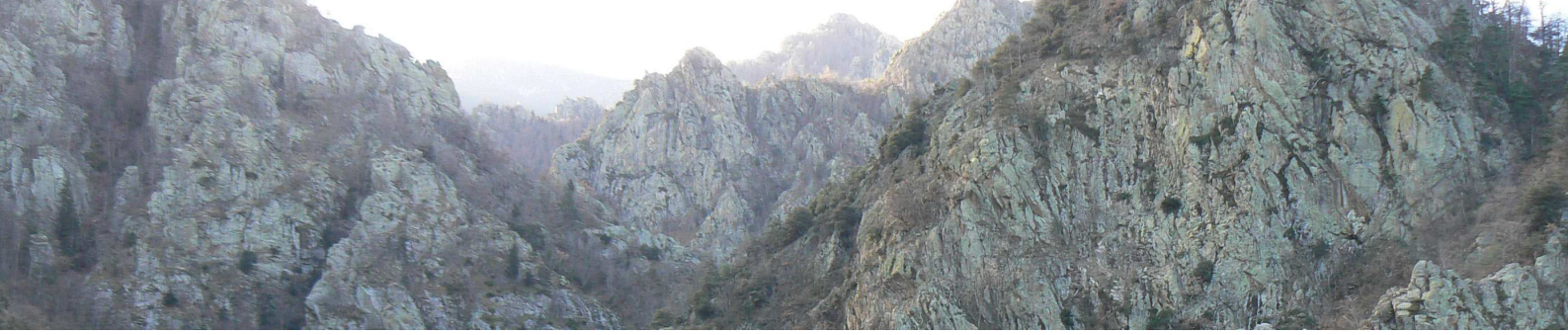


Figure V.17. *Bloc 3D représentant le jeu potentiel associé aux failles principales de la zone d'étude, durant la période oligo-miocène (35-20 Ma) sur la base des modèles d'évolution thermique des différents blocs.*

A l'échelle du bloc Carança, deux zones sont distinguées : la partie Est avec les échantillons TET et GAL, et la partie Ouest avec les échantillons ST et PLA. Le trajet thermique pour les échantillons TET et GAL suggère une première phase d'exhumation à environ 30 Ma, essentiellement dictée par les données traces de fission. Une seconde phase d'exhumation entre 15 et 8 Ma, plus ou moins marquée selon les échantillons utilisés pour la modélisation QTQt (cf. Section 3.D), suggère des valeurs de 1 km à 2,5 km pour cette période (jaune, Fig. V.17),

en considérant un gradient géothermique de 25°C/km. Le trajet thermique obtenu pour les échantillons ST et PLA de la partie Ouest (en rouge, Fig. V.18) modélise également une première phase de refroidissement entre 35 et 30 Ma. La deuxième phase de refroidissement est plus précoce que celle de la partie l'Est, elle est bien exprimée entre 19 et 17 Ma et suggère une exhumation de l'ordre de 2,5 km en faisant toujours l'hypothèse d'un gradient géothermique de 25 °C/km. Cette différence peut résulter de l'activité de la faille NO-SE séparant le bloc Carança en un bloc Est (échantillons TET et GAL) et un bloc Ouest (échantillons ST et PLA). L'âge de l'échantillon TET5 est cohérent avec sa position structurale, celui-ci appartenant au bloc Ouest (Section V.3.D.ii).

Les différents trajets thermiques réalisés à l'échelle du mur de la faille de la Têt suggèrent un rejet de la faille de la Têt plus important au niveau du massif du Canigou, plus précoce et associé à une exhumation totale de l'ordre de 3,5 km entre 25 et 20 Ma. La faille de Py a pu potentiellement accommoder une partie du rejet de la faille de la Têt ou simplement permettre une exhumation plus prononcée du massif du Canigou. L'exhumation du bloc Carança se poursuit plus tardivement, post-20 Ma, avec des rejets associés moins importants (< 2,5 km) et un partitionnement de la déformation au sein du bloc Carança qui peut être accommodé par le jeu de grandes failles NO-SE.



Partie VI : Modèles d'évolution thermo-cinématique des massifs le long de la faille de la Têt

1. Paramétrisation des modèles thermo-cinématiques 355

A. Description des modèles 355

B. Stratégie de modélisation Pecube 357

2. Le toit de la faille de la Têt 361

A. Complexité du scénario d'exhumation 361

B. Scénarios d'évolution topographique 364

C. Résultats des modèles Pecube et comparaison aves les modélisations QTQt 368

3. Le mur de la faille de la Têt 371

A. Paramètres des inversions 371

B. Le massif du Canigou 372

C. Le massif de la Carança 375

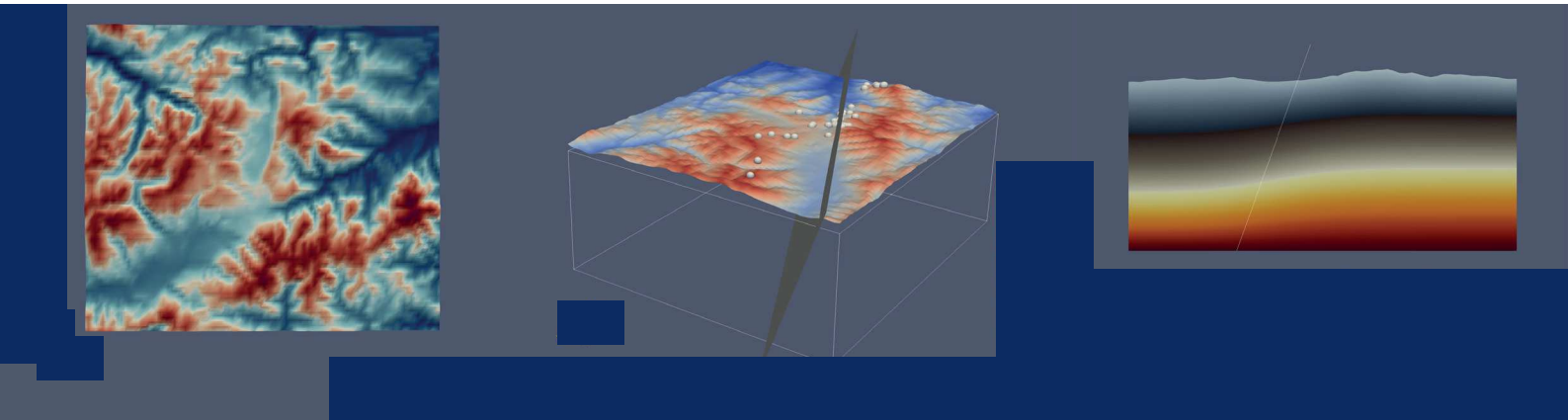
D. Résultats des modèles Pecube et comparaison aves les modélisations QTQt 380

4. Evolution polyphasée de la faille de la Têt 384

A. Paramètres des inversions 384

B. Résultats des inversions 385

C. Résultats des modèles Pecube et comparaison aves les modélisations QTQt 387



Partie VI : Modèles d'évolution thermo-cinématique des massifs le long de la faille de la Têt

La Partie V a mis en évidence que l'évolution thermique des massifs dans le mur de la faille de la Têt est différente et diachrone entre le bloc Canigou et celui de la Carança, suggérant que le rejet de la faille de la Têt a connu des variations spatio-temporelles. Afin de mieux préciser les différentes périodes d'activité et la variabilité du rejet le long de la faille de la Têt ainsi que leur influence sur l'histoire thermique du mur de la faille de la Têt, des modèles thermo-cinématiques Pecube ont été réalisés. Ces modèles offrent la possibilité d'estimer l'influence des variations topographiques. Les résultats obtenus permettront de discuter les principaux modèles d'évolution du relief de la partie Est des Pyrénées et leurs implications sur la localisation du système hydrothermal actuel seront discutées à la fin de cette partie. Enfin, ils sont comparés aux modèles thermiques calculés avec QTQt présentés en partie V.

1. Paramétrisation des modèles thermo-cinématiques

A. Description des modèles

i) Paramètres crustaux dans Pecube

Comme cela a été souligné dans la Section II.4.C, les modélisations Pecube nécessitent de fixer un certain nombre de contraintes sur la structure thermique du modèle (*Valla et al., 2011 ; Braun et al., 2012*). Les valeurs choisies pour la densité de la croûte et du manteau ont été fixées à 2800 kg/m^3 et 3300 kg/m^3, respectivement, le module de Young utilisé est de 7.10^{10} Pa et un coefficient de Poisson standard de 0,3 pour les granites. Ces paramètres sont similaires aux paramètres utilisés dans les modélisations de *Curry et al. (2019)*. L'épaisseur de la croûte considérée dans le modèle est de 25 km, compte tenu de l'amincissement crustal vers la marge (*Lacan et al., 2012, Chevrot et al., 2018 ; Diaz et al., 2018*). La température à la base du modèle a été fixée à 550 °C ce qui correspond à un gradient d'environ 22 °C/km compatible avec ce qui est observé dans les orogènes (e.g. *Kamp, 1997*) et la diffusivité thermique de 25 km^2/Ma (*Ehlers, 2005*). La température au niveau de la mer a été fixée à 18 °C. Pour l'ensemble du bloc crustal, aucune production de chaleur radioactive n'a été considérée dans les modèles car

ce paramètre reste mal contraint dans la littérature et il est tenu comme n'ayant pas d'influence majeure sur les scénarios d'exhumation (20 % maximum, *Braun et al., 2016*).

ii) Description de la faille de la Têt

La faille de la Têt est représentée par un plan dans les modèles, le tracé de celle-ci en surface est réduit à une droite. Comme le montre la Figure VI.1.A, le tracé a été choisi afin de séparer les échantillons datés respectivement dans le massif de Mont-Louis (au toit de la faille de la Têt) et dans le massif de la Carança-Canigou (au mur de la faille) pour les différents profils étudiés dans ce travail (cf. Section IV.1). Au Nord-Est du modèle, il en résulte un décalage au niveau du massif du Canigou entre la position de la faille de la Têt dans les modèles et son tracé réel. Cependant, aucune donnée n'est implémentée dans le toit de la faille à ce niveau, ce qui limite le biais induit par le tracé "rectiligne" de la faille de la Têt. Un pendage moyen de 70° vers le Nord de la faille de la Têt (*Taillefer et al., 2017*) a été utilisé dans les modèles (Fig. VI.1).

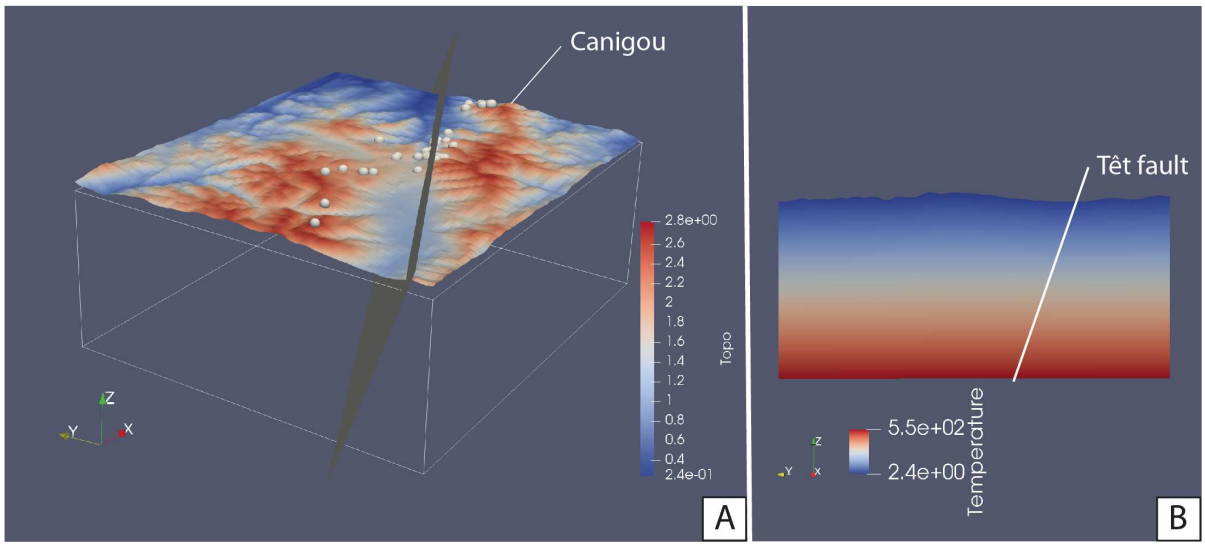


Figure VI.1. *Vues du bloc crustal modélisé dans Pecube. Le Nord est aligné avec l'axe y.* ***A.*** *MNT de la zone modélisée où sont projetés les échantillons (sphères blanches). La faille de la Têt est représentée par un plan gris.* ***B.*** *Vue en tranche du bloc crustal où le pendage de la faille de la Têt dans les modèles est visible (tracé blanc) ainsi que le champ de température non perturbé.*

iii) Données thermochronologiques implémentées

Pour réaliser les modèles Pecube, les données AHe, AFT et ZHe ainsi que les distributions de longueurs de traces dans les apatites ont été utilisées (cf. Partie V). Les données ZFT très

peu nombreuses à l'échelle de la zone n'ont pas été utilisées dans les modèles. Avant de présenter chaque modèle, les données utilisées sont spécifiées dans le texte.

B. Stratégie de modélisation Pecube

i) Zone d'étude, résolution et inversions

Le MNT GTOPO30 (USGS) a été découpé de manière à contenir l'ensemble des échantillons ainsi que l'intégralité de la chaîne Canigou-Carança, en bas à droite sur la Figure VI.2. Celui-ci comprend l'emprise entre 1,7 et 2,5°E en longitude et entre 42.3 et 42,85°N en latitude. Cette emprise représente 64 points décrivant la topographie en latitude (ny) et 100 points en longitude (nx). Comme indiqué dans la Section II.4.C, pour chaque inversion 5100 modèles ont été réalisés dans l'espace multidimensionnel des paramètres, 51 itérations ont été réalisées (1 itération est composée de 100 modèles). Après chaque itération, un diagramme de Voronoï est créé par l'algorithme d'inversion NA et le taux de ré-échantillonnage est fixé à 90 % au sein de chaque diagramme afin de ne pas forcer la convergence trop rapide vers une solution. Pour permettre d'alléger le temps de calcul nécessaire à la réalisation d'une inversion, le MNT original a été dégradé d'un facteur 4 (ny=16 et nx=25 ; Fig. VI.2). Cela est réalisable en modifiant le « skipping factor » (*nskip*) directement dans Pecube (*Braun et al., 2012*).

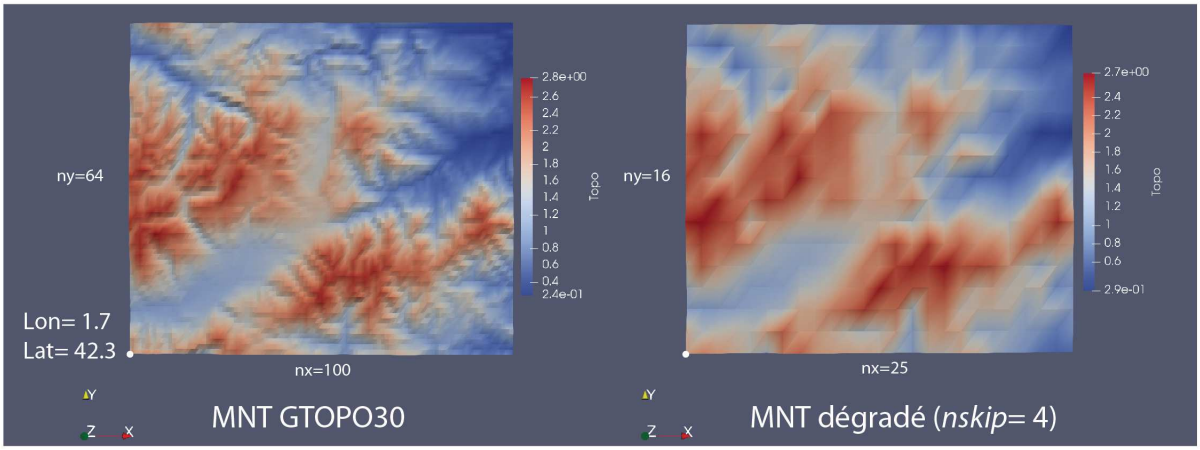


Figure VI.2. *Vue du MNT GTOPO30 et du MNT dégradé avec un « skipping factor » (nskip) de 4 pour l'inversion. Le nord est aligné avec l'axe des y.*

ii) Complexité du scénario d'exhumation régionale

Pour modéliser au mieux l'activité de la faille de la Têt, le scénario d'exhumation du bloc Sud de la faille de Mérens, au toit de la faille de la Têt, a été utilisé comme référence pour définir l'exhumation régionale. L'objectif de cette étape est ensuite d'appliquer ce scénario à

l'ensemble du bloc crustal y compris les différents échantillons du mur de la faille de la Têt pour modéliser l'histoire d'exhumation du mur antérieurement au jeu de la faille de la Têt. Les échantillons du bloc Nord de la faille de Mérens n'ont pas été utilisés dans les modélisations car ils enregistrent une histoire encore plus ancienne qui n'est pas nécessaire à cette étude (cf. Section V.2.A).

La complexité du scénario d'exhumation du toit de la faille de la Têt a été testée avec 2 ou 3 phases d'exhumation compte tenu de la distribution des âges (Section V.2.B.ii). Une fois le scénario d'exhumation choisi, les différents scénarios d'évolution topographique mis en évidence dans la Section I.4.D.iii ont également été testés.

iii) Évolution de la topographie

Dans le but d'estimer l'impact des différents scénarios d'évolution de la topographie sur les périodes et les vitesses d'exhumation, trois scénarios ont été testés dans cette étude. L'ensemble des paramètres propres aux différents scénarios topographiques est résumé dans le Tableau VI.1. L'altitude moyenne (mean alt.), la topographie maximum (max topo.) et le relief moyen (mean relief), ont permis d'en déduire l'offset qui correspond à la translation verticale de l'ensemble de la surface topographique et l'amplification qui est l'écart entre les sommets et les bas topographiques.

Tableau VI.1. *Résumé des paramètres d'évolution topographique implémentés dans Pecube pour chaque scénario de la littérature.*

Age	Mean alt.	Max topo.	Mean relief	Offset	Amplification
Curry et al. (2019)					
0	1470	3080	1610	0	1
23	1620	3390	1770	150	1.10
33	1320	2770	1450	-160	0.90
37	730	1540	810	-740	0.50
60	880	1848	968	-590	0.60
Huyghe et al. (2012, 2020)					
0	1470	3080	1610	0	1.00
6.5	970	2580	1610	-500	1.00
23	200	1800	1600	-1270	0.99
41	550	2000	1450	-920	0.90
60	100	600	500	-1370	0.31

Le scénario de *Curry et al. (2019)* (en rouge sur la Figure VI.3) propose une altitude moyenne de la chaîne de 900 m il y a 60 Ma avec des hauts topographiques de l'ordre de 1900 m. L'altitude moyenne décroit entre 60 et 45 Ma jusqu'à 200 m d'altitude avec des sommets inférieurs à 500 m d'altitude. Ensuite la topographie moyenne de la chaîne augmente et passe à 1600 m entre 45 et 28 Ma, avec des hauts topographiques à environ 3500 m. La topographie diminue ensuite légèrement jusqu'à l'actuel.

Un second scénario d'évolution topographique (en noir sur la Figure VI.3) est défini à l'aide des travaux de *Huyghe et al. (2012, 2020)*. Ainsi, entre 60 et 40 Ma, sur la base de données $\delta^{18}O$, *Huyghe et al. (2012)* proposent que le relief augmente avec une altitude moyenne qui reste faible (~100 à 550 m sur la période) et une altitude maximale qui augmente passant de 600 à 2000 m. Les altitudes moyennes et maximales diminuent ensuite jusqu'à 23 Ma puis augmentent à nouveau jusqu'à l'actuel avec les plus fortes altitudes à l'actuel *(Huyghe et al., 2020)*. L'étude des pollens dans le bassin du Roussillon indiquent la présence de relief dès l'Aquitanien (*Fauquette, comm. pers.*), ces données sont les seuls proxys sur l'altitude des haut topographiques à ces périodes. Pour les périodes où il n'y a pas de contraintes sur la topographie, le delta entre l'altitude maximale et moyenne a été conservé.

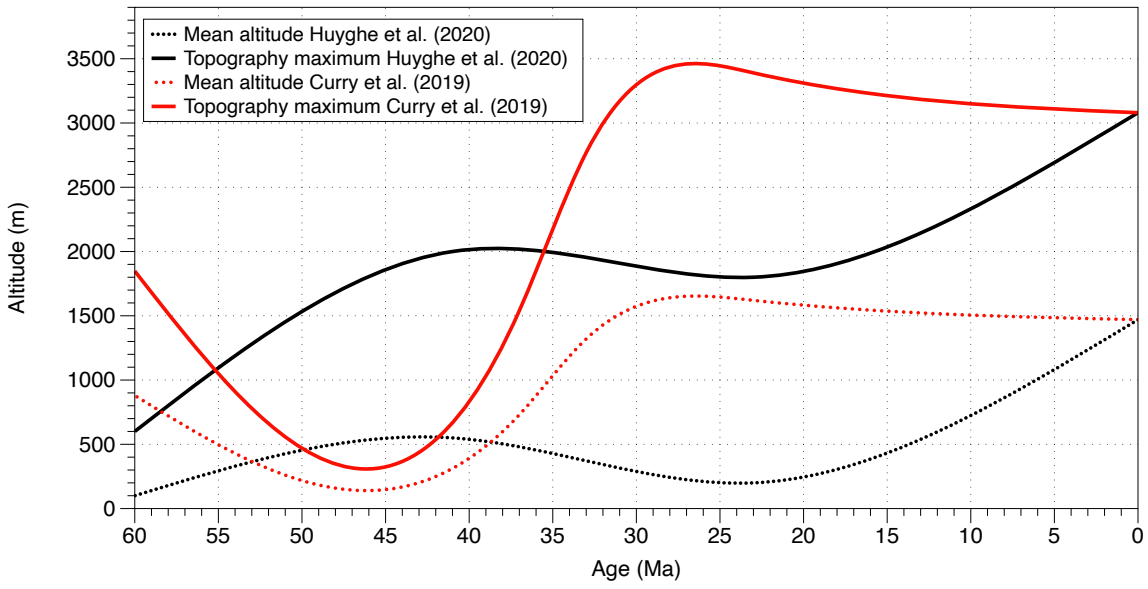


Figure VI.3. *Évolution de l'altitude moyenne (traits en tiretés) et de l'altitude maximale (en traits pleins) pour les différents scénarios d'évolution topographique à l'échelle des Pyrénées (Curry et al., 2019) et à l'échelle de la partie Est des Pyrénées (Huyghe et al., 2020).*

Le graphique de l'évolution du relief moyen (i.e. différence entre la topographie maximale et moyenne, Fig. VI.4) suggère pour le scénario de *Curry et al. (2019)* une diminution du relief moyen entre 60 et 45 Ma passant de 1000 m environ à 200 m, suivie d'une forte augmentation de celui-ci jusqu'à 1800 m à 23 Ma et enfin une diminution jusqu'à 1500 m à l'actuel. Le scénario de *Huyghe et al. (2012, 2020)* suggère une augmentation constante du relief moyen entre 60 et 30 Ma suivie d'une conservation de celui-ci jusqu'à l'actuel.

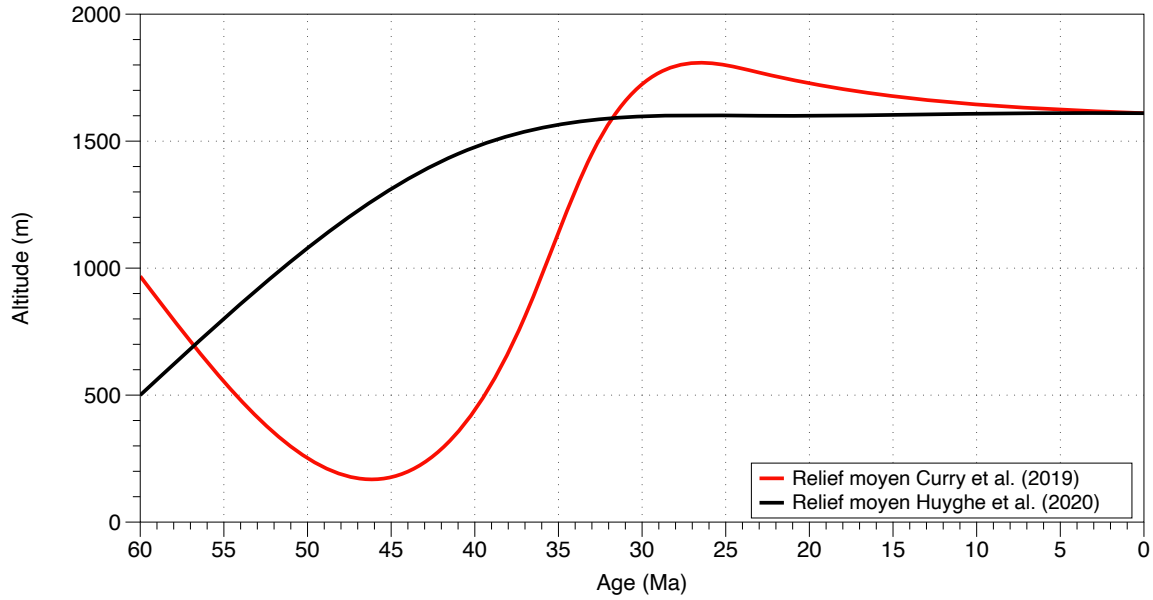


Figure VI.4. *Évolution du relief moyen dans la partie Est des Pyrénées définie à l'échelle de la chaîne pyrénéenne à partir des modèles de Curry et al., (2019) et à l'échelle de la partie Est des Pyrénées à partir de Huyghe et al., (2012, 2020) et Fauquette (comm. pers.).*

Un dernier scénario avec une topographie constante et qui correspond à la topographie actuelle a également été testé. Ce scénario permettra de discerner l'impact des différents modèles d'évolution topographique sur les données.

Ces 3 scénarios ne sont pas uniques à l'échelle de la chaîne et il existe de nombreuses alternatives à ces scénarios plus particulièrement au sujet du soulèvement régional comme cela a été synthétisé dans la section III.A.ii. Cependant comme cela a été mis en évidence précédemment, ces deux scénarios montrent une différence significative d'évolution topographique particulièrement entre 40 et 20 Ma. Ils font également partie des plus détaillés à l'échelle de la partie Est des Pyrénées et des Pyrénées entre 60 Ma et l'actuel (période modélisée).

2. Le toit de la faille de la Têt

Dans les modèles Pecube réalisés dans cette section, aucune activité de la faille de la Têt n'est modélisée et seule l'exhumation globale du bloc crustal est testée avec les échantillons du bloc Sud de la faille de Mérens.

A. Complexité du scénario d'exhumation

Pecube permet la modélisation de plusieurs phases d'exhumation et des scénarios à 2 phases et 3 phases d'exhumations ont ainsi été testés sur la base des profils âge-altitude obtenus pour le bloc Sud de la faille de Mérens (Section V.2.B.i). Le but étant d'estimer si l'ajout d'une troisième phase d'exhumation apporte un gain significatif diminuant le « misfit » ou en d'autres termes l'écart entre les données observées et prédites. Pour ces tests, seules les données AHe et AFT du bloc Sud de la faille de Mérens ont été implémentées.

i) Paramétrisation des inversions pour les différents scénarios d'exhumation

Pour le modèle à 2 phases d'exhumation, une première phase d'exhumation débute à 60 Ma et se termine dans un intervalle entre 60 et 0 Ma (T1) ; sa vitesse d'exhumation (V1) est échantillonnée entre 0 et 2 km/Ma. La deuxième phase d'exhumation suit la première (début entre 60 et 0 Ma, T1) et se poursuit jusqu'à l'actuel (0 Ma), la vitesse d'exhumation (V2) est également explorée entre 0 et 2 km/Ma. Ainsi 3 paramètres sont modélisés pour ces inversions : les 2 vitesses d'exhumation V1 et V2, et T1 l'âge de transition entre V1 et V2.

Le modèle à 3 phases d'exhumation ne permet pas un choix aussi libre de l'âge de transition pour la vitesse d'exhumation. La première phase d'exhumation démarre à 60 Ma et se termine librement entre 60 et 25 Ma (T1), la seconde phase s'étend depuis T1 jusqu'à 25 Ma et est suivie par la troisième phase entre 25 Ma et l'actuel. Ces valeurs sont fixées arbitrairement en considérant que l'évolution des vitesses d'exhumation post-30 Ma nous intéresse tout particulièrement pour les modèles du mur de la faille de la Têt. Les vitesses d'exhumation sont échantillonnées entre 0 et 2 km/Ma pour la première phase (V1) et entre 0 et 0,5 km/Ma pour les deux phases d'exhumation suivantes (V2 et V3). Dans ce scénario, 4 paramètres sont modélisés et explorés : T1 l'âge de transition entre V1 et V2, et les vitesses d'exhumation (V1, V2, V3) des différentes phases.

ii) Résultats des inversions pour les différents scénarios d'exhumation

Les résultats de l'inversion du scénario à 2 phases d'exhumation (Fig. VI.5) suggèrent un changement de vitesse d'exhumation bien contraint de 35,1 ± 1,1 Ma (1σ) (Fig. VI.5b et c). L'intervalle entre 0 et 2 km/Ma implémenté dans Pecube de la première vitesse d'exhumation (V1) n'est pas assez large pour contraindre la vitesse de la première phase d'exhumation (Fig. VI.5a et b). Il est seulement possible de dire que ce modèle suggère une vitesse d'exhumation supérieure à 0,8 km/Ma. La vitesse d'exhumation de la seconde phase est inférieure à 0.1 km/Ma (0,035 ± 0.02 Ma, Fig. VI.5a et c).

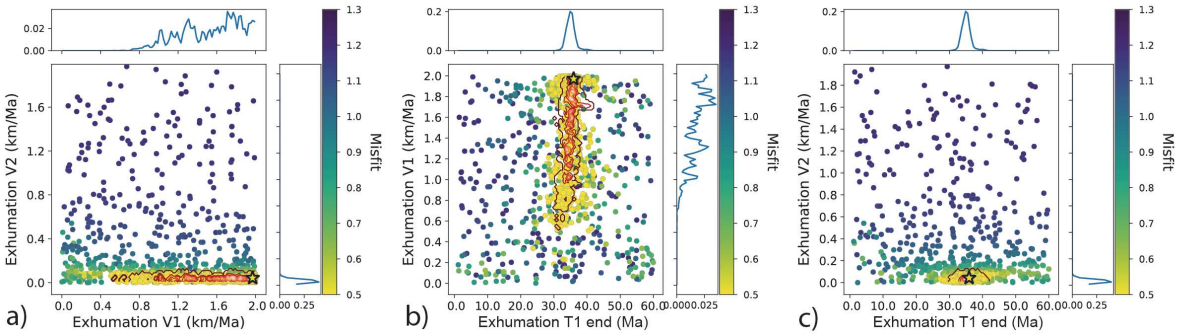


Figure VI.5. *Résultats des inversions pour le scénario à 2 phases d'exhumation du bloc Sud de la faille de Mérens. Chaque point de couleur (misfit) correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La vitesse d'exhumation V2 en fonction de la vitesse d'exhumation V1,* ***b)*** *la vitesse d'exhumation V1 en fonction de la fin de l'exhumation et de la vitesse d'exhumation (T1),* ***c)*** *la vitesse d'exhumation V2 en fonction de la fin de l'exhumation (T1). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) qui correspond à des vitesses d'exhumation V1 et V2 de 1,96 et 0,04 km/Ma et un changement de vitesse à 36,0 Ma, le misfit de ce modèle est de 2.04.*

Les résultats de l'inversion du scénario à 3 phases (Fig. VI.6) suggèrent une fin de la première phase d'exhumation de 34,4 ± 2,4 Ma, le pic de probabilité est plus large que pour le scénario précédent (Fig.VI.6a, b et c). Comme dans le modèle à 2 phases d'exhumation, la vitesse d'exhumation (V1) n'est pas contrainte par le modèle ; elle est supérieure à 0,8 km/Ma (Fig.VI.6a). La vitesse d'exhumation (V2) modélisée ensuite jusqu'à 25 Ma est inférieure à 0,2 km/Ma, le maximum de probabilité suggère que celle-ci tend vers 0 (Fig.VI.6b). La troisième phase d'exhumation entre 25 et 0 Ma présente une vitesse modélisée (V3) de 0,035 ± 0,015 km/Ma (Fig.VI.6c).

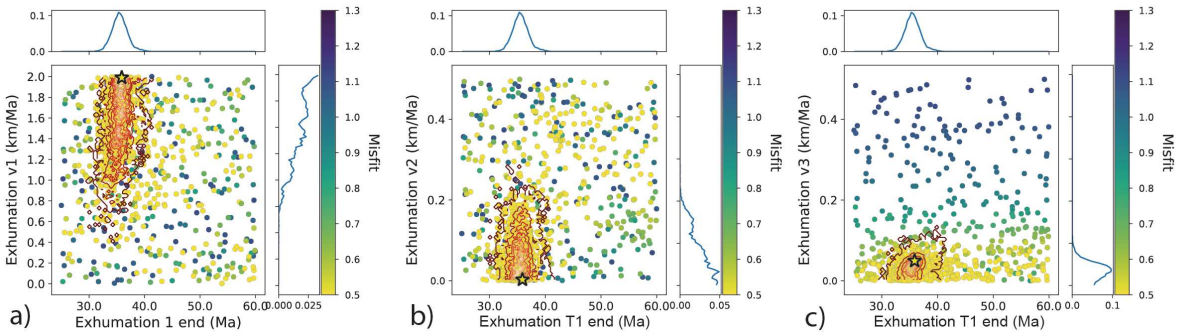


Figure VI.6. *Résultats des inversions pour le scénario à 3 phases d'exhumation du bloc Sud de la faille de Mérens. Chaque point de couleur (misfit) correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La vitesse d'exhumation V1 en fonction de l'âge de changement de vitesse d'exhumation (T1),* ***b)*** *la vitesse d'exhumation V2 en fonction de l'âge de changement de vitesse d'exhumation (T1),* ***c)*** *la vitesse d'exhumation V3 en fonction de l'âge de changement de vitesse d'exhumation (T1). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) qui correspond à des vitesses d'exhumation V1, V2 et V3 de respectivement 1,98, 0,002 et 0,05 km/Ma. Le changement de vitesse d'exhumation T1 est modélisé à 35,9 Ma. Le misfit de ce modèle est de 2,04.*

Les misfits obtenus pour les meilleurs modèles (bestfit) des deux scénarios d'évolution de l'exhumation sont identiques ce qui ne suggère pas une amélioration des âges prédits pour le scénario à 3 phases d'exhumation.

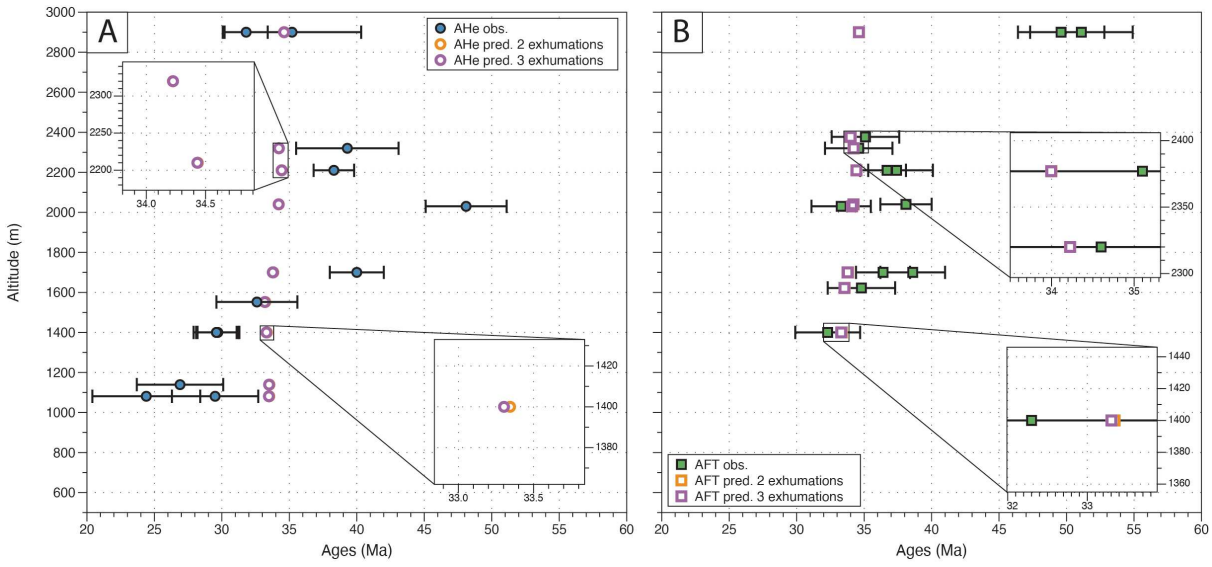


Figure VI.7. *Profils âge-altitude avec les âges observés vs. âges prédits pour les meilleurs modèles des scénarios à 2 et 3 phases d'exhumation du bloc Sud de la faille de Mérens.* ***A.*** *Graphique pour les données AHe.* ***B.*** *Graphique pour les données AFT. La différence d'âges modélisés entre les 2 scénarios est inférieure à 0,1 Ma et légèrement plus prononcée à la base qu'au sommet où les âges prédits pour les deux scénarios se superposent.*

Les graphiques présentant les âges observés vs. âges prédits montrent que les différents modèles ne reproduisent pas les âges AHe sauf ceux du sommet du profil (Fig. VI.7A). En revanche, les modèles reproduisent bien les âges AFT à l'erreur près sauf celui obtenu au sommet du profil (Fig. VI.7B). La différence de misfit entre les meilleurs scénarios est de l'ordre de la troisième décimale et se traduit par une différence inférieure à 0,1 Ma pour les âges prédits à la base du profil. Les âges ZHe prédits pour l'ensemble des échantillons sont de 37 ± 0,3 Ma.

iii) Discussion des résultats et choix du scénario d'évolution topographique

Les différences pour les âges observés vs. âges prédits concernant les deux scénarios (2 ou 3 phases d'exhumation) ne sont pas significatives; les misfits sont également similaires. Le scénario le plus simple avec 2 phases d'exhumation a également l'avantage de ne pas induire de choix arbitraire dans l'âge de transition entre les différentes phases d'exhumation. Ainsi, ce scénario a été sélectionné pour l'ensemble des modèles suivants. Afin de mieux caractériser la vitesse d'exhumation pré-35 Ma (V1), il apparait nécessaire d'ajouter les données ZHe aux modèles d'exhumation du bloc Sud de la faille de Mérens.

B. Scénarios d'évolution topographique

Le scénario d'exhumation étant fixé dans la section précédente, celui-ci va être utilisé pour modéliser les différents scénarios d'évolution topographique.

i) Paramétrisation des inversions

Les différents scénarios d'évolution topographique, détaillés dans la Section VI.2.A, ont été modélisés en considérant une première phase d'exhumation avec une vitesse V1 comprise entre 0 et 2 km/Ma, et une seconde phase d'exhumation avec une vitesse V2 comprise entre 0 et 1 km/Ma. L'âge de transition T1 a été exploré entre 60 Ma et l'actuel.

Pour ces modèles, l'ensemble du jeu de données AHe, AFT et ZHe ainsi que les distributions de longueurs de trace de fission des échantillons du bloc Sud de la faille de Mérens (toit de la faille de la Têt) ont été implémentés dans le modèle.

ii) Résultats des inversions pour les différents scénarios d'évolution topographique

Les résultats pour les différents scénarios d'évolution topographique sont présentés sur la Figure VI.8. Les inversions montrent que le changement de vitesse d'exhumation (T1) se fait

entre 35 et 40 Ma avec un seul pic de probabilité aux alentours de 35 Ma (Fig. VI.8b et c), quel que soit le modèle d'évolution topographique (37,2 ± 2,0 Ma scénario Curry, 35,4 ± 2,4 Ma scénario Huyghe et 36,4 ± 1,9 Ma sans évolution topographique). Pour le modèle de Curry, le modèle ne converge pas vers une valeur de vitesse d'exhumation (V1), plusieurs pics de probabilité différents coexistent entre 0,4 et 1,2 km/Ma et entre 1,6 et 2 km/Ma. Pour le modèle d'évolution topographique de Huyghe, la vitesse d'exhumation (V1) affiche un maximum de probabilité à 0,4 km/Ma, la probabilité diminue pour les valeurs de vitesse supérieures sans rester nulle jusqu'à 2 km/Ma. Le scénario sans évolution topographique affiche un maximum de probabilité entre 0,4 et 1 km/Ma, bien qu'un second pic de probabilité moins marqué existe entre 1,4 et 1.8 km/Ma (Fig. VI. 8a et b).

Pour la vitesse d'exhumation de la deuxième phase (V2), les trois modèles d'évolution topographique montrent un unique pic de probabilité entre 0,05 et 0,2 km/Ma. Ce pic de probabilité est de 0,08 ± 0,01 km/Ma pour les modèles de Curry et sans évolution topographique, et légèrement supérieur pour le modèle de Huyghe (0,14 ± 0,1 km/Ma, Fig. VI.8a et c).

Tableau VI.2. *Tableau des paramètres pour les « bestfits » modèles suivant les différents scénarios d'évolution topographique.*

Modèle d'évolution topo	Changement de vitesse d'exhumation (Ma)	V1 (km/Ma)	V2 (km/Ma)	Misfit
Curry et al. (2019)	35.6	1	0.07	2.879
Huyghe et al. (2012,2020)	34.1	0.41	0.14	2.967
Aucune évolution	35.4	0.58	0.08	2.921

Les différentes vitesses et l'âge du changement de vitesse des bestfits modèles sont présentés dans le Tableau VI.2. Les misfits pour les différents scénarios ont une valeur similaire pour les modèles de Huyghe et sans variation topographique (supérieurs à 2,90) alors que celui de Curry présente un misfit légèrement inférieur à la deuxième décimale (2,88).

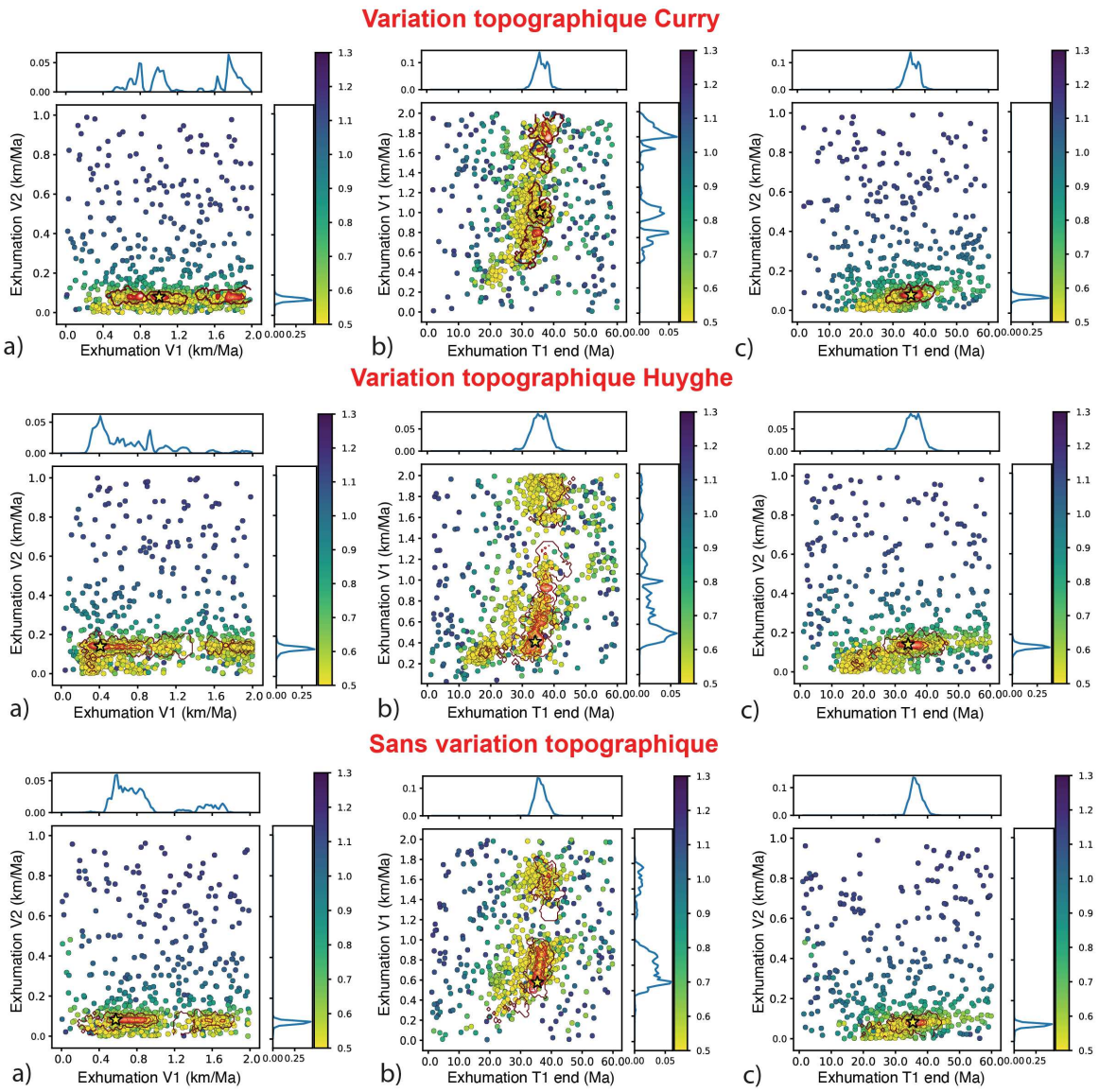


Figure VI.8. *Résultats des inversions pour les 3 scénarios d'évolution topographique. Chaque point de couleur (misfit) correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre* ***a)*** *La vitesse d'exhumation V2 en fonction de la vitesse d'exhumation V1,* ***b)*** *la vitesse d'exhumation V1 en fonction de la fin de l'exhumation et de la vitesse d'exhumation (T1),* ***c)*** *la vitesse d'exhumation V2 en fonction de la fin de l'exhumation (T1). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit). L'ensemble des modèles est réalisé avec un scénario avec 2 phases d'exhumation.*

Les graphiques âges observés vs. âges prédits pour les différents modèles d'évolution topographique montrent que les données AHe sont partiellement expliquées par les différents modèles. Les scénarios Curry et sans évolution topographique reproduisent au premier ordre la tendance des âges AHe observée, les âges AHe prédits à des altitudes supérieures à 2000 mètres sont plus jeunes que les âges observés. Le modèle Huyghe permet de mieux expliquer les âges AHe à des altitudes supérieures à 2000 mètres mais ne reproduit pas le rajeunissement des âges AHe observés en base de profil (Fig. VI.9A). La différence entre les âges AHe prédits

peut s'expliquer par la différence de scénario d'évolution topographique fortement marquée entre 40 et 20 Ma (Fig. VI.3).

L'ensemble des âges AFT prédits quel que soit le scénario d'évolution topographique reproduit la tendance des âges AFT observés entre 1400 et 2400 mètres d'altitude (Fig. VI.9B). Celle-ci est essentiellement dictée par la vitesse d'exhumation importante avant ~35 Ma. Les âges ZHe sont reproduits pour l'ensemble des scénarios sauf l'âge à la base du profil qui n'est pas reproduit par le scénario sans évolution topographique (Fig. VI.9C). Les distributions de longueurs de traces sont très mal reproduites qu'importe le scénario d'évolution topographique (Fig. VI.9D).

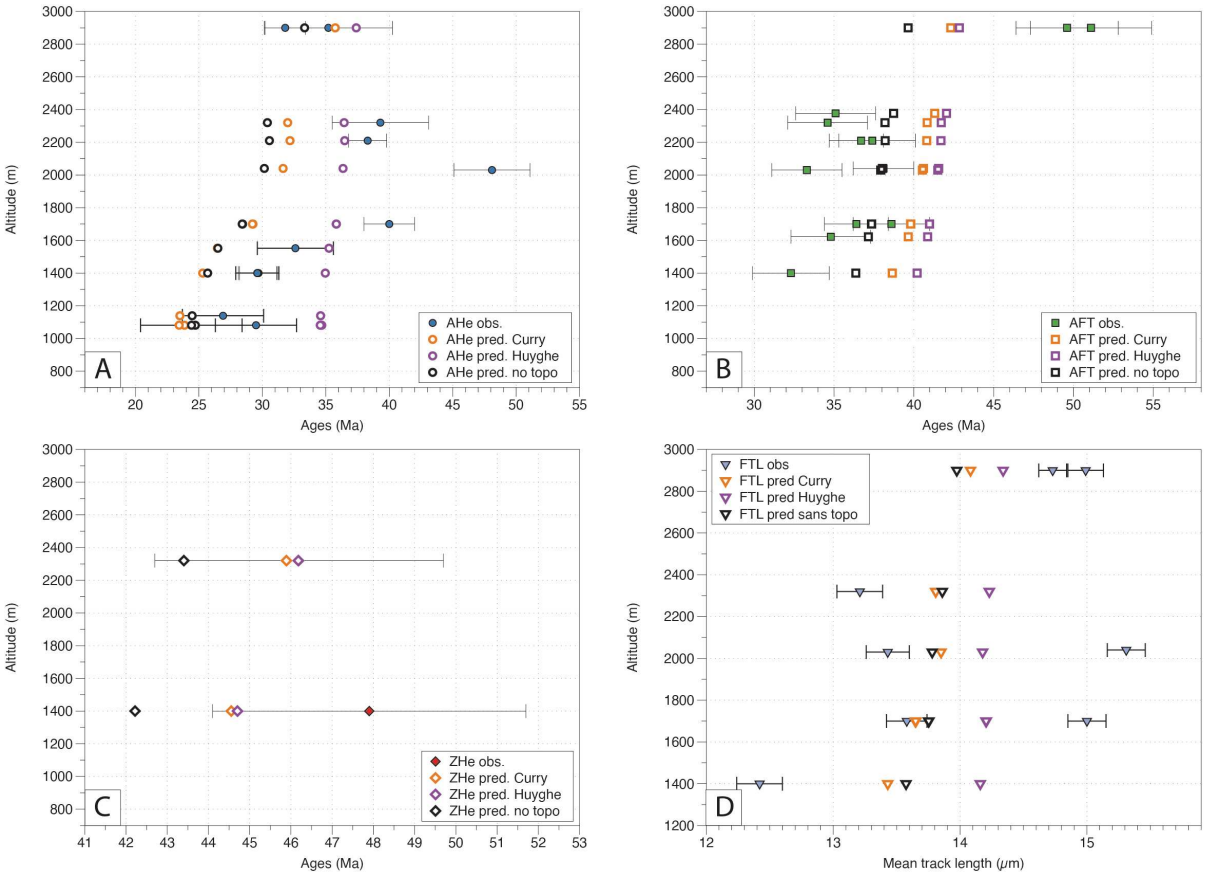


Figure VI.9 *Profils âge-altitude avec les données observées vs. données prédites pour les meilleurs modèles des 3 scénarios d'évolution topographique du bloc Sud de la faille de Mérens.* ***A.*** *Graphique pour les données AHe.* ***B.*** *Graphique pour les données AFT.* ***C.*** *Graphique pour les données ZHe.* ***D.*** *Graphique pour les longueurs de traces moyennes.*

iii) Discussion : choix du scénario

Les différents scénarios d'évolution topographique convergent vers la même valeur de ~35 Ma pour l'âge du changement de vitesse d'exhumation (T1). La vitesse d'exhumation de la première phase (V1) est comprise entre 0,4 et 1 km/Ma pour les scénarios de Huyghe et sans évolution topographique. Le modèle de Curry ne parvient pas à converger vers une vitesse d'exhumation, pour preuve le bestfit modèle ne correspond pas au pic de probabilité le plus marqué. Aucun des scénarios d'évolution topographique ne permet d'expliquer l'ensemble des données thermochronologique du bloc Sud de la faille de Mérens et particulièrement les données AHe. En l'absence d'un consensus de scénario topographique et d'un gain significatif pour la prédiction des âges, le scénario sans évolution topographique sera implémenté comme scénario d'exhumation régional dans les modèles Pecube réalisés pour les échantillons du mur de la faille de la Têt.

C. Résultats des modèles Pecube et comparaison avec les modélisations QTQt

La modélisation Pecube des échantillons au toit de la faille de la Têt, au-delà de poser un cadre pour l'évolution de l'exhumation régionale, s'accorde avec une phase d'exhumation majeure du bloc Sud de la faille de Mérens à environ 35 Ma. La vitesse de cette phase varie entre 0,4 et 1 km/Ma selon le scénario d'évolution topographique considéré. Ces vitesses sont compatibles avec le taux d'exhumation moyen de 0,48 km/Ma obtenu entre 37 et 32 Ma avec l'utilisation du profil âge-altitude des données AFT (Section V.2.B.i). Le scénario qui s'en éloigne le plus est celui de *Curry et al. (2019)* avec 1 km/Ma. L'utilisation des différents scénarios d'évolution topographique ne semble pas impacter fortement l'âge de transition (T1) et la vitesse de la deuxième phase d'exhumation (V2) post-35 Ma. Cela suggère que dans l'ensemble des données thermochonologiques est peu influencé par l'évolution topographique, seules les données AHe prédites diffèrent significativement selon le scénario d'évolution topographique.

La Figure VI.10 permet de comparer les trajets thermiques (T-t) obtenus avec QTQt et Pecube pour les échantillons du bloc Sud de la faille de Mérens, en considérant le scénario sans évolution topographique. Au premier ordre, l'évolution globale des trajets thermiques obtenus apparaît similaire, sachant que le choix d'un scénario d'exhumation à 2 phases restreint la complexité du trajet thermique issu de la modélisation Pecube par rapport à QTQt.

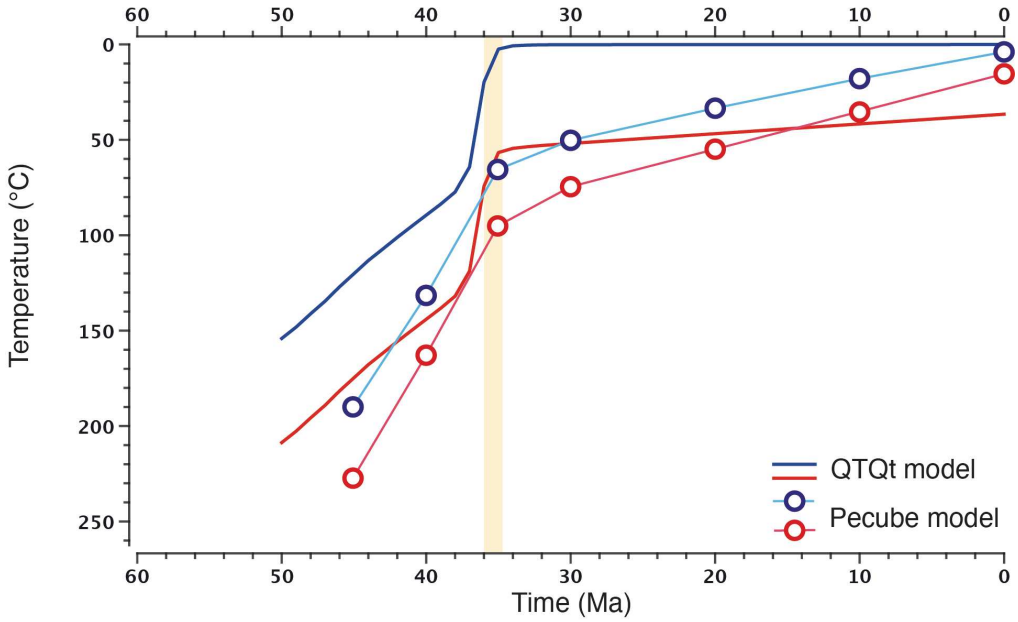


Figure VI.10. *Trajets température-temps modélisés sous QTQt et Pecube pour le bloc Sud de la faille de Mérens. En bleu, le trajet thermique de l'échantillon le plus élevé. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En jaune est indiquée la période pour laquelle le taux de refroidissement change pour les deux modèles.*

Le trajet thermique modélisé par Pecube suggère un refroidissement moins rapide que les trajets QTQt en raison de la prise en compte des données ZHe dans les modèles thermo-cinématiques Pecube, alors qu'elles ne sont considérées seulement comme des contraintes dans les modèles QTQt. Le taux de refroidissement post 35 Ma pour le trajet thermique modélisé avec Pecube est légèrement supérieur à celui modélisé sous QTQt.

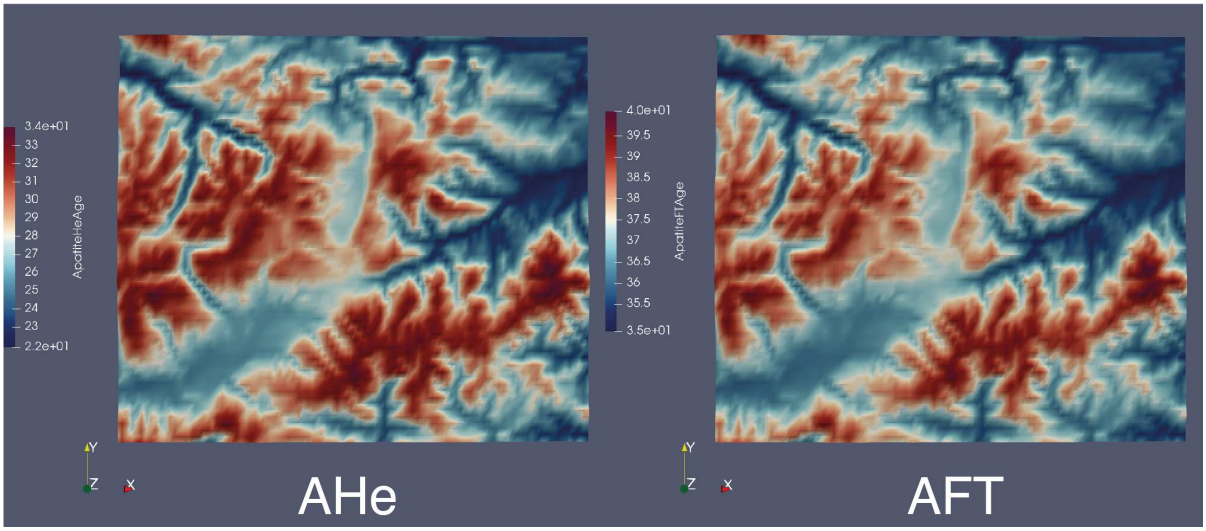


Figure VI.11. *Cartes de la répartition des âges AHe et AFT prédits à la surface à t=0 (actuel). Cette carte est issue du meilleur modèle (bestfit) avec 2 phases d'exhumation en considérant le scénario sans évolution topographique.*

A l'échelle du bloc modélisé, les cartes des âges AHe et AFT (Fig. VI.11) prédits en se basant uniquement sur le modèle d'exhumation défini dans le bloc Sud de la faille de Mérens ne présentent pas de différence entre les massifs de part et d'autre de la faille de la Têt. La carte des âges ZHe prédits n'est pas présentée mais ces âges vont de 41 Ma dans les bas topographiques à 45 Ma sur les sommets de part et d'autre de la faille de la Têt. Cette situation correspondrait donc à celle précédent le début de l'activité de la faille de la Têt qui est nécessaire pour expliquer les âges plus jeunes mesurés dans le mur de la faille (massifs du Canigou et de Carança) que dans le toit (bloc Sud faille de Mérens).

Pour résumer

- *Un scénario à 2 vitesses d'exhumation permet de décrire au premier ordre l'exhumation du bloc Sud de la faille de Mérens.*
- *Les différents modèles d'évolution topographique n'affectent que peu l'âge de changement de vitesse d'exhumation (~35 Ma). Les données thermochronologiques ne sont pas ou peu influencées par les différents scénarios d'évolution de la topographie testés.*
- *L'activité de la faille de la Têt est nécessaire pour expliquer les âges obtenus au mur de la faille de la Têt.*

3. Le mur de la faille de la Têt

Comme cela vient d'être démontré, l'histoire d'exhumation régionale modélisée ne parvient pas à expliquer les âges AHe et AFT observés dans les massifs du Canigou et de la Carança. Une seconde phase d'exhumation de ces massifs, contrôlée par le jeu normal de la faille de la Têt, est nécessaire pour expliquer les âges obtenus.

A. Paramètres des inversions

L'activité de la faille de la Têt, telle que modélisée dans Pecube, va permettre un déplacement des isothermes aux abords de la faille (advection de chaleur ; Fig. VI.12) ; cette perturbation peut avoir un effet sur les âges prédits autant dans le mur de la faille que dans son toit. Par conséquent, les âges du bloc Sud de la faille de Mérens, utilisés pour définir le scénario d'exhumation régionale dans le chapitre précédent, sont systématiquement implémentés dans les modèles. Pour rappel, l'exhumation régionale a été fixée selon le meilleur modèle du scénario sans évolution topographique au toit de la faille de la Têt, déterminé dans le chapitre précédent (Tableau VI.2).

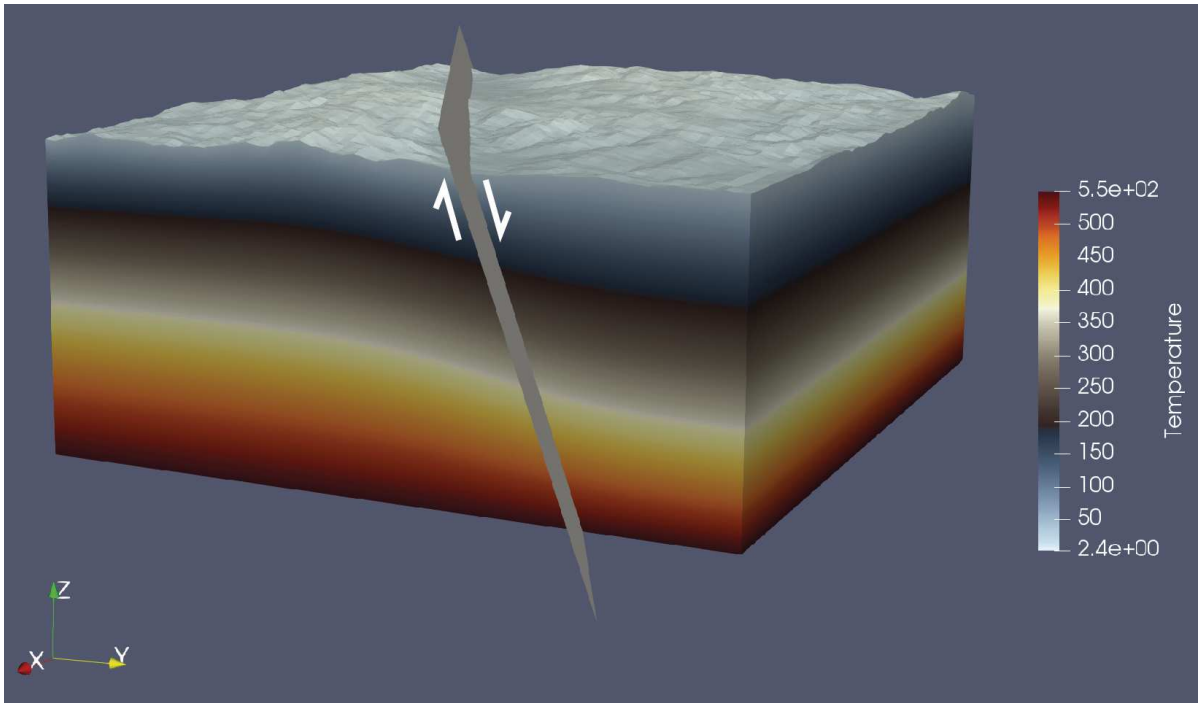


Figure VI.12. *Advection des isothermes par le jeu en faille normale modélisé dans un bloc crustal sous Pecube avec une vitesse de glissement sur le plan de faille de 1,5 km/Ma. Le Nord est aligné suivant l'axe y.*

Avec une approche similaire à la stratégie de modélisation QTQt, l'activité de la faille de la Têt va être inversée pour les différents profils d'échantillonnage d'Est en Ouest : CAN, TET/GAL et ST/PLA. Les âges AHe, AFT (+ longueurs de traces de fission) et ZHe sont implémentés dans les modèles Pecube comme pour les modélisations du bloc Sud de Mérens.

B. Le massif du Canigou

Pour modéliser la période d'activité de la faille de la Têt au niveau du massif du Canigou, l'ensemble des échantillons CAN a été utilisé, comme pour les modèles QTQt précédents.

i) Paramétrisation des inversions

Les inversions ont été réalisées avec un début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start) exploré entre 35 et 25 Ma et une fin d'activité (Têt fault end) entre 25 et 5 Ma. Ces intervalles ont été affinés à l'aide de modèles préalables pour permettre de restreindre la plage d'exploration de l'inversion. La vitesse sur la faille (Têt fault velocity) est échantillonnée dans une gamme comprise entre 0 et 2,5 km/Ma pour la première inversion (CANv1) et entre 0 et 5 km/Ma dans une seconde inversion (CANv2).

ii) Résultats des inversions du Canigou

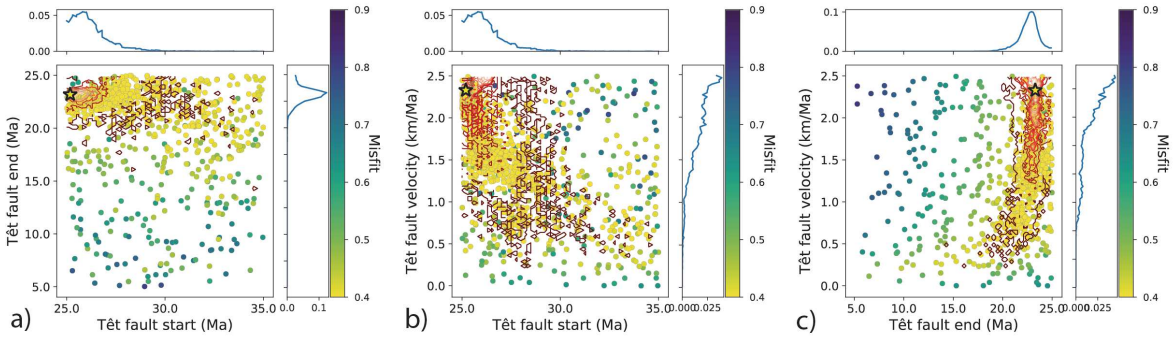


Figure VI.13. *Inversion CANv1 pour contraindre l'activité de la faille de la Têt au niveau du massif du Canigou, la vitesse de la faille de la Têt est échantillonnée entre 0 et 2,5 km/Ma. Chaque point de couleur correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La fin d'activité de la faille de la Têt (Têt fault end) en fonction du début de l'activité sur la faille de la Têt (Têt fault start),* ***b)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction du début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start),* ***c)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction de la fin d'activité sur la faille de la Têt (Têt fault end). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) qui correspond à une activité de la faille entre 25,2 Ma et 23,2 Ma et une vitesse de glissement sur la faille de 2,3 km/Ma, son misfit est de 2,39.*

Les résultats de l'inversion CANv1 bornent la phase d'activité de la faille de la Têt avec un début entre 28 et 25 Ma (Fig. VI.13a et b) et une fin déterminée à 23 ± 1,4 Ma (Fig. VI.13a et c). Sa vitesse de glissement demeure mal contrainte car l'espace des paramètres explorés est trop faible (Fig. VI.13b et c), la courbe de probabilités augmente à partir de 1,75 km/Ma faisant de cette valeur un minimum pour le glissement sur la faille de la Têt. Dans la seconde inversion (CANv2) pour le massif du Canigou, la vitesse sur la faille est inversée dans un intervalle allant de 0 à 5 km/Ma.

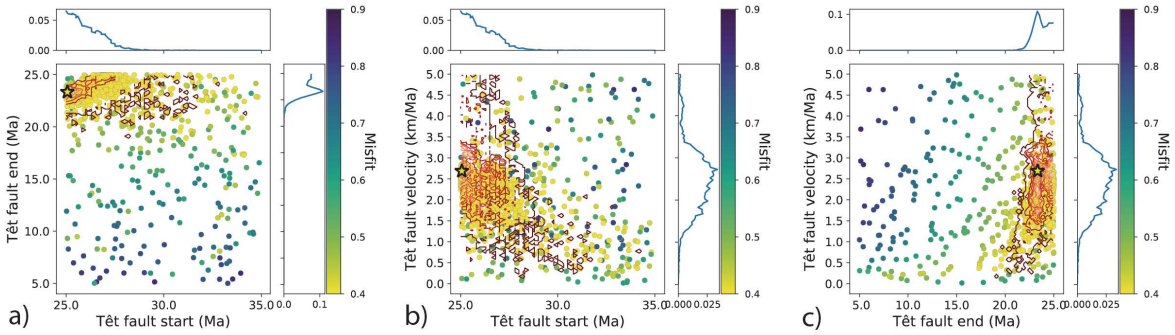


Figure VI.14. *Inversion CANv2 pour contraindre l'activité de la faille de la Têt au niveau du massif du Canigou, la vitesse de la faille de la Têt est échantillonnée entre 0 et 5 km/Ma. Chaque point de couleur correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La fin d'activité de la faille de la Têt (Têt fault end) en fonction du début de l'activité sur la faille de la Têt (Têt fault start),* ***b)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction du début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start),* ***c)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction de la fin d'activité sur la faille de la Têt (Têt fault end). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) qui correspond à une activité de la faille entre 25 Ma et 23,3 Ma et une vitesse de glissement sur la faille de 2,7 km/Ma, son misfit est de 2,35.*

Les résultats des inversions CANv2 ne permettent pas de contraindre précisément le début de la phase d'activité de la faille de la Têt. La fin d'activité est contrainte aux alentours de 23 Ma malgré un pic de probabilité moins bien exprimé que dans le modèle précédent (CANv1). Ce second modèle tend à raccourcir la période d'activité de la faille de la Têt, avec un démarrage à ~25 Ma. La vitesse de glissement sur la faille de la Têt affiche un pic de probabilité entre 1 et 3,5 km/Ma avec un maximum de probabilité aux alentours de 2,7 km/Ma.

Les graphiques de la Figure VI.15 montrent les âges observés vs. prédits pour les modèles CANv1 et CANv2 montrent que les données prédites pour les deux modèles recoupent à l'erreur près les âges AHe observés, hormis pour l'échantillon du sommet (Fig. VI.15A). En ce qui concerne les données AFT, le modèle CANv2, avec son glissement sur la faille de la Têt plus rapide, permet d'expliquer l'ensemble des données AFT mis à part l'âge AFT à la base,

tandis que le modèle CANv1 ne réussit pas à reproduire les âges du sommet du profil. L'âge ZHe en base du profil est reproduit dans les deux modèles (Fig. VI.15B). L'ensemble des modèles indique des longueurs de traces moyennes similaires à la troisième décimale près. Le modèle reproduit la tendance des longueurs de traces observée, à savoir plus longues à la base du Canigou qu'au sommet, sans pour autant reproduire précisément les longueurs de traces obtenues au sommet du Canigou.

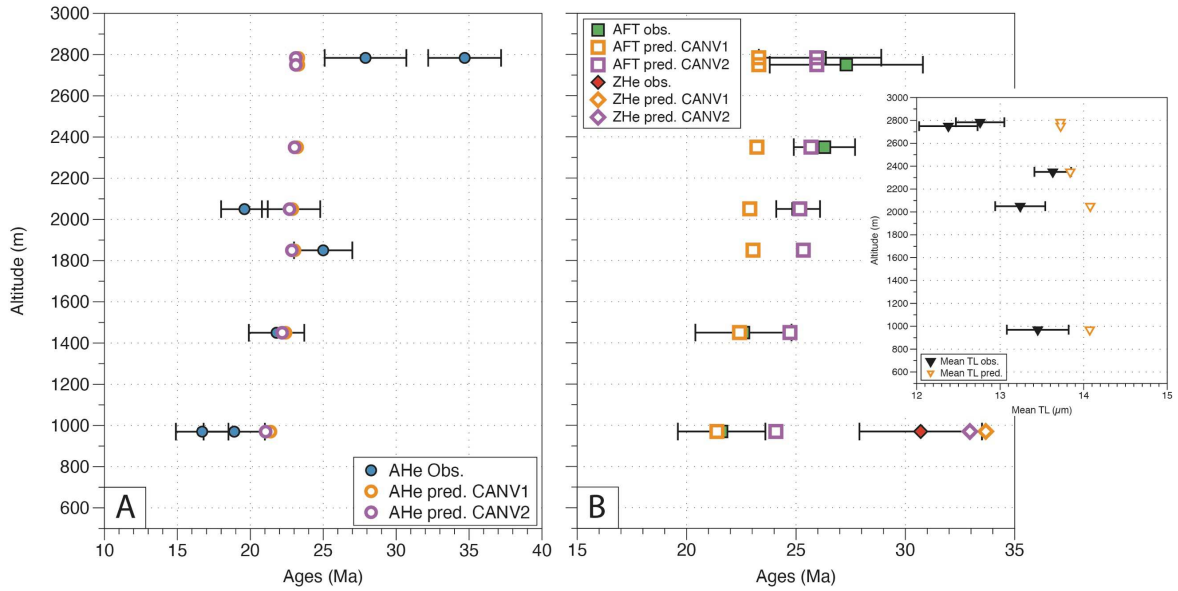


Figure VI.15. *Profils âge-altitude des âges observés vs. âges prédits pour les échantillons du mur de la faille de la Têt dans le massif du Canigou. Les âges prédits sont issus des meilleurs modèles des deux inversions CANv1 et CANv2.* ***A.*** *Graphique pour les données AHe.* ***B.*** *Graphique pour les données AFT et ZHe et les longueurs de traces dans le cartouche à droite.*

La Figure VI.16 présente les âges AHe prédits à la surface par le meilleur modèle CANv2 dans le massif du Canigou (mur de la faille de la Têt) à 5 Ma. L'ensemble des âges sont compris entre 19 et 25 Ma. Les échantillons VER4 et VER10 récoltés dans les olistolithes au pied du massif du Canigou présentent des âges aux alentours de 40 Ma (Section IV.2.D). Les modèles d'exhumation du massif du Canigou donnent des âges similaires à la surface du massif seulement jusqu'à 26 Ma, i.e. avant le début de l'activité de la faille de la Têt. Cela suggère que ces olistolithes ont glissé du massif du Canigou durant le début de la phase d'activité oligo-miocène de la faille de la Têt. En revanche les modèles et les âges obtenus ne sont pas concordants avec un glissement récent de ces blocs comme le suggèrent *Clauzon et al. (2015)*.

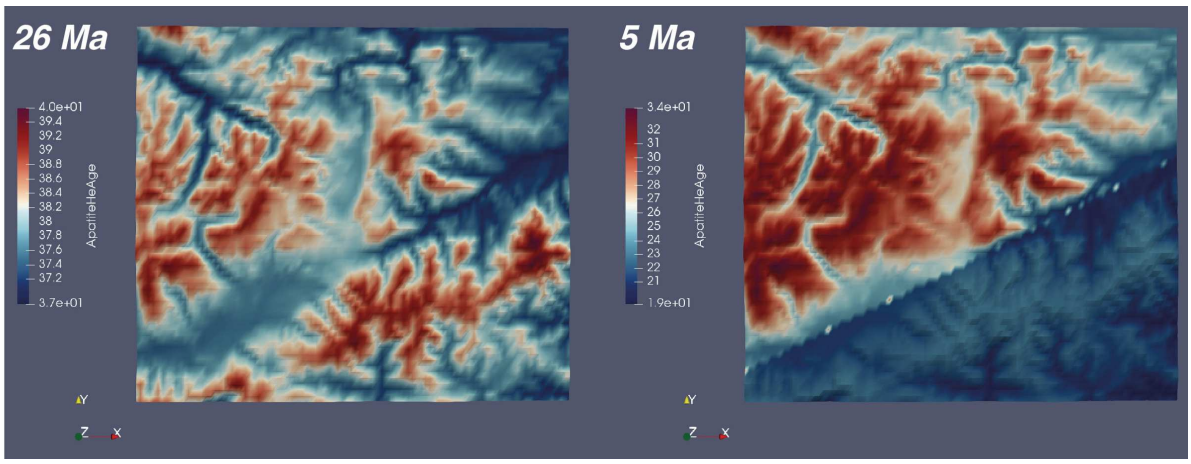


Figure VI.16. *Cartes des âges AHe à la surface à 26 Ma et à 5 Ma obtenus avec le meilleur modèle de l'inversion CANv2.*

Il est important de préciser que le scénario d'exhumation modélisé pour le massif du Canigou ne permet pas d'expliquer les âges AHe et AFT obtenus sur les échantillons dans le bloc Carança à l'Ouest du massif du Canigou et séparé de celui-ci par la faille de Py. Les âges modélisés dans le toit de la faille de la Têt sont similaires à ceux prédits sans activité de la faille (Section VI.2.B.ii) de la Têt ce qui indique que la perturbation thermique générée par l'activité de la faille a peu d'impact sur les âges prédits (Annexe 14).

C. Le massif de la Carança

Les données thermochronologiques des échantillons du massif de la Carança ont permis de subdiviser celui-ci en deux sous-blocs, un sous-bloc Est correspondant aux échantillons TET et GAL, et un sous-bloc Ouest correspondant aux échantillons ST et PLA (cf. Section V.1 pour la carte des échantillons).

i) Paramétrisation des inversions

Pour modéliser avec Pecube la période d'activité de la faille de la Têt ainsi que sa vitesse de glissement au niveau du massif de la Carança, l'ensemble des données thermochronologiques épargnés par l'hydrothermalisme des échantillons TET et GAL du sous-bloc Est a été utilisé comme pour les modélisations QTQt. Les données thermochronologiques des échantillons ST et PLA sont utilisées pour définir la période d'activité de la faille plus à l'Ouest. Les inversions ont été réalisées avec un début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start) modélisé entre 30 et 12 Ma et une fin d'activité (Têt fault end) entre 12 et 5 Ma. La vitesse de glissement est explorée dans la gamme entre 0 et 1,5 km/Ma pour la première

inversion (CAREstv1) et dans une seconde inversion entre 0 et 5 km/Ma (CAREstv2). L'inversion pour les échantillons ST et PLA est réalisée entre 23 et 17 Ma pour le démarrage de la faille de la Têt (Têt fault start) et 17 et 5 Ma pour la fin de son activité (Têt fault end), la vitesse de glissement est échantillonnée entre 0,5 et 2,5 km/Ma. Ces intervalles ont été fixés à l'aide de modélisations préalables.

ii) Résultats des inversions échantillons TET et GAL

Les résultats de l'inversion CAREstv1 (Fig. VI.17) parviennent à définir la phase d'activité de la faille de la Têt au niveau du massif de la Carança entre 15,0 ± 0,8 Ma et 11,1 ± 1,1 Ma. La vitesse d'exhumation de la faille de la Têt n'est pas contrainte par l'inversion, l'intervalle de vitesse choisi étant trop faible les modèles suggèrent néanmoins que celle-ci est supérieure à 1,2 km/Ma. Une deuxième inversion CAREstv2 a été réalisée afin de contraindre la vitesse de glissement de la faille de la Têt.

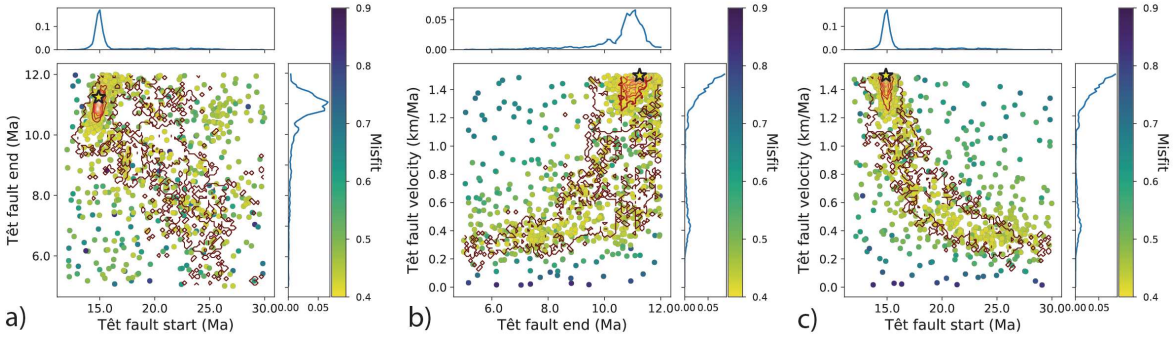


Figure VI.17. *Inversion CAREstv1 pour contraindre l'activité de la faille de la Têt du sous-bloc Est Carança; la vitesse de la faille de la Têt est échantillonnée entre 0 et 1,5 km/Ma dans ce modèle. Chaque point de couleur correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La fin d'activité de la faille de la Têt (Têt fault end) en fonction du début de l'activité sur la faille de la Têt (Têt fault start),* ***b)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction du début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start),* ***c)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction de la fin d'activité sur la faille de la Têt (Têt fault end). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) défini par un démarrage de l'activité de la faille de la Têt à 14,9 Ma et une fin à 11,3 Ma avec une vitesse de 1,5 km/Ma, le misfit associé à ce modèle est de 2,54.*

Les résultats de l'inversion CAREstv2 (Fig. VI.18) suggèrent un démarrage de l'activité de la faille de la Têt aux alentours de 14,6 ± 0,8 Ma, légèrement plus tardif que dans le précédent modèle. L'arrêt de l'activité de la faille de la Têt n'est pas contraint, le pic de probabilité est tronqué, suggérant une période d'activité plus courte de la faille de la Têt. Ce qui est cohérent avec une vitesse d'exhumation plus importante sur la faille de la Têt de 2,1 ± 0,5 km/Ma.

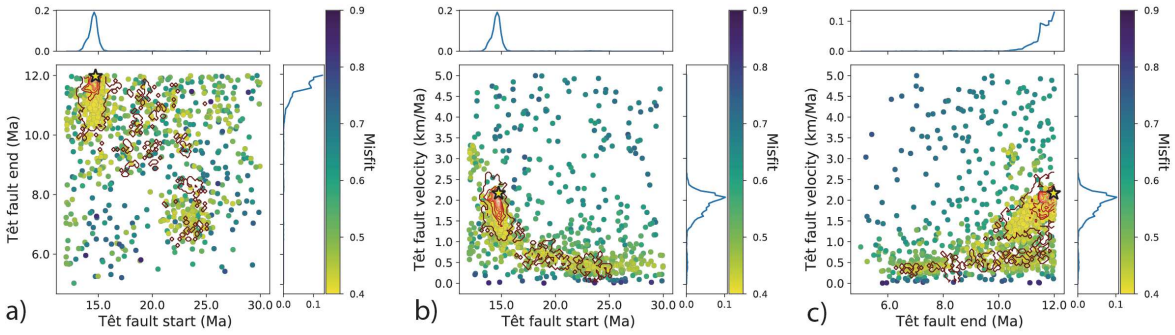


Figure VI.18. *Inversion CARESTv2 pour contraindre l'activité de la faille de la Têt du sous-bloc Est Carança ; la vitesse de la faille de la Têt est échantillonnée entre 0 et 5 km/Ma. Chaque point de couleur correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La fin d'activité de la faille de la Têt (Têt fault end) en fonction du début de l'activité sur la faille de la Têt (Têt fault start),* ***b)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction du début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start),* ***c)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction de la fin d'activité sur la faille de la Têt (Têt fault end). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) défini par un démarrage de l'activité de la faille de la Têt à 14,7 Ma et une fin à 12,0 Ma avec une vitesse de 2,2 km/Ma, le misfit associé à ce modèle est de 2,50.*

La Figure VI.19 présente les âges observés vs. prédits pour l'ensemble des données TET/GAL du mur de la faille de la Têt (sous-bloc Est Carança). Les deux modèles présentent une différence d'âges peu marquée (< 0,5 Ma) pour les données AHe et AFT. La différence est plus importante pour les données ZHe (de l'ordre de 1 Ma). Les modèles parviennent à reproduire globalement l'ensemble des âges (AHe, AFT et ZHe) à la base du massif de la Carança. Les données pour l'échantillon TET5 au sommet du massif ne sont pas reproduites, que ce soient les données AHe ou ZHe. Cela est similaire à ce qui est observé avec les modèles QTQt (Section V.3.B.ii) suggérant que l'histoire thermique de cet échantillon est différente de l'ensemble des échantillons TET et GAL. Les longueurs de traces moyennes prédites pour cet échantillon sont de 13,9 et 14,2 µm, plus longues que celles qui sont observées dans le massif (11,5 ± 0,7 et 11,7 ± 0,5 µm). Contrairement au massif du Canigou, la deuxième inversion avec la plage de vitesse de la faille de la Têt plus importante ne diminue pas significativement le "misfit" du modèle. Comme cela est observé pour les inversions sur le massif du Canigou, les âges modélisés dans le toit de la faille de la Têt sont similaires à ceux prédits sans activité de la faille (Section VI.2.B.ii) confirmant que la perturbation thermique générée par l'activité de la faille même plus récente a peu d'impact sur les âges prédits (Annexe 14).

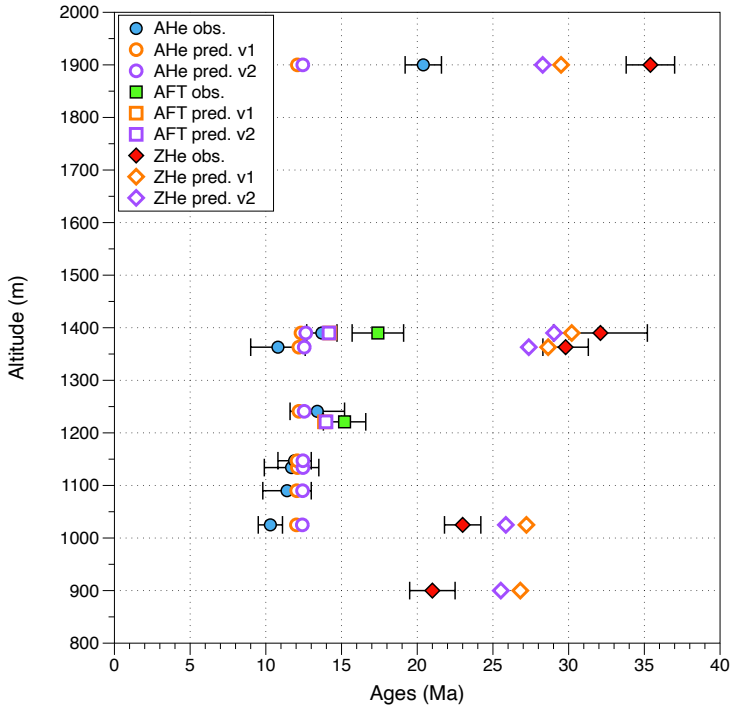


Figure VI.19. *Profil âge-altitude des âges observés vs. âges prédits pour les échantillons au mur de la faille de la Têt pour les meilleurs modèles des deux inversions CAREstv1 et CAREstv2 (sous-bloc Est Carança). L'ensemble du jeu de données AHe AFT et ZHe est représenté.*

iii) Résultats de l'inversion des échantillons ST et PLA

L'inversion des échantillons ST et PLA plus l'Ouest le long du massif de la Carança ne parvient pas à contraindre la phase d'activité de la faille de la Têt. (Fig. VI.20). La variabilité des données pour les échantillons récoltés dans ce sous-bloc (Section V.3.B.ii) peut expliquer la difficulté des modèles à converger vers un ensemble de solutions.

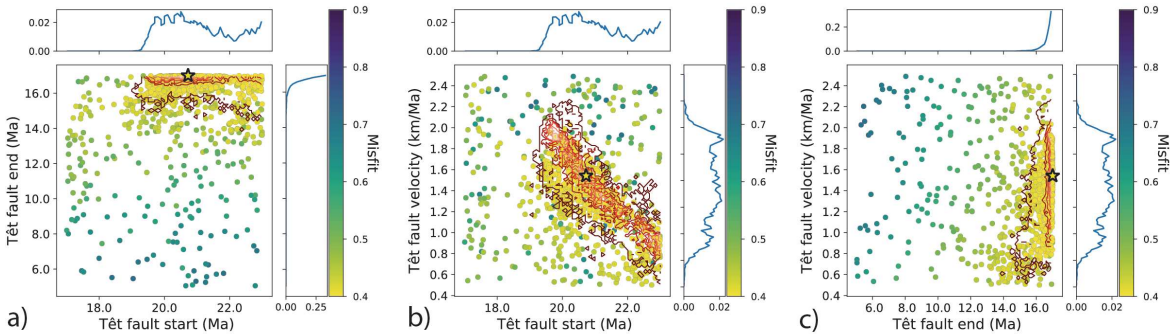


Figure VI.20. *Inversion des échantillons ST et PLA pour contraindre l'activité de la faille de la Têt au niveau de l'Ouest du massif de la Carança. Chaque point de couleur correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La fin d'activité de la faille de la Têt (Têt fault end) en fonction du début de l'activité sur la faille de la Têt (Têt fault start),* ***b)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction du début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start),*

c) *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction de la fin d'activité sur la faille de la Têt (Têt fault end). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) défini par un démarrage de l'activité de la faille de la Têt à 20,7 Ma et une fin à 17,0 Ma avec une vitesse de 1,5 km/Ma, le misfit associé à ce modèle est de 2,48.*

L'inversion réalisée suggère un démarrage de l'activité de la faille de la Têt supérieur à 19 Ma et un arrêt de l'activité de la faille de la Têt à 16 Ma au plus tard, plus précoce que ce qui est mis en évidence avec les échantillons TET et GAL dans le sous bloc Est. La vitesse de glissement sur la faille de la Têt est comprise entre 0,8 et 2 km/Ma.

Le graphique des âges observés vs. prédits (Fig. VI.21) montre que le meilleur modèle permet d'expliquer l'âge ZHe obtenu dans ce sous-bloc ainsi que les âges les plus jeunes du profil âge altitude. Cependant il n'explique pas les âges plus vieux obtenus en AHe sur le profil ST. Le modèle ne parvient pas à expliquer l'âge AFT et sa distribution de longueurs de trace. L'âge AFT prédit de 19,7 Ma est plus vieux que celui observé et la moyenne des longueurs de traces de 14,1 µm. Un modèle avec des intervalles mieux définis serait ainsi nécessaire, mais en raison de la variabilité des données AHe il semble difficile d'expliquer l'ensemble des âges AHe de ce profil par un seul modèle.

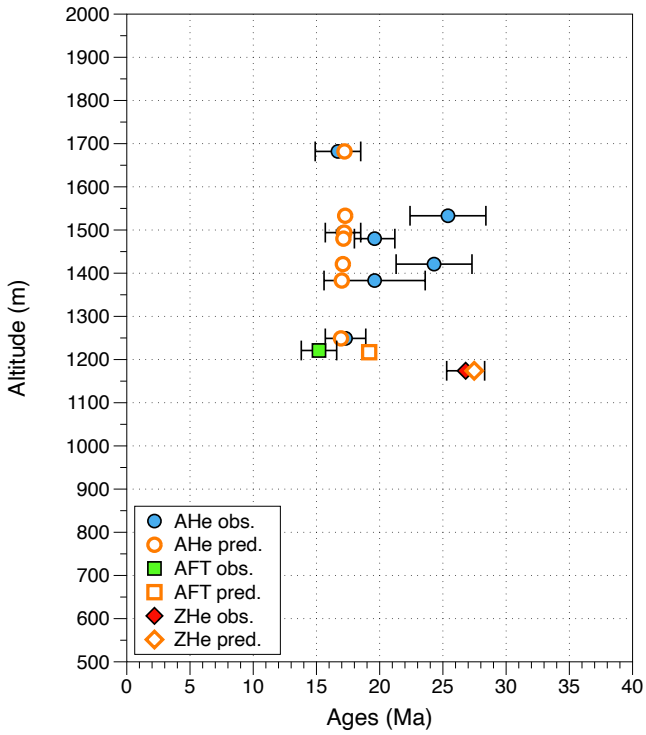


Figure VI.21. *Profil âge-altitude des âges observés vs. âges prédits pour les échantillons au mur de la faille de la Têt pour le meilleur modèle de l'inversion des échantillons ST et PLA (sous-bloc Ouest Carança). L'ensemble du jeu de données AHe AFT et ZHe est représenté.*

D. Résultats des modèles Pecube et comparaison avec les modélisations QTQt

Les modélisations Pecube suggèrent des périodes et des vitesses de glissement différentes sur la faille de la Têt selon le bloc ou sous-bloc considéré (ou le segment de faille considéré).

Dans le massif du Canigou, la faille de la Têt présente une période d'activité modélisée très courte entre 25 et 23 Ma et des vitesses de glissement importantes de l'ordre de 2,3 km/Ma ce qui correspond à une exhumation verticale de l'ordre de 2,16 km/Ma dans le massif pour cette période. Il demeure important de préciser que l'incertitude sur la vitesse de glissement de la faille est importante, de l'ordre de 1 km/Ma. Les modélisations suggèrent dans tous les cas des vitesses d'exhumation plus importantes que la valeur moyenne de 0,33 km/Ma suggérée par les profils âge-altitude (Section V.3.A.i). Cet écart peut s'expliquer par la prise en compte d'une période d'exhumation plus longue dans les profils âge-altitude entre 27 et 23 Ma. Le scénario simple modélisé avec une période d'activité et une vitesse constante peut expliquer une partie de ces différences. Il est important de noter que le meilleur modèle reproduit dans l'ensemble les données thermochronologiques obtenues sur le massif du Canigou (Fig. VI.15).

Dans le massif de la Carança, les données des échantillons TET et GAL suggèrent une activité de la faille de la Têt plus tardive entre 15 et 12 Ma, et des vitesses de glissement plus faibles entre 1,5 et 2,5 km/Ma. Le meilleur modèle suggère une vitesse de glissement de 2,2 km/Ma ce qui correspond à une vitesse d'exhumation verticale de l'ordre de 2 km/Ma pour cette période, supérieure au taux d'exhumation moyen de 0,10 km/Ma défini précédemment sur la période 10-20 Ma via le profil âge-altitude des données AHe (Section V.3.B.ii). La faible différence entre les âges AHe et AFT dans ce profil suggère un passage rapide des zones de rétention partielle (PRZ) et de cicatrisation partielle (PAZ) de ces systèmes. Ici encore, la différence peut être liée à la différence de période considérée et l'intégration de l'échantillon TET5 dans les profils âge-altitude de ce bloc mais également au scénario simple d'activité sur la faille de la Têt.

Les modélisations réalisées sur les échantillons ST et PLA plus à l'Ouest suggèrent une activité de la faille de la Têt entre 21 et 17 Ma et des vitesses de glissement entre 0,8 km/Ma et 2 km/Ma. Le peu de données et leurs incertitudes (Section V.3.B.ii) ne permettent pas de clairement définir l'activité de la faille de la Têt à ce niveau. La présence d'un réseau important de failles NO-SE dans ce secteur peut être à l'origine de la dispersion des données

thermochronologiques et du manque de contraintes cinématiques (Section III.1.B). La déformation distribuée sur plusieurs accidents a pu isoler des micro-blocs avec des histoires thermiques et tectoniques variables.

Les trajets thermiques obtenus sur le massif du Canigou (Fig. VI.22) sont similaires pour les modèles QTQt et Pecube. Bien que le trajet issu des modèles Pecube soit légèrement plus chaud entre 35 et 23 Ma, les périodes qui marquent un changement du taux de refroidissement sont cohérentes entre les deux modèles. Le changement de vitesse d'exhumation régionale s'enregistre dans les trajets thermiques des deux modèles aux alentours de 35 Ma (en jaune). Ce qui suggère que le massif du Canigou conserve un enregistrement de la phase d'exhumation éocène mise en évidence dans le toit de la faille. Le refroidissement est cependant plus marqué dans le trajet QTQt mais les âges zircons y sont considérés comme une contrainte et le trajet thermique est peut-être forcé à ce point. Le refroidissement rapide associé à l'activité de la faille de la Têt (en gris) est restreint entre 25 et 23 Ma dans le modèle Pecube alors que celui-ci s'étend entre 25 et 20 Ma dans le modèle QTQt. Le refroidissement sur cette période est de l'ordre de 80 °C pour les deux modèles. Le taux de refroidissement est ensuite constant jusqu'à l'actuel dans les deux modèles, essentiellement contrôlé par la température de surface.

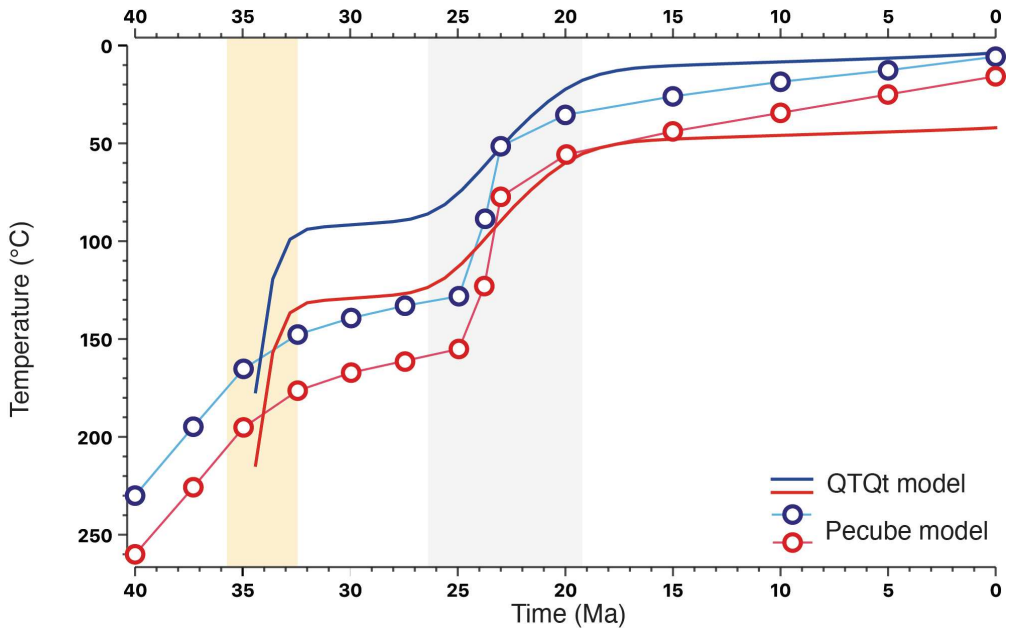


Figure VI.22. *Trajets température-temps modélisés sous QTQt et Pecube pour le massif du Canigou. En bleu, le trajet thermique de l'échantillon le plus élevé. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En jaune et en gris sont indiquées les périodes pour lesquelles le taux de refroidissement croit pour les deux modèles.*

Les trajets thermiques modélisés dans le sous-bloc Est Carança à l'aide des échantillons TET et GAL (Fig. VI.23) apparaissent différents pour les modélisations Pecube et QTQt. Ils marquent tous deux un ralentissement du refroidissement aux alentours de 35-30 Ma (jaune) et un refroidissement prononcé dans la période 15-8 Ma (gris). Cependant, le trajet thermique modélisé avec Pecube apparait plus chaud de 70-80 °C jusqu'à la seconde phase de refroidissement associée à l'activité de la faille de la Têt. Le refroidissement entre 15 et 12 Ma modélisé avec Pecube est de l'ordre de 120°C alors que celui modélisé avec QTQt est bien inférieur (60 °C). Une partie de cette différence peut résulter de l'intégration des données ZHe dans les modèles Pecube alors que celles-ci sont considérées seulement comme des contraintes thermiques dans les modèles QTQt. Mais également du manque de données pour les altitudes supérieures à 1400 m (Section V.3.B.i). Les modèles suggèrent une phase d'activité plus récente et d'amplitude similaire à celle observée dans le massif du Canigou pour expliquer les âges AHe, AFT et ZHe obtenus dans la partie Est du massif de la Carança.

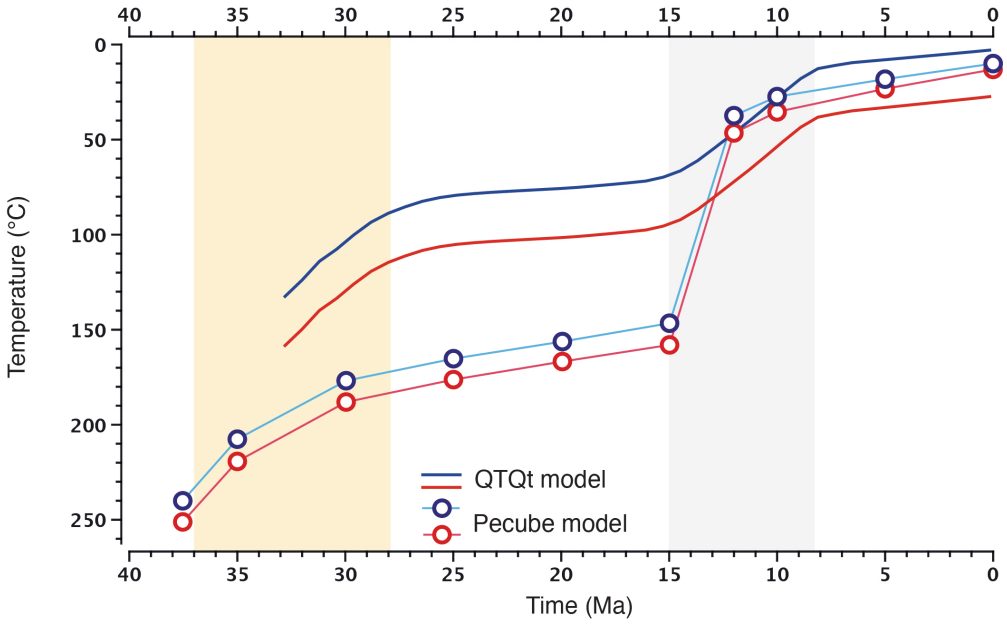


Figure VI.23. *Trajets température-temps modélisés sous QTQt et Pecube pour le sous-bloc Est Carança (profils TET/GAL). En bleu, le trajet thermique de l'échantillon le plus élevé. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En jaune et en gris sont indiquées les périodes pour lesquelles le taux de refroidissement décroit pour les deux modèles.*

Le trajet thermique modélisé pour le sous-bloc Ouest Carança (échantillons ST et PLA) à partir du meilleur modèle des inversions avec Pecube est similaire à celui obtenu avec QTQt en termes d'âge de changement de refroidissement (Fig.VI.24). Comme pour le sous-bloc Est Carança, le trajet thermique montre un décalage important des thermiques déduits des modèles

QTQt et Pecube. Le refroidissement associé au jeu de la faille de la Têt est de 110 °C alors qu'il est de 60 °C pour les modèles QTQt. Ce décalage peut résulter de l'intégration des données ZHe et également du jeu de données AHe bruité et restreint entre 1200 et 1700 m.

Ce décalage entre les trajets thermiques modélisés respectivement avec Pecube et QTQt dans les deux sous-blocs résulte en partie de l'absence de données AHe et AFT entre 1400 et 2000 m ce qui introduit une incertitude dans les deux types de modélisation.

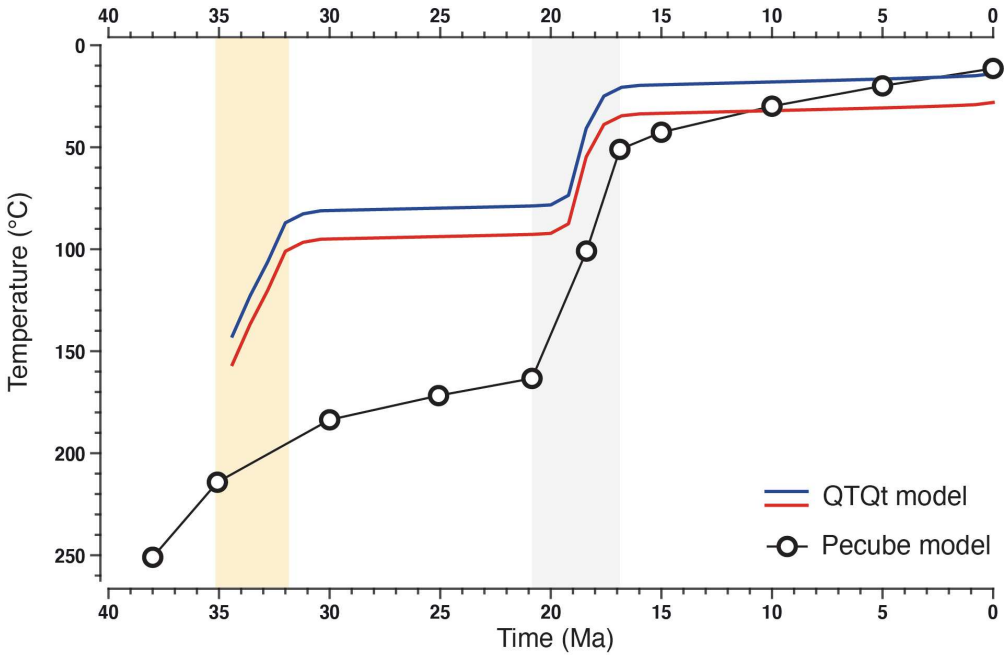


Figure VI.24. *Trajets température-temps modélisés sous QTQt et Pecube pour le sous-bloc Ouest Carança (échantillons ST et PLA). En bleu, le trajet thermique de l'échantillon le plus élevé. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En raison d'un différentiel d'altitude faible pour ces échantillons seul le trajet thermique moyen prédit par Pecube est représenté. En jaune et en gris sont indiquées les périodes pour lesquelles le taux de refroidissement croit pour les deux modèles.*

Pour résumer

- *Les périodes d'activité de la faille de la Têt modélisées par Pecube sont différentes le long de la faille. L'activité de la faille est plus précoce à l'Est (25-23 Ma) au niveau du massif du Canigou qu'à l'Ouest au niveau du massif de la Carança (21-12 Ma). Deux segments de faille sont individualisés au niveau du bloc Carança dont l'activité est plus précoce (~21-17 Ma) à l'Ouest qu'à l'Est (15-12 Ma).*

- *Le trajet température-temps issu des modèles Pecube dans le massif du Canigou est similaire à celui obtenu avec les modèles QTQt. Les trajets température-temps obtenus pour les deux sous-blocs du massif de la Carança présentent des périodes de refroidissement similaires mais des écarts importants de vitesses de refroidissement.*

4. Évolution polyphasée de la faille de la Têt

L'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 22 ± 5 Ma obtenu sur la gouge de la faille de la Têt entre les profils d'échantillonnages TET et GAL (sous-bloc Est Carança) ne correspond pas à la phase d'activité de la faille de la Têt modélisée par Pecube (15-12 Ma). Ces âges sont concordants avec la période d'activité de la faille de la Têt modélisée au niveau du massif de Canigou (25-23 Ma). Cet âge questionne donc sur la présence d'une phase d'activité au début du Miocène sur la faille de la Têt au niveau du sous-bloc Est Carança. Il est important de préciser que l'absence d'âges AHe et AFT supérieurs à 20 Ma ne permet pas d'avoir des contraintes sur l'évolution thermique à cette période.

A. Paramètres des inversions

Il apparait ainsi pertinent de tester un scénario Pecube avec deux phases de glissement sur la faille de la Têt au niveau du massif de la Carança : une première période d'activité de même âge que celle enregistrée au niveau du massif du Canigou et une seconde phase d'activité enregistrée entre 15 et 12 Ma au niveau du sous-bloc Est Carança. Les modèles présentés sont préliminaires mais permettent de discuter le trajet température-temps dans le massif de la Carança

Deux inversions CAR2Fv1 et CAR2Fv2 ont été réalisées afin de déterminer l'impact d'une première activité de la faille de la Têt sur l'exhumation du bloc Carança. Elles considèrent toutes deux une activité de la faille de la Têt entre 27 et 23 Ma, la première inversion avec une vitesse de glissement similaire à celle enregistrée au Canigou (2,5 km/Ma), la seconde avec une vitesse plus faible (1,1 km/Ma). La seconde période d'activité de la faille de la Têt a été échantillonnée entre 25 et 12 Ma pour son démarrage et entre 12 et 5 Ma pour sa terminaison. La vitesse de glissement a été échantillonnée entre 0 et 2,5 km/Ma.

Seules les données AHe, AFT (+ les longueurs de traces de fission) et ZHe des profils TET et GAL ont été utilisées pour ces modélisations, celles des profils ST et PLA du sous-bloc Ouest Carança étant fortement bruitées et possiblement impactées pas l'activité des failles NO-SE.

B. Résultats des inversions

Les résultats de la première inversion (CAR2Fv1) montrent que le pic de probabilité associé au démarrage de la faille de la Têt au niveau du sous-bloc Est Carança est plus large que dans la modélisation précédente (Fig. VI.18) suggérant un début d'activité à 14,2 ± 1,6 Ma (Fig. VI.25). Le pic de probabilité pour la fin d'activité de la faille de la Têt est tronqué mais il suggère un maximum de probabilité pour l'arrêt de la faille de la Têt aux alentours de 12 Ma. La vitesse sur la faille de la Têt affiche un intervalle de probabilité large entre 0 et 1,9 km/Ma avec un maximum de probabilité à 0,8 km/Ma. L'inversion ne converge pas sur la vitesse de glissement de la faille de la Têt, le meilleur modèle (étoile jaune) n'est pas dans l'intervalle de vitesse qui affiche le maximum de probabilité. Les résultats sont globalement plus bruités que ceux obtenus sans activité initiale de la faille de la Têt (Section VI.3.C).

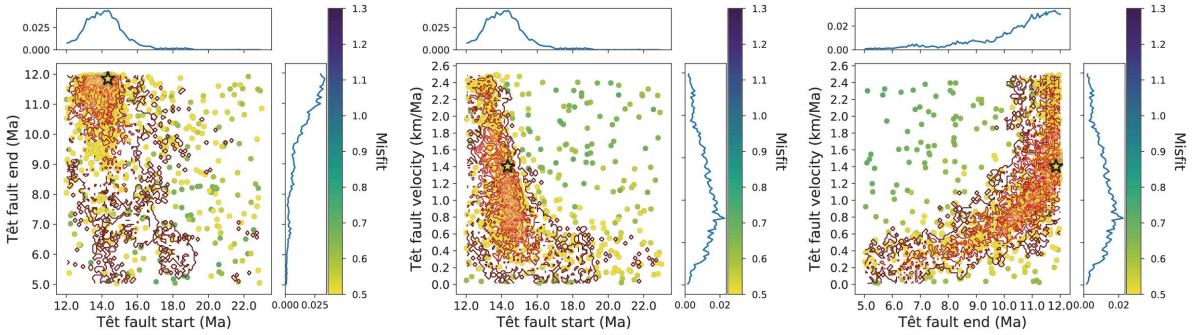


Figure VI.25. *Inversions CAR2Fv1 pour le sous-bloc Est Carança. Une première phase d'activité de la faille entre 27 et 23 Ma avec une vitesse de 2,5 km/Ma a été ajoutée au modèle. Chaque point de couleur correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La fin d'activité de la faille de la Têt (Têt fault end) en fonction du début de l'activité sur la faille de la Têt (Têt fault start),* ***b)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction du début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start),* ***c)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction de la fin d'activité sur la faille de la Têt (Têt fault end). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) suggère une activité de la faille de la Têt entre 14,3 et 11,8 Ma et une vitesse de glissement de 1.4 km/Ma. La valeur de misfit associé à ce modèle est de 2.82.*

Les résultats de la seconde inversion (CAR2Fv2), avec une vitesse de glissement initial de 1,1 km/Ma de la faille de la Têt entre 27 et 23 Ma) suggèrent que l'activité de la faille de la Têt au niveau du sous-bloc Est Carança démarre à 13,7 ± 1,1 Ma (Fig. VI.26). Le pic de probabilité pour l'arrêt de l'activité de la faille de la Têt est lui aussi tronqué et suggère un arrêt précoce de cette activité (> 12 Ma). La vitesse sur la faille de la Têt n'est pas contrainte car l'intervalle échantillonné était trop restreint, cette vitesse est cependant supérieure à 1 km/Ma.

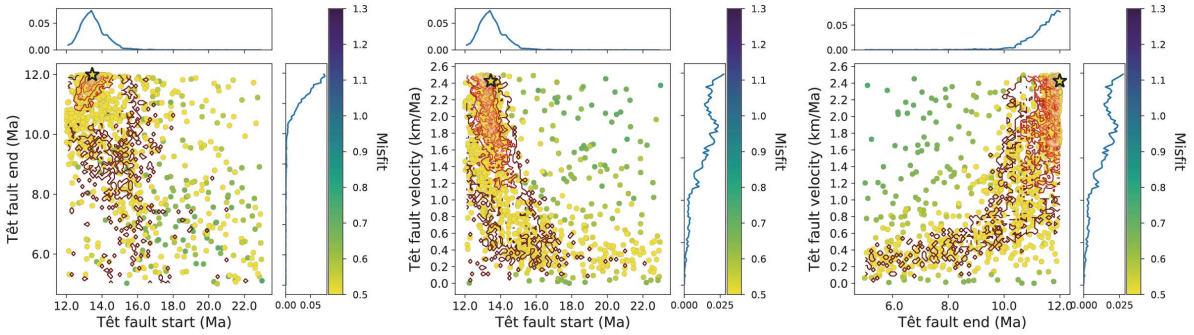


Figure VI.26. *Résultats des inversions CAR2Fv2 pour le sous-bloc Est Carança. Une première phase d'activité de la faille entre 27 et 23 Ma avec une vitesse de 1,1 km/Ma a été ajoutée au modèle. Chaque point de couleur correspond à 1 modèle. Les courbes bleues expriment la densité de probabilité de chaque paramètre.* ***a)*** *La fin d'activité de la faille de la Têt (Têt fault end) en fonction du début de l'activité sur la faille de la Têt (Têt fault start),* ***b)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction du début d'activité de la faille de la Têt (Têt fault start),* ***c)*** *la vitesse de glissement sur la faille de la Têt (Têt fault velocity) en fonction de la fin d'activité sur la faille de la Têt (Têt fault end). L'étoile jaune marque le meilleur modèle (bestfit) suggère une activité de la faille de la Têt entre 13,5 et 12,0 Ma et une vitesse de glissement de 2.4 km/Ma. La valeur de misfit associé à ce modèle est de 2.64.*

Le graphique des âges observés vs prédits (Fig. VI.27) montre que l'ensemble des données AHe et AFT est expliqué par les différents modèles, indépendamment de la vitesse imposée pour la première phase d'activité de la faille de la Têt. L'ajout d'une phase tectonique ne parvient pas à expliquer les âges de l'échantillon TET5 au sommet du profil TET (1900m) ne ce qui renforce l'hypothèse que celui-ci a subi une histoire thermique différente des autres échantillons du profil TET. De même les âges ZHe observés ne sont pas expliqués hormis l'échantillon situé à 1025 m d'altitude. Les âges ZHe prédits sont globalement trop jeunes bien qu'ils soient plus proches de ceux observés pour l'inversion CAR2Fv2 avec un glissement de 1,1 km/Ma sur la faille de la Têt entre 27 et 23 Ma.

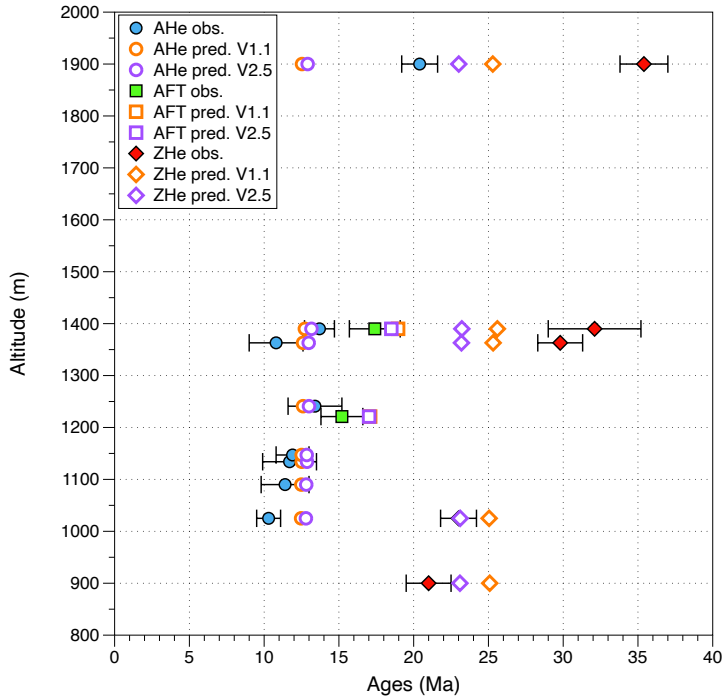


Figure VI.27. *Profil âge-altitude des âges observés vs. âges prédits pour les échantillons du mur de la faille de la Têt dans le sous-bloc Est de la Carança pour les meilleurs modèles des deux inversions CAR2Fv1 (2.5 km/Ma) et CAR2Fv2 (1.1 km/Ma). L'ensemble du jeu de données AHe, AFT et ZHe est représenté.*

C. Résultats des modèles Pecube et comparaison avec les modélisations QTQt

Comme cela a été vu précédemment, la présence d'une première phase d'activité sur la faille de la Têt entre 27 et 23 Ma au niveau du sous-bloc Est Carança quel que soit l'ampleur du glissement réduit d'environ de moitié la vitesse de glissement sur la faille lors de sa seconde phase d'activité entre ~14 et 12 Ma. La Figure VI.28 montre que les trajets thermiques seront également impactés par la présence d'une phase d'exhumation oligo-miocène (27-23 Ma). La prise en compte de cette première phase d'activité de la faille de la Têt permet de réduire la quantité de refroidissement associé à sa seconde phase d'activité qui est de l'ordre de 60 à 80 °C, plus en accord avec les refroidissements obtenus avec les modèles QTQt. L'activité sur la faille de la Têt au niveau du massif dans le Carança semble donc plus complexe qu'au niveau du Canigou et ces modèles préliminaires rendent possible la présence d'au moins deux phases d'activité de la faille de la Têt comme peuvent le suggérer conjointement la thermochronologie multi-méthodes et la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la gouge de la faille de la Têt.

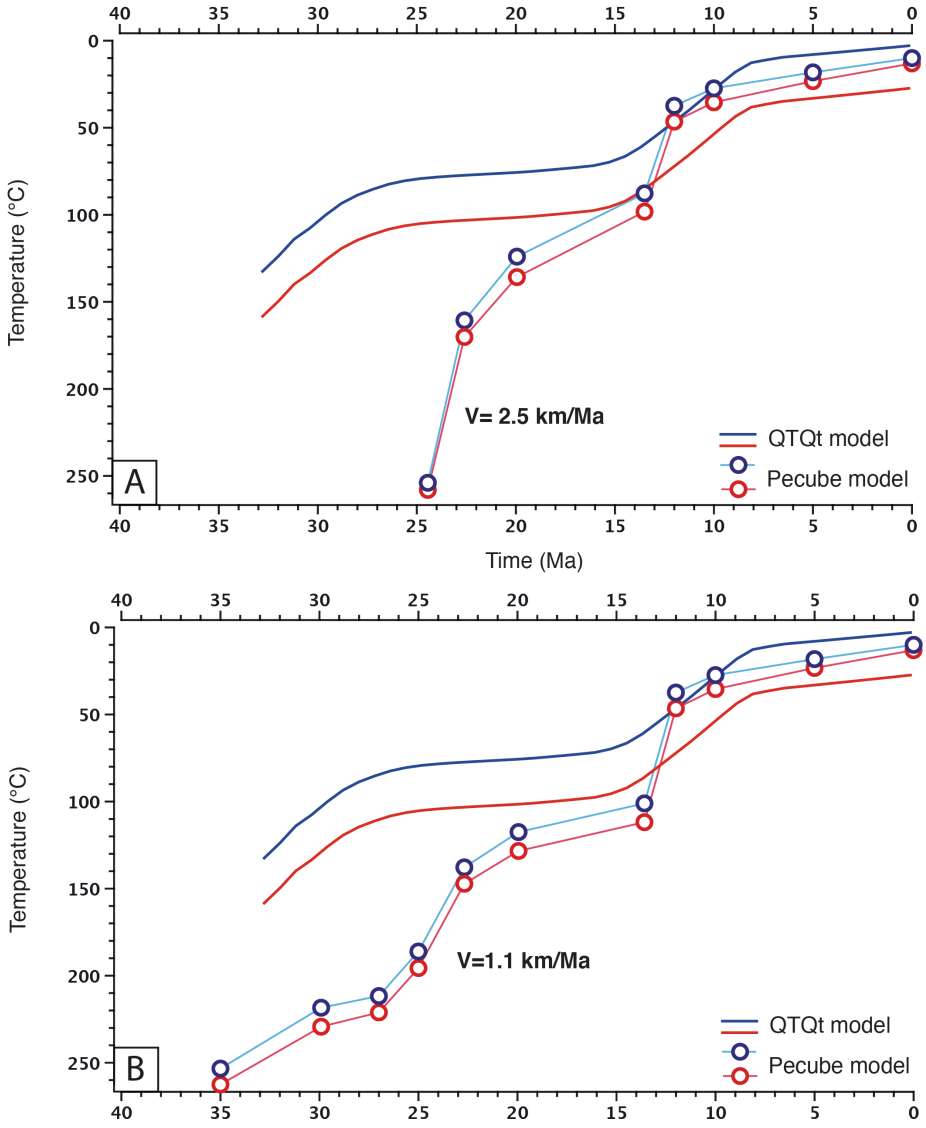


Figure VI.28. *Trajets température-temps modélisés sous QTQt et Pecube pour le sous-bloc Est Carança avec 2 phases d'activité sur la faille de la Têt. En bleu, le trajet thermique de l'échantillon le plus élevé. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. A. Avec une vitesse de glissement de 2,5 km/Ma entre 27 et 23 Ma. B. Avec une vitesse de glissement de 1,1 km/Ma entre 27 et 23 Ma.*

Pour résumer

- *Les différents modèles suggèrent l'existence d'une seconde phase d'activité de la faille de la Têt entre 20 et 10 Ma au niveau du massif de la Carança, postérieure à celle permettant l'exhumation oligo-miocène du massif du Canigou. Cette seconde phase d'activité apporte une explication aux données thermochronologiques obtenues sans exclure l'existence d'une phase précoce oligo-miocène mal contrainte par les données.*

- *L'ensemble des résultats obtenus sera intégré à la discussion pour décrire l'évolution tectonique de la zone mais également des implications vis-à-vis des circulations hydrothermales.*



Partie VII : Discussion générale

1. L'évolution tectonique Cénozoïque de la partie Est de la Zone Axiale des Pyrénées **391**

A. La phase compressive 392

B. La phase extensive 396

2. L'hydrothermalisme le long de la faille de la Têt **402**

A. Les différentes zones hydrothermales le long de la faille de la Têt 402

B. Mise en place des circulations hydrothermales 406



Partie VII : Discussion générale

Les observations et résultats présentés dans cette thèse ont permis dans un premier temps de caractériser la géométrie du réseau de failles de la partie Est des Pyrénées, de replacer la faille de la Têt dans un contexte régional et de mettre en évidence les différents épisodes tectoniques cénozoïques, potentiellement associés à différentes phases d'hydrothermalisme. L'étude thermochronologique couplée à l'analyse des Terres Rares a permis d'identifier les zones impactées par les (paléo-) circulations hydrothermales le long de la faille de la Têt, en particulier en son mur, et de montrer que les anomalies thermiques positives engendrée par ces circulations étaient spatialement plus restreintes que les anomalies modélisées par *Taillefer et al. (2018)*. Les données thermochronologiques acquises en dehors des zones hydrothermalisées ont apporté de nouvelles contraintes pour appréhender l'évolution thermique et tectonique des massifs de part et d'autre de la faille de la Têt à l'aide de modélisations thermiques et thermo-cinématiques. Le but de cette discussion est de proposer un scénario d'évolution tectonique de la partie Est de la Zone Axiale des Pyrénées et d'y inscrire les circulations hydrothermales le long de la faille de la Têt.

1. L'évolution tectonique Cénozoïque de la partie Est de la Zone Axiale des Pyrénées

La partie Est de la chaîne actuelle des Pyrénées apparait comme la conséquence d'une longue période de tectonique compressive entre la fin du Crétacé et la fin de l'Éocène (*Ternois et al., 2019*) à laquelle succède une période de tectonique principalement extensive initialement associée à l'ouverture du Golfe du Lion dès l'Oligo-Miocène (e.g. *Gorini et al., 1993 ; Séranne, 1999 ; Jolivet et al., 2015, 2020*). Les différents résultats de cette étude et de la synthèse bibliographique présentée dans la Section III.1.A.ii ont été utilisés pour reconstituer la chronologie des principales étapes de structuration de la chaîne, et notamment de la Zone Axiale.

A. La phase compressive

i) A l'échelle de la Zone Axiale et de la Zone Sud Pyrénéenne

La Figure VII.1 est une coupe Nord-Sud schématique de la partie Est des Pyrénées depuis la Faille Nord Pyrénéenne jusqu'aux nappes du versant sud de la Zone Sud-Pyrénéenne, sur laquelle différents âges de déformation sont reportés. Sur cette transversale, la Zone Axiale est constituée de 3 unités principales de socle, avec du Nord au Sud, l'unité de Noguères, celle de l'Orri et enfin celle de Rialp à la base. Le contact chevauchant entre ces unités est souligné par des zones mylonitiques pour lesquelles on ne dispose que de quelques données géochronologiques $^{40}Ar/^{39}Ar$. A la base de l'unité de Noguères, plus à l'Ouest de la zone d'étude, l'activité de la faille de Mérens entre les massifs de l'Aston et l'Hospitalet est datée entre 60 et 50 Ma (*McCaig et Miller, 1986*) en accord avec l'âge de 58 Ma de bandes mylonitiques de même direction au sein des massifs de l'Aston et de Soulcem (*Maurel, 2003*). Dans l'unité sous-jacente de l'Orri, un âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 41 à 39 Ma a été obtenu dans le cadre de ce travail (Section IV.4.C) pour une zone mylonitique orientée NO-SE du massif de la Carança qui indique l'existence d'une activité tectonique dans cette unité postérieure à l'activité de la faille de Mérens. Dans la faille de la Têt, des micas hérités dans une gouge ont produit des âges de 49 à 45 Ma (Section IV.4.C) qui enregistrent probablement une activité précoce de la faille lors du raccourcissement pyrénéen, interprété en mouvement dextre inverse par *Sère (1993)*. Notons que cette cinématique n'est pas identifiable au sein de cette gouge polyphasée. Ces âges lutétiens sont probablement à mettre en relation avec un stade initial de chevauchement de l'unité de l'Orri sur celle de Rialp. Il n'existe pas de données pour contraindre la fin de la mise en place de cette unité d'Orri au front Sud de la Zone Axiale.

Des âges U-Pb sur calcite récemment obtenus dans la Zone Sud Pyrénéenne (*Cruset et al., 2020*) permettent de faire en partie le lien entre l'activité des zones mylonitiques de la Zone Axiale et la mise en place des différentes nappes actuellement situées au front de la chaîne. Les âges obtenus pour l'unité supérieure de la Pedraforca se situent entre 71 et 55 Ma et peuvent corréler à ceux obtenus dans l'unité de Noguères, suggérant un enracinement du chevauchement de la nappe de Pedraforca supérieure dans la partie nord de la Zone Axiale, comme cela a été proposé précédemment (e.g. *Vergés et al., 2002 ; Laumonier, 2015 ; Grool et al., 2018*). Dans la nappe de la Pedraforca inférieure, les âges U-Pb des calcites syn-tectoniques sont plus récents, compris entre 45 et 48 Ma et sont proches des âges de

déformation reportés dans ce travail (entre 39 et 49 Ma) dans la partie interne de l'unité de l'Orri (Carança et faille de la Têt). L'âge U-Pb le plus récent de 36 Ma a été obtenu au front de la nappe de Cadi qui se met en place lors des derniers stades de chevauchement de l'unité de l'Orri. On peut remarquer que cet âge est aussi enregistré à la base de la nappe de Gavarnie dans la partie centrale de la chaîne (*Abd Elmola et al., 2018*).

A l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur, cette déformation compressive se propage jusque dans le bassin de l'Èbre où le début de l'extension est datée à environ 28 Ma (*Cruset et al., 2020*). La quantité totale de raccourcissement enregistrée sur la partie Est des Pyrénées durant cette période compressive reste encore discutée. Les dernières estimations donnent des valeurs de l'ordre de 110 km, avec un maximum de raccourcissement compris entre 59 et 34 Ma. (*Grool et al., 2018*).

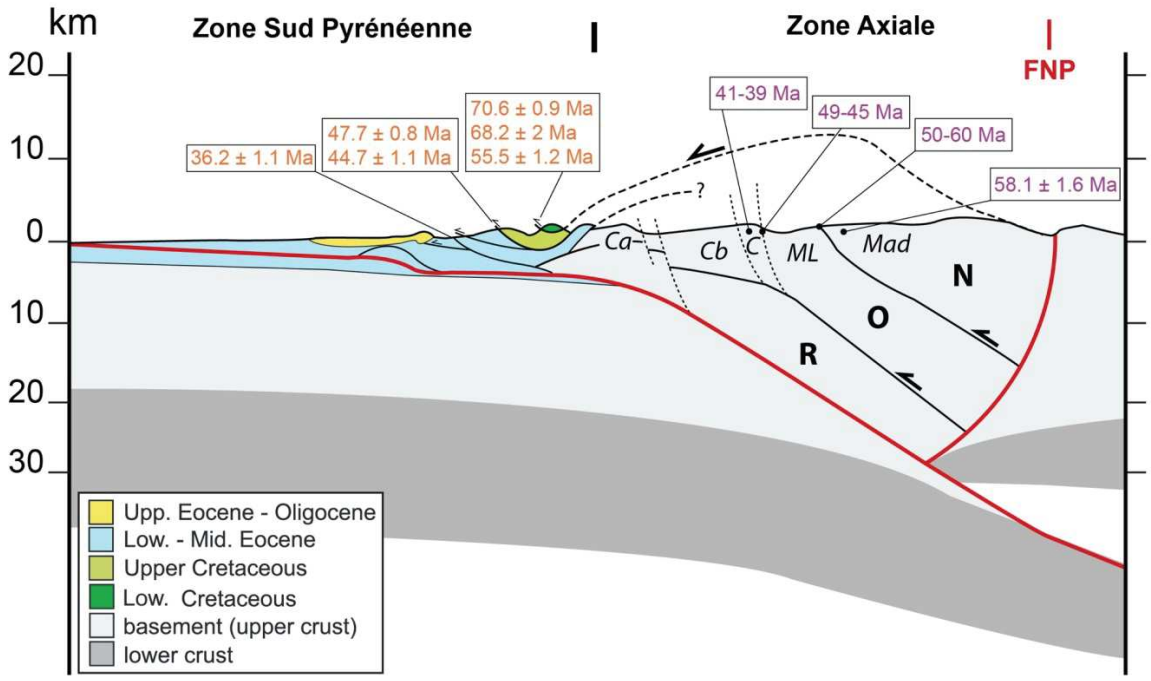


Figure VII.1. *Coupe de la Zone Sud Pyrénéenne et de la Zone Axiale modifiée d'après Grool et al. (2008). Les grandes unités de la Zone Axiale de Rialp (R), Orri (O) et Noguères (N) sont indiquées. La position des différents massifs étudiés dans ce travail est également indiquée (Ca : Cady, Cb : Costabonne, C : Canigou-Carança, ML : Mont-Louis et Mad : Madrès). En orange, sont indiqués les âges U-Pb sur calcite de Cruset et al. (2020) obtenus dans la Zone Sud Pyrénéenne. En violet, les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur la faille de Mérens entre Aston et Hospitalet (McCaig et Miller, 1986) et sur les mylonites de l'Aston (Maurel, 2003) ont été projetés sur la coupe. Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur la faille NO-SE dans le bloc Carança et sur la faille de la Têt sont également reportés.*

ii) Exhumation et évolution température-temps des massifs de la Zone Axiale

Dans la partie centrale de la chaîne, plusieurs études thermochronologiques montrent que l'exhumation de la Zone Axiale associée à l'activation en profondeur de grands chevauchements semble débuter autour de 50 Ma (*Fitzgerald et al., 1999 ; Sinclair et al., 2005 ; Metcalf et al., 2009 ; Rahl et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011*). Comme mentionné précédemment (Figure VII.1), dans la partie Est des Pyrénées, cette exhumation démarre plus précocement (*Maurel et al., 2008 ; Ternois et al., 2019*), probablement entre 84 et 66 Ma, dès le début de l'inversion tectonique qui succède à la phase d'hyper-extension du Crétacé moyen reconnue dans la Zone Nord-Pyrénéenne (e.g. *Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010, 2020 ; Labaume et al., 2020*). Au Paléocène (65-55 Ma), *Grool et al. (2018)* et *Macchiavelli et al. (2017)* proposent l'existence d'une phase de quiescence tectonique corroborée par le peu d'apports détritiques dans le bassin d'avant-pays Nord pyrénéen (*Ford et al., 2016*).

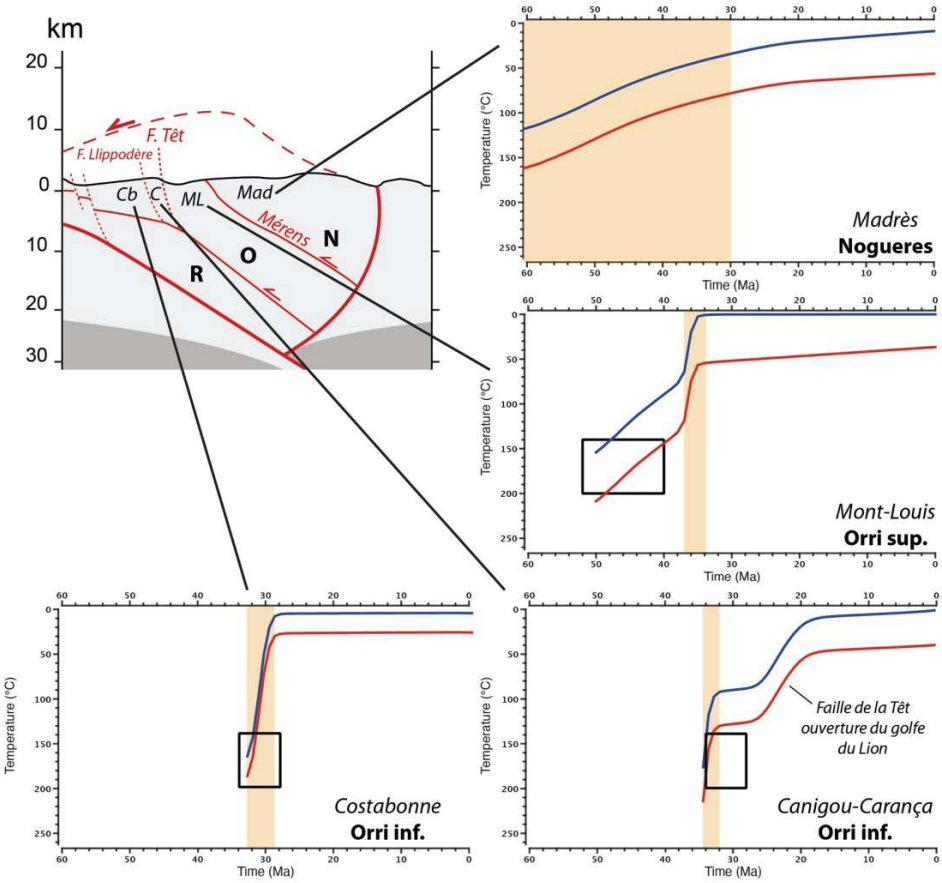


Figure VII.2. *Vue en coupe de la Zone Axiale de la partie Est des Pyrénées où sont repositionnés les différents trajets d'évolution thermique obtenus avec les modèles QTQt. Les trajets des massifs de Madrès et Costabonne sont moins bien contraints que ceux du Canigou ou du Mont-Louis de par un nombre plus réduit de données.*

Sur la Figure VII.2 sont reportés les trajets température-temps obtenus dans cette étude pour les différents massifs des unités chevauchantes de Noguères et de l'Orri. Le trajet thermique obtenu dans le massif du Madrès au Nord de la faille de Mérens suggère un refroidissement lent (2 °C/Ma) sur une période difficile à définir comprise globalement entre 60 et 30 Ma pour l'ensemble du massif qui va dans le sens d'une quiescence tectonique avec une faible activité de la faille de Mérens à la base. Les âges AFT entre 45 et 55 Ma de la base vers le sommet permettent d'envisager un refroidissement plus rapide de quelques degrés à cette période.

Plus à l'Ouest, *Denèle (2007)* rapporte des âges AFT de 30-35 Ma et des âges ZHe entre 46 et 57 Ma ; ces derniers sont en accord avec les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ mentionnés précédemment et associés au jeu de la faille de Mérens. Le trajet thermique obtenu et les âges AFT ne permettent pas de contraindre la période d'activité de la faille de Mérens, qui pourrait être plus précoce dans la zone étudiée. L'ajout de données sur le profil âge-altitude permettrait de mieux détailler l'histoire de refroidissement du massif.

Sous l'unité de Noguères et le chevauchement de Mérens, l'exhumation de l'unité d'Orri est clairement enregistrée entre 38 et 35 Ma sur le trajet température-temps du massif de Mont-Louis. Les modèles Pecube réalisés dans l'ensemble du bloc Sud de la faille de Mérens (incluant les massifs Canigou et Carança) convergent vers le même âge pour la fin de l'exhumation syn-compression. Cette exhumation est également enregistrée par les échantillons situés au sommet du massif du Canigou et Costabonne, bien que le signal soit partiellement effacé dans le massif du Canigou par l'activité normale de la faille de la Têt au cours des épisodes extensifs néogènes. Les légers diachronismes observés pour les périodes de refroidissement au sein de l'unité d'Orri (i.e. entre les blocs Mont-Louis, Canigou-Carança et Costabonne) ne sont pas significatifs et peuvent résulter d'un découplage au niveau des accidents régionaux tels que la faille de la Têt ou de Llipodère. L'ensemble des trajets thermiques modélisés permet de proposer une période d'exhumation de l'unité d'Orri comprise entre 35 et 30 Ma sur cette transversale des Pyrénées, synchrone de son chevauchement sur l'unité de Rialp et du chevauchement du massif du Cadi situé plus au Sud (partie sud de l'unité d'Orri). Cette chronologie d'exhumation est cohérente avec les âges obtenus sur le massif de l'Hospitalet (*Denèle, 2007*) en continuité structurale avec l'unité d'Orri. Les modélisations Pecube suggèrent une exhumation verticale rapide à cette période, dont le taux est compris entre 0,5 et 1 km/Ma pour le modèle « sans évolution

topographique ». Bien que le scénario proposé soit en accord avec la propagation des chevauchements au Sud, il est possible que cette phase de refroidissement soit en partie associée au démarrage de l'extension dans la zone avec le fonctionnement du Rift Ouest Européen dès le Priabonien (*Jolivet et al., 2020 ; Romagny et al., 2020*).

B. La phase extensive

A l'Oligo-Miocène, l'ouverture du Golfe du Lion, associée à la rotation du bloc corso-sarde marque le passage à un régime extensif accommodé par le jeu de grandes failles normales d'orientation NE-SO, telles que les failles de la Têt ou du Tech (*Séranne et al., 1999 ; Maurel, 2003; Maurel et al., 2008*), mais également de failles d'orientation NO-SE telles que les failles du Perthus ou du Roc de France (*Soliva et al., 1991; Laumonier, 2015 ; Olivier et al., 2016*), bien présentes dans le bassin de l'Emporda et dont on retrouve la trace en mer (*Mauffret et al., 2001 ; Maillard et al., 2020*). Notons que l'activité tectonique post-oligo-miocène de la partie Est des Pyrénées demeure débattue et se manifeste par le jeu de nombreux accidents à cinématique variée (cf. Section. III.1.A.ii). Sur la base des âges et modèles présentés dans cette thèse, nous présentons sur la Figure VII.3 un modèle d'évolution de la période extensive enregistrée par les différentes orientations de faille de la Zone Axiale (cf. Section II.1.A.ii).

i) L'activité tectonique à l'Oligo-miocène inférieur (25-20 Ma)

Dans la zone d'étude, l'activité normale de la faille de la Têt est enregistrée par la thermochronologie dans le massif du Canigou dès l'Oligocène. Les modèles d'évolution thermique QTQt suggèrent une phase de refroidissement rapide comprise entre 25 et 20 Ma. Une période identique d'exhumation est obtenue avec les modèles thermo-cinématiques Pecube qui convergent vers une exhumation verticale comprise entre 3 et 4 km, supérieure à la valeur de 2 km proposée par *Maurel et al. (2008)*. Cette période d'activité de la faille de la Têt est cohérente avec l'âge aquitano-burdigalien (23-15 Ma) des sédiments du bassin de Conflent. Les âges AHe obtenus d'environ 40 Ma pour les olistolithes d'Escaro et de Vernet contraignent le glissement de ces blocs au début de la phase d'exhumation du Canigou, contrairement à ce qui est proposé par *Clauzon et al. (2015)*. Des phases postérieures d'activité de la faille de la Têt au pied du Canigou ne sont pas à exclure mais elles demeurent mineures et ne perturbent pas le thermochronomètre AHe.

Les différences d'âges thermochronologiques entre le massif du Canigou et de la Carança suggèrent une activité de la faille de Py synchrone de la faille de la Têt, permettant d'exhumer les massifs du Canigou et de Costabonne situés à son mur (Fig. VII.3A). La faible différence d'âges AHe obtenus de part et d'autre de la faille de Py (i.e. de 18,9 ± 2,1 Ma à la base du Canigou et de 16,7 ± 1,8 Ma au niveau de Vernet dans le bloc Carança) suggère que son jeu est plus faible que celui de la faille de la Têt.

Enfin, notons que cette activité d'âge Oligo-Miocène inférieur n'est pas enregistrée dans le massif de la Carança par les données thermochronologiques. Toutefois, les tests Pecube d'une évolution polyphasée de l'activité sur la faille de la Têt incluant une première période d'activité à l'Oligo-miocène (Section VI.4) suggèrent un jeu de la faille à cette période. Par ailleurs, la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la gouge de la faille de la Têt à l'entrée des gorges de la Carança a donné un âge de 22 ± 5 Ma qui reste compatible avec cette première phase d'activité en faille normale (Fig. VII.3A).

ii) L'activité tectonique au Miocène supérieur (20-15 Ma)

Au Miocène supérieur, les données de thermochronologie basse température montrent une propagation de la déformation liée à l'activité de la faille de la Têt vers l'Ouest, en accord avec l'évolution décrite du réseau hydrographique (*Carozza et Delcaillau, 2000 ; Carozza et Baize, 2004)*. Le profil âge-altitude obtenu dans le mur de la faille de la Têt avec les échantillons des profils St-Thomas et Planès du sous-bloc Ouest Carança est plus bruité que celui du massif du Canigou et ne permet pas de déterminer de taux d'exhumation. Le trajet température-temps obtenu avec QTQt indique une phase de refroidissement rapide entre 20 et 15 Ma. Les modèles Pecube bien qu'ils ne contraignent pas clairement la période d'activité de la faille de la Têt restent compatibles avec une exhumation verticale de 2 à 4 km dans le bloc Ouest Carança à cette période.

Il est probable que l'important réseau de failles NO-SE ai pu compartimenter le massif de la Carança en de multiples sous-blocs avec des histoires thermiques différentes. Deux blocs principaux peuvent être distingués à l'Ouest (ST et PLA) et à l'Est (TET et GAL). La présence de nombreux accidents potentiellement actifs à cette période dans le bloc Ouest expliquerait la discordance des relations âge-altitude observés dans les échantillons prélevés dans cette zone. La faille de Fontpédrouse est une faille majeure de ce réseau de failles NO-SE qui se continue dans le bloc du Mont-Louis et pour laquelle un âge AHe moyen de 18 ±

2,2 Ma (éch. ST13) a été obtenu à son toit. L'exhumation liée au jeu de ces failles NO-SE pourrait expliquer l'élévation du sous-bloc Ouest Carança et des plateaux de Planès et de Cerdagne (Fig. VII.3B). Il est donc important de rester prudent vis-à-vis des taux d'exhumation obtenus le long du mur de la faille de la Têt avec les modèles Pecube car cette zone est affectée par plusieurs failles NO-SE qui ont très probablement joué. Cette activité sur les failles NO-SE est décrite par *Cabrera et al. (1988)* plus tardivement dans le bassin de Cerdagne (13 à 6 Ma) mais également dans la Chaine Côtière Catalane (*Cointre, 1987 ; Philip et al., 1992 ; Saula et al., 1994*), et sera discutée dans les sections suivantes.

L'activation des failles d'orientation NO-SE peut s'expliquer par des changements dans le régime de contraintes à l'échelle géodynamique. L'extension au cours de l'Oligo-Miocène est essentiellement orientée NO-SE et dictée par l'ouverture du bassin Algéro-Provencal vers le Sud-Est mais aussi par la migration de l'arc Apennin vers l'Est depuis 25 Ma (*Gueguen et al., 1998 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Carminati et al., 2012*). Le jeu normal pluri-kilométrique de la faille de la Têt au pied du massif du Canigou marquerait le début de la migration de l'arc et du slab associé. Entre le Burdigalien supérieur (18 Ma) et le Miocène moyen (15 Ma), la direction d'extension devient NE-SO, les failles d'orientation NO-SE jouent en jeu normal et les accidents orientés NE-SO sont repris en décrochement dextre. Le jeu en régime décrochant sur la faille de la Têt ne perturbant pas les isothermes, il n'est pas visible par la thermochronologie. Dans ces conditions d'extension NE-SO, de nombreuses failles d'orientation NO-SE peuvent être activées en failles normales dans l'Est des Pyrénées et la Chaîne Côtière Catalane (*Medialdea et al., 1996 ; Goula et al., 1999*) et participer à l'amincissement de la croûte pyrénéenne (*Lacan et Ortuño, 2012 ; Diaz et al., 2018*, Fig.VII.4). L'origine de cette réorientation de l'extension reste ouverte. Elle pourrait par exemple être liée sans ordre de priorité à (1) un contexte local inhérent à la chaîne des Pyrénées : réorientation des contraintes dans un vaste relai compris entre les grandes discontinuités du faisceau Cévenol et du faisceau Catalan (Fig. VII.4, héritage de décrochements pyrénéens), ou (2) à des mouvements asthénosphériques liés à l'évolution géodynamique locale de la chaîne (rupture d'un éventuel slab) ou du bassin méditerranéen (influence lointaine du retrait du slab apennin vers l'Est).

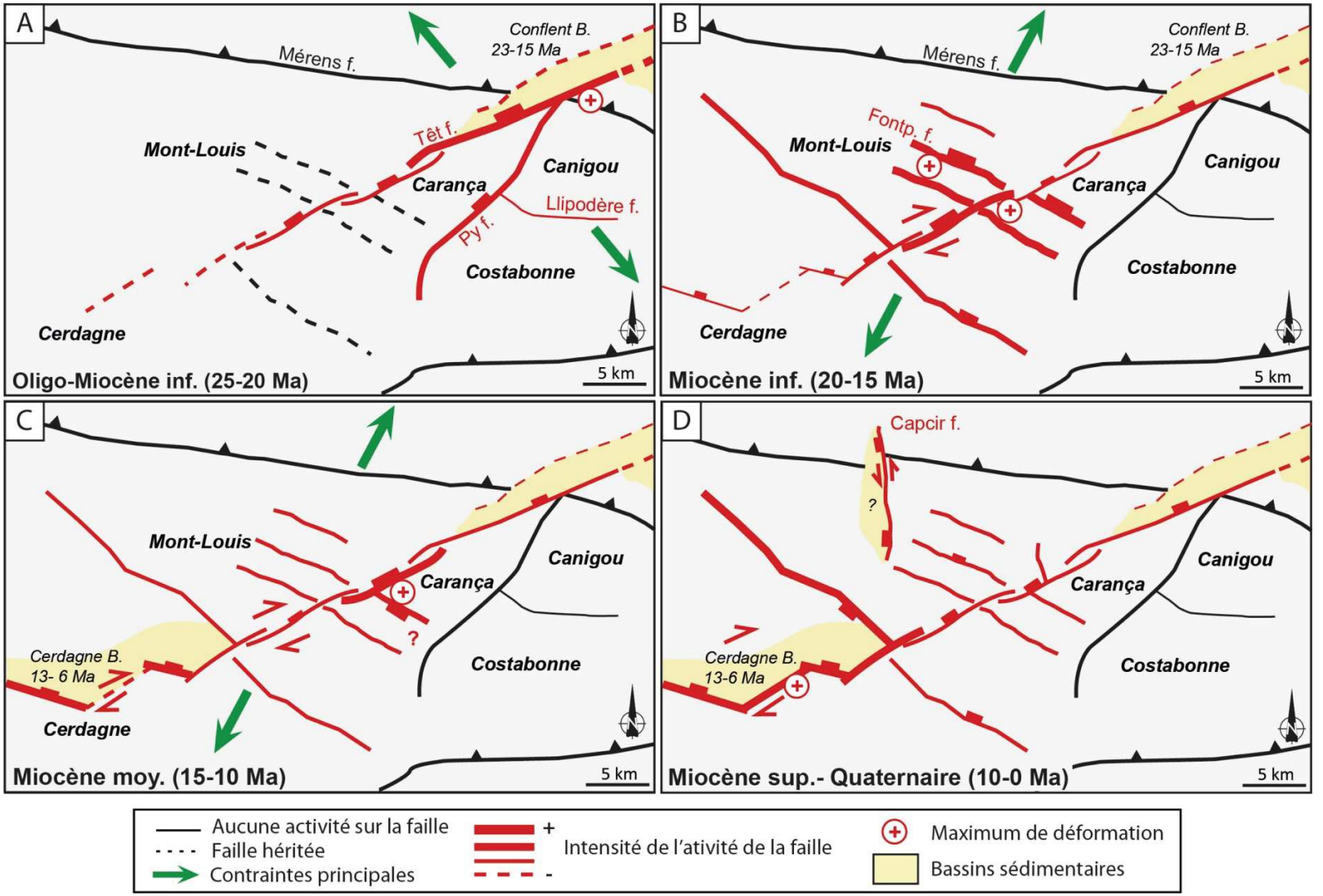


Figure VII.3 *Cartes schématiques représentant l'évolution de la déformation de la partie Est des Pyrénées depuis l'Oligo-Miocène.*

iii) L'activité tectonique au Miocène inférieur (15-10 Ma)

Au Miocène inférieur, les données de thermochronologie basse température relativement jeunes des échantillons TET et GAL suggèrent une activité de la faille de la Têt à l'Est du bloc Carança. Les trajets thermiques modélisés avec QTQt indiquent un refroidissement rapide compris entre 15 et 9 Ma. Les modèles Pecube convergent vers une période d'activité plus courte de la faille entre 15 et 12 Ma et une exhumation verticale de l'ordre de 6 km si l'on considère un seul plan de faille. Cette exhumation verticale est à nuancer en raison du manque de données à des altitudes supérieures à 1400 m, de l'impossibilité d'intégrer plusieurs surfaces de failles dans le modèle, mais aussi en raison de l'activité polyphasée depuis 25 Ma. La modélisation par Pecube incluant une première phase d'activité d'âge oligo-miocène réduit cette exhumation miocène inférieur à 2 km sur la période comprise entre 15 et 12 Ma, et permet d'obtenir une fin de trajet thermique en accord avec le trajet obtenu avec QTQt. Cette exhumation peut s'expliquer par un jeu tardif de ce segment de faille compris entre les zones de relais d'Escaro et de St-Thomas. En complément de l'érosion différentielle de la mylonite du CMNC (*Petit et Mouthereau, 2012*), ce jeu récent pourrait être un argument supplémentaire à la présence des facettes triangulaires les mieux marquées sur ce segment rectiligne de la faille (Section II.4.D, *Briais et al., 1990*). Cette exhumation importante doit également être accommodée par le jeu des failles NO-SE du mur de la faille de la Têt pour ne pas affecter les âges AHe des échantillons situés plus à l'Ouest.

En Cerdagne, à l'extrémité de la faille de la Têt, les failles normales NO-SE sont relayées par des accidents décrochants dextres qui soulignent le passage de la faille de la Têt (*Cabrera et al.,1988 ; Augusti et al., 2006*). L'épaisseur importante des séries détritiques d'âge Vallésien (13,8 - 7 Ma) à la base du bassin de Cerdagne témoigne d'une activité importante de ces failles NO-SE à cette période (Fig. VII.3C).

iv) L'activité tectonique au Mio-pliocène (10-3 Ma) et au Quaternaire.

Au Mio-pliocène, la propagation de la déformation à l'intérieur de la Zone Axiale se poursuit, enregistrée par les dépôts de l'unité sédimentaire supérieure dans le bassin de Cerdagne au Tortonien (11-7 Ma) et au Messinien (6 Ma) (*Augusti et al., 2006*). Au Quaternaire, un jeu normal avec une composante dextre est décrit sur des failles d'orientation N-S similaire à celle de la faille du Capcir (*Briais et al., 1990 ; Calvet et al. 2015 ; Delmas*

et al., 2018), ce qui s'accorde avec modification récente du régime de contraintes vers une compression globalement orientée Nord-Sud (*Rigo et al., 2015* ; Fig. VII.3D).

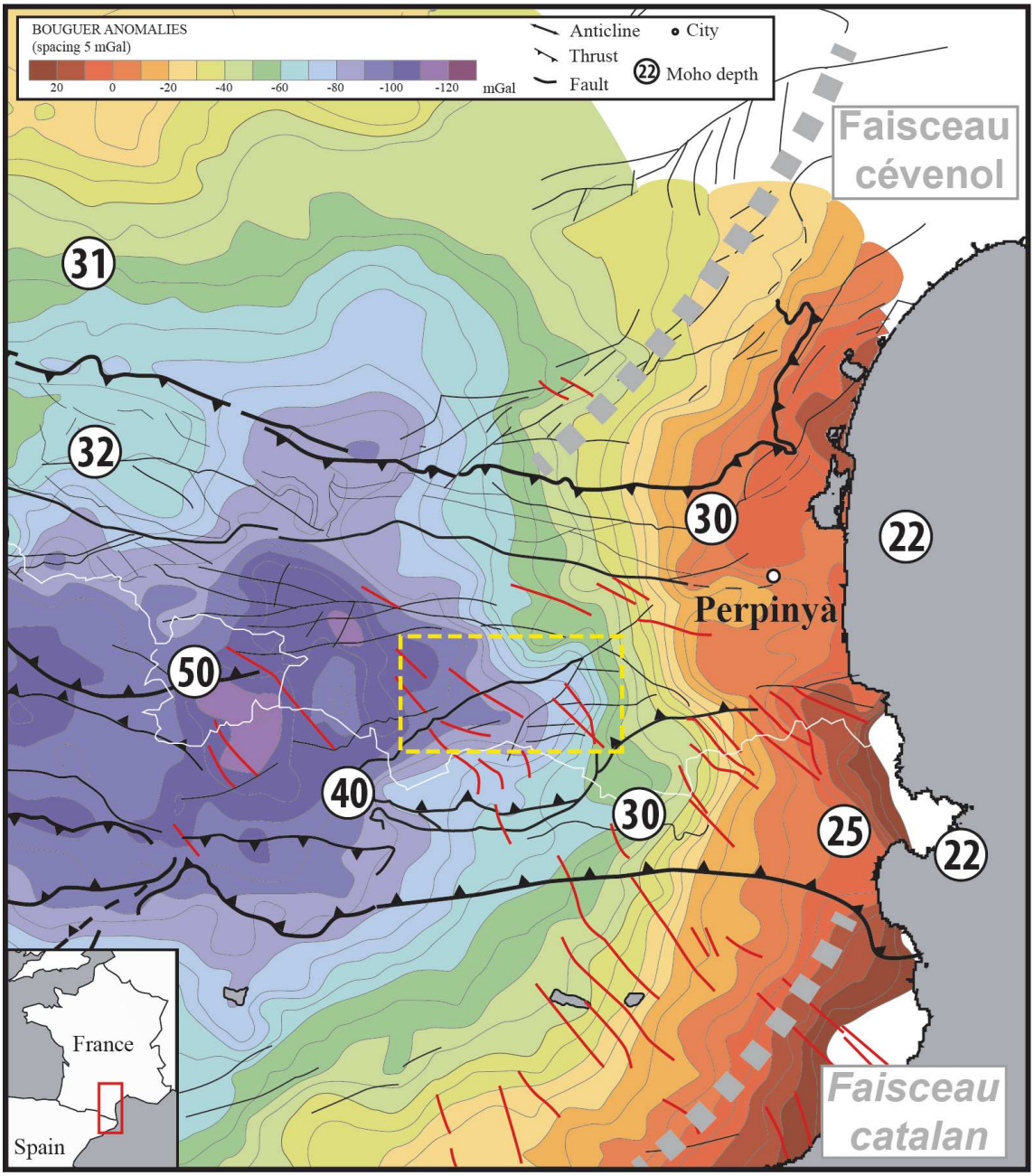


Figure VII.4. *Carte de l'anomalie de Bouger pour la partie Est des Pyrénées, la profondeur du Moho en différents points est également indiquée. En rouge, les principaux accidents NO-SE ; la zone d'étude de cette thèse est encadrée en jaune (modifié d'après Lacan et Ortuño, 2012).*

2. L'hydrothermalisme le long de la faille de la Têt

Dans ce chapitre, l'évolution spatio-temporelle des circulations hydrothermales le long de la faille de la Têt est discutée sur la base des différentes observations rapportées dans cette thèse. Le schéma d'évolution tectonique présenté précédemment est utilisé pour contextualiser la mise en place de ces circulations le long de la faille de la Têt.

A. Les différentes zones hydrothermales le long de la faille de la Têt

i) Les zones de circulations hydrothermales actives

Autour des clusters de Thuès et St-Thomas, les sources attestent de circulations hydrothermales actuelles. A proximité de ces clusters, les apatites présentent un rajeunissement global des âges AHe avec une dispersion des valeurs plus ou moins exprimée selon la distance entre les échantillons et la faille de la Têt. Ce rajeunissement est davantage marqué au niveau du cluster de sources de Thuès que de St-Thomas, ce qui est cohérent avec les différences de températures (T_{max} = 73°C à Thuès vs. T_{max} = 57°C à St Thomas) et de débits cumulés (45 m^3/h à Thuès vs. 25 m^3/h à St Thomas) observés au niveau de chaque cluster. Dans les deux cas, le rajeunissement des apatites, dont les plus jeunes âges sont quaternaires, est corrélé à une baisse globale de leur teneur en Terres Rares qui n'impacte pas la forme des spectres. Cet appauvrissement est également davantage exprimé au niveau du cluster de Thuès que de St-Thomas. Les différentes analyses montrent que l'impact des circulations hydrothermales est limité à des zones d'endommagement situées autour de la faille de la Têt (Fig. VII.5), que ce soit à Thuès (forte densité de linéament) ou à St-Thomas (intersections des failles NO-SE). L'échantillon récolté dans le toit de la faille au niveau du cluster de Thuès (Canaveilles) présente également une variation des âges AHe corrélée à celle des teneurs en Terres Rares. Cet échantillon est le seul du toit de la faille de la Têt où cette corrélation est visible. Il coïncide aussi avec la seule zone où se localisent des sources hydrothermales dans le toit de la faille. Notons que les sources hydrothermales du cluster de Thuès présentent les teneurs les plus fortes en hélium. Plus à l'Est au niveau du cluster de Vernet, les échantillons datés à proximité des sources n'apparaissent pas perturbés.

Les datations ZHe réalisées dans les échantillons à proximité des sources hydrothermales ne présentent pas de dispersion importante des âges ni un rajeunissement marqué, et sont cohérentes avec le profil âge-altitude obtenu dans le massif du Canigou. Cela suggère que l'amplitude de la perturbation thermique liée aux circulations hydrothermales enregistrée

par les échantillons ayant rejoint la surface n'atteint pas la température de 140 °C, qui permettrait de rouvrir le système isotopique (U-Th)/He du zircon. Au niveau de St-Thomas, les âges AFT obtenus n'apparaissent pas non plus perturbés par les circulations hydrothermales et sont cohérents à l'erreur près avec l'ensemble des âges AFT obtenus à des altitudes similaires hors de la zone d'endommagement de la faille de la Têt. La distribution des longueurs de traces est homogène et montre des valeurs relativement courtes, ce qui suggère l'absence de tout réchauffement tardif (*Green et al., 1986 ; Gleadow et Brown, 2000*). Cette distribution est similaire aux distributions observées hors de la zone d'endommagement. Ceci indiquerait que la perturbation thermique enregistrée par les données AHe est inférieure à 110 °C, la température de fermeture du thermochronomètre AFT.

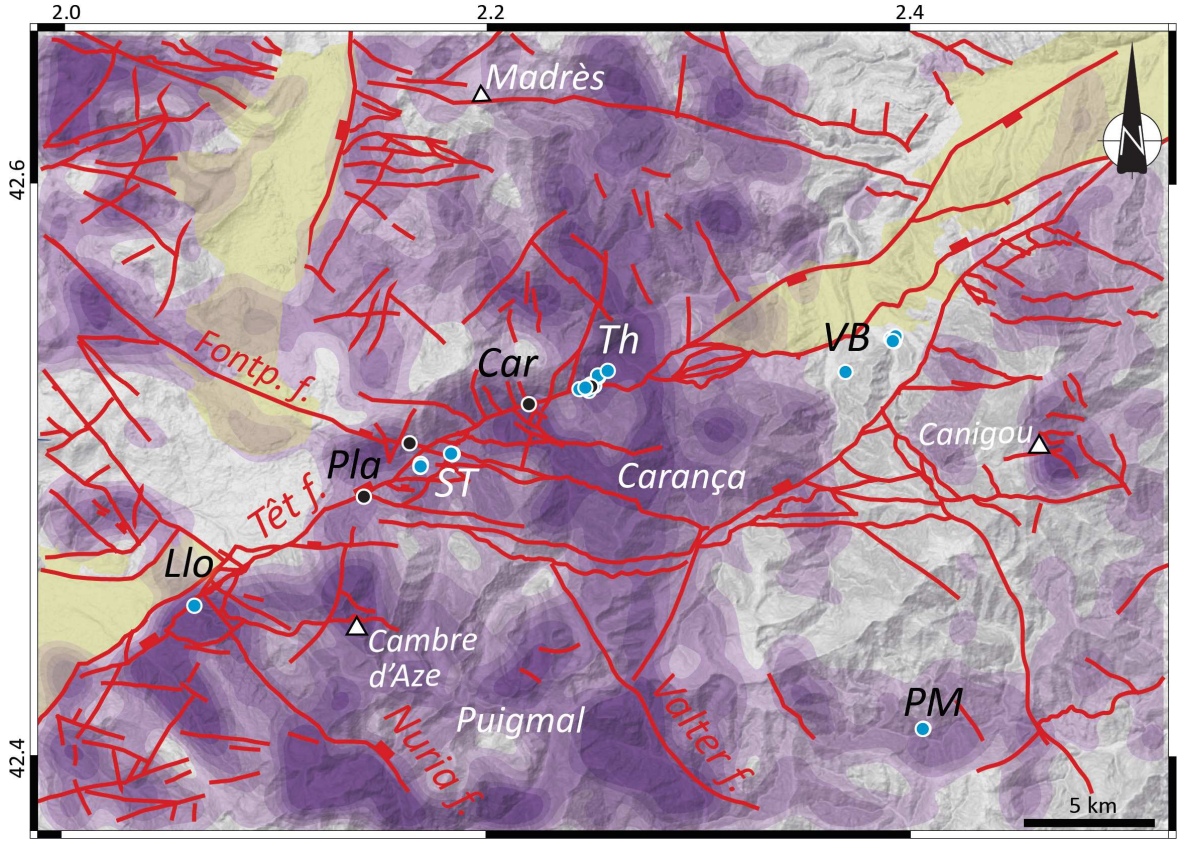


Figure VII.5. *Carte de la densité des linéaments en violet. Les bassins sédimentaires sont indiqués en jaune. Les localisations des sources hydrothermales (en bleu) et des paléo-circulations (en noir).*

ii) Les zones de paléo-circulations et sans circulations hydrothermales

Au niveau des sources actives de nombreuses évidences de paléo-circulations hydrothermales ont été observées. Dans la zone d'endommagement de la faille à Thuès-les-Bains, la chlorite est bien développée sur les affleurements présents autour des sources hydrothermales. Des minéralisations de sphène et d'apatite ont été également observées le long de fractures associées aux circulations de fluides, ce qui suggère une certaine pérennité des écoulements et de l'altération autour des sources actuelles. A St-Thomas, l'altération est peu développée autour des sources hydrothermales actuelles qui par ailleurs ne sont pas localisées proche de la faille de la Têt. Cependant, la zone d'endommagement à proximité de cette faille présente des évidences de chloritisation mais également d'une bréchification importante qui suggèrent que les écoulements ont pu également se localiser sur ce segment de la faille de la Têt par le passé. Le rôle du réseau de failles NO-SE qui intersecte la faille de la Têt a été discuté dans le cadre de l'évolution tectonique de cette zone. L'activité de ces failles, au-delà de permettre une fracturation importante du socle au Miocène, a pu favoriser la localisation de paléo-écoulements comme le suggère la chloritisation importante de la gouge de la faille de Fontpédrouse (Section III.1.B.ii). La présence de ces failles au niveau de St-Thomas a pu conduire à des circulations hydrothermales diffuses sur un volume de roches fracturées plus important qu'à Thuès-les-Bains, induisant une anomalie thermique moins marquée en thermochronologie. La présence de sources actives le long d'une faille NO-SE à Prats-Ballaguer témoigne de l'importance du contrôle structural sur les circulations hydrothermales. Notons par ailleurs que certaines de ces failles atteignent les sommets du bloc Carança et peuvent par conséquent constituer des drains efficaces pour conduire les fluides en profondeur depuis les zones élevées de recharge vers la zone d'intersection de St-Thomas (voir aussi *Taillefer et al., 2018*).

L'échantillon récolté dans la zone d'endommagement distale de la vallée de la Carança, présente des âges AHe compris entre 14 et 8 Ma et une déplétion en Terres Rares bien marquée, en cohérence avec ce qui est observé à quelques kilomètres à l'Est au niveau du cluster de Thuès. Cette zone d'échantillonnage présente de nombreuses évidences de paléo-circulations de fluides (brêche hydraulique, calcite lamellaire, fractures à remplissage de quartz et calcite, chloritisation de la gouge de la faille de la Têt). L'absence d'âges aussi jeunes qu'à Thuès (< 5 Ma) et de sources hydrothermales questionne sur l'existence récente à actuelle d'un système hydrothermal en profondeur. Il est probable que les données AHe et de Terres Rares soient l'expression d'un paléo-système hydrothermal dans la vallée de la

Carança. Les données préliminaires d'inclusions fluides obtenues sur les quartz recristallisés de la brèche hydraulique indiquent des températures de fluides compatibles avec celles des systèmes actuels observés en surface à Thuès-les-Bains. Une courte durée de cette paléo-activité hydrothermale expliquerait la faible teneur en chlorite dans les roches de socle situées à proximité de la faille de la Têt (plus abondante dans les roches de faille, Section III.2.B.i).

A l'extrémité Ouest de la zone d'étude, le plateau de Planès est interprété comme une zone d'infiltration dans les modèles de *Taillefer et al. (2018)*. On observe également un rajeunissement des âges AHe au sein de la zone d'endommagement de la faille de la Têt corrélé à une légère diminution des teneurs en Terres Rares des apatites. Ceci suggère que des paléo-circulations de fluides ont pu se localiser dans cette partie de la faille après 14 Ma, l'âge AHe le plus jeune. Le peu d'affleurements permettant une observation détaillée des roches ne permet pas d'attester de la présence d'une forte altération dans cette zone. L'existence d'une zone de paléo-circulations de fluides hydrothermaux n'est pas incompatible avec la présence d'une zone d'infiltration actuelle sur le plateau de Planès, dont l'élévation postérieure a été accommodée par l'activité des failles NO-SE au Miocène.

Dans le sous bloc Est Carança, les échantillons du profil GAL présentent sensiblement le même âge AHe, environ 10 Ma, le long du profil d'échantillonnage (400 m de différentiel d'altitude), et aucun rajeunissement ni dispersion des âges n'est visible dans la zone d'endommagement. Les spectres de Terres Rares des apatites de la zone d'endommagement, bien que différents des précédents car correspondant à une lithologie para-dérivée, ne montrent pas la déplétion observée pour les échantillons observés par ailleurs dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt. Cette absence d'évidence de perturbation hydrothermale du thermochronomètre AHe est compatible avec l'absence de chlorite dans les échantillons de ce profil. Les âges ZHe obtenus à l'intérieur et hors de la zone d'endommagement sur ce profil sont cohérents avec le profil âge-altitude obtenu sur l'ensemble du bloc Carança. Ces observations suggèrent l'absence de circulations hydrothermales et donc l'absence d'anomalie thermique récente à proximité de la faille de la Têt au niveau du profil GAL.

B. Mise en place des circulations hydrothermales

i) Mise en place dans le contexte régional

La mise en place d'un différentiel de topographie est nécessaire à la mise en place d'un système hydrothermal. Le scénario d'évolution tectonique proposé dans la Section VII.1.B suggère des maxima d'exhumation au cours du Miocène, situés le long du segment Carança de la faille de la Têt et des failles d'orientation NO-SE (Figure V.II.3B et C). Cette période est donc la plus propice à la genèse de la plus forte perturbation thermique liée à une boucle hydrothermale par convection forcée (i.e. advection, forçage lié au gradient hydraulique). Comme vu précédemment, une phase d'activité hydrothermale oligo-miocène le long de ce segment de faille ne peut être exclue et a pu également participer à l'initiation d'un système hydrothermal.

Plusieurs indices permettent de mettre en évidence que des paléo-circulations hydrothermales ont pris place à des localités spécifiques disposées le long de la faille (Thuès, St-Thomas, Carança, Planès). La Figure VII.5 montre que la position de ces clusters s'accorde avec les zones où les failles majeures s'intersectent et/ou la densité de linéaments est importante. La densité de fracturation est également la plus importante au niveau des sommets dans le massif de la Carança, ce qui facilite probablement la recharge des fluides météoriques dans les roches cristallines du massif. Le polyphasage des failles et notamment l'activation des failles NO-SE a probablement permis de localiser des anomalies thermiques positives aux zones perméables liées au croisement de ces structures et la faille de la Têt (Fig. VII.5, St Thomas, Carrança), mais aussi d'augmenter la perméabilité des massifs depuis la recharge jusqu'aux conduits ascendants. Le changement d'orientation de l'extension est donc en partie responsable de l'hétérogénéité du système hydrothermal étudié.

En Cerdagne, les sources de Llo sont également localisées dans une zone à forte densité de linéaments. Les sources au niveau de Vernet-les-Bains ne se localisent pas sur une zone de forte densité de linéaments. La localisation de ces sources semble plutôt influencée par un contact d'âge hercynien (CMNC) permettant la juxtaposition de lithologies de perméabilités différentes (schistes sur gneiss), comme proposé par *Taillefer et al. (2017)*.

ii) Localisation des clusters de Thuès et St-Thomas au regard de l'activité des failles

Entre Thuès-les-Bains et St-Thomas-les-Bains est situé le segment principal de la faille étudié au cours de cette thèse. Ce segment est latéralement limité par les relais de Planès et d'Escaro (Fig. VII.6). Ce segment de la faille de la Têt est relativement rectiligne entre Thuès et St-Thomas et souligné par des facettes triangulaires bien visibles dans le paysage. La modélisation thermique et thermo-cinématique a mis en évidence une activité polyphasée de ce segment de la faille de la Têt conduisant à l'exhumation du bloc Carança au Miocène inférieur et moyen. Des mouvements en faille normale et en décrochement dextre ont été enregistrés, qui se poursuivent en Cerdagne au Miocène supérieur et au Pliocène (*Cabrera et al.,1988 ; Augusti et al., 2006*). Il est donc probable que la localisation des paléo-perturbations thermiques de Thuès et St-Thomas soient en partie liées à la géométrie et la cinématique spécifique de ce segment de faille.

Les principales directions d'extension au Miocène et la cinématique de ce segment de la faille de la Têt sont représentées sur la Figure VII.6. Dans le cas d'un jeu normal d'une faille, les lobes de contraintes en tension localisés aux extrémités des segments de faille sont symétriques (*Cridder et Pollard, 1998 ; Gupta et Scholz, 2000 ; Kattenhorn et al., 2000 ; Soliva et al., 2006*). Ils sont anti-symétriques dans le cas d'un décrochement (*Segall et Pollard, 1980 ; Petit et Barquins, 1988 ; King et al., 1994*). Si l'on considère que ce segment glisse en décrochement dextre, oblique (normal-dextre) ou normal, comme suggéré précédemment (Fig. VII.3b et c), des lobes de contraintes en tension devraient se localiser au niveau du cluster de Thuès-les-Bains dans la partie Nord-Est, et proche du cluster de St Thomas dans la partie Sud-Ouest (Fig. VII.6). La localisation des sources de Thuès situées à l'extrémité Nord-Est du segment pourrait être favorisée par (1) des contraintes locales en tension, (2) la réorientation du plan de faille vers une direction Est-Ouest propice à la dilatance et (3) par la présence d'une zone intensément fracturée. L'augmentation de topographie du bloc Carança Est au Miocène moyen (Fig. VII.3C) a pu accentuer le gradient hydraulique local et constituer le moteur de l'advection des fluides hydrothermaux vers cette zone de forte perméabilité. D'autre part, une cinématique décrochante ou oblique de ce segment de faille devrait en théorie localiser un lobe de contraintes en tension vers St-Thomas du côté Nord de la faille de la Têt (Fig. VII.6). Cependant, la présence des failles NO-SE qui intersectent la faille de la Têt à ce niveau a probablement largement influencé la distribution des contraintes et l'écoulement des fluides hydrothermaux dans le mur de la faille, conduits depuis les sommets des massifs de la Carança jusqu'à la zone d'intersection

(*Taillefer et al., 2018*). Enfin, ces hypothèses inhérentes à l'activité et à la géométrie de ce segment de faille sont compatibles avec l'absence d'évidences hydrothermales des échantillons GAL situés en position centrale sur ce segment de faille. Ceci est en accord avec l'étude de *Curewitz et Karson (1997)*, qui montre bien à l'aide d'une étude statistique de l'occurrence de sources hydrothermales vis à vis de la géométrie des failles, que les résurgences se localisent préférentiellement en terminaison de segments, aux intersections et aux zones de relais.

Enfin, notons que l'entretien de ces drains, même sans activité tectonique le long de la faille depuis la fin du Miocène, pourrait s'expliquer par la présence de surpressions de fluides propres à ces systèmes hydrothermaux advectifs, ce qui permettrait de maintenir les fractures ouvertes et la faille à l'état critique (e.g. *Sibson, 1990, 2000 ; Caine et al., 2010* ; voir aussi la carte de microsismicité des Pyrénées de *Lacan et Ortuño, 2012*). Le maintien de l'ouverture des fractures peut également être favorisé par l'importante hétérogénéité de l'orientation des fractures, par conséquent probablement sensibles à de nombreuses orientations de contraintes, telles que décrites au Plio-quaternaire. Ces circulations ne sont pas nécessairement continues depuis le Miocène, elles peuvent être épisodiques et mobiles le long de la faille mais également dans l'endommagement de la faille à la faveur de l'évolution du réseau fracturé, et notamment de l'orientation des contraintes au cours du temps.

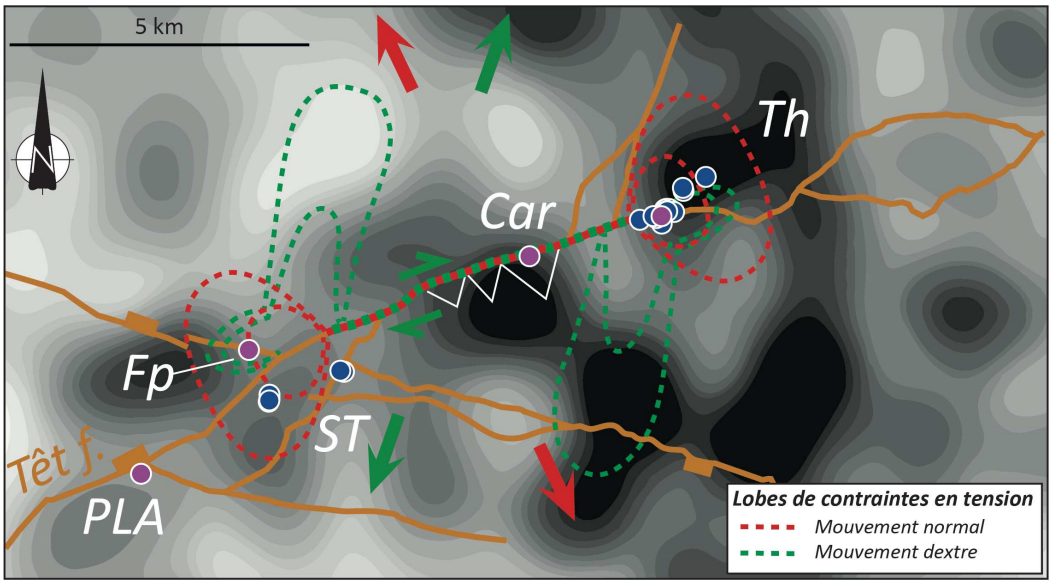


Figure VII.6. *Lobes de contraintes en tension théoriques le long du segment de la faille de la Têt entre les clusters de St-Thomas (ST) et Thuès-les-Bains (Th) qui localisent les sources en surface (cercles bleus), les évidences de paléo-circulations sont indiquées en violet (PLA : Planès, Fp : Fontpédrouse, Car : Carança).*

iii) Implications pour la thermochronologie couplée à l'analyse des Terres Rares

La thermochronologie (U-Th)/He couplée à l'analyse des Terres Rares dans les apatites s'est montrée être un outil efficace pour révéler l'empreinte d'une anomalie thermique associée à des circulations de fluides hydrothermaux. Cet outil offre la possibilité de mettre en évidence l'emprise spatiale des circulations de fluides dans la zone impactée par l'hydrothermalisme. Cette méthode permet de révéler les circulations actuelles en profondeur mais elle présente aussi l'avantage de mettre en évidence des paléo-circulations de fluides hydrothermaux.

L'outil a permis de révéler que l'anomalie la plus marquée le long du segment de faille se localise à Thuès-les-bains, plusieurs paramètres suggèrent l'installation d'un cluster de sources très actif (fracturation, chlorite, lobes de contraintes) et les enregistrements thermochronologiques ainsi que les données Terres Rares sont en accord avec une activité très intense de l'hydrothermalisme avec une empreinte assez large des effets hydrothermaux dans cette zone.

L'utilisation de thermochronomètres de plus haute température permet aussi de déterminer l'intensité de l'anomalie thermique. Dans le cas de la faille de la Têt, les thermochronomètres AFT et ZHe ne sont pas affectés par l'hydrothermalisme. L'utilisation d'au minimum un couple de thermochronomètres est nécessaire pour décrire au mieux l'intensité de la perturbation thermique associée.



Conclusions et perspectives



Partie VIII : Conclusions et perspectives

Ces travaux de thèse ont eu pour but de répondre aux questions suivantes, présentées en début de manuscrit. Ces questions sont ici regroupées en quatre volets qui concernent plus spécifiquement i) l'analyse structurale et pétrographique des déformations de la zone étudiée, ii) l'analyse de l'impact de l'hydrothermalisme sur les thermochronomètres et les Terres Rares, iii) l'évolution tectonique de la zone étudiée, et iv) le système hydrothermal. Nous présentons ici une synthèse des éléments de réponse à ces questions et également quelques perspectives.

Les questions relatives à l'analyse structurale et pétrographique des déformations présentées dans l'introduction générale étaient les suivantes :

- Quelle est la géométrie des structures cassantes dans la partie Est des Pyrénées ?
- Quelles sont les zones qui localisent les circulations et les paléo-circulations des fluides hydrothermaux à proximité des accidents majeurs ?
- Quels assemblages minéralogiques caractérisent les différentes circulations de fluides le long de la faille de la Têt ?

L'analyse structurale de la zone a permis de montrer l'existence d'un important réseau fracturé à l'échelle de l'Est des Pyrénées, avec une densité de fracturation plus prononcée au niveau du massif de la Carança. Dans cette zone, la présence de nombreux accident NO-SE a assurément joué un rôle important dans l'évolution tectonique et topographique au même titre que la faille de la Têt qu'ils intersectent. Certains de ces accidents localisent des roches de faille sur plusieurs mètres de large et superposent des zones cataclastiques à des zones mylonitiques traduisant un polyphasage de la déformation (e.g. faille de Fontpédrouse). Ce polyphasage, et notamment le croisement de la fracturation extensive fragiles a conduit à la localisation des sources hydrothermales de la vallée de la Têt dans les zones très fracturées, avec localement des signes d'altération tels que la chloritisation. Des évidences d'altération sont également visibles sur les failles NO-SE (Fontpédrouse) et NE-SO (Py) dont l'activité est soulignée par des épaisseurs de gouges importantes. A Thuès-les-bains, la présence de sphène et d'apatite aux épontes des veines dans la zone

d'endommagement proximale de la faille de la Têt questionne sur l'amplitude et l'âge de ces paléo-systèmes hydrothermaux.

Des analyses pétrostructurales fines de la chlorite couplée une analyse du Fe^{3+} permettraient de mieux préciser les conditions de pression et température de cristallisation des chlorites en équilibre avec les fluides hydrothermaux (e.g. *Vidal et al., 2016*). La datation U-Pb du sphène et de l'apatite cogénétiques de cette phase hydrothermale permettrait de préciser l'âge de ces paléo-circulations associées à ces minéralisations.

Les questions relatives à l'impact de l'hydrothermalisme sur les thermochronomètres et les Terres Rares :

- Quel est l'impact de l'hydrothermalisme sur les différents thermochronomètres ?
- Existe-t-il un lien entre la mobilité des Terres Rares et les âges (U-Th)/He des apatites ?
- La thermochronologie basse-température couplée à l'analyse des Terres Rares peut-elle constituer un outil efficace pour révéler la présence de circulations de fluides hydrothermaux en profondeur ?

Les circulations hydrothermales sont capables d'affecter les thermochronomètres de plus basse température et plus particulièrement le thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite qui est le plus sensible. Ces travaux ont montré que les apatites impactées par l'hydrothermalisme présentent généralement un rajeunissement associé à une réouverture de leur système isotopique et à leur appauvrissement en Terres Rares. Un vieillissement de ces apatites dans la zone d'endommagement proximale de la faille de la Têt est également constaté. Ce vieillissement est probablement à mettre en relation avec les teneurs élevées en hélium mesurées dans les fluides hydrothermaux. L'utilisation de thermochronomètres de plus haute température permet de mieux estimer l'intensité de la perturbation hydrothermale dans les roches fracturées.

L'utilisation du thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite couplée à l'analyse des Terres Rares le long de la faille de la Têt a permis de montrer que les circulations de fluides sont localisées préférentiellement dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt sur des superficies réduites, de dimension de l'ordre du km^2. Ces résultats sont importants à considérer pour l'exploration géothermique le long d'une faille et permettent de faire de la thermochronologie couplée à l'analyse des Terres Rares un nouvel outil d'exploration. Le

développement de cet outil dans d'autres contextes hydrothermaux s'avère nécessaire pour confirmer et mieux caractériser l'évolution spatio-temporelle des anomalies thermiques.

Les questions sur l'évolution tectonique de la zone étudiée :

- Quels sont les principaux évènements tectoniques enregistrés à l'échelle de la zone d'étude par la thermochronologie ?
- Quelle est l'évolution thermique des massifs en bordure de la faille de la Têt ?

Les modélisations d'évolution thermique et thermo-cinématique des massifs bordant la faille de la Têt dans le secteur d'étude montrent que l'unité d'Orri à laquelle ces massifs appartiennent est exhumée entre 38 et 35 Ma à la faveur de chevauchements à vergence sud qui affleurent au front de la chaîne. Les datations $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur une zone mylonitique NO-SE et une gouge de la faille de la Têt montrent que des failles sont actives dans l'unité d'Orri dès le début du Lutétien.

Les modèles produits à partir de données du mur de la faille de la Têt ont permis de mettre en évidence une propagation vers l'Ouest de la déformation extensive d'âge Néogène le long de la faille de la Têt. A l'Est, le massif du Canigou est exhumé et refroidi à l'Oligo-Miocène à la faveur d'un jeu normal de la faille de plus de 4 km de la Têt, en partie accommodé par la faille de Py. Dans sa partie Ouest, la faille de la Têt peut être subdivisée en plusieurs segments dont l'activité perdure au Miocène inférieur et moyen, et qui contrôle l'histoire thermique de sous-blocs de petite dimension. Cette activité est contemporaine de l'activité normale des failles NO-SE associée à un changement d'orientation des contraintes extensives, passant d'une extension orientée NO-SE à NE-SO. Les vitesses d'exhumation enregistrées dans le massif de la Carança sont plus faibles que dans le massif du Canigou et restent à préciser par des travaux de modélisation thermo-cinématique supplémentaires (Pecube). La datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des gouges des failles de Py et de Fontpédrouse permettrait également de mieux préciser le calendrier tectonique de la zone d'étude.

La question qui constituait la problématique initiale de cette thèse, relative à la distribution et l'évolution du système hydrothermal

- Quelles sont les caractéristiques géométriques et l'évolution d'un système hydrothermal le long d'une faille d'échelle crustale ?

Cette étude du système hydrothermal a permis de montrer qu'une zone de faille d'échelle crustale peut localiser des paléo-circulations, dont l'initiation est rattachée à la création de la topographie. C'est en particulier lors du jeu normal de la faille et notamment son évolution au cours du Néogène que les circulations hydrothermales se sont mises en place sur la faille de la Têt. Par ailleurs, la position actuelle des sources hydrothermales, parfois localisées sur le même lieu que le paléo-système (e.g. Thuès-les-Bains) suggère qu'un système hydrothermal puisse être épisodique ou continu proche de l'extrémité d'un segment de faille, sur une échelle de temps importante. Les perturbations thermiques associées aux circulations hydrothermales s'étendent sur des dimensions kilométriques au sein de la zone d'endommagement de la faille, et sont localisées aux zones intensément fracturées. L'intensité de ces systèmes peut être variable selon la localisation sur la faille, avec des amplitudes thermiques enregistrées par les roches échantillonnées en surface comprises entre 70 °C (AHe) et 170 °C (ZHe) à Thuès et 70 °C (AHe) et 110 °C (AFT) à St Thomas.

Pour conclure, ce travail met en évidence l'intérêt d'une approche intégrée pour étudier les circulations de fluides dans des zones polyphasées. L'utilisation de la thermochronologie couplée à l'analyse des Terres Rares dans les apatites a dans un premier volet permis de montrer l'impact de l'hydrothermalisme sur les différents systèmes isotopiques mais également de caractériser l'emprise des circulations de fluides et de l'anomalie thermique associée le long de la faille de la Têt. L'utilisation des données non impactées par l'hydrothermalisme a permis de modéliser l'évolution thermique des massifs Est pyrénéens de la Zone Axiale et de mieux comprendre l'histoire tectonique régionale. Cette analyse affinée de l'histoire tectonique régionale a permis en retour de discuter de la chronologie et des processus de circulations hydrothermales le long de la faille de la Têt.

Bibliographie

Bibliographie

A

Abd Elmola, A., Buatier, M., Monié, P., Labaume, P., Trap, P., & Charpentier, D. (2018). $^{40}Ar/^{39}Ar$ muscovite dating of thrust activity: A case study from the Axial Zone of the Pyrenees. Tectonophysics, 745, 412-429. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.09.004

Agosta, F., Prasad, M., & Aydin, A. (2007). Physical properties of carbonate fault rocks, fucino basin (Central Italy): implications for fault seal in platform carbonates. Geofluids, 7(1), 19-32. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2006.00158.x

Agustí, J., & Roca, E. (1987). Síntesis biostratigráfica de la fosa de la Cerdanya (Pirineos orientales). Estudios Geológicos, 43(5-6), 521-529. https://doi.org/10.3989/egeol.87435-6619

Agustí, J., Oms, O., Furió, M., Pérez-Vila, M. J., & Roca, E. (2006). The Messinian terrestrial record in the Pyrenees: The case of Can Vilella (Cerdanya Basin). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238(1-4), 179-189. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.024

Ahadi, F. (2019). Taux et moteurs d'exhumation de complexes plutoniques en contexte intraplaque océanique (archipel de Kerguelen) : apports de la thermochronologie basse et moyenne température. (Doctoral dissertation, GEOPS - Géosciences Paris Sud). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02614387

Aichholzer, C., Duringer, P., Orciani, S., & Genter, A. (2016). New stratigraphic interpretation of the Soultz-sous-Forêts 30-year-old geothermal wells calibrated on the recent one from Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France). Geothermal Energy, 4(1), 1-26. https://doi.org/10.1186/s40517-016-0055-7

Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. IEEE Transactions in Automatic Control, 19, 716-723. https://doi.org/10.1109/TAC.1974.1100705

Akame, J. M., Mvondo Ondoa, J., Oling, J. B., Essono, J., & Mbih Kemeng, P. (2013). Application of (MNT) SRTM numeric field models for mapping structural lineaments: application to the Mezesse Archean, East of Sangmélima (South Cameroon). International Journal of Tropical geologye, geography and ecology, 37, 71-80.

Allmendinger, R. W., Siron, C. R., & Scott, C. P. (2017). Structural data collection with mobile devices: Accuracy, redundancy, and best practices. Journal of Structural Geology, 102, 98-112. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.07.011

Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., & Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. Geomorphology, 93(3-4), 316-334. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.005

Alvarez-Marron, J., Rubio, E., & Torne, M. (1997). Subduction-related structures in the North Iberian Margin. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B10), 22497-22511. https://doi.org/10.1029/97JB01425

Ampuero, J. P., & Mao, X. (2017). Upper limit on damage zone thickness controlled by seismogenic depth. Fault zone dynamic processes: Evolution of fault properties during seismic rupture, 227, 243.

Anders, M. H., & Wiltschko, D. V. (1994). Microfracturing, paleostress and the growth of faults. Journal of Structural Geology, 16(6), 795-815. https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90146-5

Andersen, C., Rüpke, L., Hasenclever, J., Grevemeyer, I., & Petersen, S. (2015). Fault geometry and permeability contrast control vent temperatures at the Logatchev 1 hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. Geology, 43(1), 51-54. https://doi.org/10.1130/G36113.1

Anderson, L. J., Osborne, R. H., & Palmer, D. F. (1983). Cataclastic rocks of the San Gabriel fault - An expression of deformation at deeper crustal levels in the San Andreas fault zones. Tectonophysics, 98, 209–251. https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90296-2

Anderson, A. J., Hodges, K. V., & van Soest, M. C. (2017). Empirical constraints on the effects of radiation damage on helium diffusion in zircon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 218, 308-322. https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.09.006

André-Mayer, A. S., Leroy, J., Bailly, L., Chauvet, A., Marcoux, E., Grancea, L., Llosa, F. & Rosas, J. (2002). Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, southern Peru. Mineralium Deposita, 37(5), 452-464. https://doi.org/10.1007/s00126-001-0247-2

Andrews, J. N., & Lee, D. J. (1979). Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and palaeoclimatic trends. Journal of Hydrology, 41(3-4), 233-252. https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90064-7

Aquilina, L., Pauwels, H., Genter, A., & Fouillac, C. (1997). Water-rock interaction processes in the Triassic sandstone and the granitic basement of the Rhine graben: geochemical investigation of a geothermal reservoir. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61, 4281-4295. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00243-3

Arenas, C., Millan, H., Pardo, G., & Pocovi, A. (2001). Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia) : Controls on basin margin fans and fluvial systems. Basin Research, 13(1), 65-89. https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00141.x

Artemieva, I. M., Thybo, H., Jakobsen, K., Sørensen, N. K., & Nielsen, L. S. K. (2017). Heat production in granitic rocks: Global analysis based on a new data compilation GRANITE2017. Earth-Science Reviews, 172, 1-26. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.003

Arthaud, F., & Matte, P. (1975). Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics, 25(1-2), 139-171. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1

Arthaud, F., & Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geological Society of America Bulletin, 88(9), 1305. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1305:LPSFIS>2.0.CO;2

Arthaud, F., & Pistre, S. (1993). Les fractures et les paléoncontraintes du granite hercynien de Millas (zone axiale des Pyrénées): Un cas d'étude de la tectonique cassante d'un aquifère de socle. Geodinamica Acta, 6(3), 187–201. https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105247

Asti, R., Lagabrielle, Y., Fourcade, S., Corre, B., & Monié, P. (2019). How do continents deform during mantle exhumation? Insights from the northern Iberia inverted paleopassive margin, western Pyrenees (France). Tectonics, 38(5), 1666-1693. https://doi.org/10.1029/2018TC005428

Atkinson, J. L., Hilton, J. W., & Slinger, S. J. (1984). Evaluation of acid-insoluble ash as an indicator of feed digestibility in rainbow trout (Salmo gairdneri). Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 41(9), 1384-1386. https://doi.org/10.1139/f84-170

Ault, A. K., & Flowers, R. M. (2012). Is apatite U–Th zonation information necessary for accurate interpretation of apatite (U–Th)/He thermochronometry data? Geochimica et Cosmochimica Acta, 79, 60-78. https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.11.037

Ault, A. K., Frenzel, M., Reiners, P. W., Woodcock, N. H., & Thomson, S. N. (2016). Record of paleofluid circulation in faults revealed by hematite (U-Th)/He and apatite fission-track dating: An example from Gower Peninsula fault fissures, Wales. Lithosphere, 8(4), 379-385. https://doi.org/10.1130/L522.1

Ault, A. K., Gautheron, C., & King, G. E. (2019). Innovations in (U–Th)/He, Fission Track, and Trapped Charge Thermochronometry with Applications to Earthquakes, Weathering, Surface-Mantle Connections, and the Growth and Decay of Mountains. Tectonics, 38(11), 3705-3739. https://doi.org/10.1029/2018TC005312

Aydin, A. (2000). Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. Marine and Petroleum Geology, 18. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00020-9

Ayora, C., Soler, A., & Melgarejo, J. C. (1990). The Hercynian ore deposits from the Catalonian Coastel Ranges. Acta geológica hispánica, 25(1), 65-73.

B

Babault, J., van den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., & Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain: origin of the highly elevated Pyrenean. Tectonics, 24(2), 19. https://doi.org/10.1029/2004TC001697

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(3-4), 345-356. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.001

Baillieux, P., Schill, E., Edel, J. B., & Mauri, G. (2013). Localization of temperature anomalies in the Upper Rhine Graben: insights from geophysics and neotectonic activity. International Geology Review, 55(14), 1744-1762. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.794914

Baldwin, S. L., & Lister, G. S. (1998). Thermochronology of the South Cyclades Shear Zone, Ios, Greece: Effects of ductile shear in the argon partial retention zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B4), 7315-7336. https://doi.org/10.1029/97JB03106

Ballas, G., Fossen, H., & Soliva, R. (2015). Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. Journal of Structural Geology, 76, 1-21. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.013

Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J. P., Benedicto, A., Cavailhes, T., & Raynaud, S. (2012). The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France. AAPG bulletin, 96(11), 2167-2186. https://doi.org/10.1306/04051211097

Balsamo, F., & Storti, F. (2010). Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Crotone basin, southern Apennines, Italy. Marine and Petroleum Geology, 27(4), 822-837. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016

Barbarand, J. (1999). Cinétique de cicatrisation des traces de fission dans les cristaux d'apatite et histoire thermique de la bordure sud-est du Massif Central. Thèse, Université Nancy I, 323. https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01747558

Barbey, P., Cheilletz, A., & Laumonier, B. (2001). The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): An Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 332(2), 129-136. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01506-8

Barbier, E. (2002). Geothermal energy technology and current status: An overview. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 6(1-2), 3-65. https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00002-3

Barker, R. D., White, C. C., & Houston, J. F. T. (1992). Borehole siting in an African accelerated drought relief project. In: Wright E.P., Burgess W.G., (Eds) Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa. Geological Society of London, Special Publication, 66, 183–201. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.066.01.09

Barnolas, A., Chiron, J. C., & Guérangé, B. (1996). Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Vol. 1. Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien. BRGM-ITGE, Orleans-Madrid.

Baross, J. A., Lilley, M. D., & Gordon, L. I. (1982). Is the CH4, H2 and CO venting from submarine hydrothermal systems produced by thermophilic bacteria? Nature, 298(5872), 366-368. https://doi.org/10.1038/298366a0

Barrouquère, G., Castaing, C., Roux, L., Souquet, P., Rey, J., Peybernes, B., & Debroas, E. (1976). Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Girons. Carte Géologique de la France au 1/50 000, BRGM

Barruol, G., & Granet, M. (2002). A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. Earth and Planetary Science Letters, 202(1):31-47. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00752-5

Barton, C. A., Zoback, M. D., & Moos, D. (1995). Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. Geology, 23(8), 683. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0683:FFAPAF>2.3.CO;2

Bauer, J. F., Krumbholz, M., Luijendijk, E., & Tanner, D. C. (2019). A numerical sensitivity study of how permeability, porosity, geological structure, and hydraulic gradient control the lifetime of a geothermal reservoir. Solid Earth, 10(6), 2115-2135. https://doi.org/10.5194/se-10-2115-2019

Baujard, C., Genter, A., Dalmais, E., Maurer, V., Hehn, R., Rosillette, R., Vidal, J., & Schmittbuhl, J. (2017). Hydrothermal characterization of wells GRT-1 and GRT-2 in Rittershoffen, France: Implications on the understanding of natural flow systems in the rhine graben. Geothermics, 65, 255-268. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.11.001

Beach, A., Welbon, A. I., Brockbank, P. J., & McCallum, J. E. (1999). Reservoir damage around faults; outcrop examples from the Suez Rift. Petroleum Geoscience, 5(2), 109-116. https://doi.org/10.1144/petgeo.5.2.109

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: South-Central Pyrenees magnetostratigraphy and thermochronology. Basin Research, 23(3), 309-331. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x

Beauchamps, G., Ledésert, B., Hébert, R., Navelot, V., & Favier, A. (2019). The characterisation of an exhumed high-temperature paleo-geothermal system on Terre-de-Haut Island (the Les Saintes archipelago, Guadeloupe) in terms of clay minerals and petrophysics. Geothermal Energy, 7(1),1-18. https://doi.org/10.1186/s40517-019-0122-y

Becker, J. S., & Dietze, H. J. (2000). Precise and accurate isotope ratio measurements by ICP-MS. Fresenius' journal of analytical chemistry, 368(1), 23-30. https://doi.org/10.1007/s002160000481

Bécquerel, A. H. (1896). Sur les radiations invisibles émises par les corps phosphorescents. CR Acad. Sci. Paris, 122, 501.

Begonha, A., & Braga, M. S. (2002). Weathering of the Oporto granite: geotechnical and physical properties. Catena, 49(1-2), 57-76. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00016-4

Belgrano, T. M., Herwegh, M., & Berger, A. (2016). Inherited structural controls on fault geometry, architecture and hydrothermal activity: An example from Grimsel Pass, Switzerland. Swiss Journal of Geosciences, 109(3), 345-364. https://doi.org/10.1007/s00015-016-0212-9

Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Fisher, N. I. (2002). Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. Journal of Geochemical Exploration, 76(1), 45-69. https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2

Bense, F., Costa, C., Oriolo, S., Löbens, S., Dunkl, I., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2017). Exhumation history and landscape evolution of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina)-new insights from low-temperature thermochronological data. Andean Geology, 44(3), 275. https://doi.org/10.5027/andgeoV44n3-a03

Bense, V. F., & Person, M. A. (2006). Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. Water Resources Research, 42(5). https://doi.org/10.1029/2005WR004480

Bense, V. F., Person, M. A., Chaudhary, K., You, Y., Cremer, N., & Simon, S. (2008). Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers. Geophysical Research Letters, 35(24). https://doi.org/10.1029/2008GL036017

Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., & Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. Earth-Science Reviews, 127, 171-192. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008

Berg, S. S., & Øian, E. (2007). Hierarchical approach for simulating fluid flow in normal fault zones. Petroleum Geoscience, 13(1), 25-35. https://doi.org/10.1144/1354-079305-676

Berg, S. S., & Skar, T. (2005). Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: Outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. Journal of Structural Geology, 27(10), 1803-1822. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.012

Berger, G. W. (1975). $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating of thermally overprinted biotite, hornblende and potassium feldspar from Eldora, Colorado. Earth and Planetary Science Letters, 26(3), 387-408. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90015-1

Berkowitz, B. (2002). Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. Advances in Water Resources, 25(8-12), 861-884. https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00042-8

Bertani, R. (2003). What is geothermal potential. IGA news, 53, 1-3. https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/GeoFund/Turkey2009/3._bertani.pdf

Bertani, R. (2012). Geothermal power generation in the world 2005–2010 update report. Geothermics, 41, 1-29. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2011.10.001

Bertini, G., Casini, M., Gianelli, G., & Pandeli, E. (2006). Geological structure of a long-living geothermal system, Larderello, Italy. Terra Nova, 18(3), 163-169. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00676.x

Bertrand, L. (2016). Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires. (Doctoral dissertation, Université de Lorraine). https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01757928

Betkowski, W. B., Harlov, D. E., & Rakovan, J. F. (2016). Hydrothermal mineral replacement reactions for an apatite-monazite assemblage in alkali-rich fluids at 300–600° C and 100 MPa. American Mineralogist, 101(12), 2620-2637. https://doi.org/10.2138/am-2016-5765

Beucher, R., Brown, R. W., Roper, S., Stuart, F., & Persano, C. (2013). Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals: Part II. Practical application to apatite (U–Th)/He thermochronometry. Geochimica et Cosmochimica Acta, 120, 395-416. https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.05.042

Billi, A., Salvini, F., & Storti, F. (2003). The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. Journal of Structural geology, 25(11), 1779-1794. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00037-3

Birot, P. (1937). Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. (Thèse, Université de Paris)

Bisdom, K., Gauthier, B. D. M., Bertotti, G., & Hardebol, N. J. (2014). Calibrating discrete fracture-network models with a carbonate three-dimensional outcrop fracture network: Implications for naturally fractured reservoir modeling. AAPG Bulletin, 98(7), 1351-1376. https://doi.org/10.1306/02031413060

Bjørlykke, K. (2006). Effects of compaction processes on stresses, faults, and fluid flow in sedimentary basins: examples from the Norwegian margin. Geological Society, London, Special Publications, 253(1), 359-379. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.253.01.19

Bodmer, P. (1982). Geothermal Map of Switzerland (heat Flow Density). Schweiz. geophys. Komm. Bern: Kümmerly und Frey, 22, 48. ISSN 0582-1630

Bodnar, R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H2O-Nacl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(3), 683-684. https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A

Bodnar, R. J. (2003). Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. Fluid inclusions: analysis and interpretation, 32, 81-100.

Boissavy, C., Rocher, P., Laplaige, P., Brange, C. (2016). Geothermal Energy Use, Country Update for France. European Geothermal Congress 2016 Proceedings, Strasbourg, 20. http://www.afpg.asso.fr/wp-content/uploads/2019/06/EGC-2019-Country-Update-For-France.pdf

Boissavy, C., Henry, L., Genter, A., Pomart, A., Rocher, P., & Schmidlé-Bloch, V. (2019). Geothermal Energy Use, Country Update for France. 20. http://europeangeothermalcongress.eu/wp-content/uploads/2019/07/CUR-11-France.pdf

Boissevain, H. (1934). Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées catalanes). 138.

Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., & Berkowitz, B. (2001). Scaling of fracture systems in geological media. Reviews of Geophysics, 39(3), 347-383. https://doi.org/10.1029/1999RG000074

Bosch, G. (2016). Pénéplanation et dynamique de la lithosphère dans les Pyrénées (Doctoral dissertation, Rennes 1). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01578109

Bosch, G., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., & Monié, P. (2016b). 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(3-4), 246-256. https://doi.org/10.1016/j.crte.2016.01.001

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(3-4), 194-202. https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.08.005

Bossennec, C. (2019). Évolution des propriétés de transfert des grès par diagénèse et déformation: application aux formations du Buntsandstein Gp., Graben du Rhin (Doctoral dissertation, Université de Lorraine). https://hal.univ-lorraine.fr/tel-02516814

Bossennec, C., Géraud, Y., Moretti, I., Mattioni, L., & Stemmelen, D. (2018). Pore network properties of sandstones in a fault damage zone. Journal of Structural Geology, 110, 24-44. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.02.003

Bouchez, J. L., & Gleizes, G. (1995). Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. Journal of the Geological Society, 152(4), 669-679. https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0669

Bouchot, V., Traineau, H., Guillou-Frottier, L., Thinon, I., Baltassat, J. M., Fabriol, H., Bourgeois, B., & Lasne, R. (2010). Assessment of the Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe, French West Indies): Toward a Conceptual Model of the High Temperature Geothermal System. World Geothermal Congress 2010, Apr 2010, Bali, Indonesia, 1-8. https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00493695

Bouchot, V., Gadalia, A., Traineau, H., & Caritg, S. (2014). Toward a Continuum Geothermal Model to Explain Coexistence of Medium to High (100 to 250 C) Temperature Geothermal Systems in Martinique and Guadeloupe. In French West Indies–Proceedings Geothermal Research Council Annual Meeting, Portland (USA). http://pubs.geothermal-library.org/lib/grc/1033561.pdf

Boulègue, J., Fouillac, C, Michard, G. & Ouzounian, G. (1977) Applications géothermiques de l'étude géochimique des eaux thermales des Pyrénées Orientales. Sein. Geother. Energy ? 2, 455-466.

Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., & Mermet, M. (2007). Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). Lithos, 93(1-2), 89-106. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.05.001

Bour, I. (2010). Histoire thermique des massifs ardennais et bohémien : Conséquences sur la dynamique de l'Europe de l'Ouest au méso-cénozoïque (Doctoral dissertation, Université de Paris 11).

Boutin, A. (2016). Etude des conditions de formations du gisement de talc-chlorite de Trimouns (Ariège, France) (Doctoral dissertation, Université Toulouse III-Paul Sabatier). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01419930

Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., & Robert, J. F. (2016). Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc–chlorite deposit. International Journal of Earth Sciences, 105(3), 747-770. https://doi.org/10.1007/s00531-015-1223-x

Braga, M. S., Paquet, H., & Begonha, A. (2002). Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. Catena, 49(1-2), 41-56. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00017-6

Braun, J. (2002). Quantifying the effect of recent relief changes on age–elevation relationships. Earth and Planetary Science Letters, 200(3-4), 331-343. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00638-6

Braun, J. (2003). Pecube: A new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. Computers & Geosciences, 29(6), 787-794. https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00052-9

Braun, J., van der Beek, P., & Batt, G. (2006). Quantitative thermochronology: numerical methods for the interpretation of thermochronological data. Cambridge University Press. https://hal.univ-grenoble-alpes.fr/hal-00115604/

Braun, J., van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., Pedersen, V., Perry, C., Simon-Labric, T., & Prigent, C. (2012). Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE. Tectonophysics, 524-525, 1-28. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.035

Breede, K., Dzebisashvili, K., Liu, X., & Falcone, G. (2013). A systematic review of enhanced (or engineered) geothermal systems: Past, present and future. Geothermal Energy, 1(1), 4. https://doi.org/10.1186/2195-9706-1-4

Brereton, N. R. (1970). Corrections for interfering isotopes in the40Ar/39Ar dating method. Earth and Planetary Science Letters, 8(6), 427-433. https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90146-9

Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P., & Herbecq, A. (1990). Morphological evidence for quaternary normal faulting and seismic hazard in the eastern pyrenees. Annales tectonicae, 4, 19–42.

Brogi, A., & Fulignati, P. (2012). Tectonic control on hydrothermal circulation and fluid evolution in the Pietratonda–Poggio Peloso (southern Tuscany, Italy) carbonate-hosted Sb-mineralization. Ore Geology Reviews, 44, 158-171. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.11.003

Brogi, A., Liotta, D., Capezzuoli, E., Matera, P. F., Kele, S., Soligo, M., Tuccimei,P., Ruggieri, G., Yu, T. L., Shen, C. C., & Huntington, K. W. (2020). Travertine deposits constraining transfer zone neotectonics in geothermal areas: An example from the inner Northern apennines (bagno vignoni-val d'orcia area, Italy). Geothermics, 85, 101763. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101763

Broom-Fendley, S., Styles, M. T., Appleton, J. D., Gunn, G., & Wall, F. (2016). Evidence for dissolution-reprecipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes. American Mineralogist, 101(3), 596-611. https://doi.org/10.2138/am-2016-5502CCBY

Brown, W. B. (2009). Hot Dry Rock geothermal energy: important lessons from Fenton Hill. Proceedings, Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 9-11 Février, SGP-TR-187, 139-142. https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2009/brown.pdf

Brown, R. W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F., & Fitzgerald, P. (2013). Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I : Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer. Geochimica et Cosmochimica Acta, 122, 478-497. https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.05.041

Brown, S. R., & Bruhn, R. L. (1998). Fluid permeability of deformable fracture networks. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B2), 2489-2500. https://doi.org/10.1029/97JB03113

Bruguier, O., Becq-Giraudon, J. F., Champenois, M., Deloule, E., Ludden, J., & Mangin, D. (2003). Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: A case study from the French Massif Central. Chemical Geology, 201(3-4), 319-336. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.08.005

Bruguier, O., Bosch, D., Caby, R., Vitale-Brovarone, A., Fernandez, L., Hammor, D., Laouar, R., Ouabadi, A., Abdallah, N., & Mechati, M. (2017). Age of UHP metamorphism in the Western Mediterranean: insight from rutile and minute zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst (Edough Massif, NE Algeria). Earth and Planetary Science Letters, 474, 215-225. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.043

Bruhn, R. L., Parry, W. T., Yonkee, W. A., & Thompson, T. (1994). Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. Pure and applied geophysics, 142(3-4), 609-644. https://doi.org/10.1007/BF00876057

Burg, J. P., van den Driessche, J., & Brun, J. P. (1994). Syn-to post-thickening extension: mode and consequences. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes, 319(9), 1019-1032.

Byrdina, S., Ramos, D., Vandemeulebrouck, J., Masias, P., Revil, A., Finizola, A., Zuniga, K. G., Cruz, V., Antayhua, Y., & Macedo, O. (2013). Influence of the regional topography on the remote emplacement of hydrothermal systems with examples of Ticsani and Ubinas volcanoes, Southern Peru. Earth and Planetary Science Letters, 365, 152-164. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.018

C

Cabrera, L., Roca, E., & Santanach, P. (1988). Basin formation at the end of a strike-slip fault: The Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). Journal of the Geological Society, 145(2), 261–268. https://doi.org/10.1144/gsjgs.145.2.0261

Caine, J. S., Evans, J. P., & Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24(11), 1025. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2

Caine, J. S., Bruhn, R. L., & Forster, C. B. (2010). Internal structure, fault rocks, and inferences regarding deformation, fluid flow, and mineralization in the seismogenic Stillwater normal fault, Dixie Valley, Nevada. Journal of Structural Geology, 32(11), 1576-1589. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.03.004

Caja, M. A., Permanyer, A., Marfil, R., Al-Aasm, I. S., & Martín-Crespo, T. (2006). Fluid flow record from fracture-fill calcite in the Eocene limestones from the South-Pyrenean Basin (NE Spain) and its relationship to oil shows. Journal of Geochemical Exploration, 89(1-3), 27-32. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2005.11.009

Callahan, O. A., Eichhubl, P., Olson, J. E., & Davatzes, N. C. (2019). Fracture Mechanical Properties of Damaged and Hydrothermally Altered Rocks, Dixie Valley-Stillwater Fault Zone, Nevada, USA. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(4), 4069-4090. https://doi.org/10.1029/2018JB016708

Calvet, M. (1994). Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales (Doctoral dissertation, Université de Paris 1).

Calvet, M. (1999). Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des Pyrénées/Stress regimes and volumes of reliefs in the Eastern Pyrenees. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 5(3), 253–278. https://doi.org/10.3406/morfo.1999.991

Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., & Bourlès, D. (2011). Recent Advances in Research on Quaternary Glaciations in the Pyrenees. In Developments in Quaternary Sciences (Vol. 15, p. 127-139). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00011-8

Calvet, M., Gunnell, Y., & Delmas, M. (2014). The Têt River Valley: A Condensed Record of Long-Term Landscape Evolution in the Pyrenees. In M. Fort & M.-F. André (Eds.), Landscapes and Landforms of France, 127–138. https://doi.org/10.1007/978-94-007-7022-5_13

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. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.013

Canérot, J. (2008). Les Pyrénées : Histoire géologique (Vol. 1). Atlantica, 516.

Canérot, J., Hudec, M. R., & Rockenbauch, K. (2005). Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen : Salt tectonics on a transform plate boundary. AAPG Bulletin, 89(2), 211-229. https://doi.org/10.1306/09170404007

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., & Ternet, Y. (2004). Nouvelle interprétation structurale de la « faille Nord-Pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. Comptes Rendus Geoscience, 336(2), 135-142. https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.11.004

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y. (2001). La faille Nord-Pyrénéenne, mythe ou réalité. Le « couloir de décrochement de Bielle Accous », élément de réponse du terrain entre Aspe et Ossau (Pyrénées-Atlantiques), Excursion géologique AGSO, Université Paul Sabatier, Toulouse, Strata. Série 2, Mémoires, 37

Cantarero, I., Alías, G., Cruset, D., Carola, E., Lanari, P., & Travé, A. (2018). Fluid composition changes in crystalline basement rocks from ductile to brittle regimes. Global and Planetary Change, 171, 273-292. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.002

Cantarero, I., Lanari, P., Vidal, O., Alías, G., Travé, A., & Baqués, V. (2014). Long-term fluid circulation in extensional faults in the central Catalan Coastal Ranges: P–T constraints from neoformed chlorite and K-white mica. International Journal of Earth Sciences, 103(1), 165-188. https://doi.org/10.1007/s00531-013-0963-8

Cao, M., Evans, N. J., Qin, K., Danišík, M., Li, G., & McInnes, B. I. (2019). Open apatite Sr isotopic system in low-temperature hydrous regimes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(11), 11192-11203. https://doi.org/10.1029/2019JB018085

Carminati, E., Lustrino, M., & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. Tectonophysics, 579, 173-192. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.026

Carozza, J. M. (1998). Évolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique : l'exemple des bassins d'alimentation du Roussillon (Pyrénées Orientales) : approche morphotectonique (Doctoral dissertation, Toulouse 2).

Carozza, J. M., & Baize, S. (2004). L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène ? Comptes Rendus Geoscience, 336(3), 217-226. https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.026

Carozza, J. M., & Delcaillau, B. (2000). Réponse des bassins versants à l'activité tectonique : L'exemple de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne. Approche morphotectonique / Drainage basins response to active tectonics: example from Eastern Pyrenees. Morphotectonic approach. Géomorphologie: relief, processus, environnement, 6(1), 45-60. https://doi.org/10.3406/morfo.2000.1042

Carslaw, H. S., & Jaeger, C. J. (1959). Conduction of Heat in Solids, 3rd Edition. Clarendon Press, Oxford, 510. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-5352-0_2

Casas-Sainz, A. M., & de Vicente, G. (2009). On the tectonic origin of Iberian topography. Tectonophysics, 474(1-2), 214-235. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.030

Cathelineau, M., Boiron, M.C., Fourcade, S., Ruffet, G., Clauer, N., Belcourt, O., Coulibaly, Y., Banks, D. A., & Guillocheau, F. (2012). A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: 40Ar/39Ar and K–Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. Chemical Geology, 322-323, 99-120. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.06.008

Chamberlain, C. P., Koons, P.O., Meltzer, A.S., Park, S.K., Craw, D., Zeitler, P., & Poage, M.A. (2002). Overview of hydrothermal activity associated with active orogenesis and metamorphism: Nanga Parbat, Pakistan Himalaya. American Journal of Science, 302(8), 726-748. https://doi.org/10.2475/ajs.302.8.726

Charvin, K., Gallagher, K., Hampson, G.L., & Labourdette, R. (2009). A Bayesian approach to inverse modelling of stratigraphy, part 1 : Method. Basin Research, 21(1), 5-25. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00369.x

Chauvet, A., Bailly, L., André, A. S., Monié, P., Cassard, D., Tajada, F. L., Vargas, J. R. & Tuduri, J. (2006). Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Peru. Mineralium Deposita, 41(4), 387-410. https://doi.org/10.1007/s00126-006-0068-4

Chatton, E., Labasque, T., de La Bernardie, J., Guihéneuf, N., Bour, O., & Aquilina, L. (2017). Field continuous measurement of dissolved gases with a CF-MIMS: Applications to the physics and biogeochemistry of groundwater flow. Environmental science & technology, 51(2), 846-854. https://doi.org/10.1021/acs.est.6b03706

Chester, F.M., & Logan, J.M. (1986). Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 124(1-2), 79-106. https://doi.org/10.1007/BF00875720

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, 1-8. https://doi.org/10.1038/s41598-018-27889-x

Chew, D. M., Babechuk, M. G., Cogné, N., Mark, C., O'Sullivan, G. J., Henrichs, I. A., Doepke, D., & McKenna, C. A. (2016). (LA,Q)-ICPMS trace-element analyses of Durango and McClure Mountain apatite and implications for making natural LA-ICPMS mineral standards. Chemical Geology, 435, 35-48. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.028

Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J. J., Bonson, C. G., Nicol, A., & Schöpfer, M. P. J. (2009). A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. Journal of Structural Geology, 31(2), 117-127. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.009

Choi, J. H., Edwards, P., Ko, K., & Kim, Y. S. (2016). Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. Earth-Science Reviews, 152, 70-87. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006

Choukroune, P., Seguret, M., & Galdeano, A. (1973). Caractéristiques et évolution structurales des Pyrénées. Bulletin de la Société Géologique de France, 7, 601-611. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.600

Choukroune, P., & Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrenees ; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaisons avec des modeles actuels. Bulletin de la Société géologique de France, 7(5), 689-700. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.689

Choukroune, P. (1988). The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. Nature, 331(6156), 508-511. https://doi.org/10.1038/331508a0

Choukroune, P. (1989). The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics, 8(1), 23-39. https://doi.org/10.1029/TC008i001p00023

Christeleit, E. C., Brandon, M. T., & Shuster, D. L. (2017). Miocene development of alpine glacial relief in the Patagonian Andes, as revealed by low-temperature thermochronometry. Earth and Planetary Science Letters, 460, 152-163. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.019

Clark, R. M., & Cox, S. J. D. (1996). A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships. Journal of Structural Geology, 18(2-3), 147-152. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)80040-X

Clauer, N., Zwingmann, H., Liewig, N., & Wendling, R. (2012). Comparative 40Ar/39Ar and K–Ar dating of illite-type clay minerals: A tentative explanation for age identities and differences. Earth-Science Reviews, 115(1-2), 76-96. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.07.003

Clauzon, G. (1982). Le canyon messinien du Rhone ; une preuve decive du" desiccated deep-basin model"(Hsue, Cita and Ryan, 1973). Bulletin de la Société géologique de France, 7(3), 597-610. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXIV.3.597

Clauzon, G., Aguilar, J. P., & Michaux, J. (1987). Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 304(11), 585-590.

Clauzon, G. (1990). Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. Paléobiologie continentale, 17, 125-155.

Clauzon, G., Le Strat, P., Duvail, C., Do Couto, D., Suc, J. P., Molliex, S., Bache, F., Besson, D., Lindsay, E. H., Opdyke, N. D., Rubino, J. L., Popescu, S. M., Haq, B. U., & Gorini, C. (2015). The Roussillon Basin (S. France): A case-study to distinguish local and regional events between 6 and 3 Ma. Marine and Petroleum Geology, 66, 18-40. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.03.012

Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J. C., Masini, E., & de Saint Blanquat, M. (2015). High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: A reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth, 6(2), 643-668. https://doi.org/10.5194/se-6-643-2015

Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Gumiaux, C., & Le Bayon, B. (2017). Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. Bulletin de la société géologique de France, 188(6), 39. https://doi.org/10.1051/bsgf/2017206

Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., de Saint Blanquat, M., Lahfid, A., & Duchêne, S. (2018). Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone. Journal of the Geological Society, 175(2), 336-351. https://doi.org/10.1144/jgs2017-066

Collett, C. M., Duvall, A. R., Flowers, R. M., Tucker, G. E., & Upton, P. (2019). The Timing and Style of Oblique Deformation Within New Zealand's Kaikōura Ranges and Marlborough Fault System Based on Low-Temperature Thermochronology. Tectonics, 38(4), 1250-1272. https://doi.org/10.1029/2018TC005268

Condie, K. C. (1998). Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? Earth and Planetary Science Letters, 163(1-4), 97-108. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00178-2

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(1), 9-16. https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.1.0009

Corfu, F., & Stone, D. (1998). The significance of titanite and apatite U-Pb ages: constraints for the post-magmatic thermal-hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River area, northwestern Superior Province, Canada. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(17), 2979-2995. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00225-7

Costa, E., Garces, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., & Larrasoaña, J. C. (2009). Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): Magnetochronological constraints: Ebro basin closing and continentalization chronology. Basin Research, 22, 904-917. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x

Costa, S., & Maluski, H. (1988). Use of the 39Ar/40Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: an example from the Saint-Barthélémy massif (northern Pyrenees, France). Chemical Geology, 72, 127-144. https://doi.org/10.1016/0168-9622(88)90061-9

Cox, S. C., Menzies, C. D., Sutherland, R., Denys, P. H., Chamberlain, C., & Teagle, D.A.H. (2015). Changes in hot spring temperature and hydrogeology of the Alpine Fault hanging wall, New Zealand, induced by distal South Island earthquakes. Geofluids, 15(1-2), 216-239. https://doi.org/10.1111/gfl.12093

Craw, D., Koons, P., Zeitler, P., & Kidd, W. (2005). Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of namche barwa–gyala peri, eastern himalayan syntaxis. Journal of Metamorphic Geology, 23(9), 829–845. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00612.x

Crawford, B. R., Faulkner, D. R., & Rutter, E. H. (2008). Strength, porosity, and permeability development during hydrostatic and shear loading of synthetic quartz-clay fault gouge. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 113(B3), 1-14. https://doi.org/10.1029/2006JB004634

Crider, J. G., & Pollard, D. D. (1998). Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B10), 24373-24391. https://doi.org/10.1029/98JB01353

Crider, J. G. (2015). The initiation of brittle faults in crystalline rock. Journal of Structural Geology, 77, 159-174. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.001

Criss, R. E., & Taylor Jr, H. P. (1986). Meteoric-hydrothermal systems. Reviews in Mineralogy, 16, 373-424.

Crognier, N. (2016). Evolution thermique, circulation de fluide et fracturation associées à la structuration du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen (Doctoral dissertation, Université de Pau).

Crundwell, F. K. (2017). On the mechanism of the dissolution of quartz and silica in aqueous solutions. ACS omega, 2(3), 1116-1127. https://doi.org/10.1021/acsomega.7b00019

Cruset, D., Cantarero, I., Vergés, J., John, C.M., Muñoz-López, D., & Travé, A. (2018). Changes in fluid regime in syn-orogenic sediments during the growth of the south Pyrenean fold and thrust belt. Global and Planetary Change, 171, 207-224. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.001

Cugerone, A. (2019) Impact of recrystallization and metamorphism on the mobility of germanium and related elements in orogenic Pb-Zn deposits: example of the Pyrenean Axial Zone mineralizations (France-Spain) (Doctoral Dissertation, Université de Montpellier). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02578708

Curewitz, D., & Karson, J.A. (1997). Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 79(3-4), 149-168. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00027-9

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. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.009

D

Dallmeyer, R.D., & Lecorche, J.P. (1990). $^{40}Ar/^{39}Ar$ polyorogenic mineral age record in the northern Mauritanide orogen, West Africa. Tectonophysics, 177(1-3), 81-107. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90275-D

Damon, P.E. (1957). Determination of radiogenic helium in zircon by stable isotope dilution technique. Eos, Transactions American Geophysical Union, 38(6), 945-953. https://doi.org/10.1029/TR038i006p00945

Danišík, M., Fodor, L., Dunkl, I., Gerdes, A., Csizmeg, J., Hámor-Vidó, M., & Evans, N.J. (2015). A multi-system geochronology in the Ad-3 borehole, Pannonian Basin (Hungary) with implications for dating volcanic rocks by low-temperature thermochronology and for interpretation of (U-Th)/He data. Terra Nova, 27(4), 258-269. https://doi.org/10.1111/ter.12155

Darcy, H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris, 647.

Darge, Y. M., Hailu, B. T., Muluneh, A. A., & Kidane, T. (2019). Detection of geothermal anomalies using Landsat 8 TIRS data in Tulu Moye geothermal prospect, Main Ethiopian Rift. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 74, 16-26. https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.08.027

Dauncey, G. (2001). Stormy Weather: 101 Solutions to Global Climate Change. New Society Publishers, Ltd., PO Box 189 Gabriola Island, British Columbia, V0R 1X0, Canada, 270.

Davies, J. H., & Davies, D.R. (2010). Earth's surface heat flux, Solid Earth, 1, 5–24. https://doi.org/10.5194/se-1-5-2010

Davis, W. M., (1899). The geographical cycle. The Geographical Journal, 14, 481–504. https://doi.org/10.2307/1774538

Davis, W. M., (1911). The Colorado Front Range, a study on physiographic presentation. Ann. Assoc. Am. Geogr., 1, 21–83. https://doi.org/10.1080/00045601109357005

De Dreuzy, J. R., Darcel, C., Davy, P., & Bour, O. (2004). Influence of spatial correlation of fracture centers on the permeability of two-dimensional fracture networks following a power law length distribution. Water resources research, 40(1), 1-11. https://doi.org/10.1029/2003WR002260

De Saint Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Clerc, C., Lagabrielle, Y., & Labaume, P. (2016). Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: new constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). Comptes Rendus Géoscience, 348(3-4), 268-278. https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.003

De Sitter, L. U. (1952). Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. American Journal of Science, 250(4), 297-307. https://doi.org/10.2475/ajs.250.4.297

Debroas, E. J. (1985). Géométrie et position structurale des fossés albiens nord Pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales. Strata, 2, 99-106.

Debroas, E. J. (1987). Modèles de bassins triangulaires à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albocénomanien de la Ballongue (zone nord pyrénéenne, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 8, 887-898. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.5.887

DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Beek, P. A., Bernet, M., & Pik, R. (2019). Unraveling the Mesozoic and Cenozoic Tectonothermal Evolution of the Eastern Basque-Cantabrian Zone–Western Pyrenees by Low-Temperature Thermochronology. Tectonics, 38(9), 3436-3461. https://doi.org/10.1029/2019TC005532

Delcaillau, B., Carozza, J. M., & Font, M. (2004). The northern segment of the Têt Fault (Pyrenees-Orientales): Neogene evolution and geomorphic implications. Bulletin de la Societe Geologique de France, 175(3), 257-272. https://doi.org/10.2113/175.3.257

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., & Bourlès, D. (2011). Palaeogeography and 10Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: Implications for reconstructing regional palaeoclimates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 305(1-4), 109-122. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.025

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Voinchet, P., Manel, C., Braucher, R., Tissoux, H., Bahain, J. J., Perrenoud, C., & Saos, T. (2018). Terrestrial 10Be and electron spin resonance dating of fluvial terraces quantifies quaternary tectonic uplift gradients in the eastern Pyrenees. Quaternary Science Reviews, 193, 188-211. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.001

Delvolvé, J. J., & Perret, M. F. (1989). Variations de l'âge des sédiments calcaires et « Culm » carbonifère dans la chaîne varisque du Sud de la France : migration de l'orogenèse varisque. Geodinamica Acta, 3(2), 117-126. https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105179

Delvolvé, J. J., Vachard, D., & Souquet, P. (1998). Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). Geologische Rundschau, 87(3), 363-372. https://doi.org/10.1007/s005310050215

Demoulin, A., & Hallot, E. (2009). Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). Tectonophysics, 474(3-4), 696-708. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.05.015

Dempster, T. J., & Persano, C. (2006). Low-temperature thermochronology: Resolving geotherm shapes or denudation histories? Geology, 34(2), 73. https://doi.org/10.1130/G21980.1

Denèle, Y. (2007). Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées: exemple du massif de l'Aston-Hospitalet (Doctoral dissertation, Toulouse 3).

Denèle, Y., Olivier, P., & Gleizes, G. (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). Journal of Structural Geology, 30(9), 1138-1149. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.05.006

Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J. L., Olivier, P., Gleizes, G., & Barbey, P. (2014). Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. Geological Society, London, Special Publications, 405(1), 265–287. https://doi.org/10.1144/SP405.5

Derry, L. A., Evans, M. J., Darling, R., & France-Lanord, C. (2009). Hydrothermal heat flow near the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya. Earth and Planetary Science Letters, 286(1-2), 101-109. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.036

Dershowitz, W. S. (1984). Rock joint systems (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology).

Dershowitz, W. S., Lapointe, P., & Cladouhos, T. (1998). Derivation of fracture spatial pattern parameters from borehole data. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 4(35), 508.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., & Krishnamurthy, N. S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. Journal of Hydrology, 330(1-2), 260-284. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026

Dewey, J. F., & Pankhurst, R. J. (1970). XI.—The Evolution of the Scottish Caledonides in Relation to their Isotopic Age Pattern. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 68(11), 361-389. https://doi.org/10.1017/S0080456800014770

Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 45(1), 265-283. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15

Dezayes, C., Genter, A., & Valley, B. (2010). Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8), 517-530. https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.10.002

Diamond, L. W., Wanner, C., & Waber, H. N. (2018). Penetration depth of meteoric water in orogenic geothermal systems. Geology, 46(12), 1063-1066. https://doi.org/10.1130/G45394.1

Diaz, J., Vergés, J., Chevrot, S., Antonio-Vigil, A., Ruiz, M., Sylvander, M., & Gallart, J. (2018). Mapping the crustal structure beneath the eastern Pyrenees. Tectonophysics, 744, 296-309. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.011

Donelick, R. A. (1991). Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations. American Mineralogist, 76(1-2), 83-91.

Donelick, R. A. (2005). Apatite Fission-Track Analysis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 49-94. https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.3

Dong, H., Hall, C. M., Peacor, D. R., & Halliday, A. N. (1995). Mechanisms of argon retention in clays revealed by laser 40Ar-39Ar dating. Science, 267(5196), 355-359. https://doi.org/10.1126/science.267.5196.355

Duchaufour, P. (1997). Abrégé de pédologie, sol, végétation, environnement. 5e édition, Masson, 291.

Duddy, I. R., Green, P. F., Hegarty, K. A., Bray, R. J., & O'Brien, G.W. (1998). Dating and duration of hot fluid flow events determined using AFTA® and vitrinite reflectance-based thermal history reconstruction. Geological Society, London, Special Publications, 144, 41–51. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.144.01.04

Duvall, A. R., Clark, M. K., van der Pluijm, B. A., & Li, C. (2011). Direct dating of Eocene reverse faulting in northeastern Tibet using Ar-dating of fault clays and low-temperature thermochronometry. Earth and Planetary Science Letters, 304(3-4), 520-526. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.028

Duwiquet, H., Arbaret, L., Guillou-Frottier, L., Heap, M. J., & Bellanger, M. (2019). On the geothermal potential of crustal fault zones: A case study from the Pontgibaud area (French Massif Central, France). Geothermal Energy, 7(1). https://doi.org/10.1186/s40517-019-0150-7

Dyer, H., Amitrano, D., & Boullier, A. M. (2012). Scaling properties of fault rocks. Journal of Structural Geology, 45, 125-136. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.06.016

Dzikowski, M., Josnin, J. Y., & Roche, N. (2016). Thermal Influence of an Alpine Deep Hydrothermal Fault on the Surrounding Rocks. Groundwater, 54(1), 55-65. https://doi.org/10.1111/gwat.12313

E

Earnest, E., & Boutt, D. (2014). Investigating the role of hydromechanical coupling on flow and transport in shallow fractured-rock aquifers. Hydrogeology Journal, 22(7), 1573-1591. https://doi.org/10.1007/s10040-014-1148-7

Eberl, D. D., Środoń, J., Kralik, M., Taylor, B. E., & Peterman, Z. E. (1990). Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. Science, 248(4954), 474-477. https://doi/org/10.1126/science.248.4954.474

Ece, Ö. I., Ekinci, B., Schroeder, P. A., Crowe, D., & Esenli, F. (2013). Origin of the Düvertepe kaolin–alunite deposits in Simav Graben, Turkey: Timing and styles of hydrothermal mineralization. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 255, 57-78. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.012

Ehlers, T. A., & Chapman, D. S. (1999). Normal fault thermal regimes: Conductive and hydrothermal heat transfer surrounding the Wasatch fault, Utah. Tectonophysics, 312(2-4), 217-234. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00203-6

Ehlers, T. A., & Farley, K. A. (2003). Apatite (U–Th)/He thermochronometry: Methods and applications to problems in tectonic and surface processes. Earth and Planetary Science Letters, 206(1-2), 1-14. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01069-5

Ehlers, T. A. (2005). Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 315-350. https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.12

El Ali, A., Barbin, V., Calas, G., Cervelle, B., Ramseyer, K., & Bouroulec, J. (1993). Mn^{2+}-activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite: Quantitative determination of manganese and site distribution by EPR and CL spectroscopy. Chemical Geology, 104(1-4), 189-202. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90150-H

Esquevin, J. (1976). Géochronologie dans les séries de Canaveilles et de Jujols autour du gisemet de fluorine d'Escaro (Pyrénées Orientales).

Evans, N. J., Byrne, J. P., Keegan, J. T., & Dotter, L. E. (2005). Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite: Application to Laser (U-Th)/He Thermochronology. Journal of Analytical Chemistry, 60(12), 1159-1165. https://doi.org/10.1007/s10809-005-0260-1

Exley, R. A. (1980). Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. Earth and Planetary Science Letters, 48(1), 97-110. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90173-9

F

Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J. L., de Saint Blanquat, M., & Rémy, P. (2014). In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts : The North Pyrenean example. International Journal of Earth Sciences, 103(3), 667-682. https://doi.org/10.1007/s00531-013-0978-1

Farley, K. A. (2000). Helium diffusion from apatite : General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B2), 2903-2914. https://doi.org/10.1029/1999JB900348

Farley, K. A. (2002). (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 47(1), 819-844. https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.18

Farley, K. A., Shuster, D. L., & Ketcham, R. A. (2011). U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICPMS, and implications for the (U–Th)/He system. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(16), 4515-4530. https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.05.020

Farley, K. A., Wolf, R. A., & Silver, L. T. (1996). The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. Geochimica et cosmochimica acta, 60(21), 4223-4229. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00193-7

Faulds, J., & Hinz, N. (2015). Favorable Tectonic and Structural Settings of Geothermal Systems in the Great Basin Region, Western USA: Proxies for Discovering Blind Geothermal Systems. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Australia.

Faulds, J., Coolbaugh, M., Bouchot, V., Moeck, I., & Oguz, K. (2010). Characterizing Structural Controls of Geothermal Reservoirs in the Great Basin, USA, and Western Turkey: Developing Successful Exploration Strategies in Extended Terranes. World Geothermal Congress 2010,Apr 2010, Bali, Indonesia, 11. https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00495884

Faulkner, D. R., & Rutter, E. H. (2001). Can the maintenance of overpressured fluids in large strike-slip fault zones explain their apparent weakness? Geology, 29(6), 503-506. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0503:CTMOOF>2.0.CO;2

Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J., & Withjack, M. O. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. Journal of Structural Geology, 32(11), 1557-1575. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009

Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Jensen, E., & Cembrano, J. (2011). Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes. Journal of Geophysical Research, 116(B5), 11. https://doi.org/10.1029/2010JB007788

Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J. A., Ellouz, N., & MARCONI Team. (2008). The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. Marine and Petroleum Geology, 25(8), 714-730. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.06.002

Filleaudeau, P. Y. (2012) Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : Apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique. (Doctorat dissertation, Université de Pierre et Marie Curie, Paris IV), 371. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00642171

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: Alpine exhumation of the Cantabrians. Tectonics, 35(2), 339-356. https://doi.org/10.1002/2015TC004050

Fillon, Charlotte, & 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(4), 418-436. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x

Fillon, Charlotte, 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(1), 67-77. https://doi.org/10.1144/jgs2012-051

Fisher, R. A., (1915). Frequency distribution of the values of the correlation coefficient in samples from an indefinitely large population. Biometrika, 10, 507–521. https://doi.org/10.2307/2331838

Fitzgerald, P. G., & Malusà, M. G. (2019). Concept of the exhumed partial annealing (retention) zone and age-elevation profiles in thermochronology. In Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology (pp. 165-189). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8_9

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(3), 157-170. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00225-3

Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F., & Stump, E. (1995). Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. Journal of Geophysical Research, 100, 20175-20191. https://doi.org/10.1029/95JB02150

Fleischer, R. L., Price, P. B., & Walker, R. M. (1975). Nuclear tracks in solids: Principles and Applications. University of California Press, 605.

Fleta, J., Santanach, P., Goula, X., Martinez, P., Grellet, B., & Masana, E. (2001). Preliminary geologic, geomorphologic and geophysical studies for the paleoseismological analysis of the amer fault (ne spain). Geologie En Mijnbouw, 80(3/4), 243–254. https://doi.org/10.1017/S0016774600023866

Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2009). Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(8), 2347-2365. https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015

Foeken, J. P. T., Persano, C., Stuart, F. M., & ter Voorde, M. (2007). Role of topography in isotherm perturbation: Apatite (U-Th)/He and fission track results from the Malta tunnel, Tauern Window, Austria: Topography and Isotherms. Tectonics, 26(3), 15. https://doi.org/10.1029/2006TC002049

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(3), 419-437. https://doi.org/10.1144/jgs2015-129

Forster, C., & Smith, L. (1989). The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: A model study. Journal of Geophysical Research, 94(B7), 9439-9451. https://doi.org/10.1029/JB094iB07p09439

Forster, C. B., Caine, J. S., Schulz, S., & Nielson, D. L. (1997). Twenty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. 8.

Foster, D. A., Murphy, J. M., & Gleadow, A. J. W. (1994). Middle tertiary hydrothermal activity and uplift of the northern flinders ranges, South Australia: Insights from apatite fission-track thermochronology. Australian Journal of Earth Sciences, 41(1), 11-17. https://doi.org/10.1080/08120099408728108

Fossen, H. (2016). Structural geology. Cambridge University Press, 524. ISBN 978-1-107-05764-7 Hardback.

Fossen, H., & Rotevatn, A. (2016). Fault linkage and relay structures in extensional settings—A review. Earth-Science Reviews, 154, 14-28. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014

Fouillac, C. (1980) Géochimie des sources thermales. Implications géothermiques pour quelques systèmes hydrothermaux français. (Doctorat dissertation, Université de Paris VII)

G

Gale, J. F. W., Laubach, S. E., Marrett, R. A., Olson, J. E., Holder, J., & Reed, R. M. (2004). Predicting and characterizing fractures in dolostone reservoirs: Using the link between diagenesis and fracturing. Geological Society, London, Special Publications, 235(1), 177-192. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.08

Gallagher, K. (1995). Evolving temperature histories from apatite fission-track data. Earth and Planetary Science Letters, 136(3-4), 421-435. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00197-K

Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: Transdimensional inverse thermal history. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B2), 16. https://doi.org/10.1029/2011JB008825

Gallagher, K., Brown, R., & Johnson, C. (1998). Fission track analysis and its applications to geological problems. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 26(1), 519-572. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.519

Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., & Stephenson, J. (2009). Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. Marine and Petroleum Geology, 26(4), 525-535. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.01.003

Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., & Fitzgerald, P., 2005, Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1 : Vertical profiles : Earth and Planetary Science Letters, 237, 193–208. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.025

Gallart, J., Daignieres, M., Gagnepain-Beyneix, J., & Hirn, A. (1985). Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees. Annales Geophysicae, 3(2), 239-247.

Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. Trabajos de Geología, 22(22), 3-234.

Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2010). A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. Chemical Geology, 273(3-4), 212-224. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.023

Gautheron, C., Barbarand, J., Ketcham, R. A., Tassan-Got, L., van der Beek, P., Pagel, M., Pinna-Jamme, R., Couffignal, F., & Fialin, M. (2013). Chemical influence on α-recoil damage annealing in apatite: Implications for (U–Th)/He dating. Chemical Geology, 351, 257-267. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.027

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. Chemical Geology, 266(3-4), 157-170. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001

Genter, A., Evans, K., Cuenot, N., Fritsch, D., & Sanjuan, B. (2010). Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8), 502-516. https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.01.006

Genti, M., Chery, J., Vernant, P., & Rigo, A. (2016). Impact of gravity forces and topography denudation on normal faulting in Central–Western Pyrenees: Insights from 2D numerical models. Comptes Rendus Geoscience, 348(3-4), 173-183. https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.08.004

Gérard, B. (2019) Exhumation différentielle de la Cordillère Orientale (Déflexion d'Abancay, Pérou) : Une syntaxe tectonique andine ? (Doctoral dissertation, Université Grenoble Alpes, ISterre) https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02433431

Gerardo, J. Y., Nuti, S., D'Amore, F., Seastres Jr, J., & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic evidence for magmatic and meteoric water recharge and the processes affecting reservoir fluids in the Palinpinon geothermal system, Philippines. Geothermics, 22(5-6), 521-533. https://doi.org/10.1016/0375-6505(93)90034-K

Géraud, Y., Caron, J., & Faure, P. (1995). Porosity network of a ductile shear zone. Journal of Structural Geology, 17(12), 1757-1769. https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00067-N

Géraud, Y., Diraison, M., & Orellana, N. (2006). Fault zone geometry of a mature active normal fault: A potential high permeability channel (Pirgaki fault, Corinth rift, Greece). Tectonophysics, 426(1-2), 61-76. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.02.023

Gerin, C., Gautheron, C., Oliviero, E., Bachelet, C., Djimbi, D. M., Seydoux-Guillaume, A. M., Tassan-Got, L., Sarda, P., Roques, J., & Garrido, F. (2017). Influence of vacancy damage on He diffusion in apatite, investigated at atomic to mineralogical scales. Geochimica et Cosmochimica Acta, 197, 87-103. https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.10.018

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(3), 323-334. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x

Giere, R. (1990). Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). Terra nova, 2(1), 60. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1990.tb00037.x

Ginster, U., Reiners, P. W., Nasdala, L., & Chanmuang, C. (2019). Annealing kinetics of radiation damage in zircon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 249, 225-246. https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.01.033

Gleadow, A. J. W., Duddy, A. I., & Lovering, J. F. (1983). Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. The APPEA Journal, 23(1), 93-102. https://doi.org/10.1071/AJ82009

Gleadow, A. J. W., & Brown, R. W. (2000). Fission-track thermochronology and the longterm denudational response to tectonics. In M.A. Summerfield (Ed), Geomorphology and Global Tectonics, Wiley, Chichester, 57-75.

Gleadow, A., Harrison, M., Kohn, B., Lugo-Zazueta, R., & Phillips, D. (2015). The Fish Canyon Tuff : A new look at an old low-temperature thermochronology standard. Earth and Planetary Science Letters, 424, 95-108. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.003

Gleizes, G., & Bouchez, J. L. (1989). Le granite de Mont-Louis (Zone axiale des Pyrénées): anisotropie magnétique, structures et microstructures. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 309(10), 1075-1082.

Glotzbach, C., Spiegel, C., Reinecker, J., Rahn, M., & Frisch, W. (2009). What perturbs isotherms? An assessment using fission-track thermochronology and thermal modelling along the Gotthard transect, Central Alps. Geological Society, London, Special Publications, 324(1), 111-124. https://doi.org/10.1144/SP324.9

Glotzbach, C., van der Beek, P. A., & Spiegel, C. (2011). Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data. Earth and Planetary Science Letters, 304(3-4), 417-430. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.020

Glotzbach, C. (2017) Short course on low-temperature thermochronology: Fission track thermochronology, Doctoral Programme in Geosciences at the University of Helsinki, https://thermochron.github.io/2017/

Golberg, J. M., & Leyreloup, A. F. (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contributions to Mineralogy and Petrology, 104(2), 194-207. https://doi.org/10.1007/BF00306443

Goldstein, R. H. (2001). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos, 55(1-4), 159-193. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00044-X

Golpe-Posse, J. M., Santafé, J. V., & Lourdes, M. (1979). Datos sobre el Vallesiense medio-superior de los alrededores de Terrassa. Acta geológica hispánica, 14(1), 356-361.

Gordon Gastil, R., DeLisle, M., & Morgan, J. (1967). Some Effects of Progressive Metamorphism on Zircons. Geological Society of America Bulletin, 78(7), 879. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[879:SEOPMO]2.0.CO;2

Gorini, C., Le Marrec, A., & Mauffret, A. (1993). Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. Bulletin de la Société géologique de France, 164(3), 353-363.

Goron, L. (1931). Ruxtorf (Rudolf), Géologie du front septentrional des Pyrénées au nord de Saint-Girons (Ariège). Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen, 2(4), 516-517.

Gorynski, K. E., Walker, J. D., Stockli, D. F., & Sabin, A. (2014). Apatite (U–Th)/He thermochronometry as an innovative geothermal exploration tool: A case study from the southern Wassuk Range, Nevada. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 270, 99-114. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.018

Götze, J. (2000). Cathodoluminescence in applied geosciences. In Cathodoluminescence in geosciences (pp. 457-477). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_18

Götze, J. (2012). Application of Cathodoluminescence Microscopy and Spectroscopy in Geosciences. Microscopy and Microanalysis, 18(6), 1270-1284. https://doi.org/10.1017/S1431927612001122

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L. A., … Carbon, D. (1999). Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. Tectonophysics, 308(4), 487–502. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00120-1

Gourinard, Y. (1971). Determination cartographique et geophysique des failles bordières du fossé neogene de cerdagne - pyrenees orientales franco-epagnoles. 96eme Congres National des Sciences Savantes, Toulouse, 245–263.

Grasby, S. E., & Hutcheon, I. (2001). Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera. Canadian Journal of Earth Sciences, 38(3), 427-440. https://doi.org/10.1139/cjes-38-3-427

Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., & Laslett, G. M. (1985). Fission-track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. Nuclear Tracks and Radiation Measurements (1982), 10(3), 323-328. https://doi.org/10.1016/0735-245X(85)90121-8

Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., & Laslett, G. M. (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 59, 237-253. https://doi.org/10.1016/0168-9622(86)90074-6

Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. W., & Lovering, J. F. (1989). Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 79(2), 155-182. https://doi.org/10.1016/0168-9622(89)90018-3

Griffiths, L., Heap, M. J., Wang, F., Daval, D., Gilg, H. A., Baud, P., Schmittbuhl, J., & Genter, A. (2016). Geothermal implications for fracture-filling hydrothermal precipitation. Geothermics, 64, 235-245. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.006

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(2), 450-476. https://doi.org/10.1002/2017TC004731

Gudmundsson, A. (2000). Dynamics of volcanic systems in Iceland: example of tectonism and volcanism at juxtaposed hot spot and mid-ocean ridge systems. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28(1), 107-140. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.107

Gudmundsson, A., Berg, S. S., Lyslo, K. B., & Skurtveit, E. (2001). Fracture networks and fluid transport in active fault zones. Journal of Structural Geology, 11. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00100-0

Gudmundsson, A. (2011). Rock fractures in geological processes. Cambridge University Press, 73.

Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics, 298(1-3), 259-269. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00189-9

Guenthner, W. R., Reiners, P. W., Ketcham, R. A., Nasdala, L., & Giester, G. (2013). Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. American Journal of Science, 313(3), 145-198. https://doi.org/10.2475/03.2013.01

Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., & Maréchal, J. C. (2014). Groundwater flows in weathered crystalline rocks : Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. Journal of Hydrology, 511, 320-334. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.061

Guillou-Frottier, L., Carrè, C., Bourgine, B., Bouchot, V., & Genter, A. (2013). Structure of hydrothermal convection in the Upper Rhine Graben as inferred from corrected temperature data and basin-scale numerical models. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 256, 29-49. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.02.008

Guillou-Frottier, L., Duwiquet, H., Launay, G., Taillefer, A., Roche, V., & Link, G. (2020). On the morphology and amplitude of 2D and 3D thermal anomalies induced by buoyancy-driven flow within and around fault zones. Solid Earth, 11(4), 1571-1595. https://doi.org/10.5194/se-11-1571-2020

Guitard, G. (1970). Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales) (Vol. 63). BRGM.

Guitard, G., Laumonier, B., Autran, A., Bandet, Y., & Berger, G. M. (1998). Notice explicative, Carte géologique de la France à 1/50 000, Feuille Prades (1095). Orléans (France): BRGM.

Gunnell, Y., & Calvet, M. (2006). Comment on "Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain" by Julien Babault, Jean van den Driessche, and Stéphane Bonnet, Sébastien Castelltort, and Alain Crave: Commentary. Tectonics, 25(3), 4. https://doi.org/10.1029/2005TC001849

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(3-4), 302-313. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.031

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(3-4), 208-218. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.004

Gupta, A., & Scholz, C. H. (2000). A model of normal fault interaction based on observations and theory. Journal of Structural Geology, 22(7), 865-879. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00011-0

Gutmanis, J. (2009). Basement reservoirs-a review of their geological and production characteristics. In International Petroleum Technology Conference. International Petroleum Technology Conference. https://doi.org/10.2523/IPTC-13156-MS

H

Habermann, D. (2002). Quantitative cathodoluminescence (CL) spectroscopy of minerals : Possibilities and limitations. Mineralogy and Petrology, 76(3-4), 247-259. https://doi.org/10.1007/s007100200044

Haffen, S., Géraud, Y., & Diraison, M. (2015). Geothermal, structural and petrophysical characteristics of Buntsandstein sandstone reservoir (Upper Rhine Graben, France). In Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia (pp. 1-11).

Haines, S. H., & van der Pluijm, B. A. (2012). Patterns of mineral transformations in clay gouge, with examples from low-angle normal fault rocks in the western USA. Journal of Structural Geology, 43, 2-32. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.05.004

Hanson, G. N., & Gast, P. W. (1967). Kinetic studies in contact metamorphic zones. Geochimica et Cosmochimica Acta, 31(7), 1119-1153. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80053-X

Hanson, G. N., Simmons, K. R., & Bence, A. E. (1975). $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectrum ages for biotite, hornblende and muscovite in a contact metamorphic zone. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39(9), 1269-1278. https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90134-9

Harlov, D. E., & Förster, H. J. (2003). Fluid-induced nucleation of (Y+ REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II. Fluorapatite. American Mineralogist, 88(8-9), 1209-1229. https://doi.org/10.2138/am-2003-8-905

Harlov, D. E., Wirth, R., & Förster, H. J. (2005). An experimental study of dissolution–reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 150(3), 268-286. https://doi.org/10.1007/s00410-005-0017-8

Harrison, T. M., Duncan, I. A. N., & Mcdougall, I. A. N. (1985). Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(11), 2461-2468. https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90246-7

Hart, S. R. (1964). The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. The Journal of Geology, 72(5), 493-525. https://doi.org/10.1086/627011

Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. Earth-science reviews, 19(1), 1-50. https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90075-2

Henrichs, I. A., O'Sullivan, G., Chew, D. M., Mark, C., Babechuk, M. G., McKenna, C., & Emo, R. (2018). The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite. Chemical Geology, 483, 218-238. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.031

Hickey, K. A., Barker, S. L. L., Dipple, G. M., Arehart, G. B., & Donelick, R. A. (2014). The brevity of hydrothermal fluid flow revealed by thermal halos around giant gold deposits: Implications for carlintype gold systems. Economic Geology, 109, 1461–1487. https://doi.org/10.2113/econg eo.109.5.1461

Himyari, M. S., Hoepffner, C. A. N., Benzakour, M., & El Hadani, D. (2002). Etude structurale du haut atlas oriental Maroc) à l'aide de l'analyse linéamentaire des images HRV XS) de Spot. Télédétection, 2(4), 243-253.

Hnat, J. S., & van der Pluijm, B. A. (2014). Fault gouge dating in the Southern Appalachians, USA. Geological Society of America Bulletin, 126(5-6), 639-651. https://doi.org/10.1130/B30905.1

Hoffmann, R., Goderniaux, P., Jamin, P., Chatton, E., de La Bernardie, J., Labasque, T., Leborgne, T. & Dassargues, A. (2020). Continuous dissolved gas tracing of fracture-matrix exchanges. Geophysical Research Letters, e2020GL088944. https://doi.org/10.1029/2020GL088944

Hofmann, B. A., Helfer, M., Diamond, L. W., Villa, I. M., Frei, R., & Eikenberg, J. (2004). Topography-driven hydrothermal breccia mineralization of Pliocene age at Grimsel Pass, Aar massif, Central Swiss Alps. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 84(3), 271-302.

Hood, S. D., Nelson, C. S., & Kamp, P. J. (2003). Modification of fracture porosity by multiphase vein mineralization in an Oligocene nontropical carbonate reservoir, Taranaki Basin, New Zealand. AAPG bulletin, 87(10), 1575-1597. https://doi.org/10.1306/06040301103

Hourigan, J. K., Reiners, P. W., & Brandon, M. T. (2005). U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(13), 3349-3365. https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.024

Howald, T., Person, M., Campbell, A., Lueth, V., Hofstra, A., Sweetkind, D., Gable, C. W., Banerjee, A., Luijendijk, E., Crossey, L., Karlstrom, K., Kelley, S., & Phillips, F. M. (2015). Evidence for long timescale (>10 3 years) changes in hydrothermal activity induced by seismic events. Geofluids, 15(1-2), 252-268. https://doi.org/10.1111/gfl.12113

Hoÿm de Marien, L., Le Bayon, B., Pitra, P., van den Driessche, J., Poujol, M., & Cagnard, F. (2019). Two-stage Variscan metamorphism in the Canigou massif: Evidence for crustal thickening in the Pyrenees. Journal of Metamorphic Geology, 37(6), 863-888. https://doi.org/10.1111/jmg.12487

Huard, M., Pelissonnier, H. (1969). Tectonique pliocene a la bordure nord du massif du Canigou (Pyrénées orientales). C. R. Acad. Sci. Paris Ser. D 269, 127-130.

Hurford, A. J. (1990). Standardization of fission track dating calibration : Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 80(2), 171-178. https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90025-8

Hurley, P. M., Hughes, H., Pinson Jr, W. H., & Fairbairn, H. W. (1962). Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine Fault uplift in New Zealand. Geochimica et cosmochimica acta, 26(1), 67-80. https://doi.org/10.1016/0016-7037(62)90006-6

Huyghe, D., Mouthereau, F., & Emmanuel, L. (2012). Oxygen isotopes of marine mollusc shells record Eocene elevation change in the Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters, 345-348, 131-141. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.035

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(1), 2267. https://doi.org/10.1038/s41598-020-58903-w

I-J

Ingebritsen, S. E., & Manning, C. E. (1999). Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. Geology, 27(12), 1107. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<1107:GIOAPD>2.3.CO;2

Jaboyedoff, M., & Cosca, M. A. (1999). Dating incipient metamorphism using $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and XRD modeling: A case study from the Swiss Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135(2-3), 93-113. https://doi.org/10.1007/s004100050500

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(4), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2008TC002406

Jammes, S., Lavier, L., & Manatschal, G. (2010). Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees : From observations to modeling: Modelization of extreme crustal thinning. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(10), 26. https://doi.org/10.1029/2010GC003218

Janots, E., Grand'Homme, A., Bernet, M., Guillaume, D., Gnos, E., Boiron, M. C., Rossi, M., Seydoux-Guillaume, A. M., & De Ascenção Guedes, R. (2019). Geochronological and thermometric evidence of unusually hot fluids in an Alpine fissure of Lauzière granite (Belledonne, Western Alps). Solid Earth, 10(1), 211-223. https://doi.org/10.5194/se-10-211-2019

Jaupart, C., & Provost, A. (1985). Heat focussing, granite genesis and inverted metamorphic gradients in continental collision zones. Earth and Planetary Science Letters, 73(2-4), 385-397. https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90086-X

Jaupart, C., Labrosse, S., Lucazeau, F., & Mareschal, J.-C. (2015). Temperatures, Heat, and Energy in the Mantle of the Earth. In Treatise on Geophysics (p. 223-270). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00126-3

Jeanne, P., Guglielmi, Y., Rutqvist, J., Nussbaum, C., & Birkholzer, J. (2018). Permeability variations associated with fault reactivation in a claystone formation investigated by field experiments and numerical simulations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(2), 1694-1710. https://doi.org/10.1002/2017JB015149

Jenner, G. A., Longerich, H. P., Jackson, S. E., & Fryer, B. J. (1990). ICP-MS—A powerful tool for high-precision trace-element analysis in Earth sciences: Evidence from analysis of selected USGS reference samples. Chemical Geology, 83(1-2), 133-148. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90145-W

Johnson, C. A., Cardellach, E., Tritlla, J., & Hanan, B. B. (1996a). Cierco Pb-Zn-Ag vein deposits; isotopic and fluid inclusion evidence for formation during the Mesozoic extension in the Pyrenees of Spain. Economic Geology, 91(3), 497-506. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.3.497

Johnson, J. E., Flowers, R. M., Baird, G. B., & Mahan, K. H. (2017). "Inverted" zircon and apatite (U–Th)/He dates from the Front Range, Colorado: High-damage zircon as a low-temperature (<50 °C) thermochronometer. Earth and Planetary Science Letters, 466, 80-90. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.002

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(4), 662-679. https://doi.org/10.1002/2014TC003570

Jolivet, L., Romagny, A., Gorini, C., Maillard, A., Thinon, I., Couëffé, R., Ducoup, M., & Seranne, M. (2020). Fast dismantling of a mountain belt by mantle flow: Late-orogenic evolution of Pyrenees and Liguro-Provençal rifting. Tectonophysics, 776, 228312. https://doi.org/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) : Propagation of the south Pyrenean prism. Tectonics, 26(5), 17. https://doi.org/10.1029/2006TC002080

Jordan, T. A., Martin, C., Ferraccioli, F., Matsuoka, K., Corr, H., Forsberg, R., Olesen, A., & Siegert, M. (2018). Anomalously high geothermal flux near the South Pole. Scientific Reports, 8(1), 8. https://doi.org/10.1038/s41598-018-35182-0

K

Kamp, P. J. J. (1997). Paleogeothermal gradient and deformation style, Pacific front of the Southern Alps Orogen: constraints from fission track thermochronology. Tectonophysics, 271(1-2), 37-58. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00246-6

Kästle, E. D., Rosenberg, C., Boschi, L., Bellahsen, N., Meier, T., & El-Sharkawy, A. (2020). Slab break-offs in the Alpine subduction zone. International Journal of Earth Sciences, 109(2), 587-603. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01821-z

Kattenhorn, S. A., Aydin, A., & Pollard, D. D. (2000). Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. Journal of structural Geology, 22(1), 1-23. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00130-3

Kempe, U., & Götze, J. (2002). Cathodoluminescence (CL) behavior and crystal chemistry of apatite from rare-metal deposits. Mineral Mag, 66, 135–156. https://doi.org/10.1180/0026461026610019

Kennedy, B. M., Fischer, T. P., & Shuster, D. L. (2000). Heat and helium in geothermal systems. In Proceedings of the Twenty-fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering (pp. 167-173).

Ketcham, R. A., Donelick, R. A., & Carlson, W. D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Extrapolation to geological time scales. American Mineralogist, 84(9), 1235-1255. https://doi.org/10.2138/am-1999-0903

Ketcham, R. A. (2005). Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 275-314. https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11

Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. American Mineralogist, 92(5-6), 799-810. https://doi.org/10.2138/am.2007.2281

Ketcham, Richard A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(24), 7779-7791. https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.011

Kettermann, M., Urai, J. L., & Vrolijk, P. J. (2017). Evolution of structure and permeability of normal faults with clay smear: Insights from water-saturated sandbox models and numerical simulations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(3), 1697-1725. https://doi.org/10.1002/2016JB013341

Kim, Y. S., & Sanderson, D. J. (2005). The relationship between displacement and length of faults : A review. Earth-Science Reviews, 68(3-4), 317-334. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.003

King, G. C., Stein, R. S., & Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(3), 935-953.

Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., & Stute, M. (2002). Noble gases in lakes and ground waters. Reviews in mineralogy and geochemistry, 47(1), 615-700. https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.14

Kleinsmiede, W. F. J. (1960). Geology of the Valle de Aran (Central Pyrenees). Leidse Geologische Mededelingen, 25(1), 129-245.

Kleint, C., Pichler, T., & Koschinsky, A. (2017). Geochemical characteristics, speciation and size-fractionation of iron (Fe) in two marine shallow-water hydrothermal systems, Dominica, Lesser Antilles. Chemical Geology, 454, 44-53. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.02.021

Kolyukhin, D., & Torabi, A. (2012). Statistical analysis of the relationships between faults attributes: Statistical analysis of faults. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B05406), 14. https://doi.org/10.1029/2011JB008880

Koppers, A. A. (2002). ArArCALC—software for $^{40}Ar/^{39}Ar$ age calculations. Computers & Geosciences, 28(5), 605-619. https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00095-4

Krimissa, M. (1992). Application des méthodes isotopiques a l'étude des eaux thermales en milieu granitique (Pyrénées, France). Orsay Paris-Sud. 263.

Krimissa, M., Chery, L. & Fouillac, C. (1993). Isotopic study of thermo-minerai springs in the eastern Pyrenees: correlation with the origin of the air masses and the altitude of recharge. In: Isotope Techniques in the study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere, IAEA, Vienna, 583-586.

Krimissa, M., Chery, L., Fouillac, C. & Michelot, J. L. (1994) Origin and recharge altitude of the thermomineral waters of the Eastern Pyrenees. Isotopenpraxis 30, 317-331. https://doi.org/10.1080/00211919408046747

Kuva, J., Voutilainen, M., Kekäläinen, P., Siitari-Kauppi, M., Timonen, J., & Koskinen, L. (2015). Gas phase measurements of porosity, diffusion coefficient, and permeability in rock samples from Olkiluoto bedrock, Finland. Transport in Porous Media, 107(1), 187-204. https://doi.org/10.1007/s11242-014-0432-2

L

Labasque, T., Vergnaud, V. and Aquilina, L. (2008). Recent methodology developed in Rennes (France) at Geosciences laboratory in groundwater dating using CFCs, SF6 and dissolved gases (Ne, Ar, O_2, N_2, CH_4, CO_2 and N_2O). G-DAT 2008 proceedings, Leipzig, Germany.

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., & Lahfid, A. (2016). Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: An example from the south Pyrenean thrust belt: Jace thrust-sheeet-top basin. Tectonics, 35(5), 1280-1313. https://doi.org/10.1002/2016TC004192

Labaume, P., & Teixell, A. (2020). Evolution of salt structures of the Pyrenean rift (Chaînons Béarnais, France): From hyper-extension to tectonic inversion. Tectonophysics, 228451. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228451

Lacan, P., & Ortuño, M. (2012). Active Tectonics of the Pyrenees: A review. Journal of Iberian Geology, 38(1), 9-30. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203

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). https://doi.org/10.1029/2004TC001673

Ladouche, B., Lamotte, C., Le-Goff, E., & Vigouroux, P. (2014). Etat des lieux ressource en eau thermale du site des Escaldes (66). Rapport final BRGM/RP-63985-FR, 98 p., 30 ill., 6 ann.

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(4). https://doi.org/10.1029/2009TC002588

Lagabrielle, Y., Asti, R., Duretz, T., Clerc, C., Fourcade, S., Teixell, A., Labaume, P., Corre, B. & Saspiturry, N. (2020). A review of cretaceous smooth-slopes extensional basins along the Iberia-Eurasia plate boundary: How pre-rift salt controls the modes of continental rifting and mantle exhumation. Earth-Science Reviews, 201, 103071. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103071

Lakatos, S., & Miller, D. S. (1983). Fission-track analysis of apatite and zircon defines a burial depth of 4 to 7 km for lowermost Upper Devonian, Catskill Mountains, New York. Geology, 11(2), 103-104. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<103:FAOAAZ>2.0.CO;2

Lardeaux, J. M. (2014). Deciphering orogeny: a metamorphic perspective Examples from European Alpine and Variscan belts: Part II: Variscan metamorphism in the French Massif Central–A review. Bulletin de la Société Géologique de France, 185(5), 281-310. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.5.281

Laubach, S.E., (2003). Practical approaches to identifying sealed and open fractures. AAPG Bull. 87, 561–579.

Laumonier, B., & Autran, A. (2001). Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales : Le chevauchement du Puigmal. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 332(9), 585-594. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01569-5

Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A., & Guerrot, C. (2004). On the non-existence of a Cadomian basement in southern France (Pyrenees, Montagne Noire): Implications for the significance of the pre-Variscan (pre-Upper Ordovician) series. Bulletin de la Societe Geologique de France, 175(6), 643-655. https://doi.org/10.2113/175.6.643

Laubach, S. E., Olson, J. E., & Gale, J. F. W. (2004). Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress? Earth and Planetary Science Letters, 222(1), 191-195. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.019

Laumonier, B. (2015). Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) - essai de synthèse. Revue de Géologie pyrénéenne. 2(1), 44. https://hal.univ-lorraine.fr/hal-01302546

Laumonier, B., Marignac, C., & Kister, P. (2010). Polymetamorphism and crustal evolution of the eastern Pyrenees during the Late Carboniferous Variscan orogenesis. Bulletin de la Société Géologique de France, 181(5), 411-428. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.5.411

Le Pichon, X., Bonnin, J., & Sibuet, J. C. (1970). La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 271, 1941-1944. https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/4883/

Leclerc, J., Bellier, O., Sebrier, M., & Calvet, M. (2001). Variations du champ de contrainte cenozoique et deformations récentes du bassin du roussillon. Le Quaternaire des Pyrénées orientales dans son cadre géomorphologique. Livret guide de l'excursion annuelle de l'Association francaise pour l'Etude du Quaternaire.

Lee, J. Y., Marti, K., Severinghaus, J. P., Kawamura, K., Yoo, H. S., Lee, J. B., & Kim, J. S. (2006). A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(17), 4507-4512. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563

Lehmann, B. E., Love, A., Purtschert, R., Collon, P., Loosli, H. H., Kutschera, W., Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Frape, S. K., Herczeg, A., Moran, J., Tolstikhin, I. N., & Gröning, M. (2003). A comparison of groundwater dating with ^{81}Kr, ^{36}Cl and ^{4}He in four wells of the Great Artesian Basin, Australia. Earth and Planetary Science Letters, 211(3-4), 237-250. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00206-1

Lewis, C. J., Vergés, J., & Marzo, M. (2000). High mountains in a zone of extended crust : Insights into the Neogene-Quaternary topographic development of northeastern Iberia. Tectonics, 19(1), 86-102. https://doi.org/10.1029/1999TC900056

Li, L., & Li, K. (2015). Permeability of microcracked solids with random crack networks: role of connectivity and opening aperture. Transport in Porous Media, 109(1), 217-237. https://doi.org/10.1007/s11242-015-0510-0

Liao, Z., Liu, H., Carpenter, B. M., Marfurt, K. J., & Reches, Z. E. (2019). Analysis of fault damage zones using three-dimensional seismic coherence in the Anadarko Basin, Oklahoma. AAPG Bulletin, 103(8), 1771-1785. https://doi.org/10.1306/1219181413417207

Limberger, J., Calcagno, P., Manzella, A., Trumpy, E., Boxem, T., Pluymaekers, M. P. D., & van Wees, J. D. (2014). Assessing the prospective resource base for enhanced geothermal systems in Europe. Geothermal Energy Science, 2, 55-71. https://doi.org/10.5194/gtes-2-55-2014

Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., Mountain, G. S., Ryan, W. B. F., Steckler, M. S., & Fouchet, C. (2003). Plio–Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. Marine Geology, 198(3-4), 289-317. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00120-8

Longerich, H. P., Jenner, G. A., Fryer, B. J., & Jackson, S. E. (1990). Inductively coupled plasma-mass spectrometric analysis of geological samples: a critical evaluation based on case studies. Chemical Geology, 83(1-2), 105-118. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90143-U

López, D. L., & Smith, L. (1995). Fluid Flow in Fault Zones : Analysis of the Interplay of Convective Circulation and Topographically Driven Groundwater Flow. Water Resources Research, 31(6), 1489-1503. https://doi.org/10.1029/95WR00422

Louis, S., Luijendijk, E., Dunkl, I., & Person, M. (2019). Episodic fluid flow in an active fault. Geology, 47(10), 938-942. https://doi.org/10.1130/G46254.1

Loveless, S., Bense, V., & Turner, J. (2011). Fault architecture and deformation processes within poorly lithified rift sediments, Central Greece. Journal of Structural Geology, 33(11), 1554-1568. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.09.008

Lowell, R. P., van Cappellen, P., & Germanovich, L. N. (1993). Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal upflow zones. Science, 260(5105), 192-194. https://doi.org/10.1126/science.260.5105.192

Luijendijk, E. (2012). The role of fluid flow in the thermal history of sedimentary basins: Inferences from thermochronology and numerical modeling in the Roer Valley Graben, southern Netherlands (Doctoral dissertation, Universiteit Amsterdam)

Luijendijk, E., Winter, T., Köhler, S.,Ferguson, G., von Hagke, C., & Scibek, J. (2020). Using thermalsprings to quantify deep groundwater flow and its thermal footprint in the Alps and a comparison with North American orogens. GeophysicalResearch Letters, 47, e2020GL0901 34.https://doi.org/10.1029/2020GL090134

Lund, J. W., & Boyd, T. L. (2016). Direct utilization of geothermal energy. 2015 worldwide review. Geothermics, 60, 66-93. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.11.004

M

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: Iberian Plate Kinematics Since 83.5 Ma. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(12), 9603-9626. https://doi.org/10.1002/2017JB014769

Machel, H. G., & Burton, E. A. (1991). Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. In: C. E. Barker & O. C. Kopp (Eds.), Luminescence microscopy: quantitative and qualitative aspects (pp. 37–57). SEPM Short Course, 25.

Magri, F., Akar, T., Gemici, U., & Pekdeger, A. (2012). Numerical investigations of fault-induced seawater circulation in the Seferihisar-Balçova Geothermal system, western Turkey. Hydrogeology Journal, 20(1), 103-118. https://doi.org/10.1007/s10040-011-0797-z

Magri, F., Inbar, N., Siebert, C., Rosenthal, E., Guttman, J., & Möller, P. (2015). Transient simulations of large-scale hydrogeological processes causing temperature and salinity anomalies in the Tiberias Basin. Journal of Hydrology, 520, 342-355. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.055

Magri, F., Möller, S., Inbar, N., Möller, P., Raggad, M., Rödiger, T., Rosenthal, E., & Siebert, C. (2016). 2D and 3D coexisting modes of thermal convection in fractured hydrothermal systems—Implications for transboundary flow in the Lower Yarmouk Gorge. Marine and Petroleum Geology, 78, 750-758. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.002

Maillard, A., Jolivet, L., Lofi, J., Thinon, I., Couëffé, R., Canva, A., & Dofal, A. (2020). Transfer zones and associated volcanic province in the eastern Valencia Basin: Evidence for a hot rifted margin?. Marine and Petroleum Geology, 104419. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104419

Malcles, O., Vernant, P., Chéry, J., Camps, P., Cazes, G., Ritz, J.-F., & Fink, D. (2020). Determining the Plio-Quaternary uplift of the southern French Massif Central; a new insight for intraplate orogen dynamics. Solid Earth, 11(1), 241-258. https://doi.org/10.5194/se-11-241-2020

Malkovsky, V. I., & Magri, F. (2016). Thermal convection of temperature-dependent viscous fluids within three-dimensional faulted geothermal systems: Estimation from linear and numerical analyses. Water Resources Research, 52(4), 2855-2867. https://doi.org/10.1002/2015WR018001

Maluski, H. (1985). Method argon 39-argon 40. Principes et applications aux minéraux des roches terrestres. In: Roth E., Poty B. (Eds.), Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Masson, 341-372.

Mancktelow, N. S., & Grasemann, B. (1997). Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. Tectonophysics, 270(3-4), 167-195. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00279-X

Manzocchi, T., Walsh, J. J., Nell, P., & Yielding, G. (1999). Fault transmissibility multipliers for flow simulation models. Petroleum Geoscience, 5(1), 53-6. https://doi.org/10.1002/2015WR018001

Maréchal, J.-C., Perrochet, P., & Tacher, L. (1999). Long-term simulations of thermal and hydraulic characteristics in a mountain massif: The Mont Blanc case study, french and Italian Alps. Hydrogeology Journal, 7(4), 341–354. https://doi.org/10.1007/s100400050207

Marfunin, A.S. (1979). Spectroscopy, Luminescence and Radiation Centres in Minerals. Springer-Verlag, Berlin, 352. https://doi.org/10.1007/978-3-642-67112-8

Marone, C., & Scholz, C. H. (1989). Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge. Journal of Structural Geology, 11(7), 799-814. https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90099-0

Marshall, D.J., 1988. Cathodoluminescence of Geological Material. Allen & Unwin, London, 146 pp.

Martinelli, M., Bistacchi, A., Mittempergher, S., Bonneau, F., Balsamo, F., Caumon, G., & Meda, M. (2020). Damage zone characterization combining scan-line and scan-area analysis on a km-scale Digital Outcrop Model: The Qala Fault (Gozo). Journal of Structural Geology, 140, 104144. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104144

Mason, B. (1961). Potassium-argon ages of metamorphic rocks and granites from Westland, New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics, 4(4), 352-356. https://doi.org/10.1080/00288306.1961.10420123

Mason, R. A., & Mariano, A. N. (1990). Cathodoluminescence activation in manganese-bearing and rare earth-bearing synthetic calcites. Chemical Geology, 88(1-2), 191-206. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90113-L

Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., & Doerflinger, E. (2019). Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe. Solid Earth, 10(6), 1905-1920. https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019

Matek, B. (2016). 2016 Annual U.S. & Global Geothermal Power Production Report. Geothermal Energy Association Report, 36.

Mattauer, M. (1968). Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique, 10(1), 3-11.

Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate : A review. Terra Nova, 13(2), 122-128. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x

Mauffret, A., de Grossouvre, B. D., Dos Reis, A. T., Gorini, C., & Nercessian, A. (2001). Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). Journal of Structural Geology, 23(11), 1701–1726. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00025-6

Maurel, O., Brunel, M., & Monié, P. (2002). Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). Comptes Rendus Geoscience, 334(12), 941–948. https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01834-5

Maurel, O. (2003). L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. (Doctoral dissertation, Université de Montpellier), 264. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00003429

Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., & Jolivet, M. (2008). The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: An $^{40}Ar/^{39}Ar$ fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. International Journal of Earth Sciences, 97(3), 565-584. https://doi.org/10.1007/s00531-007-0179-x

Mayolle, S., Soliva, R., Caniven, Y., Wibberley, C., Ballas, G., Milesi, G., & Dominguez, S. (2019a). Scaling of fault damage zones in carbonate rocks. Journal of Structural Geology, 124, 35-50. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.03.007

Mayolle, S., Soliva, R., Caniven, Y., Wibberley, C., Ballas, G., Dominguez, S., & Milési, G. (2019b). Scaling of Fault Damage Zones and Implications for Naturally Fractured Reservoirs. In Fifth International Conference on Fault and Top Seals (Vol. 2019, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers.

Mazor, E. (1979). Noble gases in a section across the vapor dominated geothermal field of Larderello, Italy. In Geothermics and Geothermal Energy (pp. 262-275). Birkhäuser, Basel. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-6525-8_23

Mazzoli, S., & Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. In Active Continental Margins—Present and Past (pp. 464-468). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-38521-0_19

Mbongo Djimbi, D., Gautheron, C., Roques, J., Tassan-Got, L., Gerin, C., & Simoni, E. (2015). Impact of apatite chemical composition on (U-Th)/He thermochronometry: An atomistic point of view. Geochimica et Cosmochimica Acta, 167, 162-176. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.017

Mc Dougall, I., Harrison, T. M. (1999). Geochronology and thermochronology by the 40Ar/39Ar method. Oxford University Press, New York, USA, 212.

McCaig, A. M., & Miller, J. A. (1986). 40Ar-39Ar age of mylonites along the Merens Fault, central Pyrenees. Tectonophysics, 129(1-4), 149-172. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90250-7

McCaig, A. M., Tritlla, J., & Banks, D. A. (2000). Fluid flow patterns during Pyrenean thrusting. Journal of Geochemical Exploration, 69-70, 539-543. https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00060-1

McDowell, F. W., McIntosh, W. C., & Farley, K. A. (2005). A precise 40Ar–39Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. Chemical Geology, 214(3-4), 249-263. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002

McKenna, J. R., & Blackwell, D. D. (2004). Numerical modeling of transient Basin and Range extensional geothermal systems. Geothermics, 33(4), 457-476. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2003.10.001

Meigs, A. J., Vergés, J., & Burbank, D. W. (1996). Ten-million-year history of a thrust sheet. Geological Society of America Bulletin, 108(12), 1608-1625. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1608:TMYHOA>2.3.CO;2

Merrihue, C., & Turner, G. (1966). Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. Journal of Geophysical Research, 71(11), 2852-2857. https://doi.org/10.1029/JZ071i011p02852

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(3-4), 488-503. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.036

Mezger, J. E., Schnapperelle, S., & Rölke, C. (2012). Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 34, 11-30.

Michard, G. (1990) Behaviour of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot waters from granitic areas. Chemical Geology 89, 117-134. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90062-C

Migdisov, A. A., & Williams-Jones, A. E. (2014). Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids. Mineralium Deposita, 49(8), 987-997. https://doi.org/10.1007/s00126-014-0554-z

Migdisov, A., Williams-Jones, A. E., Brugger, J., & Caporuscio, F. A. (2016). Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations. Chemical Geology, 439, 13-42. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.005

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Bellanger, M., Munch, P., Taillefer, A., & Bonno, M. (2018). Low-temperature (U-Th)/He thermochronometry applied to an active hydrothermal system: The example of the Têt fault (Eastern Pyrénées, France). In EGU General Assembly Conference Abstracts, 20, 7354

Milesi, G., Soliva, R., Monié, P., Münch, P., Bellanger, M., Bruguier, O., Bonno, M., Taillefer, A., & Mayolle, S. (2019). Mapping a geothermal anomaly using apatite (U-Th)/He thermochronology in the Têt fault damage zone, eastern Pyrenees, France. Terra Nova, 31(6), 569-576. https://doi.org/10.1111/ter.12429

Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Taillefer, A., Bruguier, O., Bellanger, M., Bonno, M., & Martin, C. (2020a). Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (U− Th) / He apatite thermochronology and rare-earth element (REE) analyses: the example of the Têt fault (Pyrenees, France). Solid Earth, 11(5), 1747-1771. https://doi.org/10.5194/se-11-1747-2020

Milesi, G., Monié, P., Soliva, R., Münch, P., Taillefer, A., Bellanger, M., Brugnier, O., Bonno, M., Martin, C. (2020b). Imaging Geothermal Anomalies Using Low-temperature (U-Th)/He Thermochronometry: A Case Study from the Active Têt Fault Hydrothermal System (Eastern Pyrenees, France). Proceedings World Geothermal Congress 2020 Reykjavik, Iceland.

Millot, R., Petelet-Giraud, E., Guerrot, C., & Négrel, P. (2010). Multi-isotopic composition (δ^7Li–δ^{11}B–δD–δ^{18}O) of rainwaters in France: Origin and spatio-temporal characterization. Applied Geochemistry, 25(10), 1510-1524. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2010.08.002

Mitchell, T. M., & Faulkner, D. R. (2009). The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. Journal of Structural Geology, 31(8), 802-816. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.05.002

Mitchell, T. M., & Faulkner, D. R. (2012). Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks. Earth and Planetary Science Letters, 339, 24-31. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.014

Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 37, 867-882. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032

Moeck, I. S., Dussel, M., Weber, J., Schintgen, T., & Wolfgramm, M. (2019). Geothermal play typing in Germany, case study Molasse Basin: A modern concept to categorise geothermal resources related to crustal permeability. Netherlands Journal of Geosciences, 10. https://doi.org/10.1017/njg.2019.12

Molina, F., & Martí, J. (2016). The Borinquen geothermal system (Cañas Dulces caldera, Costa Rica). Geothermics, 64, 410-425. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.07.001

Monié, P., Soliva, J., Brunel, M., & Maluski, H. (1994). Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé 40Ar/39Ar et interprétation tectonique. Bulletin de la Société Géologique de France, 165, 559-571.

Moore, J. C., & Vrolijk, P. (1992). Fluids in accretionary prisms. Reviews of Geophysics, 30(2), 113. https://doi.org/10.1029/92RG00201

Morgan, P. (1983). Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift. Tectonophysics, 94(1-4), 277–298. https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90021-5

Morris, R. G., Sinclair, H. D., & Yelland, A. J. (1998). Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. Basin Research, 10(1), 69-85. https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1998.00053.x

Mouchené, M. (2016). Évolution post-orogénique du système couplé piémont/bassin versant : le méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées (Doctoral dissertation, Grenoble Alpes). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01310375

Mouchot, J., Genter, A., Cuenot, N., Scheiber, J., Seibel, O., Bosia, C., & Ravier, G. (2018). First year of operation from EGS geothermal plants in Alsace, France: scaling issues. In Proceedings of the 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engeneering Stanford University, Stanford, California (pp. 12-14).

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: Plate convergence in the Pyrenees. Tectonics, 33(12), 2283-2314. https://doi.org/10.1002/2014TC003663

Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In K. R. McClay (Éd.), Thrust Tectonics (pp. 235-246). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_21

Munoz, M., Premo, W. R., & Courjault-Rade, P. (2005). Sm-Nd dating of fluorite from the worldclass Montroc fluorite deposit, southern Massif Central, France. Mineralium Deposita, 39(8), 970-975. https://doi.org/10.1007/s00126-004-0453-9

Murray, K. E., Orme, D. A., & Reiners, P. W. (2014). Effects of U–Th-rich grain boundary phases on apatite helium ages. Chemical Geology, 390, 135-151. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.023

N

Navelot, V. (2018). Caractérisations structurale et pétrophysique d'un système géothermique en contexte volcanique d'arc de subduction : exemple de l'archipel de Guadeloupe : Structural and petrophysical characterizations of a geothermal system in a subduction volcanic setting: Guadeloupe archipelago (Doctoral dissertation, Université de Lorraine). http://www.theses.fr/2018LORR0339

Négrel, P., Guerrot, C., & Millot, R. (2007). Chemical and strontium isotope characterization of rainwater in France: influence of sources and hydrogeochemical implications. Isotopes in Environmental and Health Studies, 43(3), 179-196. https://doi.org/10.1080/10256010701550773

Nelson, R. (2001). Geologic analysis of naturally fractured reservoirs. Gulf Professional Publishing 2nd Edition, 352.

Nercessian, A., Mau, A., Gallart, J., & Diaz, J. (2001). Deep reflection seismic images of the crustal thinning in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion. Journal of Geodynamics, 31. 211- 225. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00029-6

Neretnieks, I. (2013). Some aspects of release and transport of gases in deep granitic rocks: possible implications for nuclear waste repositories. Hydrogeology Journal, 21(8), 1701-1716.

Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. The Journal of Geology, 97(2), 129-147.

Neuzil, C. E. (2012). Hydromechanical effects of continental glaciation on groundwater systems. Geofluids, 12(1), 22–37. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2011.00347.x

Neuzil, C. E. (2019). Permeability of clays and shales. Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 47, 247-273. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060437

Nier, A. O. (1939). The isotopic constitution of radiogenic leads and the measurement of geological time. II. Physical Review, 55(2), 153. https://doi.org/10.1103/PhysRev.55.153

Norton, D., & Knapp, R. (1977). Transport phenomena in hydrothermal systems: the nature of porosity. Am. J. Sci.;(United States), 277. https://doi.org/10.2475/ajs.277.8.913

Novakova, L., & Pavlis, T. L. (2017). Assessment of the precision of smart phones and tablets for measurement of planar orientations: A case study. Journal of Structural Geology, 97, 93-103. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.02.015

Nukman, M., & Moeck, I. (2013). Structural controls on a geothermal system in the Tarutung Basin, north central Sumatra. Journal of Asian Earth Sciences, 74, 86-96. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.06.012

Nussbaum, F. (1931). Sur la formation des lacs de montagne dans les Pyrénées. Le Globe. Revue genevoise de géographie, 70(1), 66-70.

O

O'Leary, D. W., Friedman, J. D., & Pohn, H. A. (1976). Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. Geological Society of America Bulletin, 87(10), 1463. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1463:LLLSPN>2.0.CO;2

Odlum, M. L., & Stockli, D. F. (2020). Geochronologic constraints on deformation and metasomatism along an exhumed mylonitic shear zone using apatite U-Pb, geochemistry, and microtextural analysis. Earth and Planetary Science Letters, 538, 116177. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116177

Olivet, J. L. (1996). Cinématique de la plaque Ibérique. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine, 20, 131-195.

Olivier, P., Druguet, E., Castaño, L. M., & Gleizes, G. (2016). Granitoid emplacement by multiple sheeting during Variscan dextral transpression: The Saint-Laurent–La Jonquera pluton (eastern Pyrenees). Journal of Structural Geology, 82, 80-92. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.10.006

Olson, J. E. (2007). Fracture aperture, length and pattern geometry development under biaxial loading: a numerical study with applications to natural, cross-jointed systems. Geological Society, London, Special Publications, 289(1), 123-142. https://doi.org/10.1144/SP289.8

Olson, J. E., Laubach, S. E., & Lander, R. H. (2009). Natural fracture characterization in tight gas sandstones: integrating mechanics and diagenesis. AAPG Bull. 93, 1535–1549. https://doi.org/10.1306/08110909100

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(1), 79-92. https://doi.org/10.1144/jgs2011-121

Ortuño, M., & Viaplana-Muzas, M. (2018). Active fault control in the distribution of Elevated Low Relief Topography in the Central-Western Pyrenees. Geologica Acta, 16(4), 499-518. https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2018.16.4.10

P

Padel, M., Álvaro, J. J., Casas, J. M., Clausen, S., Poujol, M., & Sánchez-García, T. (2018). Cadomian volcanosedimentary complexes across the Ediacaran–Cambrian transition of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. International Journal of Earth Sciences, 107(5), 1579-1601. https://doi.org/10.1007/s00531-017-1559-5

Padel, M., Clausen, S., Álvaro, J. J., & Casas, J. M. (2018). Review of the Ediacaran-Lower Ordovician (pre-Sardic) stratigraphic framework of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. Geologica Acta, 16(4), 339-355. https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2018.16.4.1

Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., & Ohnenstetter, D. (2000). Cathodoluminescence in geosciences: an introduction. In Cathodoluminescence in Geosciences (pp. 1-21). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_1

Paquette, J. L., Ballèvre, M., Peucat, J. J., & Cornen, G. (2017). From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICPMS U-Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). Lithos, 294–295(Suppl. C), 418–437. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.10.005

Parri, R., & Lazzeri, F. (2016). Larderello: 100 years of geothermal power plant evolution in Italy. In Geothermal Power Generation (pp. 537-590). Woodhead Publishing. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100337-4.00019-X

Paternoster, M., Oggiano, G., Sinisi, R., Caracausi, A., & Mongelli, G. (2017). Geochemistry of two contrasting deep fluids in the Sardinia microplate (western Mediterranean) : Relationships with tectonics and heat sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 336, 108-117. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.011

Pavich, M. J. (1989). Regolith residence time and the concept of surface age of the Piedmont "Peneplain". Geomorphology, 2(1-3), 181-196. https://doi.org/10.1016/0169-555X(89)90011-1

Peacock, D. C. P., & Mann, A. (2005). Evaluation of the controls on fracturing in reservoir rocks. Journal of Petroleum Geology, 28(4), 385-396. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2005.tb00089.x

Pepin, J., Person, M., Phillips, F., Kelley, S., Timmons, S., Owens, L., Witcher, J., & Gable, C. (2015). Deep fluid circulation within crystalline basement rocks and the role of hydrologic windows in the formation of the Truth or Consequences, New Mexico low-temperature geothermal system. Geofluids, 15(1-2), 139-160. https://doi.org/10.1111/gfl.12111

Pereira, M., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguiluz, L., & Silva, J. (2006). Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal) : Paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. Precambrian Research, 144(3-4), 297-315. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.11.011

Person, M., Hofstra, A., Sweetkind, D., Stone, W., Cohen, D., Gable, C. W., & Banerjee, A. (2012). Analytical and numerical models of hydrothermal fluid flow at fault intersections: Fluid flow at fault intersections. Geofluids, 12(4), 312-326. https://doi.org/10.1111/gfl.12002

Petford, N., & McCaffrey, K. (2003). Hydrocarbons in crystalline rocks: An introduction. Geological Society, London, Special Publications, 214(1), 1-5. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.214.01.01

Petit, C., & Mouthereau, F. (2012). Steep topographic slope preservation by anisotropic diffusion: An example from the Neogene Têt fault scarp, eastern Pyrenees. Geomorphology, 171-172, 173-179. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.016

Petit, J. P., & Barquins, M. (1988). Can natural faults propagate under mode II conditions?. Tectonics, 7(6), 1243-1256. https://doi.org/10.1029/TC007i006p01243

Petit, V., Le-Goff, E., & Brisset, N. (2014). Ressource en eau thermale des thermes de vernet-les-bains - état des lieux (pyrénées orientales). Rapport final BRGM/RP-59182-FR. Technical report.

Philip, H., Bousquet, J. C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X., & Grellet, B. (1992). Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'est des Pyrénées : implications sismotectoniques. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 314(11), 1239-1245.

Pinti, D. L., Castro, M. C., Lopez-Hernandez, A., Han, G., Shouakar- Stash, O., Hall, C. M., & Ramírez-Montes, M. (2017). Fluid circulation and reservoir conditions of the Los Humeros Geothermal Field (LHGF), Mexico, as revealed by a noble gas survey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 333-334, 104-115. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.015

Piqué, À., Canals, À., Grandia, F., & Banks, D. A. (2008). Mesozoic fluorite veins in NE Spain record regional base metal-rich brine circulation through basin and basement during extensional events. Chemical Geology, 257(1-2), 139-152. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.028

Poitrenaud, T., Poujol, M., Augier, R., & Marcoux, E. (2019). The polyphase evolution of a late Variscan W/Au deposit (Salau, French Pyrenees): insights from REE and U/Pb LA-ICP-MS analyses. Mineralium Deposita, 1-21. https://doi.org/10.1007/s00126-019-00923-2

Pola, M., Cacace, M., Fabbri, P., Piccinini, L., Zampieri, D., & Torresan, F. (2020). Fault Control on a Thermal Anomaly: Conceptual and Numerical Modeling of a Low-Temperature Geothermal System in the Southern Alps Foreland Basin (NE Italy). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(5). https://doi.org/10.1029/2019JB017394

Pollack, H. N., Hurter, S. J., & Johnson, J. R. (1993). Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. Reviews of Geophysics, 31(3), 267-280. https://doi.org/10.1029/93RG01249

Poujol, M., Boulvais, P., & Kosler, J. (2010). Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: Evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. Journal of the Geological Society, 167(4), 751-767. https://doi.org/10.1144/0016-76492009-144

Pous, J., Munoz, J. A., Ledo, J. J., & Liesa, M. (1995). Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees. Journal of the Geological Society, 152(2), 217-220.

Price, N. J., & Cosgrove, J. W. (1990). Analysis of geological structures. Cambridge University Press. Professional Publishing. 511.

Pürschel, M., Gloaguen, R., & Stadler, S. (2013). Geothermal activities in the Main Ethiopian Rift: hydrogeochemical characterization of geothermal waters and geothermometry applications (Dofan-Fantale, Gergede-Sodere, Aluto-Langano). Geothermics, 47, 1-12. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.01.001

Q-R

Quesnel, B., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Truche, L., Rigaudier, T., Bardoux, G., Agrinier, P., de Saint Blanquat, M., Masini, E., & Gaucher, E. C. (2019). Nature and Origin of Mineralizing Fluids in Hyperextensional Systems: The Case of Cretaceous Mg Metasomatism in the Pyrenees. Geofluids, 2019, 1-18. https://doi.org/10.1155/2019/7213050

Rae, A. J., Cooke, D. R., Phillips, D., & Zaide-Delfin, M. (2004). The nature of magmatism at Palinpinon geothermal field, Negros Island, Philippines: implications for geothermal activity and regional tectonics. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 129(4), 321-342. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00280-4

Rahl, J. M., Haines, S. H., & van der Pluijm, B. A. (2011). Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: Evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters, 307(1-2), 180-190. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.036

Ranjram, M., Gleeson, T., & Luijendijk, E. (2015). Is the permeability of crystalline rock in the shallow crust related to depth, lithology or tectonic setting? Geofluids, 15(1-2), 106-119. https://doi.org/10.1111/gfl.12098

Recanati, A., Gautheron, C., Barbarand, J., Missenard, Y., Pinna-Jamme, R., Tassan-Got, L., Carter, A., Douville, E., Bordier, L., Pagel, M., & Gallagher, K. (2017). Helium trapping in apatite damage: Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies. Chemical Geology, 470, 116-131. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.002

Reiners, P. W., Farley, K. A., & Hickes, H. J. (2002). He diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of zircon: Initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. Tectonophysics, 349(1-4), 297-308. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00058-6

Reiners, Peter W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A. (2004). Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with 40Ar/39Ar dating. Geochimicha et Cosmochimica. Acta 68, 1857–1887. https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.021

Reiners, P. W. (2005). Past, Present, and Future of Thermochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 1-18. https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.1

Reiners, P. W., Ehlers, T. A., & Zeitler, P. K. (2005). Past, present, and future of thermochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 1-18. https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.1

Reiners, P. W., & Brandon, M. T. (2006). Using thermochronology to understand orogenic erosion. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 34(1), 419-466. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202

Reiners, P. W., & Ehlers, T. A. (2018). Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications, Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Eds. Walter de Gruyter GmbH & Co KG.

Renard, F., Gratier, J.-P., & Jamtveit, B. (2000). Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults. Journal of Structural Geology, 22(10), 1395-1407. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00064-X

Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L., & DePaolo, D. J. (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. Chemical Geology, 145(1-2), 117-152. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00159-9

Renshaw, C. E., & Park, J. C. (1997). Effect of mechanical interactions on the scaling of fracture length and aperture. Nature, 386(6624), 482-484. https://doi.org/10.1038/386482a0

Renshaw, Carl E., & Schulson, E. M. (2001). Universal behaviour in compressive failure of brittle materials. Nature, 412(6850), 897-900. https://doi.org/10.1038/35091045

Restrepo-Moreno, S. A., Foster, D. A., Stockli, D. F., & Parra-Sánchez, L. N. (2009). Long-term erosion and exhumation of the "Altiplano Antioqueño", Northern Andes (Colombia) from apatite (U–Th)/He thermochronology. Earth and planetary science letters, 278(1-2), 1-12. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.037

Ring, U., Uysal, I. T., Glodny, J., Cox, S. C., Little, T., Thomson, S. N., Stübner, K., & Bozkaya, Ö. (2017). Fault-gouge dating in the Southern Alps, New Zealand. Tectonophysics, 717, 321-338. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.007

Robinson E.S., Potter R.M., McInteer B.B., Rowley J.C., Armstrong D.E., Mills R.L., 1971. A preliminary study of the nuclear subterrene. In : M.C. Smith (Editor), Geothermal Energy. Los Alamos Natl. Lab. Rep., LA-4547 (pp. 57). https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90093-8

Roca, E., & Santanach, P. (1986). Génesis y evolución de la fosa de la Cerdanya. Sociedad Geológica de España, 37-38.

Roca, E., & Desegaulx, P. (1992). Analysis of the geological evolution and vertical movements in the València Trough area, western Mediterranean. Marine and Petroleum Geology, 9(2), 167-185. https://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90089-W

Roca, E. (2001). The northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 186, 671-706.

Roche, V., Bouchot, V., Beccaletto, L., Jolivet, L., Guillou-Frottier, L., Tuduri, J., Bozkurt, E., Oguz, K., Tokay, B. (2018a). Structural, lithological and geodynamic controls on geothermal activity in the Menderes geothermal Province (Western Anatolia, Turkey). Int J Earth Sci (Geol Rundsch), https://doi.org/10.1007/s00531-018-1655-1

Roche, V., Sternai, P., Guillou-Frottier, L., Menant, A., Jolivet, L., Bouchot, V., Gerya, T. (2018b). Emplacement of metamorphic core complexes and associated geothermal systems controlled by slab dynamics. Earth and Planetary Science Letters 498 322–333; https://doi.org/310.1016/j.epsl.2018.1006.1043

Roedder, E. (1973). Fluid inclusions from the fluorite deposits associated with carbonatite at Amba Dongar, India, and Okorusu, South West Africa. Trans. Inst. Min. Metall, 82, 33-39.

Roedder, E., & Bodnar, R. J. (1980). Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. Annual review of earth and planetary sciences, 8(1), 263-301. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001403

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. Reconstructions détaillées de la Méditerranée occidentale depuis 35 Ma, implications en terme de mécanismes moteur. Bulletin de la Société Géologique de France, 191(1). https://doi.org/10.1051/bsgf/2020040

Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. Journal of the Virtual Explorer, 8(January),107-126.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., & Deramond, J. (1989). Ecors deep seismic data and balanced cross sections Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics, 8(1), 41-50. https://doi.org/10.1029/TC008i001p00041

Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F. J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F. J., Hübscher, C., Meijer, P. Th., & Stoica, M. (2014). The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. Marine Geology, 352, 25-58. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.002

Roy, R. F., Blackwell, D. D., & Decker, E. R. (1972). Continental heat flow. The nature of the solid earth. Ed. E.C. Robertson, McGraw Hill, New York, 506-543.

Rutherford, E., & Soddy, F. (1902). XLI. The cause and nature of radioactivity. - Part I. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 4(21), 370-396. https://doi.org/10.1080/14786440209462856

Rutherford, E., & Soddy, F. (1903). LX. radioactive change. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 5(29), 576-591. https://doi.org/10.1080/14786440309462960

Rutherford, E. (1906). XLI. The mass and velocity of the α particles expelled from radium and actinium. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 12(70), 348-371. https://doi.org/10.1080/14786440609463549

S

Saar, M. O., & Manga, M. (2004). Depth dependence of permeability in the Oregon Cascades inferred from hydrogeologic, thermal, seismic, and magmatic modeling constraints: Depth dependence of permeability. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B4). https://doi.org/10.1029/2003JB002855

Sambridge, M. (1999b). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - II. Appraising the ensemble. Geophysical Journal International, 138, 727-746. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00900.x

Sammis, C., King, G., & Biegel, R. (1987). The kinematics of gouge deformation. Pure and Applied Geophysics, 125(5), 777-812. https://doi.org/10.1007/BF00878033

Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., & Reich, M. (2013). Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe–Ofqui fault system, Southern Andes. International Geology Review, 55(11), 1384-1400. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.775731

Sanjuan B., Le Nindre Y.-M., Menjoz A., Sbai A., Brach M., Lasne E., 2004. Travaux de recherche liés au développement du champ géothermique de Bouillante (Guadeloupe). Rapport final BRGM/RP-53136-FR, 169

Sano, Y., & Fischer, T. P. (2013). The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems. In The noble gases as geochemical tracers (pp. 249-317). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28836-4_10

Sardini, P., Siitari-Kauppi, M., Beaufort, D., & Hellmuth, K. H. (2006). On the connected porosity of mineral aggregates in crystalline rocks. American Mineralogist, 91(7), 1069-1080. https://doi.org/10.2138/am.2006.1939

Sartégou, A., Braucher, R., Blard, P. H., Bourles, D. L., Calvet, M., Sorriaux, P., ... & Keddadouche, K. (2016, October). Évolution morphogénique des Pyrénées orientales vue par les datations cosmogéniques de systèmes karstiques étagés.

Sartégou, A. (2017). Évolution morphogénique des Pyrénées orientales: apports des datations de systèmes karstiques étagés par les nucléides cosmogéniques et la RPE (Doctoral dissertation, Perpignan). https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01720868/

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. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.09.005

Sartégou, A., Blard, P. H., Braucher, R., Bourlès, D. L., Sorriaux, P., Zimmermann, L., Laffitte, A., Tibari, B., Leanni, L., Guillou, V., Bourdet, A., & ASTER Team. (2020). Late Cenozoic evolution of the Ariège River valley (Pyrenees) constrained by cosmogenic 26Al/10Be and 10Be/21Ne dating of cave sediments. Geomorphology, 371, 107441. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107441

Saula, E., Picart, J., Mató, E., Llenas, M., Losantos, M., Berástegui, X., & Agustí, J. (1994). Evolución geodinámica de la fosa del Empordà y las Sierras Transversales. Acta geológica hispánica, 29(2-4), 55-75.

Sausse, J. (1998). Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré. Relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes (Doctoral dissertation, Université de Nancy 1). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00011716

Savage, H. M., & Brodsky, E. E. (2011). Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116(B3), 14. https://doi.org/10.1029/2010JB007665

Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., & de Saint Blanquat, M. (1999). Formation of the Trimouns talc chlorite deposit from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. Terra Nova, 11, 30–37. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x

Schildgen, T. F., & van der Beek, P. A. (2019). The Application of Low-Temperature Thermochronology to the Geomorphology of Orogenic Systems. In Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology (pp. 335-350). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8_19

Schill, E., Genter, A., Cuenot, N., & Kohl, T. (2017). Hydraulic performance history at the Soultz EGS reservoirs from stimulation and long-term circulation tests. Geothermics, 70, 110-124. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.06.003

Schueller, S., Braathen, A., Fossen, H., & Tveranger, J. (2013). Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: Statistical analysis of field data. Journal of Structural Geology, 52, 148-162. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.03.013

Schultz, R. A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C. H., & Reeves, D. M. (2008). Dependence of displacement–length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. Journal of Structural Geology, 30(11), 1405-1411. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.001

Schwarz, G. (1978). Estimating the dimension of a model. The annals of statistics, 6(2), 461-464.

Scibek, J., Gleeson, T., & McKenzie, J. M. (2016). The biases and trends in fault zone hydrogeology conceptual models: global compilation and categorical data analysis. Geofluids, 16(4), 782-798. https://doi.org/10.1111/gfl.12188

Segall, P., & Pollard, D. D. (1980). Mechanics of discontinuous faults. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 85(B8), 4337-4350. https://doi.org/10.1029/JB085iB08p04337

Séranne, M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: An overview. Geological Society, London, Special Publications, 156(1), 15-36. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03

Sère, V. (1993). Analyse cine´matique et e´volution thermotectonique des mylonites de la faille de la Tet (Versant Nord du Canigou, P.O.). DEA Montpellier II, pp 1–51

Sha, L. K., & Chappell, B. W. (1999). Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(22), 3861-3881. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00210-0

Shaw, J., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., & Galán, D. P. (2014). Provenance variability along the Early Ordovician north Gondwana margin: Paleogeographic and tectonic implications of U-Pb detrital zircon ages from the Armorican Quartzite of the Iberian Variscan belt. Geological Society of America Bulletin, 126(5-6), 702-719. https://doi.org/10.1130/B30935.1

Shipton, Z K, & Cowie, P. A. (2001). Damage zone and slip-surface evolution over mm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. Journal of Structural Geology, 23(12):1825-1844. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00035-9

Shipton, Z. K., & Cowie, P. A. (2003). A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. Journal of Structural Geology, 25(3), 333-344. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00037-8

Shukla, M. K., & Sharma, A. (2018). A brief review on breccia: It's contrasting origin and diagnostic signatures. Solid Earth Sciences, 3(2), 50-59. https://doi.org/10.1016/j.sesci.2018.03.001

Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. Earth and Planetary Science Letters 249, 148–161. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.028

Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society, 133(3), 191-213. https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191

Sibson, R. H. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology, 15(8), 701-704. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<701:ERAAMA>2.0.CO;2

Sibson, R. H. (1990). Rupture nucleation on unfavorably oriented faults. Bulletin of the Seismological Society of America, 80(6A), 1580-1604.

Sibson, R. H. (1994). Crustal stress, faulting and fluid flow. Geological Society, London, Special Publications, 78(1), 69-84. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.07

Sibson, R. H. (2000). Fluid involvement in normal faulting. Journal of Geodynamics, 29(3-5), 469-499. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00042-3

Siler, D. L., & Kennedy, B. M. (2016). Regional crustal-scale structures as conduits for deep geothermal upflow. Geothermics, 59, 27-37. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.10.007

Simmons, S. F., & Christenson, B. W. (1994). Origins of calcite in a boiling geothermal system. American Journal of Science, 294(3), 361-400. https://doi.org/10.2475/ajs.294.3.361

Sinclair, H. D. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. American Journal of Science, 305(5), 369-406. https://doi.org/10.2475/ajs.305.5.369

Sircar, A. (2004). Hydrocarbon production from fractured basement formations. Current Science, 87(2), 147-151. https://www.jstor.org/stable/24108858

Smith, P. E., Evensen, N. M., & York, D. (1993). First successful 40Ar-39Ar dating of glauconies: Argon recoil in single grains of cryptocrystalline material. Geology, 21(1), 41. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0041:FSAADO>2.3.CO;2

Snow, D. T. (1968). Rock fracture spacings, openings, and porosities. Journal of Soil Mechanics & Foundations Div. 94(1), 73-91

Soliva, J., Brunel, M., & Matte, P. (1991). La zone de décrochement ductile Le Boulou-Le Perthus dans la granodiorite de Saint-Laurent (Pyrénées-Orientales). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 312(6), 639-646.

Soliva, R., Benedicto, A., & Maerten, L. (2006). Spacing and linkage of confined normal faults: importance of mechanical thickness. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(B1). https://doi.org/10.1029/2004JB003507

Soliva, R., Benedicto, A., Schultz, R. A., Maerten, L., & Micarelli, L. (2008). Displacement and interaction of normal fault segments branched at depth: Implications for fault growth and potential earthquake rupture size. Journal of Structural Geology, 30(10), 1288-1299. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.07.005

Solum, J. G., & van der Pluijm, B. A. (2009). Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior. Tectonophysics, 475(3-4), 554-562. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006

Solum, J. G., Davatzes, N. C., & Lockner, D. A. (2010). Fault-related clay authigenesis along the Moab Fault: Implications for calculations of fault rock composition and mechanical and hydrologic fault zone properties. Journal of Structural Geology, 32(12), 1899-1911. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.07.009

Sonney, R., & Vuataz, F. D. (2009). Numerical modelling of Alpine deep flow systems: A management and prediction tool for an exploited geothermal reservoir (Lavey-les-Bains, Switzerland). Hydrogeology Journal, 17(3), 601-616. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0394-y

Souriau, A., & Pauchet, H. (1998). A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. Tectonophysics, 290(3-4), 221-244. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00017-1

Srodon, J., & Eberl, D. (1984). Illite. Reviews In Mineralogy and Geochemistry, 13(1), 495–544. ISSN 1529-6466.

Stanek, F., & Eisner, L. (2013). New model explaining inverted source mechanisms of microseismic events induced by hydraulic fracturing. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013 (pp. 2201-2205). Society of Exploration Geophysicists. https://doi.org/10.1190/segam2013-0554.1

Staněk, M., & Géraud, Y. (2019). Granite microporosity changes due to fracturing and alteration: Secondary mineral phases as proxies for porosity and permeability estimation. Solid Earth, 10(1), 251-274. https://doi.org/10.5194/se-10-251-2019

Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P., & Bodnar, R. J. (2012). HokieFlincs_H2O-NaCl: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H2O–NaCl. Computers & Geosciences, 49, 334-337. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.01.022

Stefansson, V. (2005). World geothermal assessment. In Proceedings of the world geothermal congress (Vol. 5, pp. 1-6). Antalya, Turkey: International Geothermal Association.

Steiger, R. H., & Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36(3), 359-362. https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7

Stephenson, J., Gallagher, K., & Holmes, C. (2006). A Bayesian approach to calibrating apatite fission track annealing models for laboratory and geological timescales. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(20), 5183-5200. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.027

Stober, I., Fritzer, T., Obst, K., & Schulz, R., (2014). Deep Geothermal Energy. Application Possibilities in Germany. Federal Ministry for Economic Affairs and Energy (BMWi) Report, 84.

Stober, I., & Bucher, K. (2015). Hydraulic conductivity of fractured upper crust: Insights from hydraulic tests in boreholes and fluid-rock interaction in crystalline basement rocks. Geofluids, 15(1-2), 161-178. https://doi.org/10.1111/gfl.12104

Stockli, D. F., Farley, K. A., & Dumitru, T. A. (2000). Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. Geology, 28(11), 983-986. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<983:COTAHT>2.0.CO;2

Strak, V. (2012). L'évolution du relief le long des escarpements de faille normale active : observations, modélisations expérimentales et numériques (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00750065

Stute, M., Schlosser, P., Clark, J. F., & Broecker, W. S. (1992). Paleotemperatures in the Southwestern United States derived from noble gases in ground water. Science, 256(5059), 1000-1003. https://doi.org/10.1126/science.256.5059.1000

Stüwe, K., White, L., & Brown, R. (1994). The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. Earth and Planetary Science Letters, 124(1-4), 63-74. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00068-9

Suc, J.-P., & Fauquette, S. (2012). The use of pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains: The eastern Pyrenees in the Late Neogene, a case study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 321-322, 41-54. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.014

Surma, F., & Geraud, Y. (2003). Porosity and thermal conductivity of the Soultz-sous-Forêts granite. Pure and Applied Geophysics, 160(5-6), 1125-1136. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8083-1_20

Sutherland, R., Townend, J., Toy, V., Upton, P., Coussens, J., Allen, M., Baratin, L. M., Barth, N., Becroft, L., Boese, C., Boles, A., Boulton, C., Broderick, N. G. R., Janku-Capova, L., Carpenter, B. M., Célérier, B., Chamberlain, C., Cooper, A., Coutts, A., Cox, S., Craw, L., Doan, M. L., Eccles, J., Faulkner, D., Grieve, J., Grochowski, J., Gulley, A., Hartog, A., Howarth, J., Jacobs, K., Jeppson, T., Kato, N., Keys, S., Kirilova, M., Kometani, Y., Langridge, R., Lin, W., Little, T., Lukacs, A., Mallyon, D., Mariani, E., Massiot, C., Mathewson, L., Melosh, B., Menzies, C., Moore, J., Morales, L., Morgan, C., Mori, H., Niemeijer, A., O., Prior, D., Sauer, K., Savage, M., Schleicher, A., Schmitt, D. R., Shigematsu, N., Taylor-Offord, S., Teagle, D., Tobin, H., Valdez, R., Weaver, K., Wiersberg, T., Williams, J., Woodman N., & Zimmer, M. (2017). Extreme hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault. Nature, 546(7656), 137-140. https://doi.org/10.1038/nature22355

Swanberg, C. A. (1983). Geothermal resources of rifts: A comparison of the Rio Grande rift and the Salton Trough. In Developments in Geotectonics (Vol. 19, pp. 659-678). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42198-2.50041-9

T

Tagami, T., Farley, K. A., & Stockli, D. F. (2003). (U–Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. Earth and Planetary Science Letters, 207(1-4), 57-67. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01144-5

Tagami, T. (2012). Thermochronological investigation of fault zones. Tectonophysics, 538, 67-85. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.032

Tagami, T. (2019). Application of fission-track thermochronology to understand fault zones. In Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology (pp. 221-233). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8_12

Taillefer, A. (2017). Interactions entre tectonique et hydrothermalisme : Rôle de la faille normale de la Têt sur la circulation hydrothermale et la distribution des sources thermales des Pyrénées Orientales. (Doctoral dissertation, Université de Montpellier). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01704673

Taillefer, A., Soliva, R., Guillou-Frottier, L., Le Goff, E., Martin, G., & Seranne, M. (2017). Fault-Related Controls on Upward Hydrothermal Flow: An Integrated Geological Study of the Têt Fault System, Eastern Pyrénées (France). Geofluids, 2017, 1-19. https://doi.org/10.1155/2017/8190109

Taillefer, A., Guillou-Frottier, L., Soliva, R., Magri, F., Lopez, S., Courrioux, G., Millot, R., Ladouche, B., & Le Goff, E. (2018). Topographic and Faults Control of Hydrothermal Circulation Along Dormant Faults in an Orogen. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 19(12), 4 972-4995. https://doi.org/10.1029/2018GC007965

Taillefer A., Milesi G., Soliva R., Monnier L., Delorme P., Guillou-Frottier L., & Le Goff E. (2021). Polyphased brittle deformation around a crustal fault: a multi-scale approach based on remote sensing and field data on the mountains surrounding the Têt hydrothermal system (Eastern Pyrénées, France). Tectonophysics. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228710

Takagi, H., Takahashi, K., Shimada, K., Tsutsui, K., Miura, R., Kato, N., & Takizawa, S. (2012). Integrated estimates of the thickness of the fault damage zone in granitic terrain based on penetrative mesocracks and XRD analyses of quartz. Journal of Structural Geology, 35, 64-77. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.11.008

Takahashi, M., Mizoguchi, K., Kitamura, K., & Masuda, K. (2007). Effects of clay content on the frictional strength and fluid transport property of faults. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 112(B8). https://doi.org/10.1029/2006JB004678

Tardy Y. (1998). Dérive des continents, latérites et paléoclimats tropicaux. Editions Bureau des Ressources Géologiques et Minières, Orléans, 472 p.

Tartese, R., Ruffet, G., Poujol, M., Boulvais, P., & Ireland, T. R. (2011). Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb geochronometers: a story of fluids. Terra Nova, 23(6), 390-398. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01024.x

Tassone, A., Roca, E., Muñoz, J. A., & Cabrera, L. (1994). Evolución del sector septentrional del margen continental catalán durante el Cenozoico. ACTA GEOLOGICA HISPANICA, 29(2-4), 3-37.

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(4), 1308-1336. https://doi.org/10.1029/2018TC005254

Terzaghi, R. D. (1965). Sources of error in joint surveys. Géotechnique 15(3), 287–304. https://doi.org/10.1680/geot.1965.15.3.287

Tester, J. W., Anderson, B. J., Batchelor, A. S., Blackwell, D. D., DiPippo, R., Drake, E. M., Garnish, J., Livesay, B., Moore, M. C., Nichols, K., Petty, S., Toksöz, M. N., & Veatch Jr, R. W. (2006). The Future of geothermal energy - impact of enhanced geothermal systems on the United States in the 21st Century. US Department of Energy, Washington, D.C., 4-40.

Teufel, S., & Heinrich, W. (1997). Partial resetting of the U-Pb isotope system in monazite through hydrothermal experiments: An SEM and U-Pb isotope study. Chemical Geology, 137(3-4), 273-281. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00161-1

Thiébaud, E. (2008). Fonctionnement d'un système hydrothermal associé à un contact tectonique alpin (La Léchère, Savoie). Apports de l'hydrogéologie, de la géochimie et de la modélisation hydrodynamique et thermique en vue de la gestion de la ressource (Doctoral dissertation, Université de Metz). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00265333

Thom, J., & Anderson, G. M. (2007). The role of thermochemical sulfate reduction in the origin of Mississippi Valley-type deposits. I. Experimental results. Geofluids, 8(1), 16-26. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2007.00201.x

Tibari, B., Vacherat, A., Stab, M., Pik, R., Yeghicheyan, D., & Hild, P. (2016). An Alternative Protocol for Single Zircon Dissolution with Application to (U-Th-Sm)/He Thermochronometry. Geostandards and Geoanalytical Research, 40(3), 365-375. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00375.x

Torresana, F., Piccinini, L., Pola, M., Zampieri, D., & Fabbri, P. (2020). 3D hydrogeological reconstruction of the fault-controlled Euganean Geothermal System (NE Italy). Engineering Geology, 105740. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105740

Townend, J., & Zoback, M. D. (2000). How faulting keeps the crust strong. Geology, 28(5), 399-402. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<399:HFKTCS>2.0.CO;2

Trinchero, P., Sidborn, M., Puigdomenech, I., Iraola, A., Bosbach, D., & Deissmann, G. (2019). Groundwater age dating in fractured rock using 4He data. Journal of Hydrology X, 4, 100036. https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100036

Traineau, H., Lasne, E., & Sanjuan, B. (2015). Main Results of a Long-Term Monitoring of the Bouillante Geothermal Reservoir During Its Exploitation. Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia, 1-9. https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00944602

Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., & Soler, A. (1997). Sediment dewatering and pore fluid migration along thrust faults in a foreland basin inferred from isotopic and elemental geochemical analyses (Eocene southern Pyrenees, Spain). Tectonophysics, 282(1-4), 375-398. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00225-4

Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., Soler, A., Tritlla, J., Buatier, M., Potdevin, J.-L., Séguret, M., Raynaud, S., & Briqueu, L. (1998). Fluid migration during Eocene thrust emplacement in the south Pyrenean foreland basin (Spain): An integrated structural, mineralogical and geochemical approach. Geological Society, London, Special Publications, 134(1), 163-188. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.134.01.08

Travé, A, Calvet, F., Sans, M., Vergés, J., & Thirlwall, M. (2000). Fluid history related to the Alpine compression at the margin of the south-Pyrenean Foreland basin: The El Guix anticline. Tectonophysics, 321(1), 73-102. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00090-1

Travé, A., Labaume, P., & Vergés, J. (2007). Fluid Systems in Foreland Fold-and-Thrust Belts: An Overview from the Southern Pyrenees. In O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, & J. Vergés (Éds.), Thrust Belts and Foreland Basins (p. 93-115). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_5

Trice, R. (2014). Basement exploration, West of Shetlands: Progress in opening a new play on the UKCS. Geological Society, London, Special Publications, 397(1), 81-105. https://doi.org/10.1144/SP397.3

Tsunogai, U., Yoshida, N., Ishibashi, J., & Gamo, T. (2000). Carbon isotopic distribution of methane in deep-sea hydrothermal plume, Myojin Knoll Caldera, Izu-Bonin arc: implications for microbial methane oxidation in the oceans and applications to heat flux estimation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(14), 2439-2452. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00374-4

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2014). Geodynamics. Cambridge University Press, 636.

U-V

Uher, P., Ondrejka, M., Bačík, P., Broska, I., & Konečný, P. (2015). Britholite, monazite, REE carbonates, and calcite: Products of hydrothermal alteration of allanite and apatite in A-type granite from Stupné, Western Carpathians, Slovakia. Lithos, 236, 212-225. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.005

Ukar, E., & Laubach, S. E. (2016). Syn- and postkinematic cement textures in fractured carbonate rocks: Insights from advanced cathodoluminescence imaging. Tectonophysics, 690, 190-205. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.001

Uzel, J. (2019). Evolution morphotectonique post-compressive de la chaîne des Pyrénées : altération et démantèlement d'une surface d'aplanissement en cours de soulèvement (Doctoral dissertation, Université Rennes 1). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02502375

Valla, P. G., Herman, F., van der Beek, P. A., & Braun, J. (2010). Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — I: Theory and conceptual model. Earth and Planetary Science Letters, 295(3-4), 511-522. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.033

Valla, P. G., van der Beek, P. A., Shuster, D. L., Braun, J., Herman, F., Tassan-Got, L., & Gautheron, C. (2012). Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and 4He/3He thermochronometry. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 117(F1). https://doi.org/10.1029/2011JF002043

Valla, P. G., Rahn, M., Shuster, D. L., & van der Beek, P. A. (2016). Multi-phase late-Neogene exhumation history of the Aar massif, Swiss central Alps. Terra Nova, 28(6), 383-393. https://doi.org/10.1111/ter.12231

Vallier, B., Magnenet, V., Schmittbuhl, J., & Fond, C. (2019). Large scale hydro-thermal circulation in the deep geothermal reservoir of Soultz-sous-Forêts (France). Geothermics, 78, 154-169. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2018.12.002

Vallier, B., Magnenet, V., Schmittbuhl, J., & Fond, C. (2019). THM modeling of hydrothermal circulation at Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen geothermal sites (France). In Geophysical Research Abstracts, 6(22), 26.

Van der Beek, P., Andriessen, P., & Cloetingh, S. (1995). Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology. Tectonics, 14(2), 406-421. https://doi.org/10.1029/94TC02445

Van den Kerkhof, A. M., & Hein, U. F. (2001). Fluid inclusion petrography. Lithos, 55(1-4), 27-47. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2

Van der Pluijm, B. A., Hall, C. M., Vrolijk, P. J., Pevear, D. R., & Covey, M. C. (2001). The dating of shallow faults in the Earth's crust. Nature, 412(6843), 172-175. https://doi.org/10.1038/35084053

Van der Pluijm, B. A., Vrolijk, P. J., Pevear, D. R., Hall, C. M., & Solum, J. (2006). Fault dating in the Canadian Rocky Mountains: Evidence for late Cretaceous and early Eocene orogenic pulses. Geology, 34(10), 837. https://doi.org/10.1130/G22610.1

Van Lichtervelde, M., Grand'Homme, A., de Saint-Blanquat, M., Olivier, P., Gerdes, A., J. L., Paquette, J. C., Melgarejo, Druguet, E., & Alfonso, P. (2017). U-Pb geochronology on zircon and columbite-group minerals of the Cap de Creus pegmatites, NE Spain. Mineralogy and petrology, 111(1), 1-21. https://doi.org/10.1007/s00710-016-0455-1

Vanderhaeghe, O., & Grabkowiak, A. (2014). Tectonic accretion and recycling of the continental lithosphere during the Alpine orogeny along the Pyrenees. Bulletin de La Société Géologique de France, 185(4), 257-277. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.4.257

Vasseur, G., Gable, R., Feuga, B., & Bienfait, G. (1991). Groundwater flow and heat flow in an area of mineral springs. Geothermics, 20(3), 99–117. https://doi.org/10.1016/0375-6505(91)90009-K

Vasseur, G., Michard, G., & Fouillac, C. (1997). Contraintes sur la structure profonde et le fonctionnement du système hydrothermal de chaudes-aigues (France). Hydrogéologie, 4, 3–17.

Venturi, S., Tassi, F., Magi, F., Cabassi, J., Ricci, A., Capecchiacci, F., Caponi, C., Nisi, B., & Vaselli, O. (2019). Carbon isotopic signature of interstitial soil gases reveals the potential role of ecosystems in mitigating geogenic greenhouse gas emissions: case studies from hydrothermal systems in Italy. Science of the Total Environment, 655, 887-898. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.293

Verati, C., Patrier-Mas, P., Lardeaux, J. M., & Bouchot, V. (2014). Timing of geothermal activity in an active island-arc volcanic setting: First 40Ar/39Ar dating from Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French West Indies). Geological Society, London, Special Publications, 378(1), 285-295. https://doi.org/10.1144/SP378.19

Vergés, J., & García-Senz, J. (2001). Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean rift. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 186, 187-212.

Vergés, J., Fernàndez, M., Martínez, A., (2002). The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and postcollisional evolution. In: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), Reconstruction of the evolution of the Alpine–Himalayan Orogen: Journal of the Virtual Explorer, 8, 55–74

Vermeesch, P., & Tian, Y. (2014). Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt. Earth-Science Reviews, 139, 279-290. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.010

Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., & Rigo, A. (2013a). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. Geology, 41(4), 467-470. https://doi.org/10.1130/G33942.1

Vidal, J., Genter, A., & Chopin, F. (2017). Permeable fracture zones in the hard rocks of the geothermal reservoir at Rittershoffen, France: Permeable Fracture Zones, Rittershoffen. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(7), 4864-4887. https://doi.org/10.1002/2017JB014331

Vidal, O., Lanari, P., Munoz, M., Bourdelle, F., & De Andrade, V. (2016). Deciphering temperature, pressure and oxygen-activity conditions of chlorite formation. Clay Minerals, 51(4), 615-633. https://doi.org/10.1180/claymin.2016.051.4.06

Villa, I. M. (2014). Diffusion of Ar in K-feldspar: Present and absent. Geological Society, London, Special Publications, 378(1), 107-116. https://doi.org/10.1144/SP378.4

Volpi, G., Magri, F., Frattini, P., Crosta, G. B., & Riva, F. (2017). Groundwater-driven temperature changes at thermal springs in response to recent glaciation: Bormio hydrothermal system, Central Italian Alps. Hydrogeology Journal, 25(7), 1967-1984. https://doi.org/10.1007/s10040-017-1600-6

Vosteen, H.-D., Rath, V., Clauser, C., & Lammerer, B. (2006). A review of the thermal regime of the Eastern Alps with respect to the effects of paleoclimate and exhumation. Tectonophysics, 414(1-4), 157-167. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.022

Vrolijk, P. J., Urai, J. L., & Kettermann, M. (2016). Clay smear: Review of mechanisms and applications. Journal of Structural Geology, 86, 95-152. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.09.006

W-X-Y-Z

Wagner, G., Reimer, G., & J¨ager, E., 1977, Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating : the uplift and cooling history of the central Alps : Mem.Sci. Geol., 30, 1–27.

Walter, B. (2016). Réservoirs de socle en contexte extensif : genèse, géométries et circulations de fluides : exemples du rift intracontinental du lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d'Ifni (Maroc) (Doctoral dissertation, Université de Lorraine). https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01526389

Wang, K., He, J., & Davis, E. E. (1997). Influence of basement topography on hydrothermal circulation in sediment-buried igneous oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 146(1-2), 151-164. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00213-0

Wang, X.-S., Jiang, X.-W., Wan, L., Song, G., & Xia, Q. (2009). Evaluation of depth-dependent porosity and bulk modulus of a shear using permeability–depth trends. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 46(7), 1175-1181. https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.02.002

Wanner, C., Peiffer, L., Sonnenthal, E., Spycher, N., Iovenitti, J., & Kennedy, B. M. (2014). Reactive transport modeling of the Dixie Valley geothermal area: Insights on flow and geothermometry. Geothermics, 51, 130-141. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.12.003

Wanner, C., Diamond, L. W., & Alt-Epping, P. (2019). Quantification of 3-D Thermal Anomalies from Surface Observations of an Orogenic Geothermal System (Grimsel Pass, Swiss Alps). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(11), 10839-10854. https://doi.org/10.1029/2019JB018335

Wanner, C., Waber, H. N., & Bucher, K. (2020). Geochemical evidence for regional and long-term topography-driven groundwater flow in an orogenic crystalline basement (Aar Massif, Switzerland). Journal of Hydrology, 581, 124374. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124374

Wehr, H., Chevrot, S., Courrioux, G., & Guillen, A. (2018). A three-dimensional model of the Pyrenees and their foreland basins from geological and gravimetric data. Tectonophysics, 734-735, 16-32. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.017

Weisheit, A., Bons, P. D., & Elburg, M. A. (2013). Long-lived crustal-scale fluid flow: The hydrothermal mega-breccia of Hidden Valley, Mt. Painter Inlier, South Australia. International Journal of Earth Sciences, 102(5), 1219-1236. https://doi.org/10.1007/s00531-013-0875-7

Westcott, M., 1966. Loss of argon from biotite in a thermal metamorphism. Nature 210, 83. https://doi.org/10.1038/210083a0

Whipp, D. M., & Ehlers, T. A. (2007). Influence of groundwater flow on thermochronometer-derived exhumation rates in the central Nepalese Himalaya. Geology, 35(9), 851. https://doi.org/10.1130/G23788A.1

Whitchurch, A. L., Carter, A., Sinclair, H. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. (2011). Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. American Journal of Science, 311(5), 442-482. https://doi.org/10.2475/05.2011.03

White, A. F., Bullen, T. D., Schulz, M. S., Blum, A. E., Huntington, T. G., & Peters, N. E. (2001). Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. Geochemica and Cosmochemica Acta, 65, 847–869. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00577-9

Willett, C. D., Fox, M., & Shuster, D. L. (2017). A helium-based model for the effects of radiation damage annealing on helium diffusion kinetics in apatite. Earth and Planetary Science Letters, 477, 195-204. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.047

Williams, C. F., Reed, M. J., & Anderson, A. F. (2011). Updating the classification of geothermal resources. In Proceedings of the thirty-sixth workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford University, Stanford, SGP-TR-191.

Wilmarth, M., & Stimac, J. (2014). Power Density in Geothermal Fields, Conference: World Geothermal Congress 2015, Melbourne

Wolf, R. A., Farley, K. A., & Silver, L. T. (1996). Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(21), 4231-4240. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00192-5

Wolf, R. A., Farley, K. A., & Kass, D. M. (1998). Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. Chemical Geology, 148(1-2), 105-114. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00024-2

Wölfler, A., Kurz, W., Danišík, M., & Rabitsch, R. (2010). Dating of fault zone activity by apatite fission track and apatite (U-Th)/He thermochronometry: A case study from the Lavanttal fault system (Eastern Alps): Dating of fault zone activity. Terra Nova, 22(4), 274-282. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00943.x

Worden, R. H., & Smalley, P. C. (1996). H_2S-producing reactions in deep carbonate gas reservoirs: Khuff Formation, Abu Dhabi. Chemical Geology, 133(1-4), 157-171. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00074-5

Wortel, M. J. R., & Spakman W; (2000). Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. Science, 290(5498), 1910-1917. https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910

Yang, J. (2002). Influence of normal faults and basement topography on ridge-flank hydrothermal fluid circulation. Geophysical Journal International, 151(1), 83-87.

Yari, M. (2010). Exergetic analysis of various types of geothermal power plants. Renewable energy, 35(1), 112-121. https://doi.org/10.1016/j.renene.2009.07.023

Yelland, A. J. (1991). Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track studies. (Doctoral dissertation, Birkbeck College, University of London).

Yielding, G., Freeman, B., & Needham, D. T. (1997). Quantitative fault seal prediction. AAPG bulletin, 81(6), 897-917. https://doi.org/10.1306/522B498D-1727-11D7-8645000102C1865D

Zandvliet, J. (1960). The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. Leidse Geologische Mededelingen, 25(1), 1-127.

Zeitler, P. K., Enkelmann, E., Thomas, J. B., Watson, E. B., Ancuta, L. D., & Idleman, B. D. (2017). Solubility and trapping of helium in apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 209, 1-8. https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.041

Zeitler, P. K., Herczeg, A. L., McDougall, I., & Honda, M. (1987). U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(10), 2865-2868. https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90164-5

Zheng, Y., Wu, Y., Gong, B., Chen, R., Tang, J., & Zhao, Z. (2007). Tectonic driving of Neoproterozoic glaciations: Evidence from extreme oxygen isotope signature of meteoric water in granite. Earth and Planetary Science Letters, 256(1-2), 196-210. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.01.026

Ziegler, J. F., & Manoyan, J. M. (1988). The stopping of ions in compounds. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 35(3-4), 215-228. https://doi.org/10.1016/0168-583X(88)90273-X

Zimmermann, R.W. (2002). Flow in Porous Media. M.Sc. In Petroleum Engineering, Imperial College, London, 160.

Annexes

Annexe 1

Tableau Annexe 1. *Localisation, paramètres physico-chimiques, débits des sources et composition hydrochimique en anions et cations des eaux hydrothermales de la vallée de la Têt (modifié d'après Taillefer, 2017).*

Cluster		**Llo**	**ST**		**PB**		**TB**			**VB**	**Ca.**
		Llo	*Gd source*	*Bar.1*	*Aig.1*	*St-Louis*	*Casc. amont*	*Casc. Bas*	*Du parc*	*Vap.*	*Gr A-Riv.*
Latitude		42.45113	42.50024	42.50079	42.50435	42.52875	42.52631	42.52726	42.54451	42.54361	42.53142
Longitude		2.06108	2.16746	2.16746	2.18247	2.24807	2.242	2.24521	2.38911	2.54029	2.25015
Température	°C	29.1	55.3	46.8	60	35	58	72.5	54.8	36.1	60.1
pH	-	9.4	9.15	9.32	9.16	8.37	9.03	-	9.13	9.23	9.13
Conductimétrie	µS/cm	342	206	303	317	289	317	323	299	289	324
Débit	m3/h	4.68	-	30	1.66	0.05	2	19.5	12	-	4
Ca	mg/l	2.3	1.5	1.4	1.5	10.1	1.7	1.5	1.5	3	1.4
Mg	mg/l	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Na	mg/l	65.4	55.3	56.4	57	45.8	60.3	60.5	57.2	55.2	60.9
K	mg/l	1.8	1.4	1.3	1.5	1.8	2.4	2.3	1.8	1.9	2.3
NH4	mg/l	0.25	0.29	0.32	0.33	<0.05	0.3	0.29	0.2	0.12	0.29
CO3	mg/l	21	30	30	33	<10	29	30	25	20	33
HCO3	mg/l	29	27	31	29	91	34	32	39	45	31
Cl	mg/l	6.8	8.9	9.2	9.3	8.7	10	9.9	8.4	8.1	7.9
NO3	mg/l	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
SO4	mg/l	51	25.8	25.7	25.7	36.1	28.7	28.3	27.4	37.2	29.5
PO4	mg/l	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
NO2	mg/l	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
F	mg/l	17.5	7.4	7.7	7.8	5.3	7.9	7.9	6.9	6.7	7
Ag	µg/l	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al	µg/l	6.53	23.5	18.2	24.3	6.15	39.5	60.2	21.3	14.1	31.4
As	µg/l	0.07	6.41	5.77	6.6	5.83	3.42	3.67	0.34	1.66	5.78
B	µg/l	96.3	109	107	124	221	272	293	301	305	157
Ba	µg/l	21.4	12.6	22.3	86.6	6.05	40.2	109	67.5	153	143
Be	µg/l	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cd	µg/l	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr	µg/l	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Cu	µg/l	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Fe	µg/l	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Li	µg/l	95.3	78	80.1	81.3	71.1	87.7	87.7	69.5	75	93.9
Mn	µg/l	0.15	0.11	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	µg/l	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Pb	µg/l	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.2	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
SiO2	µg/l	55.6	75.3	72.3	79.1	71.8	92.2	92.7	72.7	70.2	91.2
Sr	µg/l	67	21.9	25.8	20.5	57.8	29.8	28.8	43	75.9	31.9
Zn	µg/l	0.87	1.91	1.32	3.53	3.19	1.5	2.65	1.51	2.98	2.86

ST: Saint-Thomas-les-Bains; PB: Prats-Balaguer; TB: Thuès-les-Bains; VB: Vernet-les-Bains; Ca: Canaveilles

Annexe 2

Tableau Annexe 2. *Détails des observations le long de la scan-line réalisée dans les gorges de la Carança.*

Distance par rapport à la faille de la Têt	Orientation de l'affleurement	Familles de fracture						Fractures cumulées			Lithologie	Ouverture				Schistosité (S0)
		F0	F1	F2	F1+2	Fminéralisées	Fsilice (F1 et F1+2)	Minéralisées	Totales	Sèches		F0	F1	F2	F1+F2	
0-10m	N020	65	30	5	1	36	31	36	101	65	mylonite très fine	<mm-cm	<mm-mm	<mm	-	N080E 35N
10-20m	N003	60	17	17	35	69	52	105	230	125	mylonite très fine	<mm-cm	<mm-mm	mm	mm-cm	N075E 30N
20-30m	N010	48	3	20	24	47	27	152	325	173	mylonite très fine	mm-cm	<mm-mm	<mm-mm	mm-cm	N100E 35N
30-40m	N010	54	8	43	17	68	25	220	447	227	mylonite très fine	mm-cm	mm	<mm-mm	mm-cm	N080E 30N
40-50m	N355	33	13	34	9	56	22	276	536	260	mylonite fine à exsudats de Qz	mm-cm	mm	<mm-mm	mm-cm	N090E 35N
50-60m	N355	57	5	22	10	37	15	313	630	317	mylonite fine à exsudats de Qz	mm-cm	mm	<mm-mm	mm-cm	N085E 45N
60-70m	N0	69	2	17	14	33	16	346	732	386	mylonite fine à exsudats de Qz	mm-cm	<mm	<mm	mm-cm	N095E 40N
70-80m	N0	75	3	32	7	42	10	388	849	461	mylonite fine à exsudats de Qz	mm-cm	<mm	<mm-mm	<mm-mm	-
80-90m	N321	50	1	10	9	20	10	408	919	511	mylonite fine à exsudats de Qz	mm-cm	<mm	<mm	mm-cm	N090E 40N
90-100m	N335	58	9	13	2	24	11	432	1001	569	mylonite fine à exsudats de Qz	mm-cm	<mm-mm	<mm	mm-cm	N080E 35N
100-110m	N350	56	4	5	11	20	15	452	1077	625	mylonite fine à exsudats de Qz	mm-cm	<mm-mm	<mm-mm	mm	N090E 40N
110-120m	N0	36	3	3	1	7	4	459	1120	661	mylonite fine	mm-cm	<mm-mm	<mm-mm	mm	N090 40N
120-130m	N010	59	0	6	3	9	3	468	1188	720	mylonite fine	mm-cm	-	<mm	<mm-mm	N090 50N
130-140m	N025	58	4	8	2	14	6	482	1260	778	mylonite fine	mm-cm	<mm	<mm	<mm-mm	N090 55N
140-150m	N025	76	3	10	14	27	17	509	1363	854	mylonite fine	mm-cm	mm	<mm	mm	N090 55-60N
150-160m	N030	76	3	9	6	18	9	527	1457	930	mylonite fine	mm-cm	mm	<mm	mm	N100 60N
160-170m	N010	57	5	14	11	30	16	557	1544	987	mylonite fine	mm-cm	mm-cm	<mm	<mm-cm	N090 40N
170-180m	N020	65	12	7	13	32	25	589	1641	1052	mylonite fine	mm-cm	cm	mm	mm	N090 40N
180-190m	N005	68	7	10	13	30	20	619	1739	1120	mylonite fine	mm-cm	cm	mm	mm-cm	N090 30N
190-200m	N005	56	3	8	17	28	20	647	1823	1176	mylonite fine	mm-cm	mm-cm	<mm	<mm-cm	N090 40N
200-210m	N010	44	2	5	0	7	2	654	1874	1220	gneiss oeillé	mm	-	<mm	-	N085 40N
230-240m	N340	34	2	5	0	7	2	661	1915	1254	gneiss oeillé	mm-cm	-	<mm	-	N085 30N
240-250m	N005	67	6	2	0	8	6	669	1990	1321	gneiss oeillé	mm-cm	mm	<mm	-	-
250-260m	N34O	38	9	4	11	24	20	693	2052	1359	gneiss oeillé	mm-cm	mm-cm	<mm	mm-cm	N085 45N
260-270m	N340	52	7	12	7	26	14	719	2130	1411	gneiss oeillé	mm-cm	mm-cm	<mm	mm-cm	-
270-280m	N0	59	10	8	5	23	15	742	2212	1470	gneiss oeillé	mm-cm	mm	<mm-mm	mm-cm	N080 60N
280-290m	N340	49	11	14	11	36	22	778	2297	1519	gneiss oeillé	mm-cm	cm	<mm-mm	mm-cm	N080 40N
290-300m	N345	59	10	2	7	19	17	797	2375	1578	gneiss oeillé	<mm-cm	mm-cm	<mm	mm-cm	-
300-310m	N350	76	7	5	16	28	23	825	2479	1654	gneiss oeillé	cm	mm-cm	<mm	mm-cm	-
310-320m	N017	51	22	4	4	30	26	855	2560	1705	gneiss oeillé	mm	cm	<mm	mm	N090 50N
320-330m	N330	67	15	0	4	19	19	874	2646	1772	gneiss oeillé	mm-cm	cm	-	mm	N080 40N
330-340m	N320	48	4	2	1	7	5	881	2701	1820	gneiss oeillé	mm-cm	cm	-	-	N085 40N
350-360m	N320	66	4	0	0	4	4	885	2771	1886	gneisss fin mx	mm-cm	mm	-	-	N080 40N
360-370m	N305	56	2	2	0	4	2	889	2831	1942	gneisss fin mx	mm-cm	-	-	-	N080 45N
370-380m	N300	54	1	0	0	1	1	890	2886	1996	gneisss fin mx	mm-cm	-	-	-	-
390-400m	N300	77	0	5	1	6	1	896	2969	2073	gneisss fin mx	mm-cm	-	<mm	-	-
400-410m	N345	82	1	12	7	20	8	916	3071	2155	gneisss fin mx	mm-cm	-	<mm	mm	-
410-420m	N280	74	5	14	12	31	17	947	3176	2229	gneisss fin mx	mm-cm	cm	<mm	mm-cm	-
420-430m	N290	89	4	8	6	18	10	965	3283	2318	gneisss fin mx	mm-cm	cm	<mm-mm	mm-cm	-
440-450m	N320	77	12	3	2	17	14	982	3377	2395	mylonite	mm-cm	mm-cm	<mm	-	-
450-460m	N320	76	5	1	1	7	6	989	3460	2471	mylonite	mm-cm	mm	<mm	-	-
460-470m	N320	80	2	3	0	5	2	994	3545	2551	mylonite	mm-cm	mm-cm	-	-	-
470-480m	N320	65	2	8	2	12	4	1006	3622	2616	mylonite	mm-cm	mm	<mm	-	-
	Total	2616	278	412	316	1006	594									
								Champ lointain								
1000-1010m	N320	72	0	2	0	2	-	-	-	-	gneiss oeillé	<mm-mm	-	-	-	-
1500-1510m	N290	50	0	0	0	0	-	-	-	-	gneiss oeillé	<mm-mm	-	-	-	-
2000-2010m	N310	36	0	0	0	0	-	-	-	-	gneiss oeillé	mm-cm	-	-	-	-

Annexe 3

Tableau Annexe 3. *Âges AHe et analyse des Terres Rares dans les apatites Durango.*

Sample name	AHe ages (Ma)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
DUR1	31.5	5001.1	2189.5	1137.3	683.0	254.7	90.5	159.1	112.1	87.1	76.1	66.1	55.2	47.4	43.3
DUR2	32.7	3926.3	1745.8	912.6	549.3	207.4	73.1	128.0	92.4	72.0	63.2	54.8	45.2	39.3	35.8
DUR3	33.1	4499.7	1982.7	1044.6	622.9	234.4	82.4	141.5	103.2	82.0	71.8	62.1	51.5	44.6	41.3
DUR4	30.7	5814.8	2559.6	1337.7	854.7	326.5	106.9	213.2	144.5	114.5	100.3	88.6	73.9	63.1	58.1
DUR5	34.7	4077.2	1842.0	981.6	596.3	227.5	81.5	137.2	100.8	79.1	70.0	60.4	50.8	43.3	39.7
DUR6	31.2	4752.3	2035.8	1042.4	648.9	245.5	77.3	155.2	103.2	82.0	72.4	63.2	53.1	45.6	41.1
DUR7	31.8	4655.4	2080.5	1099.7	696.6	265.9	87.7	173.3	113.4	90.3	80.1	69.2	57.9	50.0	44.8
DUR8	32.2	5812.3	2637.7	1397.5	898.5	353.8	122.6	228.4	155.8	124.9	111.3	95.6	80.3	67.5	63.0
DUR9	31.9	4057.1	1798.9	946.9	596.2	223.9	77.2	142.9	94.9	75.6	67.6	58.6	49.2	42.8	38.0
DUR10	33.5	4969.2	2211.8	1175.2	744.7	289.0	97.9	185.7	124.5	98.3	88.2	75.4	63.2	55.1	48.0
DUR11	32.6	4167.3	1867.6	993.1	632.8	243.2	84.4	157.3	103.3	82.6	73.1	63.1	53.5	45.9	39.7
DUR12	33.1	4135.4	1789.2	935.4	575.1	217.5	71.9	139.2	93.6	74.2	65.9	56.9	47.3	40.4	37.0

AHe analyses were conducted in the noble gaz laboratory of Géosciences Montpellier

Rare Earth Element analyses were performed at Géosciences Montpellier using the equipment available at the AETE-ISO analytical platform of the OSU OREME (University of Montpellier)

Annexe 4

Supplementary material 1: Review of the fault motions during the Neogene

Supp. Mat. 1 contents 2 tables :

Supp. Mat. 1.1. *Type of evidence of fault motion in the literature. The number (n°) of the reference corresponds to the numbers in Figure 2 of the article. Complete references are available in the Reference section of the article.*

Type of evidence of fault motion in the literature. The number (n°) of the reference corresponds to the numbers in Figure 2 of the article. Complete references are available in the Reference section of the article.									
n°		Geomorphology	Seismicity / GNSS	Stratigraphic / Paleoenvironnements	Outcrop evidences	Fault mapping	Geophysical imaging (offshore and onshore)	Thermochronology	Other
1	Arthaud and Pistre, 1993				X (stress inversion)	X			
2	Augusti et al. 2006			X					
3	Babault et al., 2004	X							
4	Baize et al., 2002				X	X			
5	Banda and Correig, 1984		X						
6	Bartrina et al., 1992			X	X (stress inversion)		X		
7	Bosch et al., 2016	X							
8	Bouchez et al., 1995								X
9	Briais et al., 1990	X	X		X				
10	Cabréra et al., 1988	X		X	X (stress inversion)	X			
11	Cantarero et al., 2014				X				X
12	Cantarero et al., 2018				X				X
13	Calvet et al., 1999	X	X		X				
14	Calvet et al., 2014	X							
15	Calvet et Gunnell,2008	X		X					X
16	Carozza and Baize, 2004	X		X					
17	Carozza et Decaillau, 1999	X							
18	Carozza et Decaillau, 2000	X							
19	Chevrot et al., 2011		X						
20	Clauzon, 1987			X					
21	Clauzon et al., 2015	X		X	X		X		X
22	Cointre, 1987								
23	Curry et al., 2019								X
24	Delcaillau et al., 2004	X		X	X (stress inversion)				
25	Delmas et al., 2018	X		X	X				
26	Donville, 1937a								X
27	Donville, 1937b								X
28	Duvail et al., 2005						X		
29	Faillat et al., 1990			X					
30	Fleta et al., 2001	X					X		
31	Gimenez et al., 1996		X						
32	Goula et al., 1999		X		X (stress inversion)				
33	Guimera 1984				X (stress inversion)				
34	Gunnell et al., 2008								X
35	Gunnell et al., 2009	X		X				X	
36	Herraiz et al, 2000		X		X (stress inversion)				
37	Huyghe et al., 2020			X					X
38	Jarman et al., 2014								X
39	Lacan et Ortuno 2012		X						
40	Leclerc,2000			X	X (stress inversion)	X			
41	Lewis et al., 2000	X							
42	Mauffret et al., 2001			X			X		
43	Maurel et al., 2002							X	
44	Maurel, 2003							X	
45	Maurel et al., 2008							X	
46	Medialdea et al., 1994						X		
47	Medialdea et al., 1996			X		X	X		
48	Milesi et al., 2019							X	
49	Milesi et al., 2020							X	
50	Oele et al., 1963			X					
51	Oliviera et al., 2006		X						
52	Perea, 2009		X						X
53	Philip et al., 1992		X		X (stress inversion)				
54	Pous et al., 1986			X			X		
55	Rehault et al., 1983			X			X		
56	Rigo et al. 2015		X						
57	Roca et Desegaulx, 1992			X			X		
58	Saula et al, 1994			X	X	X			
59	Souriau et Pauchet, 1998		X						
60	Suc et Fauquette 2012			X					
61	Tassone et al., 1994			X	X	X	X		

Supp. Mat. 1.2. *Fault motions in the literature according to the fault main strikes*

Fault motions in the literature according to the fault main strikes. N =normal, R= revers, SS= strike-slip motion, d=dextral, s=senestral

n°		Study area	NE-SW faults					NW-SE faults						N-S faults				Regional Uplift
			Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Quaternary	Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Quaternary	Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Quaternary	
1	Arthaud and Pistre, 1993	Millas			N.	N.		R. SS.										Miocene to actual
2	Augusti et al. 2006	Cerdagne basin			N.													Since 10 Ma
3	Babault et al., 2004	Eastern Pyrénées			N.													No uplift
4	Baize et al., 2002	Cerdagne basin / Roussillon basin										R (C.b, R.b)					N. (R.b)	
5	Banda and Correig, 1984	Cerdagne basin																
6	Bartrina et al., 1992	Catalan margin		N.SSs	N.SSs N.			R.SS										Since late Burdigalian
7	Bosch et al., 2016	Eastern Pyrénées																No uplift
8	Bouchez et al., 1995	Mont-Louis granite						R.SSd										
9	Briais et al., 1990	Eastern Pyrénées synthesis			N.	N.	N.				SS.d	SS.d					N.	
10	Cabréra et al., 1988	Cerdagne basin	SS.s		SSd.	N.												
11	Cantarero et al., 2014	Catalan margin			N.					N.	N.	SS.d					N.	
12	Cantarero et al., 2018	Catalan margin			N.					N.								
13	Calvet et al., 1999	Eastern Pyrénées			N. R.	N. R.	N. + R.			N	N.	N. + R.					SS. R.	
14	Calvet et al., 2014	Conflent basin				N.									N	N.	N.	Since 3 Ma
15	Calvet and Gunnell, 2008	Eastern Pyrénées				N.	N.											Since at least 10 Ma
16	Carozza and Baize, 2004	Conflent basin				N.	N.				N.							
17	Carozza and Decaillau, 1999	Têt valley				SS.s	SS.s											Since 12 Ma
18	Carozza and Decaillau, 2000	Têt valley			N.	N.												
19	Chevrot et al., 2011	Pyrénées																
20	Clauzon, 1987	Roussillon basin			N.													
21	Clauzon et al., 2015	Roussilon basin			N.	N.												Since Neogène
22	Cointre, 1987	Eastern Pyrénées										N. + R.						
23	Curry et al., 2019	Pyrénéés																No uplift
24	Delcaillau et al., 2004	Roussilon basin			N.	N. SS.s					N					N.		
25	Delmas et al., 2018	Têt valley					N.					N.					N. SS.	Pliocene to actual
26	Donville, 1937a	Catalonia																
27	Donville, 1937b	Catalonia																
28	Duvail et al., 2005	Roussillon basin				N.												
29	Faillat et al., 1990	Eastern Pyrénées		N.	N.													
30	Fleta et al., 2001	Transverse range									N.							
31	Gimenez et al., 1996	Transverse range									N.	N.						
32	Goula et al., 1999	Eastern Pyrénées synthesis				R.	R. SS					R.SS						
33	Guimera 1984	Catalan margin	R.SSs	R.SSs. N.				R.SSd.										
34	Gunnell et al., 2008	Eastern Pyrénées																Since 12-10 Ma
35	Gunnell et al., 2009	Eastern Pyrénées																Since 12-10 Ma
36	Herraiz et al, 2000	Catalonia																
37	Huyghe et al., 2020	Cerdagne and Roussillon basins			N.													Since 23 Ma
38	Jarman et al., 2014	Eastern Pyrénées																Since late neogene
39	Lacan et Ortuno 2012	Eastern Pyrénées synthesis			N. (Pyr)	SS.d (Pyr)	N. SS. (Pyr)					N. (Pyr) SS.d(Cat)					SS. d (catalan)	
40	Leclerc, 2000	Roussilon basin		N.	N. R.	R.	N.								R.	R. N.	N.	
41	Lewis et al., 2000	Catalan margin		N.	N.					N.	N.	N.						Since miocene to actual
42	Mauffret et al., 2001	Eastern Pyrénées	SS.	N.	N.	N.				SS.	SS.							Since mio-pliocene
43	Maurel et al., 2002	Eastern Pyrénées		N.	N.	N.												
44	Maurel, 2003	Eastern Pyrénées	R.	N.	N.			R.SS.										
45	Maurel et al., 2008	Eastern Pyrénées	R.	N.	N.			R.SS.										
46	Medialdea et al., 1994	Catalan margin		N.	N.				SS.	SS. N.								
47	Medialdea et al., 1996	Catalan margin		N.	N.					SS. N.	N.	N.						
48	Milesi et al., 2019	Carança massif		N.	N.													
49	Milesi et al., 2020	Conflent basin		N.	N.													Since 12 Ma
50	Oele et al., 1963	Roussilon basin				N.	N.											
51	Oliviera et al., 2006	Transverse range																
52	Perea, 2009	Transverse range										N.						
53	Philip et al., 1992	Eastern Pyrénées					R.					N. (Cat) R. (Pyr)					N.SSs	
54	Pous et al., 1986	Cerdagne basin			N.													
55	Rehault et al., 1983	Méditérannean sea		N.	N.					SS.d.								
56	Rigo et al. 2015	Pyrénées																
57	Roca et Desegaulx, 1992	Catalan margin		N.	N.	N.	N.		SS.d									
58	Saula et al, 1994	Catalan margin									N.	N.						
59	Souriau et Pauchet, 1998	Pyrénées																
60	Suc et Fauquette 2012	Cerdagne and Roussillon basins																Since 10 Ma
61	Tassone et al., 1994	Catalan margin		N.	N.			SS.		N.	N.	N.						Since 10 Ma

Supplementary material 2: Soil occupation map

Supp. Mat. 2.1 is a soil occupation map *superimposed with the lineament and lineament density maps presented in the article. Lineaments are mapped and high lineament densities are encountered in areas covered by dense forests. This means that this cover does not strongly affect the manual interpretation of lineaments.*

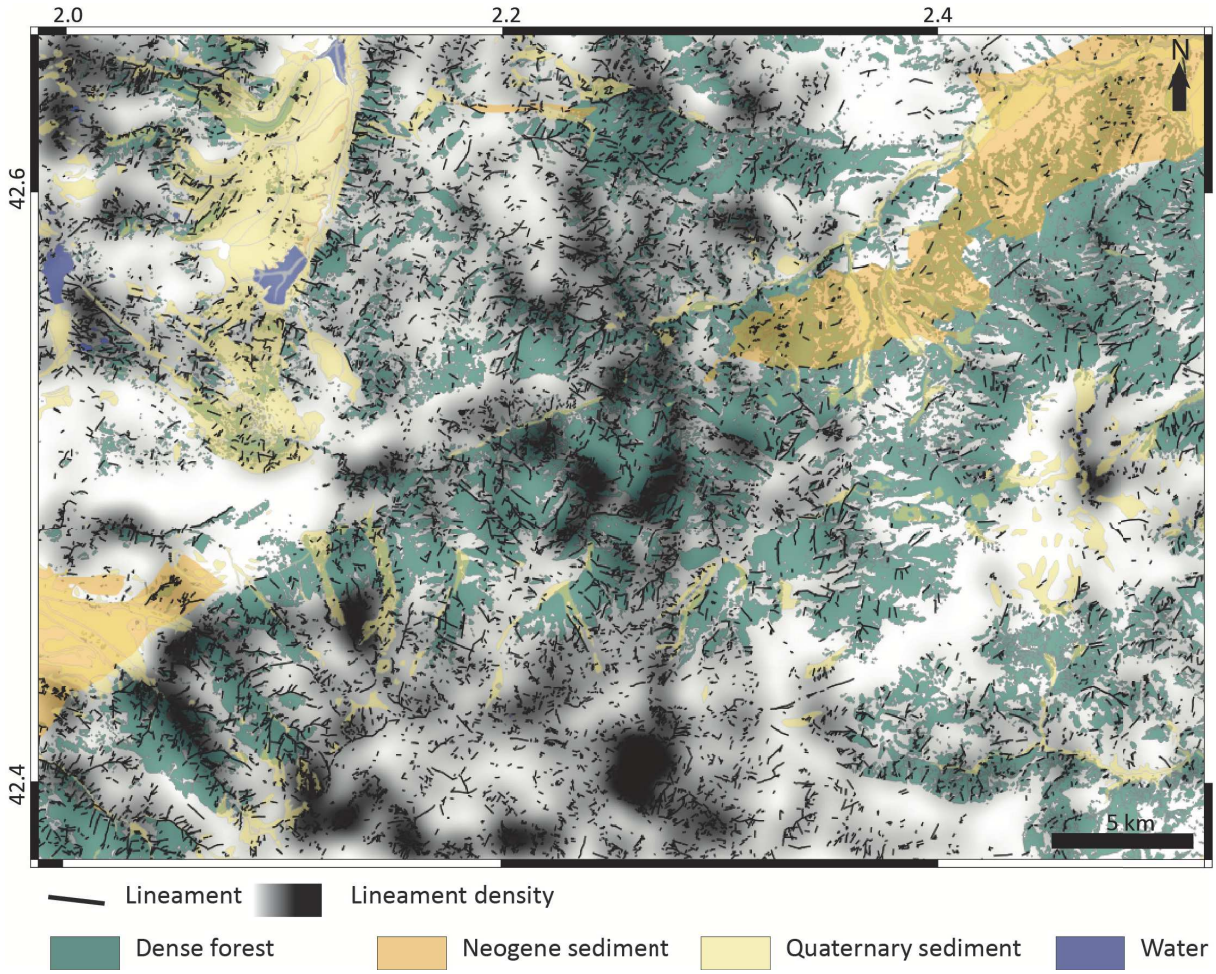


Figure 1. *soil occupation map in relation with the lineament mapping and density. White areas are not covered by both forest of recent sediments (grassland, cultivation and rocky areas. Source : MOS, OCE GE from IGN)*

Supp. Mat. 2.2 Example of limeament tracing The following map is an example of lineament tracing (Figure 2a and b) at a pixel rupture, and an example of anthropic lineaments vs geomorphologic lineaments (road, house).

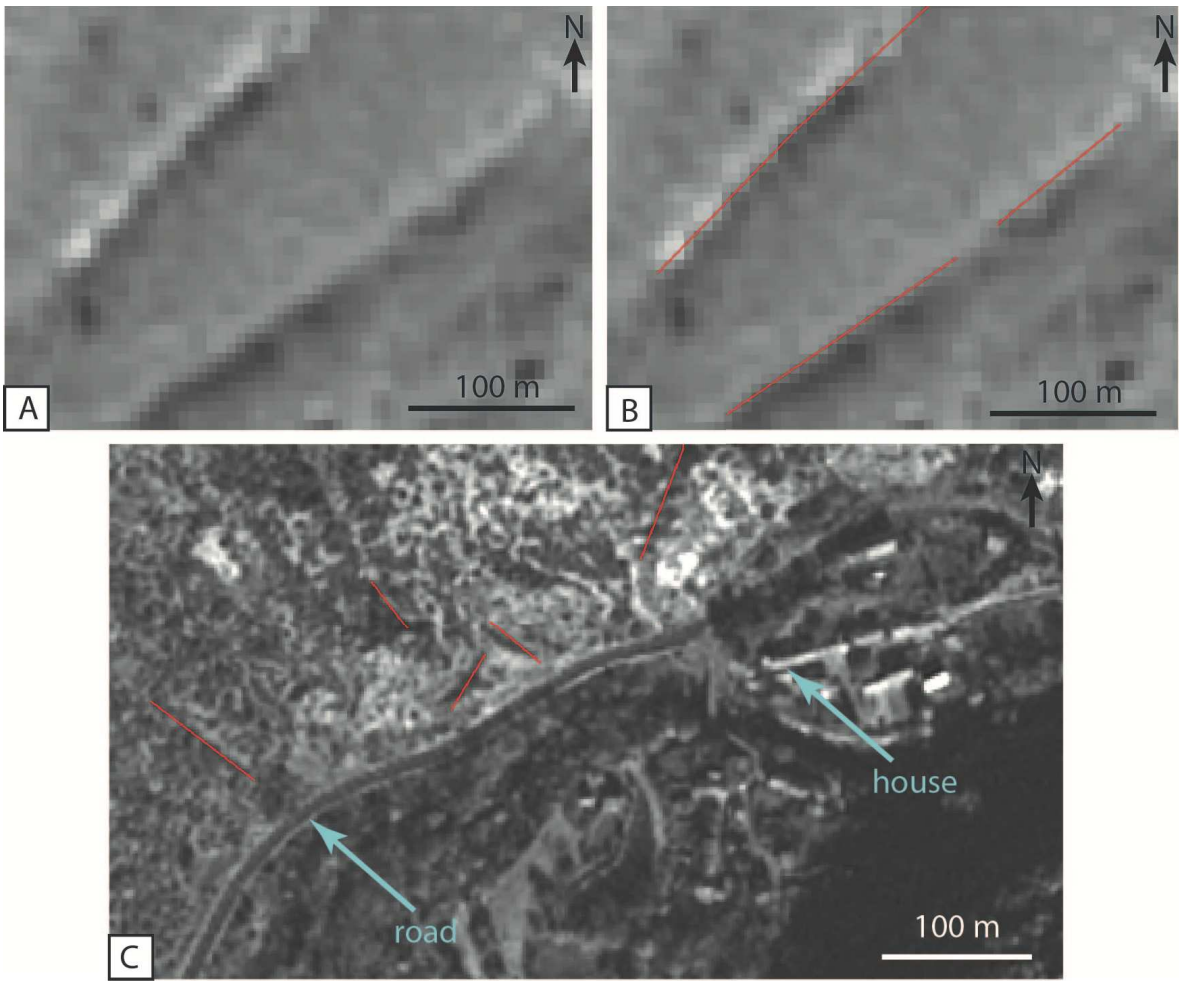


Figure 2. *example of lineament tracing A) before tracing, B) after tracing, C) anthropic lineaments vs geomorphologic lineaments (e.g. road, house)*

Supplementary material 3: Statistical analysis

Supp. Mat. 3 also includes :

- Supp. Mat. 3-1 : Strike proportions of lineaments and fractures, and classification of each cell according to one of the three considered populations (i.e. 'Têt fault'; 'NW-SE faults'; 'no fault')

Statistical protocol

In the purpose to compare the huge set of lineament (n=14399) with the measured fractures in the field (n=9685), we divide the study area in a grid of 352 cells of 4 km^2 in the WGS84 projection (Figure 1).

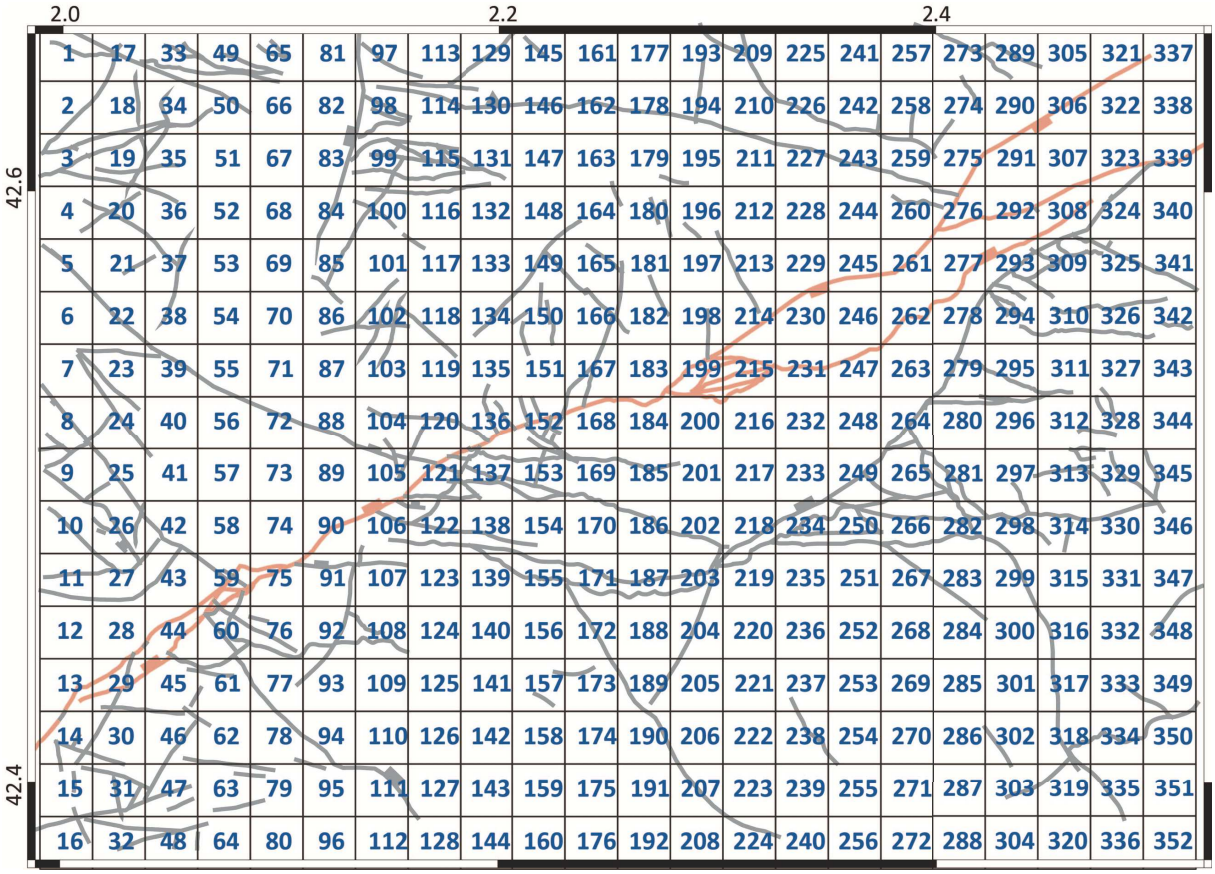


Figure 1. *krigging grid used for statistical analysis*

For a global analysis, cells are classify into 3 populations, according to the presence or not of major fault:

- 1) Intersected by the Têt fault, named 'Têt fault' (see Figure 1 of the article) ;
- 2) Intersected by a NW-SE fault (e.g. the Fontpédrouse fault), named 'NW-SE faults ;
- 3) Fault-free, named 'No Fault'.

Please note than few cells intersected by N-S or W-E local faults were included in the 'No Fault' population, to make the statistical approach the clearest possible by reducing the number of populations, notably the most negligible. In the same way, cells intersected by the Py fault (i.e., 218, 234, 249, 264, and 279), which display extreme values, were excluded from the statistical analyses.

In order to consider equally cells displaying various concentrations of fractures and lineaments, we classify strikes into 9 ranges of 20°, centred on zero (N170-N010, N010-N30, etc, ...). Each range is expressed as a proportion (%) of the total data inside the cell, for the purpose of equally compare cell with various numbers of fractures and lineaments. Also, to minimize artefacts and nugget effects, we exclude cells with a number of lineaments strictly inferior to 30, and a number of fractures strictly inferior to 50. When comparing lineaments and fractures, we use the intersection of cells that are conformed to both requirements. Details of the calculs are given in Supp. Mat. 3-1

We use a set of statistical analysis, consisting of PERmutational Multivaried Analysis Of VAriance (PERMANOVA, Anderson, 2001) correlation matrices (also called correlogram), and Principal Component Analysis (PCA). Distance measures for PERMANOVA is calculated using a Euclidian Similarity Index. Significances of the variables was tested by 9999 permutations. The r correlation index of correlogram is calculated using Pearson algorithm. PCA and PERMANOVA where performed using the software PAST-3.17 [Hammer et al., 2001] while correlogram was coded on R software.

Here is a concise description of each analysis:

PERMANOVA quantifies the dissimilarity between any two objects included in the test, using a pseudo F-test constructed by scalar correlation based on the distance measure. The higher the F-value, the more the hypothesis of statistical differences between groups is true. In our study, PERMANOVA test the potential difference between the three populations (i.e. 'Têt fault'; 'NW-SE faults'; 'no fault') considering strike proportions of lineaments and/or fractures. P-value, that test statistical significances, is given in Table 1. Cells where the Têt fault is covered by Neogene basin are separately considered.

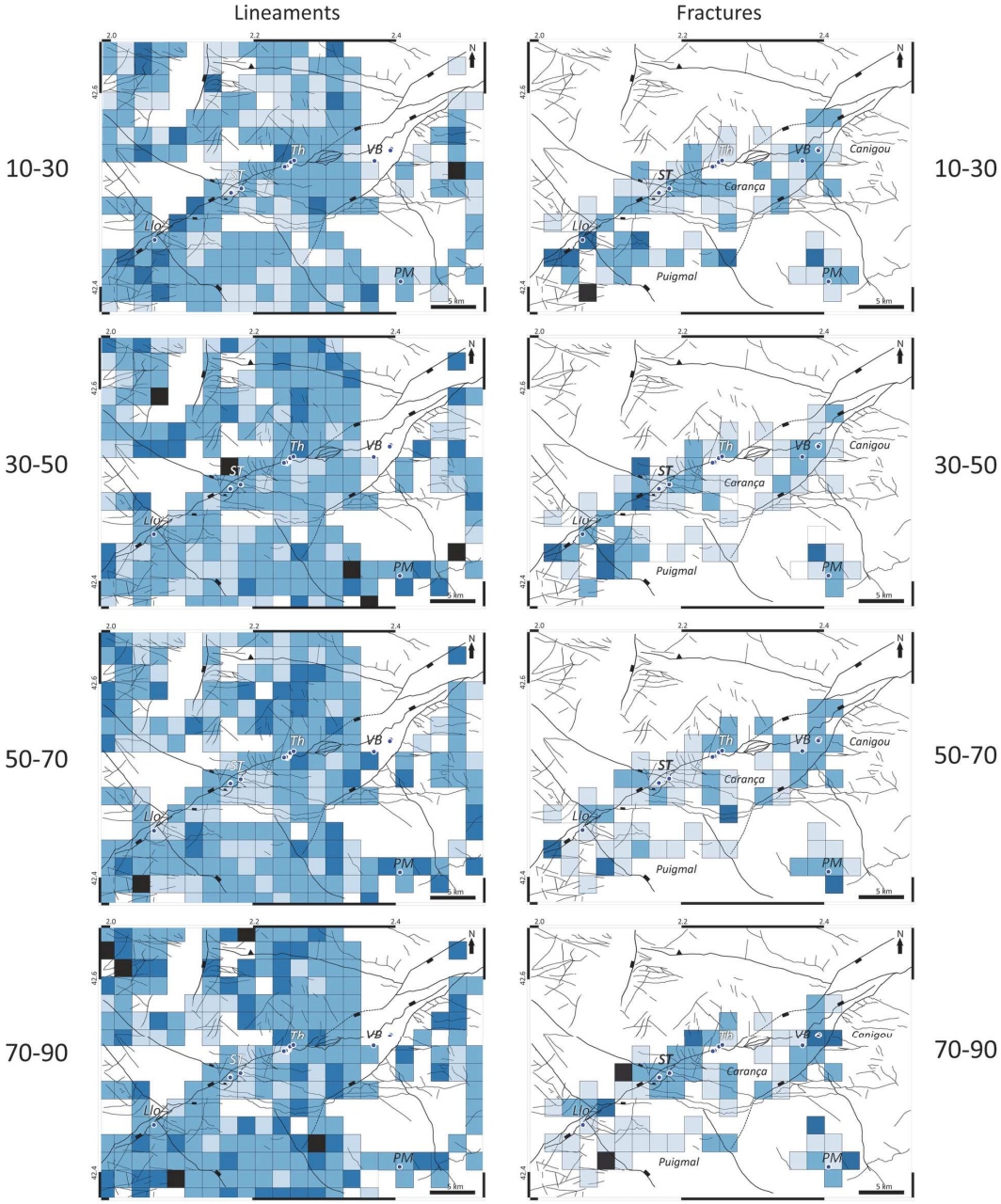
PCA allows reducing dimensionality of the variable space using a series of new orthogonal variables named 'principal components' which records most of the total variability. The principal components provide a large proportion of the total information at contrary of the last component that represents negligible significant. In this work, PCA highlights the potential correlations that typify each population.

Correlogram is a table analysing the relationship between each couple of numeric variables in a whole dataset. We coupled calculation of the correlation index r with calculation of P-value to remove insignificant correlations from the matrices (p-value > 0.05). In our study, correlogram is mostly used to pinpoint the main correlation between strikes proportions of brittle deformation, in particular to investigate the fractures/lineaments relationship. We advertise the readers that Pearson correlation and multivariate analyses is not recommended to characterize variables expressed in percentage, in case of important number of extreme values (i.e., close to 0 or 100 %). We worked to ensure that our variables are normally distributed, displaying scarce extreme values, before statistical analyses.

Results and discussion

Strike proportions of lineaments and fractures, and the classification of each cell according to one of the three considered populations (i.e. 'Têt fault'; 'NW-SE faults'; 'no fault') is given in Supp. Mat. 3.1.

First, strike proportions of lineaments and fractures have been interpolated according to the cell grid (Figure 2). Strike are divided into 9 classes of 20° centred on 0 (N170-N010, N010-N30, etc...). Although some trends could appear for the fracture strikes (N070 to N110 and N150-N010 fractures at the vicinity of St Thomas and Thues hot springs), it is difficult to really investigate the relation to between lineaments, fractures, and major faults with this map view.



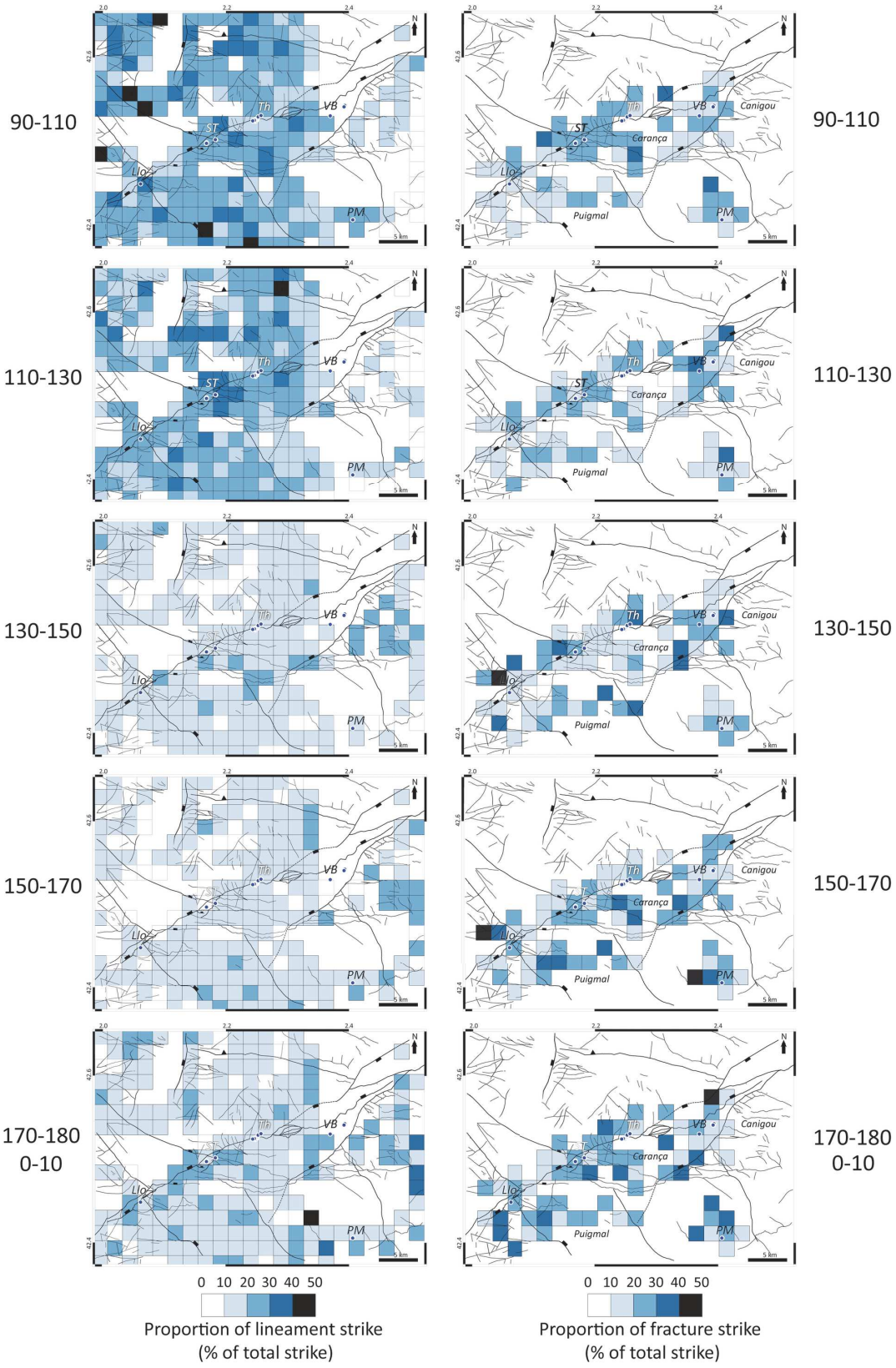


Figure 2. *Proportion of lineament and fracture strikes for each grid cell according to the strike classes*

We performed PERMutationnal ANalysis Of Variance to test potential differences in strike proportions of lineaments and fractures for the three populations of cell intersected by the 'Têt fault', 'NW-SE faults', and 'No fault' (Table 1).

Lineaments			
P-values	**NW-SE faults**	**No fault**	**Têt fault**
NW-SE faults	-	0.044	0.0057
No fault	0.044	-	0.0004
Têt fault	0.0057	0.0004	-
F-test	**NW-SE faults**	**No fault**	**Têt fault**
NW-SE faults	-	2.157	2.9
No fault	2.157	-	4.957
Têt fault	2.9	4.957	-
Fractures			
P-values	**NW-SE faults**	**No fault**	**Têt fault**
NW-SE faults	-	0.9399	0.6073
No fault	0.9399	-	0.158
Têt fault	0.6073	0.158	-

Table 1. *PERMANOVA displays P-values and F-values for the three cell populations ('Têt fault', 'NW-SE faults', 'no faults') and for lineaments and fractures*

In case of identified differences, we further use correlograms to highlight the potential correlation for fracture and lineament strike proportion and Principal Component Analysis to determine the typical strike proportions for each population of cells. PERMANOVA including only strikes of lineaments assigned P-value inferior to 0.05 for each couple considered, indicating that potential difference between populations is significant. In other term, analyse can give significant results for a probability higher than 95 %. All F-values determined by PERMANOVA are superior to 1 (usually, F-value between -1 and 1 is interpreted as no statistical dissimilarity, and from F-value > 1 dissimilarities between groups start to increase), indicating that each population show statistical differences for lineament strike proportions between them. Conversely, PERMANOVA testing proportions of fracture strikes is poorly significant, as evidenced by P-values substantially superior to 0.05. Consequently, we cannot discuss about potential pseudo F-test. Contrasting results of PERMANOVA, i.e. significant statistical difference for lineament strike proportions of the three populations and the lack of significant result for fractures strikes, prompt us to investigate lineament and fracture strike proportions by further methods, in order to typify the role of each variables in the evidenced differences between the populations, as well as the potential correlations between variables.

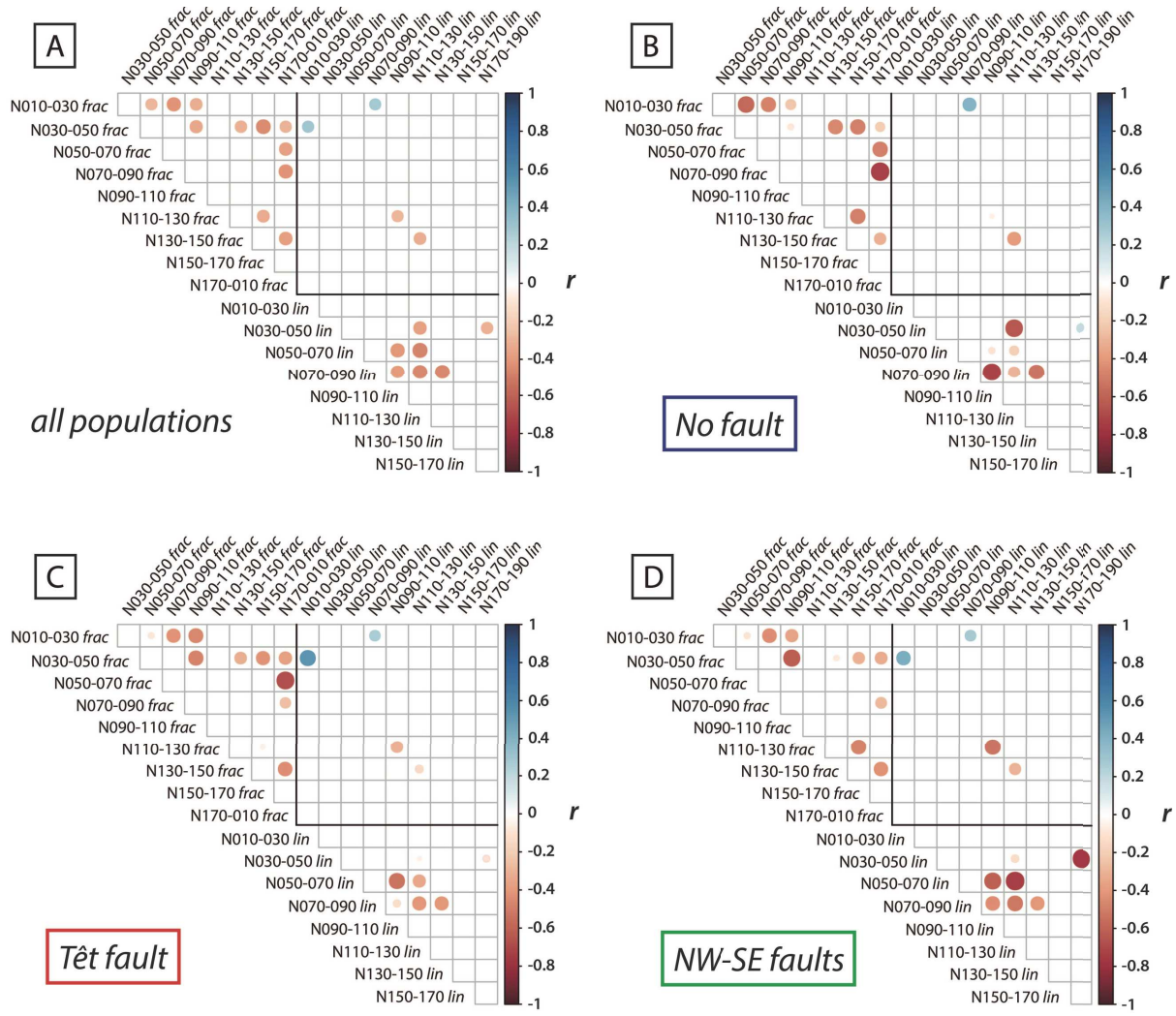


Figure 3. *Correlation degree between the lineament and fractures strikes : A) all confounded populations, B) 'no fault' population, C) 'Têt fault' population, D) 'NW-SE faults' population. Blue represents positive correlations and red represents negative correlation. P-value < 0.05 are not represented.*

When brittle deformation is characterized using remote-sensing, lineaments are considered as fractures in the broadest sense of the term, i.e. discontinuities of the soil surface. Apprehending the drop scale between easily achievable remote-sensing data and fractures network identified at the outcrop scale is a key to decipher the polyphased deformation history. To investigate lineaments and discrete fractures relationship over a large area, we will determine potential correlation between the strikes for the two types of data at proximity of 'Têt', 'NW-SE' faults, as well as in 'no faulted' areas.

Figure represents correlograms analysing the relationship, expressed by the correlation index *r*, and based on Pearson algorithm, of each pair of variables, i.e., the proportion of strike range for discrete fracture and lineaments, for cells displaying a minimum of 30 lineaments and 50

fractures. Correlation with P-value>0.05, meaning non-significant correlations, has been removed from the graphic (empty square).

Globally (Figurea), it appears that there is no significant correlation between lineament and fractures strikes. This means that lineaments mapped do not correspond to the discrete fractures, i.e., dry fractures without any mode evidences measured in the field. According to this observation, we have evidenced that some faults in the field actually correspond to imaged lineaments, suggesting lineaments mainly represent mature faults further than outcrop-scale fractures. However, there are two significant correlations, although slight, (r=0.3), common to each population: N070-N090 lineaments with N010-030 fractures, and N010-N030 lineaments with N030-N050 fractures. The occurrence of numerous negative correlations between different ranges of fracture strikes, and similarly for different ranges of lineament strikes, is partly a bias effect related to the expression of strikes as proportions. We would pinpoint again, expression of variables as percentage allows the comparison of cell exhibiting wide variation of total fractures and or lineaments. Nevertheless, significant negative correlations (e.g. N050-090 with N090-130 lineaments; r=-0.4-0.5) are significant (P<0.05) in comparison with other strike ranges, suggesting a real difference of distribution between lineament strikes below N090 and those above N090. This confirms the two groups we chosen ('Têt fault', 'NW-SE'), related to the main fault orientations over the area, and confirm that lineaments strike preferentially in same way than major faults.

We observe marked negative correlations between fractures ranges for the N-S (N170-030) with orthogonal ranges of fractures (N070-N110). For these fractures ranges, it highlights that occurrence of antithetic fractures, which formed mostly with strike-slip motions (Kim et al., 2004), is negligible. The deformation that creates N-S fractures and/or E-W fractures is either no strike-slip or is even not related to shearing (mode II, III).

The three populations are characterized by the presence, or not, of specific correlations. The 'Têt fault' and 'NW-SE fault' populations (Figure b and c), share a good correlation between N010-030 lineaments with N030-N050 fractures (r=0.5), while the correlation isn't significant in "no faulted" zones (Figure d). Stated differently, this correlation would means that N030 lineaments are common in fault zones that exhibit high fracture proportion of same direction. A possible explanation is an important inheritance of N030 fractures subsequently reactivated as newly formed local faults (i.e. lineaments) during major fault activities. There is two strong negative correlations distinguishing the 'Têt fault' and the 'NW-SE faults' populations: in one hand, negative correlation N050-N070 and N170-N010 are in the 'Têt fault' population (r=-0.7, Figure b), which does not exist in the 'NW-SE fault' population. On the other hand, N030-N050 and N170-N010 lineaments are strongly negatively correlated in the 'NW-SE faults' population (r=-0.8, Figurec), contrasting with the more independent behavior of the two variables for the 'Têt fault' population. This later combination (N030-N050 and N170-N010 lineaments) also differs for the 'no fault' population, which show a slight negative correlation (r=-0.2). All of these differences are in agreement with results of PERMANOVA that discriminate the three spatial populations based on their relative lineament strikes.

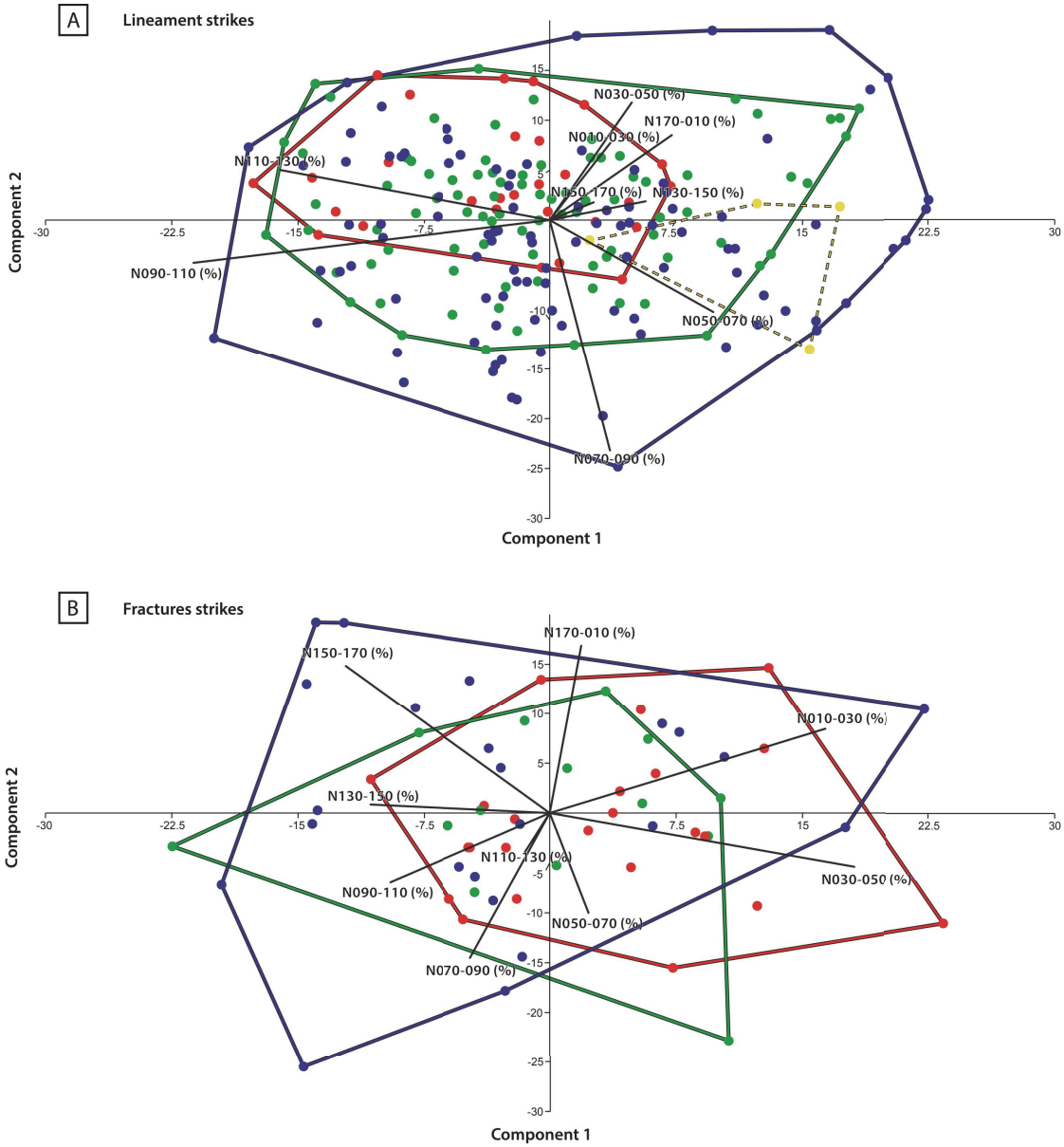


Figure 4. *Principal Component Analysis of lineament strikes (A) and Fracture strikes (B) according the krigging cell number (Figure 1). Red : 'Têt fault' population, Green : 'NW-SE faults' population, Blue : 'no fault' population. In Yellow the particulate case of the cell where the Têt fault is covered by Neogene basin (Conflent).*

To summarise, at a global scale or within each groups, there are only few and weak correlations between proportions of lineament and fracture strikes, suggesting that lineaments at the mapping scale do not represent fractures at the outcrop scale. In addition, there is few strong correlations, mainly negative, between same types of variables (i.e., fracture-fracture or lineament-lineament strikes) that typify the three groups.

Correlograms have demonstrated that fractures and lineaments have independent behaviour excepted for few strike ranges. Consequently, we performed two Principal Component Analysis with lineament strikes and fracture strikes, separately. PCA were performed using proportion of each strike ranges for the three populations. First and second components resulted of analysis considering lineaments represent respectively 27 % and 20 % of the total variance. Hence, projection of both components in Figure displays roughly half of the entire variance for proportions of lineament strike ranges. We observe a good correlation for the ranges N090-N110 and N110-N130 for 27 % of data. A good correlation is also observed between the N170-N010, N010-N030 and N030-N050 ranges, and also for the N050-N070 and N070-N090 ranges. These three groups of range proportions are negatively correlated or vary independently among each other, globally in agreement with the choice of classify N-S, NE-SW, and NW-SE strike families in this study. The both 'NW-SE faults' and 'No fault' populations are distributed throughout the diagram and are centred, meaning that none of the strike ranges is over-represented in both groups. At the map scale, NW-SE faults do not seem concentrate any specific strike of lineaments in regard to areas where no fault was identified. Nevertheless, because the study area is large, vegetalised, and with a steep topography, it is likely that part of the faults are not mapped properly, and then distinction between 'No fault' and 'NW-SE faults' population is certainly ambiguous for a non-negligible number of cells, that degrade the lineament mapping and classification of population. Consequently, we can’t certify assumption of no real differences in lineament strikes between the two populations at the current stage of research without more detailed geological mapping and remote-sensing imaging.

Cells intersected by the Têt fault are mostly projected in the upper-left corner of diagram due to the high proportion of N110-N130 strikes around the Têt fault. N010-N030, N030-050 and N090-N110 are also slightly over-represented in the "Têt fault' population, while N050-N070 and N070-N090 strike lineaments occur conversely in low proportions. This is in disagreement with the classic damage zone models that further attribute the main fault strike to the associated deformation at the fault vicinity. Among the possible explanations, the main Têt fault would disturb the stress-field at direct proximity that can produce deformations with various strikes (Faulkner et al., 2006). Another explanation suggests that the Têt fault damage zone acts as an heterogeneity of the crust where subsequent deformations easily localize, which would implies that N090 to N130 faults postdate the Têt fault. Finally, it is also possible than the fault zone deformation is mostly concentrated inside the core zone, notably by grains reductions processes, and that fractures inside the damage zone are simply reactivated, without formation of new NE-SW fractures. Interestingly, behaviour of lineaments in cells where the Têt fault is covered by Neogene sediments in the Conflent basin (i.e., cells 214, 229, 230 and 322) contrasts strongly with the Têt fault population. In details, most of half the lineament strikes in these cells are in a range of N030-N090, which suggests that the Têt fault has produced small faults inside the Conflent basin during the Neogene, in agreement with Calvet (1999), Carozza and Baize (2004), Duvail et al. (2005) and Oele et al. (1963).

First and second component for fracture strike proportions of PCA represent respectively 24 % and 23 % of the total variance (Figure). Orthogonal fracture strike ranges (e.g., N-S and E-W)

are negatively correlated. This could suggest that these fractures do not correspond to antithetic fractures resulting from a strike-slip fault. In addition, proportion ranges separated of 45° (e.g. N-S and NE-SW) vary independently; at the exception of the N110-N130 and N070-N090 strike proportions that are closely correlated. The three populations of cells ('Têt fault', 'NW-SE faults', 'No fault') are centred on the diagram, indicating that no one-strike proportion is specific to a given population. Nevertheless, we observe some slight over-representation, which has to be discussed cautiously. For the 'Têt fault' population, N030-N050 fracture strike proportions are slightly over-represented, that likely suggest that fractures are related to the fault damage zone. The opposite case is involved for the 'no fault' population, where N030-N050 fracture strike proportions are low in absence of major fault, while the N130-N150 fractures are the most common, suggesting that the later fracture ranges result to more effective deformation distribution than the N030-N050 ranges. No trend is observed for the 'NW-SE faults' population.

At first sight, the statistical approach based on correlation and multivariate analyses evidence key points to decipher the polyphased history of Têt valley.

- Fractures and lineaments strikes do not correspond locally, suggesting that fractures monitored at the outcrop scale are different objects than lineaments characterized by remote-sensing;
- Influence of major fault in regard of fracturing strike is very limited;
- Lineaments strikes are partially constrained by major fault vicinity. Nevertheless, strikes of both lineaments and spatially associated major faults are clearly different;
- It appears than the three scales of brittle deformation, i.e., km faults, lineaments (local faults), discrete fracture, accommodate with different strikes the regional deformation. Similarly, a scale effect disturbing brittle deformation strikes was recently evidenced by Luby et al., 2020 using multi-scale remote sensing in the western Egypt. This critical result must be carefully considered in case of deformation studies focused only on one scale approach.

As a ten-kilometer scale, Figure depicts the proportion of lineament strikes function to the Têt fault distance. Unexpectedly, the proportion of NE-SW lineaments increases with the distance. The proportion of NE-SW lineaments is around 35 % at the fault level, and more than 50 % 20 km far away from the Têt fault, that is not observed for fractures. Even more surprisingly, the proportion of NW-SE lineaments decreases with the Têt fault distance, a trend also observed for the fractures, although less significant. This correlation is consistent with the higher proportion of NW-SE strikes observed at the vicinity of the Têt fault evidenced by the PCA analysis (see above). Finally, the proportion of N-S lineaments and fractures remains roughly invariable all along the distance to the Têt fault.

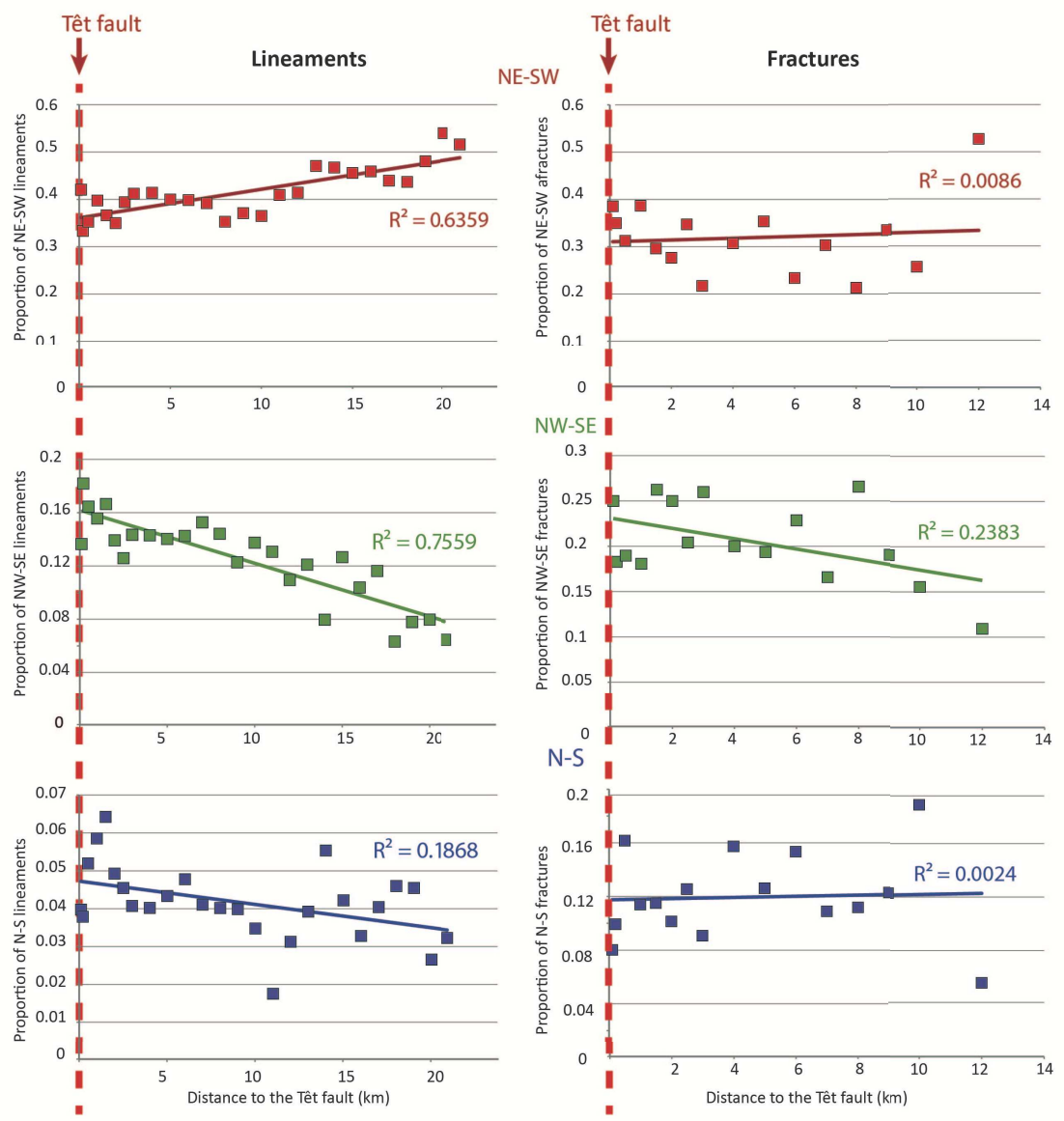


Figure 5. *Proportion of strikes of lineaments and fractures as a function of the distance to the Têt fault according to the main strike classes*

References

Anderson, M. J. (2001). A new method for non-parametric multivariate analysis of variance. *Austral ecology*, 26(1) :32–46.

Calvet, M. (1999). Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des pyrénées/stress regimes and volumes of reliefs in the eastern pyrenees. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 5(3) :253–278.

Carozza, J.-M. and Baize, S. (2004). L'escarpement de faille de la têt est-il le résultat de la tectonique active plio-pléistocène ou d'une exhumation pléistocène ? *Comptes Rendus Géoscience*, 336(3) :217–226.

Duvail, C., Gorini, C., Lofi, J., Le Strat, P., Clauzon, G., and dos Reis, A. T. (2005). Correlation between onshore and offshore pliocene–quaternary systems tracts below the roussillon basin (eastern pyrenees, france). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7) :747– 756.

Hammer, Ø., Harper, D. A., Ryan, P. D., et al. (2001). Past : Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia electronica*, 4(1) :9.

Kim, Y.-S., Peacock, D. C., and Sanderson, D. J. (2004). Fault damage zones. *Journal of structural geology*, 26(3) :503–517.

Faulkner, D., Mitchell, T., Healy, D., and Heap, M. (2006). Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. *Nature*, 444(7121) :922–925.

Luby, S., Geraud, Y., Diraison, M., Wicker, M., Bertrand, L., and Bossennec, C. (2020). Multi-scale investigation focusing on the lineament of the pan-african basement (eastern egypt). In *Fourth Naturally Fractured Reservoir Workshop*, volume 2020, pages 1–5. Eu- ropean Association of Geoscientists & Engineers.

Oele, E., Sluiter, J., and Pannekoek, A. (1963). Tertiary and quaternary sedimentation in the conflent. *An intramontane rift valley in the Eastern Pyrenees. Leidse. Geol. Meded*, 28 :297–319.

Supplementary material 4: Fracture measurements: station location and data

Supp. Mat. 4 also includes:

Supp. Mat. 4-1: measurement station locations and fracture data. The data have been used used for the rose diagrams in Figures 5, 8 and 9 of the article;

Supp. Mat. 4-2: main fracture set features (opening, spacing, length and lithology) for each measurement station. These data have been used for Figure 9 and 10 in the article are identified at each station on the field and confirmed after analysis of the individual station rose diagrams in order to eliminate the visual bias.

Excels of date are available : https://data.mendeley.com/datasets/pwk49ydthz/1

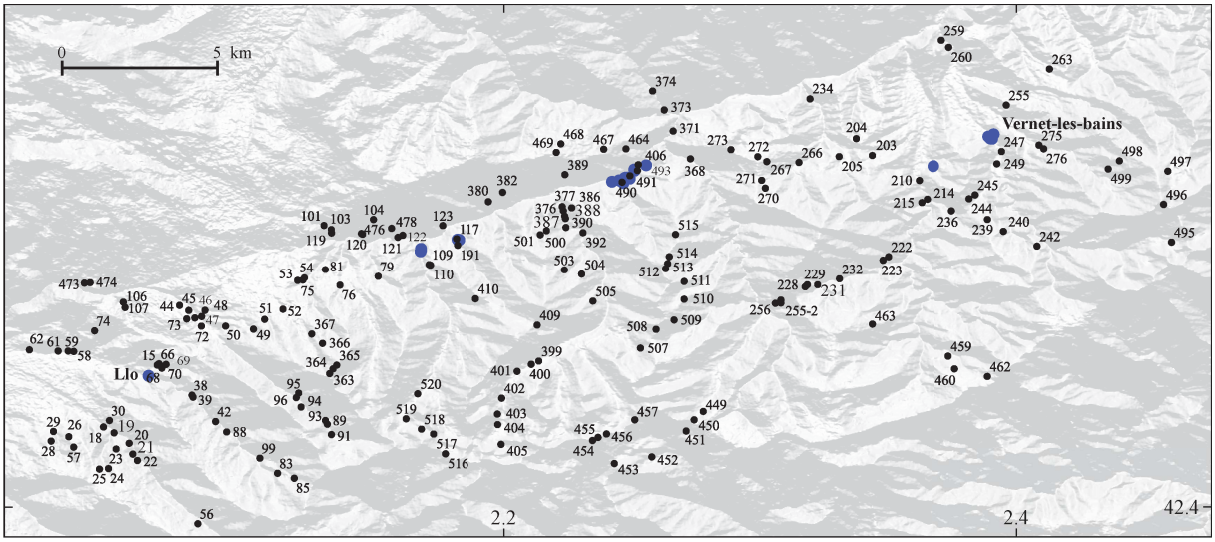


Figure. *Location of the fracture measurement station (black circles) and hot spring locations (blue circles).*

292 measurement stations could have been used for the analysis of fracturation, mainly distributed along the Têt fault, in its footwall (Figure 1).

Annexe 5

Tableau Annexe 5. *Tableau des analyses microsonde réalisées sur les apatites des échantillons de la zone d'endommagement (TET1, TET2, TET6) et hors de la zone d'endommagement (TET3, TET5, TET7).*

Name	Ca	O	P	Fe	F	Si	Cl	Total
	%	%	%	%	%	%	%	%
				TET 1				
Grain 1-a	39.83	39.88	18.54	0.01	4.23	0.03	0.02	102.55
Grain 1-b	39.87	40.33	18.87	0.02	3.56	0.03	0.04	102.72
Grain 1-c	39.93	39.53	18.23	0.01	3.50	0.04	0.03	101.26
Grain 1-d	39.68	39.52	18.31	0.02	3.55	0.02	0.03	101.13
Grain 2-a	39.64	39.19	18.06	0.03	3.49	0.03	0.00	100.45
Grain 2-b	39.13	39.14	18.13	0.03	3.73	0.09	0.00	100.25
Grain 2-c	39.69	40.34	18.88	0.01	3.23	0.09	0.00	102.24
Grain 3-a	39.81	39.35	18.14	0.02	3.33	0.03	0.03	100.71
Grain 3-b	39.32	39.45	18.37	0.02	4.36	0.02	0.04	101.58
Grain 3-c	39.93	39.68	18.36	0.02	3.24	0.02	0.03	101.29
Grain 3-d	39.89	40.32	18.86	0.02	3.94	0.03	0.03	103.08
Grain 4-a	39.22	39.80	18.58	0.06	3.94	0.11	0.00	101.72
Grain 4-b	39.33	39.38	18.23	0.06	3.97	0.11	0.01	101.10
Grain 4-c	38.89	38.91	18.00	0.05	3.65	0.10	0.00	99.61
Grain 4-d	39.28	39.30	18.21	0.06	3.55	0.07	0.01	100.48
Grain 5-a	40.09	40.05	18.56	0.02	2.93	0.06	0.04	101.75
Grain 5-b	39.73	40.05	18.67	0.01	3.83	0.06	0.03	102.39
Grain 5-c	39.65	38.36	17.38	0.00	2.99	0.07	0.03	98.48
Grain 5-d	39.43	38.56	17.61	0.03	2.99	0.07	0.04	98.72
Grain 6-a	39.65	39.04	17.95	0.02	4.29	0.03	0.02	100.99
Grain 6-b	38.91	38.24	17.50	0.02	3.70	0.08	0.03	98.48
Grain 6-c	39.75	39.71	18.37	0.03	3.89	0.09	0.02	101.87
Grain 6-d	39.53	38.24	17.31	0.05	3.18	0.07	0.02	98.40
Grain 7-a	38.93	38.02	17.30	0.01	4.27	0.11	0.01	98.66
Grain 7-b	39.62	39.42	18.21	0.05	2.99	0.07	0.00	100.37
Grain 8-a	39.58	38.65	17.62	0.04	4.01	0.08	0.02	100.00
Grain 8-b	39.69	39.01	17.85	0.05	3.38	0.09	0.03	100.10
Grain 8-c	39.30	38.71	17.77	0.03	3.71	0.06	0.03	99.60
Grain 8-d	38.34	37.80	16.94	0.59	3.56	0.39	0.02	97.64
Grain 9-a	39.45	39.06	18.03	0.03	3.78	0.02	0.03	100.41
Grain 9-b	39.19	38.55	17.71	0.03	4.24	0.02	0.02	99.76
Grain 9-c	39.50	38.09	17.26	0.01	4.29	0.02	0.02	99.20
Grain 10-a	39.35	38.89	17.90	0.00	4.29	0.06	0.04	100.53
Grain 10-b	39.41	40.50	19.15	0.01	3.52	0.04	0.04	102.66
Grain 10-c	40.04	40.73	19.11	0.02	3.32	0.06	0.03	103.29
				TET 2				
Grain 1-a	39.47	39.72	18.56	0.00	3.50	0.00	0.03	101.29
Grain 1-b	39.37	39.47	18.38	0.01	4.36	0.02	0.02	101.63
Grain 1-c	39.50	38.84	17.85	0.00	3.09	0.02	0.02	99.33
Grain 1-d	39.68	40.18	18.82	0.02	4.48	0.03	0.03	103.24
Grain 2-a	39.53	39.68	18.48	0.03	3.37	0.02	0.04	101.15
Grain 2-b	39.09	39.11	18.18	0.05	3.44	0.01	0.05	99.94
Grain 2-c	39.17	39.96	18.79	0.07	3.57	0.03	0.08	101.67
Grain 2-d	39.30	39.22	18.20	0.04	3.68	0.01	0.07	100.53
Grain 3-a	39.34	38.81	17.87	0.01	4.37	0.02	0.04	100.46
Grain 3-b	29.56	34.05	17.22	0.00	3.38	0.01	0.03	84.25
Grain 3-c	39.71	40.02	18.69	0.01	4.11	0.01	0.04	102.60
Grain 3-d	39.52	39.07	18.02	0.00	3.84	0.02	0.03	100.50

Name	Ca	O	P	Fe	F	Si	Cl	Total
	%	%	%	%	%	%	%	%
				TET 3				
Grain 1-a	39.17	39.67	18.57	0.04	3.00	0.04	0.02	100.51
Grain 1-b	39.56	39.78	18.52	0.03	3.92	0.06	0.01	101.86
Grain 2-a	39.58	38.81	17.75	0.04	4.44	0.07	0.02	100.71
Grain 2-b	39.88	40.20	18.71	0.05	3.00	0.10	0.02	101.94
				TET 5				
Grain 1-a	39.75	39.49	18.27	0.01	4.12	0.02	0.02	101.66
Grain 1-b	39.52	39.56	18.39	0.02	3.45	0.02	0.01	100.97
Grain 2-a	39.34	39.53	18.38	0.02	4.92	0.08	0.01	102.28
Grain 2-b	39.28	39.69	18.53	0.04	4.14	0.06	0.00	101.75
Grain 2-c	39.83	39.19	17.98	0.01	3.56	0.06	0.02	100.65
Grain 2-d	39.26	38.14	17.32	0.03	3.81	0.07	0.01	98.66
Grain 3-a	38.76	39.06	18.20	0.03	5.23	0.07	0.01	101.36
Grain 3-b	39.38	40.17	18.89	0.02	4.60	0.04	0.03	103.13
Grain 3-c	39.73	39.10	17.92	0.01	4.99	0.09	0.02	101.84
Grain 4-a	39.24	38.06	17.25	0.02	4.74	0.10	0.00	99.41
Grain 4-b	39.69	39.76	18.48	0.01	4.43	0.04	0.00	102.43
Grain 4-c	39.37	39.33	18.19	0.04	2.86	0.10	0.01	99.90
Grain 4-d	39.29	39.31	18.25	0.01	3.26	0.05	0.01	100.18
				TET 6				
Grain 1-a	38.21	38.47	17.91	0.05	3.97	0.06	0.00	98.67
Grain 1-b	39.61	39.50	18.28	0.06	4.04	0.05	0.01	101.55
Grain 2-a	39.10	39.57	18.52	0.06	3.86	0.03	0.01	101.14
Grain 2-b	39.61	40.00	18.65	0.05	3.32	0.08	0.00	101.72
Grain 3-a	39.64	40.49	19.05	0.06	3.47	0.04	0.00	102.75
Grain 3-b	39.18	39.68	18.53	0.06	3.76	0.08	0.02	101.31
				TET 7				
Grain 1-a	39.28	39.45	18.30	0.03	3.73	0.11	0.01	100.92
Grain 1-b	39.51	39.34	18.15	0.04	3.79	0.10	0.01	100.94
Grain 2-a	39.52	39.37	18.19	0.03	3.40	0.09	0.02	100.61
Grain 2-b	39.43	39.89	18.65	0.00	4.61	0.05	0.02	102.66
Grain 3-a	39.35	39.79	18.56	0.05	4.28	0.08	0.01	102.12
Grain 3-b	39.45	39.54	18.39	0.05	3.80	0.03	0.02	101.28

Annexe 6

Tableau Annexe 6. *Analyses LA-ICPMS de la teneur en U, Th et Sm des apatites et zircon de l'échantillon TET1 dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt et TET5 hors de la zone d'endommagement.*

Apatites

Spots	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)
AP1.1				***AP1.6***			
Spot-1	6.1	2.7	37.6	*Spot-18*	0.4	0.7	4.7
Spot-2	5.6	2.5	38.8	*Spot-19*	0.5	0.7	4.3
Spot-3	5.0	2.9	38.2	*Spot-20*	0.8	0.8	4.3
Spot-4	4.6	2.8	42.2	***AP5.3***			
Spot-5	3.4	2.3	38.7	*Spot-21*	7.5	5.1	226.4
Spot-6	2.9	1.9	25.0	*Spot-22*	16.6	7.2	214.1
Spot-7	3.3	1.2	27.1	*Spot-23*	14.5	11.9	286.7
Spot-8	10.1	8.7	53.2	*Spot-24*	8.2	6.6	148.6
Spot-9	10.3	6.1	53.2	***AP5.4***			
Spot-10	7.8	3.7	37.9	*Spot-25*	11.0	7.2	230.6
AP1.2				*Spot-26*	5.3	3.4	196.0
Spot-11	4.2	3.6	47.3	*Spot-27*	4.9	3.2	116.7
Spot-12	3.5	3.0	23.9	***AP5.5***			
Spot-13	2.1	1.6	15.8	*Spot-28*	17.4	1.0	144.7
AP1.4				*Spot-29*	4.9	3.2	116.7
Spot-14	9.7	3.5	245.2	*Spot-30*	7.3	0.5	107.9
Spot-15	2.4	0.6	155.0				
Spot-16	4.6	1.0	159.9				
Spot-17	10.9	5.3	211.3				

Zircons

Spots	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)
ZC1.1				***ZC1.7***			
Spot-31	1055.3	144.4	44.9	*Spot-44*	233.1	86.5	4.8
Spot-32	817.1	95.1	2.0	*Spot-45*	460.3	141.9	3.8
Spot-33	531.3	69.0	1.9	*Spot-46*	340.0	165.3	11.5
ZC1.3				***ZC13.1***			
Spot-34	371.5	60.6	1.8	*Spot-47*	227.3	65.8	3.1
Spot-35	770.0	409.6	4.0	*Spot-48*	1366.8	157.3	3.0
Spot-36	491.3	87.8	2.6	*Spot-49*	898.7	99.7	4.9
ZC1.5				***ZC13.2***			
Spot-37	234.5	86.8	2.7	*Spot-50*	2936.4	308.4	5.5
Spot-38	180.3	82.4	4.4	*Spot-51*	617.9	186.4	2.3
Spot-39	319.6	51.2	1.6	*Spot-52*	777.0	100.5	1.7
ZC1.6							
Spot-40	368.6	169.4	4.1				
Spot-41	2495.1	175.4	3.1				
Spot-42	329.1	152.4	6.0				
Spot-43	974.6	202.4	9.9				

Analyses were performed at Géosciences Montpellier using the equipment available at the AETE-ISO analytical platform of the OSU OREME (University of Montpellier)

Annexe 7

APPENDIX 1: Geological setting

1.1 Hot spring location map

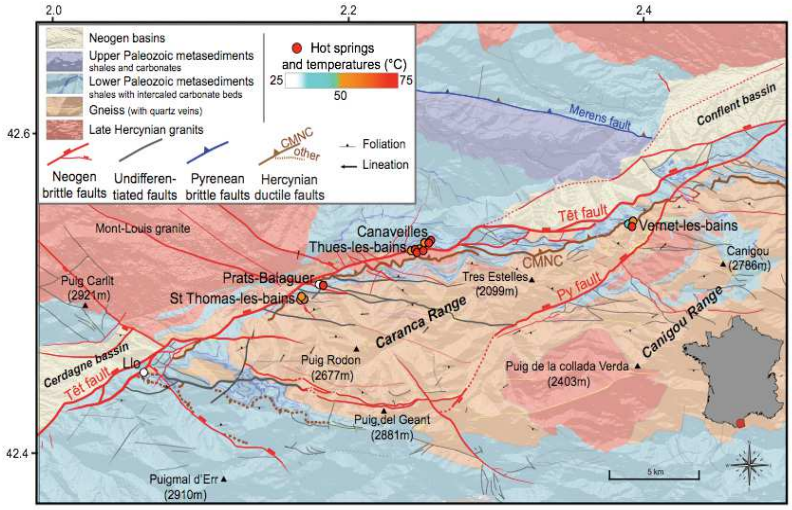


Figure 1.1. *Structural sketch map of the study area (the Têt valley), showing the main faults, lithologies, and hot spring location with the corresponding temperatures. They are distributed on four principal clusters, at the bottom of the Canigou-Carança-Puigmal massifs, along the brittle Têt Fault and the CMNC Hercynian ductile fault (North Canigou Mylonitic Thrust). Some hot springs occur at the intersection between the Têt Fault and subsidiary brittle faults (Taillefer et al.,2017).*

1.2 Outcrop and rock section pictures

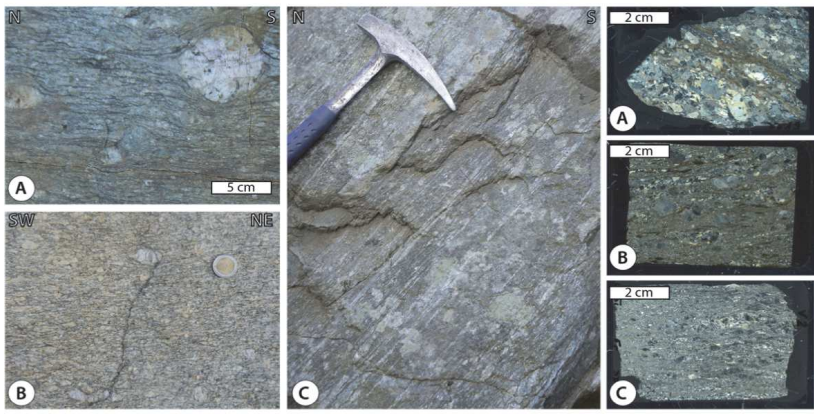


Figure 1.2. *A/ Fractured mylonite from the inner DZ of the Têt fault (sample TET1). B/ Undeformed Canigou gneiss (reference sample TET5). C/ Mylonite from the outer DZ of the Têt fault (sample TET2, 225 m from the Têt fault).*

1.3 Grain quality

1.3.1 Grains photography

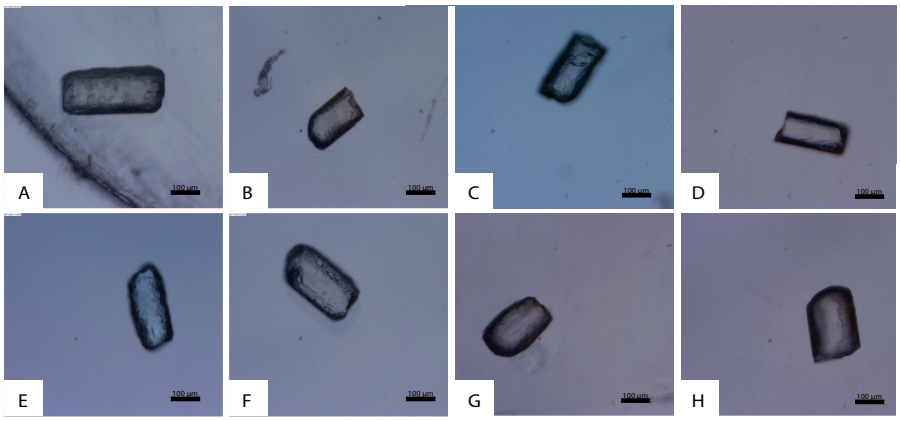


Figure 1.3.1. *Photographs of apatite grains selected for (U-Th)/He analyses taken under binocular. A,B/ Apatite grains from sample TET 1 adjacent to the Têt fault; C,D/ Apatite grains from sample TET5, at around 4 km from the Têt fault; E,F/ Apatite grains from sample TET1.1 in the outer damage zone; G,H/ Apatite grains from sample TET2.1.in the outer damage zone.*

1.3.2 SEM and EDS analyses

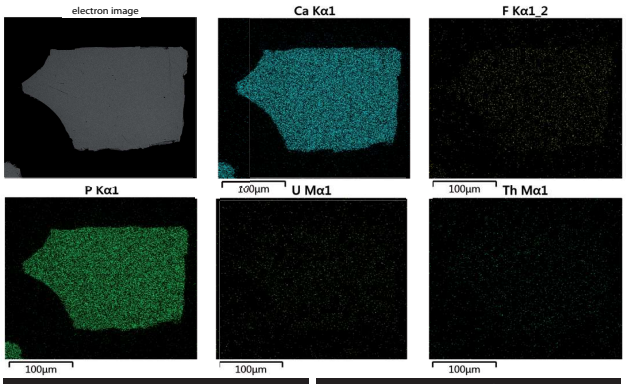
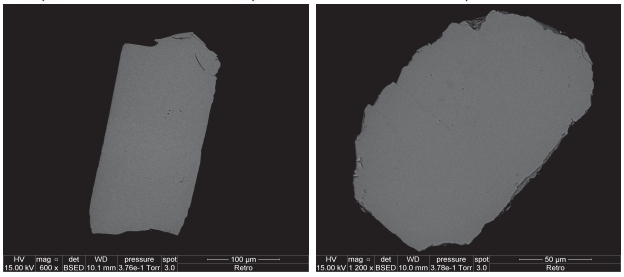


Figure 1.3.2. *SEM and EDS maps of F, P, Ca, Th, U for an apatite grain of sample TET1.*



Backscattered electrons SEM photographs of two other apatite grains of sample TET1 showing the lack of inclusion and zonation. Note that these grains were not selected for (U-Th)/He measurements.

1.4 Fault zone domains

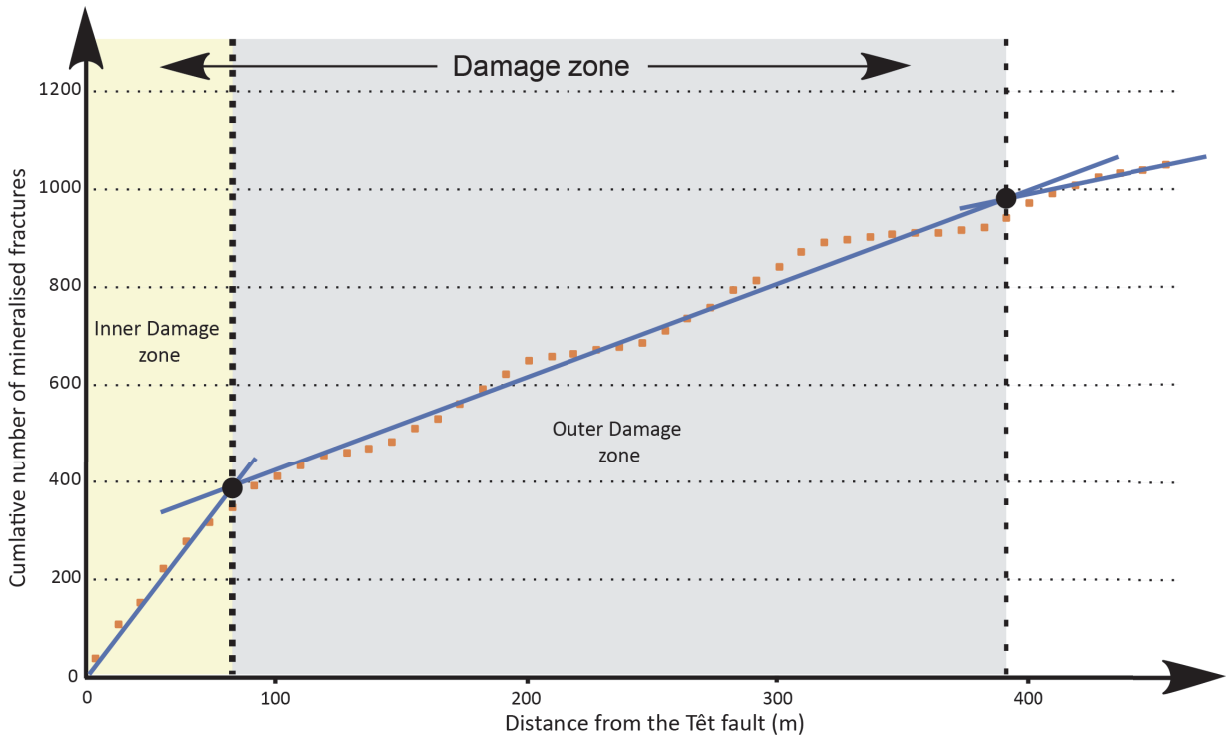


Figure 1.4. *Cumulative number of mineralised fractures vs. distance from the Têt fault. The transition between the inner DZ and outer DZ is marked by a significant slope flattening of the cumulative frequency curve (Choi et al., 2016). Note that the definition of the end of the outer damage zone (here around 400m) is not precise because fractures were measured only over a distance of 500 m due to the lack of outcrops farther from the fault core. However, it is worth noting that the thickness of DZ, is consistent with the damage zone thickness / displacement general scaling law (e.g. Savage and Brodsky, 2011; Mayolle et al., 2019) and the thickness of dense lineaments observed on satellite map close to the fault (Taillefer, 2017).*

APPENDIX 2: Chemical and isotopic data

2.1 Major element contents (microprobe analyses)

TABLE A2. Microprobe analysis apatite chemical results in wt%

Sample/grain	FeO	CaO	F	P2O5	Cl	SiO2	Total
TET 1							
TET1.1	0.01	55.73	4.23	42.48	0.02	0.07	102.55
TET1.1	0.03	55.79	3.56	43.24	0.04	0.07	102.72
TET1.1	0.01	55.87	3.50	41.78	0.03	0.08	101.26
TET1.1	0.02	55.51	3.55	41.97	0.03	0.05	101.13
TET1.2	0.04	55.46	3.49	41.39	0.00	0.07	100.45
TET1.2	0.04	54.75	3.73	41.54	0.00	0.18	100.25
TET1.2	0.01	55.53	3.23	43.27	0.00	0.20	102.24
TET1.3	0.02	55.70	3.33	41.57	0.03	0.05	100.71
TET1.3	0.03	55.02	4.36	42.09	0.04	0.05	101.58
TET1.3	0.03	55.88	3.24	42.07	0.03	0.05	101.29
TET1.3	0.02	55.82	3.94	43.22	0.03	0.06	103.08
TET1.4	0.08	54.88	3.94	42.58	0.00	0.24	101.72
TET1.4	0.08	55.03	3.97	41.78	0.01	0.23	101.10
TET1.4	0.07	54.41	3.65	41.25	0.00	0.22	99.61
TET1.4	0.08	54.96	3.55	41.73	0.01	0.16	100.48
TET1.5	0.02	56.10	2.93	42.54	0.04	0.13	101.75
TET1.5	0.01	55.59	3.83	42.78	0.03	0.14	102.39
TET1.5	0.00	55.48	2.99	39.84	0.03	0.15	98.48
TET1.5	0.03	55.17	2.99	40.34	0.04	0.14	98.72
TET1.6	0.03	55.48	4.29	41.12	0.02	0.06	100.99
TET1.6	0.03	54.44	3.70	40.10	0.03	0.18	98.48
TET1.6	0.04	55.62	3.89	42.09	0.02	0.20	101.87
TET1.6	0.07	55.31	3.18	39.67	0.02	0.15	98.40
TET1.7	0.05	55.38	4.01	40.38	0.02	0.16	100.00
TET1.7	0.07	55.54	3.38	40.90	0.03	0.20	100.10
TET1.7	0.03	54.99	3.71	40.71	0.03	0.13	99.60
TET1.7	0.76	53.65	3.56	38.83	0.02	0.83	97.64
TET1.8	0.04	55.20	3.78	41.32	0.03	0.04	100.41
TET1.8	0.03	54.84	4.24	40.59	0.02	0.03	99.76
TET1.8	0.01	55.27	4.29	39.55	0.02	0.04	99.20
TET1.9	0.00	55.05	4.29	41.01	0.04	0.13	100.53
TET1.9	0.01	55.14	3.52	43.88	0.04	0.08	102.66
TET1.9	0.02	56.02	3.32	43.79	0.03	0.12	103.29
TET 2							
TET2.1	0.00	55.23	3.50	42.53	0.03		101.29
TET2.1	0.01	55.09	4.36	42.11	0.02	0.05	101.63
TET2.1	0.00	55.27	3.09	40.90	0.02	0.04	99.33
TET2.1	0.02	55.52	4.48	43.13	0.03	0.06	103.24
TET2.2	0.04	55.31	3.37	42.34	0.04	0.04	101.15
TET2.2	0.07	54.70	3.44	41.66	0.05	0.03	99.94
TET2.2	0.09	54.81	3.57	43.06	0.08	0.06	101.67
TET2.2	0.06	54.99	3.68	41.71	0.07	0.02	100.53
TET2.3	0.02	55.04	4.37	40.95	0.04	0.04	100.46
TET2.3	0.00	41.35	3.38	39.47	0.03	0.02	84.25
TET2.3	0.01	55.57	4.11	42.84	0.04	0.03	102.60
TET2.3	0.00	55.29	3.84	41.29	0.03	0.05	100.50
TET 3							
TET3.1	0.06	54.80	3.00	42.55	0.02	0.08	100.51
TET3.1	0.03	55.35	3.92	42.43	0.01	0.12	101.86
TET3.2	0.05	55.39	4.44	40.68	0.02	0.14	100.71
TET3.2	0.06	55.79	3.00	42.86	0.02	0.20	101.94
TET 5							
TET5.1	0.01	55.61	4.12	41.87	0.02	0.04	101.66
TET5.1	0.03	55.29	3.45	42.15	0.01	0.04	100.97
TET5.1	0.01	55.97	4.32	45.13	0.01	0.06	105.50
TET5.1	0.01	54.93	3.70	43.12	0.02	0.12	101.89
TET5.2	0.02	55.05	4.92	42.11	0.01	0.16	102.28
TET5.2	0.05	54.97	4.14	42.46	0.00	0.13	101.75
TET5.2	0.01	55.73	3.56	41.20	0.02	0.14	100.65
TET5.2	0.04	54.94	3.81	39.70	0.01	0.16	98.66
TET5.3	0.04	54.23	5.23	41.71	0.01	0.14	101.36
TET5.3	0.02	55.11	4.60	43.29	0.03	0.09	103.13
TET5.3	0.01	55.58	4.99	41.06	0.02	0.19	101.84
TET5.4	0.03	54.90	4.74	39.52	0.00	0.21	99.41
TET5.4	0.02	55.54	4.43	42.35	0.00	0.08	102.43
TET5.4	0.05	55.09	2.86	41.68	0.01	0.21	99.90
TET5.4	0.01	54.98	3.26	41.81	0.01	0.10	100.18
TET 6							
TET6.1	0.07	53.46	3.97	41.05	0.00	0.12	98.67
TET6.1	0.07	55.42	4.04	41.89	0.01	0.11	101.55
TET6.2	0.07	54.70	3.86	42.43	0.01	0.07	101.14
TET6.2	0.06	55.43	3.32	42.73	0.00	0.17	101.72
TET6.3	0.08	55.46	3.47	43.66	0.00	0.08	102.75
TET6.3	0.08	54.82	3.76	42.46	0.02	0.17	101.31
TET 7							
TET7.1	0.04	54.96	3.73	41.94	0.01	0.23	100.92
TET7.1	0.05	55.29	3.79	41.58	0.01	0.22	100.94
TET7.2	0.04	55.29	3.40	41.68	0.02	0.19	100.61
TET7.2	0.00	55.17	4.61	42.74	0.02	0.11	102.66
TET7.3	0.06	55.05	4.28	42.54	0.01	0.17	102.12
TET7.3	0.07	55.20	3.80	42.13	0.02	0.07	101.28

Analyses were conducted on different apatite grains than apatite grains date with (U-Th)/He method.

2.2 Apatite (U-Th)/He results

TABLE A1. Results of (U-Th)/He analyses on apatites

Sample number	Location Lat (N)	Location Lon (E)	Elevation m	Mass µg	Rs µm	U ppm	Th ppm	eU ppm	Th/U	4He ncc/g	± s ncc/g	Ft	Raw age Ma	Error ±1σ (Ma)	Corrected age Ma	Error ±1σ (Ma)
TET 1																
TET1/01	42.52819	2.24912	776	4.1	55.6	16.5	7.9	18.6	0.5	30041.0	300.4	0.78	13.5	0.4	**17.3**	0.9
TET1/02	42.52819	2.24912	776	4.3	55.7	7.9	3.9	8.8	0.5	21799.1	218.0	0.78	20.4	0.6	**26.2**	1.3
TET1/03	42.52819	2.24912	776	5.0	44.9	3.8	3.5	4.6	0.9	12769.7	127.7	0.72	23.1	1.2	**31.9**	2.1
TET1/04	42.52819	2.24912	776	9.4	74.1	14.9	15.4	18.6	1.0	64252.1	642.5	0.86	28.6	0.3	**33.4**	1.0
TET1/05	42.52819	2.24912	776	3.5	51.3	19.3	10.4	21.8	0.5	48623.6	486.2	0.76	18.5	0.6	**24.4**	1.2
TET1/06	42.52819	2.24912	776	2.9	50.6	14.0	15.7	17.7	1.1	60005.5	600.1	0.77	28.0	0.8	**36.6**	1.7
TET1/07	42.52819	2.24912	776	4.8	60.0	43.8	6.5	45.3	0.1	19579.8	587.4	0.84	3.6	0.1	**4.0**	0.2
TET1/08	42.52819	2.24912	776	4.1	56.6	19.7	13.7	23.0	0.7	49574.6	1487.2	0.77	17.9	0.5	**23.2**	1.1
TET1/09	42.52819	2.24912	776	3.8	51.1	18.6	25.4	24.7	1.4	80098.0	1602.0	0.75	26.9	0.4	**36.1**	1.6
TET1/10	42.52819	2.24912	776	4.2	59.0	14.1	14.1	17.5	1.0	68449.6	2053.5	0.79	32.5	0.6	**41.2**	1.9
TET1.1																
TET1.1/01	42.52611	2.24306	900	13.2	80.0	1.5	1.2	1.8	0.8	726.8	36.3	0.85	3.4	0.3	**4.0**	0.5
TET1.1/02	42.52611	2.24306	900	17.6	69.4	6.2	1.0	6.4	0.2	1355.6	54.2	0.79	1.7	0.2	**2.2**	0.3
TET1.1/03	42.52611	2.24306	900	23.9	80.0	13.3	1.1	13.6	0.1	10513.8	420.6	0.82	6.4	0.3	**7.8**	0.5
TET1.1/04	42.52611	2.24306	900	25.4	81.7	5.7	2.4	6.2	0.4	13032.9	391.0	0.82	17.3	0.4	**21.1**	1.0
TET1.1/05	42.52611	2.24306	900	10.6	65.6	7.2	4.8	8.3	0.7	4025.6	161.0	0.78	2.7	0.4	**3.4**	0.6
TET1.1/06	42.52611	2.24306	900	5.3	50.0	7.2	4.5	8.3	0.6	2261.4	113.1	0.80	0.9	0.2	**1.1**	0.2
TET1.1/07	42.52611	2.24306	900	4.6	46.5	14.2	5.0	15.4	0.4	62412.6	624.1	0.81	8.5	0.4	**10.6**	0.5
TET 2																
TET 2/01	42.52597	2.24502	908	6.6	50.9	8.8	3.0	9.5	0.3	5879.0	235.2	0.75	5.1	0.4	**6.8**	0.5
TET 2/02	42.52597	2.24502	908	8.3	56.1	117.1	15.7	120.9	0.1	52741.9	1054.8	0.79	3.6	0.1	**4.6**	0.2
TET 2/03	42.52597	2.24502	908	7.5	53.7	22.2	0.6	22.3	0.0	1778.2	88.9	0.78	0.7	0.1	**0.9**	0.1
TET 2/04	42.52597	2.24502	908	5.6	44.4	64.4	1.7	64.8	0.0	13460.6	403.8	0.73	1.7	0.1	**2.4**	0.1
TET2.1																
TET2.1/01	42.52417	2.24389	1032	9.7	70.4	8.4	3.7	9.3	0.4	9127.7	365.1	0.79	8.1	0.3	**10.3**	0.8
TET2.1/02	42.52417	2.24389	1032	14.8	72.7	31.5	1.8	32.0	0.1	9746.2	389.8	0.81	2.5	0.2	**3.1**	0.4
TET2.1/03	42.52417	2.24389	1032	10.6	65.6	7.2	4.8	8.3	0.7	4432.9	221.6	0.79	4..4	0.3	**5.6**	0.5
TET2.1/04	42.52417	2.24389	1032	5.3	50.0	7.2	4.5	8.3	0.6	4296.7	171.6	0.77	4.3	0.3	**5.6**	0.6
TET2.1/05	42.52417	2.24389	1032	4.6	46.5	14.2	5.0	15.4	0.4	9108.3	273.2	0.78	4.9	0.4	**6.3**	0.5
TET 3																
TET 3/01	42.52153	2.24116	1134	7.0	54.3	40.3	100.3	64.4	2.5	71163.4	711.6	0.77	9.2	0.1	**11.9**	0.4
TET 3/02	42.52153	2.24116	1134	9.1	57.4	26.4	4.0	27.4	0.1	33514.2	670.3	0.77	10.1	0.1	**13.1**	0.4
TET 3/03	42.52153	2.24116	1134	5.1	59.4	30.7	11.8	33.5	0.4	32649.6	979.5	0.79	8.1	0.2	**10.2**	0.5
														Mean	**11.7**	0.9
TET 4																
TET4/01	42.51175	2.25487	1390	7.8	53.6	7.9	1.1	8.2	0.1	11341.8	340.3	0.79	11.5	0.5	**14.6**	0.8
TET4/02	42.51175	2.25487	1390	15.4	72.8	44.1	16.2	48.0	0.4	63334.8	1266.7	0.83	10.9	0.1	**13.1**	0.3
TET4/03	42.51175	2.25487	1390	4.5	57.3	20.7	5.0	21.9	0.2	26446.6	793.4	0.79	10.0	0.3	**12.7**	0.6
TET4/04	42.51175	2.25487	1390	7.4	66.1	53.4	2.2	53.9	0.0	76322.9	763.2	0.81	11.7	0.1	**14.4**	0.5
														Mean	**13.7**	0.5
TET 5																
TET5/01	42.49078	2.23036	1900	11.2	53.8	9.4	5.1	10.6	0.5	20897.8	418.0	0.77	16.3	0.3	**21.1**	0.9
TET5/02	42.49078	2.23036	1900	14.1	58.3	11.5	4.5	12.6	0.4	22997.0	459.9	0.79	15.1	0.2	**19.2**	0.7
TET5/03	42.49078	2.23036	1900	14.8	58.3	10.6	6.6	12.1	0.6	27566.0	551.3	0.79	18.8	0.2	**24.0**	0.8
TET5/04	42.49078	2.23036	1900	12.5	55.6	8.6	5.0	9.8	0.6	16118.3	483.5	0.78	13.6	0.3	**17.4**	0.5
TET5/05	42.49078	2.23036	1900	11.9	55.0	6.3	2.7	7.0	0.4	11473.4	344.2	0.78	13.6	0.4	**17.4**	0.8
TET5/06	42.49078	2.23036	1900	5.5	63.7	13.9	6.5	15.5	0.5	34660.8	346.6	0.80	18.5	0.3	**23.1**	0.6
TET5/07	42.49078	2.23036	1900	7.6	65.0	11.7	6.5	13.2	0.6	26799.9	536.0	0.81	16.8	0.2	**20.7**	0.8
														Mean	**20.4**	1.2
TET 6																
TET6/01	42.52723	2.26000	962	8.8	57.3	7.5	6.6	9.1	0.9	2324.7	93.0	0.78	2.1	0.2	**2.7**	0.3
TET6/02	42.52723	2.26000	962	8.6	55.8	10.7	5.9	12.2	0.6	25268.6	505.4	0.78	17.2	0.3	**22.2**	0.9
TET6/03	42.52723	2.26000	962	6.2	50.5	15.8	8.8	17.9	0.6	36133.8	722.7	0.76	16.7	0.3	**22.1**	0.9
TET6/04	42.52723	2.26000	962	13.7	67.5	5.2	1.8	5.7	0.3	16993.8	509.8	0.80	24.8	0.5	**30.9**	1.2
TET 7																
TET7/01	42.5275	2.30057	1241	12.5	65.0	7.7	7.2	9.4	0.9	12101.5	363.0	0.81	10.7	0.3	**13.3**	0.6
TET7/02	42.5275	2.30057	1241	7.1	52.0	8.2	8.8	10.3	1.1	14250.2	427.5	0.74	11.4	0.3	**15.4**	0.7
TET7/03	42.5275	2.30057	1241	6.2	50.9	34.3	10.6	36.8	0.3	38058.7	761.2	0.76	8.6	0.2	**11.2**	0.5
TET7/04	42.5275	2.30057	1241	11.7	66.0	15.2	6.5	17.0	0.5	19018.6	570.6	0.79	11.1	0.3	**13.5**	0.7
														Mean	**13.4**	0.9

Note: Apatite (U-Th)/He analyses were conducted in the Noble Gas laboratory of Geosciences Montpellier, Montpellier 34000 (France)

2.3 Plots of AHe ages against eU, Th/U and equivalent radius (Rs)

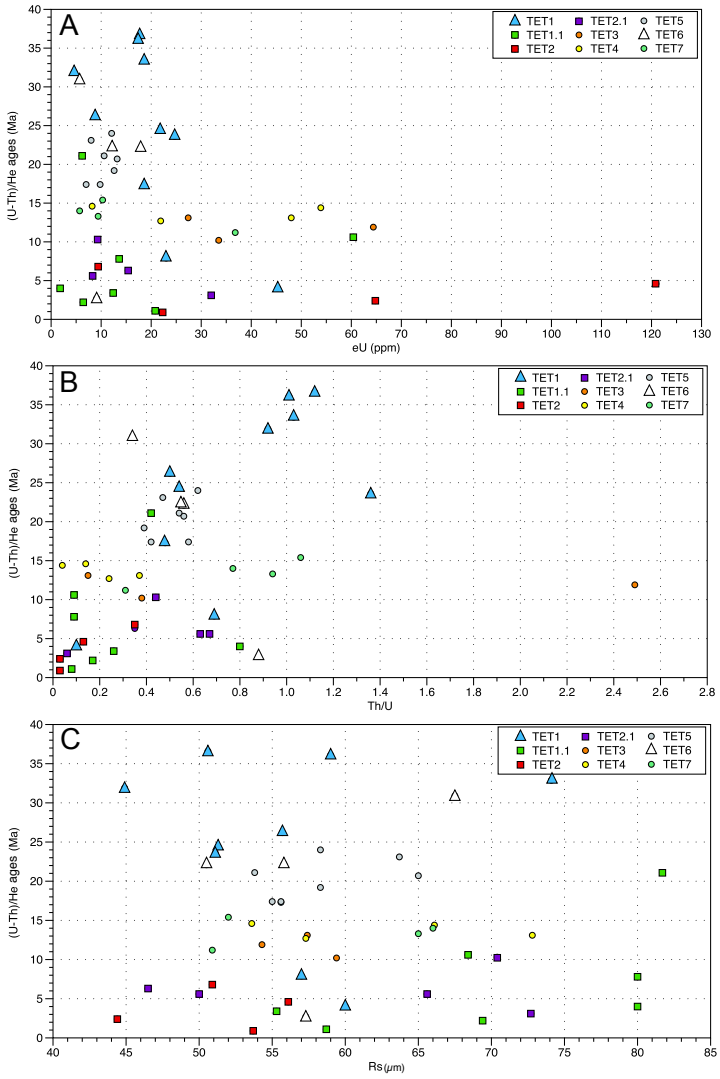


Figure 2.3. *Circles: samples outside the DZ, Squares: samples from the outer DZ, Triangles: samples from the inner DZ*

A/ Distribution of AHe ages as a function of eU values for all dated apatites. For most apatite grains, eU ([U]+0.235x[Th]) is below 25 ppm. B/ Distribution of AHe ages as a function of Th/UC/ AHe ages versus apatite equivalent radius Rs shows ranges between 44 and 82 but no correlation between AHe ages and Rs.

APPENDIX 3: Numerical modelling of AHe ages in the damage zone using QTQt

3.1 Inputs for thermal history simulation in the Carança massif

Figure 5 (QTQt model)	
Samples and data used in simulations	
AHe data	
TET3	
TET4	
TET5	
TET7	
AFT data (Maurel et al., 2008)	Used as geologic constraint in the simulations
ZHe data (Maurel et al., 2008)	Used as geologic constraint in the simulations
Data treatment, uncertainties, and other relevant constraints	
AHe data	
Treatment: Each of the 4 samples was used as a separate constraint in QTQt. Uncorrected ages for alpha-ejection in QtQT using Farley et al. (1996)	
He ages (Ma): Uncorrected He age of each apatite grain	
Error (Ma) applied in modelling: the 1σ sample standard deviation	
r (µm): equivalent radius of each apatite grain	
eU (ppm): eU of each apatite grain	
eU zonation: none	
Additional geologic information	
Assumption	*Explanation*
At surface temperature of 15 ± 10°C by 0 Ma	Large range for surface temperature center on the mean surface temperature on earth
Motion of Canigou and Carança massif	Têt fault is the major fault in the area responsible of vertical uplift in the Canigou footwall (Maurel et al., 2008)
System and model specific parameters	
He kinetic model: Gautheron et al. (2009)	
Modelling code: QTQt v.5.6.2a	
Number of MCMC chain 100000	

3.2 Numerical modelling of AHe ages in the DZ using QTQt

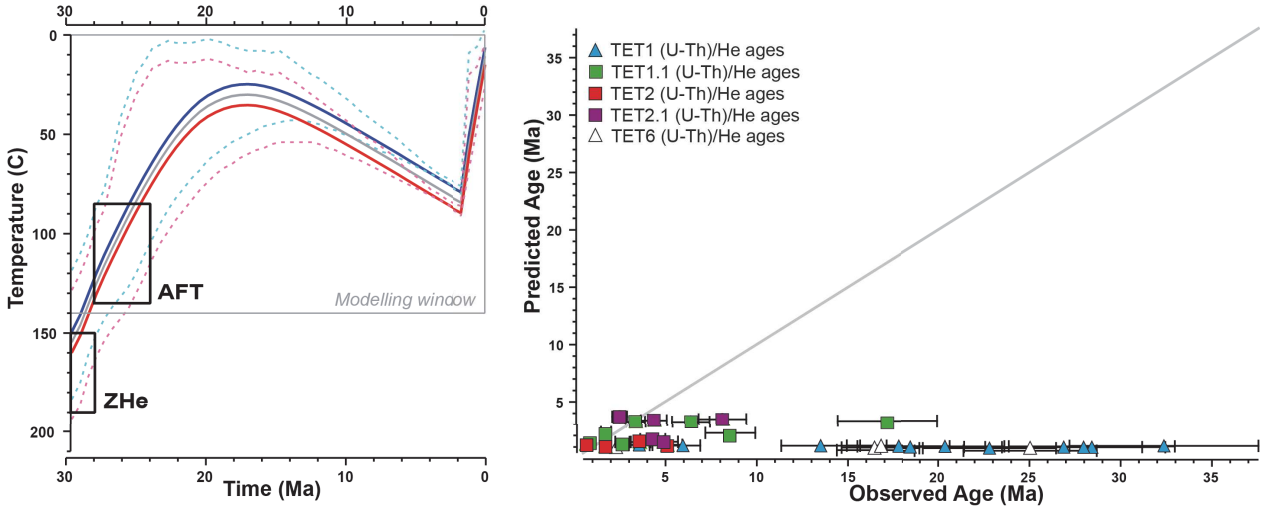


Figure 3.2. *QTQt models (Gallagher, 2012) for the DZ samples (samples TET1; 1.1; 2 and 2.1) using Gautheron et al. (2009) diffusion model. AFT and ZHe data are from Maurel et al. (2008). Dashed lines are 95% confidence intervals.*

Left graph shows predicted ages vs. observed ages, displaying a bad fit for samples in the inner DZ (TET1 and TET6) but also for samples in the outer DZ (TET1.1; 2 and 2.1)

3.3 Numerical modelling of AHe ages in the outer DZ using HeFty

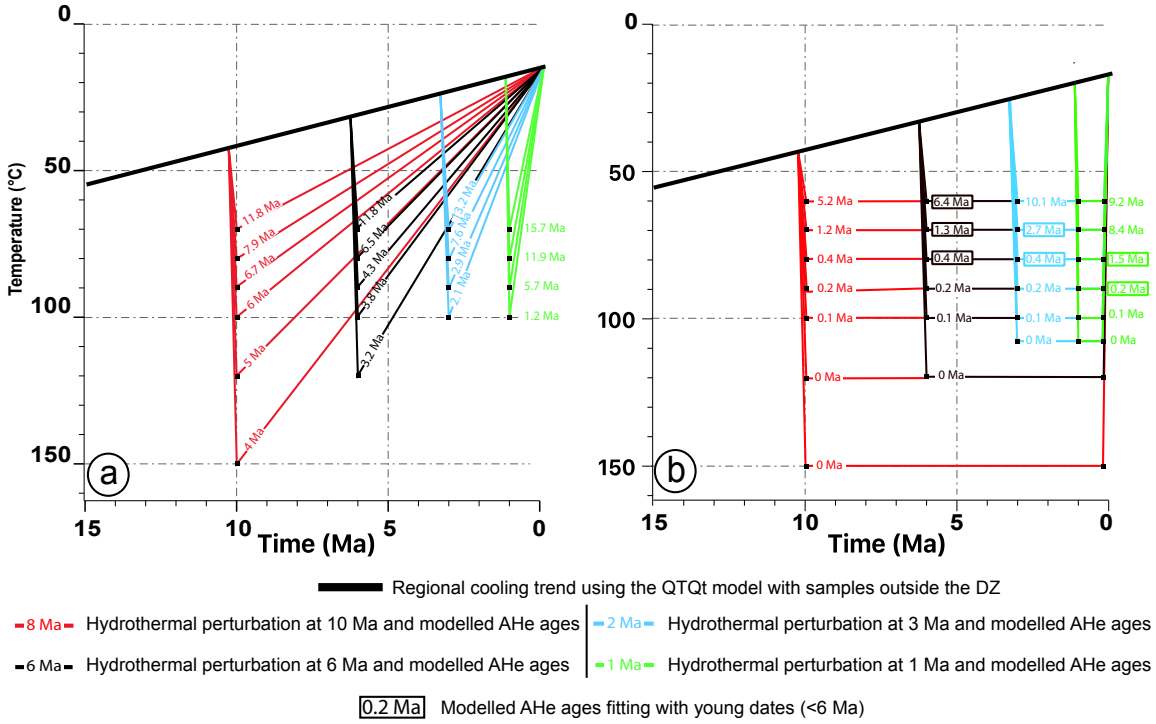


Figure 3.3. *Forward thermal models realised with HeFTy program (Ketcham et al., 2005) and using Farley (2000) diffusion model, allowing to calculate the thermal effect of a short-lived nearly instantaneous (A) or a steady-state (B) hydrothermal system with an onset at 10 Ma, 6 Ma, 3 Ma and 1 Ma and at various temperatures that is superimposed on the regional cooling history estimated from samples outside the DZ (Fig. 5). We do not consider radiation damage effects in these models (Gautheron et al., 2009; Flowers et al., 2009) due to the open behaviour of the DZ apatites for U and Th supported by REE mobility.*

Computed AHe ages are indicated on the temperature-time path considering an apatite equivalent radius of 55□m (close to the mean Rs of analysed apatites). Model (A) is able to produce AHe ages younger than 6 Ma with reheating temperatures over than 80°C. In model (B) a permanent hydrothermal activity during 10 Ma (red lines) is excluded due to the post-Miocene tectonic activity. The most relevant thermal models to explain young apatite ages of outer DZ (framed) suggest heating duration below 6 Ma with reheating temperatures between 60°C and 90°C. Model (B) is favoured because the time needed to stabilise an hydrothermal loop and obtain actual hot spring temperatures is around 3 Ma (Taillefer et al., 2018).

References:

Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K. and Kim, Y.-S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach: Earth-Science Reviews, 152, p. 70–87, doi: 10.1016/j.earscirev.2015.11.006.

Farley, K. A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B2), 2903-2914.

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

Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modelling for quantitative thermochronology, J. Geophys Res. 117, B02408, DOI:10.1029/2011JB00882.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. Chemical Geology, 266(3-4), 157-170.

Ketcham, R.A., Gautheron, C., and Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 75, p. 7779–7791, doi: 10.1016/j.gca.2011.10.011.

Ketcham, R. A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. Reviews in mineralogy and geochemistry, 58(1), 275-314.

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

Mayolle, S., Soliva, R., Caniven, Y., Wibberley, C., Ballas, G., Milesi, G. and Dominguez, S., 2019. Scaling of fault damage zones in carbonate rocks: Journal of Structural Geology, 124, p. 35–50, doi: 10.1016/j.jsg.2019.03.007.

Savage, H.M. and Brodsky, E.E., 2011. Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones: Journal of Geophysical Research, 116, doi: 10.1029/2010JB007665.

Taillefer, A., Guillou-Frottier, L., Soliva, R., Magri, F., Lopez, S., Courrioux, G., Millot, R., Ladouche, B. and Le Goff, E., 2018. Topographic and Faults Control of Hydrothermal Circulation Along Dormant Faults in an Orogen: Geochemistry, Geophysics, Geosystems,, doi: 10.1029/2018GC007965.

Taillefer, A., Soliva, R., Guillou-Frottier, L., Le Goff, E., Martin, G., and Séranne, M., 2017. Fault-Related Controls on Upward Hydrothermal Flow: An Integrated Geological Study of the Têt Fault System, Eastern Pyrénées (France): Geofluids, v. 2017, p. 1–19, doi: 10.1155/2017/8190109.

Taillefer, A., 2017. Interactions entre tectonique et hydrothermalisme : Rôle de la faille normale de la Têt sur la circulation hydrothermale et la distribution des sources thermales des Pyrénées Orientales.: Montpellier, 242 p.

Annexe 8

Supplement Section S.1 Fault outcrop

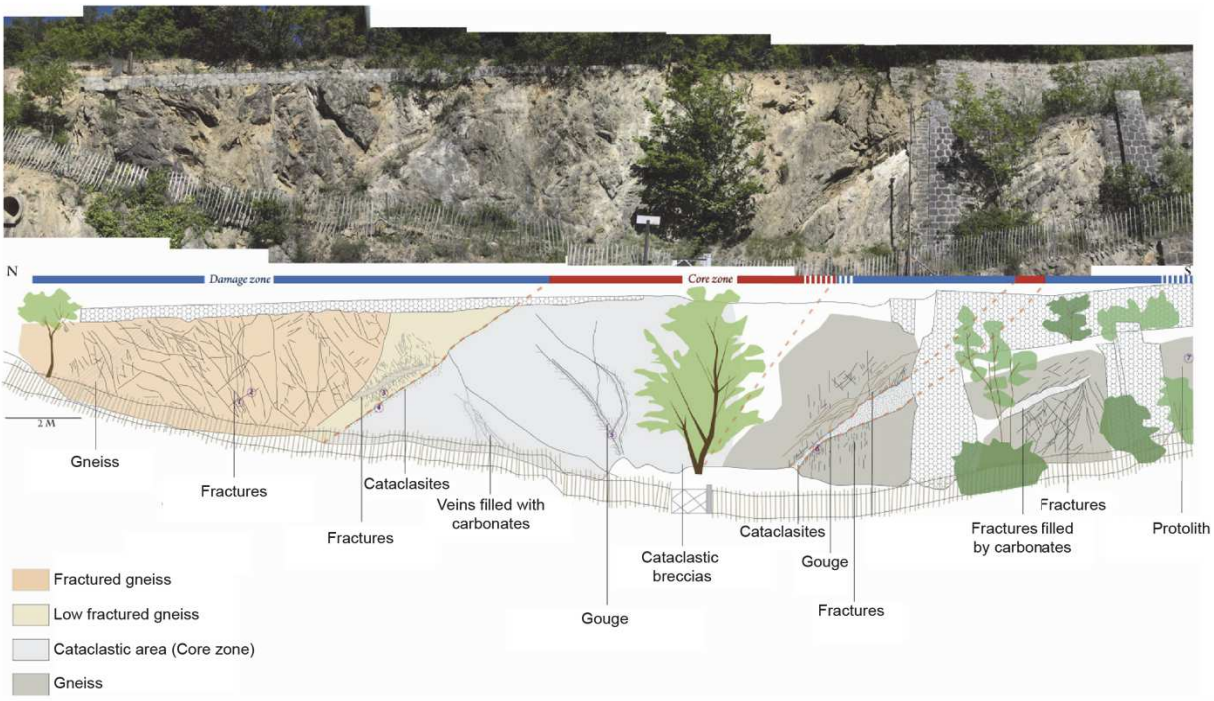


Figure S.1. *Photo of the Têt fault at Thuès-les-Bains station with interpretation of the fault zone below where Core Zone and Damage zone are distinguished (modified from Martin, 2014). We can see lenses of gneiss preserved near the fault contact and in the damage zone close to the fault.*

Supplement Section S.2 Hot spring water analyses

Table S.2. *Anion et cation composition of hydrothermal hot springs (ST and PB: Saint-Thomas les bains hot spring cluster, TB and CA: Thuès hot spring cluster, VB: Vernet-les-bains,). In bold, data for water potentially mixed with meteoric water from the St-Louis hot spring in Thuès-les-bains hot spring cluster (from Taillefer, 2017).*

Cluster		Llo	ST		PB	TB			VB		Ca.
		Llo	Gd Source	Bar.1	Aig.1	St-Louis	Casc. Amont	Casc. Bas	Du Parc	Vap.	Gr. A - Riv.
Ca	mg/l	2.3	1.5	1.4	1.5	**10.1**	1.7	1.5	1.5	3	1.4
Mg	mg/l	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	**0.7**	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Na	mg/l	65.4	55.3	56.4	57	45.8	60.3	60.5	57.2	55.2	60.9
K	mg/l	1.8	1.4	1.3	1.5	1.8	2.4	2.3	1.8	1.9	2.3
NH_4	mg/l	0.25	0.29	0.32	0.33	**<0.05**	0.3	0.29	0.2	0.12	0.29
CO_3	mg/l	21	30	30	33	**<10**	29	30	25	20	33
HCO_3	mg/l	29	27	31	29	**91**	34	32	39	45	31
Cl	mg/l	6.8	8.9	9.2	9.3	8.7	10	9.9	8.4	8.1	7.9
NO_3	mg/l	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	**0.5**	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
SO_4	mg/l	51	25.8	25.7	25.7	36.1	28.7	28.3	27.4	37.2	29.5
PO_4	mg/l	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
NO_2	mg/l	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
F	mg/l	17.5	7.4	7.7	7.8	5.3	7.9	7.9	6.9	6.7	7
Ag	$\mu g\,l^{-1}$	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al	$\mu g\,l^{-1}$	6.53	23.5	18.2	24.3	6.15	39.5	60.2	21.3	14.1	31.4
As	$\mu g\,l^{-1}$	0.07	6.41	5.77	6.6	5.83	3.42	3.67	0.34	1.66	5.78
B	$\mu g\,l^{-1}$	96.3	109	107	124	221	272	293	301	305	157
Ba	$\mu g\,l^{-1}$	21.4	12.6	22.3	86.6	6.05	40.2	109	67.5	153	143
Be	$\mu g\,l^{-1}$	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cd	$\mu g\,l^{-1}$	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr	$\mu g\,l^{-1}$	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Cu	$\mu g\,l^{-1}$	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Fe	$\mu g\,l^{-1}$	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Li	$\mu g\,l^{-1}$	95.3	78	80.1	81.3	71.1	87.7	87.7	69.5	75	93.9
Mn	$\mu g\,l^{-1}$	0.15	0.11	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	$\mu g\,l^{-1}$	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Pb	$\mu g\,l^{-1}$	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.2	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
SiO_2	$\mu g\,l^{-1}$	55.6	75.3	72.3	79.1	71.8	92.2	92.7	72.7	70.2	91.2
Sr	$\mu g\,l^{-1}$	67	21.9	25.8	20.5	57.8	29.8	28.8	43	75.9	31.9
Zn	$\mu g\,l^{-1}$	0.87	1.91	1.32	3.53	3.19	1.5	2.65	1.51	2.98	2.86

Supplement Section S.3 Apatite grains

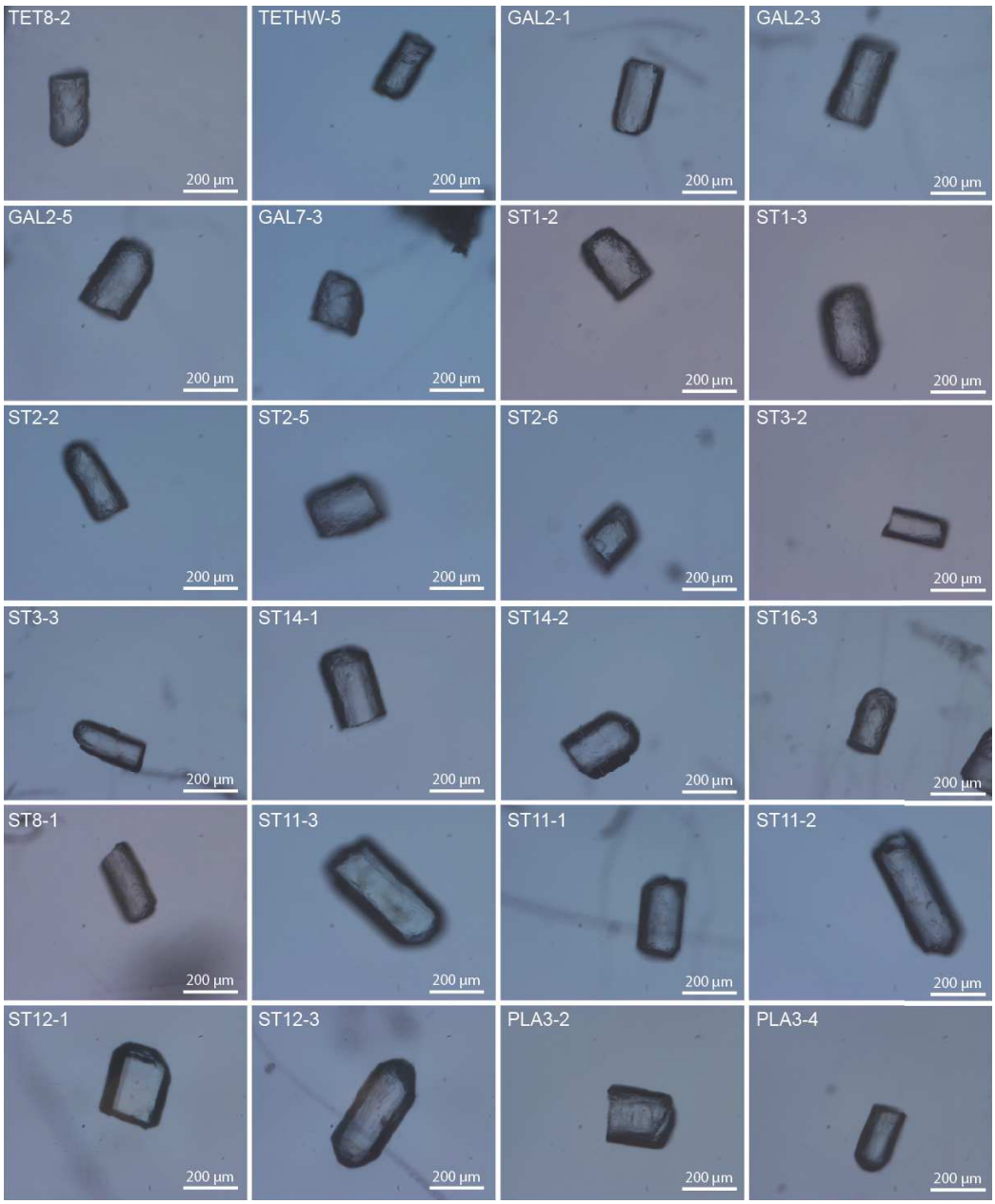


Figure S.3. *Photographs of apatite grains selected for (U-Th)/He analyses taken under binocular. Sample name is indicated on the upper left corner. Note that apatites are basically well preserved in the damage zone and outside damage zone.*

Supplement Section S.4 REE analyses

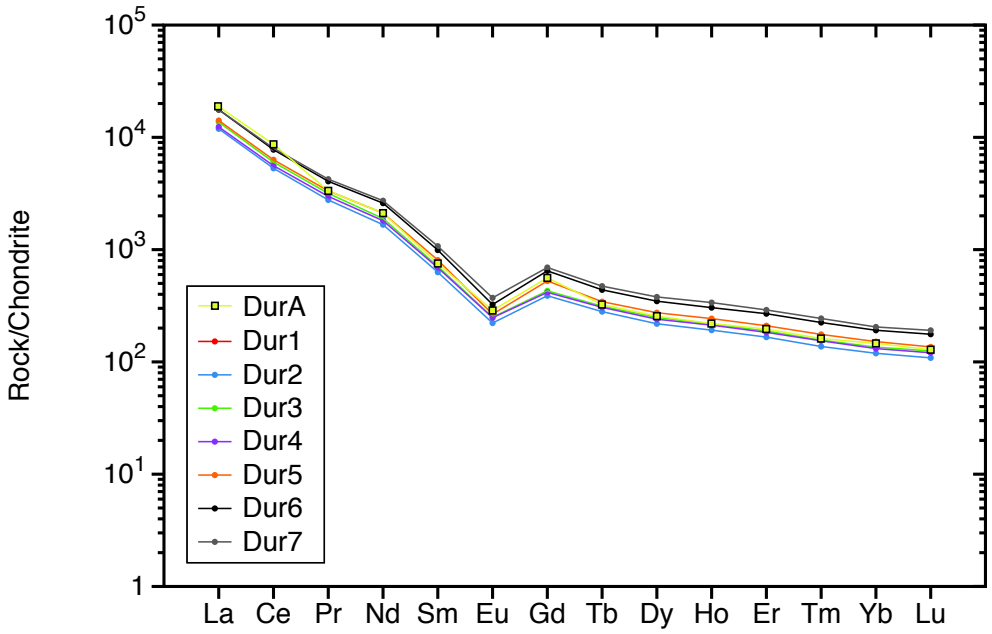


Figure S.4.1. *REE patterns for Durango apatite standards, consistent with DurA analysis of Chew et al. (2016).*

Table S.4.2. *Chondrite normalised REE content of dated apatite grains according to Sun and McDonough (1989).*

Profil	Name	AHe ages	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑REE
Footwall samples																	
	TET1-2	23.2	557.0	756.2	902.2	1048.2	1526.4	132.9	1858.2	1930.7	1744.1	1354.5	1010.9	785.5	585.4	471.0	14663.3
	TET1-3	36.1	744.2	951.5	1106.5	1248.8	1852.8	150.9	2227.8	2287.1	1980.0	1434.9	1030.8	776.8	549.8	444.6	16786.5
	TET1-4	41.2	421.9	571.5	694.8	821.7	1218.2	112.2	1525.8	1543.4	1333.7	986.5	700.1	534.9	387.3	310.5	11162.4
	TET1.1-1	4.0	82.7	110.1	138.3	164.7	249.8	40.7	305.5	306.7	263.7	191.0	137.4	101.2	76.8	61.7	2230.2
	TET1.1-2	2.2	133.9	168.9	206.4	240.8	355.2	58.8	416.4	417.5	359.5	268.5	194.8	150.0	116.6	92.2	3179.3
	TET1.1-4	21.1	284.7	394.7	446.0	499.0	706.1	54.1	819.6	845.0	743.8	549.7	392.3	304.1	238.6	183.0	6460.9
	TET1.1-11	3.4	197.7	262.1	320.7	375.7	555.5	86.1	665.1	656.7	556.2	417.8	316.8	241.6	195.8	155.2	5003.1
	TET1.1-12	1.1	230.9	297.0	361.9	434.0	629.7	93.0	764.9	758.1	672.7	538.5	413.7	318.7	243.3	196.5	5953.0
TET Profile	TET1.1-13	10.6	537.0	671.7	785.5	885.5	1266.6	206.1	1447.7	1460.7	1279.3	1007.2	769.3	623.9	508.4	403.1	11852.2
	TET2.1-1	10.3	122.1	166.4	215.5	269.4	282.1	84.7	269.2	206.1	175.0	156.7	133.4	108.3	93.0	92.5	2374.3
	TET2.1-2	3.1	63.4	87.6	110.3	134.2	163.0	26.4	176.8	151.7	130.4	107.2	81.3	59.2	43.3	39.2	1374.1
	TET2.1-3	0.3	8.5	5.5	3.4	2.5	1.9	0.7	1.2	1.0	1.0	0.9	0.9	1.0	0.9	0.7	30.2
	TET2.1-4	5.6	111.4	137.0	168.8	208.2	216.5	56.7	208.4	170.0	151.5	137.0	121.4	104.8	91.7	86.5	1969.8
	TET2.1-11	5.6	112.0	136.7	173.7	221.5	255.1	77.1	250.6	202.6	178.3	165.7	152.3	135.4	110.0	109.5	2280.5
	TET2.1-12	6.3	142.0	182.7	233.0	301.1	357.4	91.7	365.0	303.5	279.1	263.2	237.8	211.5	188.8	175.8	3332.6
	TET5-2	23.1	386.3	501.6	571.0	632.4	898.7	68.0	1039.7	1057.6	920.0	676.0	486.8	369.9	284.9	222.7	8115.7
	TET5-4	20.7	456.8	590.5	685.9	757.0	1071.9	83.8	1259.4	1319.8	1166.2	870.8	634.2	485.7	377.2	305.0	10064.2
	CAR7-1	11.2	430.4	578.5	696.0	800.6	1130.2	169.8	1323.6	1345.1	1187.9	914.5	686.3	543.6	415.9	339.7	10562.3
CAR sample	CAR7-2	7.6	131.3	178.7	217.5	264.4	383.7	71.4	463.8	454.1	395.3	298.2	216.4	159.6	116.3	93.6	3444.3
	CAR7-3	10.4	199.4	236.7	272.2	315.1	450.3	66.1	523.0	522.8	461.1	350.8	268.4	215.4	174.3	142.6	4198.1
	CAR7-4	12.4	470.0	605.9	714.5	830.7	1149.5	216.5	1379.8	1380.4	1222.3	951.2	719.1	551.9	427.9	354.2	10973.8
	CAR7-5	13.8	285.1	365.2	431.1	506.1	709.7	113.9	828.5	815.1	705.1	534.7	385.0	275.3	192.6	154.8	6302.2
	CAR7-6	14.3	554.3	740.8	868.3	989.4	1427.5	135.3	1645.1	1678.9	1473.2	1146.6	871.5	702.0	579.8	451.9	13264.7
	GAL7-1	10.6	220.6	251.0	285.5	326.8	271.9	105.1	269.8	192.4	164.4	152.8	133.9	121.5	118.5	142.2	2756.5
	GAL7-2	10.0	1011.8	1103.8	1145.6	1188.2	975.3	236.3	863.1	669.5	574.4	527.1	443.3	381.1	330.9	340.6	9790.9
	GAL7-3	10.6	764.1	829.9	848.8	884.5	685.2	271.9	598.0	432.9	370.5	348.0	315.0	285.1	278.7	328.3	7240.9
GAL Profile	GAL7-4	10.1	366.4	419.3	483.2	600.1	929.5	158.4	1564.3	1742.2	1881.8	1912.1	1811.4	1711.3	1604.9	1445.4	16630.3
	GAL3-1	14.1	379.6	412.0	461.7	526.7	447.4	158.1	608.2	387.3	312.9	278.5	202.5	177.5	156.9	171.0	4680.4
	GAL3-2	10.8	246.9	266.0	294.4	339.2	290.0	94.8	409.3	249.8	190.6	165.8	114.3	98.1	78.2	87.2	2924.5
	GAL3-3	8.6	509.8	503.2	521.3	555.0	436.7	141.5	606.8	360.6	282.3	249.2	181.1	158.5	124.6	143.5	4774.2
	GAL3-4	10.6	489.5	486.6	515.7	552.7	425.8	157.6	552.8	350.2	277.9	251.0	176.8	154.2	137.8	149.8	4678.5
	ST15-1	11.2	53.1	68.1	102.2	175.3	457.0	72.3	868.0	1004.0	1097.2	1124.3	1023.5	869.4	741.9	633.6	8289.6
	ST15-2	12.3	169.7	227.9	278.2	332.9	475.1	47.3	528.2	501.4	429.4	340.5	267.4	241.8	226.5	186.3	4252.5
	ST16-1	12.5	187.5	256.9	324.3	388.9	606.7	56.6	700.4	699.8	603.8	458.0	339.8	265.8	211.0	169.6	5269.2
	ST16-2	15.2	271.8	386.3	488.9	588.8	915.8	86.0	1033.3	1050.3	923.9	701.9	535.0	431.3	342.0	266.4	8021.8
	ST16-3	15.2	343.7	475.2	593.5	730.1	1051.0	103.5	1170.7	1154.3	1038.1	835.6	668.3	590.9	551.2	457.0	9763.0
	ST2-1	16.4	269.6	348.1	409.8	470.1	642.4	78.3	652.4	647.4	590.9	483.4	400.1	334.0	279.8	218.3	5824.5
	ST2-2	14.8	494.6	665.4	835.2	986.8	1329.4	141.1	1336.4	1304.8	1203.7	1025.4	850.2	727.8	594.2	467.6	11962.7
	ST2-3	12.1	10842.3	5392.9	3483.7	2799.5	2537.9	385.6	2622.7	2579.2	2358.0	1995.0	1625.5	1315.9	1024.6	817.3	39780.0
	ST2-4	9.2	5460.6	2576.3	1552.8	1206.6	937.9	157.4	832.0	776.1	705.8	598.4	509.9	441.9	368.6	293.8	16418.1
	ST2-5	15.7	1015.1	1362.1	1645.6	1864.9	2187.0	227.4	2023.3	1959.1	1832.8	1583.7	1381.4	1238.1	1086.6	872.9	20279.8
ST Profile	ST2-6	16.3	580.1	796.4	979.5	1145.0	1493.5	156.9	1485.7	1429.4	1331.1	1096.1	916.9	798.1	644.9	517.3	13370.9
	ST4-1	16.5	618.8	758.4	862.8	879.4	1342.0	192.0	1541.9	1712.4	1444.7	1026.4	752.7	597.6	461.7	357.9	12548.8
	ST4-2	17.2	1023.6	1228.1	1329.9	1336.5	1997.1	267.0	2346.2	2667.7	2272.9	1645.3	1236.2	997.1	802.4	620.1	19770.2
	ST4-3	16.5	766.7	944.8	1043.3	1044.0	1632.3	212.6	1872.2	2122.5	1788.7	1268.8	927.0	743.9	583.1	450.6	15400.4
	ST4-4	16.2	637.2	774.8	851.9	861.1	1330.7	184.1	1545.3	1714.5	1438.3	1004.2	738.1	583.2	450.6	353.4	12467.4
	ST4-5	20.3	456.3	571.6	637.2	650.7	1026.9	143.3	1169.3	1308.4	1080.3	754.8	542.4	433.2	335.1	260.4	9369.9
	ST8-1	21.6	807.9	1023.9	1190.2	1337.3	2001.9	171.5	2367.9	2489.5	2131.9	1574.5	1143.9	887.7	665.7	522.8	18316.7
	ST8-2	19.8	564.1	776.2	953.8	1097.6	1647.1	124.8	1893.8	1982.3	1715.6	1258.2	911.6	697.4	521.1	401.3	14544.8
	ST8-3	19.4	582.1	780.3	938.4	1072.3	1605.4	161.9	1921.1	2021.5	1800.6	1375.7	1010.7	789.8	619.9	494.6	15174.4
	ST8-4	17.6	1098.0	1445.0	1693.8	1908.8	2822.5	242.5	3386.8	3548.8	3104.3	2300.8	1655.5	1245.5	910.1	712.7	26075.0
	PLA3-1	12.4	352.0	416.8	498.8	602.2	890.7	72.8	1111.4	1151.6	1128.8	998.7	873.3	787.1	692.5	583.6	10160.4
	PLA3-2	12.7	116.2	150.8	196.2	261.5	437.2	34.0	546.3	543.7	519.0	453.7	390.1	347.4	308.0	267.6	4571.9
	PLA3-3	14.8	161.9	202.2	255.3	331.9	531.2	41.2	654.1	660.7	623.8	543.3	462.9	410.4	364.1	313.5	5556.6
PLA Profile	PLA3-4	14.5	299.0	387.3	488.7	626.6	1029.7	78.9	1276.5	1288.5	1231.2	1079.6	921.7	825.6	711.3	622.9	10867.6
																	0.0
	PLA2-1	17.1	727.1	974.0	1180.8	1371.7	2154.7	132.0	2501.2	2523.0	2184.3	1634.0	1202.3	932.2	706.9	569.5	18793.6
	PLA2-2	14.8	443.0	622.2	785.4	958.7	1591.3	112.2	1858.4	1850.5	1562.1	1147.7	835.4	647.3	482.3	384.3	13280.9
	PLA2-3	19.1	586.5	785.7	999.0	1169.5	1779.9	128.4	2146.7	2194.6	1921.6	1458.9	1090.8	842.9	653.9	514.1	16272.6
	PLA2-4	15.7	567.1	791.5	968.9	1143.9	1880.6	102.7	2166.8	2172.5	1844.9	1378.1	1017.4	786.0	612.4	485.4	15918.2
Hanging wall samples																	
	TETHW-1	30.6	1205.0	1631.7	1922.1	2114.4	3082.7	289.3	3293.6	3512.7	3181.1	2575.6	2208.5	1933.4	1553.8	1279.5	29783.5
TET Profile	TETHW-2	23.6	1888.7	2596.6	2880.9	3138.5	4209.5	257.7	4643.5	4916.5	4612.5	3821.7	3130.0	2579.2	1997.7	1640.5	42313.7
	TETHW-4	45.6	1635.0	2210.6	2439.2	2672.4	3321.4	274.8	3762.7	3854.5	3629.6	3110.6	2607.3	2122.9	1625.8	1330.1	34597.0
	TETHW-5	14.8	393.7	473.8	549.2	608.2	855.1	107.7	967.1	986.7	900.3	745.6	621.9	541.9	455.4	361.8	8568.4
	ST1-1	40.3	987.2	1312.9	1455.9	1541.9	2413.5	217.9	2586.1	2845.2	2492.1	1823.4	1424.5	1261.2	1121.6	937.7	22421.1
	ST1-2	32.8	658.7	921.9	1105.4	1235.0	1893.6	173.5	2014.8	2151.2	1856.6	1344.4	1015.2	835.6	681.5	557.6	16444.9
	ST1-3	38.3	1085.1	1432.4	1583.1	1704.6	2501.3	232.0	2683.4	2947.8	2642.4	1995.0	1577.2	1355.8	1153.3	953.5	23846.9
	ST1-4	43.2	683.5	870.8	926.9	959.7	1455.9	136.8	1577.3	1761.0	1573.0	1173.5	924.7	824.5	735.1	617.7	14220.4
	ST11-1	21.2	901.3	1249.4	1611.2	1989.8	2593.5	278.8	3946.7	3761.7	3496.2	2942.2	2004.5	1765.6	1279.2	1239.1	29059.2
ST Profile	ST11-2	24.3	1300.3	1720.1	2150.5	2589.6	3438.7	362.0	5222.7	4921.7	4639.6	3933.2	2720.3	2457.4	2003.9	1780.7	39240.9
	ST11-3	20.2	1163.0	1531.8	1885.1	2289.7	3016.8	291.5	4461.5	4279.1	4014.6	3383.7	2337.1	2075.7	1767.4	1477.4	33974.4
	ST11-5	24.9	880.1	1157.2	1455.7	1814.5	2376.1	249.7	3575.9	3383.5	3181.9	2653.7	1812.1	1577.5	1061.5	1073.3	26252.8
	ST12-1	29.4	189.1	204.0	272.4	399.7	904.3	82.8	1781.0	2021.8	2177.5	2106.8	1632.1	1549.4	1431.5	1247.1	15999.5
	ST12-2	35.2	105.2	122.8	173.5	268.3	680.0	73.1	1433.7	1707.8	1900.3	1886.9	1474.6	1436.4	1345.8	1141.4	13749.8
	ST12-3	29.4	129.1	142.7	193.1	281.4	653.6	65.7	1341.8	1507.2	1644.9	1598.0	1227.4	1172.6	1074.2	945.6	11977.1
	ST12-4	36.8	102.5	110.4	143.2	203.1	486.7	56.3	1016.8	1182.1	1312.0	1293.8	999.2	942.2	866.9	761.1	9476.4
	ST12-5	35.2	273.4	322.0	428.2	618.3	1354.6	120.3	2641.7	2953.8	3153.9	3065.1	2335.9	2244.2	2035.0	1790.2	23336.8
	PLA5-1	23.3	220.5	244.8	302.9	410.7	947.3	77.7	1650.7	1948.7	2117.4	2082.8	1986.7	1868.6	1725.0	1570.4	17154.3
PLA Profile	PLA5-2	41.5	282.1	317.6	396.9	546.7	1186.4	83.4	1978.6	2263.8	2405.8	2362.7	2225.1	2087.0	1913.6	1713.4	19763.1
	PLA5-3	29.9	251.1	269.6	328.3	444.3	1019.5	81.8	1841.1	2137.2	2299.5	2282.2	2166.8	2028.8	1834.9	1667.5	18652.6
	PLA5-4	37.5	1337.9	1340.4	1281.1	1111.6	1237.0	78.1	1077.1	1385.0	1505.7	1412.1	1379.8	1423.1	1415.4	1242.8	17227.2

REE analyses were performed at Géosciences Montpellier using the equipment available at the AETE-ISO analytical platform of the OSU OREME (University of Montpellier)

Supplement Section S.5 Chemical analyses of apatite

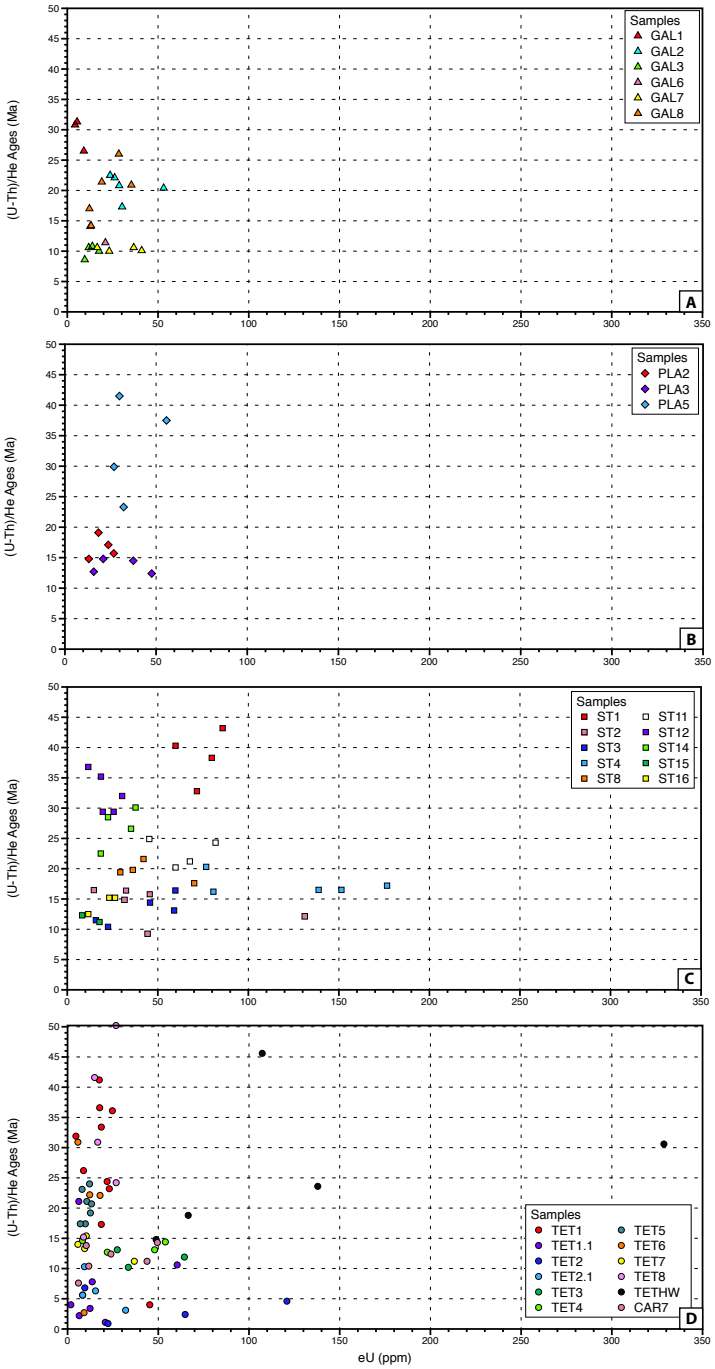


Figure S.5.1. *(U-Th)/He ages vs. eU (U+0.235*Th) for the 4 different profiles: A) Thuès B) Galinàs C) St-Thomas D) Planès.*

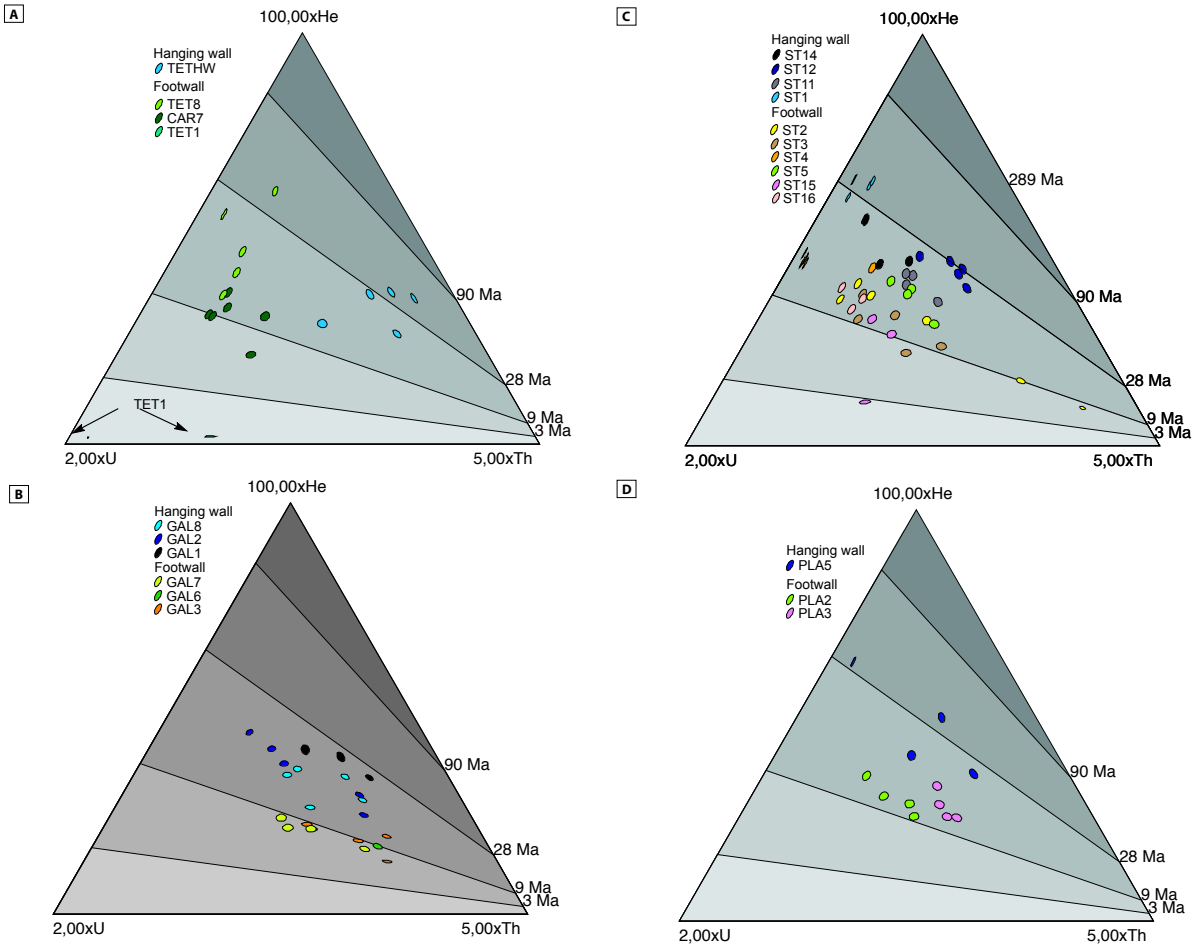


Figure S.5.2. *U-Th-He ternary diagrams using Helioplot (Vermeesch, 2010) for the 4 profiles where samples from the Têt fault footwall and hanging wall are distinguished A) Thuès B) Gallinàs C) St-Thomas D) Planès.*

Supplement Section S.6 Numerical modelling under QTQt

Table S.6.1. *QTQt models parameters for the Têt fault footwall and hanging wall.*

QTQt model for the Têt fault footwall
Samples and data used in simulations
AHe data
TET3
TET4
TET5
TET7
GAL3
GAL6
GAL7
AFT data (Maurel et al., 2008)
ZHe data (Maurel et al., 2008)
Data treatment, uncertainties, and other relevant constraints
AHe data
Treatment: Each of the 4 samples was used as a separate constraint in QTQt. Uncorrecte
He ages (Ma): Uncorrected He age of each apatite grain
Error (Ma) applied in modelling: the 1σ sample standard deviation
r (µm): equivalent radius of each apatite grain
eU (ppm): eU of each apatite grain
eU zonation: none
Additional geologic information
Assumption
At surface temperature of 15 ± 10°C by 0 Ma
Motion of Canigou and Carança massif
System and model specific parameters
He kinetic model: Gautheron et al. (2009)
Modelling code: QTQt v.5.7.0
Number of MCMC chain 100000

QTQt model for the Têt fault hanging wall
Samples and data used in simulations
AHe data
ML1
ST14
ST12
GAL2
GAL1
AFT data (Maurel et al., 2008)
ZHe data (Maurel et al., 2008)
Data treatment, uncertainties, and other relevant constraints
AHe data
Treatment: Each of the 4 samples was used as a separate constraint in QTQt. Uncorrecte
He ages (Ma): Uncorrected He age of each apatite grain
Error (Ma) applied in modelling: the 1σ sample standard deviation
r (µm): equivalent radius of each apatite grain
eU (ppm): eU of each apatite grain
eU zonation: none
Additional geologic information
Assumption
At surface temperature of 15 ± 10°C by 0 Ma
Motion of Mont Louis massif
System and model specific parameters
He kinetic model: Gautheron et al. (2009)
Modelling code: QTQt v.5.7.0
Number of MCMC chain 100000

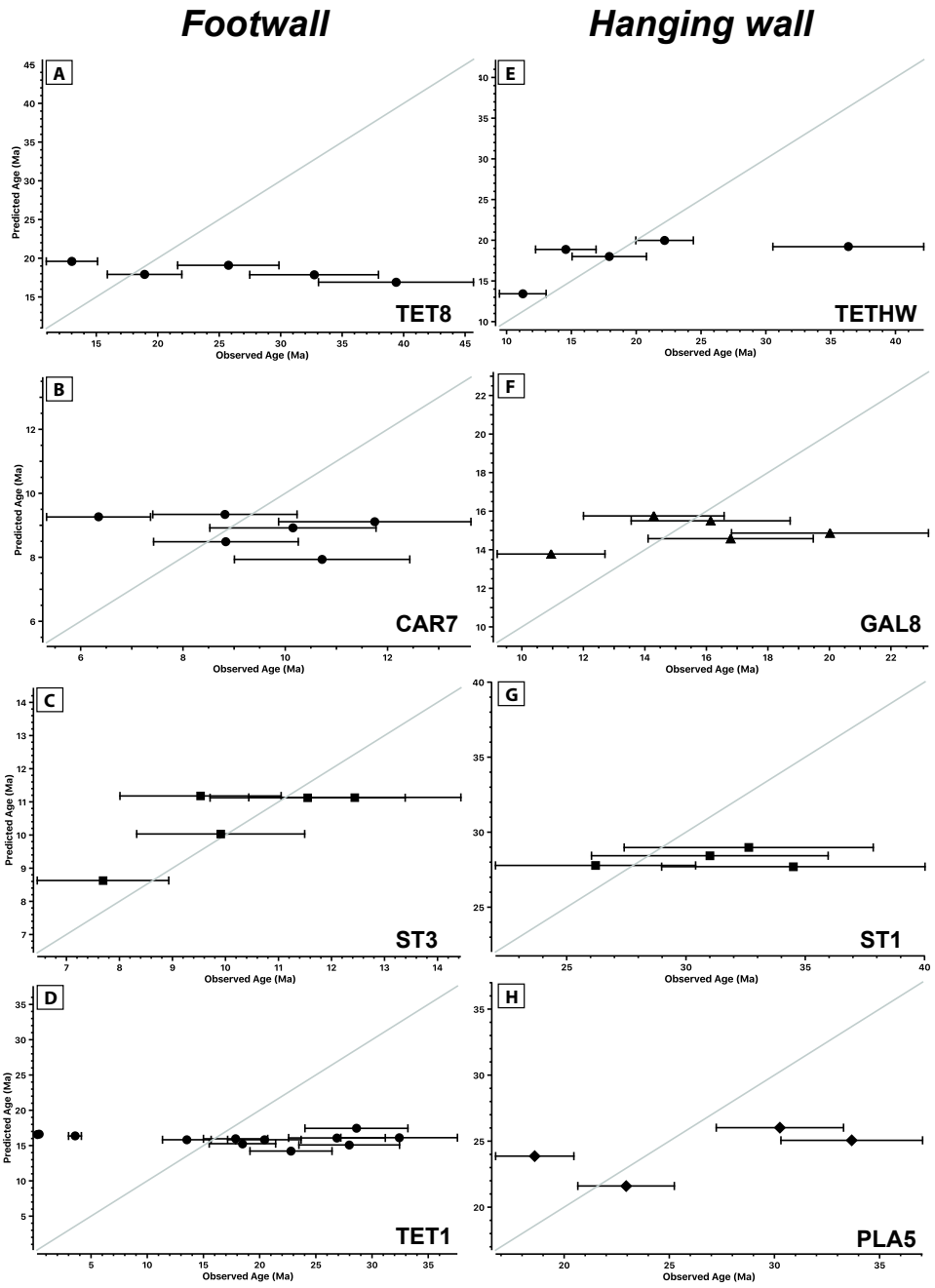


Figure S.6.2. *Predicted age vs Observed age graph using QTQt (Gallagher, 2012) for samples from the damage zone footwall (A,B,C and D) and hanging wall (E,F,G and H), computed with Gautheron et al. (2009) diffusion model. Modelling parameters are those of Table 3 with AFT and ZHe data from Maurel et al. (2008). For all samples, the weak or the lack of correspondence between observed and predicted ages indicates that no regional cooling history can reasonably explain the AHe age dispersion.*

References

Chew, D. M., Babechuk, M. G., Cogné, N., Mark, C., O'Sullivan, G. J., Henrichs, I. A., Doepke, D. and McKenna, C. A.: (LA,Q)-ICPMS trace-element analyses of Durango and McClure Mountain apatite and implications for making natural LA-ICPMS mineral standards, Chemical Geology, 435, 35–48, doi:10.1016/j.chemgeo.2016.03.028, 2016.

Gallagher, K.: Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B2), n/a-n/a, doi:10.1029/2011JB008825, 2012.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J. and Pagel, M.: Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology, Chemical Geology, 266(3–4), 157–170, doi:10.1016/j.chemgeo.2009.06.001, 2009.

Martin G. : Analyse des relations entre structure de la faille de la Têt et sources hydrothermales. MSc Thesis, Montpellier, 45, 2014.

Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M. and Jolivet, M.: The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an 40Ar/39Ar fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs, International Journal of Earth Sciences, 97(3), 565–584, doi:10.1007/s00531-007-0179-x, 2008.

Sun, S. S., and McDonough, W. F.: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42p, 313–345. https ://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19, 1989.

Taillefer, A.: Interactions entre tectonique et hydrothermalisme : Rôle de la faille normale de la Têt sur la circulation hydrothermale et la distribution des sources thermales des Pyrénées Orientales., Thesis, Montpellier, Montpellier, 27 October., 242p , 2017.

Vermeesch, P.: HelioPlot, and the treatment of overdispersed (U–Th–Sm)/He data, Chemical Geology, 271(3–4), 108–111, doi:10.1016/j.chemgeo.2010.01.002, 2010.

Annexe 9

Tableau Annexe 9. Résultats des analyses en éléments traces sur les apatites datées avec la méthode (U-Th)/He

Profile	Serie		Grain name	AHe age	Rs	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Total REE	TotalLREE	TotalHREE	Ce/Ce*	(Eu/Eu*)cn
				(Ma)	(µm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)		
TET samples FW	serie1	DZ	TET1-2	23.2	57.0	30.6	197.6	1813.7	35.0	10.2	0.95	253.0	132.0	462.8	85.7	489.5	233.5	7.7	381.9	72.2	443.0	76.7	167.3	20.0	99.5	12.0	bdl	1.22	378.8	13.3	20.0	2683.8	1403.6	1280.3	1.04	0.08
	serie1		TET1-3	36.1	51.1	13.5	170.9	1881.5	9.4	2.25	0.61	81.8	176.4	582.3	105.1	583.2	283.5	8.8	457.8	85.5	502.9	81.2	170.6	19.8	93.5	11.3	bdl	1.59	385.4	23.3	18.8	3161.9	1730.5	1431.4	1.03	0.07
	serie1		TET1-4	41.2	59.0	37.6	257.0	1289.7	61.8	2.79	2.16	172.3	100.0	349.7	66.0	383.8	186.4	6.5	313.6	57.7	338.8	55.8	115.9	13.6	65.8	7.89	0.6	0.89	452.9	13.0	14.0	2061.5	1085.9	975.6	1.02	0.08
	serie1		TET1.1-1	4.0	80.0	7.10	54.8	239.9	354.4	2.65	0.13	21.3	19.6	67.4	13.1	76.9	38.2	2.4	62.8	11.5	67.0	10.8	22.7	2.58	13.1	1.57	12.6	0.67	97.4	1.79	2.46	409.6	215.3	194.3	1.00	0.15
	serie1		TET1.1-2	2.2	69.4	5.72	109.9	355.9	5.18	1.35	0.13	27.3	31.7	103.4	19.6	112.4	54.4	3.4	85.6	15.6	91.3	15.2	32.2	3.82	19.8	2.34	0.60	0.38	119.2	1.31	7.17	590.8	321.5	269.3	0.99	0.15
	serie1		TET1.1-4	21.1	81.7	5.24	45.5	720.0	13.9	0.15	0.09	14.4	67.5	241.6	42.4	233.0	108.0	3.1	168.4	31.6	188.9	31.1	64.9	7.76	40.6	4.65	0.91	0.39	47.6	2.90	7.15	1233.6	692.5	541.1	1.08	0.07
	serie2	DZ	TET1.1-11	3.4	55.3	8.97	368.8	536.5	-	-	0.31	8500.4	46.8	160.4	30.5	175.4	85.0	5.0	136.7	24.6	141.3	23.6	52.4	6.16	33.3	3.94	-	-	1679.2	2.94	10.7	925.2	498.2	427.0	1.01	0.14
	serie2		TET1.1-12	1.1	58.7	12.2	222.7	691.7	-	-	0.34	51.8	54.7	181.8	34.4	202.7	96.3	5.4	157.2	28.4	170.9	30.5	68.5	8.13	41.4	4.99	-	-	138.5	1.74	19.2	1085.1	569.9	515.2	1.00	0.13
	serie2		TET1.1-13	10.6	68.4	21.6	257.9	1286.3	-	-	0.64	142.4	127.3	411.1	74.6	413.5	193.8	12.0	297.5	54.6	325.0	57.0	127.3	15.9	86.4	10.2	-	-	468.5	4.66	56.3	2206.2	1220.3	986.0	1.02	0.15
	serie1		TET2.1-1	10.3	70.4	3.85	124.0	213.9	6.31	1.05	0.15	109.1	28.9	101.8	20.5	125.8	43.2	4.9	55.3	7.7	44.4	8.9	22.1	2.76	15.8	2.35	0.25	0.72	169.9	4.39	11.6	484.4	320.2	164.3	0.99	0.31
	serie1		TET2.1-2	3.1	72.7	9.79	91.2	124.7	5.11	0.26	0.29	255.6	15.0	53.6	10.5	62.7	24.9	1.5	36.3	5.7	33.1	6.1	13.5	1.51	7.36	0.99	0.21	0.41	53.4	2.13	39.5	272.8	166.8	106.1	1.01	0.16
	serie1		TET2.1-4	5.6	65.6	12.4	102.8	191.3	28.0	0.25	0.23	47.3	26.4	83.8	16.0	97.2	33.1	3.3	42.8	6.4	38.5	7.8	20.1	2.67	15.6	2.20	0.79	0.56	143.9	5.51	8.96	395.9	256.6	139.3	0.98	0.27
	serie2		TET2.1-11	5.6	50.0	44.7	352.1	235.2	-	-	1.49	166.3	26.6	83.6	16.5	103.5	39.0	4.5	51.5	7.6	45.3	9.4	25.2	3.45	18.7	2.78	-	-	315.7	4.96	8.76	437.5	269.2	168.3	0.96	0.30
	série2		TET2.1-12	6.3	46.5	38.8	363.7	378.1	-	-	2.24	129.3	33.7	111.8	22.1	140.6	54.7	5.3	75.0	11.3	70.9	14.9	39.4	5.39	32.1	4.47	-	-	257.3	5.91	15.3	621.7	362.9	258.8	0.97	0.25
	serie1		TET5-2	23.1	63.7	8.52	76.0	897.8	94.1	0.66	0.43	31.6	91.6	307.0	54.2	295.3	137.5	3.9	213.6	39.6	233.7	38.3	80.6	9.43	48.4	5.66	2.56	0.61	196.5	3.45	6.95	1558.8	885.6	673.2	1.05	0.07
	serie1		TET5-4	20.7	65.0	10.0	140.9	1142.3	6.45	0.84	0.38	68.8	108.3	361.4	65.2	353.5	164.0	4.9	258.8	49.4	296.2	49.3	105.0	12.4	64.1	7.75	0.05	0.78	224.2	6.63	13.1	1900.1	1052.3	847.7	1.03	0.07
TET sample HW	serie1		TETHW-1	30.6	52.1	32.7	1048.7	3654.3	581.0	3.50	0.92	316.3	285.6	998.6	182.6	987.4	471.7	16.8	676.8	131.4	808.0	145.8	365.5	49.3	264.2	32.5	9.15	1.38	710.0	19.8	352.0	5416.1	2925.8	2490.2	1.04	0.09
	serie1		TETHW-2	23.6	54.7	23.8	883.8	5263.2	17.0	1.41	0.28	63.6	447.6	1589.1	273.7	1465.7	644.1	14.9	954.2	183.9	1171.6	216.3	518.0	65.8	339.6	41.7	bdl	1.66	483.5	18.2	142.2	7926.2	4420.2	3506.0	1.09	0.06
	serie1		TETHW-4	45.6	61.8	47.1	738.3	4311.2	20.4	14.96	0.81	121.1	387.5	1352.9	231.7	1248.0	508.2	15.9	773.2	144.2	921.9	176.1	431.5	54.1	276.4	33.8	bdl	1.35	790.5	23.3	105.0	6555.4	3728.3	2827.1	1.09	0.08
	serie1		TETHW-5	14.8	49.6	30.5	271.9	992.9	-	-	0.56	100.5	93.3	290.0	52.2	284.0	130.8	6.2	198.7	36.9	228.7	42.2	102.9	13.8	77.4	9.19	-	-	195.2	5.62	46.4	1566.4	850.3	716.1	1.00	0.12
CAR sample FW	serie1	DZ	CAR7-1	11.2	59.2	12.8	133.0	1212.9	10.3	1.34	0.23	40.7	102.0	354.1	66.1	373.9	172.9	9.8	272.0	50.3	301.7	51.8	113.6	13.9	70.7	8.63	bdl	1.19	230.1	5.60	54.6	1961.4	1069.0	892.4	1.03	0.14
	serie1		CAR7-2	7.60	78.1	14.4	110.5	396.4	10.3	1.24	0.24	37.3	31.1	109.4	20.7	123.5	58.7	4.1	95.3	17.0	100.4	16.9	35.8	4.07	19.8	2.38	0.35	0.63	247.3	1.74	7.46	639.0	343.3	295.7	1.02	0.17
	serie1		CAR7-3	10.4	79.1	12.2	68.0	470.7	53.1	0.61	0.32	45.5	47.2	144.9	25.9	147.1	68.9	3.8	107.5	19.6	117.1	19.9	44.4	5.49	29.6	3.62	1.51	0.40	159.1	1.39	14.6	785.0	434.0	351.0	1.00	0.14
	serie2	DZ	CAR7-4	12.4	70.0	12.6	152.0	1256.0	11.2	0.76	0.37	53.3	111.4	370.8	67.9	387.9	175.9	12.6	283.5	51.6	310.5	53.8	119.0	14.1	72.7	9.00	bdl	0.81	114.2	3.69	26.1	2040.7	1113.9	926.8	1.02	0.17
	serie2		CAR7-5	13.8	56.5	34.2	209.1	672.1	-	-	1.13	156.8	67.6	223.5	41.0	236.3	108.6	6.6	170.3	30.5	179.1	30.3	63.7	7.02	32.7	3.93	-	-	570.6	2.86	10.3	1201.1	677.0	524.1	1.02	0.15
	serie2		CAR7-6	14.3	68.0	9.12	153.2	1470.7	-	-	0.22	55.9	131.4	453.4	82.5	462.0	218.4	7.9	338.1	62.8	374.2	64.9	144.2	17.9	98.6	11.5	-	-	85.2	5.48	46.6	2467.7	1347.7	1120.0	1.04	0.09
GAL samples FW	série2	DZ	GAL7-1	10.6	55.2	22.3	335.3	226.4	-	-	0.61	80.1	52.3	153.6	27.1	152.6	41.6	6.1	55.4	7.2	41.8	8.6	22.2	3.10	20.1	3.61	-	-	181.7	7.54	16.6	595.4	427.2	168.2	0.99	0.39
	serie2		GAL7-2	10.0	53.0	44.2	455.3	738.5	-	-	1.18	201.5	239.8	675.5	108.8	554.9	149.2	13.7	177.4	25.0	145.9	29.8	73.4	9.72	56.3	8.65	-	-	197.0	15.0	19.4	2268.1	1728.3	539.8	1.02	0.26
	serie2		GAL7-3	10.6	56.9	32.0	407.7	525.9	-	-	0.71	93.6	181.1	507.9	80.6	413.0	104.8	15.8	122.9	16.2	94.1	19.7	52.1	7.27	47.4	8.34	-	-	133.5	11.9	35.2	1671.3	1287.5	383.8	1.03	0.42
	serie2		GAL7-4	10.1	53.5	36.8	530.9	2918.1	-	-	1.71	103.4	86.8	256.6	45.9	280.3	142.2	9.2	321.5	65.2	478.0	108.2	299.8	43.6	272.8	36.7	-	-	149.9	13.0	34.8	2446.8	811.9	1635.0	0.99	0.13
	série4		GAL3-1	14.1	65.9	15.6	120.0	309.0	8.92	0.64	0.35	64.3	90.0	252.2	43.9	246.0	68.4	9.2	125.0	14.5	79.5	15.8	33.5	4.53	26.7	4.34	0.16	0.66	144.9	7.77	7.87	1013.4	700.4	312.9	0.98	0.30
	série4		GAL3-2	10.8	62.5	18.2	122.5	175.9	5.95	0.36	0.32	34.9	58.5	162.8	28.0	158.4	44.4	5.5	84.1	9.3	48.4	9.4	18.9	2.50	13.3	2.21	0.16	0.55	90.7	4.07	9.93	645.7	452.1	193.6	0.98	0.27
	série4		GAL3-3	8.60	60.2	14.6	139.0	1283.2	7.59	0.79	1.37	38.9	120.8	307.9	49.5	259.2	66.8	8.2	124.7	13.5	71.7	14.1	30.0	4.04	21.2	3.64	bdl	0.70	112.1	5.67	6.30	1095.3	804.3	291.1	0.98	0.27
	série4		GAL3-4	10.6	72.1	12.6	160.4	279.5	6.06	0.77	0.23	23.0	116.0	297.8	49.0	258.1	65.2	9.1	113.6	13.1	70.6	14.2	29.3	3.93	23.4	3.81	0.08	0.51	108.7	5.93	8.01	1067.1	786.0	281.1	0.97	0.32
ST samples FW	serie3	DZ	ST16-1	12.5	71.5	9.82	194.0	478.7	3.67	0.49	0.35	33.9	44.4	157.2	30.8	181.6	92.8	3.3	143.9	26.2	153.4	25.9	56.2	6.78	35.9	4.31	bdl	0.73	3680.1	1.13	7.66	962.8	506.9	455.9	1.00	0.09
	serie3		ST16-2	15.2	59.2	8.80	141.9	750.5	7.27	0.70	0.41	57.3	64.4	236.4	46.4	275.0	140.1	5.0	212.4	39.3	234.7	39.7	88.5	11.0	58.1	6.77	bdl	1.45	97.0	2.78	16.4	1457.9	762.4	695.5	1.02	0.09
	serie3		ST16-3	15.2	63.2	8.64	126.8	968.1	9.81	0.50	0.21	40.8	81.5	290.8	56.4	341.0	160.8	6.0	240.6	43.2	263.7	47.3	110.6	15.1	93.7	11.6	bdl	1.50	170.7	2.59	22.0	1762.1	930.4	831.7	1.01	0.09
	serie1		ST15-1	11.2	70.8	20.7	259.3	1535.2	-	-	0.47	98.9	12.6	41.7	9.7	81.9	69.9	4.2	178.4	37.5	278.7	63.6	169.4	22.2	126.1	16.1	-	-	100.3	4.71	17.5	1111.9	215.7	896.2	0.88	0.11
	serie2		ST15-2	12.3	69.5	12.2	119.1	448.4	-	-	0.27	108.1	40.2	139.5	26.4	155.4	72.7	2.7	108.5	18.8	109.1	19.3	44.3	6.16	38.5	4.73	-	-	86.4	1.84	8.32	786.3	434.3	352.0	1.02	0.09
	serie2		ST2-1	16.4	71.5	15.3	140.1	697.1	-	-	0.22	27.9	63.9	213.0	38.9	219.5	98.3	4.5	134.1	24.2	150.1	27.4	66.2	8.52	47.6	5.54	-	-	93.6	2.04	12.7	1101.8	633.7	468.1	1.02	0.12
	serie2		ST2-2	14.8	49.4	21.5	340.5	1438.3	-	-	0.43	46.3	117.2	407.2	79.3	460.8	203.4	8.2	274.6	48.8	305.7	58.0	140.7	18.6	101.0	11.9	-	-	135.5	3.45	27.7	2235.6	1268.0	967.6	1.00	0.11
	serie2		ST2-3	12.1	51.0	51.1	502.5	2660.7	-	-	5.56	85.0	2569.6	3300.4	331.0	1307.4	388.3	22.4	539.0	96.5	598.9	112.9	269.0	33.6	174.2	20.8	-	-	610.4	85.4	95.7	9763.8	7896.7	1867.1	0.75	0.15
	serie2		ST2-4	9.20	66.5	8.30	334.5	869.0	-	-	2.62	20.0	1294.2	1576.7	147.5	563.5	143.5	9.1	171.0	29.0	179.3	33.9	84.4	11.3	62.7	7.46	-	-	965.6	56.1	22.8	4313.4	3725.4	588.1	0.73	0.18
	serie2		ST2-5	15.7	65.3	11.4	249.5	2384.8	-	-	0.25	79.5	240.6	833.6	156.3	870.9	334.6	13.2	415.8	73.3	465.5	89.6	228.6	31.6	184.7	22.2	-	-	63.7	14.8	36.4	3960.5	2436.0	1524.5	1.02	0.11
	serie2		ST2-6	16.3	55.6	28.0	355.8	1571.0	-	-	2.24	72.1	137.5	487.4	93.1	534.7	228.5	9.1	305.3	53.5	338.1	62.0	151.7	20.4	109.6	13.1	-	-	1865.5	6.28	29.4	2544.1	1481.2	1062.9	1.02	0.11
	serie2		ST4-1	16.5	62.5	7.78	218.1	1559.2	-	-	0.57	64.8	146.7	464.1	82.0	410.7	205.3	11.1	316.9	64.0	367.0	58.1	124.6	15.2	78.5	9.09	-	-	338.8	3.07	113.1	2353.2	1308.7	1044.5	1.02	0.13
	serie2		ST4-2	17.2	71.0	12.3	279.1	2555.6	-	-	0.21	44.9	242.6	751.6	126.3	624.1	305.6	15.5	482.1	99.8	577.3	93.1	204.6	25.4	136.4	15.8	-	-	152.3	2.43	158.8	3700.3	2050.3	1650.0	1.04	0.12
	serie2		ST4-3	16.5	61.5	11.7	166.7	1968.7	-	-	1.34	50.9	181.7	578.2	99.1	487.5	249.7	12.3	384.7	79.4	454.3	71.8	153.4	19.0	99.1	11.4	-	-	749.2	3.29	116.2	2881.9	1596.3	1285.5	1.04	0.12
	serie2		ST4-4	16.2	67.9	13.4	170.0	1570.3	-	-	0.36	53.6	151.0	474.2	80.9	402.1	203.6	10.7	317.6	64.1	365.3	56.8	122.1	14.9	76.6	8.98	-	-	87.2	11.0	96.5	2349.0	1311.8	1037.1	1.04	0.13
	serie2		ST4-5	20.3	63.5	11.3	165.6	1151.4	-	-	0.33	59.7	108.2	349.8	60.5	303.9	157.1	8.3	240.3	48.9	274.4	42.7	89.8	11.0	57.0	6.61	-	-	121.6	11.5	65.2	1758.5	979.5	779.0	1.05	0.13
	serie3		ST8-1	21.6	52.0	38.8	175.5	1812.3	22.2	0.88	0.75	115.3	191.5	626.6	113.1	624.5	306.3	9.9	486.6	93.1	541.5	89.1	189.3	22.6	113.2	13.3	bdl	1.91	476.5	11.1	32.7	3420.7	1862.0	1558.7	1.02	0.08
	serie3		ST8-2	19.8	61.6	9.93	77.1	1438.9	6.30	1.47	0.21	29.7	133.7	475.0	90.6	512.6	252.0	7.2	389.2	74.1	435.8	71.2	150.9	17.8	88.6	10.2	bdl	1.35	179.5	6.54	27.5	2708.9	1463.9	1244.9	1.02	0.07
	serie3		ST8-3	19.4	57.2	11.4	111.3	1518.3	870.7	1.06	0.24	45.7	138.0	477.5	89.1	500.8	245.6	9.4	394.8	75.6	457.4	77.9	167.3	20.1	105.4	12.6	31.7	1.49	198.0	6.97	21.5	2771.4	1451.1	1320.4	1.03	0.09
	série4		ST8-4	17.6	43.5	35.0	189.7	2565.9	33.5	1.50	0.83	315.2	240.0	884.4	160.9	891.4	431.8	14.1	696.0	132.7	788.5	130.2	274.0	31.8	154.7	18.1	bdl	3.23	1520.4	21.5	50.2	4868.8	2628.7	2240.1	1.04	0.08
ST samples HW	serie1	DZ	ST1-1	40.3	73.9	6.48	177.2	2609.1	20.2	1.23	0.14	31.7	234.0	803.5	138.3	720.1	369.3	12.6	531.4	106.4	633.0	103.2	235.8	32.2	190.7	23.8	1.55	0.87	206.3	6.17	73.7	4134.2	2265.1	1869.1	1.07	0.09
	serie1		ST1-2	32.8	63.4	14.6	182.9	1843.3	55.8	4.37	0.24	40.1	156.1	564.2	105.0	576.7	289.7	10.1	414.0	80.5	471.6	76.1	168.0	21.3	115.9	14.2	1.67	1.39	213.0	4.13	89.9	3063.4	1691.8	1371.6	1.05	0.09
	serie1		ST1-3	38.3	68.4	6.67	168.3	2816.5	12.0	0.98	0.11	44.4	257.2	876.6	150.4	796.0	382.7	13.5	551.4	110.2	671.2	112.9	261.0	34.6	196.1	24.2	0.48	1.06	401.1	4.69	99.5	4438.1	2462.9	1975.1	1.07	0.09
	serie1	DZ	ST1-4	43.2	62.8	9.20	93.2	1664.3	154.0	3.57	0.29	89.8	162.0	532.9	88.1	448.2	222.7	7.9	324.1	65.9	399.5	66.4	153.0	21.0	125.0	15.7	4.65	0.77	131.8	6.28	63.9	2632.5	1453.9	1178.6	1.08	0.09
	série4		ST11-1	21.2	60.9	11.5	121.3	2913.9	5.63	0.57	0.74	80.6	213.6	764.6	153.1	929.3	396.8	16.2	811.0	140.7	888.0	166.5	331.7	45.0	217.5	31.5	bdl	1.34	142.6	10.9	42.6	5105.5	2457.4	2648.2	0.99	0.09
	série4		ST11-2	24.3	61.9	15.9	212.5	3863.0	12.9	0.53	0.35	52.2	308.2	1052.7	204.3	1209.3	526.1	21.0	1073.3	184.1	1178.5	222.6	450.2	62.7	340.7	45.2	bdl	1.35	87.2	14.1	49.9	6878.8	3300.7	3578.2	1.00	0.08
	série4		ST11-3	20.2	76.4	7.73	131.4	3403.3	6.58	0.24	0.20	15.6	275.6	937.5	179.1	1069.3	461.6	16.9	916.8	160.0	1019.7	191.5	386.8	52.9	300.5	37.5	bdl	1.10	109.1	14.5	34.8	6005.8	2923.1	3082.7	1.01	0.08
	série4		ST11-5	24.9	55.6	18.2	144.7	2749.7	6.18	0.61	1.94	45.6	208.6	708.2	138.3	847.4	363.5	14.5	734.8	126.5	808.2	150.2	299.9	40.2	180.4	27.3	bdl	1.15	95.0	7.40	29.2	4648.1	2266.0	2382.1	0.99	0.08
	série4		ST12-1	29.4	65.2	10.8	110.2	2400.3	6.97	0.43	0.24	31.0	44.8	124.8	25.9	186.7	138.4	4.8	366.0	75.6	553.1	119.2	270.1	39.5	243.4	31.7	bdl	0.84	190.5	7.70	11.9	2224.0	520.6	1703.4	0.88	0.06
	série4		ST12-2	35.2	72.9	6.84	86.3	2139.4	9.24	0.29	1.59	148.7	24.9	75.2	16.5	125.3	104.0	4.2	294.6	63.9	482.7	106.8	244.0	36.6	228.8	29.0	0.67	0.72	32.2	6.76	10.5	1836.6	345.9	1490.7	0.88	0.07
	série4		ST12-3	29.4	74.0	11.5	76.8	1863.9	3.88	0.22	0.16	16.2	30.6	87.3	18.3	131.4	100.0	3.8	275.7	56.4	417.8	90.4	203.1	29.9	182.6	24.0	0.33	0.63	54.2	5.09	15.7	1651.5	367.7	1283.8	0.89	0.07
	série4		ST12-4	36.8	57.1	27.4	117.4	1488.0	7.89	0.56	3.98	45.3	24.3	67.5	13.6	94.8	74.5	3.3	209.0	44.2	333.3	73.2	165.4	24.0	147.4	19.3	bdl	0.85	95.1	3.81	7.93	1293.8	274.8	1019.0	0.90	0.07
	série4		ST12-5	35.2	72.6	10.0	126.8	3573.5	21.0	0.46	0.30	23.1	64.8	197.1	40.7	288.8	207.2	7.0	542.9	110.5	801.1	173.5	386.6	57.2	346.0	45.5	0.16	1.10	41.4	12.2	19.9	3268.7	798.5	2470.2	0.92	0.06
	serie3		ST13-1	17.0	81.8	4.11	240.4	1641.3	5.75	0.44	0.21	33.5	207.8	595.4	101.2	578.1	219.5	9.3	314.1	54.7	355.5	71.2	185.0	26.3	161.4	21.5	0.13	0.63	213.4	13.7	9.74	2900.9	1702.0	1199.0	1.00	0.11
	serie3		ST13-2	15.5	81.3	10.4	100.7	1745.9	4.73	0.34	0.18	17.1	162.6	501.0	93.3	557.1	238.3	8.8	340.0	59.9	385.3	76.1	197.1	27.4	163.8	21.3	0.03	0.79	40.7	12.5	11.4	2832.0	1552.2	1279.8	0.98	0.09
	serie3		ST13-3	16.7	67.0	8.42	121.9	2029.9	5.61	0.51	0.22	22.8	238.6	698.5	122.2	682.7	257.7	10.1	376.2	66.1	432.7	88.6	232.7	32.8	196.3	25.8	bdl	1.12	53.2	16.1	16.6	3461.0	1999.7	1461.3	1.00	0.10
	serie3		ST13-4	17.2	59.9	7.29	97.4	1924.0	364.7	3.08	0.13	39.8	106.1	339.0	65.7	419.4	201.4	7.5	333.8	60.9	408.1	83.2	217.0	30.7	179.7	24.1	13.1	1.84	46.8	12.1	12.0	2476.8	1131.6	1345.2	0.97	0.09
PLA samples FW	serie3	DZ	PLA3-1	12.4	62.0	8.84	126.6	1137.7	7.53	0.44	0.26	66.3	83.4	255.1	47.4	281.2	136.3	4.2	228.4	43.1	286.7	56.5	144.5	20.1	117.7	14.8	bdl	0.90	216.9	8.32	23.0	1719.5	803.4	916.1	0.98	0.07
	serie3		PLA3-2	12.7	76.1	2.38	37.8	517.7	8.86	0.28	0.05	11.1	27.5	92.3	18.6	122.1	66.9	2.0	112.3	20.3	131.8	25.7	64.6	8.86	52.4	6.80	0.30	0.50	35.8	1.88	7.25	752.2	327.5	424.7	0.97	0.07

Annexe 10

Tableau Annexe 10. *Résultats des analyses LA-ICPMS sur les apatites de l'échantillon TET1 dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt et TET5 hors de la zone d'endommagement*

	grains	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	Ba (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Total REE (ppm)	Ce/Ce*	(Eu/Eu*)cn
	TET1																									
DZ	**TET1-a**	0.61	58.9	2656.6	0.09	-	201.5	745.8	134.2	756.6	351.8	7.91	503.2	96.5	619.6	102.5	242.6	28.5	153.6	18.1	2.98	11.9	24.4	6678.6	1.08	0.06
DZ	**TET1-b**	0.05	202.0	274.1	1.10	0.23	324.5	826.6	108.7	493.9	91.3	9.47	81.1	9.79	57.1	10.5	26.2	3.19	19.0	2.78	2.98	9.02	7.13	2541.4	1.08	0.33
DZ	**TET1-c core**	0.35	58.8	1500.5	0.06	0.03	139.9	510.7	90.3	504.9	233.1	5.74	337.1	62.4	387.5	63.5	143.4	16.4	89.5	10.1	2.76	2.64	8.81	4154.1	1.08	0.06
DZ	**TET1-c rim**	0.08	196.6	85.9	0.11	0.22	186.7	696.2	126.6	699.5	306.7	7.35	454.8	85.9	560.5	89.8	203.6	23.4	136.1	15.4	1.86	1.76	4.22	3875.3	1.07	0.06
DZ	**TET1-d core**	0.04	230.4	146.6	0.22	0.24	89.8	241.9	32.8	153.6	28.1	3.24	27.7	3.27	18.3	3.35	8.40	0.88	5.33	0.80	3.05	3.69	5.01	994.9	1.09	0.35
DZ	**TET1-d rim**	1.53	190.9	130.4	0.13	0.71	102.1	320.9	48.3	232.1	44.5	5.38	43.2	5.26	29.8	5.62	14.0	1.66	9.68	1.44	3.94	4.03	6.3	1187.5	1.12	0.37
DZ	**TET1-e**	0.36	173.1	335.9	0.32	2.41	213.4	502.2	63.4	279.6	48.6	5.63	42.1	5.31	28.9	5.50	13.4	1.64	9.76	1.50	2.94	15.8	18.1	1733.0	1.05	0.37
DZ	**TET1-f**	0.13	220.8	272.3	1.01	0.16	136.9	334.6	44.7	202.1	39.0	4.38	36.6	4.32	24.8	4.84	12.4	1.59	9.69	1.39	2.51	7.01	4.77	1351.7	1.04	0.35
DZ	**TET1-g**	0.00	217.4	143.2	0.20	0.20	128.7	400.0	62.1	316.9	73.2	9.54	77.4	10.1	61.9	12.1	33.7	4.25	26.7	4.35	2.73	3.45	4.52	1581.8	1.09	0.38
DZ	**TET1-h**	0.42	59.2	1766.3	0.18	0.12	361.2	900.6	120.0	516.9	96.1	9.48	90.6	10.9	60.9	11.4	28.5	3.24	17.6	2.48	2.65	3.40	11.7	4056.0	1.06	0.31
DZ	**TET1-i**	0.47	60.3	2410.9	-	0.03	157.0	395.7	52.7	239.4	44.5	5.09	40.1	4.75	27.6	4.89	13.5	1.62	9.4	1.36	2.93	8.58	20.3	3469.3	1.06	0.36
DZ	**TET1-j**	0.13	165.7	148.7	0.27	0.24	135.6	526.3	97.6	558.5	251.7	6.30	363.3	67.1	421.2	68.3	156.7	17.7	94.6	11.0	1.87	5.00	5.85	3090.8	1.08	0.06
	TET5																									
	TET5-a	0.40	58.9	2147.5	0.27	0.22	158.7	610.8	112.7	648.4	295.1	4.75	422.4	78.2	508.7	84.3	201.1	22.4	117.6	14.0	2.82	10.7	21.2	5486.2	1.08	0.04
	TET5-b	0.42	75.1	1775.6	0.29	1.19	83.5	375.6	77.3	477.4	245.3	4.46	377.2	67.3	433.7	71.6	167.7	19.1	104.1	11.5	2.36	6.82	18.2	4368.4	1.05	0.04
	TET5-c	0.42	77.5	1763.5	0.09	0.01	134.0	508.0	94.3	529.0	249.3	4.47	368.5	66.5	422.7	70.5	164.2	19.0	103.3	11.6	2.58	6.16	16.2	4586.8	1.07	0.05
	TET5-d	0.33	63.4	1659.1	0.12	0.07	207.4	708.7	121.4	664.3	256.3	2.22	367.8	63.7	424.6	76.1	182.5	19.9	105.4	12.2	2.49	4.25	7.76	4935.4	1.08	0.02
	TET5-e core	0.35	57.5	1947.6	-	0.06	133.7	512.5	96.5	542.4	237.5	2.80	348.9	61.3	400.4	67.1	156.1	18.4	98.4	11.1	2.93	5.72	8.66	4692.3	1.06	0.03
	TET5-e rim	0.90	72.6	1828.9	0.24	0.84	119.7	495.5	95.5	558.0	240.3	3.62	363.8	65.5	429.9	74.0	169.3	19.5	101.4	11.3	2.65	6.81	9.80	4650.6	1.07	0.04
	Durango																									
	DUR1	0.06	381.8	380.1	0.66	1.06	2836.1	3470.7	270.7	875.2	110.9	13.2	100.7	11.4	63.7	12.4	33.0	4.24	24.0	3.31	0.48	134.4	6.37	8593.3	0.77	0.38
	DUR2	0.06	380.6	381.2	0.56	1.44	2864.4	3475.8	271.4	869.4	112.4	13.0	96.6	11.0	61.9	12.0	33.0	4.13	25.0	3.33	0.28	130.7	6.22	8617.2	0.76	0.37
	DUR3	0.03	383.5	385.0	0.38	1.19	2842.0	3442.6	273.4	875.1	109.9	13.5	98.5	10.9	62.6	12.0	34.0	4.12	24.3	3.31	0.42	134.2	6.39	8576.2	0.76	0.39
	DUR4	0.07	379.9	382.7	0.42	1.27	2810.4	3430.2	269.5	865.7	104.3	13.1	95.8	11.2	63.3	12.1	32.9	4.11	24.0	3.23	0.40	132.8	6.18	8504.3	0.76	0.39
	DUR5	0.04	379.1	387.4	0.59	1.27	2831.0	3460.8	272.0	865.9	103.7	13.8	95.5	11.2	64.4	12.4	33.2	4.24	24.9	3.33	0.34	134.4	6.06	8564.7	0.76	0.42

Note: Trace element (La-ICPMS) analyses were performed at Géosciences Montpellier using the equipment available at the AETE-ISO analytical platform of the OSU OREME (University of Montpellier)

Annexe 11

Tableau Annexe 11. *Résultats des analyses de gaz dissous dans les eaux.*

Source	He	Ne	H2	O2	N2	CH4	CO2	Conductimétrie	pH	Température
	mol/l	*mol/l*	*mol/l*	*mol/l*	*mol/l*	*mol/l*	*mol/l*	*µS/cm*		*°C*
Rivière - *Carança*	2.13527E-09	8.33E-09	5.94E-09	3.33E-04	6.17E-04	0.00E+00	1.09E-04	-	-	13
Rivière - *Carança*	6.27307E-09	8.87E-09	0.00E+00	3.18E-04	6.83E-04	2.31E-07	3.03E-05	-	-	13
Thuès - *Lukas*	2.66243E-07	1.45E-08	2.43E-07	1.34E-04	7.85E-04	8.76E-07	1.77E-05	-	9.03	43
Thuès - *Lukas*	2.7677E-07	1.02E-08	2.20E-09	3.49E-04	7.76E-04	0.00E+00	1.07E-05	-	9.03	43
Thuès - *Cascade bas*	1.26943E-07	1.45E-08	1.68E-07	1.74E-04	8.00E-04	7.51E-07	2.32E-05	323	9.08	72.5
Thuès - *Cascade bas*	1.69054E-07	2.80E-08	9.07E-08	3.26E-04	1.31E-03	1.54E-06	2.81E-03	323	9.08	72.5
Canaveilles - *rivière*	8.51314E-08	4.79E-09	7.89E-08	4.31E-05	2.89E-04	3.68E-07	9.61E-04	302	9.33	43.3
Canaveilles - *rivière*	6.77867E-08	7.44E-09	4.49E-08	2.34E-05	5.68E-04	7.05E-07	8.98E-06	302	9.33	43.3
St-Thomas - *Baraquette*	1.36362E-07	1.23E-08	1.39E-08	2.62E-05	6.36E-04	1.44E-06	1.35E-06	306	9.15	46.8
St-Thomas - *Baraquette*	1.03213E-07	3.29E-09	6.52E-08	9.72E-06	2.09E-04	3.07E-07	2.59E-04	306	9.15	46.9

L'analyse a été effectuée par la plate-forme d'analyse CONDATEau de Rennes (Géosciences Rennes)

Annexe 12

Tableau Annexe 12. *Résultats des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$*

Step	36Ar (fA) (atm.)	% 1sig.	37Ar (fA) (Ca)	% 1sig.	38Ar (fA) (Cl)	% 1sig.	39Ar (fA) (K)	% 1sig.	40Ar (fA) (rad.)	% 1sig.	40Ar*/39Ar	± 2sig.	Age (Ma)	± 2sig.	%40Ar*	%39Ar	Ca/K	± 2sig.
18CAR07 biotite J=0.0019311 ± 0.0000019																		
1	4.344	0.30	0.373	16.10	0.102	22.16	1.262	3.06	11.342	36.61	8.990	6.606	**31.13**	**22.67**	0.87	1.20	1.45	0.48
2	0.960	0.32	0.006	> 100	0.046	44.09	1.227	3.05	66.728	1.46	54.404	3.682	**180.65**	**11.63**	18.89	1.17	83.26	> 100
3	0.509	0.42	0.122	96.23	0.060	38.08	1.407	2.19	106.128	0.64	75.428	3.447	**245.90**	**10.51**	41.12	1.34	4.94	9.51
4	0.362	0.44	0.092	> 100	0.032	55.90	1.751	2.14	134.067	0.39	76.569	3.325	**249.37**	**10.11**	55.34	1.66	8.21	19.07
5	0.383	0.41	0.066	84.67	0.079	24.39	2.847	0.99	234.906	0.22	82.504	1.672	**267.34**	**5.04**	67.25	2.70	18.69	31.65
6	0.538	0.34	0.082	76.29	0.179	12.90	6.976	0.41	614.025	0.10	88.021	0.746	**283.88**	**2.23**	79.27	6.63	36.51	55.71
7	0.349	0.38	0.111	55.87	0.083	29.05	4.387	0.65	383.029	0.12	87.317	1.147	**281.77**	**3.43**	78.60	4.17	17.06	19.07
8	0.180	0.82	0.068	> 100	0.077	35.21	4.428	0.66	408.060	0.12	92.146	1.239	**296.15**	**3.67**	88.36	4.21	27.92	60.26
9	0.113	0.96	0.107	58.47	0.099	18.11	4.336	0.65	392.312	0.10	90.469	1.185	**291.17**	**3.52**	92.06	4.12	17.42	20.38
10	0.273	0.62	0.174	37.66	0.231	14.22	12.246	0.26	1080.794	0.05	88.257	0.469	**284.58**	**1.40**	92.98	11.63	30.21	22.75
11	0.081	1.43	0.034	> 100	0.200	13.96	12.020	0.18	1105.729	0.04	91.988	0.339	**295.68**	**1.01**	97.85	11.42	150.67	> 100
12	0.032	3.14	0.000	0.00	0.131	23.80	7.028	0.32	641.162	0.06	91.235	0.597	**293.45**	**1.77**	98.54	6.68	0.00	0.00
13	0.029	3.43	0.000	0.00	0.161	19.52	6.450	0.32	596.754	0.06	92.525	0.596	**297.27**	**1.77**	98.55	6.13	0.00	0.00
14	0.038	3.12	0.139	59.21	0.176	18.57	9.871	0.21	903.332	0.05	91.512	0.390	**294.27**	**1.16**	98.76	9.38	30.52	36.14
15	0.019	5.85	0.000	0.00	0.139	18.96	6.270	0.34	590.936	0.07	94.242	0.645	**302.35**	**1.91**	99.03	5.96	0.00	0.00
16	0.011	9.30	0.011	> 100	0.061	63.16	3.373	0.58	317.368	0.12	94.082	1.111	**301.88**	**3.28**	98.98	3.20	135.68	> 100
17	0.052	2.05	0.278	49.84	0.376	7.64	19.384	0.13	1847.381	0.02	95.304	0.249	**305.48**	**0.74**	99.16	18.41	29.95	29.86
17CAR06 (inf.0.2) J=0.0019170 ± 0.0000249																		
1	16.007	0.15	4.254	3.64	1.181	3.16	58.960	0.06	28.374	30.33	0.481	0.292	**1.67**	**1.01**	0.59	15.55	7.35	0.53
2	0.097	1.15	0.355	32.81	0.011	>100	2.714	1.56	4.081	9.19	1.504	0.280	**5.20**	**0.97**	12.38	0.72	4.05	2.66
3	0.188	2.13	0.501	23.03	0.036	52.94	4.397	0.63	11.822	11.86	2.689	0.639	**9.30**	**2.20**	17.40	1.16	4.65	2.14
4	0.316	1.32	0.397	32.35	0.087	13.67	8.014	0.30	49.778	2.90	6.211	0.363	**21.40**	**1.24**	34.53	2.11	10.69	6.92
5	0.555	0.73	0.711	19.03	0.068	19.56	12.732	0.17	104.665	1.37	8.220	0.226	**28.27**	**0.77**	38.71	3.36	9.49	3.61
6	0.613	0.72	0.910	16.12	0.037	42.29	19.415	0.12	187.169	0.81	9.640	0.157	**33.11**	**0.54**	50.53	5.12	11.31	3.65
7	0.641	0.65	1.172	9.09	0.089	18.44	28.290	0.07	300.402	0.48	10.619	0.104	**36.44**	**0.35**	61.06	7.46	12.80	2.33
8	0.565	0.76	1.716	7.41	0.027	83.16	39.733	0.08	461.476	0.32	11.614	0.077	**39.82**	**0.26**	73.19	10.48	12.27	1.82
9	0.372	1.28	1.338	8.56	0.010	>100	35.031	0.12	421.383	0.43	12.029	0.106	**41.22**	**0.36**	79.08	9.24	13.88	2.38
10	0.329	1.44	1.321	13.75	0.030	>100	34.543	0.11	422.114	0.42	12.220	0.107	**41.87**	**0.36**	81.06	9.11	13.86	3.81
11	0.316	1.55	1.200	12.52	0.019	>100	30.437	0.13	370.819	0.49	12.183	0.124	**41.75**	**0.42**	79.67	8.03	13.44	3.36
12	0.288	1.67	1.389	8.81	0.029	>100	33.351	0.13	417.718	0.43	12.525	0.113	**42.90**	**0.38**	82.88	8.80	12.73	2.24
13	0.191	2.51	0.456	26.70	0.003	>100	22.641	0.18	289.087	0.62	12.768	0.166	**43.73**	**0.56**	83.45	5.97	26.32	14.05
14	0.243	1.95	0.658	14.51	0.072	45.99	21.905	0.20	279.507	0.64	12.760	0.171	**43.70**	**0.58**	79.34	5.78	17.64	5.12
15	0.139	3.46	0.483	24.64	0.003	>100	13.108	0.30	172.818	1.05	13.184	0.287	**45.13**	**0.97**	80.57	3.46	14.38	7.09
16	0.098	4.82	0.628	22.98	0.015	>100	7.402	0.50	102.995	1.74	13.915	0.503	**47.61**	**1.70**	77.82	1.95	6.25	2.87
17	0.141	3.44	0.469	26.26	0.000	0.00	6.444	0.58	87.995	2.07	13.655	0.586	**46.73**	**1.98**	67.55	1.70	7.28	3.82
17CAR06 (0.2-0.5) J=0.0019170 ± 0.0000249																		
1	23.461	0.12	2.899	4.90	1.003	2.80	28.546	0.07	25.310	44.32	0.887	0.786	**3.07**	**2.72**	0.36	8.76	5.22	0.51
2	0.037	7.55	0.233	54.55	0.087	25.31	1.312	3.85	2.434	49.18	1.855	1.830	**6.42**	**6.32**	18.06	0.40	2.99	3.27
3	0.071	4.04	0.037	443.25	0.044	45.82	2.267	2.28	4.992	24.22	2.202	1.071	**7.62**	**3.70**	19.15	0.70	32.73	>100
4	0.164	1.76	0.228	56.87	0.044	50.71	4.758	1.09	24.044	5.06	5.054	0.523	**17.43**	**1.80**	32.98	1.46	11.04	12.56
5	0.315	3.51	0.258	71.86	0.003	>100	8.453	0.36	66.856	6.09	7.909	0.965	**27.21**	**3.30**	41.51	2.59	17.34	24.92
6	0.392	2.81	0.558	37.57	0.000	0.00	14.662	0.24	134.697	3.01	9.187	0.555	**31.57**	**1.89**	53.50	4.50	13.92	10.46
7	0.287	3.83	0.610	30.68	0.019	>100	17.343	0.18	179.548	2.26	10.352	0.469	**35.54**	**1.59**	67.66	5.32	15.07	9.25
8	0.285	4.09	1.307	8.00	0.016	>100	28.023	0.66	311.373	1.42	11.111	0.349	**38.11**	**1.19**	78.51	8.60	11.36	1.82
9	0.233	0.51	1.369	7.03	0.084	28.26	27.630	0.11	315.571	0.12	11.421	0.037	**39.17**	**0.13**	81.91	8.48	10.70	1.50
10	0.231	0.45	1.200	7.01	0.086	24.25	35.012	0.09	409.942	0.09	11.709	0.029	**40.14**	**0.10**	85.56	10.74	15.46	2.17
11	0.141	0.91	1.073	10.00	0.074	21.66	26.569	0.13	318.849	0.13	12.001	0.043	**41.13**	**0.15**	88.27	8.15	13.12	2.62
12	0.127	3.96	0.869	18.14	0.022	88.91	25.442	0.14	308.089	0.58	12.110	0.145	**41.50**	**0.49**	88.97	7.81	15.51	5.63
13	0.105	4.79	0.759	17.49	0.038	52.30	22.610	0.16	276.435	0.65	12.226	0.164	**41.89**	**0.56**	89.74	6.94	15.78	5.52
14	0.089	5.65	0.665	26.12	0.074	28.85	21.321	0.15	261.737	0.69	12.276	0.173	**42.06**	**0.59**	90.72	6.54	17.00	8.88
15	0.069	7.30	0.700	17.32	0.033	53.25	19.783	0.17	249.477	0.72	12.611	0.187	**43.20**	**0.63**	92.31	6.07	14.98	5.19
16	0.058	8.66	0.447	34.47	0.010	>100	17.179	0.21	220.757	0.82	12.850	0.217	**44.01**	**0.74**	92.62	5.27	20.35	14.03
17	0.063	7.96	0.629	23.62	0.016	>100	15.976	0.21	209.492	0.86	13.113	0.232	**44.90**	**0.79**	91.68	4.90	13.46	6.36
18	0.057	8.80	0.894	16.25	0.000	0.00	8.979	0.35	119.611	1.51	13.321	0.412	**45.60**	**1.39**	87.45	2.76	5.33	1.73
17CAR06 (0.5-2) J=0.0019170 ± 0.0000249																		
1	24.139	0.13	3.839	3.67	2.658	1.67	42.515	0.06	40.469	29.64	0.952	0.564	**3.30**	**1.95**	0.56	6.69	5.87	0.43
2	0.104	6.90	0.205	49.35	0.038	68.62	2.196	3.41	5.126	55.53	2.334	2.597	**8.07**	**8.96**	14.21	0.35	5.67	5.61
3	0.152	4.69	0.411	23.77	0.065	40.66	3.192	2.34	6.497	43.74	2.035	1.783	**7.04**	**6.16**	12.53	0.50	4.11	1.96
4	0.205	3.49	0.188	71.74	0.079	34.92	5.669	1.31	24.218	11.79	4.272	1.013	**14.75**	**3.48**	28.32	0.89	15.99	22.95
5	0.282	2.04	0.357	28.01	0.037	58.84	7.150	0.94	49.906	4.55	6.980	0.648	**24.04**	**2.22**	37.20	1.13	10.61	5.95
6	0.443	1.31	0.432	23.98	0.052	20.22	11.371	0.59	92.056	2.48	8.095	0.412	**27.85**	**1.41**	41.04	1.79	13.96	6.70
7	0.534	1.09	0.463	23.97	0.009	>100	17.964	0.39	161.125	1.42	8.969	0.264	**30.83**	**0.90**	50.24	2.83	20.54	9.85
8	0.478	1.21	0.926	12.64	0.060	25.92	25.077	0.27	253.312	0.90	10.101	0.189	**34.68**	**0.64**	63.93	3.95	14.35	3.63
9	0.340	1.72	1.008	10.32	0.041	65.27	29.423	0.23	321.234	0.71	10.918	0.163	**37.46**	**0.55**	75.94	4.63	15.47	3.20
10	0.330	1.76	0.885	15.66	0.038	53.47	35.947	0.19	400.780	0.57	11.149	0.134	**38.24**	**0.45**	80.21	5.66	21.54	6.75
11	0.212	1.35	0.782	18.94	0.061	47.64	34.611	0.10	403.895	0.24	11.670	0.062	**40.01**	**0.21**	86.40	5.45	23.45	8.88
12	0.211	1.47	0.849	18.99	0.091	32.86	37.853	0.10	446.132	0.24	11.786	0.060	**40.40**	**0.20**	87.57	5.96	23.62	8.97
13	0.194	1.49	0.848	19.78	0.042	65.62	39.668	0.09	476.503	0.21	12.012	0.055	**41.17**	**0.19**	89.12	6.24	24.80	9.81
14	0.177	1.62	1.041	17.76	0.026	>100	43.974	0.09	532.865	0.19	12.118	0.050	**41.53**	**0.17**	90.93	6.92	22.39	7.95
15	0.162	1.76	0.956	14.25	0.022	>100	46.120	0.07	562.227	0.18	12.191	0.046	**41.77**	**0.16**	92.01	7.26	25.58	7.29
16	0.132	2.27	0.856	15.92	0.000	0.00	36.559	0.10	449.699	0.23	12.301	0.061	**42.15**	**0.21**	91.85	5.76	22.63	7.21
17	0.103	2.94	0.652	25.15	0.019	>100	35.279	0.12	440.862	0.23	12.497	0.065	**42.81**	**0.22**	93.41	5.55	28.68	14.43
18	0.113	2.63	0.811	15.10	0.004	>100	40.953	0.08	512.310	0.20	12.510	0.054	**42.85**	**0.18**	93.77	6.45	26.78	8.09
19	0.079	3.67	0.663	25.20	0.023	>100	32.492	0.11	413.308	0.24	12.720	0.068	**43.57**	**0.23**	94.50	5.11	25.96	13.08
20	0.076	3.75	0.728	19.28	0.013	>100	31.358	0.12	403.633	0.24	12.872	0.070	**44.08**	**0.24**	94.63	4.94	22.82	8.80
21	0.095	2.94	1.316	11.09	0.049	49.55	30.274	0.12	391.598	0.25	12.935	0.071	**44.29**	**0.24**	93.20	4.77	12.19	2.70
22	0.099	2.90	1.681	8.92	0.004	>100	29.452	0.14	388.447	0.25	13.189	0.077	**45.15**	**0.26**	92.88	4.64	9.29	1.66
23	0.081	3.52	1.320	14.55	0.039	70.00	13.559	0.23	177.886	0.55	13.120	0.157	**44.92**	**0.53**	88.00	2.13	5.44	1.58
24	0.051	5.52	0.200	63.56	0.041	57.80	2.595	1.19	30.585	3.18	11.787	0.800	**40.40**	**2.71**	66.81	0.41	6.89	8.75
17CAR06 (2-50) J=0.0019170 ± 0.0000249																		
1	52.035	0.12	6.276	3.26	1.119	2.54	16.595	0.45	0.000	0.00	0.000	0.000	**0.00**	**0.00**	0.00	2.75	1.40	0.09
2	0.012	2.64	0.000	0.22	0.000	0.00	0.543	3.06	0.925	26.92	1.704	0.924	**5.90**	**3.19**	20.38	0.09	0.00	0.00
3	0.036	0.73	0.000	0.15	0.011	> 100	1.563	0.92	6.447	3.79	4.126	0.322	**14.25**	**1.11**	37.45	0.26	0.00	0.00
4	0.073	1.01	0.000	0.14	0.000	0.00	3.270	0.47	23.616	1.35	7.221	0.207	**24.86**	**0.71**	52.07	0.54	0.00	0.00
5	0.142	0.30	0.202	70.54	0.023	67.04	7.894	0.22	69.754	0.38	8.836	0.078	**30.37**	**0.27**	62.12	1.31	20.76	29.29
6	0.127	0.39	0.075	> 100	0.000	0.00	10.842	0.14	104.048	0.27	9.597	0.058	**32.97**	**0.20**	73.22	1.79	76.98	>100
7	0.138	0.98	0.371	51.55	0.029	59.86	14.830	0.23	149.027	0.28	10.049	0.073	**34.50**	**0.25**	78.22	2.45	21.19	21.85
8	0.120	0.47	0.409	77.77	0.000	0.00	17.421	0.18	181.684	0.11	10.429	0.044	**35.80**	**0.15**	83.44	2.88	22.59	35.14
9	0.084	1.79	0.244	86.40	0.011	> 100	18.690	0.18	205.367	0.23	10.988	0.063	**37.69**	**0.21**	89.01	3.09	40.61	70.17
10	0.063	0.93	0.270	63.11	0.025	64.84	19.688	0.17	221.803	0.09	11.266	0.043	**38.64**	**0.15**	92.08	3.26	38.66	48.80
11	0.070	0.76	0.491	45.25	0.034	46.87	21.189	0.17	240.177	0.08	11.335	0.042	**38.87**	**0.14**	91.90	3.51	22.88	20.71
12	0.041	1.66	0.131	> 100	0.000	0.00	16.115	0.17	187.370	0.21	11.627	0.062	**39.86**	**0.21**	93.78	2.67	65.14	>100
13	0.046	1.52	0.320	73.13	0.000	0.00	20.996	0.12	249.566	0.16	11.886	0.047	**40.74**	**0.16**	94.74	3.48	34.82	50.92
14	0.045	1.66	0.263	74.98	0.000	0.00	22.980	0.13	276.188	0.14	12.018	0.047	**41.19**	**0.16**	95.29	3.80	46.38	69.55
15	0.042	2.16	0.304	92.43	0.042	46.36	24.299	0.12	296.282	0.15	12.193	0.046	**41.78**	**0.15**	95.87	4.02	42.43	78.43
16	0.043	1.74	0.409	47.66	0.014	> 100	25.530	0.14	316.451	0.13	12.395	0.047	**42.47**	**0.16**	96.02	4.23	33.07	31.52
17	0.036	2.06	0.635	32.81	0.019	> 100	22.310	0.13	278.297	0.14	12.474	0.047	**42.73**	**0.16**	96.20	3.69	18.63	12.22
18	0.037	2.01	0.236	81.93	0.011	> 100	23.296	0.14	291.494	0.14	12.513	0.050	**42.86**	**0.17**	96.26	3.86	52.30	85.71
19	0.046	1.62	0.388	86.06	0.000	0.00	32.095	0.11	409.126	0.10	12.748	0.038	**43.66**	**0.13**	96.71	5.31	43.80	75.39
20	0.043	1.74	0.537	40.62	0.060	41.13	30.216	0.11	387.755	0.10	12.833	0.038	**43.95**	**0.13**	96.74	5.00	29.84	24.24
21	0.044	1.68	0.646	26.73	0.000	0.00	33.609	0.10	436.833	0.09	12.998	0.036	**44.50**	**0.12**	97.01	5.56	27.58	14.75
22	0.045	1.89	0.645	27.00	0.000	0.00	37.347	0.09	488.367	0.06	13.076	0.029	**44.77**	**0.10**	97.23	6.18	30.70	16.58
23	0.052	1.74	0.482	42.62	0.000	0.00	35.692	0.09	466.934	0.06	13.082	0.028	**44.79**	**0.09**	96.70	5.91	39.23	33.44
24	0.037	2.25	0.668	17.92	0.025	97.42	27.718	0.10	369.180	0.07	13.319	0.033	**45.59**	**0.11**	97.01	4.59	22.00	7.88
25	0.044	1.91	1.274	14.52	0.015	> 100	31.904	0.10	426.674	0.06	13.374	0.033	**45.78**	**0.11**	96.96	5.28	13.27	3.85
26	0.081	1.06	5.861	3.96	0.005	> 100	48.593	0.08	644.127	0.04	13.255	0.024	**45.38**	**0.08**	96.31	8.04	4.39	0.35
27	0.052	1.70	6.945	3.53	0.000	0.00	26.697	0.10	335.948	0.08	12.584	0.033	**43.10**	**0.11**	95.54	4.42	2.04	0.14
28	0.045	2.01	5.277	2.81	0.009	> 100	12.240	0.15	152.139	0.19	12.429	0.060	**42.58**	**0.20**	91.81	2.03	1.23	0.07

Step	36Ar (fA) (atm.)	% 1sig.	37Ar (fA) (Ca)	% 1sig.	38Ar (fA) (Cl)	% 1sig.	39Ar (fA) (K)	% 1sig.	40Ar (fA) (rad.)	% 1sig.	40Ar*/39Ar	± 2sig.	Age (Ma)	± 2sig.	%40Ar*	%39Ar	Ca/K	± 2sig.
T4a (inf.0.2) J=0.0019170 ± 0.0000249																		
1	19.536	0.13	7.554	2.49	2.097	1.96	34.847	0.05	0.000	0.00	0.000	0.000	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	2.44	0.12
2	0.066	1.32	0.908	21.15	0.192	11.78	4.633	0.37	4.472	6.26	0.965	0.121	**3.34**	**0.42**	18.55	3.37	2.70	1.14
3	0.209	2.16	1.569	7.36	0.210	10.19	8.276	0.46	33.205	4.91	4.012	0.396	**13.86**	**1.36**	34.69	6.02	2.80	0.41
4	0.380	1.20	2.238	5.16	0.137	13.94	11.643	0.33	79.869	2.08	6.860	0.288	**23.63**	**0.99**	41.30	8.46	2.76	0.29
5	0.385	1.18	2.655	4.16	0.080	23.74	14.447	0.27	128.213	1.30	8.875	0.236	**30.51**	**0.80**	52.70	10.50	2.88	0.24
6	0.276	0.23	2.237	6.06	0.111	22.86	11.815	0.12	154.847	0.16	13.106	0.052	**44.87**	**0.17**	65.20	8.59	2.80	0.34
7	0.300	0.19	3.227	4.61	0.060	44.70	15.386	0.11	283.446	0.08	18.422	0.049	**62.76**	**0.16**	75.96	11.18	2.53	0.23
8	0.177	0.31	2.478	5.81	0.055	45.64	11.862	0.17	223.622	0.15	18.852	0.086	**64.20**	**0.29**	80.86	8.62	2.54	0.29
9	0.224	0.83	2.941	7.75	0.172	12.01	16.589	0.49	266.587	0.38	16.070	0.199	**54.87**	**0.67**	79.93	12.06	2.99	0.46
10	0.081	2.11	0.526	31.95	0.000	0.00	2.902	2.84	44.777	2.12	15.427	1.095	**52.70**	**3.69**	64.81	2.11	2.93	1.88
11	0.049	3.50	0.603	27.41	0.034	56.69	1.869	4.40	27.928	3.40	14.943	1.662	**51.07**	**5.60**	65.57	1.36	1.64	0.91
12	0.045	2.40	0.290	55.06	0.000	0.00	1.248	4.90	20.702	3.14	16.584	1.930	**56.60**	**6.48**	60.77	0.91	2.28	2.52
13	0.061	1.70	0.269	71.58	0.000	0.00	1.284	4.40	19.431	3.33	15.132	1.669	**51.71**	**5.62**	51.51	0.93	2.53	3.62
14	0.037	2.72	0.000	0.15	0.000	0.00	0.759	7.83	11.816	5.40	15.560	2.960	**53.15**	**9.96**	51.89	0.55	0.00	0.00
T4a (0.2-0.5) J=0.0019170 ± 0.0000249																		
1	8.961	0.13	1.619	12.11	0.361	5.50	16.768	0.11	0.000	0.00	0.000	0.000	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	5.49	1.33
2	0.027	3.04	0.332	38.62	0.000	0.00	2.172	1.89	1.258	21.65	0.579	0.252	**2.01**	**0.87**	13.60	1.88	3.47	2.68
3	0.095	0.73	0.403	37.50	0.000	0.00	4.696	0.87	18.045	1.39	3.843	0.126	**13.27**	**0.43**	38.95	4.07	6.17	4.63
4	0.109	0.72	0.707	17.42	0.024	>100	5.000	0.92	29.575	0.93	5.915	0.154	**20.39**	**0.53**	47.58	4.33	3.75	1.31
5	0.153	0.89	0.777	45.61	0.005	>100	7.670	0.60	57.664	0.76	7.518	0.146	**25.88**	**0.50**	55.75	6.65	5.23	4.77
6	0.121	0.91	0.490	25.65	0.017	>100	7.961	0.57	79.315	0.47	9.962	0.147	**34.21**	**0.50**	68.65	6.90	8.61	4.42
7	0.109	0.86	0.862	14.34	0.037	87.31	9.963	0.41	124.072	0.28	12.453	0.124	**42.66**	**0.42**	79.17	8.63	6.13	1.76
8	0.118	0.62	1.092	16.52	0.049	61.91	13.492	0.32	187.409	0.14	13.890	0.096	**47.52**	**0.32**	84.14	11.69	6.55	2.16
9	0.085	1.91	0.963	29.19	0.000	0.00	15.299	0.22	273.515	0.23	17.878	0.114	**60.94**	**0.38**	91.51	13.26	8.42	4.91
10	0.046	3.59	1.034	23.40	0.000	0.00	13.723	0.21	258.136	0.25	18.811	0.121	**64.06**	**0.41**	94.87	11.89	7.03	3.29
11	0.023	6.78	0.532	49.58	0.000	0.00	7.991	0.34	140.341	0.44	17.562	0.195	**59.88**	**0.65**	95.24	6.92	7.95	7.89
12	0.027	5.74	0.271	>100	0.000	0.00	8.314	0.31	135.883	0.45	16.344	0.179	**55.79**	**0.60**	94.33	7.20	16.26	39.02
13	0.024	6.53	0.025	>100	0.000	0.00	2.359	1.21	43.155	1.43	18.296	0.686	**62.34**	**2.30**	85.70	2.04	49.44	>100
T4a (0.5-2) J=0.0019170 ± 0.0000249																		
1	22.473	0.13	3.572	3.48	0.757	4.35	39.474	0.07	0.000	0.00	0.000	0.000	**0.00**	**0.00**	0.00	8.98	5.86	0.41
2	0.009	14.50	0.231	60.19	0.000	0.00	0.999	3.90	0.274	>100	0.274	1.051	**0.95**	**3.64**	9.26	0.23	2.29	2.77
3	0.029	4.68	0.223	68.90	0.000	0.00	2.769	1.40	1.116	47.83	0.403	0.386	**1.40**	**1.34**	11.55	0.63	6.59	9.09
4	0.088	1.66	0.437	43.73	0.027	85.61	5.370	0.73	13.850	4.04	2.579	0.212	**8.92**	**0.73**	34.60	1.22	6.51	5.69
5	0.153	0.90	0.807	21.65	0.056	33.19	7.259	0.58	28.167	1.94	3.880	0.157	**13.40**	**0.54**	38.09	1.65	4.77	2.06
6	0.167	0.69	0.095	>100	0.041	37.49	7.510	0.53	41.686	1.03	5.551	0.128	**19.14**	**0.44**	45.53	1.71	42.01	>100
7	0.266	0.48	0.516	69.10	0.024	66.99	11.240	0.36	80.158	0.58	7.132	0.097	**24.55**	**0.33**	50.22	2.56	11.55	15.96
8	0.165	0.81	0.388	45.05	0.068	27.70	9.969	0.49	95.905	0.44	9.620	0.127	**33.05**	**0.43**	66.01	2.27	13.61	12.27
9	0.240	0.66	0.722	22.78	0.137	17.21	15.803	0.32	166.258	0.30	10.520	0.092	**36.11**	**0.31**	69.83	3.60	11.59	5.28
10	0.195	0.47	0.774	19.12	0.058	58.44	15.298	0.33	174.501	0.18	11.407	0.085	**39.12**	**0.29**	74.93	3.48	10.47	4.00
11	0.176	0.87	0.469	36.95	0.018	>100	15.645	0.33	186.351	0.26	11.911	0.099	**40.83**	**0.34**	77.94	3.56	17.69	13.07
12	0.138	0.91	0.634	29.30	0.054	38.20	16.246	0.32	203.893	0.20	12.550	0.094	**42.99**	**0.32**	83.12	3.70	13.59	7.97
13	0.129	0.95	0.798	30.02	0.022	>100	17.974	0.25	233.411	0.18	12.986	0.080	**44.46**	**0.27**	85.75	4.09	11.94	7.17
14	0.165	0.84	0.897	26.55	0.018	>100	21.607	0.21	301.697	0.15	13.963	0.073	**47.77**	**0.25**	85.89	4.92	12.77	6.78
15	0.115	1.06	0.811	26.84	0.007	>100	19.947	0.21	288.066	0.14	14.441	0.074	**49.38**	**0.25**	89.30	4.54	13.04	7.00
16	0.110	1.13	0.905	21.17	0.023	>100	29.926	0.16	474.971	0.09	15.871	0.057	**54.20**	**0.19**	93.48	6.81	17.52	7.42
17	0.077	1.60	1.062	14.94	0.000	0.00	26.924	0.17	435.981	0.09	16.193	0.062	**55.28**	**0.21**	94.94	6.12	13.43	4.01
18	0.075	1.65	0.947	20.16	0.000	0.00	29.877	0.16	502.372	0.08	16.815	0.060	**57.37**	**0.20**	95.70	6.80	16.71	6.74
19	0.021	5.36	0.263	74.23	0.000	0.00	11.790	0.36	205.833	0.19	17.459	0.141	**59.53**	**0.47**	96.96	2.68	23.78	35.31
20	0.060	1.92	0.918	27.09	0.000	0.00	32.659	0.14	568.253	0.07	17.400	0.056	**59.33**	**0.19**	96.92	7.43	18.86	10.22
21	0.039	3.04	0.922	11.69	0.000	0.00	27.128	0.11	469.765	0.09	17.317	0.048	**59.05**	**0.16**	97.54	6.17	15.59	3.65
22	0.052	2.01	0.989	12.94	0.000	0.00	31.892	0.10	544.218	0.07	17.064	0.042	**58.21**	**0.14**	97.17	7.26	17.10	4.43
23	0.039	2.80	0.805	15.11	0.017	>100	24.996	0.12	432.855	0.10	17.317	0.052	**59.06**	**0.17**	97.31	5.69	16.47	4.98
24	0.021	3.38	0.617	33.93	0.000	0.00	13.035	0.18	217.795	0.12	16.709	0.072	**57.01**	**0.24**	97.14	2.97	11.19	7.60
25	0.015	5.30	0.226	92.59	0.000	0.00	4.238	0.61	65.260	0.43	15.397	0.229	**52.60**	**0.77**	93.59	0.96	9.93	18.40
T4a (2-50) J=0.0019170 ± 0.0000249																		
1	23.721	0.14	3.804	3.00	0.537	5.77	14.726	0.20	0.000	0.00	0.000	0.000	**0.00**	**0.00**	0.00	8.81	2.05	0.12
2	0.015	5.78	0.021	>100	0.009	>100	1.351	1.75	0.743	39.90	0.550	0.439	**1.91**	**1.52**	14.46	0.81	34.26	>100
3	0.054	1.49	0.131	>100	0.053	33.47	4.124	0.53	12.842	2.23	3.114	0.143	**10.76**	**0.49**	44.20	2.47	16.69	42.47
4	0.148	0.78	1.035	25.96	0.018	>100	9.820	0.25	67.564	0.56	6.880	0.085	**23.69**	**0.29**	60.43	5.87	5.03	2.61
5	0.135	0.59	1.248	13.53	0.068	26.42	12.525	0.18	143.103	0.20	11.425	0.062	**39.18**	**0.21**	78.04	7.49	5.32	1.44
6	0.121	0.65	1.581	11.71	0.040	62.22	20.286	0.20	300.397	0.09	14.808	0.065	**50.62**	**0.22**	89.21	12.13	6.80	1.59
7	0.074	0.83	1.687	9.27	0.046	30.32	21.550	0.20	332.040	0.06	15.408	0.066	**52.64**	**0.22**	93.68	12.89	6.77	1.26
8	0.048	0.95	1.370	22.43	0.000	0.00	23.824	0.19	380.196	0.04	15.958	0.061	**54.49**	**0.21**	96.33	14.25	9.21	4.13
9	0.025	1.76	0.927	17.18	0.000	0.00	21.837	0.20	351.185	0.05	16.082	0.068	**54.91**	**0.23**	97.83	13.06	12.48	4.29
10	0.020	1.68	0.696	29.23	0.000	0.00	16.936	0.25	270.919	0.05	15.997	0.080	**54.62**	**0.27**	97.83	10.13	12.90	7.54
11	0.017	2.36	0.626	37.05	0.000	0.00	9.371	0.44	147.695	0.10	15.762	0.141	**53.83**	**0.47**	96.68	5.60	7.93	5.88
12	0.015	3.81	0.778	14.50	0.038	66.62	6.358	0.32	99.749	0.29	15.688	0.135	**53.58**	**0.46**	95.63	3.80	4.33	1.26
13	0.030	1.74	0.279	49.96	0.012	>100	3.604	0.42	55.354	0.50	15.359	0.201	**52.47**	**0.68**	86.15	2.16	6.85	6.85
14	0.012	3.87	0.572	33.05	0.003	>100	0.881	2.43	11.532	2.32	13.089	0.881	**44.81**	**2.98**	76.65	0.53	0.82	0.54

Annexe 13

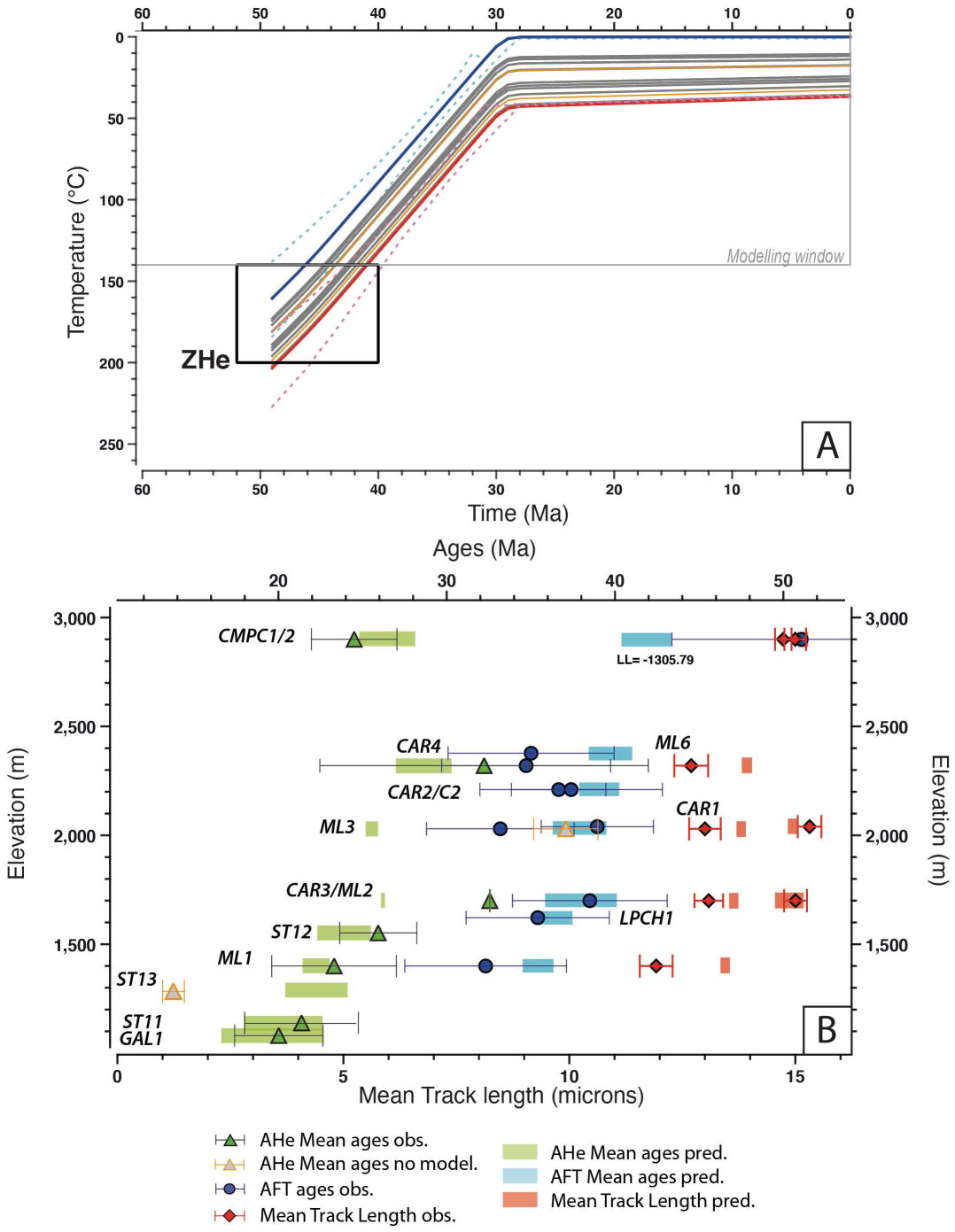


Figure Annexe 13. *Graphiques présentant le trajet thermique modélisé et les relations âges observés vs. âges prédits pour l'ensemble des échantillons du bloc Sud de la faille de Mérens, incluant l'ensemble des données traces de fission. Le modèle présenté est l'« expected model » qui est la moyenne des meilleurs modèles pondérés par l'incertitude.* ***A.*** *Trajet température-temps modélisé pour le bloc Sud de la faille de Mérens. En bleu, trajectoire de l'échantillon le plus élevé avec son incertitude. En rouge, le trajet thermique de l'échantillon le plus bas. En gris, les échantillons intermédiaires. Les trajets orange correspondent aux échantillons ST13 et ML3 non modélisés.* ***B.*** *Graphique âge-altitude des âges bruts observés (obs.) où sont également reportés les âges modélisés (pred.). Les longueurs de traces moyennes sont également représentées.*

Annexe 14

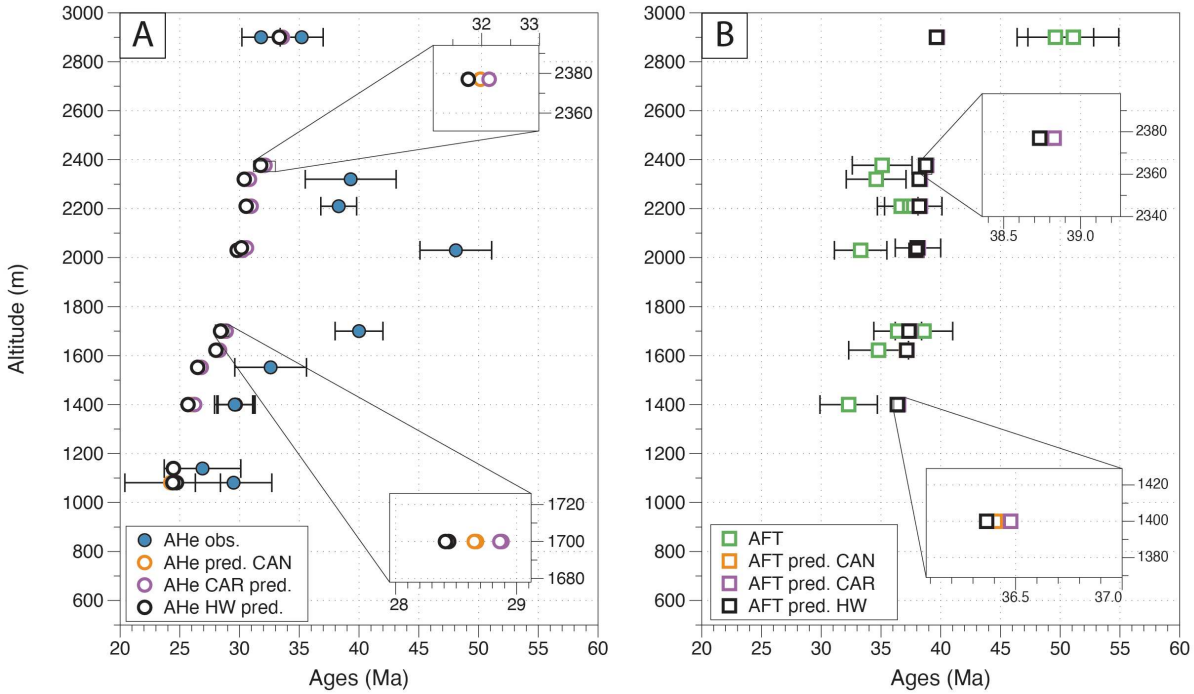


Figure Annexe 14. *Profils âge-altitude avec les âges observés vs. âges prédits au toit de la faille de la Têt pour les meilleurs modèles des deux inversions CANv2 (CAN), CAREstv2 (CAR) et du toit de la faille de la Têt seul (HW).* ***A.*** *Les données AHe.* ***B.*** *Les données AFT. Les âges prédits pour l'échantillon à 1139 m d'altitude dans le mur de la faille sont manquants car le tracé de la faille ne permettait pas de l'inclure dans les modèles.*

Abstract

In mountain ranges, evidences of hydrothermal circulations are common. The numerous faults that run through the orogens are permeable zones able to constitute effective drains for the upflow of hydrothermal fluids and to localize significant thermal anomalies. Hydrothermal systems in an orogenic context are poorly considered in terms of geothermal energy potential, nevertheless they offer real production perspectives.

In the Eastern part of the Pyrenees (France), the Têt fault is a major NE-SW crustal accident that locates numerous hydrothermal sources in the Têt valley along the Canigou-Carança massif. The hydrothermal manifestations along this fault raise questions about the geometry of the associated thermal anomaly, its intensity and timing in the geological framework. To answer these questions, different approaches have been used, coupling structural, petrological, thermochronological and geochemical analyses.

The structural approach made possible the characterization of the geometry of the fault network and fracturing at different scales. The fine structural analysis of the Têt fault highlighted the role of the damage zone in the localization of the springs, and the impact of the intersecting secondary faults, which could also constitute drains for hydrothermal flow. The intensity of these circulations is underlined by the presence of chlorite in the fractured zones, and locally by apatite and sphene of hydrothermal origin. Because of its sensitivity to temperature variations, thermochronology and Rare Earth Elements (REE) analyses in apatites have been used to characterize the spatio-temporal evolution of the thermal anomalies. The results show that fluid circulations disturb the isotopic (U-Th)/He system and the REE content of apatites. Apatite age rejuvenation coincides with a depletion of REE in the damage zone of the Têt fault, in particular at the hottest hot spring cluster (Thuès). Areas of fluids paleo-circulation were also highlighted. The higher temperature thermochronometers, fission tracks on apatite and (U-Th)/He on zircon, do not appear to be disturbed by these circulations.

Thermochronological data not impacted by hydrothermalism were used to clarify the tectonic evolution of the Eastern Pyrenean Axial Zone using models of thermal and thermo-kinematic evolution of different massifs. These models are used to discuss the tectonic activity of the range since the Eocene, before the normal oligo-miocene motion of the Têt fault, which exhumed the Canigou massif. During the Miocene, a propagation of the deformation of the Têt fault towards the West is highlighted, as far as Cerdagne. On the Carança segment of the fault, sub-blocks with different thermo-tectonic history have been identified. They are separated by NW-SE faults, which (re-) activation is linked to a change in the orientation of extension (NE-SW) during the Miocene. The multiple activity of the Têt fault allows individualizing several segments at the limits of which the hydrothermal circulations are more or less active. The Thuès cluster is close to the tip of the most topographically pronounced segment, which combines several conditions favorable to localize hydrothermal circulations: high topographic gradient, intense fracturing of the basement and polyphased activity. It is possible that this hydrothermal activity was episodic or permanent since the Miocene along the Têt fault.

Résumé

Dans les chaînes de montagnes, les évidences de circulations hydrothermales sont communes. Les nombreuses failles qui parcourent les orogènes sont des zones perméables capables de constituer des drains efficaces pour la remontée de fluides hydrothermaux et localiser des anomalies thermiques. Les systèmes hydrothermaux en contexte orogénique, peu considérés dans le potentiel de production d'énergie géothermique, offrent pourtant de réelles perspectives d'exploitation.

Dans la partie Est des Pyrénées (France), la faille de la Têt est un accident NE-SO crustal majeur qui localise de nombreuses sources hydrothermales en bordure du massif Canigou-Carança. Les manifestations hydrothermales le long de cette faille questionnent sur la géométrie de l'anomalie thermique associée, son intensité et son histoire dans le contexte géologique. Pour répondre à ces questions, différentes approches ont été utilisées en couplant des analyses structurales, pétrologiques, thermochronologiques et géochimiques.

L'approche structurale a permis de caractériser la géométrie du réseau de failles et de la fracturation à différentes échelles. L'analyse structurale fine de la faille de la Têt a permis de définir que la zone d'endommagement localise les sources et de mettre en évidence le rôle de l'intersection des failles secondaires, qui ont pu également servir de drain aux circulations hydrothermales. L'intensité de ces circulations est soulignée par la présence de chlorite dans les zones fracturées, et localement par de l'apatite et du sphène d'origine hydrothermale. De par sa sensibilité aux variations de température, la thermochronologie associée à l'analyse des Terres Rares dans les apatites est un outil qui permet de caractériser l'évolution spatio-temporelle des anomalies thermiques associées à des circulations de fluides hydrothermaux en profondeur. Les résultats montrent que les circulations de fluides perturbent le système isotopique (U-Th)/He et la teneur en Terres Rares des apatites. Leur rajeunissement coïncide avec un appauvrissement en Terres Rares dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt, en particulier pour les sources les plus chaudes de Thuès. Des zones de paléo-circulations de fluides ont également été mises en évidence. Les thermochronomètres de plus haute température, traces de fission et (U-Th)/He sur zircon, n'apparaissent pas perturbés par ces circulations.

L'utilisation des données non impactées par l'hydrothermalisme a permis de préciser l'évolution tectonique de l'Est de la Zone Axiale des Pyrénées grâce à des modèles d'évolution thermique et thermo-cinématique de différents massifs. Ces modèles permettent de discuter de l'activité tectonique de la chaîne depuis la compression Éocène. Le démarrage de l'extension oligo-miocène est caractérisé par le jeu normal de la faille de la Têt qui exhume le massif du Canigou. Ces travaux mettent en évidence une propagation de la déformation vers l'Ouest sur la faille de la Têt au Miocène, jusqu'en Cerdagne. Sur le segment Carança, des sous-blocs d'histoire thermique différente ont été identifiés. Ils sont séparés par des failles NO-SE, dont la (ré-) activation est liée à un changement d'orientation de l'extension (NE-SO) durant le Miocène. Le polyphasage le long de la faille de la Têt permet d'individualiser plusieurs segments aux limites desquels des circulations hydrothermales se localisent. Le cluster de Thuès, situé proche de l'extrémité du segment le mieux marqué dans la topographie, combine différentes conditions favorables aux circulations hydrothermales : un fort gradient topographique, une fracturation intense et une activité polyphasée. Il est possible que cette activité hydrothermale soit épisodique ou continue depuis le Miocène le long de la faille de la Têt.