



HAL
open science

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.

Audrey Taillefer

► To cite this version:

Audrey Taillefer. 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.. Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2017. Français. NNT : 2017MONTT118 . tel-01704673

HAL Id: tel-01704673

<https://theses.hal.science/tel-01704673>

Submitted on 8 Feb 2018

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'Université de Montpellier

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

Spécialité: **Sciences de la Terre**

Présentée par **Audrey Taillefer**

**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.**

Soutenue le 27 Octobre 2017 devant le jury composé de

M. Roger SOLIVA	Univ. de Montpellier	Directeur de Thèse
M. Laurent GUILLOU-FROTTIER	BRGM	Co-Directeur de Thèse
M. Yves GÉRAUD	Univ. de Lorraine	Rapporteur
M. Fabien MAGRI	Freie Universität Berlin	Rapporteur
Mme. Béatrice LEDESERT	Univ. Cergy-Pontoise	Examinatrice
Mme. Séverine CARITG	BRGM	Examinatrice
M. Jean CHERY	Univ. de Montpellier	Président du Jury
M. Mathieu BELLANGER	TLS Geothermics	Invité





Ce travail a été financé dans le cadre du Programme RGF du BRGM. Il s'est déroulé au sein du laboratoire Géosciences Montpellier dans le cadre de l'Ecole Doctorale Gaïa. Nous remercions ces organismes pour leur soutien technique et financier.

*Il y a deux réponses à ta question,
comme à toutes les questions.
La réponse du savant, et la réponse du poète.
Laquelle veux-tu en premier ?*

Pierre Bottero

Pyrene,

*Fille de la terre brûlée, courtisée de tous, rêvée par chacun,
Trop belle, sauvage et fière pour de l'homme le commun !
La voici qui s'éprend de celui venu de l'autre côté de la mer.
On le dit à moitié Dieu, elle y voit son égal,
Et les deux amants par tous placés sur un pieds-d'estale,
Se jurent de vivre ensemble une vie ordinaire.*

*L'été offre de ces joies simples que savourent les amants...
Sa fin annonce pourtant le début des tourments.
Hercule, rappelé à terminer ses dantesques travaux,
Disparaît subitement, sans à Pyrene souffler mot.*

*Le chagrin de la belle n'a d'égal que sa folie,
Tandis que dans son ventre grandit le fruit de leur amour,
Elle cherche frénétiquement celui qu'il disait sien pour toujours.
Jusque dans sa chair trahie,
Pyrene accouche d'un serpent, laissant de sa mère le corps sans vie.*

L'Amour, dit-on, souffle des mots que seul le vent transporte...

*Hercule traverse les terres, refusant de la croire morte,
Mais c'est un corps inerte, dévasté par le malheur,
Que le héros serre dans ses bras, inonde de ses pleurs.*

*A quoi bon l'immortalité,
Si elle n'est partagée ?*

*La rage décuplant ses forces, afin de l'honorer,
D'une main saisi l'île, de l'autre le continent,
Fracasse l'une contre l'autre, et ainsi construisant,
Le tombeau de Pyrène pour l'éternité.*

*Elevées à la gloire d'un Amour si grand,
Pleurant tantôt dans la mer, tantôt dans l'Océan,
Les Pyrénées depuis, chaque jour nous rappellent,
Qu'être le plus haut ne promet pas le bonheur,
Et que trop d'ambition peut causer le malheur,
Car c'est en étant simple que la vie est belle.*

Abstract

Non-magmatic hydrothermal systems in mountain ranges are poorly studied compared to extensive ones. They likely involve similar processes than those highlighted for other hydro-geothermal continental systems, however questions remain about : 1) the water origin and the structures responsible for efficient infiltrations, 2) the type of pathways from depth to the hot springs, and the conservation of the draining capacity, 3) the geometry and amplitude of the thermal anomalies and subsequent fluid-rock interactions in the deep transfer zone.

In Eastern Pyrénées (France), the alignment of 29 hot springs (29-73°C) along the brittle Têt fault and its related high topography allows studying these processes. The integrative analysis of remote sensing, multi-scale geological field observations and hydrothermal fluid geochemistry, provides strong constraints to establish a realistic 3D numerical model coupling heat transfers with fluid flows. From the infiltration areas to the springs at the surface, we show that :

1. The hydrothermal fluids have a meteoric origin and infiltrate at high altitude (>2200 m). Three intersecting fracture sets, resulting from three consecutive tectonic stages, pervasively distribute on the infiltration areas. They probably are efficient structures to transfer fluids through the crust to the hot springs.

2. Hot springs are mostly located close to the Têt fault, in its footwall, at the base of the most elevated topography. They always localize in crystalline rocks, at the interface with metasediments, related to unfaulted or faulted contacts by brittle or old ductile faults. Hot spring locations also match with intersections of brittle-fault damage zones.

3. Geochemistry of hydrothermal fluids indicates similar rock-water interactions for all the springs, suggesting a transfer zone of similar lithology. There is no mixing with superficial water, suggesting that differences of temperatures between hot springs are related to multiple pathways deriving from a thermal anomaly. In numerical models, flows mainly come from high reliefs in the fault footwall, or circulate along the fault plane. Hot spring temperatures depend on the temperature reached at depth, which depends on the flow depth. Flow distribution in the crust depends on the topography, both of the fault scarp and along the fault. The tops of the topography are infiltration areas, while low elevations are resurgence areas.

The understanding of fault and topography-related hydrothermal systems has strong implications for thermalism and for geothermal exploration.

Résumé

Les systèmes hydrothermaux non-magmatiques en contexte orogénique sont peu étudiés. Les questions qui demeurent sont : 1) quelles sont les structures efficaces pour l'infiltration des fluides météoriques ? 2) quels sont les conduits permettant la remontée des fluides depuis la profondeur jusqu'aux sources, et comment sont-ils entretenus ? 3) quels sont les régimes thermiques, la géométrie et l'amplitude des anomalies thermiques, ainsi que les interactions eau-roche dans la zone profonde ?

Dans les Pyrénées Orientales (France), l'alignement de 29 sources hydrothermales (29-73°C) le long de la faille cassante de la Têt et des reliefs associés, permet d'étudier ces processus. L'approche intégrée de l'analyse par télédétection, observations géologiques multi-échelles sur le terrain, et par la géochimie du fluide hydrothermal, permet de contraindre un modèle 3D consistant couplant écoulements et transferts de chaleur. Nos résultats montrent que :

1. Les fluides hydrothermaux ont une origine météorique et s'infiltrent en haute altitude (2000 - 2600 m). Les trois familles de fractures associées à trois épisodes tectoniques successifs sont des structures efficaces pouvant assurer les transferts de fluides. L'ouverture de ces fractures (c.-à-d. la perméabilité) dépend de la lithologie.
2. Les sources hydrothermales sont principalement localisées dans le mur de la faille, au pieds du large relief formé lors de son déplacement normal (massifs du Canigou, Carança, Puigmal). Elles émergent toujours dans des roches cristallines, à l'interface avec des métasediments. Ce contact peut être normal, ou lié à des failles fragiles ou encore d'anciennes failles ductiles exhumées.
3. La géochimie des eaux indique des interactions eau-roche similaires pour toutes les sources, ce qui suggère une zone de transfert aux caractéristiques communes. Les différences de température au sein d'un même groupe de source ne sont pas liées à des mélanges avec des eaux superficielles, suggérant que des conduits secondaires dérivent d'une même anomalie thermique. Dans les modèles numériques, les écoulements proviennent des hauts reliefs essentiellement dans le mur de la faille, ou circulent le long de la faille. Les températures des sources dépendent de la température acquise en profondeur, qui elle-même dépend de la profondeur des écoulements. La répartition et la profondeur des écoulements dans la croûte dépend de la topographie, à la fois de l'escarpement et le long de la faille. Les hauts topographiques sont des zones d'infiltration et les bas topographiques des zones de résurgence.

La compréhension de ces systèmes a d'importantes implications pour l'exploration géothermique.

Remerciements

On s'imagine qu'on va avoir le temps d'écrire des remerciements. Qu'on se posera une demi-journée avant de déposer, pour n'oublier personne et trouver les mots justes. C'est faux. On écrit jusqu'à la dernière minute, et après, on s'envole rattraper les dix milles choses qu'on a pas faites les six mois précédant. A ceux qui ne figurent pas dans cette liste non exhaustive, vous savez que vous comptez, mais vous savez aussi que j'ai une tête de linotte. Vous avez mes excuses et moi j'ai pour dette une bière... ça m'apprendra.

Tout d'abord, je remercie mon jury. Pour avoir accepté de juger mon travail bien sûr, mais aussi pour votre enthousiasme et votre extraordinaire réactivité à mes sollicitations scientifiques et administratives. Merci à mes rapporteurs, Yves Géraud pour son attention et les discussions, et Fabien Magri pour sa sympathie et ses conseils avisés. Merci à mes examinatrices, Béatrice Ledésert et Severine Caritg pour cette douceur qu'elles apportent à la science. Merci à Jean Chery pour toutes les discussions qu'on a eu à GM, pour ton naturel et les échanges de bouquins, pas que géologiques. Il n'y a pas de barrières entre chercheurs et doctorants avec des personnes comme Jean. Merci enfin Mathieu Bellanger pour son implication. J'espère que vous prendrez du plaisir à lire ce manuscrit.

La thèse c'est une quête, et c'est plus facile d'en être le héros victorieux quand on est entouré d'une équipe de choc ! Moi, j'ai eu la chance, et je réalise à quel point, d'être entourée de la meilleure équipe. A commencer par mes encadrants. J'espère que vous trouverez ce travail à la hauteur de la fierté que j'ai eu de travailler avec vous ! Toute ma gratitude à toi, Roger. Pour ta confiance, et m'avoir donné les moyens de mener cette thèse dans les meilleures conditions, pour les voyages aux quatre coins du monde, et les crobards impressionnants. Mais surtout, pour m'avoir rattrapé avec compréhension dans les moments de doute, pour être le genre d'encadrant qui donne tout pour ses thésards, du temps, de l'attention, des conseils, et un suivi pour la suite. Je m'excuse si je t'ai inquiété parfois (souvent ?) et j'espère qu'on retournera boire des bières au Beehive, mais cette fois c'est moi qui t'invite ! Merci de tout coeur à Laurent. On a bien tous conscience d'être un petit peu tes enfants ! Pour ton accueil bienveillant à Orléans, ta patience devant mes incessants tâtonnements sous COMSOL (mets toi à la version 5...), ton énergie et ta réactivité face à mes déboires administratifs et financiers, et les pauses café bien sur ! Merci pour avoir cru en moi, malgré mes pauvres aptitudes en modélisation numérique... Merci de tout coeur à Babeth, pour ton accueil chaleureux, pour avoir veillé à ce que tout se passe bien, tes conseils et ton appui, et pour les bals trad' sur la Loire,... Je remercie également Jean-Paul Goelo, mon professeur d'SVT au

lycée, un des rares à promouvoir, comme il se doit, la géologie auprès de tous. Par ta passion de l'enseignement, et cette semaine à regarder les cailloux dans les Alpes, tu es pour beaucoup responsable de la rédaction de ce manuscrit...

Etre une femme qui réussit, c'est facile quand on a eu pour modèle une femme extraordinaire. Je te remercie ma maman, tu es une lumière à suivre, dès le moment où tu as dit que tu ferais ce qu'on te disait être impossible. Si ces pages sont écrites, c'est grâce à toi, alors merci, merci milles fois. La voie scientifique, c'est toi mon papa qui me l'as inculquée, ce jour où tu m'as expliqué la distorsion du temps dans l'espace, avec un drap et une orange. Un message? Lâche la grappe à tes thésards! Pour la plus belle, la plus marrante, et la plus chieuse des filles de la terre, ces moments partagés et ces retrouvailles délicieuses... merci Julie. Merci à ma famille de Cerdagne, Serge, Jean-Paul, Maillou, Murielle, Maxime et "les petites", pour avoir largement contribué à mon confort pendant mes missions de terrain et la rédaction (à grand renfort d'apéritif...). Mes pensées et ma gratitude vont à ma tante Lydie, pour m'avoir fait goûter aux joies de la montagne, sur le chemin du Petit Refuge...

A grand merci à tout ceux qui, à GM, ont suspendu ces trois années dans le temps et ont permis des discussions, scientifiques, ou non, à chaque coin de couloir. Dans le désordre le plus complet : Jacques, Bernard Cellérier, les Benoits, Alain Chauvet, Serge, Christian, Jeff, Michel, Jean-Jacques, Rodolphe, Flavia, Cecilia, Stephane, j'en oublie, pardon, il y en a trop... merci à ceux qui font tourner la machine, Marie-France, Hélène, Dominique, José, Fabrice, Stéphane Arnal, Stephane Vincenti, Christophe Nevado, Anne, Bernadette, Sylvie, les gestionnaires, et les femmes de ménage qui deallent chaque jour avec mon bordel.

Merci au RGF pour m'avoir permis de faire cette thèse, et merci aux BRG-Mistes, notamment au B1, avec qui j'ai pu travailler dans d'excellentes conditions, qui m'ont fait découvrir les merveilles Orléannaise (vous sentez la pointe d'ironie?) et sauvé de ma chambre d'Hotel BRGM : Thierry, Simon, Gabby, Lucile, Seb (merci pour le vélo!), Laurent, Jeremy, Mathieu, Guillaume, Vincent, Benjamin... dans la même veine (haha!), merci aux docs RGF (ou pas) pour les soirées endiablées... heu non, les discussions hautement scientifiques! Gemma, les Maximes, Baptise, Benjamin, Hannah, Bryan, Manon, Paul, Amandine, Gaetan,...

"La phrase du jour qui tombe à pic : les amis sont des compagnons de voyage qui nous aident à avancer sur le chemin d'une vie plus heureuse". Tu es tombée à pic ce jour là ma petite Manon, hirondelle des falaises qui m'a tant appris... Pensée spéciale pour mes petits Souns... Lise la Princesse, qui m'a recueillie dans son Palais, Olivier pour sa liste des 10 animaux les plus choupinous et pour les

soirées au bar en tête à tête, et puis Severine, juste parce qu'elle rayonne et qu'elle est extraordinaire. Autres pensées spéciales pour mon hippie préféré, Benjamin. Tu vas me manquer plus que tu le crois. Pour Cyprien, pardon pour ce temps que je ne prend plus. Pour Romain et ses étoiles sous les pieds. Pour Sven et ces moments partagés au milieu des Gobelins. Pour Alizia, Anita, Robin, Poujol, Barbara, Toggy, Thomas, Anaïs, Laure, Maxime, Bowie (ma meilleure copine chien), Carlotta, Manoun, Fatna, Jim, Fredou, la Guaine, Justine, Pierre-Yves, Oswald, Samuel, Kevin, Gaetan, Sylvain, Enora, Vivi. Pour mes hippies préférés de Paris, Pauline, Laura-May, Adelaïde, Sarita, Sophie, Seb. Les copains de Toulouse, Pierre Maffre, Max et Mélo. Et les autres, Valentine, Camille, Dorgans. Merci à tous pour votre soutien et votre amitié. C'est très précieux...

Et puisque tu n'aime pas ça, être remercié, tu seras en dernier. Toi le moins peigne-cul de tous les peigne-culs, pour m'avoir supporté ces derniers mois et pour tout ce bonheur, ma gratitude et ma tendresse, Loïs.

TABLE DES MATIÈRES

Abstract	9
Résumé	11
Remerciements	12
Table des figures	17
Liste des tableaux	21
Glossaire	23
Liste des abbréviations	25
I Introduction générale	27
I.1 Contexte et enjeux	27
I.2 Les systèmes hydrothermaux continentaux : facteurs de contrôle . . .	28
I.2.1 Origine de la chaleur	28
I.2.2 Régimes thermiques	32
I.2.3 La perméabilité	34
I.2.4 Processus secondaires et forçages externes	45
I.2.5 La topographie	48
I.3 Problématiques et objectifs de l'étude	50
I.4 Contexte géologique et hydrogéologique	55
I.4.1 Cadre de l'étude	55
I.4.2 Contexte géologique	57
I.4.3 Contexte hydrogéologique des sources thermales	72
II Les failles, conduits de remontée pour les fluides hydrothermaux	75
II.1 Article 1 (publié)	75

II.2	Supplementary materials	95
II.2.1	Appendix 1 : brittle fault thin sections	95
II.2.2	Appendix 2 : The Têt Fault outcrop at Llo	97
II.2.3	Appendix 3 : XRD analysis	97
II.2.4	Appendix 4 : ductile fault zone	102
II.2.5	Appendix 5 : Supplementary cross-sections	104
II.3	Apport de ce chapitre	105
III	Socle fracturé : infiltration et transferts des fluides	107
III.1	Article 2 (soumis)	108
III.2	Apport de ce chapitre	152
IV	Transferts de fluides en profondeur et acquisition de la chaleur.	153
IV.1	Géochimie des eaux	154
IV.1.1	Introduction	154
IV.1.2	Méthodes	155
IV.1.3	Résultats	162
IV.1.4	Discussion sur la géochimie des eaux	170
IV.2	Modélisation numérique	173
IV.2.1	Introduction	173
IV.2.2	Méthode	174
IV.2.3	Résultats	184
IV.2.4	Discussion sur les modèles numériques	197
IV.3	Discussion intégrée	199
IV.4	Apport de ce chapitre	203
V	Conclusion et perspectives	207
V.1	Discussion générale et conclusion	207
V.1.1	Rappel de la problématique	207
V.1.2	Rappel des principaux résultats	207
V.1.3	Effet de la topographie	211
V.1.4	Effet de la perméabilité	212
V.1.5	Processus secondaires et variabilité temporelle	213
V.2	Perspectives	216
	Bibliographie	221
	Annexes	231

TABLE DES FIGURES

1	Les différents systèmes hydrothermaux dans le monde	29
2	Les systèmes hydrothermaux liés à une source de chaleur magmatique	29
3	Les systèmes hydrothermaux continentaux non-magmatiques en contexte extensif ou orogénique	30
4	Températures des sources hydrothermaux en fonction des perméa- bilités du protolithe, de la faille, et du flux de chaleur. Définition des régimes thermiques	33
5	Localisation des sources hydrothermales en fonction du contexte structural.	36
6	Architecture et perméabilité d'une zone de failles	37
7	Classification des zones de failles par Sibson [1977]	38
8	<i>Juxtaposition seal</i> et <i>clay-smear</i>	39
9	Gammes de perméabilité et de porosité des roches, observées dans différents réservoirs géothermiques	41
10	Evolution de la perméabilité avec la profondeur.	44
11	Structure et perméabilité de la zone d'altération supergène	46
12	Effet de la topographie sur les écoulements dans le sous-sol et la forme des isothermes	50
13	Synthèse des effets et interactions entre les objets et processus in- fluant les écoulements de fluides et les transferts de chaleur pour les systèmes hydrothermaux continentaux non-magmatiques.	52
14	Organisation des chapitres du manuscrit selon les étapes du trajet des fluides hydrothermaux.	55
15	Cadre de l'étude : Schéma structural de la chaîne des Pyrénées et position des sources hydrothermales	56

16	Histoire géologique de la zone d'étude	58
17	Contexte géologique de la zone d'étude	60
18	Log stratigraphique synthétique de la zone d'étude	61
19	Evolution chronologique de la géologie la zone d'étude	62
20	Place de la Zone Axiale des Pyrénées dans la chaîne Hercynienne .	63
21	Synthèse de l'activité Néogène des failles dans la zone d'étude. . . .	69
22	Synthèse des cinématiques sur les failles NE-SW et NW-SE durant le Néogène	70
23	Emprise des glaces Pleistocènes dans les Pyrénées et sur la zone d'étude	71
24	Chemin emprunté par les eaux depuis les zones d'infiltration jus- qu'aux résurgences	73
25	Carte topographique de la zone d'étude, position des sources, des principaux sommets, rivières et localités	74
26	Annexe 1 : lames minces des roches de failles cassantes	96
27	Annexe 2 : vue à distance de l'affleurement de la faille de la Têt à Llo, et du centre hydrothermal de Llo	98
28	Annexe 2 : Détails de la zone coeur de l'affleurement de la faille de la Têt à Llo	99
29	Annexe 2 : Détails de la zone d'endommagement de la faille de la Têt à Llo	100
30	Annexe 4 : affleurements et lames minces de failles ductiles	103
31	Annexe 5 : coupe géologiques de Thues-les-bains et Llo	104
32	Démarche adoptée dans le chapitre IV	154
33	Evolution de la composition isotopique de l'eau en fonction du cycle de l'eau	156
34	Evolution du rapport $\delta^7\text{Li}$ de l'eau depuis son état initial durant les interactions eau-roches et lors de la précipitation de minéraux néoformés	157
35	Fonctionnement d'un spectroscope de masse MC-ICPMS, et proto- cole expérimental	159
36	Localisation des échantillons récoltés lors de la campagne pour la géochimie des eaux	161
37	Composition en ion Chlorure en fonction de la composition en ion Sodium des eaux hydrothermales de la Têt	164
38	Rapports des isotopes stables de l'eau $\delta^2\text{H}$ en fonction $\delta^{18}\text{O}$	166

39	Rapport isotopique du Lithium en fonction du rapport Na/Li . . .	168
40	Températures maximales atteintes par les fluides hydrothermaux de la Têt à partir de plusieurs géothermomètres	169
41	Rapport isotopique du Lithium δ^7Li en fonction des températures calculées par géothermomètres	172
42	Modèle géométrique 3D de la vallée de la Têt à partir de Geomodeller TM	175
43	Géométrie multi-faille et maillage d'un modèle 3D de la zone d'étude	177
44	Etude paramétrique du coefficient tm	182
45	Distribution des anomalies thermiques en fonction des perméabilités du socle et de la faille (Sim 1)	186
46	Influence de la perméabilité sur la distribution et les températures des anomalies thermiques (Sim 1)	187
47	Déformation des isothermes en profondeur (Sim 1) pour les quatre principaux sites hydrothermaux	190
48	Amplitude et longueur d'onde de la déformation thermique autours de la faille de la Têt à 500 m de profondeur sous Thues-les-bains (Sim 1)	192
49	Distribution et températures des lignes de courant (Sim 1)	193
50	Modèle numérique multi-faille (Sim 2)	195
51	Relation entre la topographie, les sources en surface sur le terrain, les anomalies thermiques dans les modèles numériques, et les températures atteintes en profondeur	201
52	Modèle des écoulements hydrothermaux de la Têt.	210
53	Activité tectonique et sources hydrothermales dans les Pyrénées . .	219
54	Annexe 6 : Localisation précise des sources hydrothermales et détail des failles locales à Saint-Thomas-les-bains et Prats-Balaguer	233
55	Annexe 6 : Localisation précise des sources hydrothermales et détail des failles locales à Thues-les-bains et Vernet-les-bains	234
56	Annexe 8 : Agrandissement de la Figure 3a issue de Taillefer et al.(soumis)	238
57	Annexe 8 : Agrandissement de la Figure 3c issue de Taillefer et al.(soumis)	239
58	Annexe 8 : Agrandissement de la Figure 3d issue de Taillefer et al.(soumis)	240
59	Annexe 8 : Agrandissement de la Figure 3e issue de Taillefer et al.(soumis)	241

60	Annexe 8 : Agrandissement de la Figure 3f issue de Taillefer et al.(soumis)	242
61	Annexe 9 : Détails de l'étude paramétrique (Simulation 1) des modèles numériques	244

LISTE DES TABLEAUX

1	Annexe 3 : Composition DRX d'altérites blanches échantillonnées sur la zone d'étude	101
2	Localisation et caractéristiques physico-chimiques des sources hydrothermales de la Têt	163
3	Composition hydrochimique en anions et cations des eaux hydrothermales de la Têt	165
4	Altitudes de recharge calculées à partir de l'isotope stable de l'eau $\delta^{18}\text{O}$	167
5	Paramètres communs à toutes les simulations (* voir descriptions dans le texte ($T(^{\circ}\text{C})$ correspond à la temperature)	183
6	Paramètres testés lors de l'étude paramétrique	184
7	Caractéristiques des écoulements souterrains contribuant aux anomalies thermiques positives (Sim 1)	196

Advection (ou *convection forcée*) : transfert de chaleur à l'aide d'un transport de matière sous l'effet d'un gradient hydraulique.

Altérites : produits de l'altération.

Cataclase : Broyage naturel de la roche lié au déplacement sur le plan de faille, au cours duquel la roche est réduite en petits débris anguleux, fracturés et étirés.

Cisaillement : mode de déplacement sur une faille ou une fracture correspondant à un glissement relatif des compartiments de part et d'autres du plan de faille/fracture sans ouverture (dilatance).

Conduction : transfert de chaleur sans transport de matière.

Comminution : réduction de taille de grains par endommagement de ceux-ci au niveau de leur surface de contact (contacts hertziens).

Conjuguée (faille) : deux failles conjuguées forment un angle de 30-35° par rapport à la direction de raccourcissement. Elles sont donc symétriques. Dans le cas de failles normales ou inverses, elles sont de même direction mais de pendage opposé.

Convection : transfert de chaleur à l'aide d'un transport de matière. La *convection libre* se développe lorsque le transfert de matière est induit par des différences de densité (différent de la *convection forcée*, voir "advection")

Diagénèse : ensemble des processus physico-chimiques par lesquels les sédiments sont transformés en roches sédimentaires, ayant généralement lieu en profondeur, dans des conditions de pression et de température relativement élevées.

Dilatance : expansion du volume de la roche. Dans le cas des failles et des fractures, correspond au mode de déplacement en ouverture (mode I).

Impluvium : aire de captage des précipitations (neige, pluie).

Incompressible : caractéristique d'un fluide dont le volume demeure constant sous l'action d'une pression externe.

Isothermes : isovaleurs de température.

Lenticulaire : en forme de lentille.

Météorique : qui vient du ciel. Définit les fluides issus de précipitations sous forme de pluie, neige, ou condensation.

Mode (de fracturation) : classification des fractures par mécanisme de fracturation/ type de déplacement sur la fracture. Le mode I correspond à l'ouverture pure où le déplacement est perpendiculaire aux bordures de la fracture, les modes II et III correspondant à une fracture cisailante, où le déplacement est perpendiculaire aux bordures pour le mode II, et parallèle aux bordures pour le mode III.

Mur (de faille, "footwall" en anglais) : compartiment situé en-dessous du plan de faille.

Perméabilité : Capacité d'un matériau (rocheux par exemple) à laisser circuler les fluides sous l'effet d'un gradient de pression (gradient hydraulique). S'exprime en Darcy (Da) ou en m^2 ($1 \text{ Da} = 10^{-12} m^2$).

Protolithe : roche initiale n'ayant pas subi de transformation.

Saprolite : couche de roche généralement meuble surmonté de sol et surmontant la roche d'origine, dure.

Transtensif (-ve) : mouvement ou faille combinant à la fois un déplacement décrochant et de la tension (déplacement normal).

Silicification, silicifier : accumulation de silice dans une roche ou un réseau de fracture jusqu'à saturation.

Toit (de faille, "hanging wall" en anglais) : compartiment situé au-dessus du plan de faille.

Zone insaturée : zone en sub-surface où l'eau météorique n'occupe pas tout l'espace disponible dans la roche (porosité, fractures), formant une nappe d'eau libre (s'oppose à la zone saturée où s'établit une nappe d'eau souterraine, ou aquifère).

LISTE DES ABBRÉVIATIONS

Bar : Baraquette

c.-à-d. : c'est-à-dire (équivalent de i.e. en anglais)

Ca : Canaveilles

Casc : Cascade

E : Est ("East" en anglais)

FW : "foot wall" (mur d'une faille en anglais).

Gr : Groupe

GAR : Groupe Amont

Gd : grande

HW : "hanging wall" (toit d'une faille en anglais).

N : Nord ("North" en anglais)

PB : Prats-Balaguer

S : Sud ("South" en anglais)

Sa : Sahorre

St : Saint

ST : Saint-Thomas-les-bains

TB : Thues-les-bains

Vap : Vaporium

VB : Vernet-les-bains

W : Ouest ("West " en anglais)

I.1 Contexte et enjeux

Le thermalisme dans les Pyrénées Orientales existe depuis l'époque Romaine (bains de Dorres, Cerdagne), se développe réellement au Moyen-Âge, et connaît son apogée entre le XVII^{ème} et le XIX^{ème}. Il se poursuit jusqu'à aujourd'hui pour ses bienfaits sanitaires (cures thermales) et le développement du tourisme (bains thermo-ludiques). Installés dans des vallées isolées, les centres thermaux sont d'importants acteurs de l'activité économique et de la création d'emploi en milieu montagneux, comme l'atteste le développement des villes thermales.

L'enjeu societal lié à l'hydrothermalisme est aujourd'hui double. Avec la diminution des ressources en énergie fossiles, l'extraction de la chaleur du sol pour la production d'électricité en fait une cible incontournable pour l'exploration géothermique haute température. En France, seules les centrales de Bouillante en Guadeloupe, et de Soultz-sous-Forêt et Hatten-Rittorshoffen en Alsace, exploitent cette ressource. Les avantages sont pourtant réels : impacts écologiques quasi-nuls (ré-injection des fluides géothermiques dans le sous-sol), substitut non polluants aux énergies fossiles (16000 tonnes de CO₂/ an économisés pour la centrale d'Hatten-Rittorshoffen), disponibilité de la ressource.

Les Pyrénées Orientales se situent au coeur de ce double enjeu : les sources hydrothermales attestent de la présence d'anomalies thermiques accessibles, et donc exploitables, à la fois pour l'activité thermo-ludique et médicale, et pour la géothermie. Cela nécessite une bonne connaissance du sous-sol (géologie structurale, hydrogéologie, flux de chaleur,...), dans une zone où les campagnes d'acquisition de données ne sont pas fréquentes (accessibilité, intérêt,...). De plus, les système hy-

drothermaux en contexte orogénique, dont la Têt est un exemple, sont peu étudiés dans le monde.

Enfin, cette étude s'intègre dans le cadre du projet RGF du BRGM qui a pour objectif l'acquisition, l'harmonisation et l'intégration de données géologiques à l'échelle de la chaîne des Pyrénées, dans la continuité du Programme de la Carte. Elle participe ainsi au développement de la connaissance géologique du sous-sol.

I.2 Les systèmes hydrothermaux continentaux : facteurs de contrôle

De nombreux types de systèmes hydrothermaux continentaux existent dans le monde (Figure 1).

Les plus étudiés sont associés à des sources de chaleurs anormales, tel que du volcanisme (ex : Islande) ou du plutonisme (ex : Geysers, USA). Ils impliquent l'infiltration de fluides marins ou météoriques dans la croûte [Henley and Ellis, 1983], au dessus d'une chambre volcanique ou d'un pluton (Figure 2). La chaleur dégagée par ces corps magmatiques réchauffe les fluides dont la masse volumique diminue (convection libre), ce qui provoque leur remontée à la surface à la faveur de failles ou des couloirs fracturés.

Néanmoins, de nombreux systèmes hydrothermaux existent sans manifestation de magma en profondeur [Moeck, 2014]. Les plus étudiés sont associés à des zones d'extension (rift, graben) ou à des bassins (intra-cratoniques ou d'avant-pays) (Faulds et al. [2010], Figure 3a). Ceux en contexte orogénique (Figure 3b) sont moins étudiés. Ce chapitre détaille les facteurs de contrôle des systèmes hydrothermaux continentaux non-magmatiques, ainsi que les interactions entre ces facteurs.

I.2.1 Origine de la chaleur

Les systèmes hydrothermaux continentaux impliquent l'infiltration de fluides météoriques ou marins [Stober and Bucher, 1999; Hochstein et al., 2013; Magri et al., 2015] en profondeur. La contribution de fluides d'origine mantellique reste discutée dans certains cas [Vasseur et al., 1991; Siler and Kennedy, 2016]. La chaleur permettant le réchauffement des fluides hydrothermaux est celle de la croûte continentale, essentiellement contrôlée par :

1. le **flux de chaleur** à la base de la croûte. Bien que mal contraintes, les valeurs intra-continentales sont en moyenne de 65 mW/m^2 [Jaupart et al.,

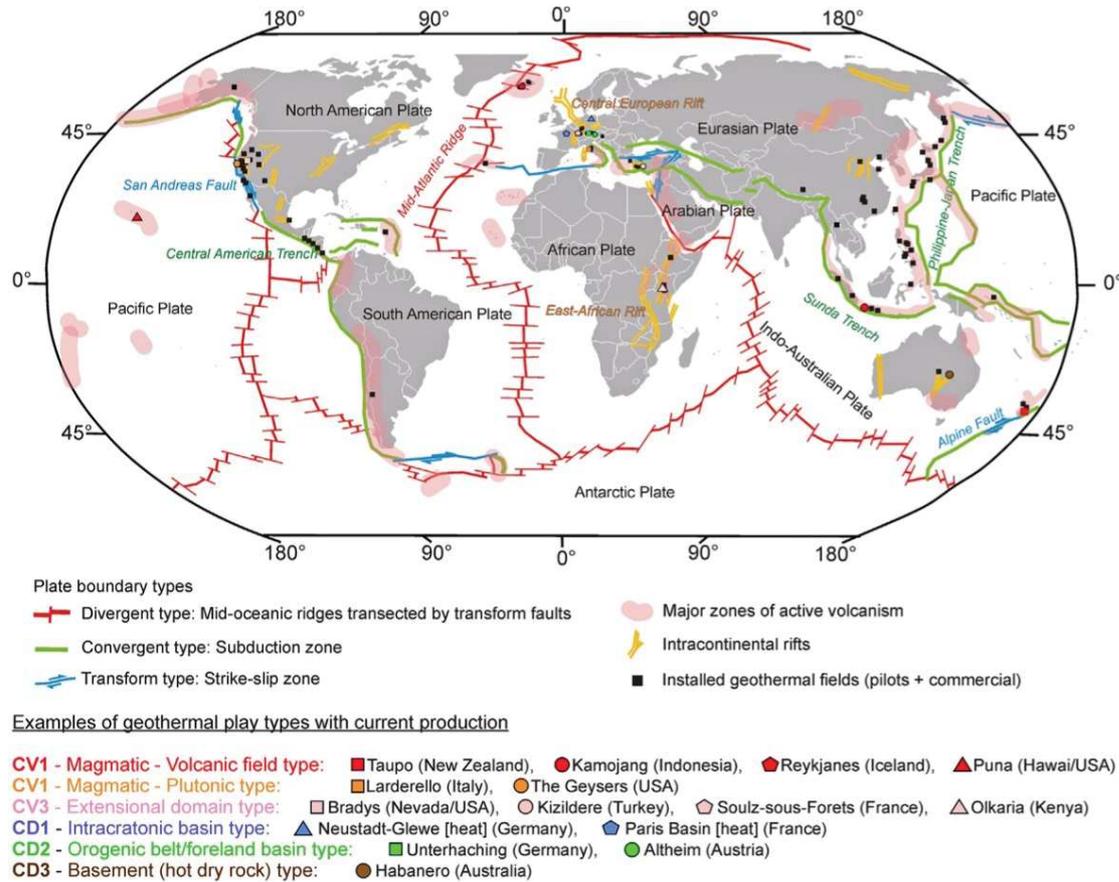


FIGURE 1: Les différents types de systèmes hydro-géothermaux selon les contextes tectoniques dans le monde (d'après Moeck [2014]).

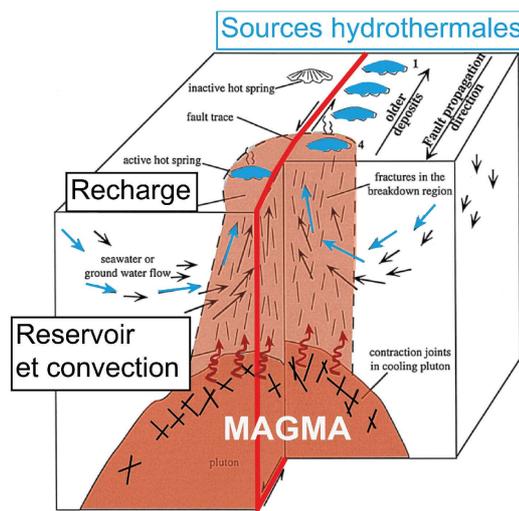


FIGURE 2: Modèle conceptuel des circulations hydrothermales liées à la présence d'une source de chaleur magmatique. Les fluides météoriques ou marins infiltrés remontent sous l'effet des forces de flottement. Ils émergent sous forme de sources thermales le long des failles ou de couloirs fracturés (modifié d'après Curewitz and Karson [1997])

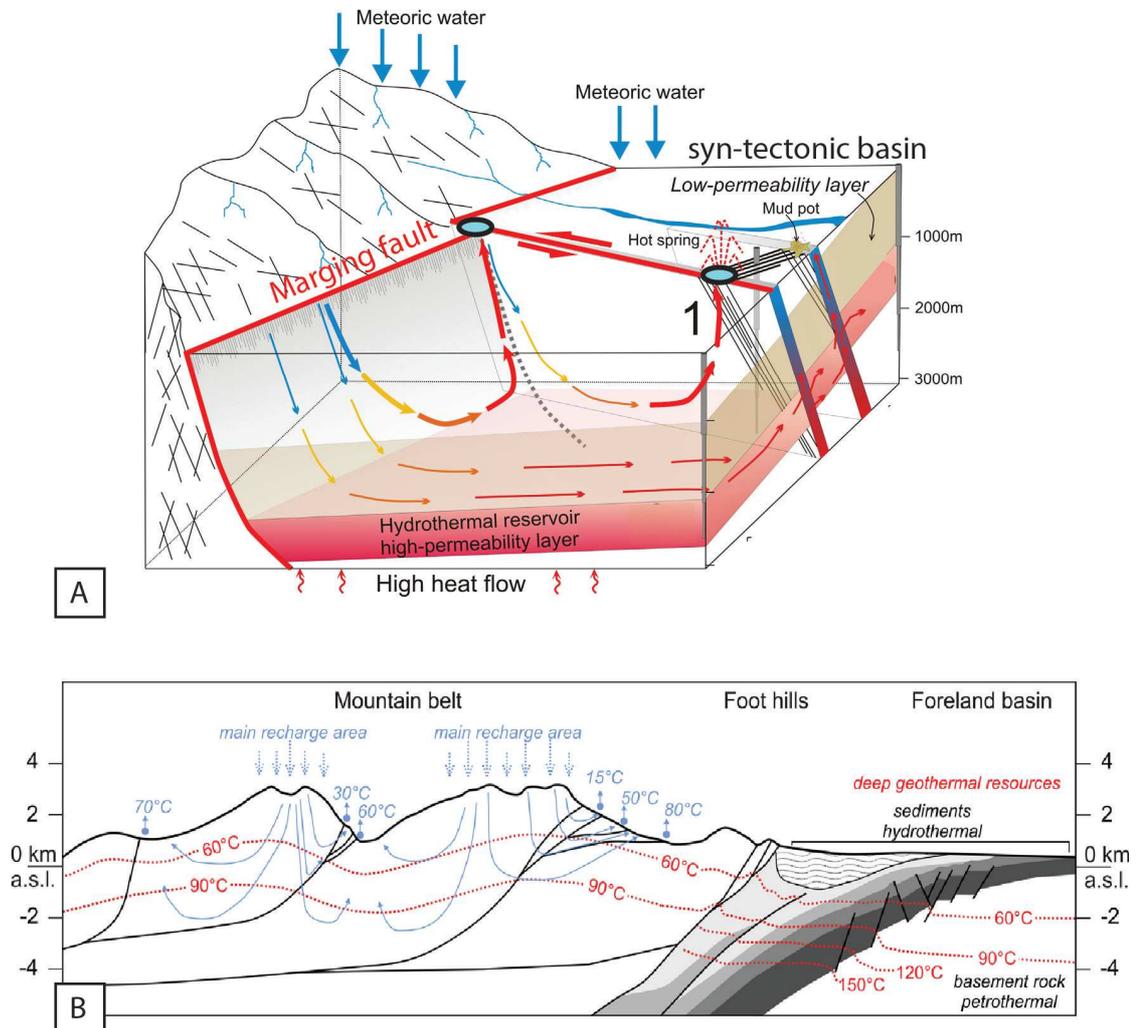


FIGURE 3: Les systèmes hydrothermaux continentaux non magmatiques (modifié d'après Moeck [2014]). A) En contexte extensif : Les fluides météoriques s'infiltrent sur les reliefs ou le long des failles bordières. Ils circulent en profondeur dans des compartiments très perméables : les bassins syn-tectoniques ou le long des failles. Ils s'y réchauffent grâce au flux de chaleur élevé dans les zones d'extension. Ils remontent à la surface sous l'effet des forces de flottement (convection libre) le long des failles, et notamment aux intersections de celles-ci. B) En contexte orogénique : les fluides s'infiltrent sur les reliefs. Ils sont transférés en profondeur sous l'effet du gradient topographique (lignes de courant en bleu) en direction des flancs du massif ou des vallées (convection forcée). Ils se réchauffent sous l'effet du gradient géothermique, la forme des isothermes étant contrôlée par la topographie, la tectonique, et la production de chaleur. Les résurgences se situent au niveau des bas topographiques à la faveur d'accidents locaux (failles, éboulements,...). Les systèmes hydrothermaux situés dans les bassins d'avant-pays impliquent des processus similaires à ceux en contexte extensif (A).

2007]. Dans le cas de système extensifs, l'amincissement de la croûte induit une remontée du manteau pouvant conduire à des flux de chaleurs anormalement élevés (75 à 125 mW/m^2 , Morgan [1983]).

2. la **production de chaleur** induite par la roche elle-même, issue de la désintégration des éléments radioactifs qu'elle contient (particulièrement l'Uranium, le Thorium et le Potassium). Elle est en moyenne de 2 $\mu W/m^3$ [Jaupart et al., 2007] et est particulièrement élevée pour les roches granitiques (1-7 $\mu W/m^3$) [Turcotte and Schubert, 2014].

La chaleur de la croûte dans les chaînes orogéniques est plus difficilement prédictible. Elle résulte d'une compétition entre plusieurs facteurs pouvant perturber localement la forme des isothermes [Glotzbach et al., 2009] :

- La forte **production de chaleur** induite par la constitution largement granitique des chaînes de montagne [Roy et al., 1972; Jaupart et al., 2007] est le facteur principal influençant la forme des isothermes dans la croûte [Glotzbach et al., 2009]. Le **flux de chaleur** basal dans les zones de montagne est variable [Jaupart et al., 2007] : fort en présence d'intrusions magmatiques (ex : 100 mW/m^2 , Plateau du Tibet, Jaupart et al. [1985]) à faible (5 mW/m^2 , Alpes, Vosteen et al. [2003]).
- La **topographie** contrôle la forme des isothermes [Craw et al., 2005], qui sont comprimés au niveau des vallées et espacés sous les reliefs (dans l'hypothèse d'un gradient thermique régulier en profondeur, et à l'état stable, voir section I.2.5).
- Lors de la **modification rapide d'un relief (surrection ou subsidence, ex : rifting, orogénèse, rebond post-glaciaire, érosion,...)** les isothermes se déplacent avec la surface topographique (voir section I.2.5) et mettent un certains temps à se ré-équilibrer (ex : Stüwe et al. [1994]; Craw et al. [2005], Derry et al. [2009]). Lors de mouvements sur une faille normale (par exemple la faille de la Têt), les isothermes sont surélevés dans le mur (footwall) de la faille et abaissés dans le toit (hanging wall) [Ehlers and Chapman, 1999].
- Les **circulations de fluides**, froids dans les aquifères, ou bien hydrothermaux, redistribuent la chaleur dans la croûte (Ehlers and Chapman [1999], voir section I.2.2).

Les modalités de transport de la chaleur dans la croûte par les fluides permettent de définir des régimes thermiques, caractéristiques du type de système hydrothermal (Figure 3). Les paramètres de contrôle des différents régimes et contexte hydrothermaux sont détaillés ci-après et examinés dans cette étude.

I.2.2 Régimes thermiques

A partir de modèles numériques, Forster and Smith [1989] et López and Smith [1995] explorent la variation des températures de sources hydrothermales en fonction de la perméabilité du protolithe constituant les reliefs, de la perméabilité de la faille qui les borde, et du flux de chaleur basal (Figure 4a).

L'augmentation du flux de chaleur augmente conjointement les températures des sources, quelles que soient les perméabilités. Il existe ainsi une fenêtre de perméabilités du protolithe et de la faille pour laquelle les températures sont maximales. En fonction de la perméabilité de ces compartiments sont définis les domaines où s'appliquent différents régimes thermiques, ainsi que les températures associées (Figure 4b) :

- Le régime **condusif** correspond au transfert de chaleur sans transport de matière (c.-à-d. de fluides). Il dépend uniquement des propriétés de la roche et du flux de chaleur. Il se développe dans le cas d'un protolithe imperméable ($10^{-18} - 10^{-19} \text{ m}^2$). Il ne permet pas le développement de sources hydrothermales.
- Le régime **convectif**, (ou **convection libre**) correspond à un transfert de chaleur associé à un transport par les fluides. Les variations de masse volumique du fluide en fonction de la température induisent le plongement de fluides froids et la remontée de fluides chauds sous l'effet des forces de flottement ("buoyancy forces"). Ce domaine est valable pour de fortes perméabilités de faille ($10^{-12} - 10^{-11} \text{ m}^2$), mais également dans le cas des protolithes poreux constituant les bassins où peuvent également circuler les fluides. Ces fortes perméabilités impliquent de fortes vitesses de Darcy. Les transferts de fluides et donc de chaleur sont donc rapides, permettant la formation de cellules convectives le long des plans de failles et dans les bassins syntectoniques très perméables (Figure 3). L'augmentation du flux de chaleur permet un élargissement du domaine convectif (Figure 4a, López and Smith [1995]). Ce régime permet la formation des sources hydrothermales les plus chaudes [McKenna and Blackwell, 2004].
- Le régime **advectif** (ou **convection forcée**) permet le transfert des fluides et de la chaleur uniquement par l'intervention d'un gradient de pression : ici, le gradient topographique (Figure 3, voir section I.2.5). C'est un large domaine concernant les protolithes constituant les reliefs peu à très perméables ($10^{-17} - 10^{-14} \text{ m}^2$) et les failles moyennement à très perméable ($10^{-14} - 10^{-11} \text{ m}^2$, Figure 4b). Les cellules de convection se développent dans

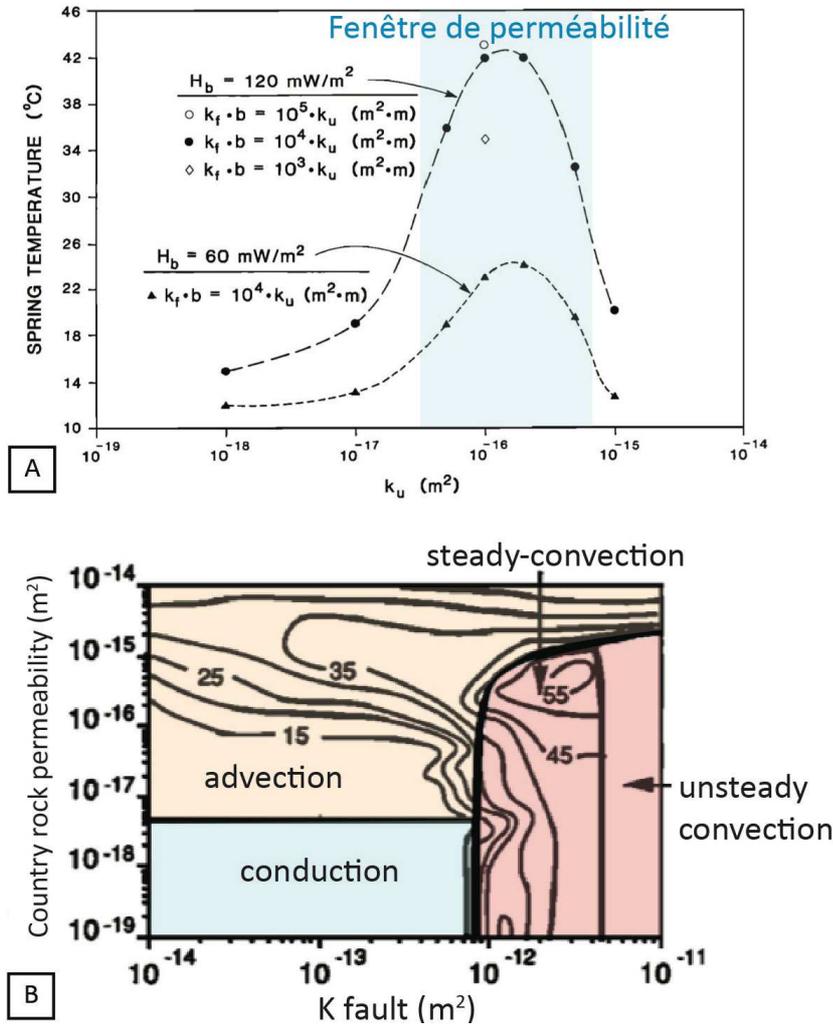


FIGURE 4: La température des sources hydrothermales dépend des perméabilités du protolithe, de la faille, et du flux de chaleur. A) Température des sources en fonction du flux de chaleur H_b , de la perméabilité du protolithe k_u et de la perméabilité de la faille k_f (d'après Forster and Smith [1989]). Il existe une fenêtre de perméabilité pour laquelle les températures sont maximales. B) Définition de domaines de régimes thermiques conductif, convectif (convection libre) et advectif (convection forcée) en fonction des perméabilités du protolithe et de la faille. Les températures des sources les plus chaudes sont associées au régime convectif (d'après les modèles de López and Smith [1995]).

le massif constitué de protolithe, depuis les zones d'infiltration du fluide en altitude, jusqu'aux flancs des reliefs et aux vallées. L'augmentation de la hauteur des reliefs entraîne d'ailleurs un élargissement du domaine advectif [López and Smith, 1995]. Ce régime thermique permet le développement de sources hydrothermales dont les températures sont faibles à hautes.

Ces tests de sensibilité mettent en évidence le rôle fondamental de la perméabilité du protolithe formant les reliefs, de la perméabilité des failles, ainsi que la topographie, dans le contrôle des circulations de fluides hydrothermaux, des transferts de chaleur, et des températures aux résurgences. Ces facteurs de contrôle sont modifiés sous l'action de processus secondaires et de forçages externes à l'origine de la mobilité des circulations hydrothermales dans le temps et l'espace. Ces processus et facteurs de contrôle sont détaillés ci-dessous.

I.2.3 La perméabilité

I.2.3.1 Perméabilité des zones de failles

Les systèmes hydrothermaux sont pratiquement toujours liés aux **failles fragiles**, souvent normales et à fort pendage [Faulds et al., 2010]. De nombreux processus influent sur la perméabilité des zones de failles, leurs permettant de se comporter comme des conduits [Gudmundsson, 2000; Grasby and Hutcheon, 2001; Brogi and Fulignati, 2012; Belgrano et al., 2016] et/ou comme des barrières [Bense et al., 2008; Bertrand, 2016] pour les fluides hydrothermaux (se référer à Caine et al. [1996], Faulkner et al. [2010] et Bense et al. [2013] pour des revues complètes sur la perméabilité des failles).

I.2.3.1.a. *Segmentation et interactions*

La localisation des systèmes hydrothermaux (Figure 5) est largement associée aux **terminaisons de failles isolées**, aux zones d'**interaction ou d'intersection entre deux failles ou segments de failles** [Curewitz and Karson, 1997; Person et al., 2012; Belgrano et al., 2016; Walter, 2016]. Faulds et al. [2010] identifient en particulier les intersections de failles normales avec des décrochements, les zones transtensives ou les zones impliquant des failles conjuguées.

Dans le cas des systèmes hydrothermaux continentaux de type rift (Figure 5a), les zones d'interactions de failles localisent le plus grand nombre de sources chaudes, les sites hydrothermaux étant favorablement localisés en terminaison de failles, dans les zones d'interaction de la faille, et le long de la faille. Certains cas ne montrent pas de relations particulières avec des failles (asystématiques).

La maturité d'une faille ou d'un réseau de failles conditionne la localisation des sources et des dépôts d'altération hydrothermales, ainsi que les températures (Figure 5b). D'après l'analyse de plus de 1600 sources hydrothermales, Curewitz and Karson [1997] montrent, dans des contextes hydrothermaux différentes, que les sources chaudes et tièdes se localisent dans les zones de rupture où des contraintes élevées se concentrent (voir section I.2.4), c.-à-d. aux terminaisons de failles ou dans les zones d'interaction/intersection entre les failles ou segments de failles (relais). Ces zones correspondent à la fois aux intersections des zones d'endommagement des failles, perméables car très fracturées (voir section I.2.3.1.b.), mais également dans des zones où la perméabilité est entretenue dynamiquement par le champ de contrainte, lié à la propagation de la faille. Les sources froides se localisent le long de la trace de la faille ou au niveau des paléo-zones de ruptures. Les phénomènes de propagation des failles induisent donc une migration des systèmes hydrothermaux actifs.

Des silicifications des zones de failles ou la présence de travertins à proximité des systèmes hydrothermaux attestent de la paléo-circulation de fluides [Forster et al., 1997; Belgrano et al., 2016].

I.2.3.1.b. *Architecture et constitution des failles*

Les failles affectent un volume entier de roches, appelé **zone de faille** (Figure 6a). La perméabilité des zones de failles dépend de leurs architecture et de leur composition [Evans et al., 1997], leurs permettant à la fois de se comporter comme des drains et/ou des barrières pour les fluides (Caine et al. [1996], se référer à Wibberley et al. [2008] pour une revue sur la structure interne des failles). La taille de la zone de failles dépend de la quantité de déplacement sur la faille et de la lithologie du protolithe [Wibberley et al., 2008; Bense et al., 2013]. L'architecture des zones de failles est souvent lenticulaire [Bruhn et al., 1994; Forster et al., 1997; Géraud et al., 2006], avec des alternances de zones plus ou moins endommagées qui résultent de la connexion de segments de failles.

Les zones de failles sont formées par des plans de glissement principaux (miroirs) limitant une ou plusieurs **zones coeur** ("core zone", Figure 6b, on parle de faille uni-coeur ou multi-coeurs, respectivement), constituée de roches de failles. Celles-ci dérivent du protolithe complètement remanié lors du mouvement relatif des compartiments le long de la faille. La classification des roches de failles, établie par Sibson [1977] (Figure 7), différencie les roches de failles incohésives (gouges, brèche de failles) et cohésives (cataclasites). La cataclase est un produit de réduction de taille de grain (comminution) par fracturation et dissolution, formant une

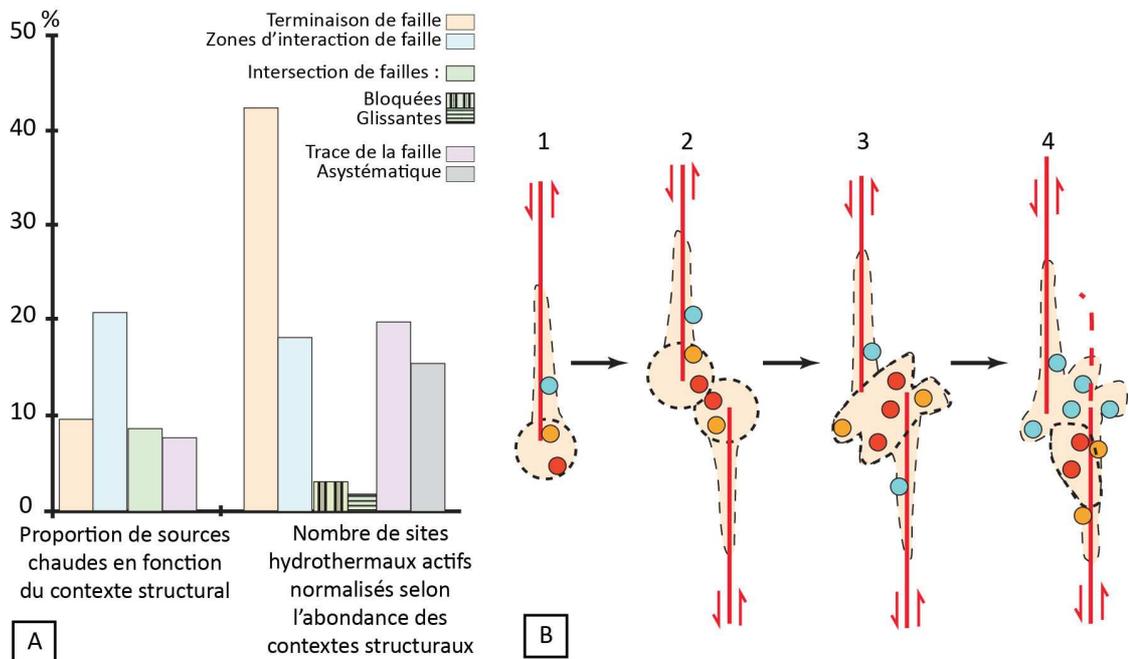


FIGURE 5: Localisation des sources hydrothermales en fonction du contexte structural, c.-à-d. de la maturité et des connections du réseau de failles (d'après Curewitz and Karson [1997]). A) Proportion relative des sources hydrothermales selon les contextes structuraux (terminaison de faille, zone d'interaction, intersection de failles bloquées ou glissantes, trace de la faille, asystématique c.-à-d. dont la localisation n'est pas spécifiquement liée à une faille) et pourcentage des sites hydrothermaux actifs normalisés à l'abondance totale de contexte structuraux, **dans le cas des zones de rift continentaux**. B) Position des sources hydrothermales en fonction de la maturité de deux segments de failles. Les sources très chaudes (rouge) et moyennement chaudes (orange) se localisent dans les zones de rupture (tiretés épais), c.-à-d. en terminaison d'une faille isolée (1), et dans les zones d'interactions et d'intersection (ou de relais) entre deux failles (2, 3, 4). Les sources froides (bleus) se localisent le long du plan de faille (1, 2, 3) ou dans les paléo-zones de rupture (4). Les circulations hydrothermales paléo- et actives, sont marqués par des zones d'altération et de dépôt (orange pâle).

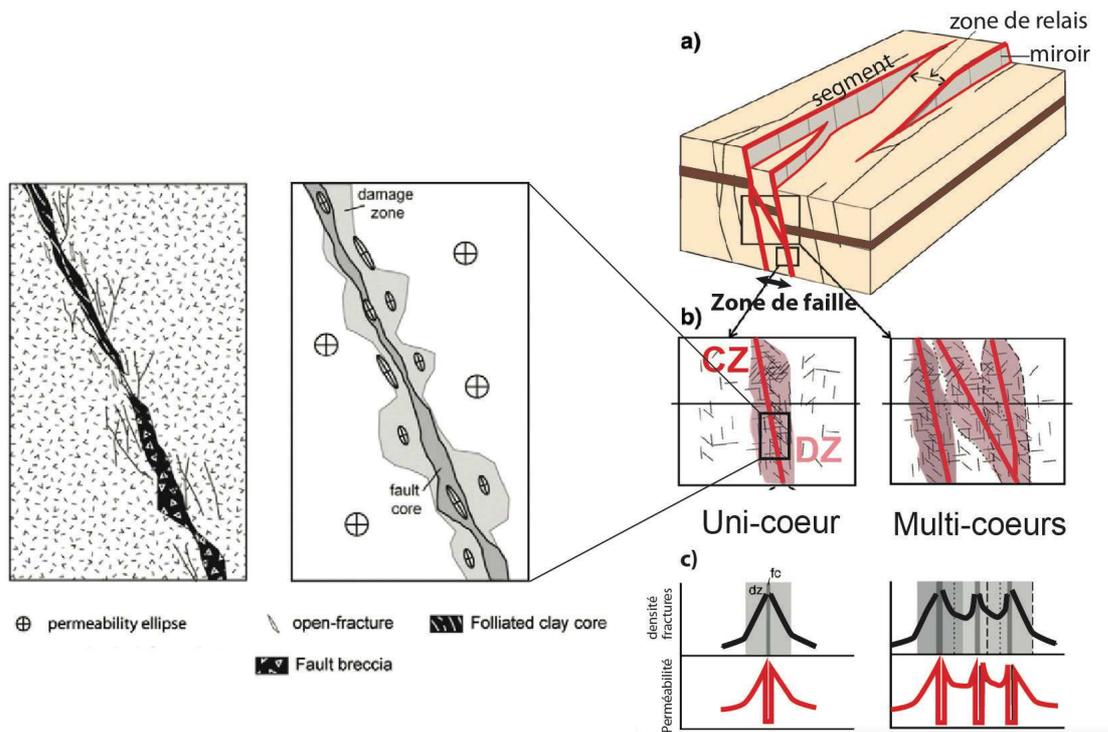


FIGURE 6: Architecture et perméabilité d'une zone de failles (modifié d'après Caine et al. [1996], Faulkner et al. [2010] et Bense et al. [2013]). A) Une zone de failles est composée d'un ou plusieurs segments connectés ou interagissant au niveau d'une zone de relais. B) Les miroirs de failles se situent dans la zone coeur de la faille (CZ : core zone), entourée d'une zone d'endommagement du protolithe très fracturé (DZ : damage zone). Une faille peut être uni- ou multi- coeur. Détails de la constitution d'une zone coeur et de la perméabilité associée C) La densité de fractures dans les zones d'endommagement diminue avec la distance à la faille, affectant de fait la perméabilité de la zone de faille jusqu'à atteindre celle du protolithe. Selon leur architecture, les zones de failles sont des zones complexes d'hétérogénéité de la perméabilité dans la croûte.

		Non-foliated	Foliated			
Incohesive		Fault breccia (>30% visible fragments)				
		Fault gouge (<30% visible fragments)	Foliated gouge			
Cohesive		Pseudotachylyte				
		Crush breccia (fragments > 5 mm)				
		Fine crush breccia (fragments 1-5 mm)				
		Crush microbreccia (fragments < 1 mm)		<10%		
	Cataclasites Grain size reduction by cataclastic mechanisms	Protocataclasite	Mylonite series Grain size reduction by plastic def. mechanisms	Protomylonite	10–50%	
		Cataclasite		Mylonite	50–90%	
		Ultracataclasite		Ultramylonite	>90%	
				Blastomylonite		
					% Matrix	

FIGURE 7: Classification des zones de failles par Sibson [1977] (d'après Fossen [2016])

matrice fine qui enveloppe des clastes de roche. La proportion de matrice définit la classification des roches cataclastiques.

Du fait de leur contenu en particules fines, les gouges et cataclasites sont généralement considérées comme peu à pas perméables (Caine et al. [1996], Caine et al. [2010], et Ballas et al. [2012], Figure 6c), de 10^{-17} à 10^{-20} m² pour de faibles pressions de confinement [Evans et al., 1997; Forster et al., 1997]. De plus, l'incorporation d'argile ("*clay-smear*", Figure 8, Lindsay et al. [1993]; Yielding et al. [1997]; Wibberley et al. [2008]) ou l'accumulation de phyllosilicates par altération des minéraux primaires [Cavailhes et al., 2013] peuvent diminuer fortement la perméabilité des zones de failles. Seules les brèches de failles, composées de clastes grossiers, sont associées à de fortes perméabilités dans les zones coeur [Bruhn et al., 1994; Caine et al., 2010].

La zone coeur est encadrée par une zone de protolithe très fracturé, la **zone d'endommagement** ("damage zone") (Figure 6b), et de fait, très perméable [Chester and Logan, 1986; Caine et al., 1996; Géraud et al., 2006; Walter, 2016]. Les tailles de zones d'endommagement varient selon la quantité de déplacement sur la faille [Mitchell and Faulkner, 2009; Savage and Brodsky, 2011], de l'ordre du mètre à plusieurs centaines de mètres [Bruhn et al., 1994]. La densité de fracture (c.-à-d. l'endommagement) [Anders and Wiltschko, 1994; Forster et al., 1997; Mitchell and Faulkner, 2009; Savage and Brodsky, 2011], ainsi que leur ouverture [Belgrano

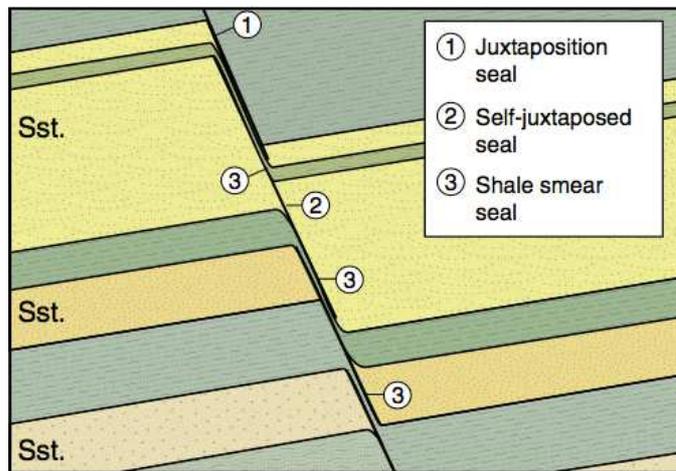


FIGURE 8: Juxtaposition de lithologies de part et d'autres de la faille. En fonction de la perméabilité des protolithes, de l'épaisseur des couches et du déplacement sur la faille, les fluides sont plus ou moins compartimentés. L'incorporation d'argile dans le coeur de faille ("*clay-smear*") diminue fortement sa perméabilité (d'après Fossen [2016])

et al., 2016], diminuent avec la distance à la faille réduisant également la perméabilité jusqu'à atteindre celle du protolithe (Figure 6c). La réduction de l'altération hydrothermale avec la distance à la zone de faille observée par Bruhn et al. [1994] atteste de ce phénomène. Les fractures inhérentes aux zones d'endommagement sont majoritairement parallèles à la faille. Les plus efficaces pour les transferts de fluides sont de types dilatantes (ou de mode I, voir Section I.2.3.2) [Earnest and Boutt, 2014], mais elles peuvent être cisailantes, et se recouper [Forster et al., 1997; Gudmundsson, 2000]. De plus, les caractéristiques des zones d'endommagement dans le toit ("*hanging wall*") et le mur ("*footwall*") de la faille peuvent être asymétriques [Berg and Skar, 2005; Géraud et al., 2006].

Enfin, les failles juxtaposent des lithologies qui peuvent être très différentes. Ainsi, face à une lithologie imperméable les fluides seront restreints dans le compartiment perméable. Les écoulements de part et d'autre de la faille sont ainsi compartimentés ("*juxtaposition seal*", Figure 8). De plus, lorsque les lithologies déplacées par la faille contiennent suffisamment d'argiles, celles-ci peuvent être incorporées dans le coeur de faille, diminuant fortement sa perméabilité ("*clay-smear*"). Il est donc essentiel de connaître la perméabilité des protolithes qui entourent les failles pour comprendre les écoulements de fluides hydrothermaux.

I.2.3.2 Perméabilité des protolithes

La perméabilité des protolithes est un facteur essentiel à la compréhension des circulations de fluides et des transferts de chaleur (section I.2.2, Forster and Evans

[1991]; López and Smith [1995]; Forster et al. [1997]; McKenna and Blackwell [2004]; Person et al. [2012]; Guillou-Frottier et al. [2013]; Pepin et al. [2015]).

Les roches constituant le protolithe des systèmes hydro-géothermaux impliquent des roches de socles (cristallines et/ou métamorphiques), des roches sédimentaires (détritiques et/ou carbonatées) et des sédiments ayant subi peu ou pas de diagenèse (remplissage de bassins d'effondrement, sédiments alluviaux, dépôt glaciaires). Aux perméabilités intrinsèques de la roche se superposent des processus capables d'augmenter (fracturation, karstification, altération, corrosion, contraintes *in-situ*) ou de diminuer (cataclase, cimentation, diagenèse, contrainte *in-situ*) la perméabilité (Figure 9).

Les roches sédimentaires détritiques classiquement impliquées dans les systèmes hydrothermaux couvrent une large gamme de perméabilité (10^{-17} à 10^{-11} m²) et de porosité (0 à 40 %), dépendant essentiellement de la taille des grains, de l'avancement de la diagenèse, et de la présence de matrice ou de ciment. Les roches carbonatées sont moyennement poreuses (5 à 20%) et moyennement à non perméables (10^{-18} à 10^{-13} m²) selon la taille des grains et la présence de ciment. Les phénomènes de karstification peuvent néanmoins augmenter leur perméabilité jusqu'à 10^{-11} m².

Les roches cristallines et métamorphiques constituent classiquement le socle des systèmes hydrothermaux. Les porosités (0 à 15%) et perméabilités de ces roches sont très faibles à moyennes [Brace, 1984; Evans et al., 1997; Sonney and Vuataz, 2009; Walter, 2016] : 10^{-18} à 10^{-13} m² pour les roches cristallines, 10^{-20} à 10^{-17} m² pour les métasédiments (Figure 9). La perméabilité de ces roches est essentiellement contrôlée par la fracturation, qui peut augmenter la perméabilité jusqu'à 10^{-11} m², et par l'altération (voir section I.2.4).

La perméabilité des protolithes est notamment utile à la caractérisation des réservoirs pétroliers et géothermiques. Le système hydrothermal de la Têt impliquant principalement des roches de socles, nous détaillons ci-dessous les mécanismes susceptibles de modifier la perméabilité de ce type de roche.

I.2.3.2.a. La fracturation

En dehors des zones d'endommagement, la fracturation est un processus pouvant affecter la perméabilité des protolithes de plusieurs ordres de grandeur [Aydin, 2000; Sonney and Vuataz, 2009; Cox et al., 2015]. La perméabilité d'un réseau de fracture dans les réservoirs de socle est fonction de la morphologie des fractures, de l'organisation du réseau de fracture (c.-à-d. de sa densité/connectivité), de leurs remplissages, et de l'activité tectonique [Sausse, 1998; Crider, 2015].

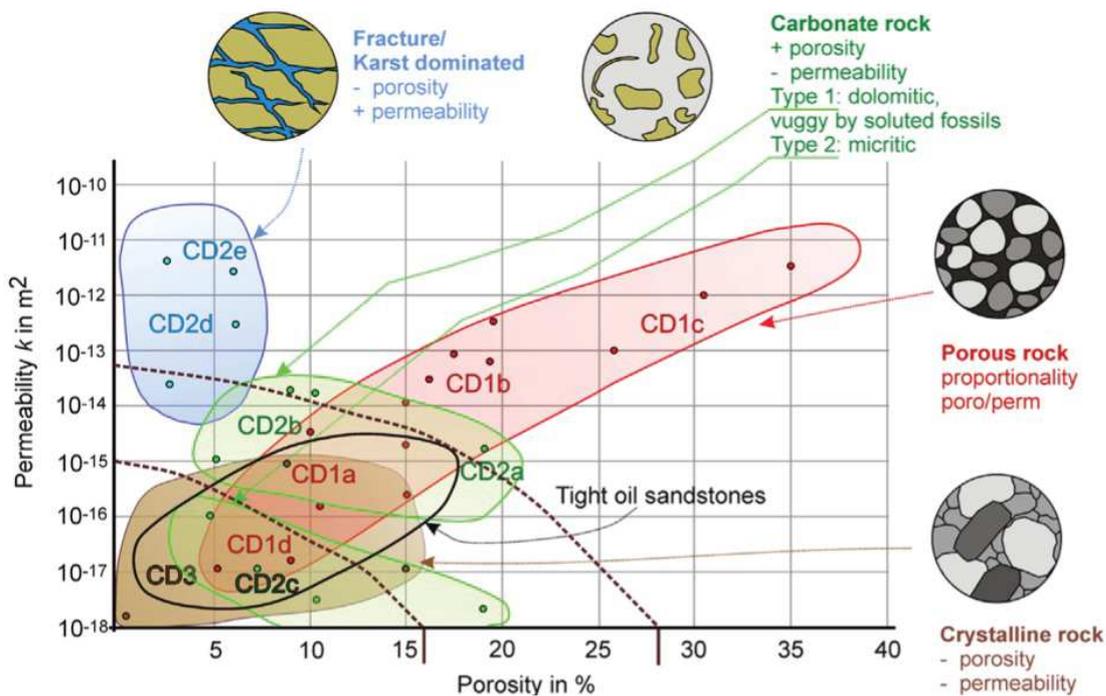


FIGURE 9: Gammes de perméabilité et de porosité des roches, observées dans différents réservoirs géothermiques (d'après Moeck [2014]). Les perméabilités et porosité intrinsèques des carbonates et des roches cristallines sont faibles mais peuvent être largement augmentées par des processus de karstification et de fracturation. Les roches détritiques s'inscrivent dans une large gamme de perméabilité et de porosité

Il est tout d'abord important de distinguer les différents types de fracture en fonction de leurs modes de propagation [Anderson, 2017] :

- les **joints**, sont des fractures de mode I, se formant en dilatance (ou ouverture).
- les **failles et les bandes de cisaillement** sont des fractures de mode II et III, se formant par déplacement cisailant des épontes, sans ouverture.
- les **bandes de compaction et les stylolithes**, formées par pression/dissolution ou comminution.

La formation de fractures est occasionnée de façon directe (contraintes régionales) ou indirectes (proximité d'une faille, mécanismes de plissement, enfouissement, compaction, exhumation) par la tectonique. Selon l'orientation des contraintes, les fractures peuvent combiner plusieurs modes de propagation (ex : part de dilatance lors du cisaillement, Sibson [2000]), impliquant différents contextes tectoniques et des conséquences variables sur les circulations de fluides.

La formation de fractures se produit également lors de la décompression de la croûte lorsque celle-ci est portée à la surface (exhumation, érosion, rebond post-glaciaire), où se concentre une importante densité de fractures ("**zone décomprimée**") [Nelson, 2001]. La perméabilité d'un réseau de fracture dépend des contraintes tectoniques qui y sont appliquées et de leur résistance ("*stiffness*") à ces contraintes [Brown and Bruhn, 1998; Pyrak-Nolte and Morris, 2000]. Ainsi, l'ouverture des fractures diminue avec la pression de confinement (c.-à-d. de la profondeur, voir Snow [1968]; Nelson [2001]; Earnest and Boutt [2014]), diminuant de fait la perméabilité (voir section I.2.3.3).

La loi cubique décrite par Snow [1968] définit la relation entre la transmissivité T (m^2/s) et l'ouverture des fractures e (m) telle que :

$$T = \frac{\rho g}{12\mu} . e^3 \quad (\text{I.1})$$

avec ρ la masse volumique (kg/m^3), g (m/s^2) l'accélération de la pesanteur, et μ la viscosité dynamique (Pa.s).

Or $T = Ke$ avec K (m/s) la conductivité hydraulique. La loi cubique évolue donc en loi carré :

$$K = \frac{\rho g}{12\mu} . e^2 \quad (\text{I.2})$$

Or $K = k\rho g\mu$ avec k (m^2) la perméabilité. La relation entre la perméabilité et l'ouverture d'une fracture est donc :

$$k = \frac{e^2}{12} \quad (\text{I.3})$$

La morphologie des fractures influence largement leur capacité à transmettre les écoulements. Si l'ouverture d'une fracture est un facteur évident de contrôle de la perméabilité [Parsons et al., 1966; Nelson, 2001], l'influence d'autres facteurs, tels que la rugosité des épontes [Sausse, 1998; Pyrak-Nolte and Morris, 2000], complique les lois visant à généraliser les relations entre fracturation et perméabilité [Zangerl et al., 2008].

L'organisation du réseau de fractures est définie principalement par :

- les **orientations de fractures**, largement dépendantes des contraintes tectoniques.
- les longueurs de fractures. Bertrand [2016] montre que la relation entre la longueur et la densité des failles/fractures dans les granites suit une distribution fractale, c.-à-d. une loi puissance avec pour exposant $\alpha = -2$.
- les **espacements de fractures**, et donc leurs densités. Elles apparaissent dans certaines études comme fonction de la lithologie [Bertrand, 2016; Walter, 2016].
- la densité des intersections de fractures, fonction des trois précédents paramètres. Ainsi, du fait des nombreux recoupements de fractures dans la zone d'endommagement d'une faille, la décroissance de perméabilité avec la profondeur est plus importante dans la zone d'endommagement que dans le protolithe [Evans et al., 1997].

Pour finir, les failles et fractures dans les aquifères de socle sont souvent initiées par des hétérogénéités de la croûte (foliation, failles pré-existantes, zones de cisaillement ductiles) [Rowland and Sibson, 2004; Crider, 2015; ?; Belgrano et al., 2016; Bertrand, 2016; Walter, 2016]. Il est donc important de connaître la pré-structuration du socle lorsqu'on s'intéresse à la fracturation de ces réservoirs.

I.2.3.3 Variation de la perméabilité avec la profondeur

Comme évoqué précédemment (section I.2.3.2.a.), la fermeture des fractures sous l'effet du confinement induit une réduction de perméabilité avec la profondeur [Ingebritsen and Manning, 1999; Saar and Manga, 2004; Earnest and Boutt, 2014]. La perméabilité du socle est majoritairement considérée comme diminuant avec la profondeur selon une loi exponentielle (Figure 10, Anders and Wiltschko [1994]; Nelson [2001]; Pepin et al. [2015]; Stober and Bucher [2015]). Cette décroissance est ainsi utilisée dans des modèles numériques de circulations hydrothermales (e.g. Guillou-Frottier et al. [2013]).

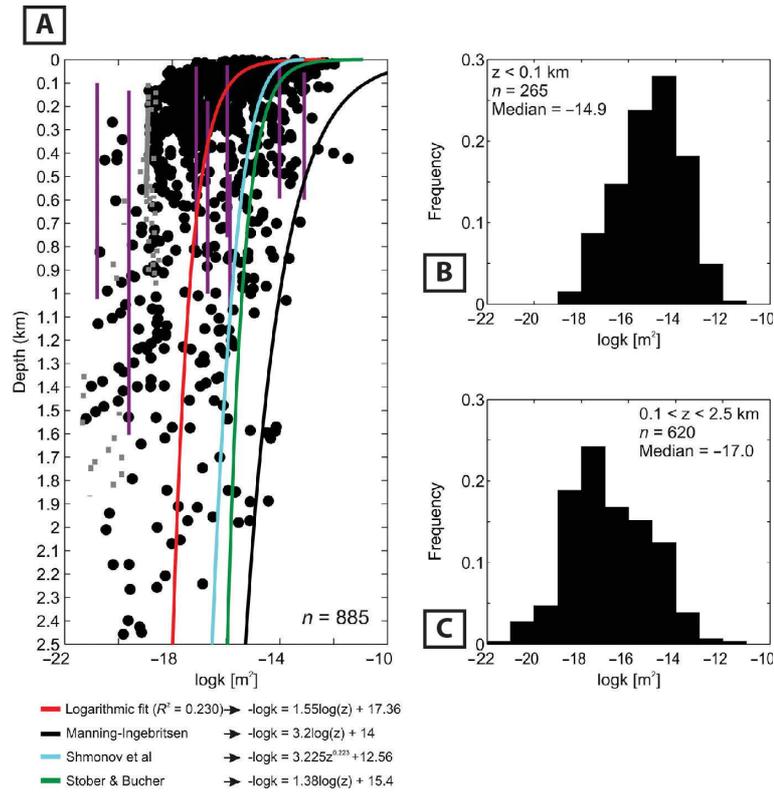


FIGURE 10: Evolution de la perméabilité avec la profondeur d’après une compilation de données mesurées dans la croûte (modifié d’après Ranjram et al. [2015]). A) La décroissance de perméabilité avec la profondeur, bien que généralement admise (exemple de loi de décroissance en couleur) n’est pas généralisée. De plus, le manque de données à partir de 1500 m de profondeur complique une généralisation de cette relation. B) Distribution des valeurs de perméabilité avec la profondeur jusqu’à 100 m. C) Distribution des valeurs de perméabilité avec la profondeur entre 100 m et 2500 m.

Néanmoins, les paramètres contrôlant l’évolution de la perméabilité avec la profondeur sont largement discutés, essentiellement à cause du manque de données à partir de 1500 m de profondeur (Figure 10a). Ranjram et al. [2015] montrent que l’évolution de la perméabilité avec la profondeur est essentiellement contrôlée par la lithologie à proximité de la surface, et par la tectonique en profondeur. D’une manière générale, les valeurs de perméabilité en sub-surface ($< 100 \text{ m}$) se situent entre 10^{-14} et 10^{-16} m^2 (Figure 10b). Pour de plus fortes profondeurs (Figure 10c), les perméabilités décroissent alors rapidement pour atteindre des valeurs majoritairement comprises entre 10^{-16} et 10^{-18} m^2 . Earnest and Boutt [2014] prédit ainsi l’augmentation de l’âge des circulations de fluides avec la profondeur à laquelle ils ont circulé.

Les fortes valeurs en sub-surface peuvent être associées à la zone de décompression fortement fracturée (voir section I.2.3.2.a.) ou aux processus d’altération super-gène.

I.2.4 Processus secondaires et forçages externes

La perméabilité dépend également de processus secondaires (altération, pression/solution et cimentation) et de forçages externes (cycles sismiques et contraintes in-situ) qui ont pour effet de modifier les circulations hydrothermales dans le temps et l'espace [Bruhn et al., 1994; McKenna and Blackwell, 2004].

I.2.4.1 La zone d'altération supergène

Les effets conjoints du climat et de la fracturation provoquent des réactions d'altération supergènes, à l'origine de la formation d'une zone altérée en sub-surface appelée régolithe [Duchaufour, 1997; Dewandel et al., 2006]. Il est formé d'une couche de sol, riche en matière organique et généralement peu perméable, recouvrant la saprolite très altérée, incohésive et souvent imperméable (Figure 11). Il recouvre "l'horizon fissuré" où la roche initiale est conservée, bien que les processus d'altération aient commencé à se produire le long des fractures.

La réaction de l'eau avec la roche lors de son infiltration dans des fractures en sub-surface provoque des réactions chimiques transformant les minéraux primaires en minéraux secondaires. La profondeur et la vitesse selon lesquelles ces processus se produisent sont fonction de la surface de réaction disponible (épontes des fractures) et de la température (augmentation de la vitesse des réactions). La sensibilité des feldspaths aux transformations chimiques rend les granites particulièrement affectés par ces processus. De plus, les failles et les fractures, en favorisant l'infiltration des fluides en sub-surface, exercent un contrôle structural sur la profondeur et la géométrie de la zone altérée [Place et al., 2016]. Ainsi, la présence d'une zone décomprimée fortement fracturée peut favoriser ces processus.

I.2.4.2 Altération, pression/ solution, cimentation

En période intersismique, la circulation de fluides hydrothermaux à haute température dans la roche provoque la précipitation de minéraux d'altération dont les produits sont souvent observés : 1) sous forme de travertins autour des sources ou des paléo-systèmes hydrothermaux [Howald et al., 2015], 2) sous forme de ciments dans les fractures ou les veines des zones de failles [Henley and Ellis, 1983; Forster et al., 1997; Brogi and Fulignati, 2012; Belgrano et al., 2016; Walter, 2016]. La présence de ces altérations diminue avec la distance à la faille [Bruhn et al., 1994].

Pour les gammes de température concernées par les systèmes hydrothermaux sans source de chaleur magmatique ($<200^{\circ}\text{C}$), Henley and Ellis [1983] prédisent les altérites suivantes : silice amorphe, quartz, albite, calcite, montmorillonite, chlorite,

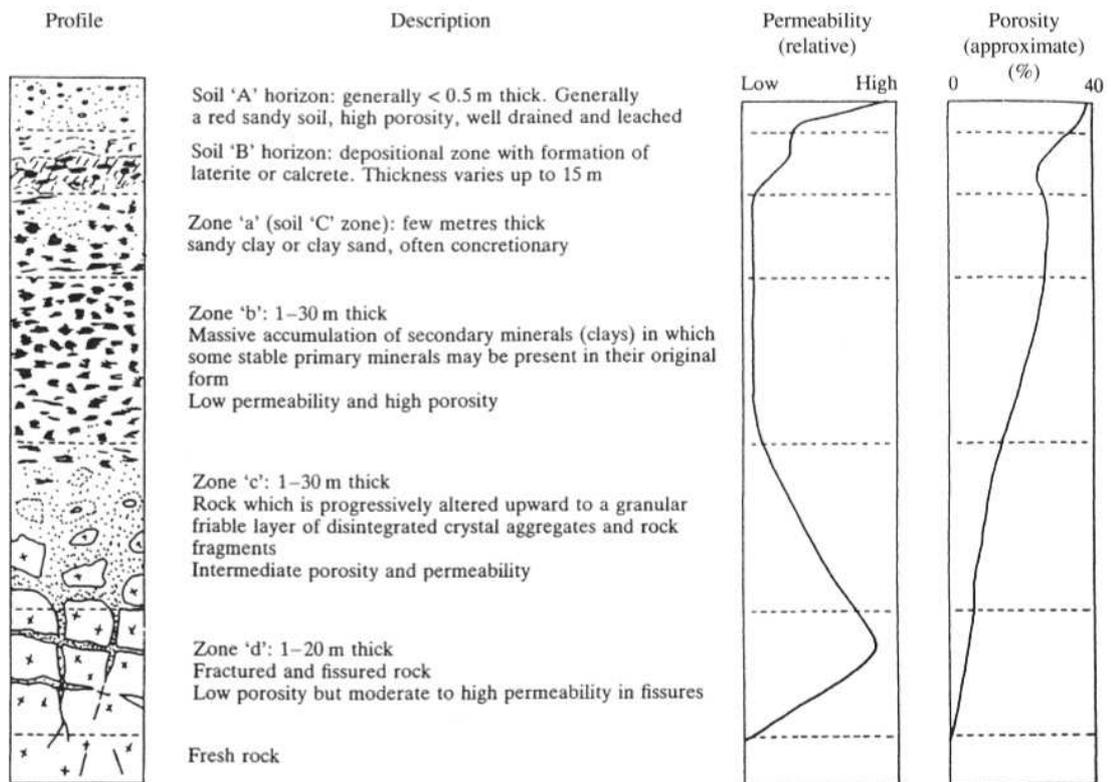


FIGURE 11: Structure de la zone d'altération supergène (régolite et horizon fissuré) et évolution de la perméabilité et de la porosité avec la profondeur (d'après Acworth [1987]).

heulandite, stilbite, ptilolite, zeolite. Le quartz et l'assemblage calcite/chlorite sont massivement décrits autour des sites hydrothermaux et à proximité des failles [Bruhn et al., 1994; Sausse, 1998; Ece et al., 2013; Howald et al., 2015; Walter, 2016]. Les feldspaths (potassique) et leurs produits d'altération (kaolin), l'épidote, les phyllosilicates (mica, illite, sericite) et les argiles ainsi que les zéolites sont également fréquemment évoqués.

La cimentation et le remplissage des fractures par ces ciments et altérites ont pour effet, à terme, de diminuer la perméabilité des conduits, voire de les sceller. Lowell et al. [1993] montrent que la vitesse de colmatage d'un réseau de fractures par des fluides silicatés est plus rapide pour de faibles températures, et fonction de la perméabilité. De plus, les contraintes thermo-élastiques induites par la circulation des fluides hydrothermaux favorisent la fermeture des fractures un ordre de grandeur plus rapidement que les processus de cimentation.

Renard et al. [2000] montrent quant à eux que les mécanismes de pression/solution sont plus rapides que la cimentation des fractures (quelques années et plusieurs centaines à plusieurs millions d'années, respectivement), faisant de ces dernières la seule structure perméable d'une zone de failles sur le long terme. La vitesse de ces deux processus est également fonction de la profondeur : ils sont plus efficaces pour les carbonates entre 0 et 4 km de profondeur, et pour le quartz à partir de 7 km de profondeur, laissant un intervalle de faible efficacité de ces processus entre 4 et 7 km.

I.2.4.3 Cycle sismique et contraintes in-situ

La déviation des fluides hydrothermaux suite à la perte de perméabilité des conduits préférentiels provoque d'une part une mobilité temporelle des sources en surface [Howald et al., 2015]. Par ailleurs, les sur-pressions de fluides dans ces zones scellées de la faille favorisent les ruptures par brêchification hydraulique [Sibson, 1994], voire la génération de séismes [Bruhn et al., 1994; Caine et al., 2010]. Durant un séisme, le glissement sur la faille permet la ré-ouverture des fractures fermées ou scellées, et/ou la génération de nouvelles fractures [Géraud et al., 2006], augmentant la perméabilité, reconnectant les fluides en profondeur avec la surface, et favorisant la circulations des fluides hydrothermaux. Ainsi, les failles dont l'activité quaternaire est attestée localisent favorablement les systèmes hydrothermaux actuels [Faulds et al., 2010].

La rupture sismique n'est pourtant pas nécessaire à l'entretien de la perméabilité du réseau de fracture : des contraintes favorablement orientées suffisent à maintenir une bonne perméabilité des zones de failles et des réseaux fracturés

[Barton et al., 1995; Brown and Bruhn, 1998], notamment dans les zones de propagation, d'interaction et d'intersection de failles et de fractures [Curewitz and Karson, 1997]. C'est en particulier vrai durant les périodes post et inter-sismiques durant lesquelles les contraintes se ré-équilibrent au niveau des zones de rupture et les failles recommencent à se charger sous l'effet de la contrainte tectonique régionale [Sibson, 1994].

L'activité hydrothermale augmente durant ou après les crises sismiques [Sibson, 1987; Howald et al., 2015]. Néanmoins, ce phénomène facilite également l'infiltration de fluides froids en sub-surface et leur potentiel mélange avec les fluides hydrothermaux, diminuant les températures et modifiant les signatures chimiques des sources hydrothermales lors des crises sismiques [Cox et al., 2015; Howald et al., 2015].

Sans épisode sismique, les systèmes hydrothermaux finissent par atteindre un état d'équilibre [McKenna and Blackwell, 2004] qui peut se maintenir tant que les conduits restent efficaces.

I.2.4.4 Influence du climat

Ce paramètre est peu considéré dans l'étude des systèmes hydrothermaux. Comme évoqué par Vasseur et al. [1997] dans le cas de Chaudes-Aigues, Thiébaud [2008] suggère que l'arrêt des infiltrations durant le dernier englacement des Alpes (période glaciaire du Würm, il y a 20 000 ans) a eu pour effet de bloquer le système hydrothermal de Léchère (Alpes), qui a pu reprendre à la fin du Würm. Maréchal et al. [1999] montrent quant à eux que l'infiltration de fluides froids qui s'est produite lors de la déglaciation induit un refroidissement du massif du Mont-Blanc encore en cours actuellement. Enfin, les charges apportées par les glaciers, en faisant varier les contraintes sur les fractures sous-jacentes, peuvent provoquer des changements importants de perméabilité [Neuzil, 2012].

Les processus secondaires et les forçages externes ont donc des effets interactifs contrôlant la pérennisation et l'activité du système hydrothermal à l'échelle du cycle sismique ou climatique. Un autre effet du climat, du réseau hydrographique et des glaciers est la modification de la topographie par érosion, incision, ou rebond post-glaciaire.

I.2.5 La topographie

Les systèmes hydrothermaux continentaux impliquent des reliefs principalement induits par les failles (Figure 3) et par des forçages climatiques externes

(section I.2.4.4). Cette topographie est un élément essentiel lors des transferts de chaleur (López and Smith [1995]; Forster and Smith [1989], voir section I.2.2) et la localisation des sources thermales [Byrdina et al., 2013].

Un premier effet de la topographie est de modifier la distribution des isothermes en profondeur (Glotzbach et al. [2009], Figure 12), notamment lorsqu'elle est induite par des phénomènes de surrection (Ehlers and Chapman [1999], voir section I.2.1).

La topographie a également pour effet de transférer les fluides météoriques depuis les reliefs en direction des vallées (Figure 12). Les eaux météoriques s'infiltrent au niveau des reliefs, et sont transférées en profondeur par la nappe phréatique dont la forme, en sub-surface, suit la forme de la topographie (dans le cas d'une perméabilité homogène du substratum).

La loi de Darcy [Darcy, 1856] décrit les écoulements de fluides en milieux poreux induits par un gradient de pression tel que :

$$Q = KA \frac{\Delta H}{L} \quad (\text{I.4})$$

où Q (m^3) représente le débit, K (m/s) la conductivité hydraulique, A (m^2) la surface de la section à travers laquelle le fluide, et $\Delta H/L$ le gradient hydraulique, c'est à dire la différence d'altitude du niveau piézométrique sur la distance L (m). Or, dans le cas d'écoulements naturels, le gradient hydraulique correspond au gradient topographique. Les équations de Darcy sont détaillées dans le chapitre IV.2, section IV.2.2.3.b..

L'organisation des écoulements profonds est donc fonction du gradient topographique. Les écoulements sont d'autant plus profonds qu'ils proviennent des hautes altitudes. Ils sont ensuite guidés vers les bas topographiques, permettant les résurgences sur les flancs des reliefs (écoulement local) ou au niveau des vallées (écoulement régional). Les irrégularités de la topographie dans les chaînes de montagnes permettent ainsi les résurgences d'eaux ayant été portées à différentes profondeurs. Ce processus, dit "**advectif**" ou "**convection forcée**" ("*topography-driven*"), couplé à la répartition des isothermes en profondeur, explique les résurgences hydrothermales en contexte orogénique (Figure 3b). La perméabilité des roches constituant les reliefs, c.-à-d. leur capacité à conduire les fluides, influe sur la vigueur du système hydrothermal (López and Smith [1995], voir sections I.2.2 et I.2.3.2).

Dans ces contextes, la présence de failles n'est pas nécessaire à la remontée des fluides hydrothermaux vers la surface [Thiébaud, 2008; Cox et al., 2015], bien que la présence d'une topographie leur soit souvent associée. Les fortes perméabilités

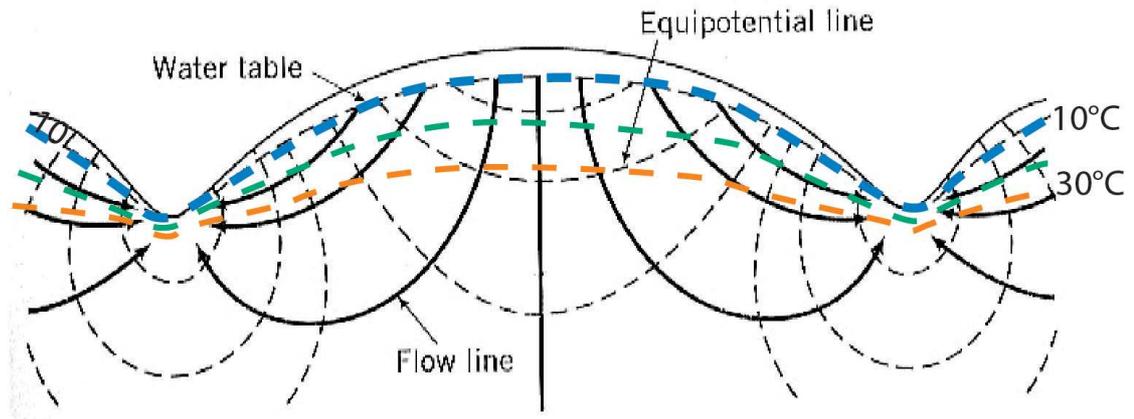


FIGURE 12: Effet de la topographie sur les écoulements dans le sous-sol et la forme des isothermes (à l'état stable sans circulation de fluides), dans le cas d'un milieu de perméabilité homogène (modifié d'après Hubbert [1940] et Craw et al. [2005]). Les fluides circulent depuis les massifs vers les vallées. Les gradients géothermiques sont anormalement élevés au niveau des vallées et les isothermes sont portés en altitude sous les reliefs.

des zones de failles permettent néanmoins la remontée rapide des fluides depuis la profondeur (fortes vitesses de Darcy), ce qui permet de limiter les pertes de chaleur durant le transfert [Grasby and Hutcheon, 2001].

Enfin, López and Smith [1995] montrent que la topographie le long de la faille influence également les écoulements hydrothermaux. A notre connaissance, cet aspect n'a pas été mis en évidence sur le terrain ou par des simulations numériques de cas concrets.

I.3 Problématiques et objectifs de l'étude

L'ensemble des paramètres considérés dans la section I.2 différencient les systèmes hydrothermaux en contexte extensif et orogénique, respectivement les régimes de convection libre et de convection forcée comme mécanismes physiques des écoulements et des transferts de chaleur. En réalité, les deux types de régime existent souvent au sein d'un même système (Figure 3 et 13, ex : López and Smith [1995]; Garven et al. [2001]; Grasby and Hutcheon [2001]; McKenna and Blackwell [2004]; Sonney and Vuataz [2009]; Magri et al. [2010]; Cox et al. [2015]; Howald et al. [2015]; Magri et al. [2015]; Duriez [2006]; Magri et al. [2016], etc...). Les failles étant responsables de la grande majorité des reliefs et des résurgences au niveau de leurs intersections, les fluides hydrothermaux peuvent être issus de mélanges entre :

1. des eaux infiltrées sur les reliefs, transférées par convection forcée et ré-

chauffées grâce à la déformation potentielle des isothermes et à la forte production de chaleur,

2. des eaux infiltrées et circulant dans les failles ou les bassins syn-tectoniques par convection libre sous l'effet d'un flux de chaleur élevé,
3. des eaux circulant dans les aquifères superficiels sans convection.

Les systèmes hydrothermaux continentaux en contexte extensif sont les plus étudiés, probablement du fait de leur géométrie relativement simple, et de leur facilité d'exploitation dans une optique de développement de la géothermie haute température. De nombreux cas d'étude dans le monde ont déjà bénéficié d'analyses de terrain ou géochimiques, et de modèles numériques. Ces études montrent que les systèmes hydrothermaux en contexte extensif sont gouvernés par les failles normales actives permettant :

1. les anomalies de flux de chaleur dans les zones de rift,
2. la formation de cellules de convection libre dans les bassins syn-tectoniques et le long des failles perméables, à l'origine des plus hautes températures de sources,
3. la surrection de reliefs où se développent des cellules de convection forcées,
4. les transferts de fluides hydrothermaux entre ces différents compartiments,
5. la remontée des fluides hydrothermaux depuis la profondeur dans les zones endommagées,
6. l'entretien des conduits par l'activité sismique, les contraintes tectoniques, ou la sur-pression de fluides.

Les processus physiques de transferts et d'acquisition de la température, ainsi que les structures permettant les résurgences sont ainsi bien décrits. En revanche, la compréhension des processus permettant l'infiltration d'eaux météoriques à des profondeurs suffisantes pour permettre aux fluides hydrothermaux d'acquérir leur température, malgré la réduction de perméabilité avec la profondeur, reste peu étudiée. De plus, les caractéristiques des réservoirs géothermiques de socle, ainsi que les écoulements qui s'y produisent, restent difficile à contraindre, car généralement enfouis sous les bassins sédimentaires.

Les études portant sur les systèmes hydrothermaux en contexte orogénique, actifs ou non, sont bien plus rares. Pourtant, les hautes températures observées aux résurgences en font d'intéressantes cibles exploratoires. De plus, l'étude de Grasby and Hutcheon [2001] sur de tels systèmes dans les Rocheuses Canadiennes montre qu'ils seraient associés à des gîtes minéralisés Pb-Zn-Au ou Sb-Au (comme

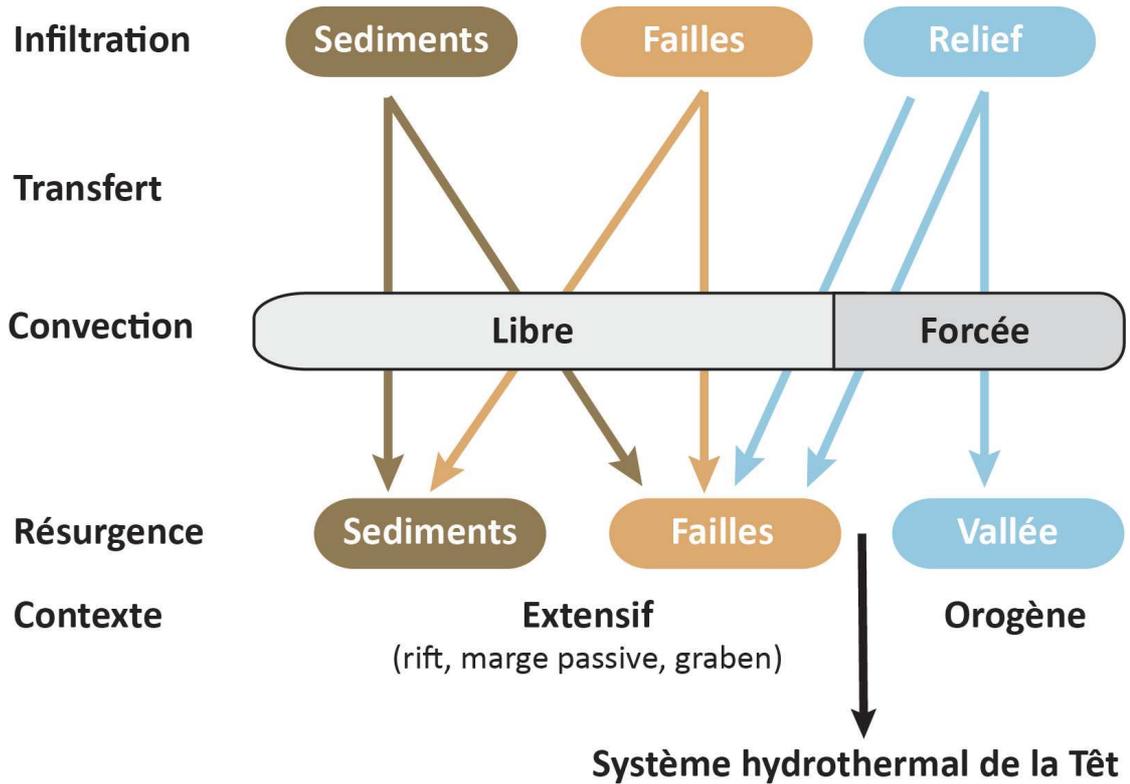


FIGURE 13: Effets et interactions entre les objets et processus identifiés comme influant les écoulements et les transferts de chaleur (flèches), pour les systèmes hydrothermaux extensifs et orogéniques. Le système hydrothermal de la Têt se situe à l'interface entre les deux types de système.

suggéré par Henley and Ellis [1983]; Brogi and Fulignati [2012] et Garven et al. [2001]), augmentant ainsi leur intérêt. Le manque d'études s'explique probablement par un manque de données (flux de chaleur, géologie de surface, forages,...), une difficulté d'accessibilité dans ces zones (reliefs, régions isolées), mais également par la complexité des systèmes eux-mêmes. En effet, les systèmes hydrothermaux en contexte orogénique impliquent souvent [Moeck, 2014] :

1. des flux de chaleur mal contraints du fait de la compétition entre déformation des isothermes par la tectonique/la topographie, les variations d'épaisseur de croûte, et la production de chaleur (section I.2.1),
2. des topographies complexes, modelées à la fois par l'activité tectonique, climatique (érosion), et les processus de surface (glaciers, pentes, réseau hydrographique) (section I.2.4.4),
3. des roches de socle structurellement complexes, dont la perméabilité et son évolution en profondeur, principalement contrôlées par les processus de fracturation, corrosion, altération, et cimentation, sont difficiles à déterminer (sections I.2.3.2.a. et I.2.4),
4. une histoire tectonique polyphasée, et mal contrainte à l'actuel.

Le système hydrothermal de la Têt dans les Pyrénées Orientales (France) se situe à l'interface entre contexte extensif et orogénique (Figure 13). Au coeur de la zone axiale Pyrénéenne, 29 sources hydrothermales (29-73°C) s'alignent le long de la faille normale cassante de la Têt, liée à l'ouverture du Golf du Lion (Oligomiocène). Des reliefs élevés (≈ 3000 m d'altitude : Capcir, Canigou et Carança), formés à la fois par la surrection de la chaîne Pyrénéenne (Eocène) et par le déplacement sur la faille de la Têt (environs 2000 m), forment le toit et le mur de la faille. Ces reliefs sont incisés par des vallées glaciaires et alluviales, et localement aplaniés par des surfaces encore mal expliquées. La faille de la Têt juxtapose des roches de socle, cristallines (gneiss et granite) et métamorphiques (métasediments des séries de Canaveilles et Jujols), et localement des bassins syn-tectoniques qui ne localisent pas les sources hydrothermales. La tectonique régionale, largement polyphasée, hérite des déformations des chaînes Hercynienne et Pyrénéenne, et de l'extension Néogène. La sismicité modérée enregistrée et les contraintes actuelles sont mal définies et très débattues.

L'étude du système hydrothermal de la Têt vise à déterminer :

Comment s'organise un système hydrothermal continental en contexte orogénique associé à une faille, et quels en sont les facteurs de contrôle ?

Pour répondre à cette problématique, il est nécessaire de comprendre, pour le cas du système hydrothermal de la Têt :

- Où se situent les zones d'infiltration ?
- Quelles structures permettent l'infiltration des fluides météoriques, et leur transfert jusqu'à des profondeurs importantes (>1000m) ?
- Quelle est la source de chaleur et le régime thermique permettant l'acquisition et les transferts de chaleur ?
- Quel est le rôle de la topographie et quelle est l'influence de sa complexité sur le système hydrothermal ?
- Quelles structures forment des conduits efficaces pour la remontée des fluides hydrothermaux ?
- Quel est le régime tectonique actuel (sismicité et/ou champ de contrainte) permettant l'entretien de ces conduits ?
- Quelle est la part de l'héritage structural dans le fonctionnement de ces systèmes ?

Cette étude propose d'intégrer les méthodes de télédétection, une étude structurale de terrain, des analyses géochimiques des eaux et la réalisation d'un modèle numérique 3D couplant transferts de fluides et équation de la chaleur, dans le but de contraindre les circulations des fluides hydrothermaux depuis les zones d'infiltration jusqu'aux résurgences.

Le contexte géologique et hydrogéologique de la zone d'étude sont présentés dans la section I.4.

Le manuscrit est organisé selon les étapes du trajet des fluides hydrothermaux (Figure 14). Le chapitre II, ayant fait l'objet d'un article publié dans la revue *Geofluids*, se concentre sur l'organisation des sources hydrothermales de la Têt par rapport à la topographie, au réseau de failles et à la lithologie, et donc sur l'identification des conduits de remontée pour les fluides. La structure et la composition de la faille de la Têt y sont notamment détaillées.

Le chapitre III (Figure 14), ayant fait l'objet d'un article soumis à la revue *Journal of Structural Geology*, s'intéresse à la fracturation du socle et à sa capacité à infiltrer et transférer les fluides. Elle détaille l'analyse de la fracturation sur plus de 300 affleurements à proximité des failles et sur les reliefs (emprise : 100 km²). Ce chapitre permet de discuter de la capacité des fractures à infiltrer les fluides jusqu'en profondeur, en faisant le lien avec la tectonique récente et actuelle, ainsi que la lithologie.

Le chapitre IV (Figure 14) explore les processus de transferts de fluides en profondeur et d'acquisition de la chaleur. La confrontation des résultats des deux approches utilisées - la géochimie des eaux et la modélisation numérique - permet

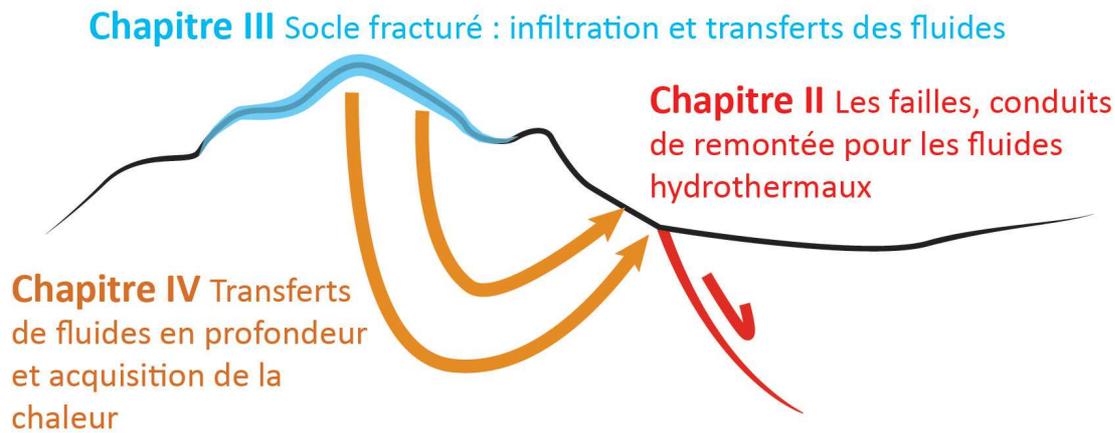


FIGURE 14: Organisation des chapitres du manuscrit selon les étapes du trajet des fluides hydrothermaux.

de proposer un modèle des circulations en profondeur. Dans une première partie (section IV.1), les résultats de la géochimie des eaux permettent de contraindre les altitudes d'infiltration des fluides et les températures d'équilibre atteintes, d'évaluer l'unicité ou la pluralité des zones de transferts des fluides pour les différents clusters de sources, et de déterminer la présence de mélange avec des eaux superficielles à l'origine des différences de températures au sein d'un même cluster. Dans une seconde partie (section IV.2), un modèle numérique 3D construit à partir des données de terrain explore les valeurs de perméabilité du protolithe, de la faille, l'effet des intersections de failles et le régime thermique. Cette partie permet d'identifier les facteurs de contrôle du système hydrothermal les plus déterminants : 1) la topographie, moteur du régime advectif dans les compartiments de part-et-d'autre, mais aussi le long du plan de faille ; 2) le contraste de perméabilité entre la faille et le protolithe de socle, contrôle majeur des températures des sources hydrothermales.

I.4 Contexte géologique et hydrogéologique

I.4.1 Cadre de l'étude

La chaîne des Pyrénées s'étend de la mer Méditerranée à l'Est à l'océan Atlantique à l'Ouest sur 1000 km de long et 150 km de large. Issue de la collision (Eocène) entre la plaque Européenne et la plaque Ibérique, elle forme une véritable barrière topographique entre la France et l'Espagne.

La présence de sources hydrothermales est généralisée à l'échelle des Pyrénées

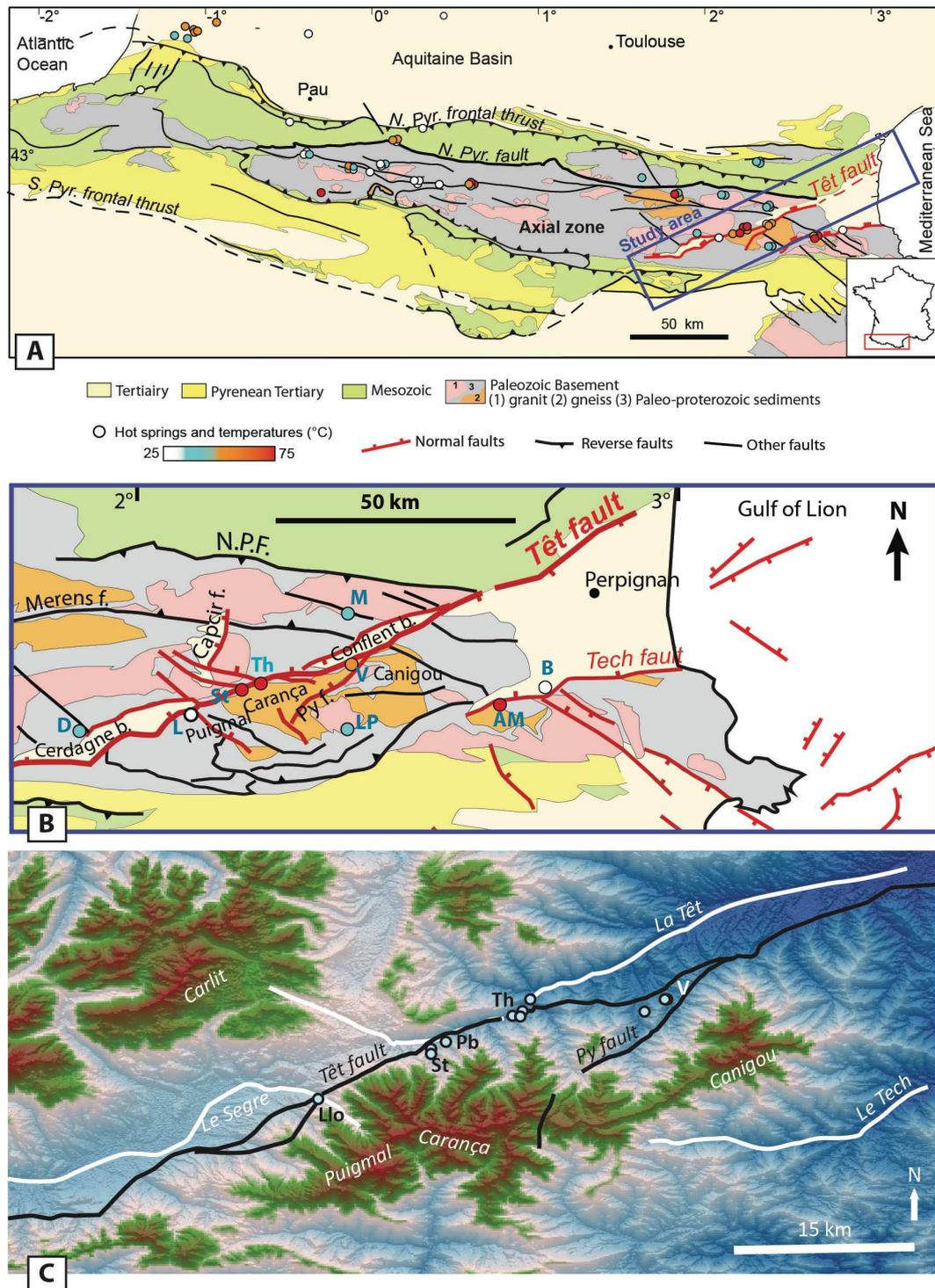


FIGURE 15: **Cadre de l'étude.** A) Schéma structural de la chaîne des Pyrénées. Les sources hydrothermales et la zone d'étude sont indiquées. B) Zoom sur la zone d'étude : la vallée de la Têt et ses sources hydrothermales (L) Llo, (St) Saint-Thomas-les-bains/Prats-Balaguer, (Th) Thues-les-bains/Nyer, (V) Vernet-les-bains/Sahorre. D'autres sources hydrothermales s'alignent sur des failles dans la région : (D) Dorres-Les Escaldes, (M) Molitg-les-bains, (LP) La Preste, (AM) Amélie-les-bains, (B) Le Boulou. C) Topographie de la zone d'étude. Les rivières (trait blanc), les failles normales de la Têt et de Py (trait noir), les sources hydrothermales (Pb : Prats-Balaguer) et les massifs principaux sont indiqués.

(Figure 15a). La plus grande concentration de sources et les plus hautes températures se situent néanmoins en bordure Est de la chaîne. Ces sources s'alignent le long des vallées de la Têt et du Tech (Figure 15b et c), correspondant à deux failles normales Oligo-miocène de direction N060E à N090E. Ces structures appartiennent aux nombreuses failles normales recensées en mer et dans le Roussillon [Séranne, 1999; Mauffret et al., 2001] ayant contribué à l'ouverture du Golf du Lion et à l'effondrement des Pyrénées sous la Méditerranée. Elles recoupent ainsi les structures Pyrénéennes d'orientation N090E à N100E et localisent des bassins syn-rift (Cerdagne et Conflent) dans la zone axiale.

La zone d'étude s'étend (Figure 15c) :

- **à l'Ouest** : au niveau de la frontière franco-espagnole en Cerdagne,
- **à l'Est** : la bordure est du pic du Canigou,
- **au Sud** : la frontière franco-espagnole située sur la crête sommitale des massifs du Puigmal (2910 m), de la Carança et du Canigou (2785 m),
- **au Nord** : les massifs du Capcir et le pic du Carlit (2921 m).

La rivière de la Têt prend sa source au pied de ce dernier. Elle circule au centre de la zone d'étude, formant une vallée très incisée d'orientation NE-SW entre les différents massifs, pour rejoindre la plaine du Roussillon et finalement la mer au niveau de Perpignan. Elle suit la faille de la Têt responsable de l'escarpement Nord des massifs Canigou-Carança-Puigmal, entre Llo et Thues-les-bains. La vallée de la Cerdagne est quant à elle traversée par le Segre, qui prend sa source au pied du Puigmal. Les massifs du Canigou et de la Carança sont bordés au Sud par la vallée du Tech qui prend sa source au Roc Colom (2507 m) (Figure 15b et c).

Les sources hydrothermales de la Têt s'alignent au pied de l'escarpement formant les massifs Puigmal-Canigou-Carança bordés par la faille de la Têt et la faille de Py, un segment connecté à la faille de la Têt au pied du Canigou au niveau de Vernet-les-bains. Elles se répartissent selon quatre principaux groupes ou clusters (d'Est en Ouest) : Llo, Saint-Thomas-les-bains/Prats-Balaguer, Thues-les-bains/Nyer, Vernet-les-bains/Sahorre. D'autres sources existent dans la région : au Nord de la Cerdagne (Dorres-Les Escaldes), au Nord du bassin de Conflent (Molitg-les-bains). Au Sud du Canigou les sources de La Preste, Amélie-les-bains et le Boulou s'alignent le long de la faille du Tech.

I.4.2 Contexte géologique

L'histoire géologique de la zone d'étude est résumée sur l'échelle stratigraphique Figure 16.

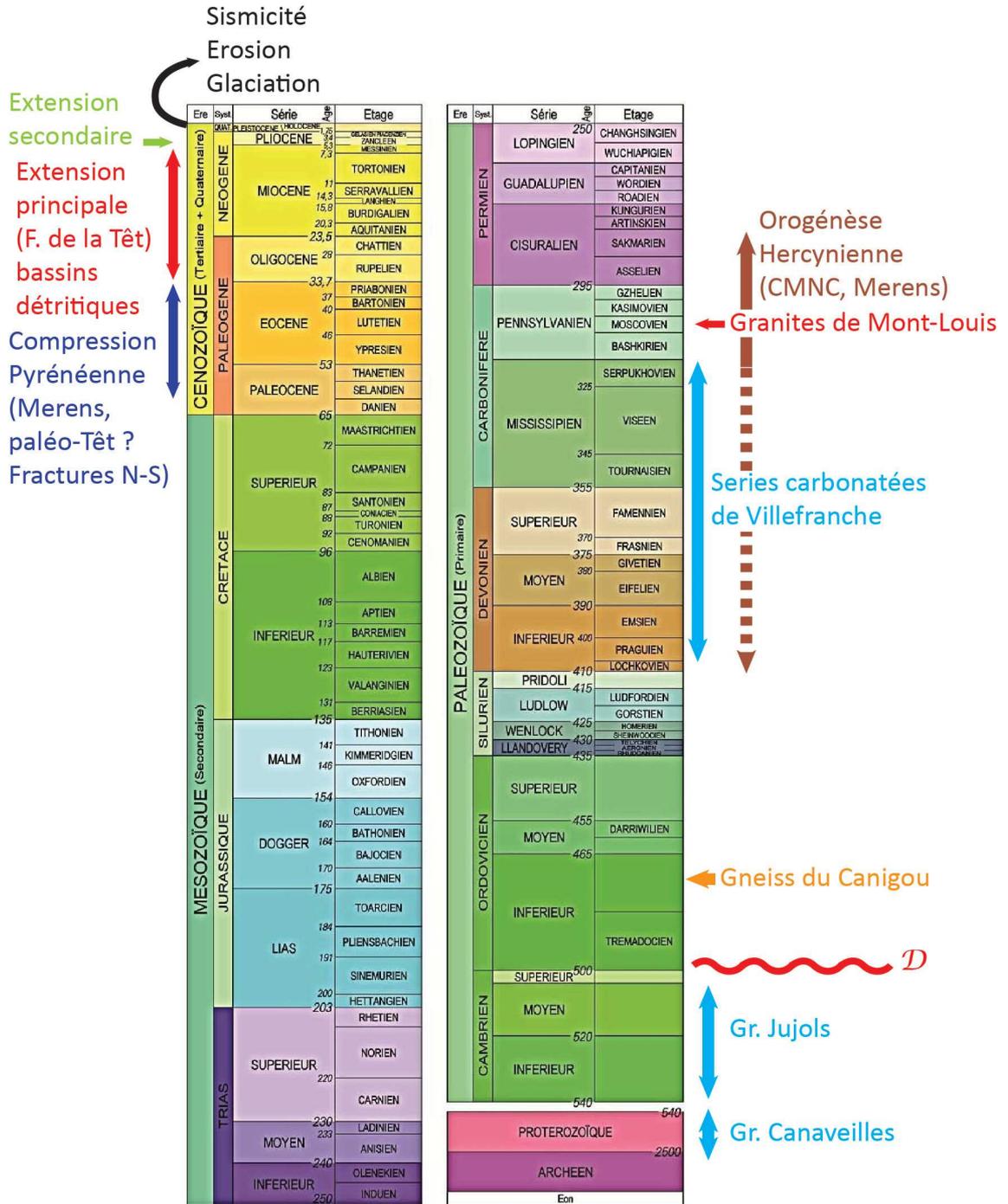


FIGURE 16: Histoire géologique de la zone d'étude.

I.4.2.1 Description des unités lithologiques

Les séries affectées par les déformations dans cette partie de la zone axiale sont majoritairement anté-hercyniennes et compartimentées par la faille de la Têt (Figure 17a). Au mur de la faille affleure le dôme d'orthogneiss Ordoviciens de Canigou-Carança, déformé à la fin du Carbonifère durant l'orogénèse hercynienne [Guitard, 1970] (Figure 18). La mise en place de ces orthogneiss a été largement débattue à cause de l'existence de gneiss de transition inexplicables à l'interface avec les méta-sédiments postérieurs de la fenêtre de Baltag au niveau du Canigou [Guitard, 1970; Soliva et al., 1989]. L'hypothèse la plus probable, puisque vérifiée pour les dômes de gneiss de l'Hospitalet et de l'Aston par Denele [2007], est celle d'un laccolithe Ordovicien intrudé dans les séries méta-sédimentaires de Canaveilles et Jujols (Figure 17b), les gneiss de transition correspondant à l'auréole métamorphique [Barbey et al., 2001].

Les gneiss sont recouverts par les séries méta-sédimentaires Néo-protérozoïques à Paléozoïques de Canaveilles et Jujols (Figure 18), qui occupent principalement le toit de la faille de la Têt et les bordures Sud-Ouest et Ouest de la zone d'étude (Figure 17a). La base du Groupe Canaveilles (Ediacarien), est marquée par des bancs de marbre [Guitard et al., 1998], puis par une alternance de séries de schistes correspondant aux méta-sédiments à bancs de grès et de marbre de la fenêtre de Baltag, et présentant localement des complexités liées à des épisodes volcanoclastiques [Padel, 2016] (Figure 18). Le Groupe de Jujols (Cambrien) au toit de la série de Canaveilles, est composé de grès à sa base, puis de marbres et enfin d'une unité volcanoclastique [Padel, 2016] (Figure 18). La pile stratigraphique est ensuite constituée par les séries carbonatées peu métamorphiques de Villefranche (Dévonien à Carbonifère inférieur, Figure 18, Guitard et al. [1998]) qui occupent le Nord-Est de la zone d'étude (Figure 17a).

L'ensemble est intrudé par des granites tardi-hercyniens massifs ou sous forme de filon. La zone d'étude est occupée au Nord-Ouest par les granites de Mont-Louis (305 Ma, Maurel [2003], Figure 19a), au Nord-Est par les granites de Millas, et au Sud par le pluton de Costabonne (Figure 17 a et b).

Enfin, les dépôts-centre Oligo-miocène occupant les bassins syn-tectoniques de Conflent et Cerdagne, associés aux mouvements normaux sur la faille de la Têt, sont de types continentaux détritiques, allant de séries argileuses à blocs de socle, jusqu'aux olistolithes (Figures 18 et 17 a, Calvet [1994]; Calvet et al. [2014]).

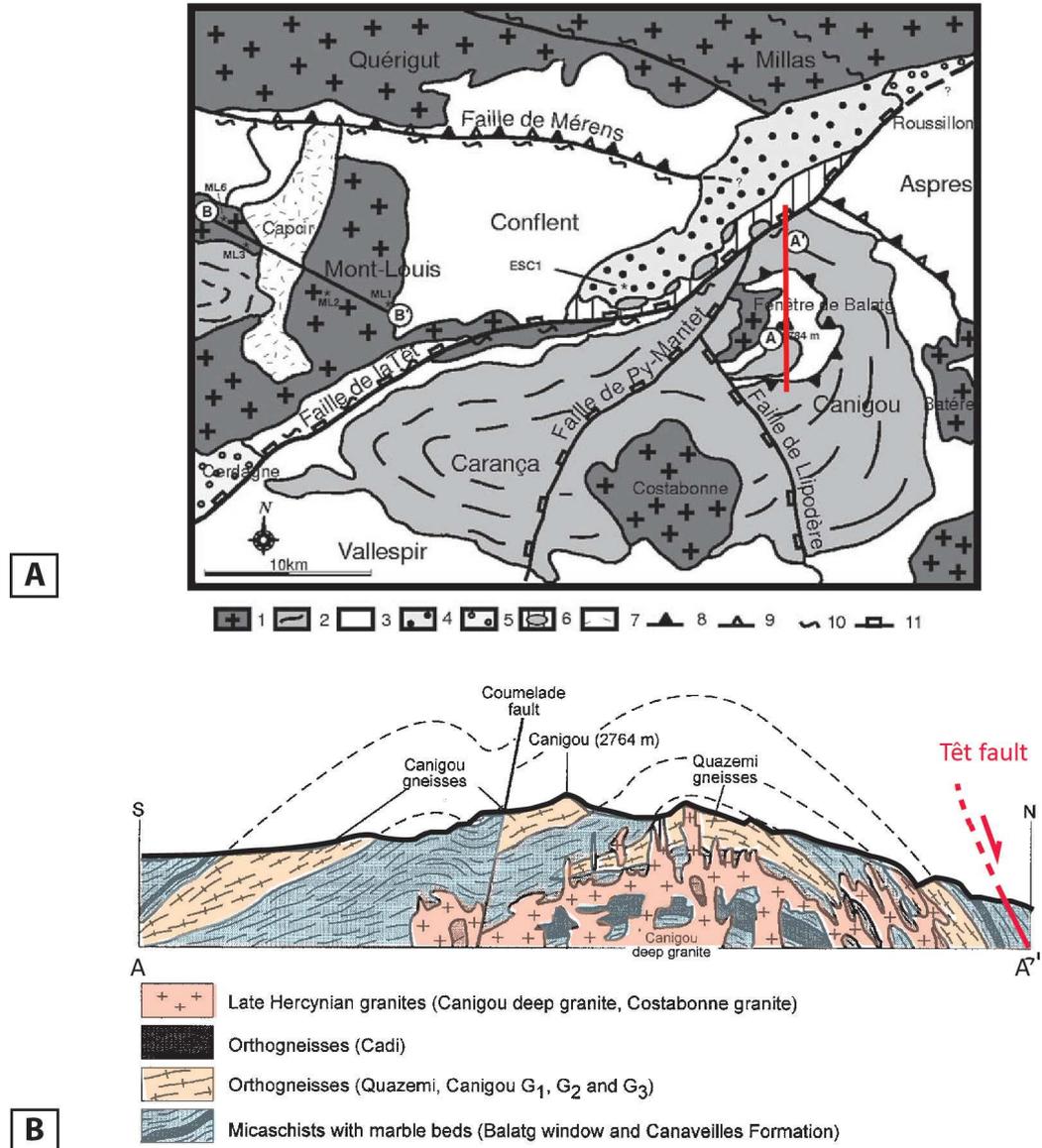


FIGURE 17: Géologie de la zone d'étude A) Carte géologique simplifiée de la zone (modifié d'après Maurel [2003] et Guitard et al. [1998]) (1) Granitoïde hercynien (2) Gneiss Paléozoïque (3) Méta-sédiments Paléozoïque (4) Miocène inférieur du bassin de Conflent (5) Miocène supérieur du Roussillon et de Cerdagne (6) Olistolithes Miocène (7) Quaternaire glaciaire (8) Chevauchement hercynien (9) Chevauchements alpins (10) Mylonites (11) Faille normale Oligo-Miocène (AA') ligne de coupe de : B) Coupe du Canigou (modifié d'après Barbey et al. [2001]).

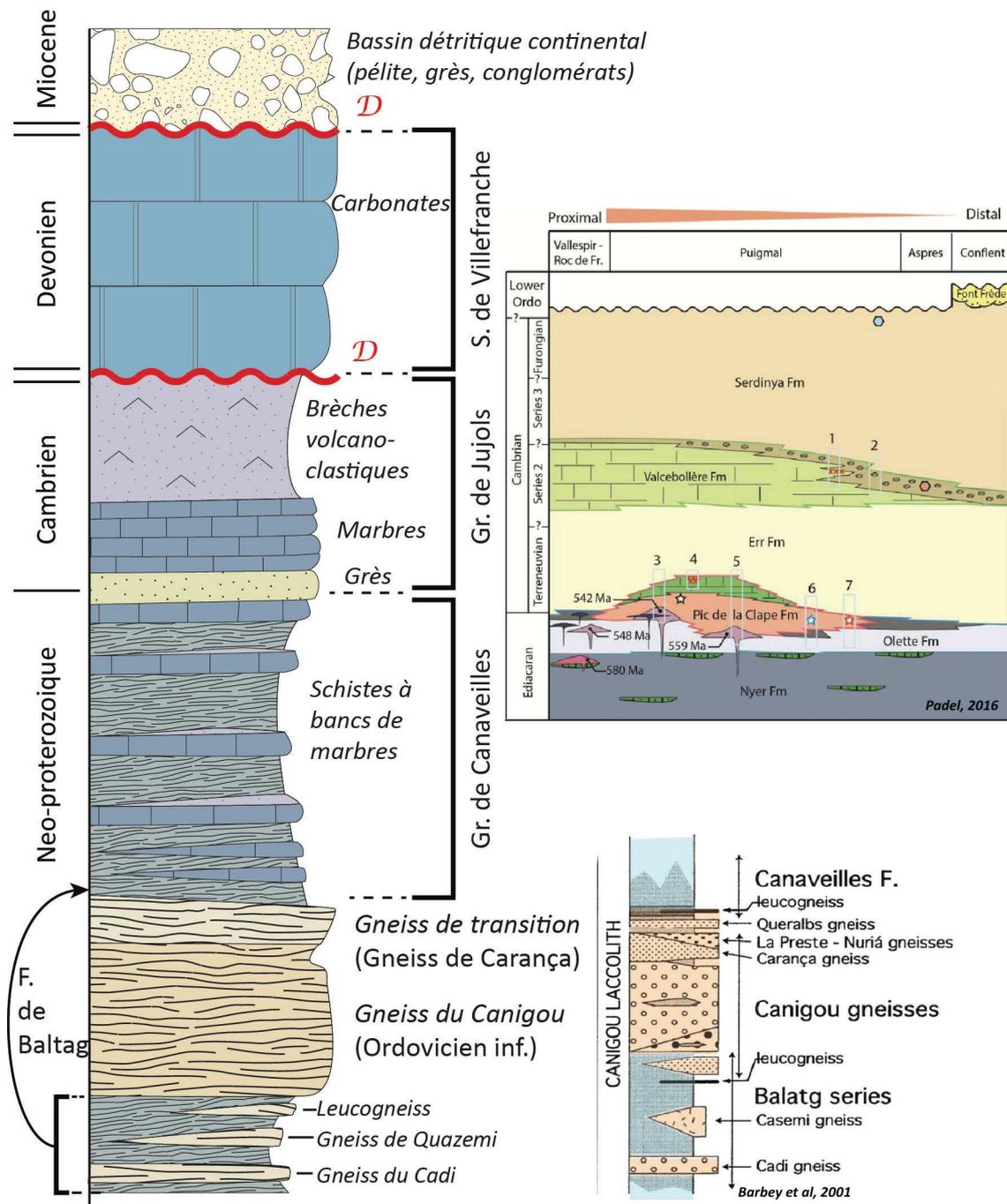


FIGURE 18: Log stratigraphique synthétique de la zone d'étude (pas d'échelle). Détails de la série gneissique d'après Barbey et al. [2001], détails des séries sédimentaires de Canaveilles et Jujols d'après Padel [2016]. La fenêtre de Baltag, bien que correspondant à la base du groupe de Canaveilles, se situe en dessous des gneiss du Canigou, intrudés à l'Ordovicien, qui eux même se situent sous les séries Néo-protérozoïques à Cambriennes.

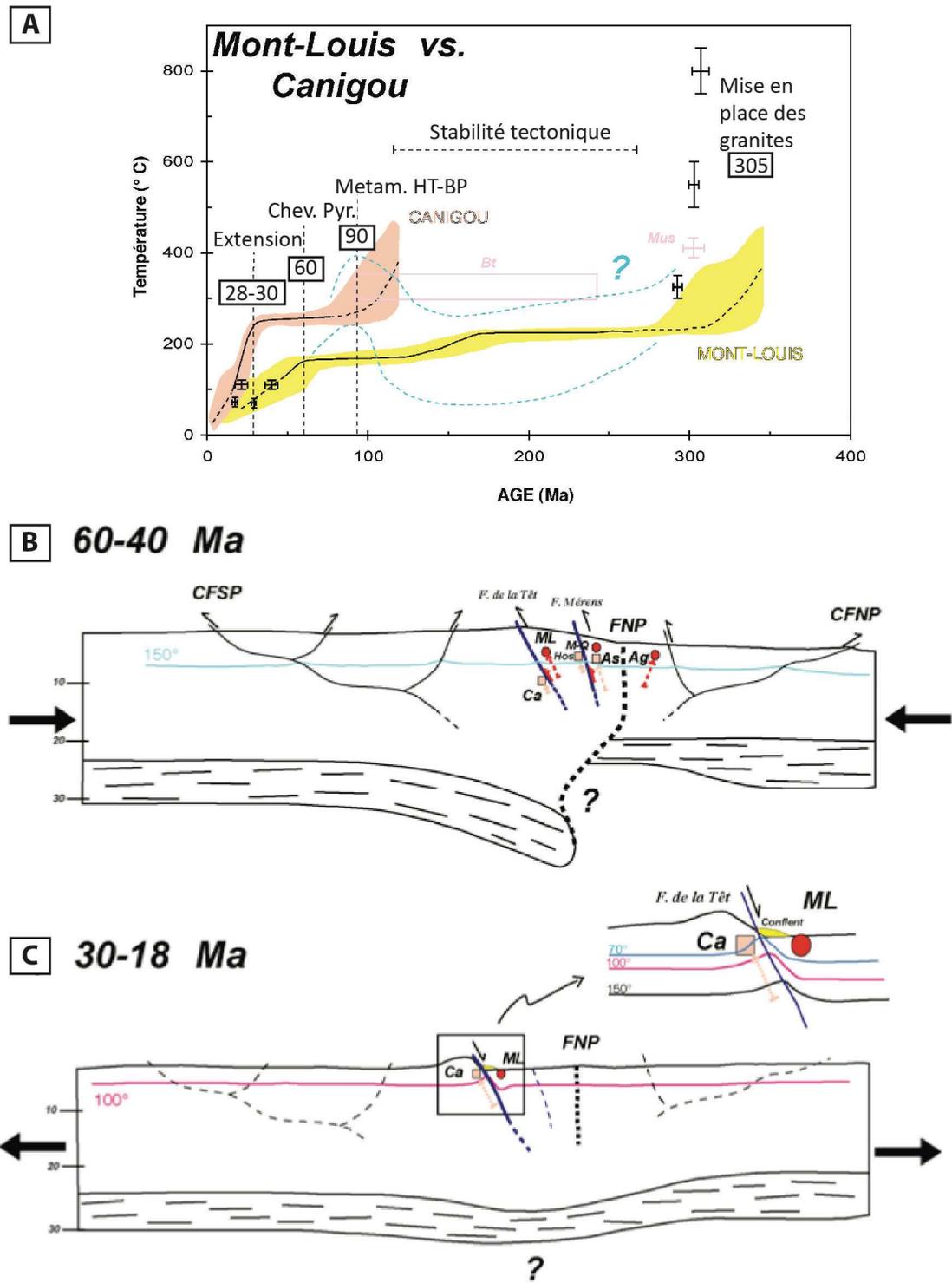


FIGURE 19: Evolution chronologique de la zone d'étude (modifié d'après Maurel [2003]). A) Histoire tectonique évaluée à partir des âges de refroidissement des granites de Mont-Louis et des gneiss du Canigou. B) Phase compressive pyrénéenne expliquant le refroidissement (l'exhumation) des granites de Mont-Louis à l'Eocène. C) Phase d'extension Oligo-Miocène (ouverture du Golf du Lion) expliquant le paroxysme de refroidissement (l'exhumation) des gneiss du Canigou et schématisant la déformation potentielle des isothermes associée au mouvement normal sur la faille de la Têt.

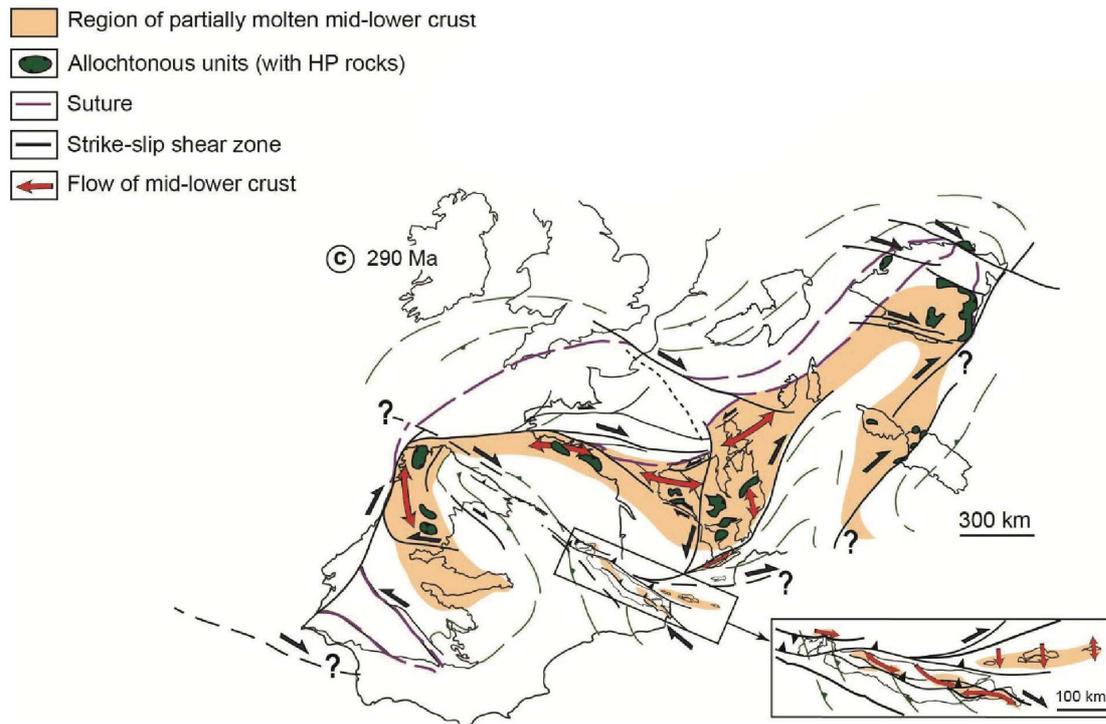


FIGURE 20: Place de la Zone Axiale des Pyrénées dans la chaîne Hercynienne Ouest-Européenne, et déformations associées (à 290 Ma) (d'après Cochelin [2016]).

I.4.2.2 L'héritage Hercynien

La chaîne Hercynienne résulte de la collision, au Carbonifère inférieur, des paléo-continentes Gondwana et Avalon. La Zone Axiale des Pyrénées, où se situe la zone d'étude, est marquée par les déformations de la chaîne Hercynienne dont elle faisait intégralement partie (Figure 20). Dans la zone d'étude, ces déformations se manifestent par de grands chevauchements juxtaposant la couverture sédimentaire Paléozoïque sur le dôme gneissique du Canigou et de La Carança (Laumonier and Autran [2001], voir section I.4.2.1).

Parmi eux, le Chevauchement Mylonitique Nord Canigou (CMNC) est une faille ductile N060E constituée de mylonites épaisses (>200 m) bordant le dôme Canigou-Carança, et recoupé par la faille de la Têt (Figure 17a), [Guitard et al., 1998, 1992]. Elles sont particulièrement marquées entre Saint-Thomas-les-bains et Vernet-les-bains (Figure 15c) où elles dessinent les facettes triangulaires discutées dans la section I.4.2.4 [Petit and Mouthereau, 2012]. Des cinématiques à la fois inverses et normales y sont observées [Cochelin, 2016].

En limite Nord de la zone d'étude (Figure 17a), les mylonites de la faille de Merens (de direction N100E) sont également associées à la chaîne Hercynienne, malgré des réactivations probables au Pyrénéen [McCaig and Miller, 1986]. La

zone d'étude, en particulier le massif de la Carança, est également recoupée par de nombreuses failles d'orientations semblables, soulignées par des filons de quartz massifs, apparemment associés à cette orogénèse [Autran et al., 1986; Guitard et al., 1992, 1998].

I.4.2.3 Les déformations pyrénéennes

Après une période de stabilité tectonique correspondant au démantèlement de la chaîne Hercynienne et au dépôt des unités sédimentaires mésozoïques (Figure 19a), une phase extensive généralisée à l'échelle des Pyrénées provoque la formation de bassins albo-cénomaniens (environs 90 Ma) non-présents dans la zone d'étude.

Les Pyrénées se forment à l'Éocène (60 - 40 Ma) lors de la convergence et de la subduction de la plaque Ibérique sous la plaque Européenne (Figure 19b). Il en résulte la formation d'un prisme orogénique à double vergence Nord et Sud, d'axe E-W, composé d'un coeur de socle (la zone axiale) juxtaposé par de grands chevauchements à la couverture sédimentaire Cénozoïque [Choukroune et al., 1973; Roure et al., 1989] (Figure 15b).

Paradoxalement, la zone d'étude est très peu marquée par les déformations pyrénéennes (Figure 17a). Les chevauchements pyrénéens n'existent que dans sa bordure Sud, où ils mettent en contact la couverture mésozoïque avec la zone axiale précédemment décrite (chevauchement du Vallespir). Néanmoins, l'âge d'exhumation des granites de Mont-Louis (Figure 19a), diachrone de celui des gneiss du Canigou, témoigneraient de leur déplacement par un chevauchement (paléo-faille de la Têt?) dont le paroxysme se situerait autour de 55 à 60 Ma. [Maurel et al., 2008; Maurel, 2003]. La faille de Merens, identifiée précédemment comme Hercynienne, a été réactivée à la même époque [McCaig and Miller, 1986]. Enfin, les fractures dilatantes de mode I et d'orientation N-S affectant le massif de Millas (Nord-Est de la zone d'étude) sont attribuées à la phase pyrénéenne [Arthaud and Pistre, 1993].

I.4.2.4 Activité Néogène

L'activité des failles au Néogène, et en particulier au Quaternaire, peut avoir de fortes implications sur les systèmes hydrothermaux (voir section I.2.4). Or, l'histoire géologique Néogène des Pyrénées Orientales est complexe. Les études sont rarement intégrées à cette échelle, divisant les domaines onshore et offshore, ainsi que les chaînes catalanes et françaises. Cette division est en fait justifiée par des différences de chronologie et d'orientation des principales structures.

Le jeu principal des failles normales NE-SW - bien que diachrone selon les domaines [Roca and Desegaulx, 1992; Lewis et al., 2000] - est communément lié à la phase d'extension accompagnant l'ouverture du Golf du Lion (Figure 19a). En revanche, l'histoire plio-quadernaire de ces failles semble bien plus complexe. Si les mouvements récents observés [Goula et al., 1999] sont reconnus comme faibles [Roca and Desegaulx, 1992; Tassone et al., 1994; Calvet, 1999; Carozza and Delcaillau, 2000; Carozza and Baize, 2004; Delcaillau et al., 2004; Lacan, 2012; Maurel et al., 2008], les rares indices cinématiques (Figure 21) sont contradictoires selon les auteurs (voir Goula et al. [1999] pour une revue de la tectonique récente et actuelle des Pyrénées Orientales, et Lacan [2012] pour une revue complète de la tectonique active des Pyrénées).

Les Pyrénées Orientales françaises sont structurées par les failles largement étudiées de la Têt et la faille du Tech, ainsi que leurs équivalents en mer [Mauffret et al., 2001] (Figure 15b). En revanche, d'autres failles, de direction NW-SE, ont été peu ou pas cartographiées dans la zone, et sont rarement discutées. Une partie de cette thèse porte sur la cartographie et la description de ces failles, et sur une réflexion permettant de les replacer dans le contexte tectonique régional (voir chapitre III).

Cette réflexion nécessite de bien connaître le contexte tectonique ayant affecté l'ensemble des Pyrénées Orientales, dont les structures nord-catalanes. Les domaines catalans comportant des failles NE-SW (bassins de Vallès-Penedès), sont liés à l'ouverture du Golf du Lion, plus tardives que dans les Pyrénées Orientales françaises [Lewis et al., 2000]. Les domaines caractérisés par des failles NW-SE sont les bassins de l'Emporda (Figure 21a) et les Transverse Ranges.

I.4.2.4.a. Les failles NE-SW

Deux phases d'extension sont associées à la formation des failles NE-SW :

- L'épisode de **rifting Méditerranéen** (ouverture du Golfe du Lion) **Oligocène supérieur à Miocène inférieur** permet la mise en place de systèmes de horst et grabbens selon des failles normales NE-SW, dont les failles de la Têt et du Tech [Tassone et al., 1994; Roca and Desegaulx, 1992; Maurel, 2003; Delcaillau et al., 2004; Maurel et al., 2008] (Figure 15b). Les rejets, estimés à environ 2000 m, permettent la surrection des massifs des Albères et du Canigou, dont le paroxysme est estimé à 26-27 Ma [Maurel, 2003] (Figure 19).
- La **réactivation en failles normales** de ces failles **du Miocène inférieur au Pliocène supérieur** (Figure 21a) implique des rejets considérés comme

faible [Roca and Desegaulx, 1992; Tassone et al., 1994; Maurel, 2003] - entre 150 et 300 m [Carozza and Baize, 2004; Delcaillau et al., 2004] - bien que Mauffret et al. [2001] y associent la surrection des Albères et du Canigou (1700 m de rejet).

Des études spécifiques portent sur les différents segments de la faille de la Têt (Figure 21) :

En Cerdagne, Cabrera et al. [1988] attribuent un jeu dextre mi à fini-Miocène au segment cerdan de la faille de la Têt. Un système de failles normales E-W à NW-SE en échelon (voir ci-dessous) accommoderait le mouvement, permettant l'ouverture en pull-apart du bassin.

Les séries Pliocène d'Ille-sur-Têt en Conflent sont basculées et décalées de 200 à 250 m en mouvement normal [Delcaillau et al., 2004; Calvet et al., 2014] par la faille Nord Têt (synthétique de la faille de la Têt). Des mouvements d'azimuth transtensifs E-W à WNW-ESE sont décrits [Delcaillau et al., 2004], notamment senestres sur la faille de la Têt [Carozza and Delcaillau, 2000].

L'activité des failles NE-SW dans les Pyrénées Orientales semble prendre fin au Pliocène moyen [Mauffret et al., 2001] à supérieur dans le cas de la faille Nord de la Têt [Delcaillau et al., 2004]. Aucune surrection significative ne semble associée à un mouvement d'origine tectonique sur la faille de la Têt depuis le Miocène moyen [Maurel et al., 2008]. Les faibles mouvements sont interprétés comme étant liés à des phénomènes d'exhumation [Carozza and Baize, 2004].

Pourtant, la présence des facettes triangulaires - objets géomorphologiques traditionnellement attribués à des failles très actives [Yeats et al., 1997] - le long des failles de la Têt, de Py, du Tech, du Capcir, est interprétée par Briaies et al. [1990] et Calvet [1999] comme la manifestation quaternaire de l'activité de ces failles. Réinterprétées pour le segment de Carança comme un résultat de l'érosion différentielle entre la faille de la Têt et les mylonites du CMNC [Petit and Mouthereau, 2012], les facettes associées aux autres failles (segment de Cerdagne, Tech, Py, Capcir), le long desquelles il n'y a pas de mylonites, ne sont cependant pas interprétables comme tel.

Ainsi, les facettes bien préservées le long du segment de Cerdagne seraient la démonstration de son activité quaternaire tardive [Briaies et al., 1990; Calvet, 1999]. Pourtant, des chevauchements de terrasses et sédiments quaternaires montrent des mouvements inverses sur les accidents E-W et normaux sur les accidents N-S dans le même secteur [Philip et al., 1992; Calvet, 1999; Goula et al., 1999] (Figure 21b). En Conflent, la plus vieille terrasse quaternaire est décalée d'une dizaine de mètres par une faille normale synthétique de la faille de la Têt (faille de la Têt

Nord) [Calvet et al., 2014]. Des évidences d'activité sismique récente à actuelle, telle la localisation en Cerdagne du séisme de 1970 [Goula et al., 1999] et possible-ment du séisme historique de 1427-1428 [Briais et al., 1990], sont en contradiction avec l'absence d'alignements de sismicité instrumentale sur cette partie de la faille, contrairement à la partie NE de la faille de la Têt [Souriau and Pauchet, 1998].

I.4.2.4.b. *Les failles NW-SE*

Les failles NW-SE, dominant certains domaines au Nord-Est de la Catalogne espagnole (Figure 21a), sont interprétées comme des failles normales listriques ayant enregistrées jusqu'à 1000 m de rejet pour certaines [Philip et al., 1992; Saula et al., 1994]. Des mouvements décrochants sont supposés préexister au Paléogène sur ces failles [Tassone et al., 1994].

Leur cinématique normale se met en place dès le Miocène moyen [Tassone et al., 1994]. Elles sont actives du Miocène supérieur au Quaternaire pour le bassin de l'Emporda, et du Pliocène supérieur au Quaternaire pour les Transverse Ranges [Saula et al., 1994; Lewis et al., 2000], bien que leur activité décroisse durant le Pliocène [Tassone et al., 1994]. L'activité volcanique qu'elles localisent persiste du Tortonien au Quaternaire selon les secteurs [Donville, 1973b,a].

Elles sont interprétées en mer (Catalan Transfer zone) comme des failles de transfert à cinématique dextre entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur [Mauffret et al., 2001]. Une potentielle phase de compression Miocène inférieur à moyen [Roca and Desegaulx, 1992] entre deux phases extensives pourrait expliquer ce rejeu. Tassone et al. [1994] les associent à un phénomène de subsidence thermique de la marge continentale à l'opposé du rebond isostatique des Pyrénées. Des évidences géomorphologiques (facettes, réseau de drainage) suggèrent des réactivations plio-quatérnaires à actuelles à la fois normales et dextres sur certaines de ces failles [Briais et al., 1990; Calvet, 1999]. Des essais sismiques associés au volcanisme s'y alignent [Souriau and Pauchet, 1998]. Certains auteurs [Perea, 2009] suggèrent que ces failles localisent les séismes de 1427-1428.

Dans les Pyrénées Orientales françaises, ces failles NW-SE (Figure 21 et 15b) sont peu répertoriées et interprétées, si ce n'est à l'hercynien (voir section I.4.2.2). De telles orientations de failles et fractures sont néanmoins décrites dans le massif de Millas par Arthaud and Pistre [1993] mais ne sont pas replacées dans le contexte tectonique et la chronologie régionale. Comme indiqué précédemment, Cabrera et al. [1988] proposent un jeu normal mi à fini-Miocène de ces failles E-W à NW-SE induit par des mouvements dextres sur le segment Cerdan de la faille de la Têt (failles en échelon). Des mouvements verticaux affectant le Pliocène sont évoqués

par Delcaillau et al. [2004]. Au plio-quaternaire, des évidences de mouvements inverses à dextres, compatibles avec les mécanismes au foyer des seismes régionaux, se localisent sur des failles d'orientations similaires [Goula et al., 1999].

I.4.2.4.c. *Le champ de contrainte actuel*

La présence de mouvements inverses et décrochants dans les sédiments quaternaires [Philip et al., 1992; Calvet, 1999; Delcaillau et al., 2004], les résultats d'inversions de stries (Figure 21b) et les mécanismes au foyer [Goula et al., 1999], supposent une contrainte maximum horizontale actuelle N-S [Philip et al., 1992] à NE-SW [Goula et al., 1999] stable durant le Quaternaire, sans pourtant trancher entre un régime décrochant ou inverse [Goula et al., 1999].

Cette orientation permet difficilement d'expliquer les mouvements normaux quaternaires observés sur certaines failles (ex : faille Nord de la Têt en Conflent, voir Calvet et al. [2014]), ni les facettes témoins d'activité extensives récentes [Briaies et al., 1990; Calvet, 1999]. Des directions de failles encore plus exotiques, telle la faille N-S du Capcir [Calvet, 1999], dont le rejet de plusieurs centaines de mètres est supposé quaternaire [Briaies et al., 1990], sont réellement difficiles à rattacher à une orientation du champ de contrainte récent ou actuel déduit des inversions cinématiques.

L'érosion et le réajustement isostatique de la chaîne des Pyrénées sont des mécanismes potentiellement capables d'expliquer une telle variabilité de champ de contrainte, des directions et mouvements sur les failles depuis le Pliocène, ainsi que la sismicité actuelle [Vernant et al., 2013; Genti et al., 2015].

I.4.2.4.d. *Conclusion sur l'activité Néogène dans les Pyrénées Orientales*

La Figure 22 fait la synthèse des observations bibliographiques pour les deux orientations de failles, selon les différents domaines.

Les failles NE-SW présentent deux phases d'extension distinctes de l'Oligocène au début du Pliocène (Figures 16 et 22) : une phase principale Oligo-miocène et une phase secondaire Mio-pliocène. Dès la mi-miocène, cette dernière phase s'exprime de façon transtensive sur certains segments de la faille de la Têt. L'activité quaternaire est extrêmement débattue entre les évidences géomorphologiques d'extension et les évidences tectoniques de compression, en mouvement inverse ou décrochant.

Les failles NW-SE en Catalogne seraient héritées de mouvements décrochants (dextres) du Paléogène à l'Oligocène. Leur activité normale fini-Miocène à Quaternaire semble généralisée malgré des mouvements dextres attestés au Quaternaire. Le peu de description des failles NW-SE dans les Pyrénées Orientales supposent des mouvements normaux au Miocène, voire au Pliocène, et des mouvements plutôt

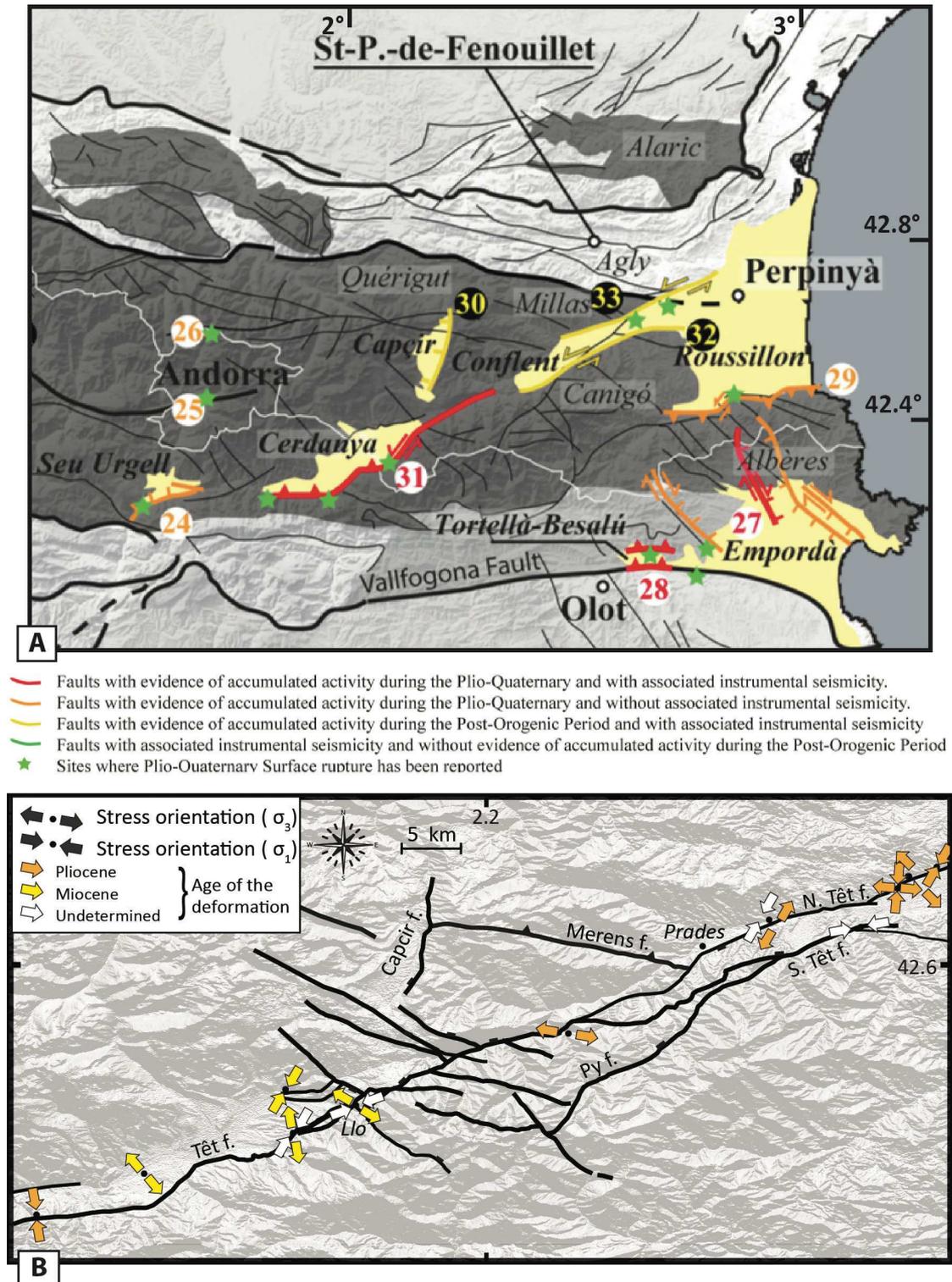


FIGURE 21: Synthèse de l'activité Néogène des failles dans la zone d'étude. A) Couplage des données de terrain et de la sismicité instrumentale dans les Pyrénées Orientales. (modifié d'après Lacan [2012]). B) Synthèse des champs de contraintes calculés à partir d'inversion de stries en fonction de la lithologie (d'après Cointre [1987] et Delcaillau et al. [2004]).

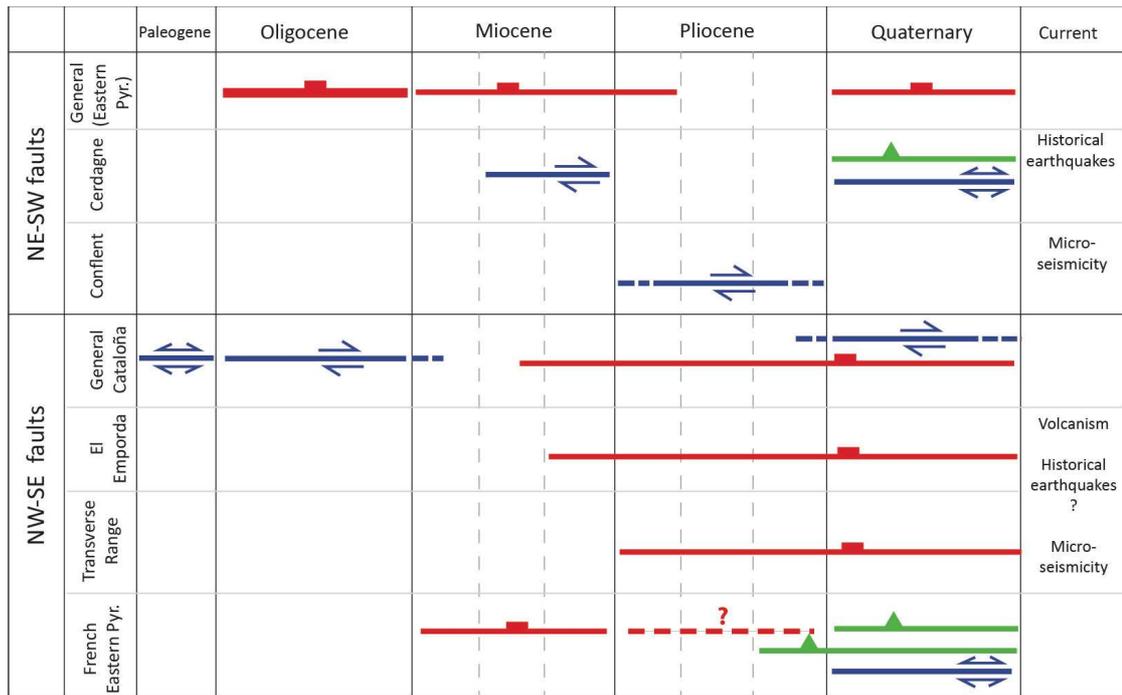


FIGURE 22: Synthèse des cinématiques sur les failles NE-SW et NW-SE durant le Néogène d'après les observations bibliographiques sur les Pyrénées Orientales françaises et chaînes Nord-Est espagnoles. Les lignes représentent les cinématiques des failles : normale (rouge), inverse (vert), décrochant (bleu, les flèches donnent la cinématique). Les lignes en gras indiquent les observations consistantes tandis que les lignes en pointillées indiquent les observations contestées, insuffisantes ou les incertitudes sur l'extension du mouvement dans le temps (voir chapitre III).

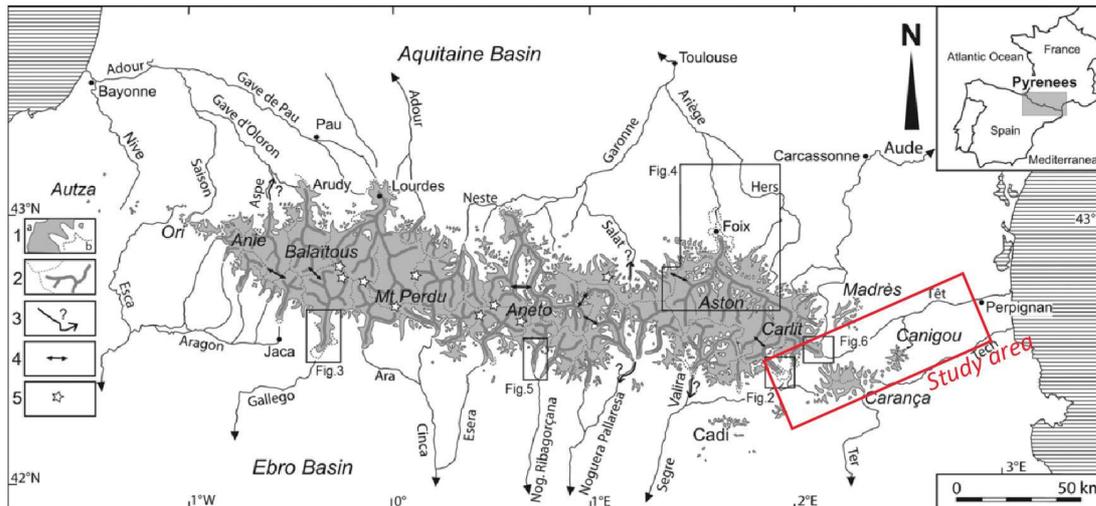


FIGURE 23: Emprise des glaces Pleistocènes dans les Pyrénées et sur la zone d'étude (modifié d'après Calvet et al. [2011]). 1- a) Emprise Würmienne maximale b) Paleoenglacement anté-würmien, 2- a) Principaux flux de glace b) limite des bassins glaciaires, 3- a) Glacier de vallées composite ariégoise b) limite du bassin d'alimentation, 4- Principaux cols de transfluence, 5- Massifs actuellement englacés (glaciers de cirques résiduels actuels)

compressifs (inverses à décrochants) au quaternaire, compatibles avec la contrainte maximale compressive sub-méridienne décrite par de nombreux auteurs.

Relier l'histoire de ces failles mal connues dans les Pyrénées Orientales françaises à celle des failles de même orientation en Catalogne est discutable. Néanmoins, leur proximité, et la sismicité localisée sur les failles de ces deux domaines laisse supposer qu'elles ont été soumises aux mêmes champs de contrainte et processus actuels.

I.4.2.5 Les glaciations quaternaires

La glaciation Würmienne est la seule à avoir laissé des traces dans les Pyrénées (Figure 23). L'emprise maximale des glaces dans les Pyrénées Orientales correspond au Global Last Glacial Maximum (Global LGM), c.-à-d. à la dernière plus grande emprise des glaces sur la terre au cours de la dernière période glaciaire.

L'emprise des glaces au Würm dans la zone d'étude est faible. La limite inférieure des glaciers se situe aux alentours de 2000 m. L'englacement concerne essentiellement les hautes altitudes du massif de la Carança, le pic du Canigou, et la langue glaciaire de Mont-Louis. La dernière moraine de cette dernière est datée à -22 ± 3.6 ka [Delmas et al., 2009]. La récession des glaciers dans les Pyrénées Orientales se produit en séquence régulière entre -21 à -18 ka [Delmas et al., 2008, 2009].

I.4.3 Contexte hydrogéologique des sources thermales

La thèse sur la géochimie des eaux hydrothermales des Pyrénées Orientales réalisée par Krimissa [1995], ainsi que les rapports du BRGM [Ladouche et al., 2014; Courtois et al., 2004; Petit et al., 2014] constituent une source de données assez complète sur laquelle s'est appuyée cette étude.

Les sources hydrothermales de la vallée de la Têt sont réparties selon plusieurs groupes (ou clusters) (Figure 25) : (d'Ouest en Est) Llo, Saint-Thomas-les-bains, Prats-Balaguer, Thues-les-bains, Canaveilles, Vernet-les-bains. Elles se situent dans les vallées de la Têt et du Sègre, entre les massifs Canigou-Carança-Puigmal and les reliefs du Capcir-Carlit. D'autres sources hydrothermales existent dans la région, comme la source de la Preste (vallée du Tech). Les températures des sources varient entre 29°C et 73°C. La source de Sahorre, bien que les témoignages attestent de sa température anciennement élevée (>15°C), est actuellement froide. Les caractéristiques des sources sont détaillées dans Taillefer et al. [2017] (chapitre II). Les isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) indiquent que les eaux hydrothermales ont une origine météorique, et l'élévation moyenne de la zone de recharge est de 2000 m (Figure 24). D'après les rapports fournis par les exploitants, les températures des sources ne varient pas au cours du temps (enregistrement entre 2003 et 2011, [Petit et al., 2014])

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}_{total}$ et la faible minéralisation des eaux hydrothermales, communs aux différents sites le long de la faille de la Têt, indiqueraient que les fluides hydrothermaux migrent au travers d'une zone de roches cristallines, aux caractéristiques physico-chimiques semblables [Krimissa, 1995]. Les temps de résidence moyens calculés à partir du ^{14}C des eaux hydrothermales se situent entre 5000 et 13000 ans [Krimissa, 1995]. Enfin, les géothermomètres à Silice, Na-K et Na-Li indiquent que les eaux hydrothermales ont atteint un état d'équilibre avec la roche aux alentours de 100 °C. A partir de ces données et de modèles 1D considérant la faille de la Têt comme une fracture unique de 3000 m de long, Velard [1979] estime la surface minimum d'infiltration à 300 km² et le trajet des fluides entre les zones d'infiltration et les sources entre 10 et 20 km.

Les eaux sont faiblement minéralisées mais contiennent des sulfures et des teneurs élevées en fluorure [Krimissa, 1995]. Leurs pH sont basiques, et la composition générale des eaux est dominée par le sodium. Les pressions de CO₂ sont également faibles.

Aucun phénomène de mélange avec les eaux superficielles n'ayant été mis en évidence par Krimissa [1995], la différence entre la charge saline des eaux thermales de la Têt et celle de Vernet-les-bains traduirait un refroidissement par conduction

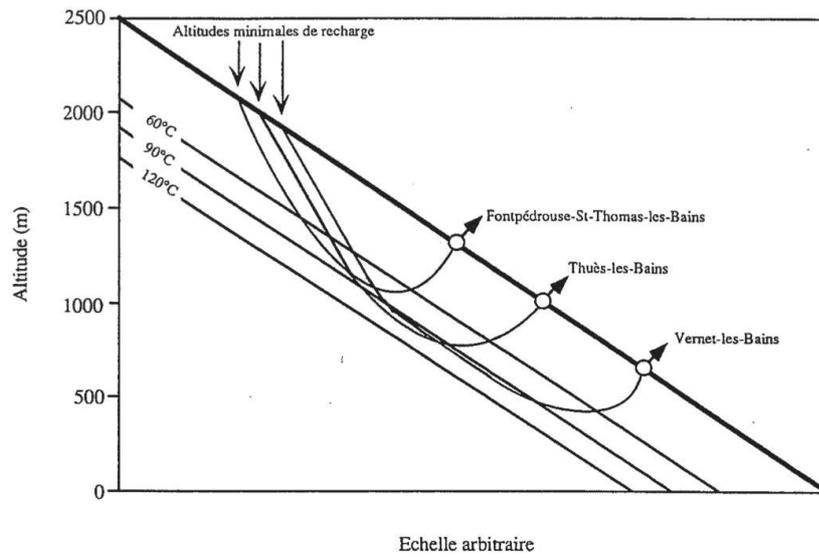


FIGURE 24: Chemin emprunté par les eaux depuis les zones d'infiltration jusqu'aux résurgences, en passant par les réservoirs (d'après Krimissa [1995])

dans le cas de cette dernière source.

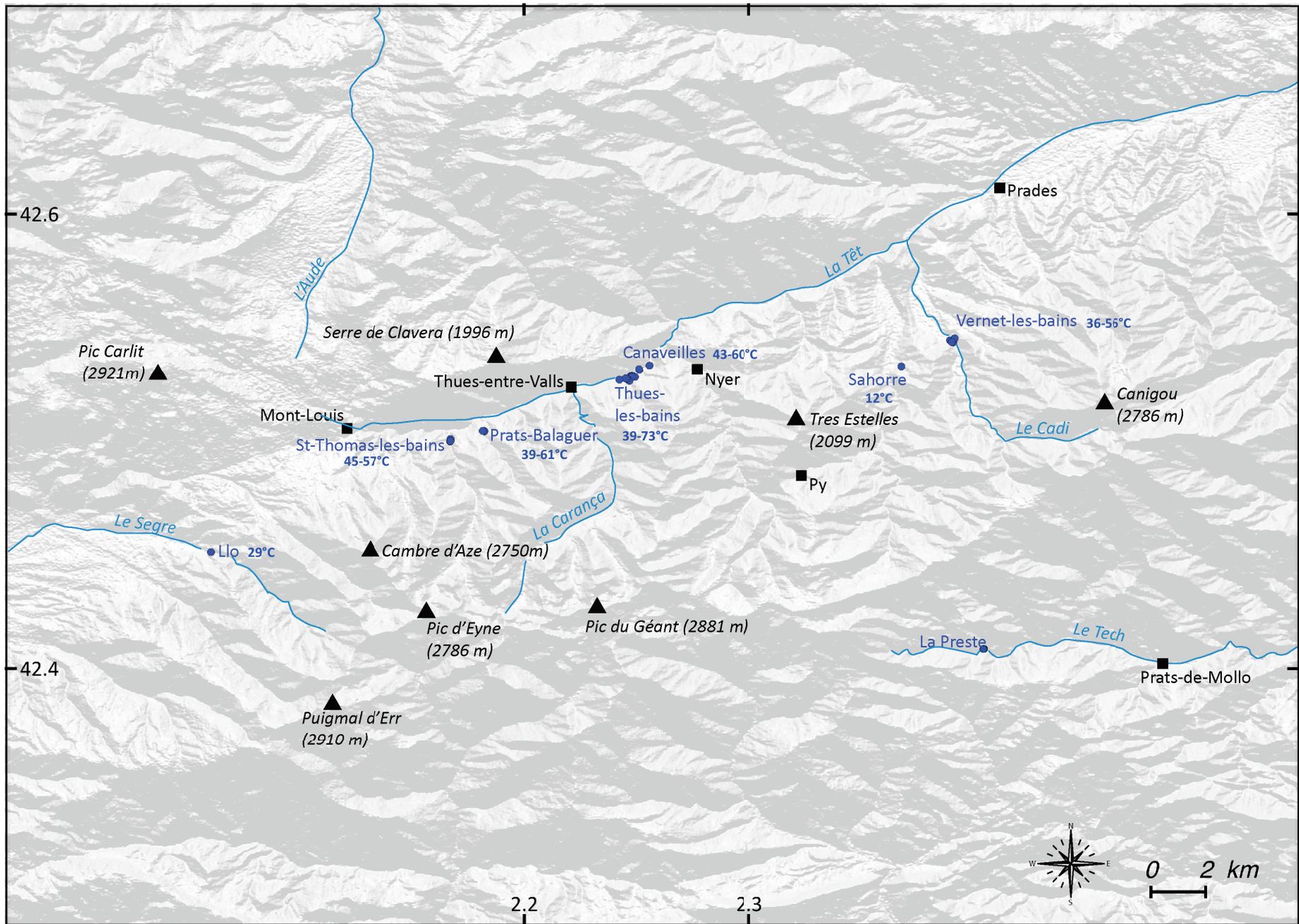


FIGURE 25: Carte topographique de la zone d'étude, montrant les principaux groupes (clusters) de sources hydrothermales (ronds bleus), pics (triangles noirs), localités (carrés noirs) et cours d'eau (lignes bleus clair) évoqués dans cette étude.

CHAPITRE II

LES FAILLES, CONDUITS DE REMONTÉE POUR LES FLUIDES HYDROTHERMAUX

La présence des sources hydrothermales de la Têt en surface suppose la remontée des fluides hydrothermaux depuis la profondeur. Leur localisation, discrète, doit être liée à des conduits préférentiels individuels, au moins en sub-surface. L'alignement des sources hydrothermales le long de la faille de la Têt permet de supposer que cette dernière influence les transferts de fluides hydrothermaux depuis les zones profondes jusqu'aux résurgences. Bien que cette étape soit la dernière du système hydrothermal (Figure 14), elle est la plus simple à étudier. En effet, les objets étudiés et les processus impliqués se situent en surface ou à proximité.

Ce chapitre se présente sous la forme d'un article, publié dans la revue *Geofluids*. Il explore les caractéristiques des sources hydrothermales, ainsi que leur environnement géographique et géologique, d'après des données de surface. Combinant les méthodes de télédétection, la cartographie géologique, ainsi que les données de terrain, il propose un référencement complet des caractéristiques des sources hydrothermales de la Têt, une cartographie précise des failles, une analyse de la topographie ainsi que des descriptions multi-échelles d'affleurements. Un modèle numérique 2D permet de discuter de l'influence de la perméabilité des différents compartiments constituant la faille de la Têt sur la localisation ainsi que les températures des résurgences hydrothermales. Un premier modèle des circulations hydrothermales de la Têt y est décrit.

La numérotation des Figures et Tables de l'article est indépendante de la numérotation appliquée à l'ensemble du manuscrit. L'article comporte des Annexes détaillées, numérotées de 1 à 5, insérées directement à sa suite. La Figure 3 de l'article est disponible en format A3 en Annexe 8 à la fin du manuscrit.

II.1 Article 1 (publié)

Research Article

Fault-Related Controls on Upward Hydrothermal Flow: An Integrated Geological Study of the Têt Fault System, Eastern Pyrénées (France)

Audrey Taillefer,¹ Roger Soliva,¹ Laurent Guillou-Frottier,² Elisabeth Le Goff,³ Guillaume Martin,⁴ and Michel Seranne¹

¹*Géosciences Montpellier, UMR 5243, Université de Montpellier, CNRS, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France*

²*BRGM, ISTO, UMR 7327, 3 av. C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France*

³*BRGM Occitanie-Site de Montpellier (Direction Régionale), 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier, France*

⁴*Calle Austria 2181, Asuncion, Paraguay*

Correspondence should be addressed to Audrey Taillefer; audrey.taillefer@gm.univ-montp2.fr

Received 25 November 2016; Revised 8 March 2017; Accepted 23 April 2017; Published 2 August 2017

Academic Editor: Mark Tingay

Copyright © 2017 Audrey Taillefer et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

The way faults control upward fluid flow in nonmagmatic hydrothermal systems in extensional context is still unclear. In the Eastern Pyrénées, an alignment of twenty-nine hot springs (29°C to 73°C), along the normal Têt fault, offers the opportunity to study this process. Using an integrated multiscale geological approach including mapping, remote sensing, and macro- and microscopic analyses of fault zones, we show that emergence is always located in crystalline rocks at gneiss-metasediments contacts, mostly in the Têt fault footwall. The hot springs distribution is related to high topographic reliefs, which are associated with fault throw and segmentation. In more detail, emergence localizes either (1) in brittle fault damage zones at the intersection between the Têt fault and subsidiary faults or (2) in ductile faults where dissolution cavities are observed along foliations, allowing juxtaposition of metasediments. Using these observations and 2D simple numerical simulation, we propose a hydrogeological model of upward hydrothermal flow. Meteoric fluids, infiltrated at high elevation in the fault footwall relief, get warmer at depth because of the geothermal gradient. Topography-related hydraulic gradient and buoyancy forces cause hot fluid rise along permeability anisotropies associated with lithological juxtapositions, fracture, and fault zone compositions.

1. Introduction

Studying hydrothermal fluid flow through fault zones is important to understand thermal perturbations of the Earth's crust and can provide strong constraints on deep geothermal exploration. The fault-related geothermal systems which are currently studied [1, 2] focus on magmatic types (e.g., Bouillante [3]), rifts (e.g., East African Rift [4, 5]), or continental grabens (e.g., Soultz-sous-Forêts [6]). Nonmagmatic hydrothermal systems in continental contexts involving high relief and hot springs [7] are rarely studied [8]. Further, processes acting in this kind of hydrothermal systems are essentially explored by numerical models [9, 10] (e.g., the Dixie Valley geothermal field in Nevada [11–13]), and integrative

geological studies as proposed in this paper are few in number [7, 14–16].

Faults have been involved in controlling water upflow, as proved by the emergence of hot springs adjacent to normal fault scarps, and associated reliefs [17]. Based on numerical studies, conceptual models suggest that meteoric water infiltrates from the top of the ranges to kilometeric depths, before rising up to the surface through permeable zones. Topography [18–20], buoyancy forces [21, 22], and ground-water recharge [19], inducing both a hydraulic gradient and thermal disturbance, exert a significant role on hydrothermal circulation. Petrophysical and thermal properties, especially permeability [23], play a critical role in the establishment of a fluid circulation pattern and thus in the building of possible

thermal anomalies [11, 24]. Without magmatic activity, the mantle-derived crustal heat is responsible for the meteoric fluid warming. During their transfer in the crust, hot fluids alter rocks and become mineralized. Because of the decompression and cooler conditions in surface, mineralized fluids precipitate as alteration deposits (including quartz and carbonates sinter or travertine [25]) which may be used as evidence of hydrothermal circulations [26].

Faults are often mentioned as important structures providing strong permeability anisotropy in the Earth crust [15, 27]. The variability of brittle fault zones permeability has been widely discussed these last twenty years [27]. Depending on the stratigraphic column and displacements scale [28], faults juxtapose compartments which may be sealant or highly permeable [29]. Fault zones may involve one or several core zones, composed of fault rocks, surrounded by a damage zone corresponding to highly fractured host rocks. The core zone permeability largely depends on the grain size and matrix content of fault rocks. If they are cataclastic, a higher proportion of fine matrix coincides with lower permeability in the fault rocks [30, 31]. Presence of clay incorporated by smearing or resulting from pressure solution zones as insoluble minerals also drastically reduces permeability [32, 33]. In general, two damage zones composed of highly fractured host rocks surround the core zone [34]. Damage zones have a strong influence on fault permeability, depending on fractures aperture, density, connectivity, and cementation [35–38]. These properties may vary along fault according to the fault architecture, that is, intersections of fractured damage zones [39–41] or fault segmentation [37, 42, 43]. The fault constitution and the fracture network also evolve with time, as potential mineralized fluids may corrode or seal permeable structures, respectively, enhancing or reducing the permeability. Fluid-rock interaction may interplay with the seismic cycle, where pore pressure and stress orientation are also known to be essential factors influencing fractures or breccia pores opening; as such, they maintain fluid flow [28, 44–48].

An interplay of these geometrical/ petrophysical factors leads to an upward hydrothermal flow within fault zones [1, 14, 40]. However, there is no clear evidence of which of these factors, if any, exerts a primary influence. In addition, these fault-related parameters can interact with constraints inherent to the bulk hydrothermal system (topography and the resulting hydraulic gradient, temperature contrasts, and resulting buoyancy forces), making the understanding of their relationship quite complex. For all these reasons, it is worth analyzing all the parameters cited above (fault zone, lithology, topography, and spring features) into an integrative approach to provide better constraints for numerical models.

In the French Pyrénées, at least 100 hot springs emerge along the 500 km long range (Figure 1). The location of most of them is clearly related to the presence of major faults. In this study, we focus on the case of the crustal-scale 100 km long Têt fault, in the eastern part of the range. Twenty-nine hot springs with high temperatures align along this Neogene brittle fault postdating Pyrenean shortening. The Têt fault juxtaposes different lithological units including Neoproterozoic to Paleozoic metasediments, gneiss formed during the

Hercynian orogen, post-Hercynian granite, and Neogene syntectonic sediments. The fault scarp, culminating at around 3000 m, forms a high topographic gradient able to induce isotherm disturbance without the presence of an abnormal heat source. Moderate microseismicity [49] may maintain open hydrothermal conduits. Consequently, the Têt fault hydrothermal system is ideal for an integrated study of fault controls on upward hot fluid flow. Previous studies of the Têt hot springs are essentially based on analytical solutions [10], or geochemistry [50], but none of them was able to provide a geologically consistent hydrodynamic model. This study is a multiscale approach based on mapping, topography analysis, field observation, microscopy, and preliminary numerical models, allowing identifying and prioritizing which factors control hot springs in this hydrothermal system.

2. Geological Setting

The Pyrenean range (Figure 1) is a doubly vergent orogen formed during the Eocene period and resulting from the collision between the European and Iberic plates. The axial zone of the Pyrénées provides outcrops of Hercynian basement and faults, such as the CMNC “Chevauchement Mylonitic Nord Canigou” (Mylonitic North Canigou Thrust). This ductile Hercynian shear zone juxtaposes the Paleozoic gneiss of the Canigou-Carança dome and Paleozoic metamorphic sedimentary series (metasediments with intercalated carbonate beds) [52]. These basement rocks are intruded by the late Hercynian “Mont-Louis” granite in the NW part of the area. Pyrenean tectonic events are not well expressed in the study area, except with some thrusts (Merens) and pervasive mode 1 N-S fracturing [53]. Pyrenean metamorphism is inexistent compared with the high temperature metamorphism associated with the Cretaceous extensional prealpine deformation [54].

The 100 km long brittle Têt fault is a normal fault formed during the Oligo-Miocene NW-SE extension responsible for the Gulf of Lion opening [55]. It first played as a dextral strike-slip fault and then as a normal fault, with a propagation of the deformation from the East to the West. Maximum exhumation occurs at 26–27 Ma [56] for the eastern part of the fault, with an estimated 2000 m offset allowing the formation of the Canigou-Carança mountain ranges. The activity decreases during the Miocene, despite reactivation as a normal fault during the Messinian period [56]. During the Pliocene, a transtensional extension [57] followed a compressional phase [58] expressed by sinistral strike-slip faulting. The Quaternary activity of the fault is still debated. Briais et al. [59] and Calvet [60] attribute the triangular facets of the Têt fault scarp to its recent normal activity, while Petit and Mouthereau [61] suggest they are actually the morphological expression of the CMNC corroborating with the differential erosion of the hosting rocks. Authors agree that current displacements are low or nonexistent [56, 57, 60, 62–64]. The general tectonic regime seems to have changed during the Pliocene from normal [58, 64, 65] to reverse, but with no clear evidence about the compressive or strike-slip nature of the stress tensor [58]. Authors also agree to differentiate the Têt fault activity with two principal Têt fault segments:

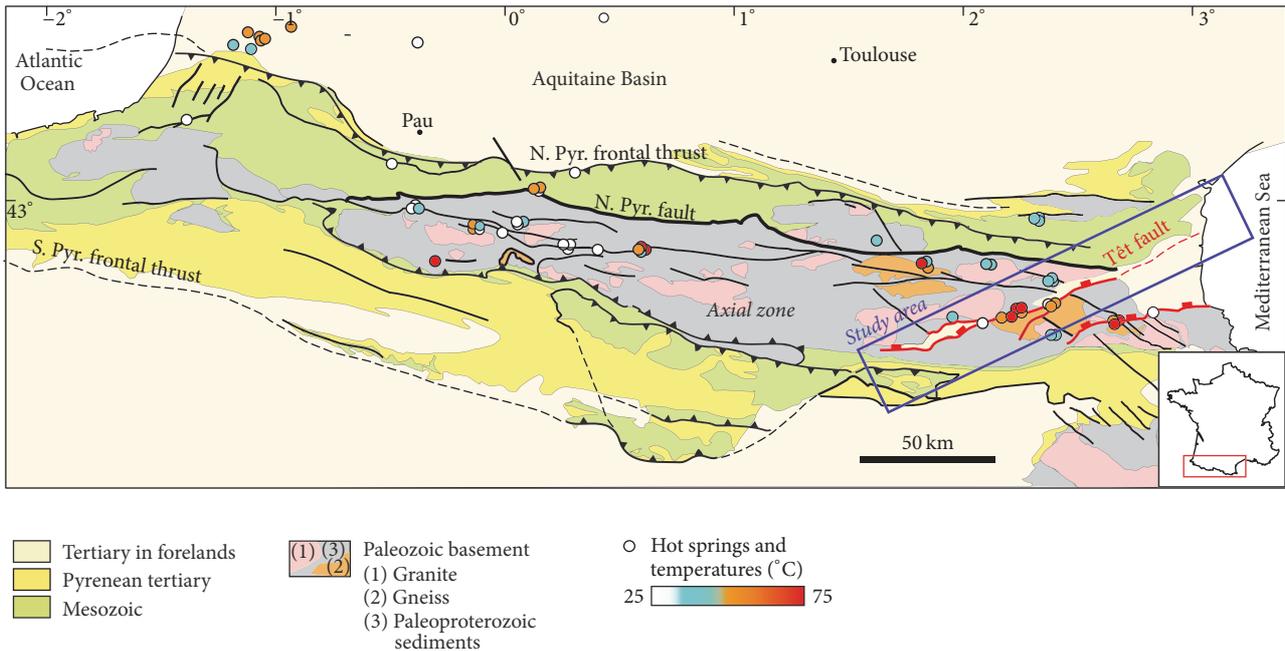


FIGURE 1: Structural sketch of the Pyrenean Range. South of France (modified from [51]). Hot springs are common along major faults, but the highest temperatures and the largest number of hot springs is found along the normal Têt fault. The study area, in blue, is outlined.

the western Cerdagne segment and the eastern Conflent segment. There is Pliocene evidence of reverse movements in Cerdagne and Conflent, but exclusively of sinistral strike-slip in Conflent [58, 60, 65]. In addition, reverse faulting affects Quaternary sediments of the Cerdagne basin [58, 66], while normal faulting affects post-Pliocene terraces near the Conflent segment [65]. Present-day moderate seismicity (i.e., magnitudes ranging from 2 to 4) is observed in the area [58] with an alignment of hypocenters along the Têt fault [49]. The stress tensor is either strike-slip or compressive, with a maximum horizontal compression between NE-SW [58] and N-S [66]. At the Pyrenean range scale, the role of erosion as the control of the flexural rebound would be responsible for the normal seismicity in the center of the Pyrenean Range [67] and potentially for thrusting in the foreland [68].

3. Hydrological Setting

Ph.D. thesis of Krimissa [50] and BRGM (French Geological Survey) reports [69–72] indicate that the temperatures of the hot springs vary between 29°C and 73°C. In addition, stable isotopes ¹⁸O and ²H show that hydrothermal fluids have a meteoric origin and infiltrate in climatic conditions that are likely similar to the current ones. Recharge areas would be in high elevations zones, above 2000 m. The poor reactivity of the water, as well as the same ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio for all the hot springs, would indicate that they migrate in a common reservoir, consisting only of crystalline rocks (gneiss and granite). Residence times calculated from the ¹⁴C activity in the rocks range between 5000 and 13,000 years. Based on simplified 1D models in Velard [10], minimum surface of infiltration is estimated to be of 300 km², and the length

between infiltration areas and hot springs ranges from 10 to 20 km [73]. However, these simplified models consider the Têt fault role as a unique 3000 m long fracture and thus do not account for the complexity of the whole hydrothermal system.

Further, siliceous, Na-K, and Na-Li geothermometers [50] indicate that water reaches temperature of more than 100°C. However, these values have to be used carefully, because such methods are not always appropriate for siliceous rocks [74]. Consequently, the simplified hydrologic model of Velard [10] (see above), which is supported by similar data, would not be valid.

4. Methods

4.1. Combined Mapping Method. We combined geologic maps [52, 75], interpretation of SPOT (*Système Pour l’Observation de la Terre*: French remote sensing satellite) images (5 m resolution), aerial pictures (5 m resolution), and digital elevation model (USGS, 30 m resolution) with the QGIS 2.12 software for precise interpretation of the structures in the study area.

The main Neogene brittle faults are highlighted by characteristic geomorphological objects (reliefs, triangular facets, and basins) [76]. Mapping of these faults has been mainly derived from topography ruptures observed in DEM (see Section 5.1) allowing the author to make the distinction between brittle-Neogene normal faults from ductile Hercynian reverse faults (shear zones) and from brittle to ductile-Pyrenean reverse faults. Smaller faults patterns are identified using lineament mapping on satellite and aerial images and confirmed or completed by fieldwork.

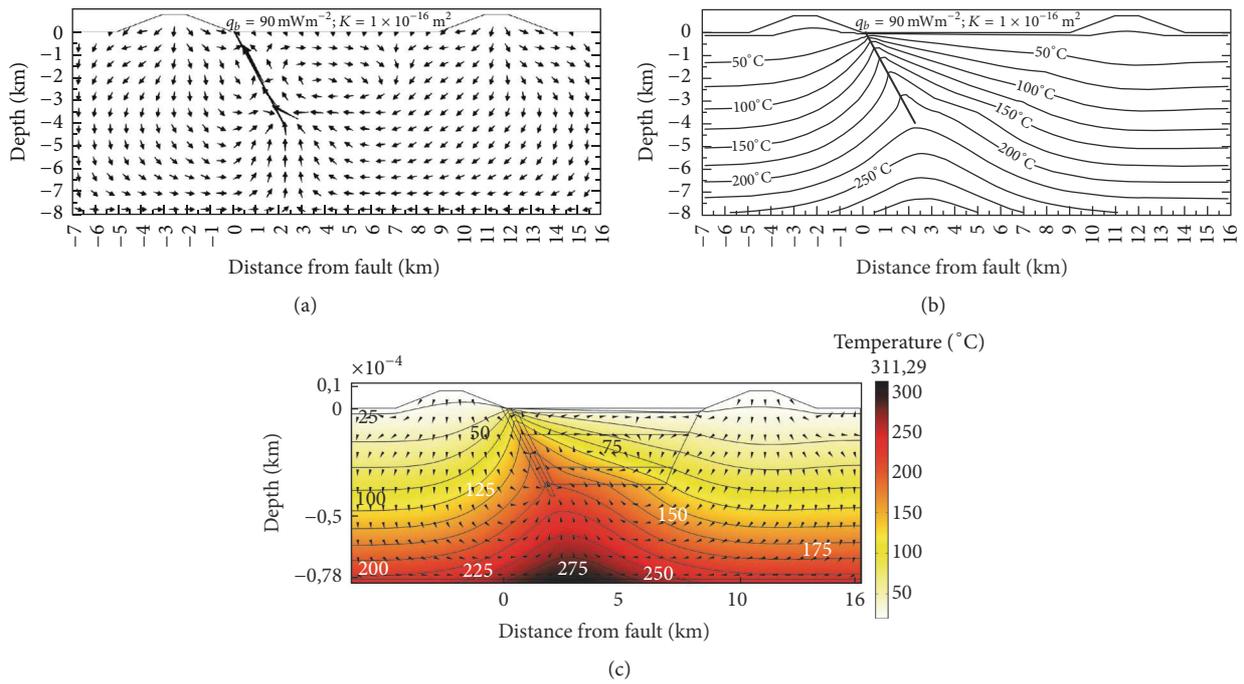


FIGURE 2: Benchmark of Dixie Valley, from McKenna and Blackwell models (2004) [11], using Comsol Multiphysics™ software numerical models coupling a Darcy law with the law of heat transfer equation in a porous media. (a) Steady state flow regime in Dixie Valley model obtained by McKenna and Blackwell (2004) in Figure 6. (b) Thermal flow regime of the same model. (c) Benchmark showing the same isotherm pattern and temperature distribution.

Most of the springs, including their temperatures, were collected from the BRGM database, *Annales des Mines* database, and the Ph.D. thesis of Krimissa [50]. Unfortunately, these studies are unclear on certain names or locations from the whole springs catalogue (rare maps and no GPS waypoints). Fieldwork precisely locates and references the essential features of springs (altitude, temperature, pH level, and electric conductivity). The numerical values are presented in Table 1.

4.2. Numerical Modeling. A 2D numerical model of the study area has been performed in order to integrate our observations with the petrophysical properties of the crust. Using the Comsol Multiphysics™ software, the heat transfer equation and Darcy's law have been coupled through a similar procedure as that used by Guillou-Frottier et al. [77].

We first reproduce one of the McKenna and Blackwell's numerical results [11] as a benchmark experiment (Figure 2). Indeed, the Têt Valley presents similar features to the Dixie Valley hydrothermal system. However, the Têt Valley reliefs are higher, basins are smaller or even inexistent, and geometry is asymmetrical. Figures 2(a) and 2(b) show the temperature and velocity fields, respectively, obtained in McKenna and Blackwell's models, for a fault permeability of 10^{-14} m^2 and a host rock permeability of 10^{-16} m^2 . Figure 2(c) corresponds to our benchmark experiment, reproducing similar results with identical physical properties and identical boundary conditions (shape of uplifted isotherms and general fluid flow pattern). However, we note that the obtained velocity values within the fault are around 10^{-8} m/s , as in

other similar studies [41, 78], whereas McKenna and Blackwell indicate a maximum velocity value of $3.7 \times 10^{-10} \text{ m/s}$, generally too low to disturb significantly a thermal field (see the detailed numerical models by López and Smith [78], where significant distortion of the thermal field is obtained for velocity around 10^{-7} m/s). In our numerical scheme being identical as in other studies [79, 80] where other benchmark tests were performed [81, 82], we validate our benchmark test of the Dixie Valley hydrothermal system.

5. Results: Map Scale Analysis

5.1. Faults, Lithologies, and Spring Emergence. We first compile hot spring features with mapping of faults and lithology on a digital elevation model (DEM) to identify which map scale structural parameters control the localization of the springs (Figure 3).

The brittle normal Têt fault is the main structure in the area. Its average strike is N060E, dipping 60° to the North. The Têt fault is separated into four main segments (Cerdagne, Carança, Conflent, and Py), linked together at three main relays. The Cerdagne and Conflent segments limit two important basins (of the same name) infilled with Neogene sediments. The Carança and Py faults juxtapose Paleozoic rocks. Numerous subsidiaries E-W to NW-SE trending brittle faults collapse compartments on both sides of the Têt fault.

The Têt fault segmentation and the subsidiaries brittle faults delimit three principal ranges: the Puigmal Range (associated with the Cerdagne segment), the Carança Range

TABLE 1: The Têt Valley hot springs location and features.

Locality	Spring name	Data sources	Lat	Lon	Alt (m)	Temp (°C)	pH	Cond ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
Llo	Llo	This study	42.451130	2.061080	1390	29.1	9.4	342
Saint-Thomas-les-bains	Grande Source	This study	42.500240	2.167460	1156	55.3	9.15	306
	Baraquette 1	This study	42.50079	2.16746	1156	46.8	9.32	303
	Baraquette 2	This study	42.50079	2.16746	1156	45.3		303
	Baraquette 3	Unpublished data	42.499767	2.167301	1156	48.5		
	Douches	Unpublished data	42.499943	2.167420	1156	57		
Prats-Balaguer	Aigues 1-1	This study	42.504250	2.182470	1190	60	9.16	317
	Aigues 1-2	This study	42.504250	2.182470	1190	60.7	9.15	315
	Aigues 2	This study	42.5044	2.181761	1160	38.7	9.37	301
Thues-les-bains	Midi	This study	42.528590	2.247560	747	39.1	9.14	309
	Saint-Louis	This study	42.528581	2.248090	760	35	8.37	289
	Portail	This study	42.528480	2.247250	747	63.9	8.93	323
	Escalade 1	This study	42.528130	2.249140	810	58.4	9.01	316
	Beauté	Krimissa 1992	42.528130	2.247145	770	66	9.1	624
	Gr. Saint-André	Krimissa 1992	42.528226	2.247747	770	73.2	9.6	563
	Cascade Amont 1	This study	42.526391	2.246652	900	58	9.03	317
	Cascade Bas	This study	42.527219	2.245557	800	72.5	9.08	323
	Fault spring	This study	42.527507	2.244972	800	70		
	Lukas	This study	42.526956	2.242214	800	43		
Canaveilles	Gr. Amont-Rivière	This study	42.531277	2.251046	780	60.1	9.13	324
	Gr. Amont-Amont	This study	42.531723	2.250914	780	43.3	9.33	302
	Gr. Aval-Figuier	Unpublished data	42.533360	2.255540	690	52.2		
Vernet-les-bains	Du Parc	This study	42.544510	2.389110	670	54.8	9.13	299
	Vaporium	This study	42.543739	2.389896	670	36.1	9.23	289
	Nathalie	Unpublished data	42.544170	2.390552	670	47.5		
	Dr. Defouillo	Unpublished data	42.543614	2.390550	670	55.8		
	Pierre de Berrera	Krimissa 1992	42.543739	2.389896	670	46.3	9.35	413
	Providence	Unpublished data	42.545390	2.391180	670	40		
	Charlotte	Unpublished data	42.543739	2.389896	670	46.1		

(associated with the Carança segment), and the Canigou Range (associated with the Py segment).

Rocks in the Têt fault hanging wall are mainly Paleozoic metasediments (shales and carbonates) intruded by granite. In the Têt fault footwall, the gneissic dome outcrops under the Paleozoic metasediments, with an average 50° North-dipping foliation near the fault. The Hercynian ductile fault (CMNC) has the same strike and dip and is crosscut by the Têt fault in the eastern part of the area (see also Figure 4).

Six clusters of hot springs are distributed along the Têt fault, mainly in its footwall (Figures 3 and 4): Llo, Saint-Thomas-les-Bains, Prats-Balaguer, Thues-les-Bains, and Vernet-les-Bains. Canaveilles is the only site located in the hanging wall. These sites may gather one (Llo) or several hot springs; see Table 1 and the following descriptions. These numbers correspond to minimum values because some of the springs are inaccessible or mentioned in archives but currently not found.

The Llo site is located in the western part of the study area (Figure 3), at the Têt fault footwall basal slope-break of the Cerdagne segment, which separates the Puigmal Range from the Mio-Pliocene Cerdagne Basin. There is only one

hot spring at the Llo site, with a temperature of 29.1°C. The Têt fault crosscuts two other faults near the site: a N110E mylonitic reverse fault and a N150E brittle normal fault (the Nuria fault). The hot spring directly emerges in the Têt fault footwall, in a bloc of gneiss delimited by the three above-mentioned faults and surrounded by metasediments.

The Saint-Thomas-les-Bains and Prats-Balaguer sites are located in the Têt Valley, 200 m South of the footwall basal slope-break of the Carança segment fault scarp (Figures 3 and 4(a)). This main fault segment bounds the North of the Carança Range, dominated by high peaks such as the 2677 m Puig Rodon or the more distant 2881 m high Puig del Geant. The Saint-Thomas-les-Bains site counts five hot springs, with temperatures ranging from 45.3°C to 57°C (Table 1). They emerge in the gneiss intruded by the Mont-Louis granite, 50 m from an unfaulted contact with Paleozoic metasediments (Figure 4). In this zone, three subsidiary brittle faults with strikes of N090E, N120E, and N150E intersect each other. The Prats-Balaguer site (Figures 3 and 4(a)) counts two hot springs (Table 1). Aigues 1 includes two resurgences separated by a few meters both at a temperature of 60°C, while Aigues 2 has a temperature of 38.7°C. Although

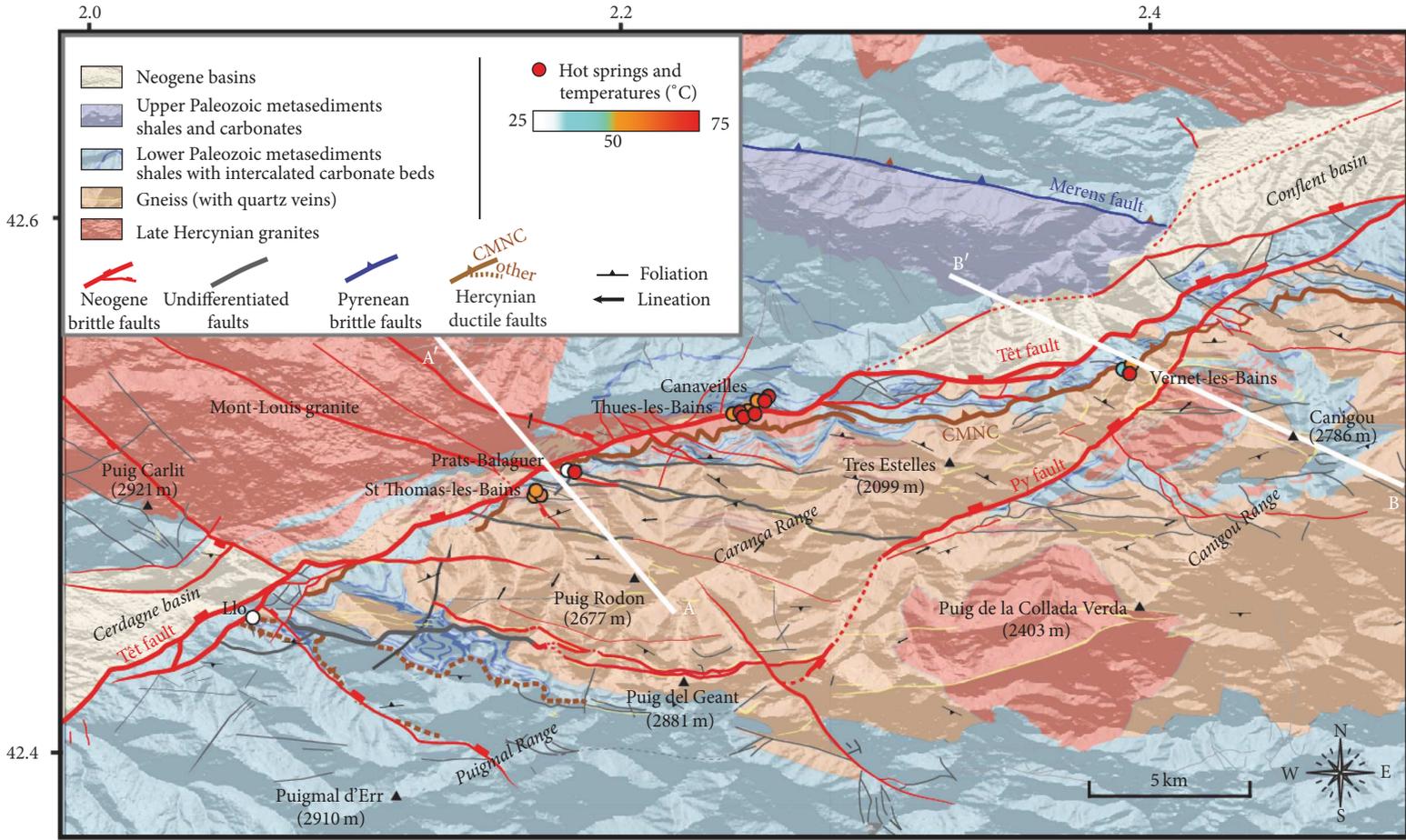


Figure 3: Structural sketch of the study area (the Têt Valley), mapping the principal faults, lithologies, and hot springs with temperatures. Six principal clusters are observed, located at the bottom of the Carançon-Carança-Puigmal Ranges, along the brittle Têt fault and the CMNC Hercynian ductile fault. Some of these sites also correspond to the intersection between subsidiary brittle faults with the Têt fault. The location of Figure 4 is noted (white lines).

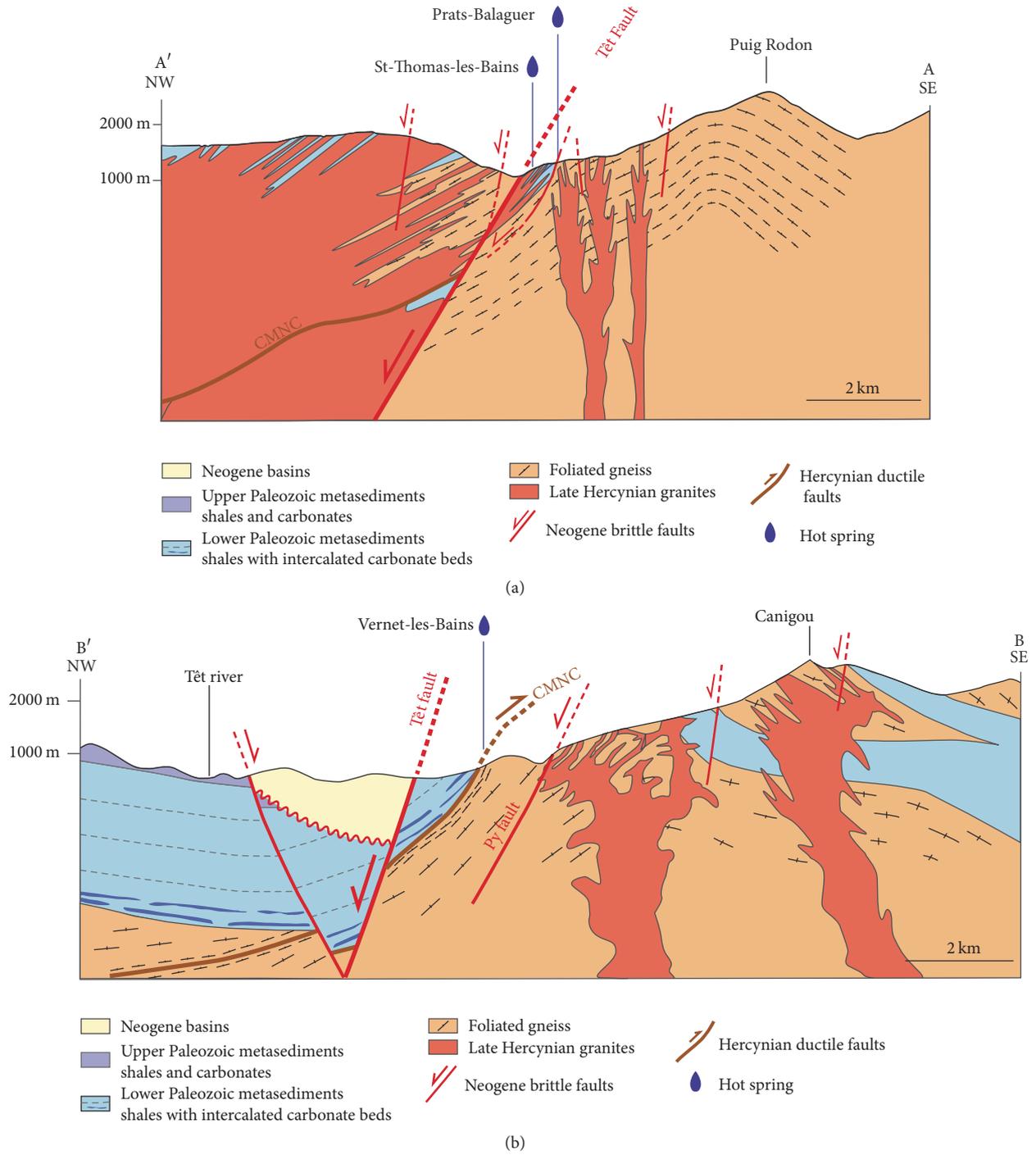


FIGURE 4: Cross-sections indicated on Figure 3. (a) Cross-section of Saint-Thomas-les-Bains and Prats-Balaguer. Hot springs emerge at the base of the Carança Range, in the Têt fault footwall, at an unfaulted gneiss-metasediments contact, close to a subsidiary brittle fault. (b) Cross-section of Vernet-les-Bains. Hot springs emerge at the base of the Canigou Range, on the CMNC ductile fault that juxtaposes metasediments in its hanging wall and gneiss in its footwall. The Têt fault crosscuts the CMNC 1 km below the surface.

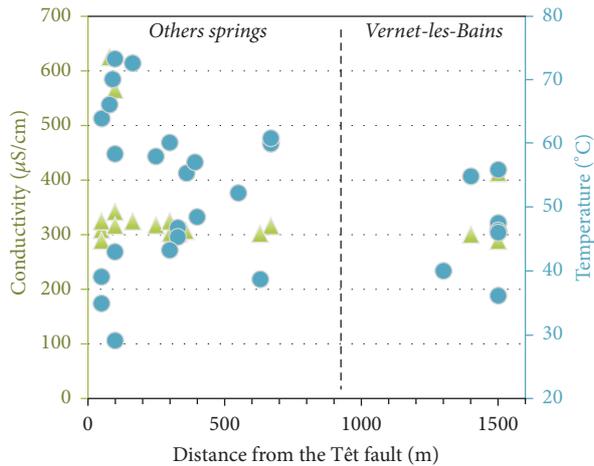


FIGURE 5: Hot spring conductivity (green triangle) and temperatures (blue circles) versus the distance from the Têt fault. Extreme values are in the 200 first meters from the Têt fault (Thues-les-Bains-Prats-Balaguer-Saint-Thomas-Bains for the highest, Llo for the lowest). Distant values (>1000 m) correspond to Vernet-les-Bains.

Quaternary screens cover the area, it seems that the spring emerges in the gneiss 20 to 70 m from an unfaulted contact with metasediments (Figure 4(a)). A N100E brittle fault and a N030E lineament (a subsidiary fault or a fracture corridor) intersect each other near the site.

The Thues-les-Bains site is located around the footwall basal slope-break of the Carança segment fault scarp, bounding the North of the Carança Range (Figure 2). The Têt fault here juxtaposes two blocs of gneiss intruded by granite. At least ten hot springs emerge at the Thues-les-Bains cluster, with temperatures ranging from 35°C to 73.2°C (Table 1), the latter being the hottest spring in the whole study area. They are mainly located at the intersection between the Têt fault and the ductile CMNC Fault. At least three springs are located 300 m South of the Têt fault, within the CMNC mylonites.

At the Canaveilles site (Figure 3), two hot springs with temperatures of 43.3°C and 60.1°C emerge in thinly foliated gneiss (protomylonite), near the unfaulted contact between the gneiss and the metasediments. The Northeastern hot spring (Figuier) with a temperature of 52.2°C (Table 1) is covered by Quaternary screens but also appears to be located near an unfaulted gneiss/metasediments contact. According to old archive documents, some springs are likely to be located under the abandoned Canaveilles thermal establishment but are currently inaccessible.

The Vernet-les-Bains site is located to the North of the Canigou Peak (2786 m), 1 km to the South of the Têt fault (Figure 3), between the Têt and Py faults. The springs are located at the bottom of an inverted fault scarp induced by the locally 70° dipping CMNC ductile fault, which allows juxtaposition of gneiss in the footwall with metasediments in the hanging wall (Figure 4(b)). We count at least seven hot springs with temperatures ranging from 36.1°C to 55.8°C (Table 1).

Hot spring temperatures and electrical conductivities are plotted in Figure 5 as a function of distance normal to the

Têt fault. Close to the Têt fault, where temperature values are quite spread, it averages 55°C and decreases to 47°C at 1500 m further South (corresponding to the Vernet-les-Bains cluster). Extreme temperatures (both highest and lowest) are located at less than 200 m to the Têt fault, with decreasing temperatures with the distance to the fault. Except at Vernet-les-Bains, where emergence is on the CMNC Fault, the hot springs are located at less than 700 m from the Têt fault.

In summary, the large-scale analysis reveals that the springs generally emerge in crystalline rocks of the footwall (only 3/29 hot springs in the Têt fault hanging wall, that is, at Canaveilles), close to the Têt fault (22/29 hot springs, except Vernet-les-Bains), where extreme temperatures and conductivities are observed. A more precise analysis shows that all the hot springs emerge in crystalline rocks, close to crystalline rock versus metasediment contacts, which seems to be (1) unfaulted contacts (18–21/29 hot springs, at Saint-Thomas-les-Bains, Thues-les-Bains, Canaveilles, and possibly Prats-Balaguer), (2) ductile fault juxtaposition (7/29 hot springs, exclusively at Vernet-les-Bains), and (3) brittle fault juxtaposition (1–3/29 hot springs, in Llo and possibly Prats-Balaguer). Their occurrence seems also favored by ductile faults (24/29 hot springs) or by intersections between the main fault and other Neogene subsidiary brittle faults (9/29 hot spring).

5.2. Faults, Topography, and Spring Emergence. Details of the Têt fault segmentation and associated reliefs are presented in Figure 6(a). Three main segments with a corresponding strike (N060E) compose the Têt fault, from the West to the East: Cerdagne, Carança, and Conflent. The fourth segment of Py-Conflent has a particular N045E strike. These segments correspond to three mountain ranges, limited to the North by the Têt fault, respectively: the Puigmal Range, the Carança Range, and the Canigou Range. This latter is associated with both the Py-Conflent and the Conflent segments. East-dipping significant-subsidary brittle faults also compartmentalize these three ranges, but to a lesser degree.

Altitude map in Figure 6(b) shows that the Canigou, Carança, and Puigmal Ranges form an elongated high topographic relief with steep slopes, surrounded by low altitude areas. The Canigou Range presents a small surface of highly elevated area, clearly disconnected from the Carança Range by the Py Fault. Conversely, the Carança and Puigmal Ranges form a long and large surface of high elevation, the widest for the Carança Range.

In order to quantify the relation between hot springs and topography (Figure 6(c)), we analyzed twenty-one topographic profiles (locations are detailed in Figure 6(b)) with the following features: (1) in the Têt fault footwall; (2) origin at the Têt fault outcrop; (3) normal to the local Têt fault orientation; (4) 22 km long. Hot spring temperatures are plotted on the same graph. Green triangles represent the difference between the highest elevation and the Têt fault elevation for each profile, called “the scarp relief” (see the A-B profile in Figure 6(b) and the corresponding explanatory cross-section). For each profile, the average normalized altitude integrated to the same length (22 km) is reported (see

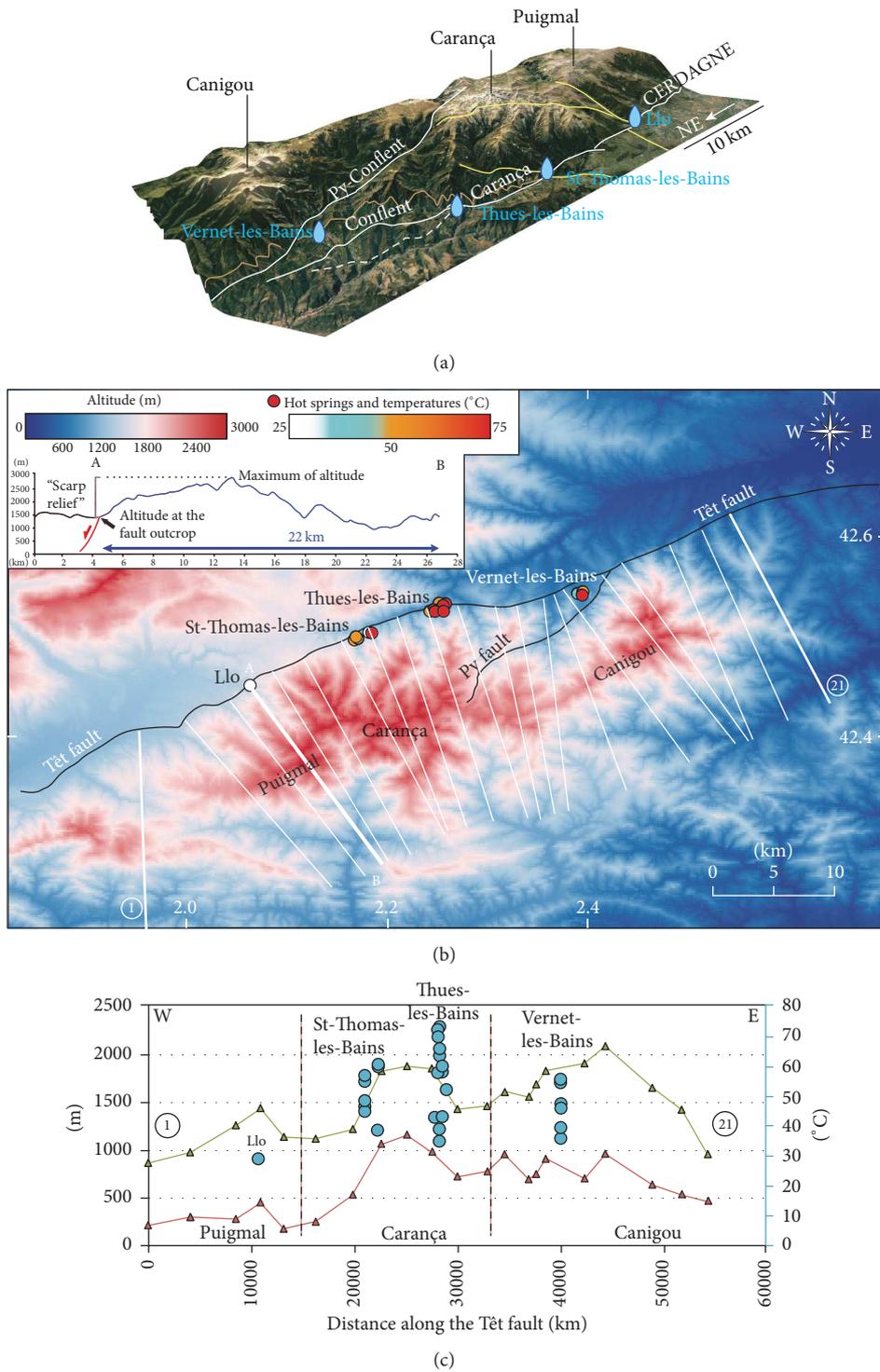


FIGURE 6: Relation between hot springs, the Têt fault segmentation, and relief. (a) Location of the main mountain ranges associated with the Têt fault segmentation (white line) and subsidiary faults (yellow line). Principal hot spring sites are indicated. (b) Altitude map including the principal ranges, the Têt and Py faults (black lines), and hot springs with temperatures (colored circles). Springs are at the bottom of high reliefs. The Carança and Puigmal Ranges, concentrating most of the hot springs with the highest temperatures, form a wide area of elevated altitudes compared with the Canigou Range. Numbered profiles used for measurements in (c) are indicated (white lines). (c) Graph along the Têt fault (E-W) of hot spring temperatures (blue circle, right axis), scarp relief (green curve, left axis), and average of normalized altitudes integrated to the range wide (red curve, left axis), calculated from topographic profile (e.g., the A-B cross-section indicated as bold white line in (b)). Profile 1 and profile 21, identified in (b), mark, respectively, the origin and the end of x-axis in (c). The highest number of springs and temperature maxima correspond to the largest scarp relief and average of altitudes.

the average normalized altitudes, red curve, and left axis in Figure 6(c)). The normalization to the Têt fault elevation for each profile is needed because the fault line altitude increases from the East to the West.

The three main ranges (Figures 6(a) and 6(b)) are clearly identified as elevated scarp relief, and conversely the Têt fault relays correspond to the lowest relief. The Canigou and Carança ranges show the largest scarp reliefs. Despite its high altitude, the Puigmal Range is a low scarp relief and the highest scarp relief values for this segment correspond to Llo.

The maximum number of hot springs and temperature at Thues-les-Bains corresponds to the Carança Range, which is characterized by the highest average normalized altitude of the whole area. This parameter allows us to quantify the width (i.e., amplitude of the lateral extent) of the high altitude surfaces above the fault line described in Figure 6(b). The high but not maximum number of hot springs and temperatures in Vernet-les-Bains correspond to the Canigou Range. Associated intermediate values of average normalized elevations correspond to the small extent of high elevation area we previously described in Figure 6(b). Finally, the single low-temperature of the Llo spring corresponds to the Puigmal Range and particularly to a peak of average normalized altitude. This range has the lowest average normalized altitude of the whole area, despite the large surface of high elevations observed on map view (Figure 6(b)).

To summarize, the hot springs are located at the base of a massive relief, showing preferential location with respect to the three ranges: Vernet-les-Bains seems associated with the Canigou Range, Thues-les-Bains and Saint-Thomas-les-Bains with the Carança Range, and Llo with the Puigmal Range. A number of hot springs and temperature distribution are associated with the scarp relief height and specifically to the surfaces of high elevation, linked to segmentation of the Têt fault.

6. Fault Zones Features

The location of hot springs is systematically associated with both brittle and ductile faults. This raises the question of the role of fault composition and geometry on fluid upflow. It is therefore worth distinguishing these two potential factors and then also analyzing brittle and ductile fault zone constitution.

6.1. Brittle Fault Zones. The Têt fault outcrops at the Llo thermal resort parking (Figure 7(a)) where gneisses are juxtaposed to metasediments and at the Thues-les-Bains train station (Figure 7(b)) where the fault zone juxtaposes gneiss against gneiss. Supplementary materials give panoramic images of the whole fault zones, microscopic images of the fault and host rock textures, and results of XRD analysis of sinters and cement encountered in the whole study area (see Supplementary Material available online at <https://doi.org/10.1155/2017/8190109>).

The Têt fault outcrop at Llo (Figure 7(a)) is 30 m long. We estimate the whole fault zone to be 90 m wide using aerial pictures, but only the contact between the core zone and the footwall damage zone clearly outcrops. The fault trace

is marked in the landscape by an abrupt topography drop. The scarp bottom corresponds to a marked and smooth fault plane juxtaposing the core zone constituted of cataclastic fault rocks with fractured gneiss in the footwall damage zone. The Têt fault is a multicore fault composed of smaller cataclastic fault zones, principally E-W oriented and mostly synthetic to the main fault, alternating with highly fractured gneiss lenses. The fault rocks are composed of cataclastic breccias to ultra-cataclasites [83]. As seen in Figure 2, the Têt fault here juxtaposes metasediments dipping 20° to the North in the hanging wall with highly fractured gneiss dipping 50° to the North in the footwall. Measured fractures in the damage zone show three principal strikes: N-S, E-W, and NE-SW. The E-W and NE-SW fractures dip to the North, and the N-S fractures principally dip to the East (asymmetrical rose diagram in Figure 7 gives information about dip direction, always located on the left of the represented strike, right hand rule). Most of these fractures are subvertical, open, and uncemented. They crosscut each other and also fractures parallel to the gneissic foliations. The Llo hot spring emerges in these fractured gneisses in the footwall damage zone.

The Têt fault at Thues-les-Bains (Figure 7(b)) is a 15 m wide multicore fault (against 90 m in Llo). Two principal fault planes separate the wide multicore zone from the damage zone, which are both composed of gneiss. Smaller fault planes separate gneiss lenses and the smaller zones of protocataclasite to cataclasite. All these faults localize millimetric to centimetric bands of cataclasite, with at least 60% fine matrix composed of quartz, carbonate, and locally chlorite, in association with opaque mineral (probably oxides). Quartz-veins crosscut calcite-veins, and both of them crosscut the whole cataclastic textures (see Supplementary Materials). Fault strikes range between N080E and N130E, dipping 70° to the North or the South, and show evidence of normal slip. We also observe some N-S trending slip planes. A white sinter, mainly composed of quartz and additionally white micas and albite, covers the fault planes, especially those separating the multicore zone with the damage zones. Such cement seals numerous fractures in damage zones (see Supplementary Material), especially at Thues-Entre-Valls, located 2 km west of Thues-les-Bains, where the Têt fault outcrops but no hot springs emerge. Gneisses in damage zones are highly fractured, in particular within the first 3 m out the multicore zone. The fractures record two principal strikes: N120E to N140E and N040E (as in Llo), in both cases dipping 70°. The NE-SW fractures are widely represented by large surfaces dipping to the South (synthetic to some fault planes observed in the core zone). The hot springs mainly emerge in the footwall damage zone and spread over 200 m from the Têt fault. Some springs emerge in the hanging wall at few hundred meters to the North of this outcrop (Canaveilles springs, Figure 2).

6.2. Ductile Fault Zones. Ductile fault as the CMNC also shows evidence of fluid circulation. At one hundred meters from the Vernet-les-Bains thermal resort (Figure 8(a)), decimeter-size elongated cavities are aligned along the mylonitic foliation of the CMNC, which here dips very steeply (70°). The hot springs in Vernet-les-Bains emerge

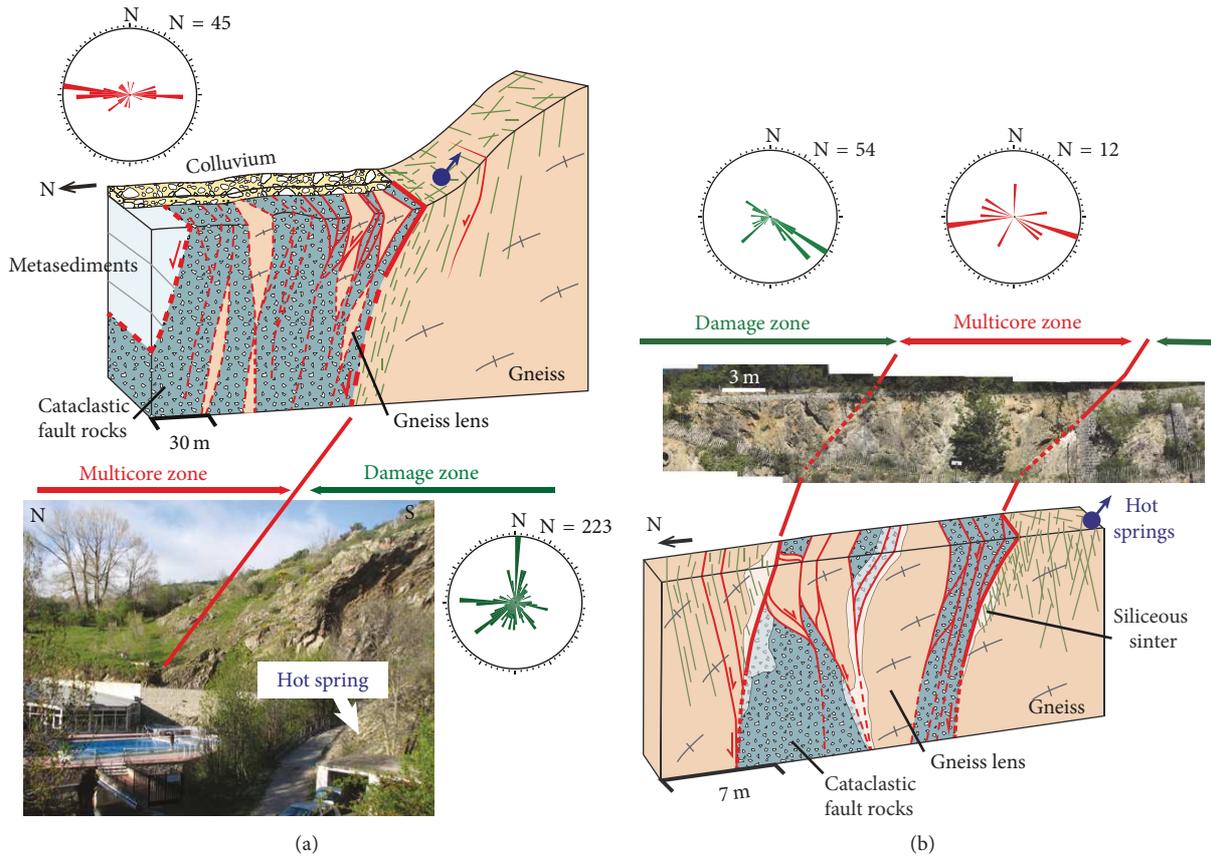


FIGURE 7: Two outcrops of the brittle Têt fault. Red rose diagrams represent fault plane principal strike (to the right of dip direction, explaining the diagram asymmetry) in the multicore zone, whereas green rose diagrams represent fracture strikes in the damage zone. (a) Llo hot spring site. The visible part of the outcrop (continuous line) shows that the Têt fault is a multicore fault of gneiss lenses separated by many fault planes of cataclastic fault rocks. The hot spring emerges in the Têt fault footwall damage zone. Gneiss in the footwall is juxtaposed with metasediments in the hanging wall. (b) Thues-les-Bains hot spring site. In the multicore zone, 30 m wide, many fault plans covered by white mineralizations separate large gneissic lenses from the cataclastic rocks. Highly fractured gneiss constitutes both the hanging wall and the footwall damage zones, where the hot springs emerge.

in feldspar-rich gneiss with minor muscovite (Figure 8(b)). Chlorite and opaque minerals (probably oxides) are localized along the mylonitic foliation and are crosscut by carbonate veins. Sinter of harmotome, a zeolite produced by hydrothermal alteration of igneous rocks around 200°C [84], surrounds the hot springs and cavities.

Near the hot springs in Canaveilles (Figure 8(c)), similar cavities (Figure 8(a)) are aligned along the thinly foliated gneiss (practically a mylonite). They are located at the intersection between the foliation and subvertical uncemented joints of centimeter length. These cavities are surrounded by white halo, whose composition could not be identified.

In summary, in Llo and Thues-les-Bains, the Têt fault controls the lithology juxtaposition (gneiss versus metasediments or gneiss versus gneiss), as well as the high-density, strike, and intersection of uncemented fractures in the damage zone, where studied hot springs are located. Concerning rocks of the multicore fault zone, cataclastic rocks are always present, even in poorly damaged rocks, such as gneiss lenses between cataclastic zones. Ductile fault zones

(mylonites) show elongated cavities along the foliation, showing evidences of fluid circulations. Quartz and carbonates veins always crosscut brittle fault rocks or structures and sometimes are localized along the gneissic foliation.

7. Numerical Models of the Têt Hydrothermal Circulations

We combine the maximum of topography and hydrothermal activity (Section 5.2) with core zone constitution and damage zone fracturing of the Têt fault (Section 6.1) in a numerical model of hydrothermal circulation at Thues-les-Bains (Figure 9).

7.1. Model Set-Up. The McKenna and Blackwell method we reproduced in a benchmark (Section 4.2) is applied to the Têt Valley with geometry adapted to get closer to our field example at Thues-les-Bains/Canaveilles, where the number of hot springs and temperatures are the highest (Table 1). Our model is 20 km long (in order to limit side-effects) and

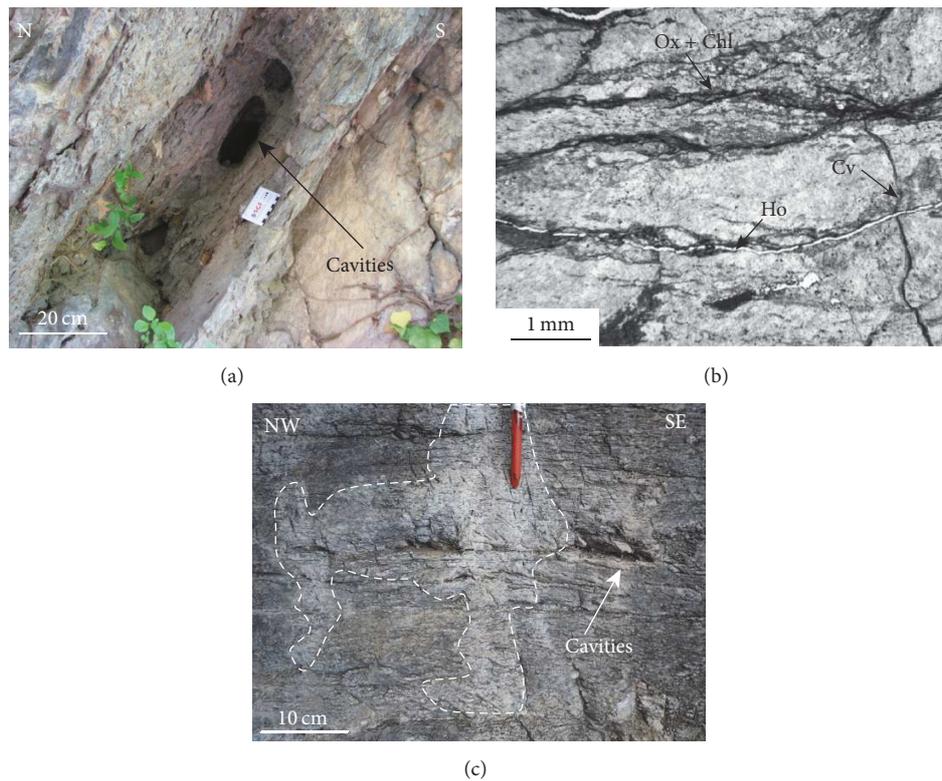


FIGURE 8: Ductile fault outcrops and thin sections. (a) Vernet-les-Bains mylonitic outcrop with foliation parallel dissolution cavities. (b) Vernet-les-Bains gneiss thin section showing a hole (Ho) parallel to the foliation crosscutting a carbonate vein (Cv). Oxides and chlorite (Ox + Chl) localize along the foliation. (c) Dissolution cavities along the fractured gneissic foliation at Canaveilles hot springs. Dotted white line surround mineral deposit.

extends over 5 km below the surface. The simplified topographic profile at Thues-les-Bains is reproduced, inducing a topographic gradient of 1650 m for the southern mountain range, against 500 m for the northern range. Based on field observations (Section 6), a fault zone dipping 70° to the North is added at the base of the southern mountain range. Two 100 m wide damage zones surround the 30 m wide core zone.

These compartments have distinct permeabilities against the rest of the crust. Because hydrothermal fluids only circulate in crystalline rocks (Section 4 [50]) and considering that the permeability of this kind of rocks is strongly influenced by its fractured state [85], we use a typical permeability of gneiss $K_g = 10^{-16} \text{ m}^2$ for the host rocks. Similar models [19] show that the highest spring temperatures are obtained with this value. Permeability of the fault zone corresponds to those measured in laboratory tests [86] and to those previously used in similar models [77, 87, 88]. A permeability of $K_c = 10^{-18} \text{ m}^2$, such as the one observed in thin cataclastic textures [89], is applied to the core zone. The same permeability of $K_d = 10^{-14} \text{ m}^2$ is applied to the two lateral damage zones. Damage zones are areas of highly fractured host rocks able to greatly enhance the permeability [27].

The surface temperature is 20°C and we apply a vertical geothermal gradient of $30^\circ\text{C}/\text{km}$ (an average value, also used by McKenna and Blackwell). To simulate emergence of hot fluid at the surface, a convective flux condition (isotherms are

fixed normal to the surface) was imposed at the top of the fault, to allow the recording of discharge temperatures.

7.2. Results. At the beginning of the simulation, the thermally conductive regime is computed with small permeability values, preventing any fluid circulation. Then, switching on the permeability changes this initial conductive regime, and transient evolution is recorded during 100 kyrs. Figure 9(a) shows the steady state of our experiment, achieved after around 40,000 years. This time scale matches with residence times of the current hydrothermal water [50] and with those observed by McKenna and Blackwell [11].

Temperatures range between 20°C on the surface and 170°C at the base of our model (Figure 9(a)). Meteoric fluids flow from the top of the ranges to the valleys, where isotherms rise. This phenomenon is particularly enhanced at the proximity of the Têt fault and less significantly marked for the left edge of the model (South of Carança), which does not involve a fault.

A zoom on the Têt fault near the surface (Figure 9(b)) shows how high the isotherms are upraised in the fault zone. For example, the 80°C isotherm, which is around 3000 m below the surface of the highest peak of the range (Figure 9(a)), rises to 300 m below the local surface (at 1100 m of altitude) within the damage zone (1900 m of upwelling).

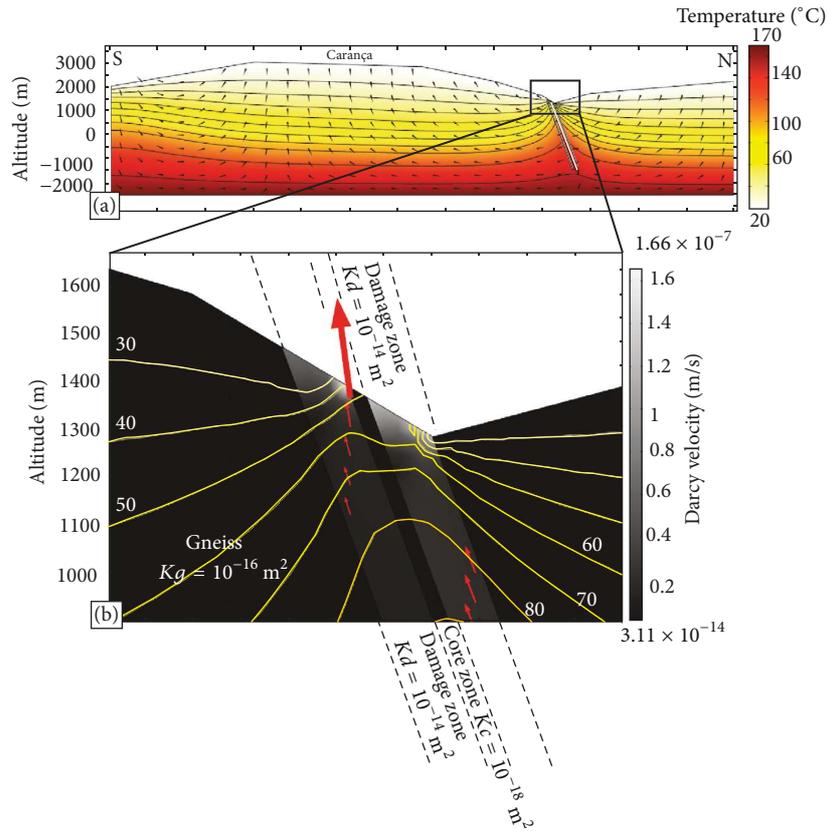


FIGURE 9: Preliminary numerical model of the Têt hydrothermal fluid circulations, performed with COMSOL Multiphysics™ software. Bedrock (gneiss) permeability = $10\text{--}16\text{ m}^2$; core zone permeability $K_c = 10\text{--}18\text{ m}^2$. Damage zone permeability $K_d = 10\text{--}14\text{ m}^2$. The large-scale cross-section represents thermal and velocity fields for the Canigou-Caraça Range at Thues-les-Bains. Isotherms rising around the Têt fault are observed (a). (b) Zoom on the fault zone in (a) with spatial evolution of Darcy velocity (black and white color scale) and isotherms (yellow to orange lines). High velocities concentrate in the damage zone, at the interface with the core zone. Fluids with temperatures exceeding 50°C reach the surface.

The highest fluid velocities ($1.6 \times 10^{-7}\text{ m/s}$) are in the two damage zones (Figure 9(b)). Fluid velocities at the surface are lower in the hanging wall than in the footwall. The maximum fluid velocity is at the interface between the footwall damage zone and the core zone, near the surface. The temperature obtained for this maximum velocity at the surface is around 50°C . Surface temperatures vary between 30°C and 50°C with a temperature decrease from the core zone toward the gneissic bedrock. Note that the absolute value of temperature at the emergence depends on permeability values of the fault and of the host rocks, previously demonstrated [78]. Our results must thus be considered as plausible mechanisms that could reproduce in situ hot spring features in adjusting permeability values. It must be pointed out that the timescales (tens of thousands of years) correspond to estimated values by geochemistry (Section 3) and that typical hot springs temperatures were obtained with no additional heat source.

8. Discussion

Because of its location in a Neogene normal fault in the Pyrénées, the Têt hydrothermal system is hybrid between orogenic belt [7] and extensional types [2], without magmatic

heat source (Section 7.2). Figure 10 summarizes our observations together with the results of our numerical models and following discussions, in a conceptual model of hydrothermal fluids upflow around the Têt fault. It is worth distinguishing the factors controlling the whole hydrothermal activity (elevated infiltration areas, scarp relief) from those controlling the hot spring locations (brittle fault architecture and composition, ductile fault, and crystalline rocks versus metasediment contacts), although most are related to the presence of the Têt normal fault.

8.1. Controls on the Hydrothermal Activity. The distribution of the hydrothermal activity (hot spring number and temperatures) in relation to the fault scarp relief (Section 5.2) suggests that footwall topography is an essential parameter allowing recharge and hydrothermal fluid circulation path [10]. This study constrains these processes with in situ data while they have been exclusively explored by numerical modeling before [19].

Based on oxygen isotopes [50], elevated surfaces have been identified as being the infiltration areas of meteoric water (Figure 10). The high reliefs of Canigou, Caraça, and Puigmal are the only candidates for infiltration areas [10],

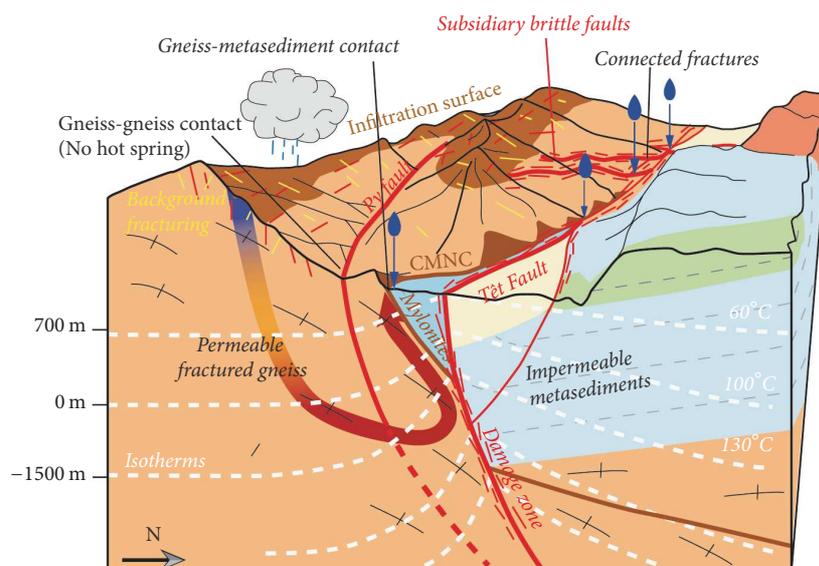


FIGURE 10: Conceptual model of hydrothermal circulations in the Têt Valley. Meteoric water infiltrates on the Canigou-Carança Range, using background or fault-related fractures, to warm in one or more shallow hot reservoirs, existing because of the influence of the Têt fault on isotherms. They use fractures in the Têt fault damage zone as pathway to the surface, preferentially at the intersection between the Têt fault damage zone with subsidiary brittle faults or ductile faults. Gneiss-metasediments contacts and/or impermeable cataclasites in the core zone restrict fluids in the Têt fault footwall. The Py brittle fault, juxtaposing gneiss in its two compartments, localize no hot springs, and maybe compartmentalizes fluids at shallow depths.

because mountains in the Têt fault hanging wall are not high enough. Intense hydrothermal activity corresponding to large elevated surfaces (Figure 6) suggests that footwall elevation above the fault scarp bottom likely controls volume of meteoric water infiltrated on the ranges [10, 19], which should influence flow rates at the emergence. Further, high scarp relief is likely to induce a high hydraulic gradient, allowing high fluid velocities and infiltration depths (Section 7) [19]. The fault-related topography, being essential to establish fluid advection [10, 18], also controls the intensity of the hydrothermal activity (Figure 6).

The almost exclusive location of hot spring in the footwall implies that the Têt hydrothermal system, including a reservoir and a fluid loop, should lie underneath the footwall relief (Figure 10). Based on water geochemical analyses, Krimissa [50] concludes that the Vernet-les-Bains, Thues-les-Bains, and Saint-Thomas-les-Bains hot springs are likely sourced from a unique reservoir. However, both relief compartmentalization related to the Têt fault segmentation, in particular the Py fault (see Figure 6), and differences of sinter compositions (see XRD analysis in Supplementary Material) question the presence of a unique convection cell and suggest the existence of a separate one underneath the Canigou Range related to the Vernet-les-Bains hot springs (Figure 10).

8.2. Controls on Hot Spring Location

8.2.1. Brittle versus Ductile Faults. Brittle fault architecture, with respect to composition of core zones and density, opening, and connectivity of fractures in damage zones, likely

controls hydrothermal fluid upflow and pathways. This has often been demonstrated at a map scale [1, 8], but more rarely at the outcrop or microscopic scale [14, 15]. Fault damage zones in gneiss appear important for localizing hydrothermal fluid upflow. Highly concentrated fractures in the Têt fault damage zone (Figure 8) are an efficient vertical pathway [27, 36, 90], previously identified in a similar hydrothermal system [16]. Fractures with Têt fault strikes (NE-SW) concentrate in its damage zone and are also represented at a regional scale [53]. Subsidiary NW-SE brittle faults (Figure 2) concentrate similarly oriented fractures in their damage zones. Intersections of the Têt fault and the NW-SE faults damage zones enhance fracture connections and favor the formation of efficient drains for fluids rising [1, 14, 41] (Figure 10). The temperature-dependence of fluid density induces a buoyancy force allowing hydrothermal fluids to upflow using the highly fractured Têt fault damage zone and subsequently causing isotherm uplift (Figure 10). Our models improve the McKenna and Blackwell ones [11] taking into account a compartmentalized fault. The complex pathway due to fault zone heterogeneity and fracture interconnections probably impact the amount of heat loss during the fluid ascent [10]. Secondary less efficient pathways issue from a principal one could explain the variability of hot springs temperatures in surface (Figure 4). Thus, decrease of hot spring temperature and disappearance of hot springs could be related to the permeable damage zone thickness (here, 200 m to 700 m).

High matrix content in cataclasite of the Têt fault core may form an impermeable barrier for ascending fluids [27, 36, 91], restricting them in the footwall (Figure 10), as

suggested by the numerical models (Section 7). However, the multicore architecture of the Têt fault may complicate forecasting of fluid pathways, depending on the thickness and matrix content of cataclastic cores, and connections of damaged gneiss lenses [28, 92]. The small size of the core zones and large thicknesses of damaged connected gneiss at Thues-les-Bains may explain the exceptional presence of hot springs in the hanging wall in Canaveilles.

The occurrence of hot springs along the CMNC mylonites in the footwall far from the Têt fault (Vernet-les-Bains) indicates that ductile faults may be efficient permeable pathways allowing fluid upflow to deviate from the fault damage zone (Figure 10). Dissolution cavities in mylonites, which have never been described before, and fractures aligned along the foliation, if generalized and connected along the whole ductile fault, likely induce high permeability anisotropic pathway. Gneiss and mylonite foliations have anisotropic tensile strength related to weak phyllosilicates preferentially oriented along deformations planes [93]. Foliation planes could therefore be open because of the past or current in situ stress. The Oligo-Miocene NW-SE extension, responsible for the Têt fault, is well oriented for inducing a part of dilatancy along the 50°N-dipping foliation. Overpressurized hot fluids of low viscosity, sealed below juxtaposed impermeable metasediments, may enhance the phenomenon in flowing along the foliation. This must favor fracturing along the foliation and mineral dissolution allowing subsequent cavities to develop. This type of fluid flow in shear zones has been inferred [94] as being enhanced by a postdeformation sericite alteration of feldspars, which can also weaken the rock. The role of exhumed shear zones on active hydrothermal systems has only been discussed before by Belgrano et al. [14]. Their conclusions about the sealant effect of mylonites strongly differ from our observations; however their hydrothermal system and geological context are different than the Têt fault system and do not involve metasediment juxtaposition.

Siliceous sinter around cavities and hot spring are likely related to hydrothermal precipitation [8]. Cement of similar composition filling fractures in the Têt fault damage zone away from the actual hot springs (e.g., Thues-entre-Valls) could attest to abandoned paleoemergence [26]. Deposition of such hydrothermal minerals can therefore progressively seal fractures in the damage zone and thus fluid flow pathways [17, 95]. However, optimally oriented in situ stresses can prevent fractures from sealing, maintaining permeability [34, 46, 96, 97]. Previously sealed fractures may also be reactivated under such conditions, reactivating fluid upflow [47]. The orientation of the regional stress in the Eastern Pyrénées is currently not well constrained [58, 66, 68], but there is moderate regional seismicity [49] suggesting nonnegligible present-day stress, which when assisted by fluid pressure may reactivate fractures and fault surfaces [1, 11, 98]. Depending on sealing by hydrothermal alteration and opening by in situ stress, the Têt fault permeability is a time-dependent parameter [90].

8.2.2. Gneiss-Metasediments Contacts. Hot springs emerging systematically in crystalline rocks suggest that fluids should only flow in crystalline rocks [50] (Figure 10). The emergence

being exclusively located close to a contact (faulted or not) between crystalline rocks and metasediments means that these contacts should act as barriers to fluid flow, whereas fractured gneiss or mylonites act as pathways [99]. This has never been highlighted in other studies of extensional hydrothermal system. Where the Têt fault crosscuts gneiss-metasediments contacts 1 km below the surface (Figure 4), hot fluids are likely diverted from the Têt fault damage zone explaining why some emergence is distant to the Têt fault (Vernet-les-Bains, Saint-Thomas-les-Bains; see Figure 10). The lack of hot spring along the Py fault and the exceptional presence of hot springs in the Têt fault hanging wall in Canaveilles, in both cases juxtaposing gneiss versus gneiss, confirms the need of this sealing contact to constrain fluids in the Têt fault footwall.

9. Conclusion

In providing integrated mapping and field data of the Têt hot springs, this study gives constraints for numerical models and thus a better comprehension of fault-related controls on this type of hydrothermal system.

The intensity of the hydrothermal activity (amount and temperature of the hot spring) is linked to (i) the height of the Têt fault scarp, allowing large hydraulic gradient responsible for fluid transfer inside the range, as shown in numerical models; (ii) the surface of high elevation, corresponding to the recharge areas of meteoric water. These factors are related to the footwall topography, which is controlled by the Têt fault offset and segmentation.

Despite occasional overlapping and likely combination of processes, the fault-related factors favoring hot springs distribution have been identified and prioritized according to their occurrence:

- (i) The lithological control appears to be major for hot springs location: in all sites, they emerge in crystalline rocks, at faulted or unfaulted contacts between crystalline rocks and metasediments. This key factor has rarely been identified for hydrothermal system in basement rocks. Brittle and ductile faults may play a role in the hot spring distribution in controlling lithology juxtaposition.
- (ii) Twenty-six out of twenty-nine hot springs are in the Têt fault footwall, generally located close to intersections with subsidiary brittle faults. At these locations, fault damage zones intersect, and hence, fracture density and connectivity are the highest. As shown by numerical modeling, damage zones are permeable pathways allowing fluids upflow from depth and resulting in isotherms upwelling.
- (iii) Twenty-four out of twenty-nine hot springs are located along a mylonitic ductile fault where dissolution cavities align along the foliation. Ductile faults provide gneiss-metasediment juxtaposition and localize fluid flow along the foliation, allowing hot springs to emerge far from the Têt fault damage zone (Vernet-les-Bains). This shows for the first time that mylonitic ductile fault may represent a more efficient

pathway for hydrothermal fluids than fault damage in metasediments.

- (iv) The cataclasite being present between permeable gneiss lenses in the Têt fault core zone probably acts as baffles favoring hydrothermal fluid flow in the footwall. However, because of the presence of three hot springs in the hanging wall (Canaveilles) and the lack of hot spring along the Py Fault, the sealant properties of these cataclastic core zones, when juxtaposing gneiss versus gneiss, could be discussed.

The overview of the factors favoring hydrothermal fluid pathways and hot spring distribution has strong implications for geothermal exploration. Hydrothermal systems with faults in basement rocks and elevated topography deserve to be explored in the light of the above. In order to confirm our conclusions, similar integrated study should be carried out through other nonmagmatic hydrothermal systems. Meanwhile, numerical models should be developed to integrate the complexity of the lithology, topography, fault structure, and permeability.

Disclosure

Part of this work was presented in poster form and corresponding abstract to the European Geosciences Union General Assembly 2017. Guillaume Martin was previously affiliated to Géosciences Montpellier.

Conflicts of Interest

The authors declare that there are no conflicts of interest regarding the publication of this paper.

Acknowledgments

Thanks are due to Clare Bond whose constructive comments helped to improve the paper. This work corresponds to one part of a Ph.D. thesis included in the RGF (*Référentiel Géologique de la France*) project led by the BRGM, which the authors acknowledge for its financial and technical support. The authors wish also to thank K. Valera, J. Villard, and P. Y. Bres for their participation in the field campaign, B. Celerier for the explanations about the FSA software, P. Labaume and A. Chauvet for thin sections interpretations, and B. Ladouche and G. Vasseur for the interesting discussions about geochemistry and hydrothermal systems.

References

- [1] D. Curewitz and J. A. Karson, "Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 79, no. 3-4, pp. 149-168, 1997.
- [2] I. S. Moeck, "Catalog of geothermal play types based on geologic controls," *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 37, pp. 867-882, 2014.
- [3] V. Bouchot, H. Traineau, L. Guillou-Frottier et al., "Assessment of the bouillante geothermal field (Guadeloupe, French West Indies): toward a conceptual model of the high temperature geothermal system," in *Proceedings of the World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, 2010.
- [4] P. Grimaud, J. Richter, J. Rolet et al., "Fault geometry and extension mechanisms in the central Kenya rift, East-Africa-A 3D remote-sensing approach," *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, vol. 18, pp. 59-92, 1994.
- [5] R. Cioni, G. Fanelli, M. Guidi, J. K. Kinyariro, and L. Marini, "Lake Bogoria hot springs (Kenya): geochemical features and geothermal implications," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 50, no. 3, pp. 231-246, 1992.
- [6] A. Genter, K. Evans, N. Cuenot, D. Fritsch, and B. Sanjuan, "Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS)," *Comptes Rendus - Geoscience*, vol. 342, no. 7-8, pp. 502-516, 2010.
- [7] S. E. Grasby and I. Hutcheon, "Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera," *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 38, no. 3, pp. 427-440, 2001.
- [8] J. E. Faulds, M. Coolbaugh, V. Bouchot, I. Moek, and K. Oguz, "Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the Great Basin, USA, and Western Turkey: developing successful exploration strategies in extended," in *Proceedings of the World Geothermal Congress*, pp. 25-29, Paris, France, 2010.
- [9] R. Sonney and F.-D. Vuataz, "Numerical modelling of Alpine deep flow systems: A management and prediction tool for an exploited geothermal reservoir (Lavey-les-Bains, Switzerland)," *Hydrogeology Journal*, vol. 17, no. 3, pp. 601-616, 2009.
- [10] F. Velard, "Modeles simples de comportement d'une source deau chaude," *Essai D'Application Aux Sources Thermales de la Haute Vallée de la Têt (Pyrénées Orientales)*, 1979.
- [11] J. R. McKenna and D. D. Blackwell, "Numerical modeling of transient Basin and Range extensional geothermal systems," *Geothermics*, vol. 33, no. 4, pp. 457-476, 2004.
- [12] D. Benoit, "Conceptual models of the Dixie valley, Nevada geothermal field," in *Proceedings of the GRC Transactions. Geothermal Resources Council*, pp. 505-512, 1999.
- [13] C. Wanner, L. Peiffer, E. Sonnenthal, N. Spycher, J. Iovenitti, and B. M. Kennedy, "Reactive transport modeling of the Dixie Valley geothermal area: Insights on flow and geothermometry," *Geothermics*, vol. 51, pp. 130-141, 2014.
- [14] T. M. Belgrano, M. Herwegh, and A. Berger, "Inherited structural controls on fault geometry, architecture and hydrothermal activity: an example from Grimsel Pass, Switzerland," *Swiss Journal of Geosciences*, vol. 109, no. 3, pp. 345-364, 2016.
- [15] J. S. Caine, R. L. Bruhn, and C. B. Forster, "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*, vol. 32, no. 11, pp. 1576-1589, 2010.
- [16] S. T. Nelson, A. L. Mayo, S. Gilfillan et al., "Enhanced fracture permeability and accompanying fluid flow in the footwall of a normal fault: The Hurricane fault at Pah Tempe hot springs, Washington County, Utah," *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 121, no. 1-2, pp. 236-246, 2009.
- [17] C. B. Forster, J. S. Caine, S. Schulz, and D. L. Nielson, "Fault Zone Architecture and Fluid Flow an Example From Dixie Valley, Nevada," in *Proceedings of the Twenty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, pp. 123-130, Stanford University, Stanford, Calif, USA, 1997.
- [18] L. A. Derry, M. J. Evans, R. Darling, and C. France-Lanord, "Hydrothermal heat flow near the Main Central Thrust, central

- Nepal Himalaya," *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 286, no. 1-2, pp. 101-109, 2009.
- [19] C. Forster and L. Smith, "The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: A model study," *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, no. B7, p. 9439, 1989.
- [20] J. E. Faulds, V. Bouchot, I. Moeck, and K. Oğuz, "Structural controls on geothermal systems in western Turkey: A preliminary report," in *Proceedings of the Geothermal Resources Council Annual Meeting 2009*, *Geothermal 2009*, pp. 334-340, October 2009.
- [21] V. Harcouët-Menou, L. Guillou-Frottier, A. Bonneville, P. M. Adler, and V. Mourzenko, "Hydrothermal convection in and around mineralized fault zones: Insights from two- and three-dimensional numerical modeling applied to the Ashanti belt, Ghana," *Geofluids*, vol. 9, no. 2, pp. 116-137, 2009.
- [22] F. Magri, S. Möller, N. Inbar et al., "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*, vol. 78, pp. 750-758, 2016.
- [23] T. Gleeson and S. E. Ingebritse, *Crustal Permeability*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, 2012.
- [24] S. Bellani, A. Brogi, A. Lazzarotto, D. Liotta, and G. Ranalli, "Heat flow, deep temperatures and extensional structures in the Larderello Geothermal Field (Italy): Constraints on geothermal fluid flow," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 132, no. 1, pp. 15-29, 2004.
- [25] R. Henley and A. Ellis, "Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review," *Earth-Science Reviews*, vol. 19, no. 1, pp. 1-50, 1983.
- [26] W. M. Calvin, E. F. Littlefield, and C. Kratt, "Remote sensing of geothermal-related minerals for resource exploration in Nevada," *Geothermics*, vol. 53, pp. 517-526, 2015.
- [27] V. F. Bense, T. Gleeson, S. E. Loveless, O. Bour, and J. Scibek, "Fault zone hydrogeology," *Earth-Science Reviews*, vol. 127, no. 2, pp. 171-192, 2013.
- [28] C. A. J. Wibberley, G. Yielding, and G. Di Toro, "Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: A review," *Geological Society Special Publication*, vol. 299, pp. 5-33, 2008.
- [29] R. J. Knipe, G. Jones, and Q. J. Fisher, "Faulting, fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs: an introduction," *Geological Society Special Publication*, vol. 147, pp. vii-xxi, 1998.
- [30] H. Fossen and A. Bale, "Deformation bands and their influence on fluid flow," *AAPG Bulletin*, vol. 91, no. 12, pp. 1685-1700, 2007.
- [31] G. Ballas, R. Soliva, J.-P. Sizun, A. Benedicto, T. Cavailhes, and S. Raynaud, "The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone Provence, France," *AAPG Bulletin*, vol. 96, no. 11, pp. 2167-2186, 2012.
- [32] G. Yielding, B. Freeman, and D. T. Needham, "Quantitative fault seal prediction," *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, vol. 81, pp. 897-917, 1997.
- [33] N. G. Lindsay, F. C. Murphy, J. J. Walsh, and J. Watterson, "Outcrop studies of shale smears on fault surfaces," *Geol. Model. Hydrocarb. Reserv. Outcrop Analog*, 1993.
- [34] D. R. Faulkner, C. A. L. Jackson, R. J. Lunn et al., "A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones," *Journal of Structural Geology*, vol. 32, no. 11, pp. 1557-1575, 2010.
- [35] T. M. Mitchell and D. R. Faulkner, "Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks," *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 339-340, pp. 24-31, 2012.
- [36] J. S. Caine, J. P. Evans, and C. B. Forster, "Fault zone architecture and permeability structure," *Geology*, vol. 24, pp. 1025-1028, 1996.
- [37] J. V. Rowland and R. H. Sibson, "Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand," *Geofluids*, vol. 4, no. 4, pp. 259-283, 2004.
- [38] J. C. Long and P. A. Witherspoon, "The relationship of the degree of interconnection to permeability in fracture networks," *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, no. B4, pp. 3087-3097, 1985.
- [39] J. H. Ligtenberg, "Detection of Fluid migration pathways in seismic data: Implications for fault seal analysis," *Basin Research*, vol. 17, no. 1, pp. 141-153, 2005.
- [40] J. E. Faulds and G. Melosh, "A preliminary structural model for the blue mountain geothermal field, Humboldt County, Nevada," in *Proceedings of the Geothermal Resources Council Annual Meeting 2008: "Geothermal - Gaining Steam"*, pp. 234-239, October 2008.
- [41] M. Person, A. Hofstra, D. Sweetkind et al., "Analytical and numerical models of hydrothermal fluid flow at fault intersections," *Geofluids*, vol. 12, no. 4, pp. 312-326, 2012.
- [42] R. Soliva and A. Benedicto, "A linkage criterion for segmented normal faults," *Journal of Structural Geology*, vol. 26, no. 12, pp. 2251-2267, 2004.
- [43] J. Walsh, W. Bailey, C. Childs, A. Nicol, and C. Bonson, "Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective," *Journal of Structural Geology*, vol. 25, no. 8, pp. 1251-1262, 2003.
- [44] R. H. Sibson, "Fluid involvement in normal faulting," *Journal of Geodynamics*, vol. 29, no. 3-5, pp. 469-499, 2000.
- [45] Q. J. Fisher and R. J. Knipe, "The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf," *Marine and Petroleum Geology*, vol. 18, no. 10, pp. 1063-1081, 2001.
- [46] S. E. Laubach, J. E. Olson, and J. F. W. Gale, "Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress?" *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 222, no. 1, pp. 191-195, 2004.
- [47] D. Barton, C. A. Zoback, and M. D. Moos, "Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock," *Geology*, vol. 23, pp. 683-686, 1995.
- [48] S. C. Cox, C. D. Menzies, R. Sutherland, P. H. Denys, C. Chamberlain, and D. A. H. Teagle, "Changes in hot spring temperature and hydrogeology of the Alpine Fault hanging wall, New Zealand, induced by distal South Island earthquakes," *Geofluids*, vol. 15, pp. 216-239, 2015.
- [49] A. Souriau and H. Pauchet, "A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications," *Tectonophysics*, vol. 290, no. 3-4, pp. 221-244, 1998.
- [50] M. Krimissa, "Application des méthodes isotopiques à l'étude des eaux thermales en milieu granitique (Pyrénées, France)," 1995.
- [51] P. Labaume, F. Meresse, M. Jolivet, A. Teixell, and A. Lahfid, "Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: An example from the south Pyrenean thrust belt," *Tectonics*, vol. 35, no. 5, pp. 1280-1313, 2016.
- [52] G. Guitard, B. Laumonier, and A. Autran, "Notice explicative, Carte géologique France (1: 50.000), feuille Prades (1095), Orléans, BRGM," 1998.
- [53] F. Arthaud and S. Pistre, "Les fractures et les paléoncontraintes du granite hercynien de Millas (zone axiale des Pyrénées):

- un cas d'étude la tectonique cassante d'un aquifère de socle," *Geodinamica Acta*, vol. 6, no. 3, pp. 187–201, 1993.
- [54] O. Maurel, *Lexhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales: une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles [Ph.D. Thesis]*, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc, 2003.
- [55] J.-M. Carozza, "Evolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique: l'exemple des bassins d'alimentation du Roussillon (Pyrénées Orientales)," in *Approche Morphotectonique*, vol. 2, Toulouse, France, 1998, <http://www.theses.fr/1998TOU20070>.
- [56] O. Maurel, M. Brunel, and P. Monié, "Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France)," *Comptes Rendus-Geoscience*, vol. 334, no. 12, pp. 941–948, 2002.
- [57] B. Delcaillau, J. Carozza, and M. Font, "Le segment nord de la faille de la Tet (Pyrénées-Orientales): fonctionnement néogène et implications géomorphologiques," *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 175, no. 3, pp. 257–272, 2004.
- [58] X. Goula, C. Olivera, J. Fleta et al., "Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees," *Tectonophysics*, vol. 308, no. 4, pp. 487–502, 1999.
- [59] A. Briais, R. Armijo, T. Winter, and P. Tapponier, "Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees," *Annales Tectonicae*, vol. 4, pp. 19–42, 1990.
- [60] M. Calvet, "Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des Pyrénées/Stress regimes and volumes of reliefs in the Eastern Pyrenees," *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, vol. 5, no. 3, pp. 253–278, 1999.
- [61] C. Petit and F. Mouthereau, "Steep topographic slope preservation by anisotropic diffusion: An example from the Neogene Têt fault scarp, eastern Pyrenees," *Geomorphology*, vol. 171–172, pp. 173–179, 2012.
- [62] J. Carozza and B. Delcaillau, "Drainage basins response to active tectonics: example from Eastern Pyrenees. Morphotectonic approach," *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, vol. 6, no. 1, pp. 45–60, 2000.
- [63] O. Maurel, P. Monié, R. Pik, N. Arnaud, M. Brunel, and M. Jolivet, "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*, vol. 97, no. 3, pp. 565–584, 2008.
- [64] P. Lacan and M. Ortuño, "Active Tectonics of the Pyrenees: A review/Revisión de la tectónica activa de los Pirineos," *Journal of Iberian Geology*, vol. 38, no. 1, 2012.
- [65] M. Calvet, Y. Gunnell, and M. Delmas, "The têt river valley: a condensed record of long-term landscape evolution in the pyrenees," in *Landscapes and Landforms of France*, World Geomorphological Landscapes, pp. 127–138, Springer, Dordrecht, Netherlands, 2014.
- [66] H. Philip, J. Bousquet, and J. Escuer, "Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: implications sismotectoniques," *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, pp. 1239–1245, 1992.
- [67] M. Genti, J. Chery, P. Vernant, and A. Rigo, "Impact of gravity forces and topography denudation on normal faulting in Central-Western Pyrenees: Insights from 2D numerical models," *Comptes Rendus - Geoscience*, vol. 348, no. 3–4, pp. 173–183, 2016.
- [68] P. Vernant, F. Hivert, J. Chéry, P. Steer, R. Cattin, and A. Rigo, "Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges," *Geology*, vol. 41, no. 4, pp. 467–470, 2013.
- [69] Y. Caballero, C. Gironde, and E. Le Goff, "Ressource en eau thermale de la station d'Amélie-les-Bains. Etat des lieux," *Rapport BRGM/RP-60618-FR*, 2012.
- [70] B. Ladouche, C. Lamotte, E. Le-Goff, and P. Vigouroux, "Etat des lieux ressource en eau thermale du site des Escaldes (66)," *Rapport Final BRGM/RP-63985-FR*, 2014.
- [71] N. Courtois, P. Le Strat, and P. Vigouroux, "Vigouroux, Valorisation de la ressource en eau chaude et développement local du Canton d'Olette (66)," *BRGM/RP-53078-FR*, 2004.
- [72] V. Petit, E. Le Goff, and N. Brisset, "Ressource en eau thermale des Thermes de Vernet-Les-Bains - Etat des lieux (Pyrenees Orientales)," *BRGM/RP-59182-FR*, 2010.
- [73] F. Velard and M. Combarnous, "A hot-spring model-heat-transfer in the rising branch of the hydrothermal circuit," *comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, vol. 291, pp. 63–66, 1980.
- [74] H. Serra and B. Sunjuan, "Synthèse bibliographique des géothermomètres chimiques appliqués aux eaux géothermales: rapport final," *BRGM/RP-52430-FR*, 2004.
- [75] A. Autran, M. Calvet, and M. Delmas, "Carte géologique France (1/50 000), feuille Saillagouse (1094)," Orléans: BRGM, 2004.
- [76] R. S. Yeats, K. E. Sieh, C. R. Allen, and E. L. Geist, *The Geology of Earthquakes*, 1997.
- [77] L. Guillou-Frottier, C. Carre, B. Bourguine, V. Bouchot, and A. Genter, "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*, vol. 256, pp. 29–49, 2013.
- [78] D. L. López and L. Smith, "Fluid flow in fault zones: analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow," *Water Resources Research*, vol. 31, no. 6, pp. 1489–1503, 1995.
- [79] K. Eldursi, Y. Branquet, L. Guillou-Frottier, and E. Marcoux, "Numerical investigation of transient hydrothermal processes around intrusions: Heat-transfer and fluid-circulation controlled mineralization patterns," *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 288, no. 1–2, pp. 70–83, 2009.
- [80] C. Garibaldi, G.-F. Laurent, J.-M. Lardeaux et al., "Thermal anomalies and geological structures in the Provence basin: Implications for hydrothermal circulations at depth," *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 181, no. 4, pp. 363–376, 2010.
- [81] M. L. Gerdes, L. P. Baumgartner, and M. Person, "Convective fluid flow through heterogeneous country rocks during contact metamorphism," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 103, no. 10, pp. 23983–24003, 1998.
- [82] M. Rabinowicz, J. Boulègue, and P. Genthon, "Two- and three-dimensional modeling of hydrothermal convection in the sedimented Middle Valley segment, Juan de Fuca Ridge," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 103, no. 10, pp. 24045–24065, 1998.
- [83] R. H. Sibson, "Fault rocks and fault mechanisms," *Journal of the Geological Society*, vol. 133, no. 3, pp. 191–213, 1977.
- [84] P. M. Black, "Harmotome from the Tokatoka district, New Zealand," *Mineralogical Magazine*, vol. 37, no. 288, pp. 453–458, 1969.
- [85] W. Brace, "Permeability of crystalline and argillaceous rocks," *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, vol. 17, no. 5, pp. 241–251, 1980.

- [86] J. P. Evans, C. B. Forster, and J. V. Goddard, "Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones," *Journal of Structural Geology*, vol. 19, no. 11, pp. 1393–1404, 1997.
- [87] M. A. Simms and G. Garven, "Thermal convection in faulted extensional sedimentary basins: Theoretical results from finite-element modeling," *Geofluids*, vol. 4, no. 2, pp. 109–130, 2004.
- [88] F. Magri, T. Akar, U. Gemici, and A. Pekdeger, "Deep geothermal groundwater flow in the Seferihisar-Balçova area, Turkey: Results from transient numerical simulations of coupled fluid flow and heat transport processes," *Geofluids*, vol. 10, no. 3, pp. 388–405, 2010.
- [89] G. Ballas, H. Fossen, and R. Soliva, "Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs," *Journal of Structural Geology*, vol. 76, pp. 1–21, 2015.
- [90] F. M. Chester and J. M. Logan, "Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California," *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, vol. 124, no. 1-2, pp. 79–106, 1986.
- [91] F. Balsamo, F. Storti, F. Salvini, A. T. Silva, and C. C. Lima, "Structural and petrophysical evolution of extensional fault zones in low-porosity, poorly lithified sandstones of the Barreiras Formation, NE Brazil," *Journal of Structural Geology*, vol. 32, no. 11, pp. 1806–1826, 2010.
- [92] D. R. Faulkner, A. C. Lewis, and E. H. Rutter, "On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: Field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain," *Tectonophysics*, vol. 367, no. 3-4, pp. 235–251, 2003.
- [93] S. Mahé, *Etude de la fracturation et de la déformation d'un massif rocheux aux abords d'une faille d'échelle crustale dans le cadre du tracé du tunnel routier de Saint-Béat [Ph.D. Thesis]*, Montpellier, France, 2013.
- [94] N. R. Backeberg, C. D. Rowe, and N. Barshi, "Alteration-weakening leading to localized deformation in a damage aureole adjacent to a dormant shear zone," *Journal of Structural Geology*, vol. 90, pp. 144–156, 2016.
- [95] L. Griffiths, M. J. Heap, F. Wang et al., "Geothermal implications for fracture-filling hydrothermal precipitation," *Geothermics*, vol. 64, pp. 235–245, 2016.
- [96] J. S. Caine, J. P. Evans, and C. B. Forster, "Fault zone architecture and permeability structure," *Geology*, vol. 2, pp. 1025–1028, 1996.
- [97] A. Aydin, "Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow," *Marine and Petroleum Geology*, vol. 17, no. 7, pp. 797–814, 2000.
- [98] R. H. Sibson, "Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems," *Geology*, vol. 15, no. 8, pp. 701–704, 1987.
- [99] W. F. Brace, "Permeability of crystalline rocks: New in situ measurements," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 89, no. B6, pp. 4327–4330, 1984.

II.2 Supplementary materials

II.2.1 Appendix 1 : brittle fault thin sections

Figure 26 shows microscopic views of three sampling sites (Llo, Thues-entre-Valls, Thues-les-bains) along the Têt Fault. The core zone samples are presented in the left part, and the damage zone samples in the right part.

Core zone samples always show localized cataclasites in much less deformed rocks. The Llo core zone sample Llo2 (Figure 26a), is fractured and faulted gneiss in which the foliation is still visible. Cataclastic matrix separates underformed gneiss from a deformed grain of quartz. The closest right part of the shear plane, antithetic to the Têt Fault, shows cataclasite or even ultracataclasite, composed of more than 60% of matrix. Really fine grains of quartz, opaque minerals (oxydes), and phyllosilicates compose the matrix. Rounded clasts are quartz in a large part, with some feldspar. A hole with irregular borders crosscuts cataclastic areas, deformed quartz and the underformed gneiss.

The Thues-entre-Valls core zone sample (Figure 26b) is a stacking of several stages of cataclasite. A thin ultracataclasite band localizes at the core of the cataclastic zone, surrounded by catalasite with a zonation of various amount of matrix. A quartz vein delineates this area of highly deformed fault rocks with an area of protocataclasite to cataclastic breccia with coarser clasts, on the left of the picture. This vein also crosscuts the central part of the cataclastic zone, outside this picture. Quartz and small minerals with a high birefringence (phylosilicates or epidote) compose the ultracataclasite matrix. Small clasts are principally composed of carbonates and quartz, opaque minerals (oxydes), biotite, muscovite, and more rarely, feldspars. The surrounding cataclasite is composed of quartz-carbonate matrix, with clasts of quartz, feldspars, muscovite and carbonates. Finally, the cataclastic breccia matrix (or in some places protocataclasite) is composed of quartz and high birefringence minerals (phylosilicates or epidote). Clasts are composed of gneiss and quartz in the left part, and mylonites and opaque minerals in the right part. They are more rounded in the central part, and quite angular in the surrounding areas Quartz and oxide veins crosscut them.

The core zone sample at Thues-les-Bains (Figure 26c), comes from the principal fault plane separating the hanging-wall damage zone with the core zone. Clasts of gneiss are surrounded by cataclastic carbonates-quartz rich matrix. Locally, the matrix contains essentially chlorite associated with opaque minerals, probably oxides. Clasts are mainly composed of quartz, calcite, feldspars, gneiss, and clasts of gneiss impregnated with carbonates. Small grains of calcite impregnate every

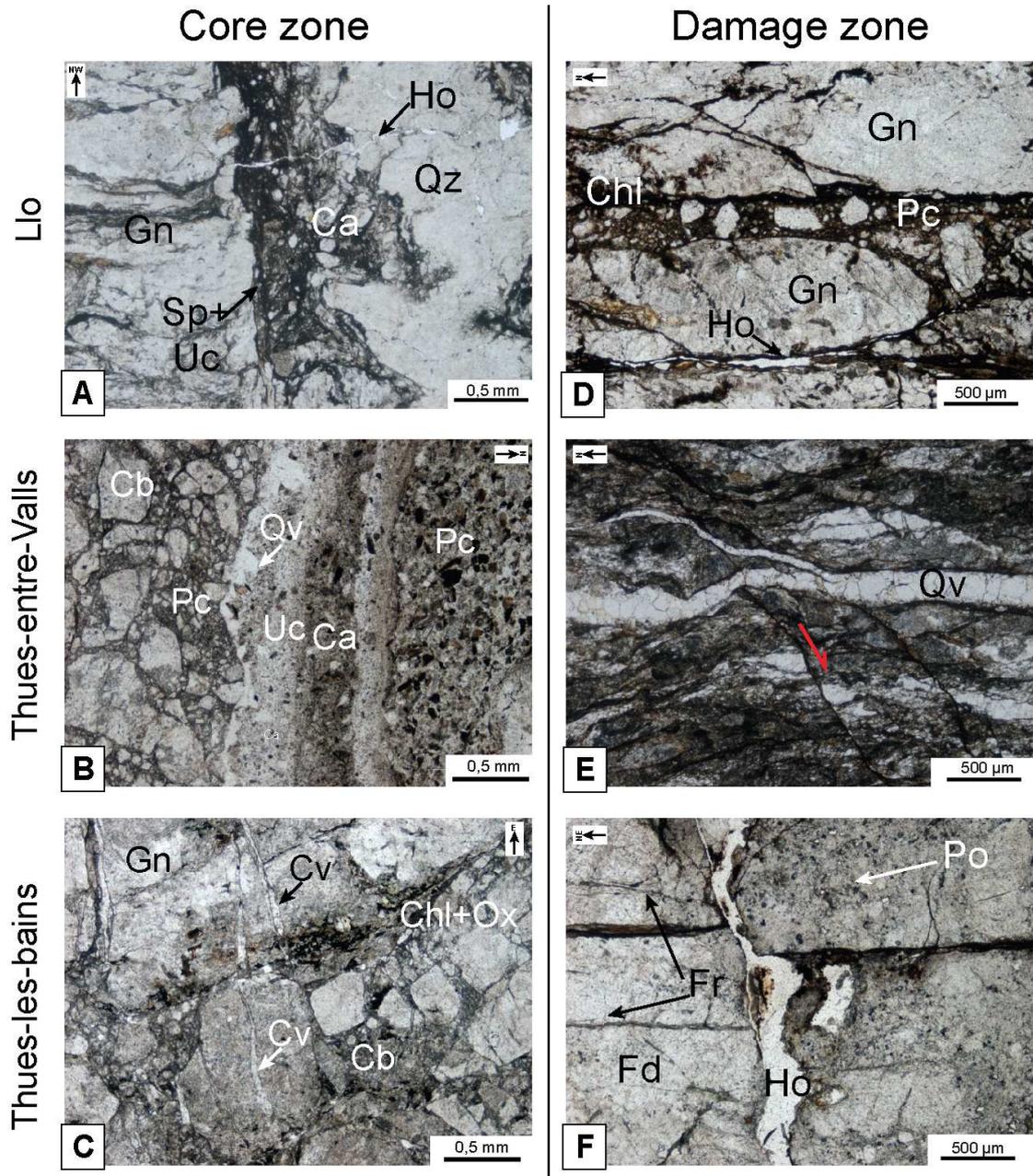


FIGURE 26: Thin section of brittle fault rocks areas. (A) Llo core zone sample. Cataclastic (Ca) to ultra-cataclastic (Uc) material along a shear plan (Sp) between a gneiss (Gn) and a deformed quartz (Qz). A hole (Ho) crosscuts all the structures (B) Thues-entre-Valls core zone sample. Cataclastic breccia (Cb) to proto-cataclasite (Pc) surrounding cataclasite in a fracture bordered by a quartz vein (Qv). (C) Thues-les-bains core zone sample. Cataclastic breccia with feldspars clasts creeps along a gneissic clast (Gn). A carbonate vein (Cv) crosscuts all the structures, and impregnates the matrix, which include areas of associated chlorite and oxides (Chl+Ox) (D) Llo damage zone sample. Proto-cataclastic (Pc) fills a fracture parallel to the gneissic foliation. A hole (Ho) and chlorite (Chl) run along the foliation. (E) Thues-entre-Valls damage zone sample. Fractured and folded mylonites. A quartz vein (Qv) crosscuts brittle normal fault (F) Thues-les-bains damage zone sample. A hole (Ho) in feldspar crosscuts fractures (Fr). Some porosity (Po) is visible in the feldspars.

element in the fault rock. Two generations of veins crosscut both matrix and clasts : the calcite-veins, themselves being crosscut by quartz-veins.

Bedrocks in the damage zone are highly fractured and also show evidence of silicated fluid circulations. The Llo damage zone sample (Figure 26d) is a fractured gneiss, with some chlorite along the foliation. Proto-cataclastic to cataclastic matrix is observed into fractures parallel to the foliation. The cataclastic matrix is composed of quartz, feldspar, and biotite, then the protolith is probably a local gneiss from the footwall. The matrix contains high quantities of opaque minerals (oxides). Figure 1d also shows a hole, probably corresponding to an uncemented crack, bounding a fractured gneiss grain. In another place in the thin section, gneiss is randomly fractured and brecciated suggesting hydraulic brecciation rather than shear related cataclasite.

The Thues-entre-Valls damage zone sample (Figure 26e) is a fractured and folded mylonite, with some bands of ultra-mylonites (also see Figure 26d), crosscut by brittle normal faults synthetic or antithetic to the Têt Fault. Where the fault network is dense, incipient breccia is observed. Opaque mineral (oxides) and sometimes quartz localize along these fault planes. A quartz vein sub-parallel to the mylonitic foliation crosscuts and so post-dates the brittle deformation. The Thues-les-bains damage zone sample (Figure 26f) has been sampled in the hanging-wall of the Têt Fault. The host rock is gneiss with chloritized phyllites (probably muscovite) associated with opaque minerals. Some fractures filled with opaque minerals or quartz are crosscut by a hole (probably an uncemented irregular fracture).

II.2.2 Appendix 2 : The Têt Fault outcrop at Llo

II.2.3 Appendix 3 : XRD analysis

XRD analyses have been performed on white mineralization sampled in six places along the Têt Fault, especially near the hot springs. Table 1 presents sample compositions. Samples involve different lithologies and location with respect to the hot springs or the Têt Fault.

ATAI0114_1 was sampled 270 m West of Prats-Balaguer hot springs and 600 m from the Têt Fault. The mineralization covers a N115E 75NE normal fault plane with a left-lateral strike-slip component in a marble layer. ATAI0194_1 fills veins of a hydraulic breccia in meta-sediments located 450 m North-East of the Prat-Balaguer hot springs, 260 m from the Têt Fault, close to a large lineament. CA2 fills multiple joints of 2-3 mm opening in very thinly foliated mylonite at the Carança canyon entrance (Thues-entre-Valls). Two samples come from the Thues-

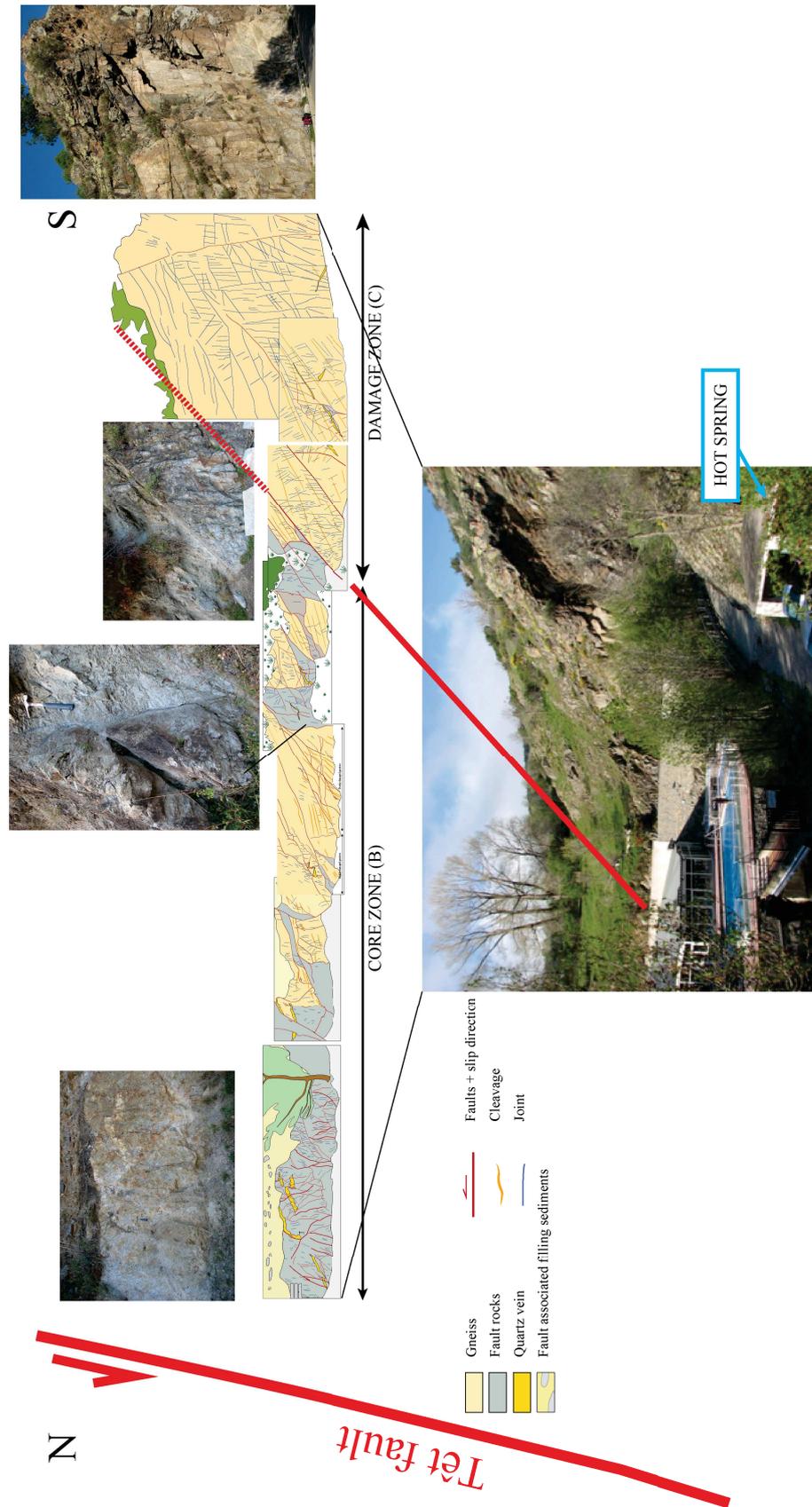


FIGURE 27: Distant view of the Têt Fault outcrop at Llo, including the hot spring location, the core zone, the damage zone, and limit between them, and macroscopic pictures of cataclastic textures.

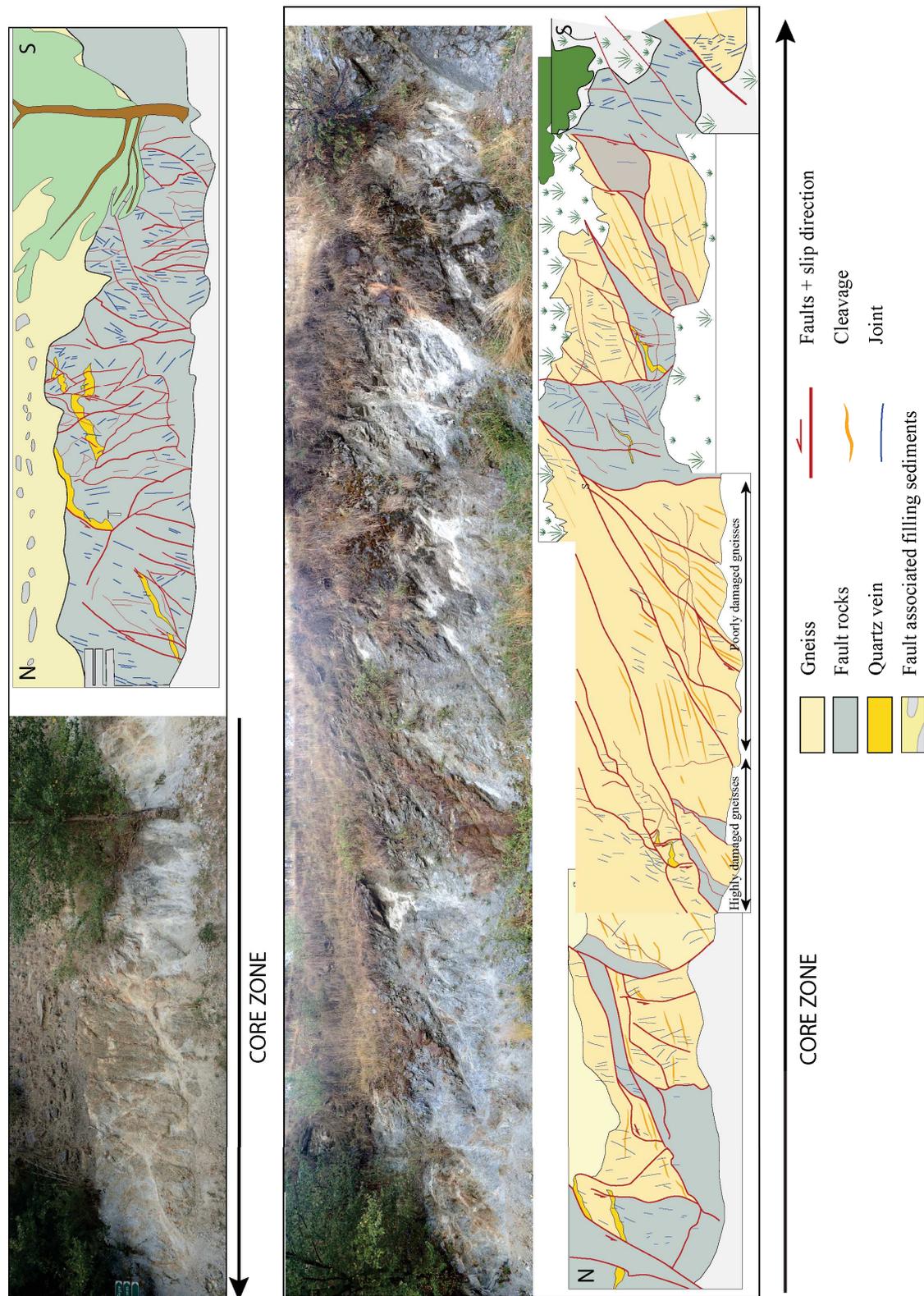


FIGURE 28: The core zone of the Têt fault et Llo, with associated precise interpretation. The upper image is northern than the lower one (tree for marker). Note the alternation of cataclastic lenses with gneissic lenses.

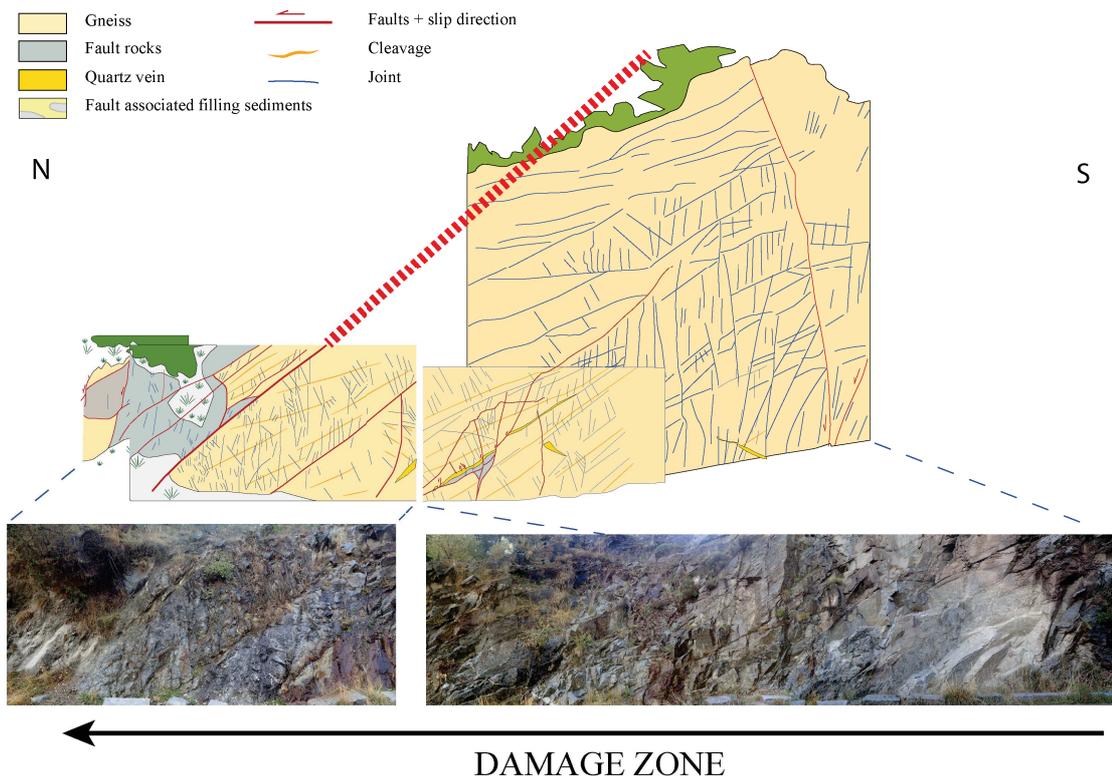


FIGURE 29: The Têt fault damage zone at Llo, southern of Figure 28, with precise interpretation. Numerous fractures crosscut each other, some of them are fault planes.

TABLE 1: XRD compositions for 6 white mineralization samples in the Têt Valley. Cab : carbonate, Qz : quartz, San : sanidine, Mcl : microcline, Alb : Albite, Mu/Ph : Muscovite/Phengite, Cchl : Clinocllore, Pre : Prehnite, Zeo : zeolite (harmotome). +++ : major minerals; + : present but non-major minerals; <5% : trace minerals. Quartz is often the major mineral, except the sample V3 only composed of harmotome.

Location	Ech. name	Cab	Qz	San	Mcl	Alb	Mu/Ph	Cchl	Pre	Zeo
42.50357 2.17921	AT0114_1		+++	<5%		<5%				
42.50855 2.18274	AT0194_1		+++	+			+	+	+	
42.52181 2.22175	CA2	+++	+		+	<5%				
42.52886 2.24910	THU1	<5%	+++				+			
42.52861 2.24903	T7		+++			<5%	+			
42.54392 2.38998	V3									+++

les-bains train station outcrop : THU1, is as a pervasive deposition along a major fault plane separating the cataclastic rocks of the core zone and the gneiss in the damage zone ; T7 fills joints which are sub-parallel to the gneissic foliation in the footwall of the Têt Fault damage zone. There is at least 4 hot springs in the first 100 m around these 2 samples. Finally, V3 was sampled at the Vernet-les-bains thermal resort, 1300 m South of the Têt Fault, filling a N020E 10E vein in the ductile fault of the CMNC. Most of the white mineralizations contain quartz as major mineral, expect two exceptions (see Table 1) : harmotome (zeolite) for V3, and calcite for CA2 also containing quartz and albite, as several other sites. For the different sites, the trace minerals are always different. Two categories of secondary minerals may be differentiated : feldspars (sanidine and microcline) in the Eastern part of the whole sampling area, and minerals typical of hydrothermal alteration of crystalline continental crust (albite, prehnite, or clinocllore). Minerals composing this white mineralization are similar from those observed in thin sections, whether in veins for quartz and carbonate, or in cataclastic matrix and fractures infilling for secondary minerals. General compositions are similar for all the sites, except at Vernet-les-bains.

ATAI0114_1 was sampled 270 m West of Prats-Balaguer hot springs and 600 m from the Têt Fault. The mineralization covers a N115E 75NE normal fault plane with a left-lateral strike-slip component in a marble layer. ATAI0194_1 fills veins of a hydraulic breccia in meta-sediments located 450 m North-East of the Prat-Balaguer hot springs, 260 m from the Têt Fault, close to a large lineament. CA2 fills multiple joints of 2-3 mm opening in very thinly foliated mylonite at the Carança canyon entrance (Thues-entre-Valls). Two samples come from the Thues-les-bains train station outcrop : THU1, is as a pervasive deposition along a major fault plane separating the cataclastic rocks of the core zone and the gneiss in the

damage zone ; T7 fills joints which are sub-parallel to the gneissic foliation in the footwall of the Têt Fault damage zone. There is at least 4 hot springs in the first 100 m around these 2 samples. Finally, V3 was sampled at the Vernet-les-bains thermal resort, 1300 m South of the Têt Fault, filling a N020E 10E vein in the ductile fault of the CMNC. Most of the white mineralizations contain quartz as major mineral, expect two exceptions (see Table 1) : harmotome (zeolite) for V3, and calcite for CA2 also containing quartz and albite, as several other sites. For the different sites, the trace minerals are always different. Two categories of secondary minerals may be differentiated : feldspars (sanidine and microcline) in the Eastern part of the whole sampling area, and minerals typical of hydrothermal alteration of crystalline continental crust (albite, prehnite, or clinocllore). Minerals composing this white mineralization are similar from those observed in thin sections, whether in veins for quartz and carbonate, or in cataclastic matrix and fractures infilling for secondary minerals. General compositions are similar for all the sites, except at Vernet-les-bains.

II.2.4 Appendix 4 : ductile fault zone

Ductile fault zones also show evidence of fluid circulations.

At Thues-les-bains (Figure 30a), mylonites of the CMNC dip 50° to the North, a few hundred meters to the South of the Têt Fault. N120E fractures dipping to the South crosscut the mylonites. They are less than 10m-long, spaced by 50 cm to 1 m intervals, open and unsealed. Their orientation is consistent with the principal fracture orientation of the Têt Fault damage zone at Thues-les-bains. NW-SE fractures dipping to the North are more than 10-meter long, open, and spaced of a few meters. Other fractures, parallel to the foliation, have centimeter-wide opening and multi-meter length.

At Thues-entre-Valls (Figure 30b), numerous fractures of the Têt Fault damage zone in mylonites are filled by white pervasive mineralization principally constituted) of silicate and carbonates (see XRD, Table 1).

At Vernet-les-bains, Figure 30c presents a thin section of this ductile fault. This sample shows muscovite-rich gneiss highly foliated. Brittle-ductile shear planes concentrate opaque minerals, oxides and chlorite. Fractures parallel to the foliation are filled with oxides. Quartz veins crosscut and so post-date the foliation.

At Thues-entre-Valls, Figure 30d shows the mylonite in the damage zone, close to the transition with the core zone. Bands of ultra-mylonites with highly reduced grain size are displaced by brittle normal faults. Oxydes and quartz localize along these brittle fault planes and late quartz veins run along the mylonitic foliation.

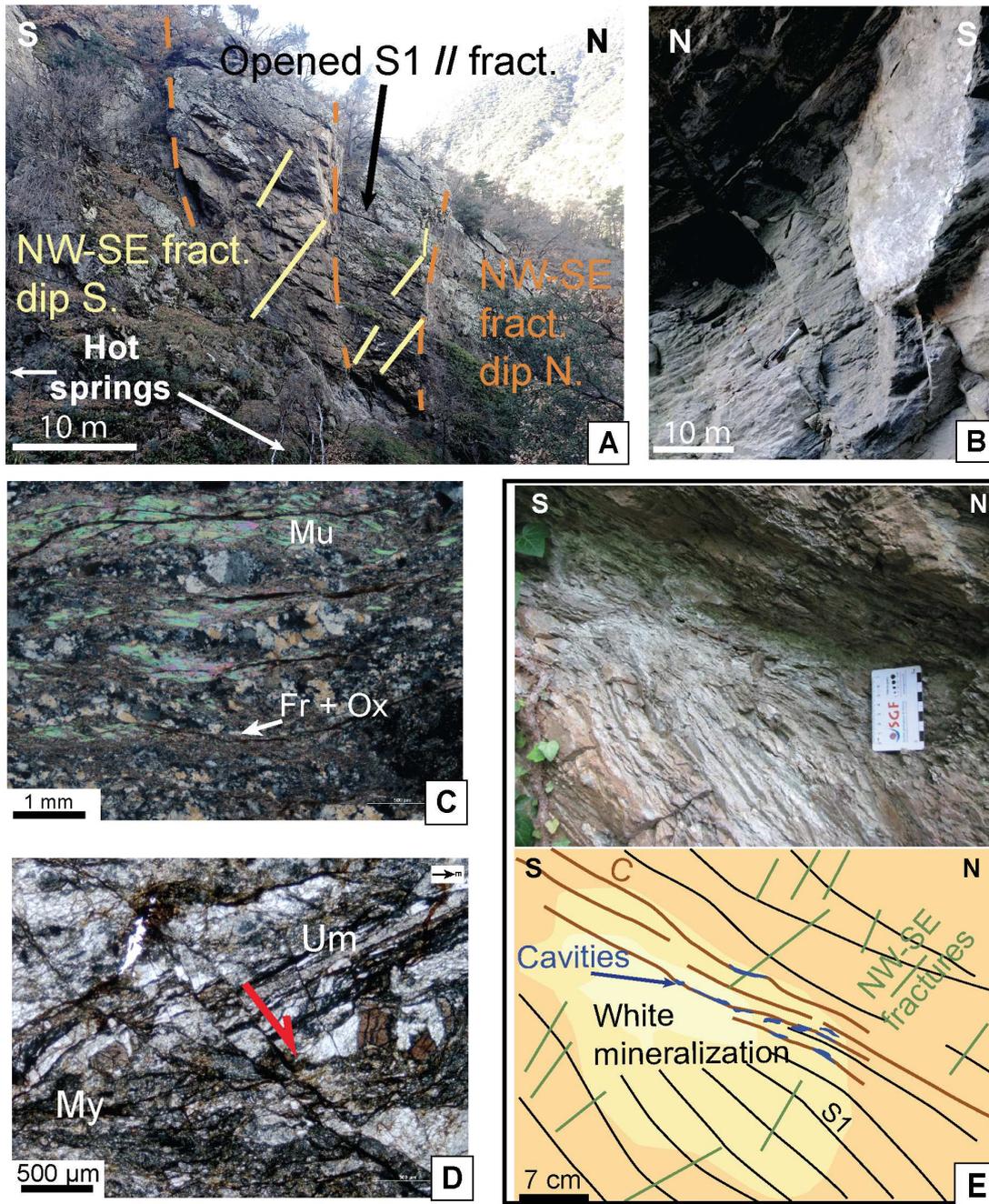


FIGURE 30: Ductile fault outcrop and thin sections. (A) Thues-les-bains outcrop picture and interpretation including (E). Two fractures sets intersect the opened foliation-parallel fractures near two hot springs. (B) Siliceous-carbonated cement filling fractures in the Têt Fault foot-wall damage zone at Thues-entre-Valls (see XRD, Table 1). (C) Thin section of thinly foliated muscovite-rich (Mu) gneiss at Vernet-les-bains. Foliation-parallel fractures (Fr) are filled with oxides (Ox). (D) Thues-entre-valls mylonite (My) to ultra-mylonite (Um) thin section crosscut by brittle normal faults. (E) Thues-les-bains ductile fault outcrop picture and interpretation. Dissolution cavities align along the shear zone (C) in the fractured mylonites. Sinter covers the outcrop.

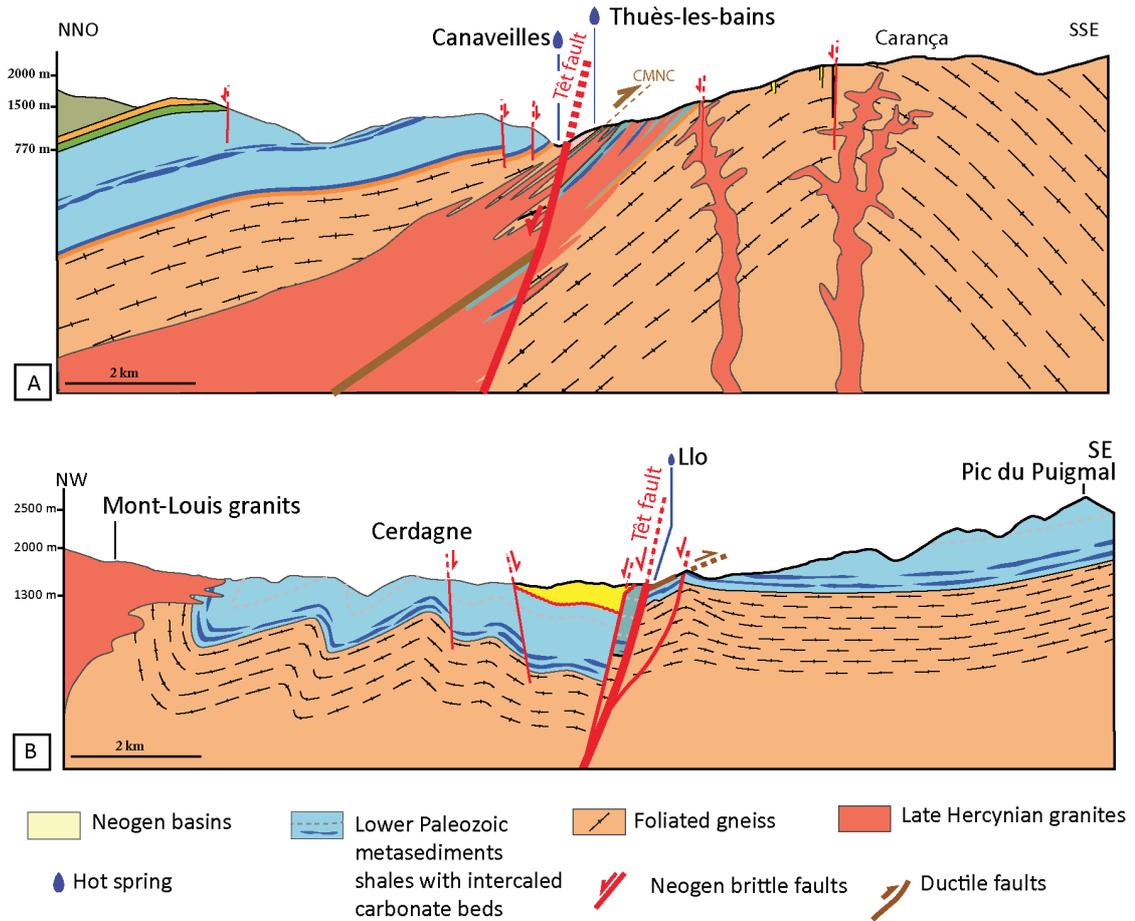


FIGURE 31: Supplementary cross-sections : A) Thues-les-bains cross-section ; B) Llo cross-section

As in Vernet-les-bains, millimeter-size elongated cavities are also observed (Figure 30e) at Thues-les-bains, between 2 hot springs separated from about hundred meters (Cascade Bas and Lukas). They are not cemented and they align along shear surfaces (C planes in Figure 30e), close to which the foliation is very thin. Halos of white mineralization surround the cavities. Numerous South-dipping N120E fractures crosscut the foliation. Figure 30e outcrop locates at the bottom of the cliff shown in Figure 30a, where these fractures are visible at a larger outcrop scale.

II.2.5 Appendix 5 : Supplementary cross-sections

Saint-Thomas-les-bains and Prats-Balaguer hot springs are in the Têt fault footwall (Figure 31a), at the bottom of the Carança Range (e.g. the Puig Rodom). The Têt fault footwall is principally constituted by the north-dipping ordovician gneiss of the Carança dome. These two hot springs sites are separated by hundred of meters, and emerge at the faulted or unfaulted neo-proterozoïc to cambrian me-

metasediments contacts with gneiss and/or late hercynian granites. CMNC mylonites outcrop near the Têt fault (i.e. the Têt River canyon). Numerous secondary brittle normal faults connect the Têt fault. The Têt fault hanging wall constituted by metasediments and gneiss, intruded by Mont-Louis granites.

The Llo hot spring emerge in the Têt fault footwall (Figure 31b), at the bottom of the Puigmal Range. The spring site is at the intersection between the Têt fault, a subsidiary brittle fault, and a mylonitic ductile fault thrusting a klippe of gneiss on metasediments (see Taillefer et al. [2017], Figure 7 for outcrops details). The Têt fault here juxtaposes the gneiss klippe and metasediments in its footwall, with the detritic continental basin of Cerdagne. Below, the hanging wall is constituted of metasediments and gneiss intruded by the Mont-Louis granites.

II.3 Apport de ce chapitre

Cette partie a permis de caractériser précisément les résurgences hydrothermales ainsi que leurs environnement géologique, en particulier les failles. Elle permet ainsi de détailler les facteurs contrôlant la localisation des résurgences et permettant les remontées hydrothermales, et de hiérarchiser leur influence :

1. La vigueur du système hydrothermal (nombre de sources, températures) est lié à la forte **topographie** au mur de la faille de la Têt (c.-à-d. aux massifs du Canigou, de la Carança et du Puigmal). Ce fort gradient topographique, correspondant à l'escarpement de la faille de la Têt, induit un fort gradient hydraulique. De larges surfaces permettant l'infiltration des fluides se trouvent ainsi en haute altitude.
2. La **lithologie** semble fortement contrôler la localisation des résurgences : toutes les sources émergent dans des roches cristallines (gneiss, granite), aux contacts avec des métasédiments. Ce contact peut être normal ou lié à de la juxtaposition par des failles. Ces aspect est développé dans le chapitre III.
3. Les émergences se localisent préférentiellement aux **intersections des zones d'endommagement** de la faille de la Têt et de failles fragiles connexes, où les fractures sont nombreuses et largement connectées. Ces zones, interprétées comme très perméables, localisent les remontées de fluides hydrothermaux dans les modèles numériques. Des dépôts minéraux, notamment silicatés et carbonatés, remplissent les fractures de la zone d'endommagement et sont déposés autour des sources hydrothermales.

4. les anciennes **failles ductiles** exhumées (mylonites du CMNC) coïncident également avec les résurgences hydrothermales. Elles localisent notamment les sources de Vernet-les-bains, en juxtaposant gneiss et métasédiments, éloignant les sources de la faille de la Têt.
5. En dehors des trois sources de Canaveilles, toutes les sources se situent dans le mur de la faille de la Têt. La constitution majoritairement cataclastique de la zone coeur de la faille de la Têt est susceptible de former une barrière imperméable pour les fluides hydrothermaux provenant du mur de la faille, comme le montrent les modèles numériques. L'architecture multi-coeur de la faille de la Têt, impliquant de larges lentilles de gneiss, pourraient être à l'origine de la défaillance de cette barrière imperméable à Thues-les-bains, expliquant les sources de Canaveilles.

Ces facteurs sont majoritairement liés à la présence de la faille de la Têt. La diversité de ces facteurs et leur superposition sur certains sites ne permet pas toujours de distinguer clairement celui qui a la plus forte influence. Les modèles numériques développés dans le chapitre IV permettent d'argumenter en faveur d'un effet majeur de topographie et de la perméabilité de la zone de faille. Ils nuancent également l'exclusive provenance du mur de la faille des fluides hydrothermaux, tel qu'interprété dans ce chapitre.

CHAPITRE III

SOCLE FRACTURÉ : INFILTRATION ET TRANSFERTS DES FLUIDES

Le système hydrothermal nécessite l'infiltration, en haute altitude, de fluides météoriques. Ces infiltrations doivent se faire à la faveur de structures qui doivent être perméables en subsurface, mais qui doivent également le rester à une profondeur suffisante pour permettre le réchauffement des eaux. Le problème de la variation de la perméabilité des roches avec la profondeur est un sujet débattu (voir section I.2.3.3) et sans donnée en profondeur (ex : forages), difficile à approcher. Il est d'autant plus complexe dans la zone d'étude que la perméabilité des roches de socles est largement contrôlée par la fracturation, laquelle dépend de l'histoire tectonique de la région et des contraintes *in-situ*. D'une part, la fracturation est essentiellement étudiée sur de courtes distance à proximité des failles, et il existe peu d'analyses grande échelle de la fracturation, même en subsurface. D'autre part, le chapitre II montre l'influence de la lithologie sur les transferts de fluides, soulevant la question de son influence sur les transferts en subsurface.

Dans ce chapitre, qui se présente sous la forme d'un article soumis (début août 2017) à la revue *Journal of Structural Geology*, l'analyse de la fracturation (orientation, ouverture, espacement) est réalisée sur l'ensemble de la zone d'étude (plus de 300 affleurements), comprenant les reliefs où les fluides météoriques sont susceptibles de s'être infiltrés (sur plus de 100 km²). Les caractéristiques de la fracturation sont mises en relation avec la lithologie et avec le stress *in-situ*, la réalisation d'un modèle numérique de dislocation permettant de discuter de l'évolution de la perméabilité en profondeur.

La numérotation des Figures et Tables de l'article est indépendante de la numérotation appliquée à l'ensemble du manuscrit. Des agrandissements de la Figure 3 sont disponibles en Annexe 8 de ce manuscrit.

III.1 Article 2 (soumis)

Brittle damage of the Têt fault geo-hydrothermal system (Eastern Pyrénées, France) : implications for meteoric fluid infiltration and flow

TAILLEFER Audrey^{a*}, SOLIVA Roger^b, GUILLOU-FROTTIER Laurent^c,
LE GOFF Elisabeth^d, RITZ Jean-François^e

^{a*} Géosciences Montpellier, UMR 5243, Université de Montpellier, Place
Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.
audrey.taillefer@gm.univ-montp2.fr (+33) 4 67 14 38 94

^b Géosciences Montpellier, UMR 5243, Université de Montpellier, Place
Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.
soliva@gm.univ-montp2.fr

^c BRGM. ISTO. UMR 7327, 3 av. C. Guillemin, BP 36009, 45060 Or-
léans Cedex 2. France,
l.guillou-frottier@brgm.fr

^d BRGM Direction territoriale Languedoc-Roussillon 1039 rue de Pin-
ville 34000 Montpellier, France.
e.legoff@brgm.fr

^e Géosciences Montpellier, UMR 5243, Université de Montpellier, Place
Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.
jean-francois.ritz@gm.univ-montp2.fr

Keywords : fault, lithology, fracture, hydrothermal, Pyrénées

Abstract

Non-magmatic active-continental geo-hydrothermal systems involve infiltration of meteoric fluids in elevated areas and subsequent flow at depth (> 2000 m) where fluids can warm. The geological condition allowing water infiltration in basement rocks of geo-hydrothermal systems are poorly studied. Using remote sensing mapping and field data, we analyse the distribution of fracture damage around the Têt hydrothermal system (Eastern Pyrénées) along which clusters of hot springs are identified.

Three principal fault and fracture sets (N-S, NW-SE and NE-SW) related to the regional tectonics, allows fracturing to be both (1) pervasively distributed in the infiltration areas and (2) highly concentrated around the major NE-SW and NW-SE faults, especially at their intersections. The Pyrenean contraction allows a pervasive distribution of N-S mode I fractures in the whole study area, whereas two extensional stages (Oligo-Miocene and Miocene-Pliocene) and especially the last one, allow damage localization close to the main faults. The recent stages of reactivation of the Têt fault probably modified both water recharge and fluid upflow pathways. Field measurements of fractures on the whole study area combined to dislocation numerical models for recent stress conditions suggest that fractures in crystalline rocks are more open and better fluid pathways than fractures in metasediments.

1 Introduction

Non-magmatic continental-geothermal systems involve infiltration of meteoric fluids in elevated altitudes [Forster and Smith, 1989; Forster et al., 1997], allowing the waters to flow at several kilometers depths, where they could warm, upflow and heat the rocks [McKenna and Blackwell, 2004; Moulding and Brikowski, 2014; Magri et al., 2016]. Sub-surface infiltration processes of meteoric water resulting on hydrothermal fluids are similar to those described for classic sub-surface aquifers in basement rocks, which are tectonic-related faults and fractures [Forster and Smith, 1989; Stober and Bucher, 2015] or fissured layers in weathering profile [Acworth, 1987; Lachassagne et al., 2011]. Despite its importance for geothermal resources, the analysis of fracture distribution allowing fluid infiltration in geo-hydrothermal system is poorly studied.

Fractures are known to be efficient structures for fluid infiltration in basement rocks [Nelson, 2001], especially in fault damage zones where they are highly concentrated [Chester and Logan, 1986; Caine et al., 1996] and intersect each other, providing efficient drains. Fracture density and permeability is known to decrease with the distance from the fault [Brock and Engelder, 1977; Anders and Wiltschko, 1994; Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010; Savage and Brodsky, 2011], and is particularly enhanced at fault zone intersections (e.g. Ligtenberg [2005]; Faulds and Melosh [2008]; Person et al. [2012]).

However, fractures and related permeability can also be distributed in the rock mass far from fault zones, suggesting that faulting is not the only process allowing fracture and permeability development in non porous rocks. This is

for example the case of joints sets or deformation band networks developed in layered media or in shortening context (e.g. Pollard and Aydin [1988]; Soliva et al. [2016]).

The understanding of the role of fracturing on fluid infiltration is therefore not trivial, first because mapping fracture patterns including large areas far from faults is time consuming, but also because there is no clear rule for fracture aperture and permeability decrease with depth [Byrdina et al., 2013; Ranjram et al., 2015]. Fracture aperture generally decreases with depth because of the increase of the overburden pressure and sealing by minerals [Lowell et al., 1993; Renard et al., 2000; Ingebritsen and Manning, 2010; Stober and Bucher, 2015], which both can be very specific to each geological context. Fluid infiltration in geo-hydrothermal system therefore depends on the specific properties of each study case, such as tectonic history, fault and fracture network properties, actual in-situ stresses, and the effect of lithology on fracture network attributes and closure/sealing at depth.

The hydrothermal system of the Têt Valley (Eastern Pyrenees, France, Figure 1) contains basement rocks damaged by poly-phased brittle structures allowing meteoric water to infiltrate in impluvium areas (above 2 000 m altitude, Krimissa [1995]). Infiltrated water warms at depth and localizes as hot springs near or at the major fault zones [Taillefer et al., 2017]. This study site is therefore relevant to analyse fracture network distribution and properties to discuss their potential role for fluid infiltration in continental geo-hydrothermal system. The diversity of fault strikes, tectonic phases and deformation processes in the area questions the orientations of the recent and current stress-fields,

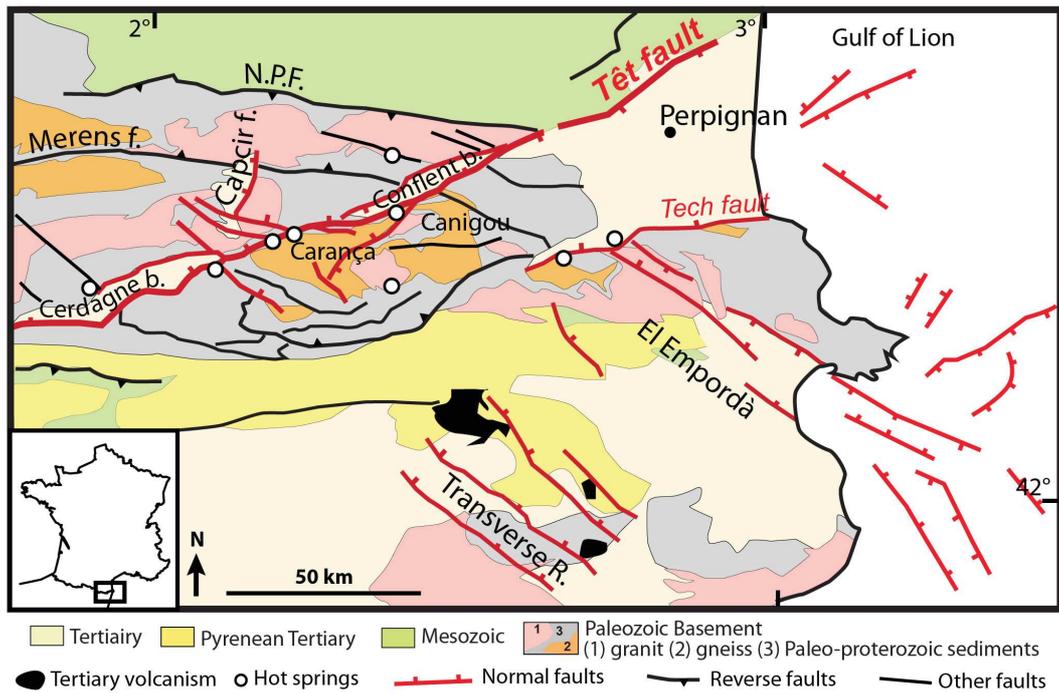


FIGURE 1: Structural sketch of Eastern Pyrénées. Hot springs align along the NE-SW normal brittle faults (e.g. the Têt et Tech faults), which are characteristics of the Neogene Gulf of Lion opening. NW-SE faults in the Transverse Ranges and El Empordà would have Plio-Quaternary activity (modified from Goula et al. [1999] and Mauffret et al. [2001]).

and the deformation chronology, which is essential to determine which fracture could remain open today [Laubach et al., 2004; Bouchot et al., 2010; Earnest and Boutt, 2014] or could have closed recently or in the past [Barton et al., 1995]. It is therefore not clear about which structure and porosity networks allow meteoric fluids transfer at depths in basement rocks.

In this article, we analyze fracture network distribution in the Têt-Valley hydrothermal system, its relationship with tectonic history, fault zones and lithology, in order to discuss which process favors meteoric water infiltration in a geo-hydrothermal system. We use remote sensing interpretation of lineaments

and large-scale structural field measurements of fractures to study the spatio-temporal evolution of fracturing in relation with the regional stress field and the hydrothermal system. In order to discuss fracture permeability at depth, we also use simple boundary-element numerical model based on linear elasticity to estimate fracture aperture as a function of lithology (gneisses vs. metasediments) and confining pressure.

2 Geological setting

Relief in Eastern Pyrénées 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 resulting in the Gulf of Lion opening [Séranne, 1999] associated with numerous normal faults. The fault system studied here comprises the Têt fault zone, a major NE-SW trending normal fault [Carozza and Delcaillau, 2000], affecting the central part of the range (the ‘axial zone’) constituted of exhumed hercynian basement (Figure 1). In the study area, the hercynian shear zone, called CMNC "Chevauchement Mylonitic Nord Canigou" (Mylonitic North Canigou Thrust), juxtaposes the Paleozoic gneiss of the Canigou-Carança dome and Paleozoic metasediments (schists with intercalated carbonate beds), both intruded by late hercynian granites [Guitard et al., 1998]. Pyrenean tectonics events are not well expressed in the study area, except with some thrusts (as the Merens fault) and pervasive extensional (mode I) N-S fracturing [Arthaud and Pistre, 1993].

The study area is characterized by a complex polyphase brittle tectonic from Paleogene to Neogene synthesized in Figure 2. The 100 km-long brittle Têt fault acts as a normal fault with two principal deformation stages during the Gulf of Lion opening [Mauffret et al., 2001; Maurel, 2003; Delcaillau et al., 2004; Maurel et al., 2008]. The first stage, from late Oligocene to early Miocene, allows the initiation and main faulting (2000 m offset) of the Têt fault zone, and the formation of the Canigou-Carança footwall ranges according to Maurel [2003] (also see Roca and Desegaulx [1992]; Tassone et al. [1994]; Maurel [2003]; Delcaillau et al. [2004]; Maurel et al. [2008]). The second stage, from early Miocene to late Pliocene, is a reactivation stage with small normal movement (150 – 300 m) [Roca and Desegaulx, 1992; Tassone et al., 1994; Maurel, 2003; Carozza and Baize, 2004; Delcaillau et al., 2004]. According to Mauffret et al. [2001], 1.7 km uplift is estimated during the Miocene – early Pliocene in the offshore part of the Albères Massif (Eastern part of the area). The western part of the Têt fault records right-lateral slip during late Miocene, allowing the pull-apart opening of the Cerdagne basin [Cabrera et al., 1988].

From the analysis of the Gulf of Lion margin, the Eastern Pyrénées normal fault activity seems finished by the late Pliocene [Mauffret et al., 2001] (Figure 2). However, triangular facets along the Têt, Py, Capcir, Tech and El Emporda fault scarps, are interpreted as marker of normal movement during the Quaternary [Briais et al., 1990; Calvet, 1999]. For the case of the Têt fault, Petit et al. [2014] suggest that the triangular facets are actually the morphological expression of the Hercynian mylonites, thus corroborating the possible differential erosion of the host rocks. However, facets on scarps that do not

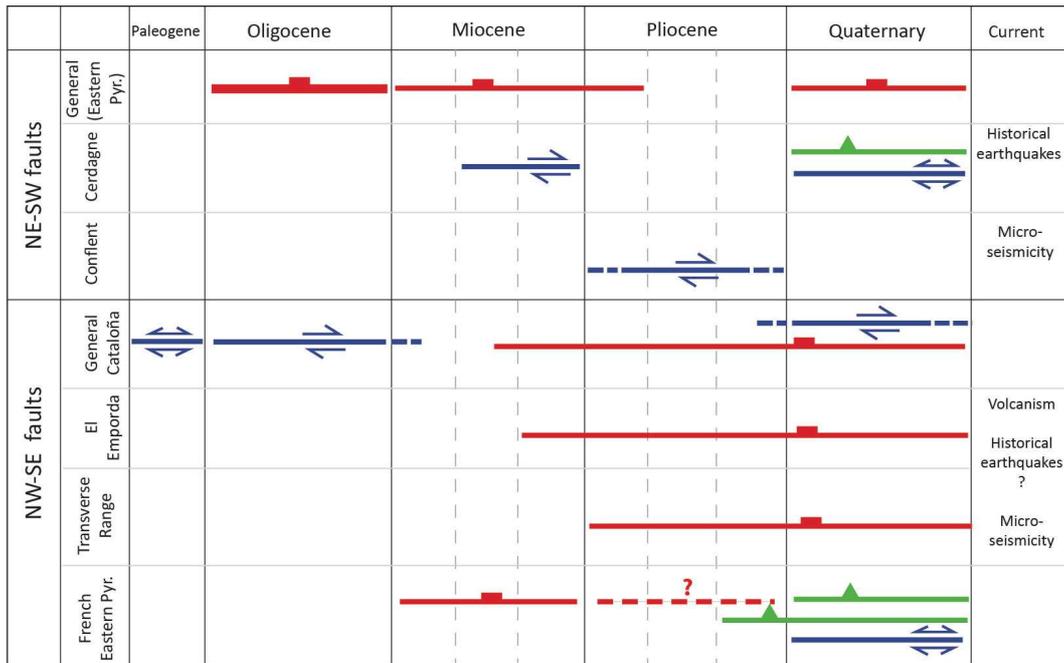


FIGURE 2: Synthesis of the NE-SW and NW-SE fault kinematics during Neogene provided by bibliographical observations for both the French eastern Pyrénées and Spanish north-eastern ranges. Lines represent fault movements : normal (red), reverse (green), and strike-slip (blue, arrows for kinematics). Bold lines indicate consistent observations while dashed lines indicate a contested or poorly demonstrated observation, or incertitude about the kinematics extent in time.

involve mylonites remain unexplained (Cerdagne segment of the Têt fault, Py and Capcir faults). Authors agree that if Quaternary displacements exist, they are less than 300 m [Calvet, 1999; Carozza and Delcaillau, 2000; Maurel, 2003; Delcaillau et al., 2004; Maurel et al., 2008; Lacan, 2012].

The general tectonic regime seems to have changed during the Pliocene from extensional [Goula et al., 1999; Lacan, 2012; Calvet et al., 2014] to contractional, with no clear evidence about the reverse or strike-slip nature of the stress tensor [Goula et al., 1999]. Authors also agree to differentiate the Têt fault activity with two principal fault segments, the western Cerdagne segment and the eastern Conflent segment. There is evidence of Pliocene reverse movement in Cerdagne and Conflent, but exclusively left-lateral strike-slip in Conflent [Calvet, 1999; Goula et al., 1999; Calvet et al., 2014] (Figure 2).

In addition, reverse and strike-slip faulting affect Quaternary sediments of the Cerdagne basin [Philip et al., 1992; Goula et al., 1999], while normal faulting affects post-Pliocene terraces near the Conflent segment [Calvet et al., 2014]. Present-day moderate seismicity (i.e. magnitudes ranging from 2 to 4) is observed in the area [Goula et al., 1999] with an alignment of hypocenters along the Têt fault [Souriau and Pauchet, 1998]. The stress tensor is either strike-slip or compressive, with a maximum horizontal compression between NE-SW [Goula et al., 1999] to N-S [Philip et al., 1992]. In the center of the Pyrenean range, erosion and isostatic rebound are possible explanation for present-day seismicity [Vernant et al., 2013; Genti, 2015].

3 Method

We combine geologic maps [Autran et al., 1986; Guitard et al., 1998], SPOT images (5 m resolution, Système Pour l’Observation de la Terre : French remote sensing satellite), aerial pictures (5 m resolution), and digital elevation model (USGS, 30 m resolution) with the QGIS2.12 software for precise interpretation of the structures in the study area.

The main Neogene brittle faults being characterized by geomorphological objects (reliefs, triangular facets and basins, Yeats et al. [1997]), fault mapping is mainly derived from topography ruptures observed in DEM. Smaller fault patterns are identified using lineament mapping on satellite and aerial images, and confirmed or 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 pixel color ruptures corresponding to a variation of field feature [Jordan and Schott, 2005] . Intense vegetation, snow, and colluviums are estimated to cover more than 50 % of the study area. Because they may introduce a bias in the interpretation of lineament density and distribution, we combine the different types of images described above. Further, our manual lineament interpretation approach allows distinguishing geological and anthropic lineaments. We use the UTM grid (1 km²) and software integrated to QGIS that automatically calculates the amount of objects (here lineament intersections) in the grid area.

Checking the validity of lineaments and characterizing fractures at the

range scale was performed during a fourth months field campaign, during which we tried to approach a homogeneous distribution of measurement stations (i.e. at least 1 station/km² of the UTM grid). Each station includes at least 30 fractures strikes and dip, and measures of fault planes when existing, using the FieldMove Clino smartphone application of Midland Valley. The validity of these measurements is systematically checked in the field with a compass [Novakova and Pavlis, 2017]. The main fracture sets, order of magnitude of average aperture and spacing were also recorded. More than 300 stations were analysed in the whole area. They are grouped when located in a same km², which reduces the number of rose diagrams to 103. We completed stations as much as possible in high altitudes in order to characterize fracturing in the impluvium area (estimated above 2000 m elevation from isotopic analyses, Krimissa [1995]). However, vegetation, quaternary sediments, and problem of access explain the lack of information in some places and the irregular density of stations.

4 Results

4.1 *Lineaments*

A high lineament density principally locate around the Têt fault, especially in its footwall and consequently around the hot springs (Figure 3a). Principal strikes for the whole lineaments are N060E and N120E (Figure 3b). Figure 3c shows the lineaments trending within a N045E to N090E range that corresponds to the Têt fault strike. They are widely distributed in the whole area,

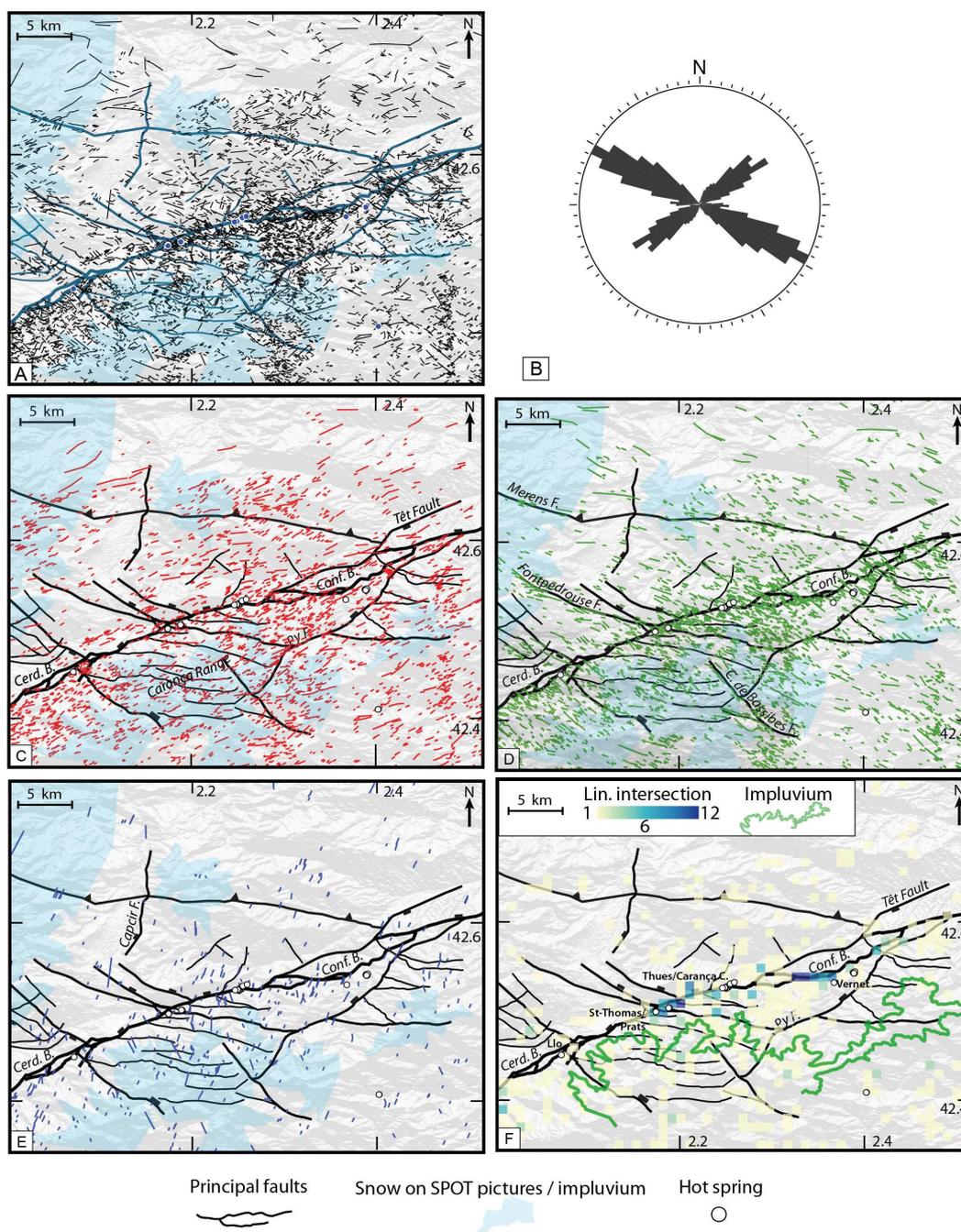


FIGURE 3: Lineament mapping from SPOT pictures (30 m of resolution) and principal brittle faults. A) Map of the whole lineaments, highly concentrated around the Têt fault and the hot springs (blue circle), especially in its footwall. B) Rose diagram of total lineaments, the majority being NW-SE and NE-SW. C) NE-SW lineaments spread in the whole area, but are more concentrated in the Têt fault footwall. D) NW-SE lineaments are highly concentrated along the Têt fault and similarly trending faults (e.g. the Fontpedrouse fault) E) N-S lineaments are rare and pervasively distributed. F) High concentration of lineament intersections located along the Têt fault, in the vicinity of hot springs.

with a highest concentration within a band of 5 km running along the Têt fault in the footwall. Lineament density is lower inside the impluvium area, partly because it corresponds to the snow areas on SPOT pictures, and because there are few NE-SW trending faults in these high elevation areas. Some of the lineaments clearly underline the major brittle faults we previously mapped in Taillefer et al. (2017) (e.g. the Têt fault, the Py Fault). The average length of this lineament set is 315 m, the shortest lineament is 37 m long, and the longest is 4897 m long.

Lineaments trending between N110E to N160E (corresponding to the NW-SE fault network) are shown in Figure 3d. They are more numerous than the NE-SW lineaments (Figure 3c), they are also widely distributed in the whole area, and they are particularly concentrated within a band of 3 km each side of the Têt fault (preferentially in its footwall). High densities of lineaments also exist inside the infiltration areas, but they generally are more concentrated close to the fault. Some of these lineaments clearly highlight some other important brittle faults we previously mapped (e.g. the Fontpedrouse fault, the Coume de Bassibes fault, the NW-SE fault bordering the Eastern part of the Cerdagne Basin). The average length of this lineament set is 309 m, the shortest lineament is 27 m long, and the longest is 5258 m long.

N-S trending lineaments, within N000E to N030E and N160E to N180E ranges, are under-represented (Figure 3b and 3e). They do not show a particular distribution in the whole area. The unique fault with a similar trend is the brittle normal Capcir fault. The average length of this lineament set is 451 m, the shortest lineament is 35 m long, and the longest is 2500 m long.

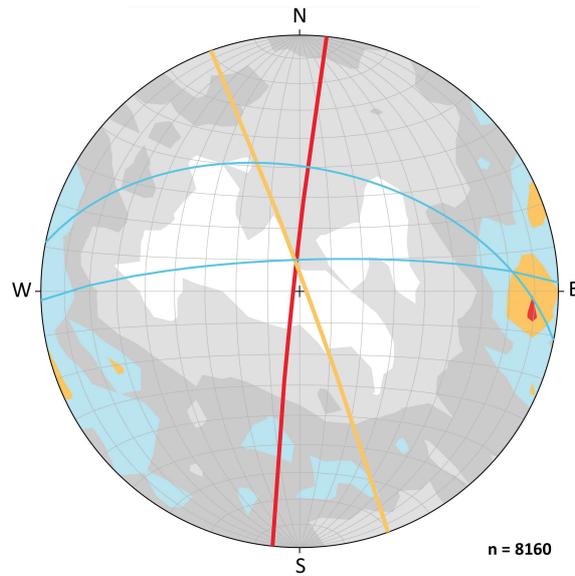


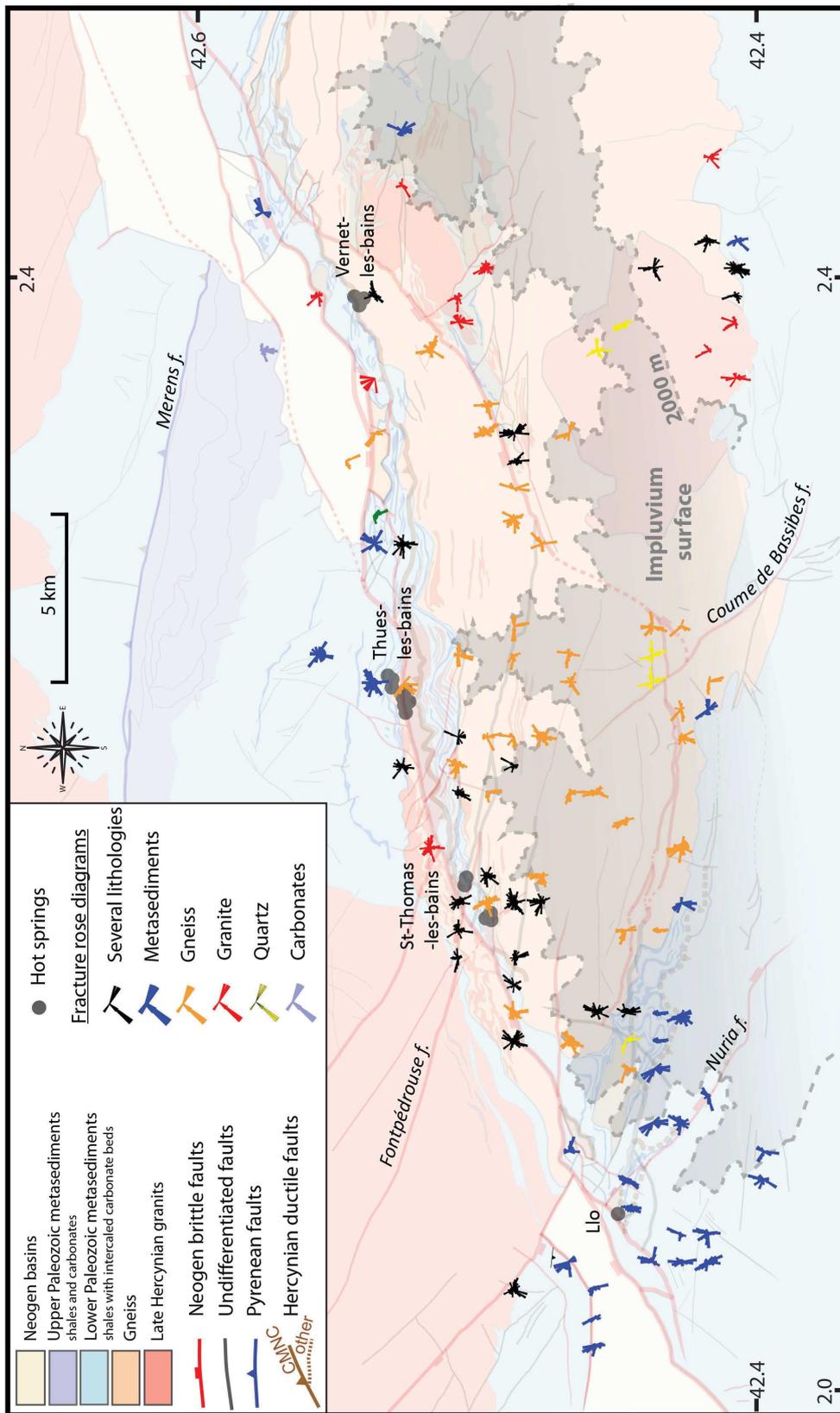
FIGURE 4: Poles contours of the whole measured fractures in the study area (from the highest (red) to the lowest (white) concentration) and planes corresponding to the most represented fractures (sub-vertical N006E, N160E, N090E, and N140E).

Various spatial densities of these different trending lineament sets lead them to intersect each other (Figure 3f), which must be significant both for water infiltration and hot springs location [Curewitz and Karson, 1997; Person et al., 2012]. The highest intersection density is along the Têt fault, especially at the Saint-Thomas-les-bains and Prats-Balaguer hot springs, corresponding to the intersection zone with NW-SE faults (e.g. the Fontpedrouse fault), in the Carança Canyon, and west of the Vernet-les-bains hot springs. There are not such high densities in the rest of the study area. The infiltration area shows low intersection densities.

4.2 *Field data*

Poles contours of the whole set of measured fracture in the area (Figure 4) show that, despite spreading of strikes, fractures mainly dip from 70 to 90°. Since most of the fractures are high dipping and for reasons of clarity, we decide to only represent fracture strikes on a map in using rose diagram (Figure 5). Although the whole area presents a large variety of fracture strikes, three main trends are observed. From the best represented to the less represented, they can be described as the following :

1. Strikes close to N-S, i.e. clustering N000E to N030E and N160E to N180E, are widely distributed over the whole study area (31% of the fractures, Figure 4 and 5). These fractures appear not related to specific lithology and are often located far from the mapped faults.
2. NW-SE to E-W fractures are the most represented (48% of the fractures, Figure 4 and 5). Their orientation is not well defined, spanning from N080E to N160E. Although distributed over the whole area, these fractures sets are better reported at the close vicinity of the main faults having the same trend, but also close to the Têt fault.
3. Fracture trending as the Têt fault (N045E to N080E) are less represented than the two others strikes (21% of the rose diagram, Figure 4 and 5). They are essentially reported in a band of 2.5 km each part of the Têt and the Py faults. Compared to the others fracture sets, this set is nearly inexistent in the impluvium area, but well represented near the hot springs. As mentioned above, some of the fracture strikes



16

FIGURE 5: Rose diagram of fractures according to lithology (structural map modified from Taillefer et al. [2017]). Using the right-hand rule, the petals of the asymmetrical rose include information about the dip direction, always located on the right of the principal strike. Stations of measurements are clustered when they belong to the same UTM km². Rose diagram colors correspond to the lithology (when similar). Various lithologies in a same rose diagram are colored in black. Potential infiltration surface (above 2000 m altitude) calculated from the geochemical analyses of Krimissa [1995] are shaded.

close to principal or subsidiary faults clearly trend similarly. It is especially the case of the long NW-SE to WNW-ESE faults affecting the Caranca Range (e.g. Nuria, Fontpedrouse, Merens, Coume de Bassibes, see Figures 3 and 5).

In the field (Figure 6a), these faults show cataclastic core zones several tens of meters large, delimited by N110E fault planes dipping 50-60° or even 80° (Figure 6b) to the North or the South. These faults, when they are small or not reactivated, only show dip-slip striations. The larger ones (e.g. Figure 6), probably reactivated, also show strike-slip striations. On this outcrop, although crosscutting relationships between fault planes are difficult to establish, and direction of striations are often missing, a chronology of deformation can be observed. Several N040E and N150E to N170E high dipping planes seem to cut all the others fault planes (Figure 6a) and are interpreted as strike-slip faults because of their dip (80-90°). An apparent displacement of quartz veins is observed with both normal and reverse movement. The major N110E 60°N fault plane separating the core and damage zones, and similarly trending faults, are partly intersected by the high dipping faults. Finally, a low dipping set (30°), interpreted as reverse faults and showing various strikes (e.g. N060E, N160E, N120E), is also crosscut by the high dipping faults.

These major NW-SE faults are frequently abutting against the Têt and Py faults without apparent offset (Figure 3 and 5). At these places of fault intersections, both strike of fractures are observed. A high density of open NE-SW and NW-SE fractures is observed in the Carança Canyon (Figure 6b), adjacent to the main Têt fault and to numerous secondary faults of similar trend.

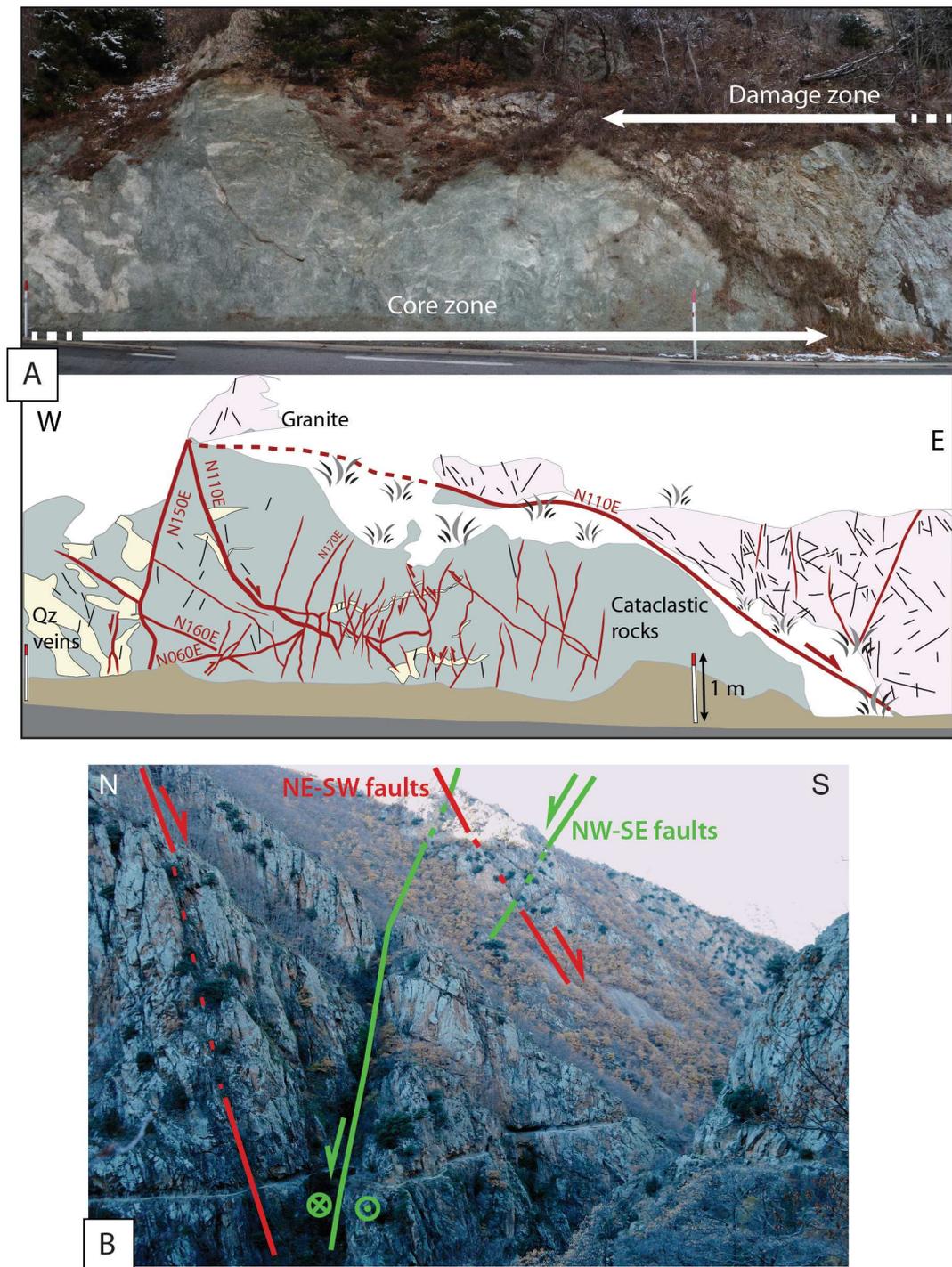


FIGURE 6: Faults in the field. A) The core zone of the NW-SE Fontpedrouse fault (see location on Figures 3 and 5) is made of cataclastic rocks. The N110E normal fault plans such as the one delimiting the core and damage zones are crosscut by sub-vertical, probably strike-slip N150E to N170E fault plans. B) NE-SW (normal slip) and NW-SE (normal and left-lateral strike-slip) secondary faults in the highly fractured Carança Canyon 1km-far from the Têt fault (in the footwall).

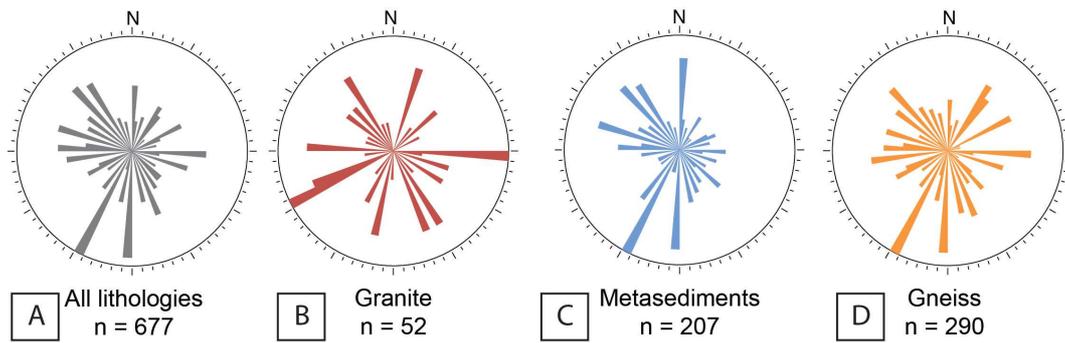


FIGURE 7: Rose diagram of fractures according to lithology. A) For all lithologies. Principal strikes are N-S to N030E and spreading NW-SE. B) Fractures in granite do not show preferential trending. C) Fractures in metasediments principally trend N-S to N030E and spreading NW-SE. D) Fractures in gneiss principally trend N-S to N030E, spreading NW-SE and N045E to N090E.

Strike-slip left-lateral striations on NW-SE faults overprint normal striations.

Fracture strikes also seem to be dependent on lithology type, suggesting that structural distribution of lithology may control the distribution of permeability heterogeneities. Figure 7a represents the strike of the principal fracture sets for the whole lithologies. The three principal strikes identified above are observed. As shown in Figure 4, the stereograms show a majority of N000E to N030E strikes and N110E to N160E strikes. N045E to N090E strikes corresponding to the Têt fault are also well represented. Fracture strikes in granites (Figure 7b) are very variable with no clear preferential strike. On the opposite, fractures in metasediments (Figure 7c) show three preferential strikes : N-S, N030E and N140E, corresponding to those observed in Figure 7a. Finally, fractures in gneiss (Figure 7d) also present the same principal strikes, with in addition the E-W strike, which is not present in metasediments.

Permeability of a fracture network depends on fracture aperture and spacing. Fracture aperture in metasediments observed in the field (Figure 8a) is

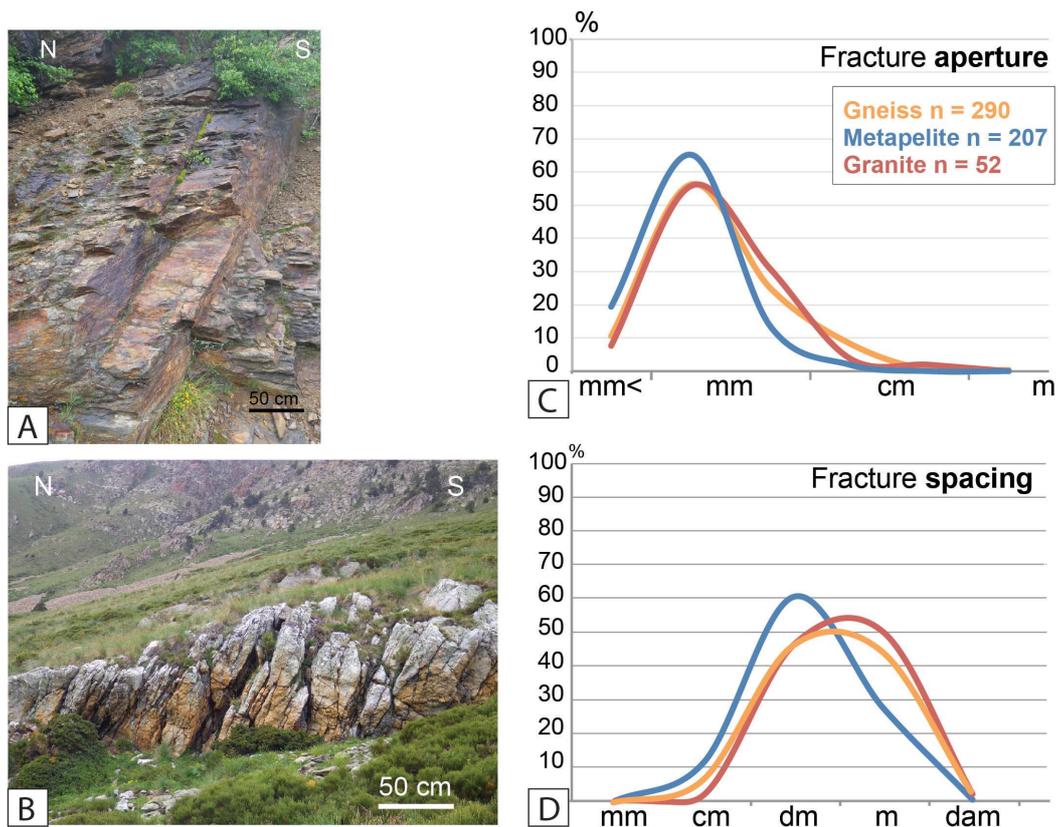


FIGURE 8: Fracture characteristics in the field. A) Closed fractures in metasediments. B) Opened fractures in crystalline rocks (here, gneiss). C) Distribution of fracture aperture according to the lithology. Fracture aperture in metasediments shows a smaller size distribution than in crystalline rocks. D) Distribution of fracture spacing according to the lithology. Fracture spacing in metasediments is smaller than in crystalline rocks.

usually smaller than in crystalline rocks (Figure 8b).

For each outcrop, our data include the order of magnitude of aperture and spacing for each fracture set, and show their relation with lithology. Statistics on fracture apertures show a log-normal type distribution with a mode centered on millimeter size for all the lithologies (Figure 8c). However, fractures with apertures larger than the millimeter size are more numerous for crystalline rocks than for metasediments, while apertures smaller than the millimeter are

more numerous for metasediments. Fractures spacing also follow a log-normal type distribution (Figure 8d).

Fracture spacings for metasediments range between meter to decimeter size and show a mode for decimeter spacing. The crystalline rocks curve shows a larger spread. Most of the fracture spacings are from meters to tens of centimeters. Note that gneiss and granite follow the same trend in Figure 8c and d.

4.3 Numerical modeling of fracture closure

Fault and fracture observations presented in the previous section only deal with data acquired at the Earth's 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 and complementary way to estimate aperture of fracture as a function of depth is to provide numerical modeling of fractures closure (Figure 9). Most of the fractures described previously formed during the Pyrenean contraction and the subsequent extensional stages, whereas the current stress state seems transient between extensional and compressive states (see section 2).

Here we use Ibem3D, a 3D boundary-element numerical model based on linear elasticity (see Maerten et al. [2014] and references there in for more details), to calculate fracture closure (i.e. anticrack normal displacement) and simulate the reduction of space between contact areas as a function of compressive confining stress (Figure 9a). Fracture geometry is simplified as a single

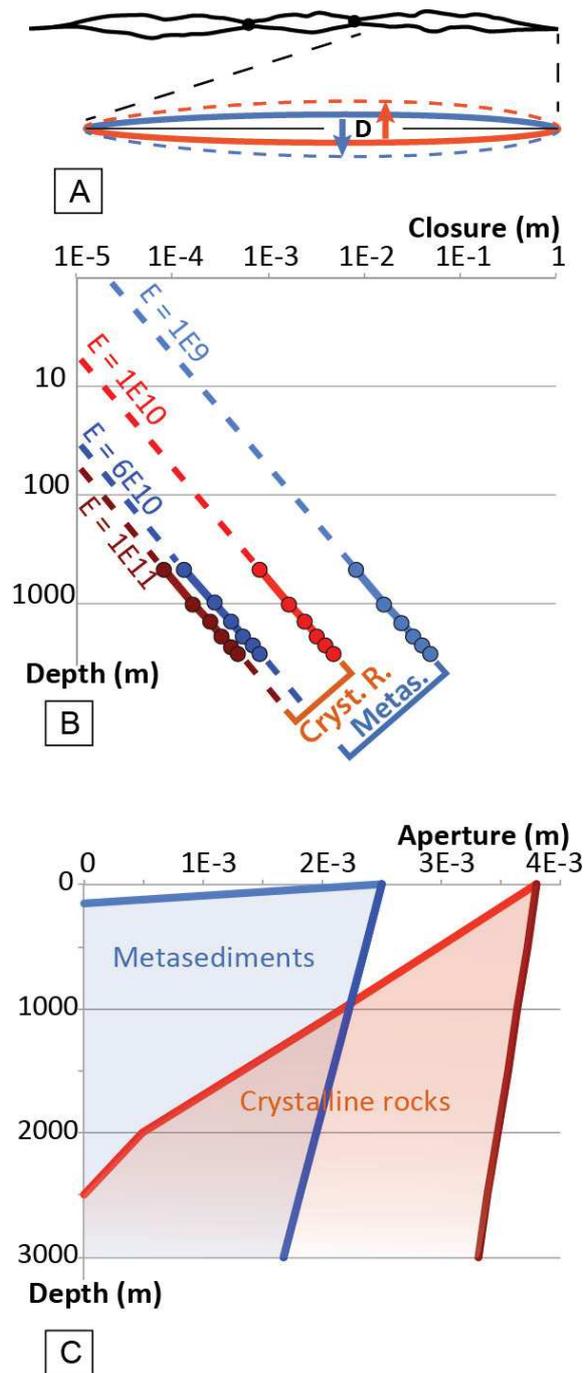


FIGURE 9: Dislocation numerical models. A) The model considers a 1m-long simple closed fracture, which, by allowing inter-penetrative movements, corresponds to the closure of an opened fracture. B) Evolution of fracture closure with depth according to the ranges of Young modulus for crystalline rocks and for metasediments (log-log scale). High closures occur at shallower depths for metasediments than for crystalline rocks. C) Application of the closures calculated by the model (B) to the observed fracture aperture at the surface (Figure 8c). Fracture in crystalline rocks remains open down to at least 2500 m, while fracture in metasediments start to close at a depth of 200 m.

penny-shape 3D dislocation of 1 m diameter, without asperity.

Because the value of current-compressive tectonic stress at depth is unclear, we apply a simple condition of compressive-horizontal confining stress due to a lithostatic load ($\sigma_H = \sigma_V \cdot \nu / (1 - \nu)$), 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 $g = 9.81$, and a rock density $\rho = 2500 \text{ kg/m}^3$. We performed tests with constant Poisson's ratio $\nu = 0.25$, and variable Young's modulus within a range from $E = 109 \text{ Pa}$ (lower values of metasediments) to $E = 1011 \text{ Pa}$ (highest values for gneiss and granites, see Hatheway and Kiersch [1989]).

Fracture closure due to confining pressure increases with depth (Figure 9b). For all the Young's modulus used in the model, fracture closure computed for 3000 m depth is two orders of magnitude larger than the closure computed for 500 m depth. The higher the Young Modulus (gneiss, granite), the lower the closure, i.e. between 0.1 mm and 5 mm for gneiss and granites and between 1 cm and 1 dm concerning metasediments.

In order to discuss fracture aperture at depth for our study case, we applied the different slopes of the trends of closures vs. depth shown in Figure 9b to the average fracture apertures observed at the surface (i.e. gneiss and granite : 3.7 mm ; metasediments : 2.5 mm, Figure 8c). End member values of Young modulus for each lithology (4E10 Pa and 1E11 Pa for gneisses ; 1E10 Pa and 9E10 Pa for granites ; 1E9 Pa and 6E10 Pa for metasediments ; see Hatheway and Kiersch [1989]) allow estimating a range of possible aperture preserved at depth (Figure 9c). As shown in Figure 8c, gneisses and granites have a similar

behavior, thus we define only one type for both, mentioned as crystalline rocks.

Even at shallow conditions (500 m depth), fracture apertures in metasediments appear much lower than in crystalline rocks because of : (1) their smaller aperture at the surface, and mostly because of (2) the low Young modulus of metasediments. The lowest Young modulus used for crystalline rocks (1E10 Pa) does not allow a complete closure of the fractures before 2500 m of depth, while the highest values predict widely open fractures at 3000 m depth.

5 Discussion

Figure 10 is a model of fault and fracture evolution with time in relation with the tectonic activity. We discuss below the consequences on subsurface permeability and on hydrothermal system establishment.

5.1 Influence of regional tectonics and paleo-stress on fracturing and implications for the hydrothermal system

Some snowed areas to the South of the maps in Figure 3 could induce a bias in the interpretation of the lineament distribution in the Têt fault footwall. However, un-snowed areas in the hanging wall show similar trends, allowing validation of the main lineaments presented in the snowed areas of Figure 3. The large dimension of the structures forming the observed lineaments allow them being visible in the geomorphology, despite the presence of snow. The dimension of the structures is identical for all the strike sets ; about several meters for the smaller, several kilometers for the longer, and half a kilometer

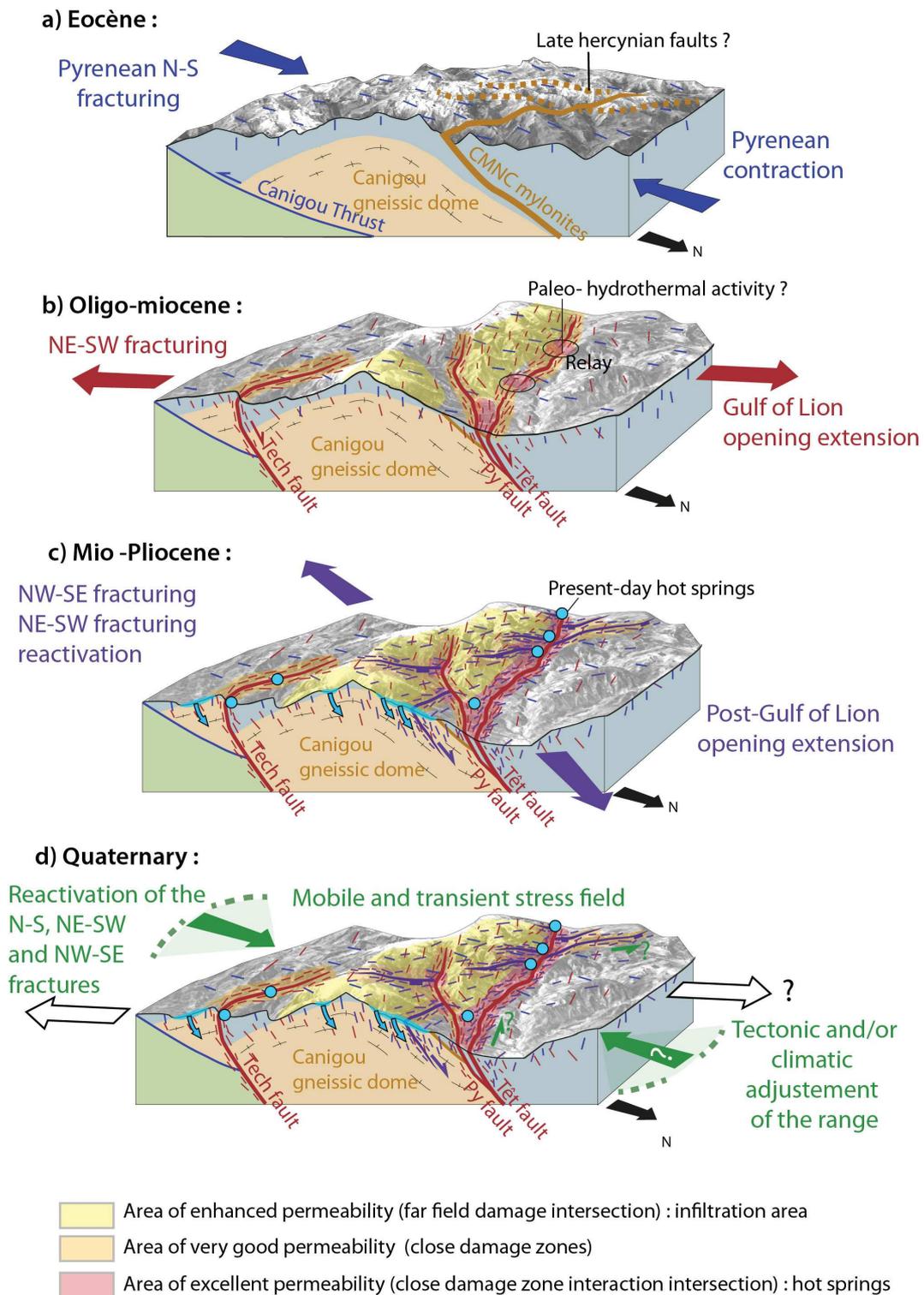


FIGURE 10: Conceptual model of the fracturing evolution with faults related to the regional tectonics. (A) A pervasive N-S fracture distribution over the whole area occurs during the Pyrenean contraction stage. Subsequent tectonic stages (B, C and D) induce various trending faults and fractures, principally localized in damage zones and spreading in the ranges. In high altitude, fractures intersections provide efficient infiltration areas for meteoric fluids while damage zone intersections of NE-SW and NW-SE faults provide excellent drains for fluids upflows from depth. The hydrothermal system would initiate when footwall uplift and fracture intersection make the Canigou-Carança gneissic-dome sufficiently permeable for significant water infiltration at depth.

for the average length. These lengths probably reflect secondary faults rather than fractures.

The small number of N-S lineaments (section 4.1.) indicates that N-S faults are rare, which is confirmed by the lack of mapped N-S faults in Figure 5 (also see Taillefer et al. [2017]). However, this strike corresponds to a large part of fracture strike measured in the field (Figure 4 and 5, section 4.2). The wide distribution of these fractures and faults in the whole area, especially far from the rare N-S faults (e.g. the Capcir fault), is characteristic of the background fracturing described close to this area by Arthaud and Pistre [1993] and attributed to the Pyrenean contraction (Arthaud and Mattauer [1969, 1972]; Ballas et al. [2012])) (Figure 10a), despite the lack of Pyrenean faults in the area.

Some rare hercynian faults (e.g. the Merens fault) probably reactivated during the Pyrenean contraction [McCaig and Miller, 1986; Guitard et al., 1992, 1998] but do not particularly concentrate N-S fractures or faults. Because of the scattered distribution and the large number of N-S fractures, they are well represented in elevated infiltration areas. Alone, this pervasive unconnected fracture network probably does not allow an efficient permeability for meteoric waters.

The high concentration of NE-SW and NW-SE fractures and lineaments (i.e. secondary faults) surrounding the similarly trending major mapped faults (e.g. the Têt and Py faults, and the Fontpedrouse Fault, respectively; see Figure 3 and 5) is typical of damage zones (e.g Caine et al. [1996]). The NW-SE fractures are well represented at high altitude, because similarly trending

major faults are numerous and cut the Puigmal, Carança and Canigou ranges. The NE-SW faults and fractures are more concentrated around the major Têt and Py faults and are not frequent at high altitude. Along the Têt fault and especially at the location of hot springs, the intersection of both highly concentrated NE-SW, NW-SE and N-S faults and fractures probably creates good drains for hot upwelling fluids (Figure 3f, Taillefer et al. [2017]).

During the Oligo-Miocene extension (Figure 8b), the interaction between the damage zones (1km-wide for the Têt fault) of the Têt and Py fault segments probably provided highly permeable zones [Curewitz and Karson, 1997; Person et al., 2012], which could start to localize paleo-hydrothermal activity at low altitude. Although damage decreases far from faults [Brock and Engelder, 1977; Chester and Logan, 1986; Savage and Brodsky, 2011], far field damage intersections of the three fracture sets at high altitude (>2000m) can form zones of enhanced permeability, potentially providing efficient water infiltration at these impluvium areas. The NW-SE faults present at high altitude may even be direct drains along which fluids can circulate from the elevated infiltration areas to deep areas of temperature acquisition, to finally join the hot springs, helped by hydraulic gradient and buoyancy forces.

The high density of NW-SE lineaments surrounding the Têt fault cannot be explained by the Oligocene-Miocene Têt fault activity, because of their difference in strike. Secondary faults with such strike should be directly related to a post dating faulting stage consistent with the NW-SE major faults, which is probably of Miocene to Pliocene age according to Cabrera et al. [1988] and Mauffret et al. [2001] (Figures 2 and 10c). The specific concentration of NW-

SE faults in the damage zone of the Têt fault suggests that the whole fault zone of the Têt fault was reactivated during this second normal faulting stage (Figure 10). Also note that some NW-SE kilometer-long late-hercynian quartz dykes [Guitard et al., 1992, 1998], were also probably reactivated during this second normal faulting stage.

In the El Emporda basin, at the south of the Pyrenées, NW-SE trending faults are also observed and are interpreted to be of Plio-Quaternary activity [Briais et al., 1990; Calvet, 1999; Saula et al., 1994; Tassone et al., 1994; Lacan, 2012]. Most of faults mentioned (NE-SW and NW-SE) are brittle and had normal kinematics at their origin, but were also reactivated as strike-slip or even as reverse slip in the Plio-Quaternary (Cointre [1987]; Guitard et al. [1998]; Calvet [1999]; Goula et al. [1999], see section 2, Figure 6 and 8d). However, the entire field observations do not allow defining precisely a direction for the recent or current compressive stress, which is probably N-S more or less 20°. In addition, evidence of normal faulting in Conflent terraces [Delcaillau et al., 2004; Calcagno et al., 2014] demonstrates the variability of the stress state, possibly related to the tectonic and/or climatic adjustment of the range [Genti, 2015].

5.2 Lithology and fracture aperture

Field measures and simple elastic dislocation model suggest that fracture aperture at depth is lower in metasediments than in crystalline rocks (Figure 8a, b and c and 9c), which is also observed at the microscopic scale by Bertrand [2016] in his study of geothermic reservoirs. Difference between metasediments

and crystalline rocks permeability is a direct function of fracture distribution and especially aperture (also see Barton et al. [1995]). The fact that fracture spacing is lower in metasediment than in crystalline rocks probably balance the effect of larger fracture aperture in crystalline rocks, and provide a similar range of permeability for all these damaged rocks at the Earth surface. However, lower fracture aperture and therefore lower permeability at depth is expected for fractured gneisses rather than metasediments (Figure 9c).

This conclusion based on simple elastic dislocation model (also see Bai and Pollard [2000]; Twidale and Bourne [2003]) applies to the condition where fractures formed at depth due to tectonic tension, even not cemented, can not maintain their initial opening due to the application of confining stresses after tectonic tension relaxation. This condition is quite consistent with the recent tectonic setting of the study area, since most of the fractures formed during the two extensional stages mentioned in section 5.1 (NE-SW and NW-SE normal faulting), and the current- stress state seems to be transient between extensional and compressive states (see Figures 10c et d).

Although the simple model used does not consider a large variety of factors able to influence the 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 references about permeability decrease with depth (e.g. Snow [1968]; Ingebritsen and Manning [1999]; Saar and Manga [2004]; 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. However, they also recognize that the complexity of a fractured media does not allow predicting easily a law for permeability decrease with depth. As proposed by Earnest and Boutt [2014], we suggest that fluid infiltrations, downward and upward flows are favored by the presence of crystalline rocks rather than metasediments.

Deep flows allowing infiltrated fluids to warm (2000-3000 m depth needed to obtain fluids with temperature of 70°C at the surface), are easier in crystalline rocks than in metasediments, in which fracture apertures become easily small or null at great depths (Figure 9c). On the other hand, regardless the potential effect of fracture sealing which may be inefficient depending on the depth [Lowell et al., 1993; Renard et al., 2000], fractures in a large range of crystalline rocks are expected to remain open down to at least 2500 m for lithostatic load conditions (Figure 9c). The structural distributions of the different lithologies (Figure 5 and 7) may influence fracture aperture and define preferential fluid pathways in crystalline rocks rather than metasediments (Figure 10). This allows explaining the exclusive location of hot springs in crystalline rocks, and in particular close to fault juxtaposition contacts of impermeable metasediments (juxtaposition seal) described in the study area by Taillefer et al. [2017].

The hydrothermal system could have started during the Oligocene-Miocene extension when the rocks have been fractured and exhumed up to the Earth's surface, favored by fracture opening due to footwall uplift (Figure 10b). Water infiltration and up-flow probably improved during the second stage of normal faulting (Miocene-Pliocene), increasing the amount of fractures, their opening

and intersections (Figure 10c). More recently, because of the transient stresses, meteoric water probably preferentially infiltrates in the crystalline rocks widely outcropping in the impluvium area. At depth, the water may flow into the volume of crystalline rocks corresponding to the Canigou-Carança ranges, and would continue below the Paleozoic metasediments of the Puigmal Range. Fluid infiltration in the Canigou range might be baffled by the 1km-thick metasediments expected at 2000 m depth [Guitard, 1970; Soliva et al., 1989; Barbey et al., 2001], where fractures are potentially closed (Figure 9b and c).

6 Conclusion

Using remote sensing mapping and field data of faults and fractures, we show that the basement rocks of the Têt fault geo-hydrothermal system are affected by a network of secondary faults and fractures, which have three principal strikes :

1. N-S pervasively distributed fractures inherent to the Pyrenean contraction formed during Paleocene-Oligocene and possibly Quaternary events ;
2. NE-SW faults and fractures, more frequent around similarly trending major normal faults (e.g. the Têt fault) formed during the Oligo-Miocene extension of the Gulf of Lion ;
3. NW-SE faults and fractures, highly concentrated around the NE-SW major faults, probably formed during a Mio-Pliocene late extensive event.

Intersections of these three fault and fracture sets are highly concentrated

along the Têt fault, where they provide excellent drains for hydrothermal fluid up-flows expressed as clusters of hot springs. Intersections of these three sets are also observed into the impluvium areas, expected to be above 2 000 m altitude, but in a lesser proportion. This can however provide efficient infiltration pathways for meteoric fluids involved in the hydrothermal system.

Fractures spacing and aperture in metasediments are generally smaller than in crystalline rocks. Dislocation numerical models allow discussing fracture aperture with depth in a context where tectonic tension is no more active and fracture can close due to compressive confining stresses. The models suggest that Young Modulus values for crystalline rocks help to maintain fractures open down to 3000 m, whereas fractures in metasediments start to be closed at a depth of 200 m. This can explain the frequent location of hot springs in crystalline rocks at fault juxtaposition with metasediments [Taillefer et al., 2017], probably acting as juxtaposition seals at shallow depth.

The hydrothermal system probably initiated during the Miocene footwall uplift (NE-SW normal faulting, Maurel [2003]), when formation of NE-SW fracturing allow intersection with N-S previously formed fractures (Pyrenean contraction). Water infiltration must be enhanced during the second stage of normal faulting (NW-SE faulting) because of new brittle structures, fault reactivation and fracture damage intersection in the impluvium areas. The mains results can be summarized as the following :

1. In the study area, brittle damage due to the Pyrenean contraction is pervasively distributed far from thrusts. In contrast, two extensional stages provide localized damage around normal faults. This localization

is particularly well expressed for the second extensional stage, as a dense network of oblique faults and fracture in the first kilometers close to the Têt major fault.

2. Numerical dislocation models of fracture closure due to confining stress, in cases where tectonic tension is no more active, suggest that fractured crystalline rocks are preferential fluid pathways, especially for deep transfers. Fractures in metasediments are expected to closed at shallow depth due to the relatively low Young's modulus of these rocks.

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. The authors wish also to thanks K. Valera, J. Villard, P.Y. Bres, R. Leroux-Mallouf and G. Milesi for their participation to the field campaigns, and M. Calvet for constructive discussions in the field.

Références

- Acworth, R. (1987). The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 20(4) :265–272.
- 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.
- Autran, A., Calvet, M., and Delmas, M. (1986). Carte géologique de la france à 1/50 000, feuille mont-louis. *BRGM*.
- Bai, T. and Pollard, D. D. (2000). Fracture spacing in layered rocks : a new explanation based on the stress transition. *Journal of Structural Geology*, 22(1) :43–57.
- 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.
- Barbey, P., Cheilletz, A., and Laumonier, B. (2001). The canigou orthogneisses (eastern pyrenees, france, spain) : an early ordovician rapakivi granite lac-

- colith and its contact aureole. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 332(2) :129–136.
- Barton, C. A., Zoback, M. D., and Moos, D. (1995). Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23(8) :683–686.
- Bertrand, L. (2016). *Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires*. PhD thesis, Université de Lorraine.
- Bouchot, V., Traineau, H., Guillou-Frottier, L., Thinon, I., Baltassat, J.-M., Fabriol, H., Bourgeois, B., and Lasne, E. (2010). Assessment of the bouillante geothermal field (guadeloupe, french west indies) : toward a conceptual model of the high temperature geothermal system. In *World Geothermal Congress 2010*, pages 8–p.
- Briaais, 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.
- Brock, W. G. and Engelder, T. (1977). Deformation associated with the movement of the muddy mountain overthrust in the buffington window, southeastern nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 88(11) :1667–1677.
- Byrdina, S., Ramos, D., Vandemeulebrouck, J., Masias, P., Revil, A., Finizola, A., Zuniga, K. G., Cruz, V., Antayhua, Y., and 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.
- Cabrera, L., Roca, E., and 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.
- Caine, J. S., Evans, J. P., and Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11) :1025–1028.

- Calcagno, P., Baujard, C., Guillou-Frottier, L., Dagallier, A., and Genter, A. (2014). Estimation of the deep geothermal potential within the tertiary limagne basin (french massif central) : An integrated 3d geological and thermal approach. *Geothermics*, 51 :496–508.
- 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. (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.
- 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. (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.
- 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.
- Choukroune, P., Seguret, M., and Galdeano, A. (1973). Caractéristiques et evolution structurale des pyrenees ; un modele de relations entre zone orogénique 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.

- Cointre, M. (1987). Etude neotectonique des pyrénées orientales. Technical report.
- 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.
- 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.
- 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.
- Faulds, J. E. and Melosh, G. (2008). A preliminary structural model for the blue mountain geothermal field. *Humboldt County, Nevada : Geothermal Resources Council Transactions*, 32 :273–278.
- 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.
- 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.
- Genti, M. (2015). *Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes*. PhD thesis, Université de Montpellier.

- 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.
- Guitard, G. (1970). *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou :(Pyrénées-Orientales)*. PhD thesis, Éditions BRGM [Bureau de recherches géologiques et minières].
- Guitard, G., Geysant, 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*.
- Hatheway, A. and Kiersch, G. (1989). Engineering properties of rock. *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*, pages 672–715.
- Ingebritsen, S. and Manning, C. (2010). Permeability of the continental crust : dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism. *Geofluids*, 10(1-2) :193–205.
- Ingebritsen, S. and Manning, C. E. (1999). Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. *Geology*, 27(12) :1107–1110.
- 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.
- 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. (2012). Active tectonics of the pyrenees : A review/revisión de la tectónica activa de los pirineos. *Journal of Iberian Geology*, 38(1) :9–30.

- Lachassagne, P., Wyns, R., and Dewandel, B. (2011). The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3) :145–161.
- Laubach, S. E., Olson, J. E., and Gale, J. F. (2004). Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress? *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1) :191–195.
- Ligtenberg, J. (2005). Detection of fluid migration pathways in seismic data : implications for fault seal analysis. *Basin Research*, 17(1) :141–153.
- 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.
- 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.
- Mauffret, A., de Grossouvre, B. D., Dos Reis, A. T., Gorini, C., and Necessian, 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 Pyrénées orientales : Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles*. PhD thesis, Université Montpellier II.
- 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 $40 \text{ ar}/39 \text{ ar}$ fission track and (u-th)/he thermochronological

- study of the canigou and mont-louis massifs. *International Journal of Earth Sciences*, 97(3) :565–584.
- McCaig, A. and Miller, J. (1986). 40ar-39ar age of mylonites along the merens fault, central pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4) :149–172.
- McKenna, J. R. and Blackwell, D. D. (2004). Numerical modeling of transient basin and range extensional geothermal systems. *Geothermics*, 33(4) :457–476.
- Moulding, A. and Brikowski, T. (2014). Three dimensional heat and mass balance modelling of convection in structurally controlled conduits in basin and range geothermal systems. *Transactions - Geothermal Resources Council*, 38(6) :163–168.
- Nelson, R. (2001). *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*. Gulf Professional Publishing.
- 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.
- 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, V., Le-Goff, E., and Brisset, N. (2014). Ressource en eau thermale des thermes de vernet-les-bains - état des lieux (pyrénées orientales). brgm/rp-59182-fr. Technical report.
- 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.

- Pollard, D. D. and Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8) :1181–1204.
- 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.
- 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.
- 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).
- 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.
- 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).

- Séranne, M. (1999). The gulf of lion continental margin (nw mediterranean) revisited by 3D : an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1) :15–36.
- Snow, D. T. (1968). Rock fracture spacings, openings, and porosities. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Div.*
- Soliva, J., Salel, J., and Brunel, M. (1989). Shear deformation and emplacement of the gneissic canigou thrust nappe (eastern pyrenees). *Geologie en Mijnbouw*, 68(3) :357–366.
- Soliva, R., Ballas, G., Fossen, H., and Philit, S. (2016). Tectonic regime controls clustering of deformation bands in porous sandstone. *Geology*, 44(6) :423–426.
- Souriau, A. and Pauchet, H. (1998). A new synthesis of pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290(3) :221–244.
- 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.
- 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, eastern pyrénées (france). *Geofluids*.
- 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.
- Twidale, C. and Bourne, J. (2003). Active dislocations in granitic terrains of the gawler and yilgarn cratons, australia, and some implications. *South African Journal of Geology*, 106(1) :71–84.

Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R., and Rigo, A. (2013). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology*, 41(4) :467–470.

Yeats, R. S., Sieh, K. E., Allen, C. R., and Geist, E. (1997). *The geology of earthquakes*, volume 568. Oxford university press New York.

III.2 Apport de ce chapitre

Cette partie a permis de caractériser la fracturation sur l'ensemble de la zone d'étude et de discuter de sa capacité à infiltrer les fluides jusqu'à des profondeurs importantes. La lithologie est identifiée comme un facteur pouvant influencer l'ouverture des fractures en profondeur, et donc la perméabilité. Les zones d'infiltration sont mises en emphase dans cette partie, mais cette caractéristique est également valable pour les zones de résurgences. Les roches cristallines restent potentiellement ouvertes jusqu'à de plus grandes profondeurs que les métasédiments. Cela peut expliquer les résurgences hydrothermales exclusivement observées dans les roches cristallines dans le chapitre II. Les métasédiments, potentiellement moins perméable, peuvent agir comme une couche scellante (*top-seal*) pour les fluides en provenance du mur de la faille de la Têt. Ce chapitre montre également l'influence de l'héritage tectonique, important sur la zone d'étude, sur la distribution des failles et fractures.

CHAPITRE IV

TRANSFERTS DE FLUIDES EN PROFONDEUR ET ACQUISITION DE LA CHALEUR.

La compréhension des processus d'acquisition de la chaleur et de la minéralisation des fluides hydrothermaux est essentielle, en particulier pour l'exploration géothermique. Néanmoins, ces processus sont également les plus difficiles à appréhender, du fait qu'ils se produisent en profondeur. Aucune donnée en profondeur, en particulier sous les reliefs sous lesquels circulent les fluides, n'est disponible dans la zone d'étude, car il n'existe pas de forage profond.

Une façon d'aborder ces problématiques est de coupler plusieurs approches (Figure 32). La géochimie des eaux hydrothermales donne des informations directes permettant d'approcher les processus profonds de transferts de fluides et sur les températures atteintes en profondeur, ce que les études structurales réalisées dans les chapitres II et III ne permettaient pas. La modélisation numérique, déjà utilisée dans le chapitre II (section II.1), confronte les données de géochimie des eaux (section IV.1), de géologie structurale et de topographie (chapitres II et III), avec les lois physiques régissant les transferts de fluides et de chaleur dans la croûte. Ce chapitre permet ainsi de discuter des processus profonds, de la distribution des fluides hydrothermaux dans la croûte, et permet d'identifier les facteurs de contrôle principaux du système hydrothermal parmi ceux décrits dans le chapitre II.

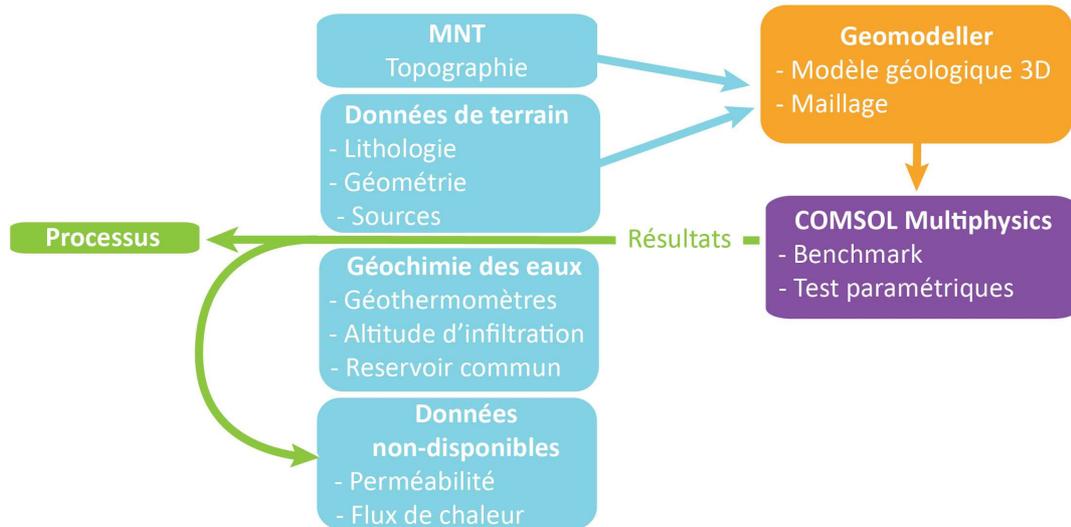


FIGURE 32: Démarche adoptée dans ce chapitre : l’apport des données de terrain et d’un MNT permettent de construire un modèle 3D sous Geomodeller™, d’en exporter le maillage, et de l’utiliser dans COMSOL Multiphysics™ afin de produire une simulation réaliste des écoulements associés à de la thermicité. Les résultats, confrontés aux observations de terrain et à la géochimie des eaux, permettent d’appréhender les processus à l’origine de l’acquisition de température des eaux hydrothermales. L’étude paramétrique sous COMSOL Multiphysics™ permet d’approcher les valeurs de perméabilités et de flux de chaleur, indisponibles dans cette zone.

IV.1 Géochimie des eaux

IV.1.1 Introduction

L’apport de la géochimie à la connaissance du système hydrothermal de la Têt a été montré par la thèse de Krimissa [1995] dont les données sont les plus complètes du fait du grand nombre de sources échantillonnées et de la diversité des méthodes appliquées. Des données issues d’études du BRGM (Courtois et al. [2004] pour le canton d’Olette et Ladouche et al. [2014] pour Dorres-Les Escaldes) ainsi que des données non-publiées récoltées par Fouillac [1976] sont également utilisées dans cette thèse. La synthèse des résultats hydrochimiques est présentée dans la section I.4.3.

Néanmoins, ces études proposent rarement de géolocalisation précise des sources échantillonnées. Les échantillons sont référencés selon des noms de sources, lesquels peuvent être attribués arbitrairement à différents greffons selon les auteurs ou utilisateurs (centre thermo-médicaux et thermo-ludiques). Si cette imprécision n’a pas d’implication forte dans le cas d’une étude globale, elle ne permet pas, par exemple, une étude à l’échelle locale de la variation des températures pouvant être associée à la complexité des conduits ou à des pollutions par des eaux superficielles.

De plus, les sources de Llo et de Prats-Balaguer n'ont jamais été échantillonnées. La campagne d'échantillonnage réalisée dans la cadre de cette thèse a permis l'acquisition de données inédites sur ces sources.

Enfin, cette campagne d'échantillonnage est l'occasion de mesurer la composition isotopique du lithium ($\delta^7\text{Li}$) des eaux, potentiel traceur des transferts de fluide. L'intérêt de ce rapport isotopique pour l'étude des systèmes hydro-géothermaux est développé au BRGM depuis une dizaine d'années [Millot and Négrel, 2007; Millot et al., 2007, 2012]. Ainsi, cette étude géochimique a été réalisée en étroite collaboration avec Romain Millot (analyses et interprétation) et Bernard Ladouche (interprétation) du BRGM.

IV.1.2 Méthodes

IV.1.2.1 Hydrogéochimie

Les signatures en anions et cations des eaux hydrothermales sont caractéristiques des roches avec lesquelles elles ont interagi. La comparaison des signatures peut ainsi renseigner sur la similarité des réservoirs des eaux issues de sources différentes.

IV.1.2.2 Les isotopes stables de l'eau

La géochimie isotopique repose sur le principe de fractionnement - hérité ou induit par des processus physico-chimiques - des atomes en élément lourds ou légers. Les atomes d'oxygène et d'hydrogène constituant les molécules d'eau subissent ce fractionnement lors de changements de phase (évaporation, condensation) (Figure 33). Les rapports isotopiques de l'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont évalués par comparaison du rapport $R_{\text{échantillon}}$ (isotope lourd / isotope léger) au standard de la composition moyenne de l'eau de mer (SMOW, Standard Mean Ocean Water = 0‰) :

$$\delta = 1000. \frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{standard}}} \quad (\text{IV.1})$$

Lors des processus d'évaporation, la vapeur s'appauvrit en isotopes lourds par rapport au liquide. A l'inverse, lors de la condensation, la phase liquide est enrichie en isotope lourd par rapport à la phase vapeur. Les rapports isotopiques de l'eau sont donc fonction de la température, et *a fortiori* d'un climat et d'une altitude caractéristique (Figure 33) du fractionnement (évaporation ou condensation) :

- **Le climat** : Les relations entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont basées sur des droites climatiques de références mondiales ou régionales. Elles permettent notamment

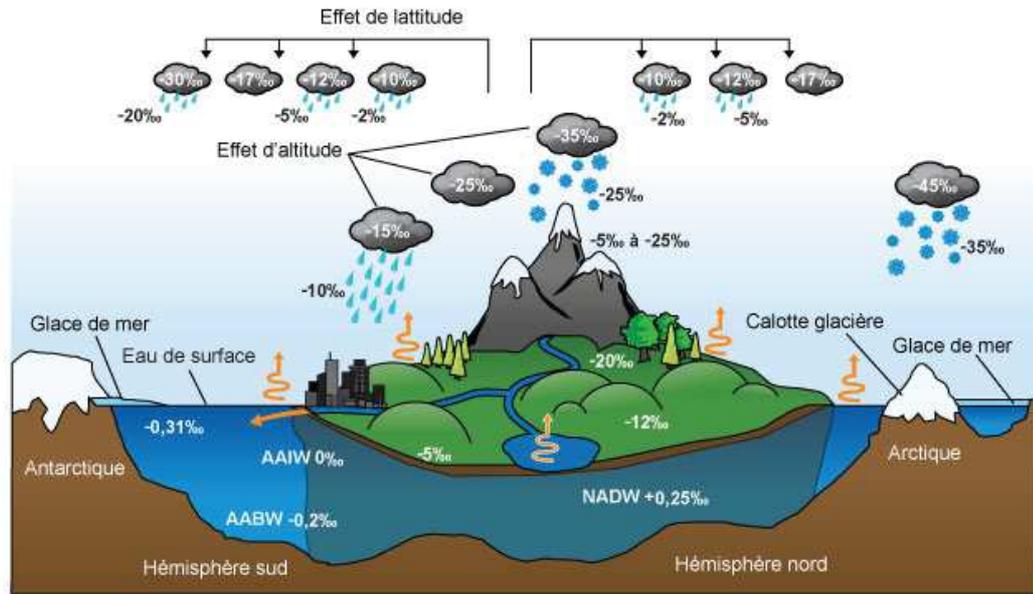


FIGURE 33: Evolution de la composition isotopique de l'eau en fonction du cycle de l'eau, c.-à-d. des processus d'évaporation et de condensation, de l'altitude et de la latitude (figure issue du cours " La géochimie : Un outil pour l'étude de l'environnement" de l'UVED www.cima.ualg.pt/piloto/UVED_Geochimie/UVED/site/html/1/1-3/1-3-3/1-3-3-5.html)

de déterminer l'origine météorique, marine, ou mantellique des eaux dont les signatures évoluent différemment à partir de la composition de l'eau à l'origine. Ces droites de référence sont habituellement obtenues à partir des rapports des précipitations pour les eaux météoriques, et sont donc spécifiques à une région. La droite régionale correspondant à la zone d'étude n'a pu être déterminée par Krimissa [1995] qu'à partir de données d'eaux superficielles non publiées [Fouillac, 1976] dans l'Est des Pyrénées, et correspond à :

$$\delta^2H = 7,7 \cdot \delta^{18}O + 9,9 \quad (\text{IV.2})$$

- **L'altitude** : Les proportions en isotopes stables de l'eau reflètent une certaine température, fonction de l'altitude, au moment de la condensation, c.-à-d. des précipitations pluvieuses qu'on estime correspondre à l'altitude de recharge. Un appauvrissement en isotopes est caractéristique d'une augmentation de l'altitude de condensation/précipitation/recharge. De même que pour le climat, il serait nécessaire d'établir une droite régionale de variation des rapports en isotopes stables de l'eau en fonction de l'altitude.

Le biais possible de cette méthode dans le cas de l'analyse d'eaux hydrothermales relativement anciennes (de l'ordre de la dizaine de milliers d'années, [Kri-

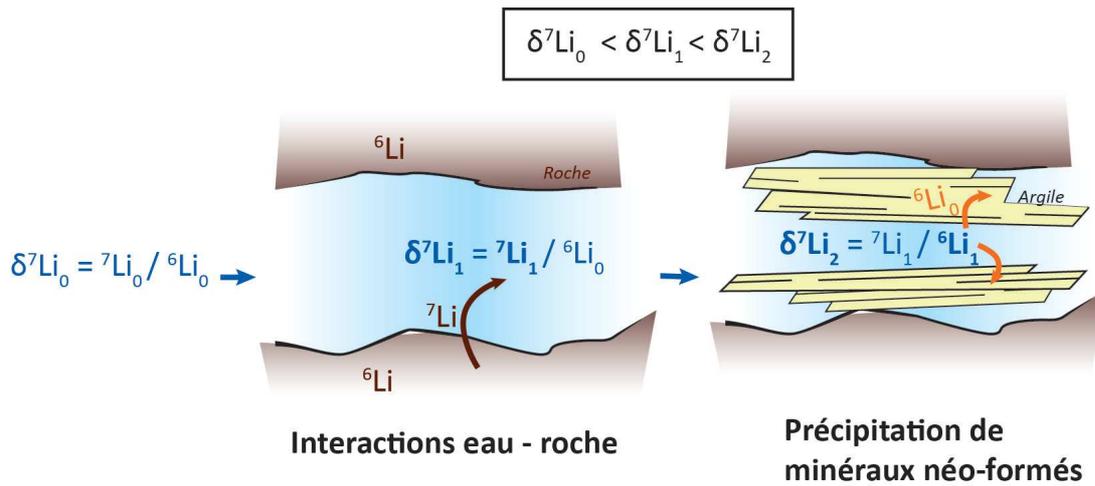


FIGURE 34: Evolution du rapport $\delta^7\text{Li}$ de l'eau depuis son état initial $\delta^7\text{Li}_0$ en fonction des concentrations en ^7Li et ^6Li durant les interactions eau-roches et lors de la précipitation de minéraux néoformés (réalisé d'après les explications de ?)

missa, 1995]) vient de la méconnaissance du paléo-climat. En l'occurrence, dans les Pyrénées, il pourrait s'agir de la dernière glaciation, mais elle se termine avant l'infiltration des eaux actuelles (maximum 11 000 ans). Krimissa [1995] minimise ainsi l'effet du paléo-climat sur les altitudes de recharge calculées.

Au biais paléo-climatique s'ajoute un biais de paléo-relief. Or, les taux de dénudation estimés dans la région sont estimés entre 150 et 200 m/Ma [Vergés et al., 1995; Sinclair et al., 2005; Fillon and van der Beek, 2012; Genti et al., 2015], ce qui est négligeable à l'échelle de l'âge des eaux hydrothermales actuelles.

Puisqu'il n'existe pas de droite régionale évaluée à partir des précipitations pour les Pyrénées Orientales, Krimissa [1995] utilise la corrélation entre deux jeux de données sur les Pyrénées, pour évaluer un gradient en $\delta^{18}\text{O}$ de 0,24‰ pour 100 m, que nous utiliserons également.

IV.1.2.3 Les isotopes du Lithium

Le lithium est un élément lithophile, fortement soluble, dont les deux isotopes ^6Li et ^7Li sont présents en proportions respectives de 7,5 % et 92,5 % dans les réservoirs terrestres. Le rapport isotopique $\delta^7\text{Li}$ (‰) est un bon traceur des interactions physico-chimiques entre l'eau et la roche [Tomascak, 2004]. Lors de ces interactions, le fluide s'enrichit en ^7Li alors que le ^6Li reste préférentiellement dans la roches, conduisant à des valeurs de $\delta^7\text{Li}$ plus élevées dans le fluide que dans la roche avec laquelle il interagit [Huh et al., 1998] (Figure 34). L'étude multi-isotopique de plusieurs eaux thermo-minérales en France par Millot and Négrel [2007] montre que le rapport isotopique du Lithium $\delta^7\text{Li}$ (‰) est inversement

corrélée à la température T (°C), selon la relation :

$$\delta^7 Li = -0.043T + 11.9 \quad (\text{IV.3})$$

Le fractionnement isotopique entre la roche et le fluide, issu de l'équilibre entre la dissolution de minéraux primaires et la formation de minéraux secondaires, a également été déterminée expérimentalement [Millot et al., 2010] :

$$\Delta_{\text{solution-solide}} = \frac{7847}{T} - 8.093 \quad (\text{IV.4})$$

Les mesures sont effectuées à l'aide d'un spectromètre de masse MC-ICP-MS. L'échantillon est préalablement purifié par chromatographie ionique sur résine échangeuse pour ne conserver que l'élément à analyser, en fonction de son coefficient de partage. Le spectromètre de masse MC-ICPMS produit un faisceau d'ions sous vide à partir d'un échantillon (Figure 35a). Suite à la combinaison des champs électromagnétiques, électriques et magnétiques, ces ions sont séparés selon leur masse, ce qui permet d'obtenir leur abondance relative [?]. Le biais de masse instrumental est corrigé par la méthode du *standard-bracketing* (Figure 35b), qui consiste à normaliser chaque mesure isotopique par rapport à un standard et à corriger à partir du "blanc". L'erreur liée au biais analytique total ne dépasse pas $\pm 0.5\%$.

IV.1.2.4 Les géothermomètres

L'utilisation des géothermomètres chimiques repose sur le principe d'équilibre en profondeur, à une certaine température, entre les phases minérales et les phases fluides [White, 1965; Fournier, 1974]. La multiplication des géothermomètres est justifiée par la complexité des réactions chimiques qui se produisent lors du transfert des fluides en profondeur. Chaque géothermomètre présentant à la fois des avantages et des inconvénients, le couplage de plusieurs d'entre eux est recommandé.

Le géothermomètre à silice [Fournier, 1977], est basé sur l'équilibre chimique de la silice, entre 0 et 250°C. La solubilité du quartz au-delà de 80°C est susceptible d'induire des réactions de ré-équilibrations, justifiant une utilisation prudente de ce géothermomètre. La pollution des eaux thermominérales échantillonnées par des eaux de sub-surface est également susceptible de modifier les températures calculées. Il est néanmoins estimé comme efficace pour de fortes vitesses des transferts de fluides [Wanner et al., 2014]. Les équations utilisées dans cette étude sont :

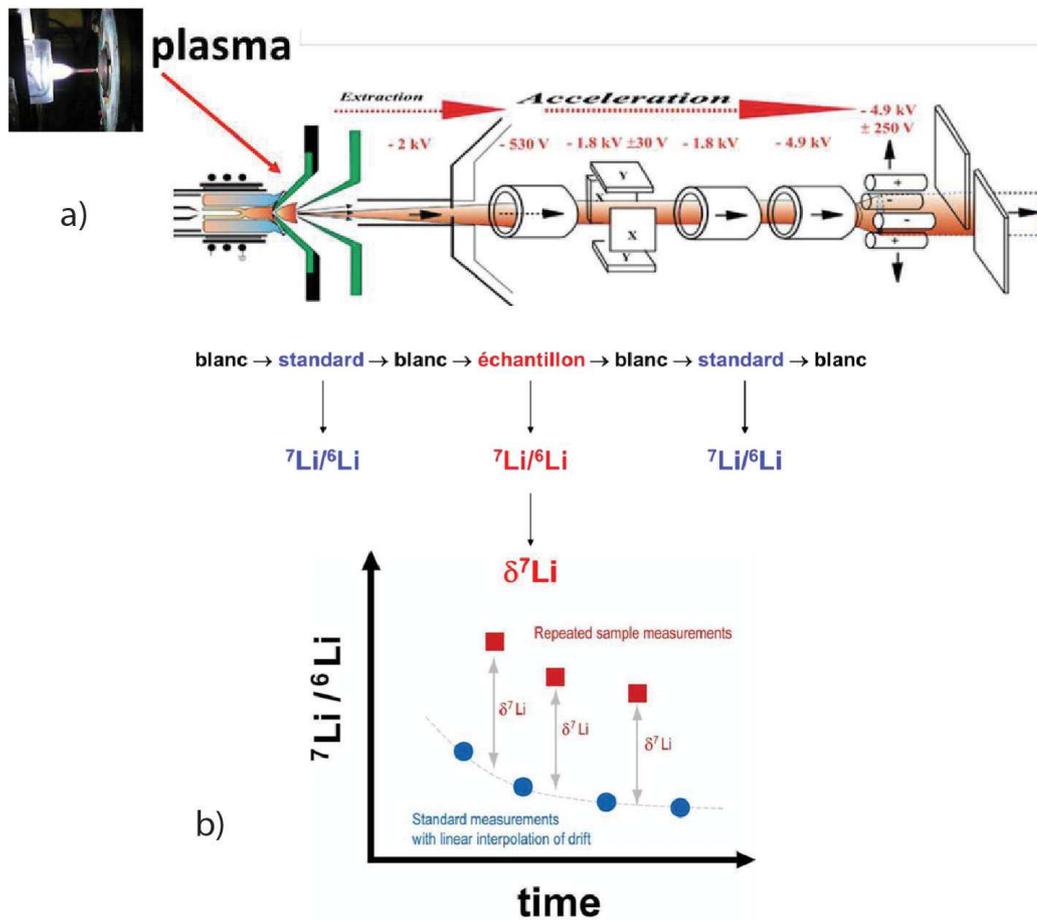


FIGURE 35: Fonctionnement d'un spectroscope de masse MC-ICPMS (modèle Neptune, d'après ?) A) Le lithium est d'abord ionisé dans le plasma, les ions sont ensuite extraits par une différence de potentiel, puis ce faisceau est accéléré et focalisé. B) Principe du *standard-bracketing* et de la correction des blancs, évolution au cours du temps du rapport isotopique du standard, de l'échantillon, et principe d'interpolation pour le calcul du δ .

1. *Géothermomètre à quartz, sans perte de vapeur* (0-250°C, Fournier [1977])

$$T^{\circ}C = \frac{1309}{5.19 - \log SiO_2} - 273.15 \quad (IV.5)$$

2. *Géothermomètre à quartz, avec perte de vapeur* (0-250°C, Fournier [1977])

$$T^{\circ}C = \frac{1522}{5.75 - \log SiO_2} - 273.15 \quad (IV.6)$$

3. *Calcédoine* (0-250°C, Fournier [1977])

$$T^{\circ}C = \frac{1032}{4.69 - \log SiO_2} - 273.15 \quad (IV.7)$$

Le géothermomètre Na-K [White, 1965; Ellis, 1970] est basé sur l'équilibre en profondeur entre les plagioclases et les feldspaths potassiques pour des températures supérieures à 170°C. S'il est moins sensible aux réactions de rééquilibration que le géothermomètre à silice [Fouillac and Michard, 1981], et à la précipitation de minéraux lors du refroidissement [Wanner et al., 2014], il reste sensible à la dilution par des eaux superficielles, et peut également être modifié par des échanges avec des minéraux argileux [Weissberg and Wilson, 1977]. Il est considéré comme peu fiable pour des eaux dont les températures sont faibles, en dessous de 100°C. L'équation utilisée dans cette étude est issue d'une étude statistique d'eaux ayant circulé dans des granites [Michard, 1990] :

$$T^{\circ}C = \frac{1090}{1.35 - \log(Na/K)} - 273.15 \quad (IV.8)$$

Le géothermomètre Na-K-Ca [Fournier and Truesdell, 1973] est basé sur l'équilibre entre les feldspaths alcalins et les minéraux calciques. Applicable pour des températures de 0 à 350°C, il est utilisé pour pallier aux incohérences à basse température du géothermomètre Na-K. De nombreux facteurs, essentiellement liés à l'intensité des interactions eaux/roches, sont susceptibles de produire des sous-estimations de températures d'équilibration. Pour cette raison, nous ne le considérerons pas.

Le géothermomètre Na/Li [Fouillac and Michard, 1981] est basé sur la relation entre la température d'équilibration en profondeur et le rapport entre ces deux éléments. Le rapport Na/Li est constant dans les eaux superficielles, aussi ce géothermomètre présente l'avantage de ne pas être modifié par les dilutions possibles entre les eaux hydrothermales et superficielles.

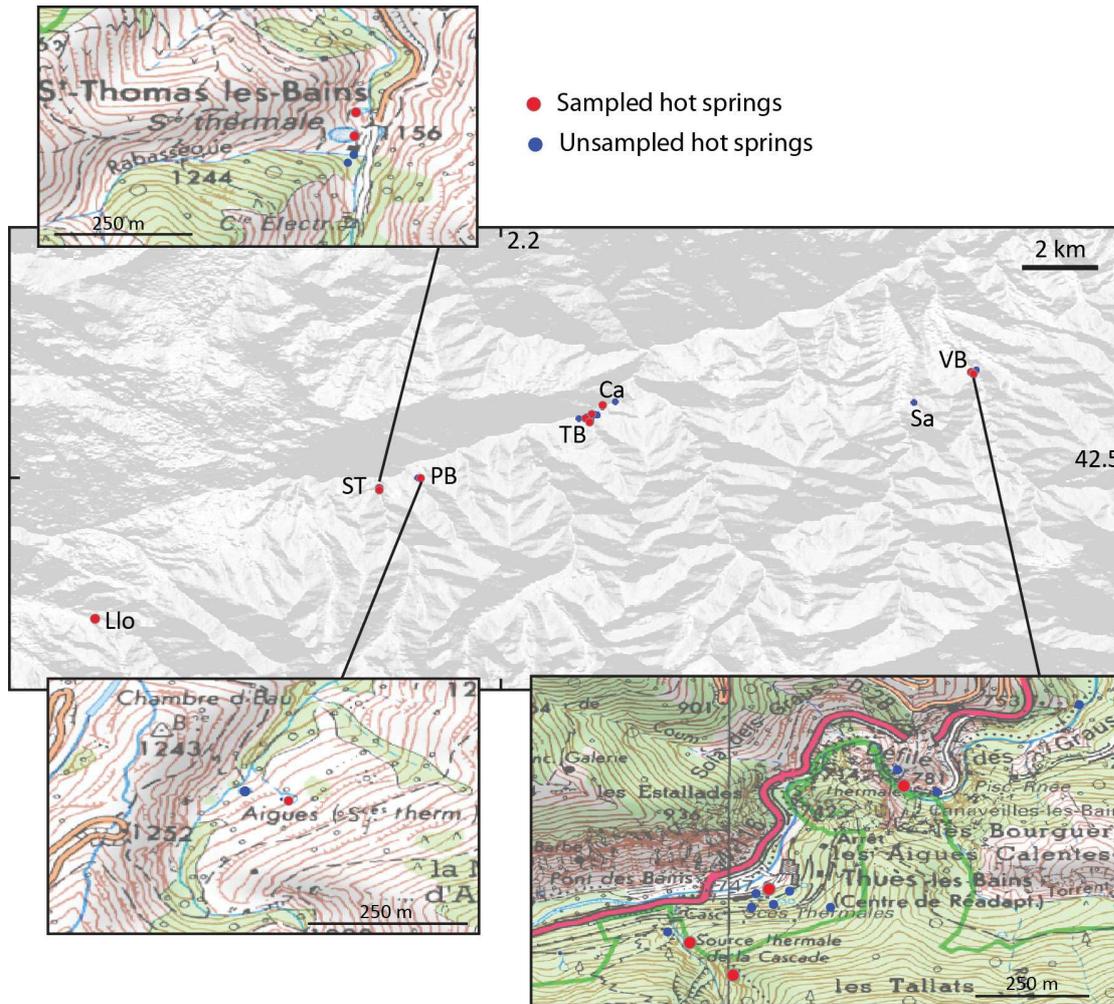


FIGURE 36: Localisation des échantillons récollés lors de la campagne pour la géochimie des eaux. En rouge : les sources échantillonnées, en bleu : les autres sources non-échantillonnées. ST : Saint-Thomas-les-bains, PB : Prats-Balaguer, TB : Thues-les-bains, Ca : Canaveilles, Sa : Sahorre, VB : Vernet-les-bains. Zoom sur les clusters de sources de Saint-Thomas-les-bains, Prats-Balaguer et Thues-les-bains/Canaveilles.

De plus, il est insensible aux rééquilibrations qui peuvent se produire lors des processus de transfert depuis la zone d'acquisition de la température et la surface. Il est donc estimé comme fiable. L'équation utilisée dans cette étude [Fouillac and Michard, 1981] est :

$$T^{\circ}C = \frac{1000}{0.38 - \log(Na/Li)} - 273.15 \quad (IV.9)$$

IV.1.2.5 Campagne d'échantillonnage

J'ai réalisé la campagne d'échantillonnage du 20 au 21 juillet 2016. Les dix échantillons proviennent des sources chaudes de la vallée de la Têt (Figure 36). Le

choix des sources à échantillonner est fait selon les critères suivants :

- Au moins un échantillon par cluster de sources, afin d'obtenir une distribution homogène,
- Si possible, un échantillon de la source la plus froide du cluster et un de la plus chaude, afin d'identifier les phénomènes de mélange avec des eaux superficielles. Dans le cas du cluster de Thues-les-bains, une source de température intermédiaire (Cascade Amont), à proximité de la source la plus chaude (Cascade Bas) a également été sélectionnée pour tenter de mettre en évidence d'éventuels conduits secondaires.
- Privilégier les résurgences naturelles, dans la mesure du possible (éviter les eaux de pompage et de forages dont les apports et les échanges avec la tuyauterie ne sont pas contrôlés).

Des mesures systématiques des caractéristiques physico-chimiques des sources échantillonnées (température, conductivité, pH et oxygène dissout) et des sources environnantes, ainsi que la géolocalisation GPS précise des échantillons (Table 2 et Figure 36), sont effectuées. Quand la configuration de la source le permet, une mesure du débit à l'aide d'un (peu précise) est également réalisée. L'étalonnage des appareils de mesure (conductimètre et pHmètre) est effectué avant chaque nouvelle mesure.

Un strict protocole de prélèvement est respecté. Pour la mesure des isotopes stables de l'eau, les contenants sont rincés plusieurs fois avec l'eau à prélever. Pour la mesure des cations, des anions, et des isotopes du Lithium, l'eau est en plus filtrée. Les contenants sont rincés plusieurs fois avec l'eau filtrée. Pour la mesure des cations, 7 à 8 gouttes d'acide sont finalement ajoutées à l'échantillon.

IV.1.3 Résultats

IV.1.3.1 Caractéristiques physico-chimiques : identification des mélanges

La composition en anions et cations des eaux échantillonnées (Table 3) est globalement homogène. Seule la source Saint-Louis (secteur Thues-les-bains) présente des anomalies notables en pH et quantité d'O₂ dissout (Table 2) ainsi qu'en ions Ca, Mg, NH₄, CO₃, HCO₃ et NO₃ (Table 3), attestant d'une contamination par des eaux superficielles. Son émergence se fait par le biais d'un robinet sortant d'une plaque en béton en amont du centre thermal, et les conditions de captages ne sont pas déterminées. Les autres sources ne présentant pas de telles anomalies, les écarts de température observés entre certaines sources parfois très proches (Cascade bas

TABLE 2: Localisation et caractéristiques physico-chimiques des sources hydrothermales de la Têt (voir Figure 36). En gras, les anomalies de la source Saint-Louis.

Cluster	Source	Lat	Lon	Cond μS/cm	T °C	pH	O ₂	Q m ³ /h
Llo	Llo	42.45113	2.06108	342	29.1	9.4	0.38	4.68
St-Thomas-les-bains	Grande Source	42.50024	2.16746	306	55.3	9.15		
	Baraquette 1	42.50079	2.16746	303	46.8	9.32	0.58	
Prats-Balaguer	Aigues 1-1	42.50425	2.18247	317	60	9.16		1.66
Thues-les-bains	Saint-Louis	42.52875	2.24807	289	35	8.37	6.12	0.0529
	Cascade Amont	42.52631	2.24200	317	58	9.03		0.684
	Cascade Bas	42.52726	2.24521	323	72.5			0.1584
Canaveilles	Gr. Amont - Rivière	42.53142	2.25015	324	60.1	9.13		0.1548
Vernet-les-bains	Du Parc	42.54451	2.38911	299	54.8	9.13	2.07	
	Vaporium	42.54361	2.54029	289	36.1	9.23	1.82	

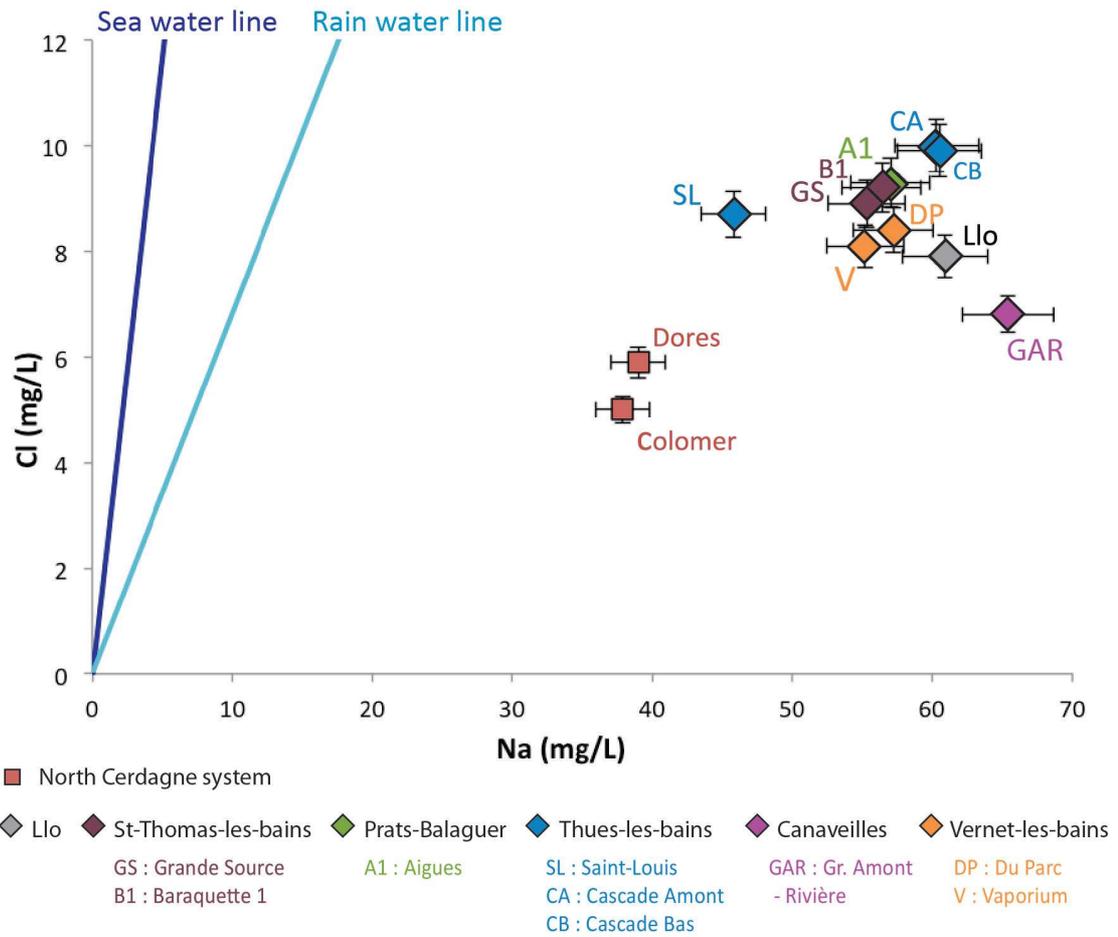


FIGURE 37: Composition en ion Chlorure en fonction de la composition en ion Sodium des sources hydrothermales de la Têt. Les données des sources Colomer et Dores (Système Hydrothermal au Nord de la Cerdagne) sont indiqués pour la comparaison [Ladouche et al., 2014]. Les droites de dilution de l'eau de mer (Sea Water line) et des pluies en France (Rain Water line, d'après Négrel et al. [2007]) sont indiquées en bleu.

et Amont à Thues-les-bains, Vaporium et Du Parc à Vernet-les-bains) ne peuvent s'expliquer par des mélanges.

IV.1.3.2 Interactions eau-roche.

Les eaux thermales sont largement enrichies en ion Sodium et appauvries en ion Chlorure par rapport à l'eau de mer et aux eaux de pluies (Figure 37). Les concentrations des eaux hydrothermales de la Têt sont globalement homogènes. Comme discuté précédemment, la concentration la plus faible en ion Sodium de Saint-Louis, se rapprochant de la composition des eaux de pluie par rapport aux autres sources de Thues-les-bains, traduit un mélange avec des eaux superficielles. En dehors de cette source, les concentrations des sources au sein d'un même cluster sont identiques (c.-à-d. comprises dans les barres d'erreur). La source du Gr.

TABLE 3: Composition hydrochimique en anions et cations des eaux hydrothermales de la Têt. ST : Saint-Thomas-les-bains, PB : Prats-Balaguer, TB : Thues-les-bains, VB : Vernet-les-bains, Ca : Canaveilles. En gras les anomalies de la source Saint-Louis.

Cluster		Llo	ST		PB	TB			VB		Ca.
			Gd Source	Bar.1		Aig.1	St-Louis	Casc. Amont	Casc. Bas	Du Parc	
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	µg l ⁻¹	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al	µg l ⁻¹	6.53	23.5	18.2	24.3	6.15	39.5	60.2	21.3	14.1	31.4
As	µg l ⁻¹	0.07	6.41	5.77	6.6	5.83	3.42	3.67	0.34	1.66	5.78
B	µg l ⁻¹	96.3	109	107	124	221	272	293	301	305	157
Ba	µg l ⁻¹	21.4	12.6	22.3	86.6	6.05	40.2	109	67.5	153	143
Be	µg l ⁻¹	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cd	µg l ⁻¹	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr	µg l ⁻¹	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Cu	µg l ⁻¹	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Fe	µg l ⁻¹	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Li	µg l ⁻¹	95.3	78	80.1	81.3	71.1	87.7	87.7	69.5	75	93.9
Mn	µg l ⁻¹	0.15	0.11	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	µg l ⁻¹	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Pb	µg l ⁻¹	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.2	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
SiO ₂	µg l ⁻¹	55.6	75.3	72.3	79.1	71.8	92.2	92.7	72.7	70.2	91.2
Sr	µg l ⁻¹	67	21.9	25.8	20.5	57.8	29.8	28.8	43	75.9	31.9
Zn	µg l ⁻¹	0.87	1.91	1.32	3.53	3.19	1.5	2.65	1.51	2.98	2.86

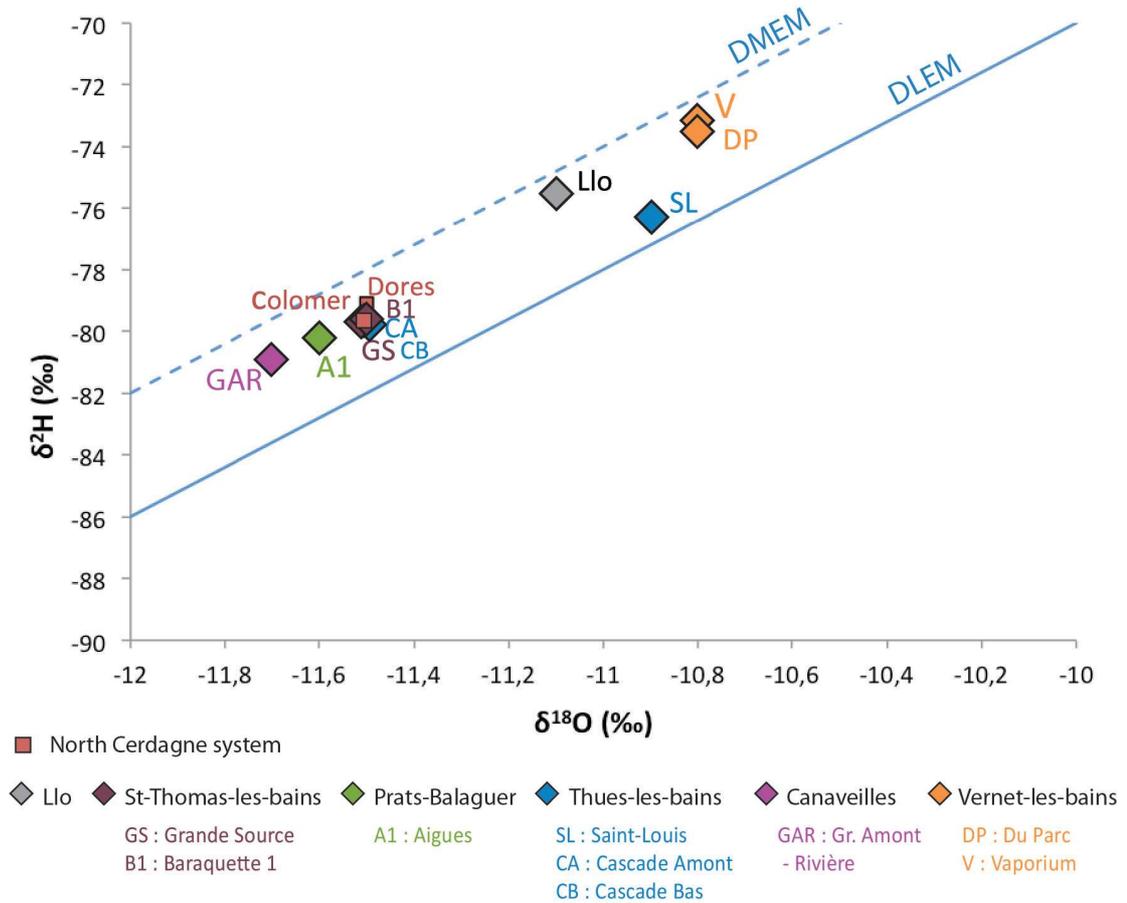


FIGURE 38: Rapports des isotopes stables de l'eau $\delta^2\text{H}$ en fonction $\delta^{18}\text{O}$ des eaux hydrothermales de la Têt. Les données des sources Colomer et Dorres (Système Hydrothermal au Nord de la Cerdagne) sont indiqués pour la comparaison [Ladouche et al., 2014]. DMEM : Droite des pluies mondiales (d'après Craig [1961]). DLEM : droite des eaux météoriques régionales (d'après Krimissa [1995] et données de Fouillac [1976]).

Amont-Rivière se démarque légèrement des autres par un enrichissement en ions Sodium et un appauvrissement en ions Chlorure. Les sources de Dorres et de Colomer, appartenant à un système hydrothermal situé au Nord de la Cerdagne, sont appauvries par rapport aux sources de la Têt.

IV.1.3.3 Origine des eaux et altitudes de recharge

TABLE 4: Altitudes de recharge des eaux hydrothermales, calculées à partir de l'isotope stable de l'eau $\delta^{18}\text{O}$, pour cette étude et celle de Krimissa [1995], d'après l'équation IV.10. L'erreur est de ± 300 m.

Cluster	Source	Altitude de recharge cette étude (m)	Altitude de recharge Krimissa [1995] (m)
Llo	Llo	1967	-
Saint-Thomas-les-bains	Grande Source	2134	2100
	Baraquette 1	2134	2100
Prats-Balaguer	Aigues-1	2134	-
Thues-les-bains	Saint-Louis	1883	-
	Cascade Amont	2134	2000
	Cascade Bas	2134	2000
Canaveilles	Gr. Amont - Rivière	2217	
Vernet-les-bains	Du Parc	1840	1850
	Vaporium	1841	1850

La comparaison des rapports isotopiques des eaux hydrothermales échantillonnées (Figure 38) avec les droites de pluies mondiales et régionales montre qu'elles ont toutes pour origine des eaux météoriques, sans contamination par des eaux superficielles ou mantelliques. On distingue deux groupes :

1. Thues-les-bains (excepté Saint-Louis), Saint-Thomas-les-bains/Prats-Balaguer, et Nyer (Gr. Amont-Rivière). Les valeurs de Colomer et Dores sont comparables.
2. Vernet-les-bains.

Llo est intermédiaire entre ces deux pôles. Les altitudes moyennes de recharge de ces deux poles sont différentes. Des signatures appauvries traduisent des altitudes de recharge plus hautes. En utilisant le gradient altitudinal en $\delta^{18}\text{O}$ établi par Krimissa [1995] à partir des données de Fouillac [1976] de $0,24$ ‰ par 100 m, soit la relation :

$$\delta^{18}\text{O} = -6,40 - 2,39 \cdot 10^{-3} Alt \quad (\text{IV.10})$$

où Alt (m) : altitude de recharge, on obtient les altitudes de recharge moyennes des sources hydrothermales échantillonnées lors de cette étude (Table. 4).

Les altitudes obtenues dans cette étude et celles obtenues par Krimissa [1995] sont identiques (Table 4). En considérant la marge d'erreur, l'altitude de recharge

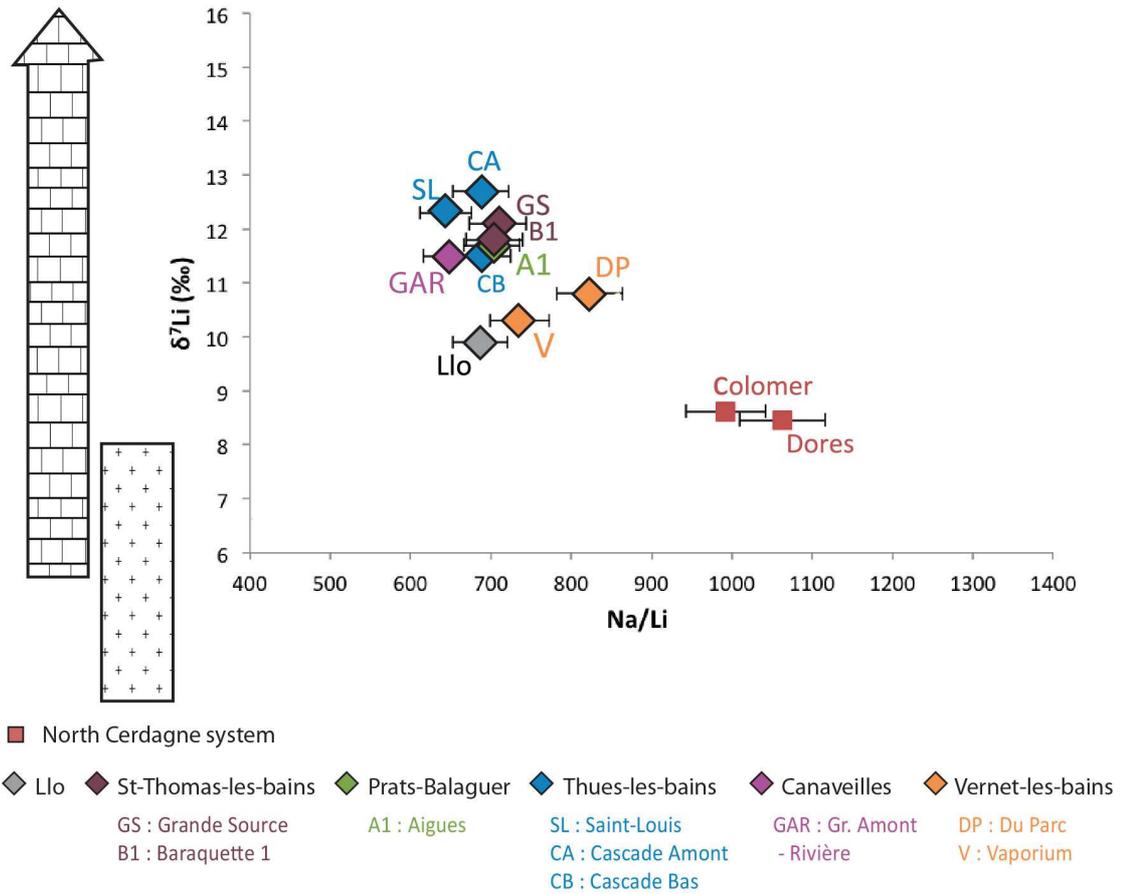


FIGURE 39: Rapport isotopique du Lithium en fonction du rapport Na/Li pour les eaux hydrothermales de la Têt. Les données des sources Colomer et Dores (Système Hydrothermal au Nord de la Cerdagne) sont indiqués pour la comparaison [Ladouche et al., 2014]. A droite, les signatures isotopiques du Lithium du socle et des carbonates.

de toutes les sources se situe aux alentours de 2100 m. Néanmoins, comme prédit par la Figure 38, l'altitude de recharge de Vernet-les-bains est plus basse (1840 m) et celle de Llo intermédiaire (1960 m).

IV.1.3.4 Isotopes du Lithium

Le rapport Na/Li est similaire pour toutes les sources de la vallée de la Têt, et plus faible que celui des sources du système hydrothermal Nord Cerdan (Colomer-Dorres).

Les signatures isotopiques sont très homogènes pour les sources de Thues-les-bains, Saint-Thomas-les-bains, Prats-Balaguer et du Gr. Amont - Rivière (Figure 39). Seules les sources de Vernet-les-bains et Llo présentent un léger appauvrissement isotopique par rapport aux autres sources de la vallée de la Têt mais restent très enrichies par rapport aux sources du système hydrothermal Nord Cerdan

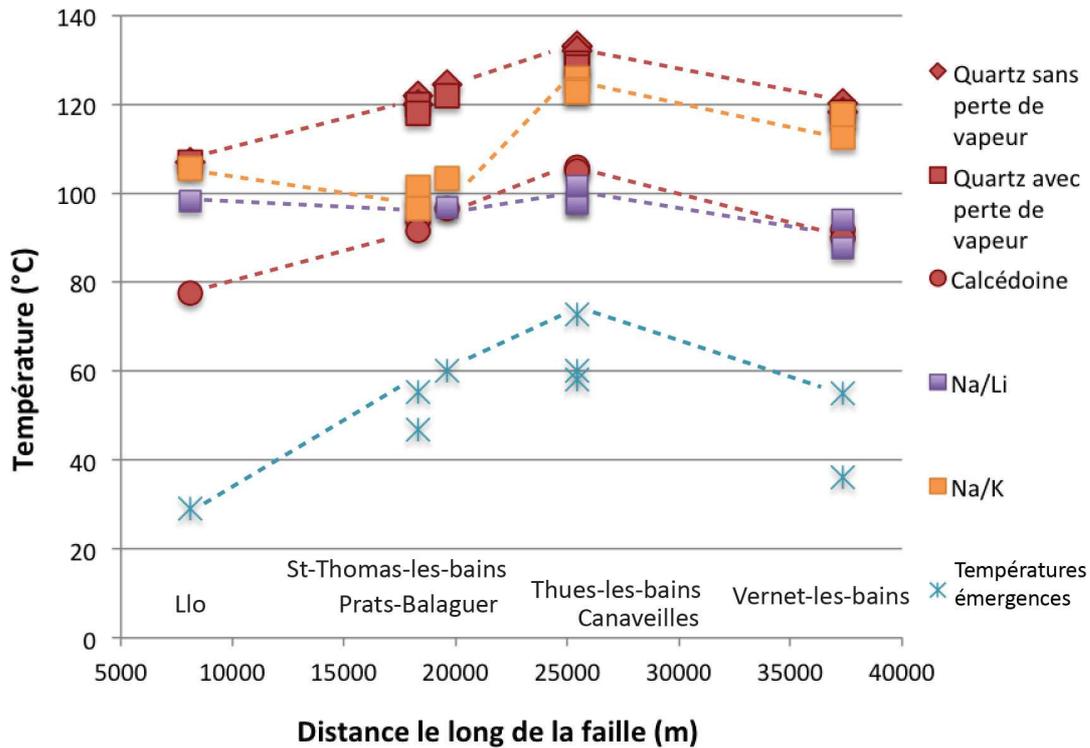


FIGURE 40: Températures maximales atteintes par les fluides hydrothermaux de la Têt à partir des géothermomètres à Silice [Fournier, 1977], Na/Li [Fouillac and Michard, 1981] et Na/K [Michard, 1990] en fonction de la distance le long de la faille. Les températures d'émergence sont également indiquées. Les lignes pointillées relient les températures maximales de chaque ensemble de données.

(Colomer-Dorres). La signature isotopique de ces dernières correspond à la signature isotopique d'un socle cristallin [Tomascak, 2004; Millot et al., 2010], ce qui est cohérent avec le type de roches dans lesquelles elles sont transférées et avec lesquelles elles ont interagité [Ladouche et al., 2014]. Or, la signature isotopique des sources de la Têt correspond plutôt à celle, plus enrichie isotopiquement, des carbonates [Hoefs and Sywall, 1997; Vigier et al., 2007].

IV.1.3.5 Géothermomètres

Tous les géothermomètres indiquent une température maximale pour les clusters de Thues-les-bains/Canaveilles (Figure 40), ce qui également le cas des températures des sources en surface (voir section II.1).

Les températures maximales obtenues pour les géothermomètres à Quartz avec et sans perte de vapeur sont identiques. Du fait des équations utilisées (Section IV.1.2.4), les géothermomètres à Quartz sont 30°C supérieurs aux géothermomètres à Calcédoine. Le profil des températures maximales atteintes par les

fluides le long de la faille, pour les géothermomètres à Silice, est pyramidal, avec les plus basses températures à Llo (79 - 108°C), des températures intermédiaires pour Saint-Thomas-les-bains et Vernet-les-bains (85 - 120 °C), et des températures maximales à Thues-les-bains (105 - 135 °C). La forme de ce profil correspond à la distribution des températures maximales, ou même moyennes, aux émergences.

Les géothermomètres Na/Li et Na/K ne suivent pas la forme des températures aux émergences en surface :

Les rapports Na/Li étant semblables pour toutes les sources (Figure 39), le géothermomètre à Na/Li d'après Fouillac and Michard [1981] indique donc des températures semblables ($\approx 100^\circ\text{C}$) le long de la faille de la Têt pour toutes les sources.

Le géothermomètre Na/K [Michard, 1990] indique les températures les plus basses pour les clusters de Saint-Thomas-les-bains et Prats-Balaguer ($\approx 100^\circ\text{C}$). Les températures sont intermédiaires à Llo et Vernet-les-bains (110-120°C) et maximales à Thues-les-bains/Canaveilles (120-130°C)

IV.1.4 Discussion sur la géochimie des eaux

Une discussion intégrant à la fois les aspects de géochimie des eaux et de modélisation numérique suivra (section IV.3).

IV.1.4.1 Origine et transfert des fluides hydrothermaux de la Têt.

L'altitude de recharge la plus haute, calculée à partir des $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ et de l'Equation 4, est de 2217 m pour la source Groupe Amont-Rivière (GAR). L'altitude la plus basse est de 1840 m pour la source Du parc à Vernet-les-bains. La différence entre ces valeurs extrêmes est faible et se situe dans la marge d'erreur de 300 m. Néanmoins, les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de Vernet-les-bains et de Llo sont clairement dissociées de celles des autres sources (Figure 38). Cette différence d'altitude pourrait donc signifier une différence de zone de recharge pour ces deux sources.

La signature isotopique en $\delta^7\text{Li}$ (Figure 39) des sources de la Têt, bien qu'homogène, est anormalement associée à celle des carbonates. D'après Krimissa [1995], la signature en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}_{total}$ ainsi que la faible minéralisation des eaux hydrothermales de la Têt indiquent qu'elles ont interagi avec des roches cristallines et non avec des carbonates. Il doit donc exister un processus conduisant à un enrichissement du rapport isotopique du Lithium des fluides hydrothermaux de la Têt. Ce processus semble ne pas affecter les sources du système hydrothermal

Nord Cerdan (Colomer-Dores). Il semble également un peu moins important pour les sources de Vernet-les-bains et Llo.

Les processus affectant le rapport isotopique du Lithium doivent être liés au fractionnement isotopique durant les interactions eau-roche (Figure 34). Ainsi, deux principales hypothèses peuvent être formulées :

1. Le ${}^6\text{Li}$ demeure préférentiellement dans les phases minérales tandis que le ${}^7\text{Li}$ demeure préférentiellement dans le fluide. Ainsi, une augmentation du rapport $\delta^7\text{Li}$ signifie un enrichissement du fluide en ${}^7\text{Li}$ (équivalent à un appauvrissement du fluide en ${}^6\text{Li}$) et inversement, un enrichissement des phases minérales en ${}^6\text{Li}$ (équivalent à un appauvrissement des phases minérales en ${}^7\text{Li}$). La précipitation de minéraux secondaires néoformés, de type argile, peut être à l'origine d'une telle augmentation du rapport $\delta^7\text{Li}$ (Figure 34).
2. Le fractionnement isotopique étant inversement corrélé à la température [Millot et al., 2010], le refroidissement du fluide pendant sa remontée peut également être à l'origine d'une augmentation du rapport $\delta^7\text{Li}$.

Des compositions similaires en ions Sodium et Chlorure (Figure 37) et des rapport Na/Li similaires pour les sources hydrothermales de la vallée de la Têt, indiquent que les processus d'interaction entre les fluides hydrothermaux avec les roches durant leur transfert sont semblables. Cela suppose que la zone de transfert des fluides hydrothermaux en profondeur à des propriétés communes pour toutes les sources. Ces processus d'interaction, et les propriétés de la zone de transfert des fluides hydrothermaux de Têt sont en revanche bien différents de ceux du système hydrothermal Nord Cerdan (sources Colomer-Dores).

Selon les géothermomètres à Silice (Figure 40), les températures maximales aux émergences correspondent aux températures maximales estimées en profondeur. Le transport entre la zone d'acquisition de la température et la surface doit donc être assez rapide pour limiter les pertes de chaleur. Ces pertes de chaleur dépendent également de la température de la roche encaissante, qui peut déjà être anormalement réchauffée par de précédentes circulations hydrothermales.

Les différences de température observées entre plusieurs sources d'un même cluster éloignées d'une centaine de mètres (ex : Cascade Amont, Cascade Bas), ainsi que certaines températures très faibles (ex : Llo), ne peut être expliquées par un mélange avec des eaux superficielles. Cela suggère l'existence de drains spécifiques à chaque résurgence en sub-surface, dérivant d'un drain principal efficace où les températures sont maximales. Les fluides hydrothermaux perdent une partie de leur température lors de leur transfert à faible vitesse dans des drains secondaires

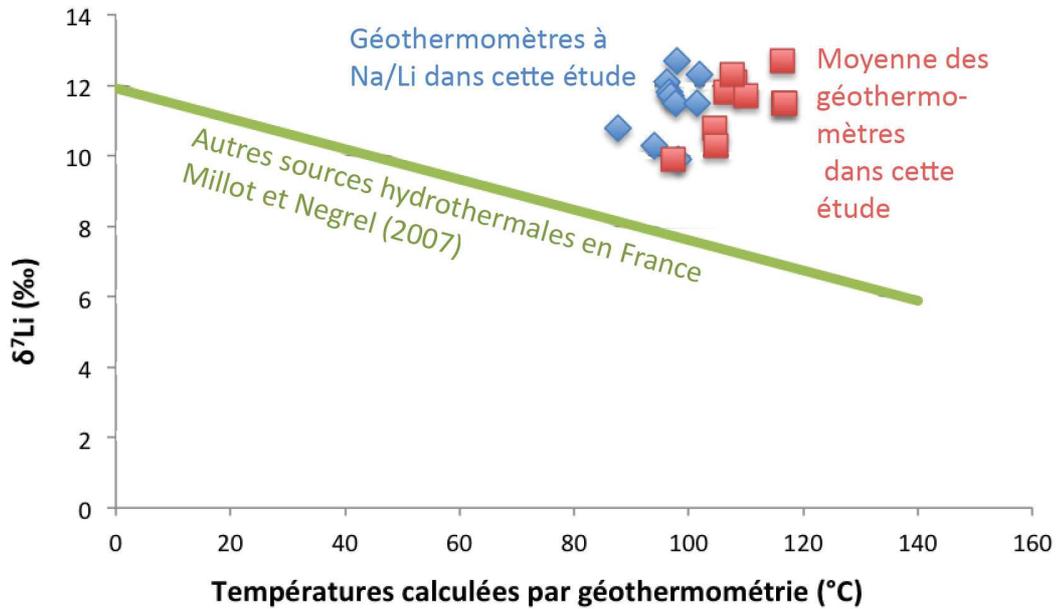


FIGURE 41: Rapport isotopique du Lithium δ^7Li des sources hydrothermales de la Têt en fonction des températures calculées par géothermomètres. Losange bleu : d'après géothermomètre Na/Li [Fouillac and Michard, 1981]. Carré rouge : moyenne des géothermomètres utilisés dans cette étude (voir Figure 40). Ligne verte : relation linéaire entre le rapport isotopique du Lithium δ^7Li et les températures de réservoir établie par Millot and Négrel [2007] pour d'autres sources hydrothermales en France ($\delta^7Li = -0,043T + 11,9$ où $T(^{\circ}C)$ température du réservoir). Cette relation n'est pas applicable aux sources de la Têt.

moins efficaces.

IV.1.4.2 Choix et fiabilité des géothermomètres

Les gammes de température obtenues pour différents géothermomètres peuvent différer de plus de $30^{\circ}C$ (Figure 40) pour une même source. De plus, les profils de température le long de la faille peuvent être différents et donner des informations contradictoires.

Les problèmes de choix des géothermomètres à appliquer selon les contextes géologiques incitent au développement de nouveaux géothermomètres, tels celui basé sur le rapport isotopique du Lithium. La relation établie par Millot and Négrel [2007] (Equation IV.3, Figure 41) à partir de l'étude de nombreux sites hydrothermaux en France prédit une diminution du rapport isotopique du Lithium avec l'augmentation de température en profondeur.

Or les températures obtenues pour les sources de la Têt à partir de plusieurs géothermomètres ne s'alignent pas sur cette droite. La tendance semble même inverse, avec une diminution simultanée du rapport isotopique du Lithium et des

températures de réservoir. De rapport isotopique du Lithium n'est donc pas applicable en l'état en tant que géothermomètre. Nous avons précédemment discuté dans la section IV.1.4.1 des processus potentiellement responsables d'un enrichissement du rapport isotopique du Lithium. Une étude plus approfondie de ces processus pourra permettre de caler un géothermomètre à isotope du Lithium.

IV.2 Modélisation numérique

IV.2.1 Introduction

Les données de géochimie apportent des informations sur les altitudes de recharge, les températures atteintes par les fluides hydrothermaux en profondeur, et confirment que la zone de transfert des fluides possède des caractéristiques communes à toutes les sources (interactions eau-roche). Néanmoins, en l'absence de données sur les gradients thermiques ou que les flux de chaleur, des questions demeurent sur la localisation, la forme, la compartimentation et la profondeur des zones d'acquisition de la chaleur et sur le type de régime thermique associé aux fluides. De plus, le chapitre III montre à la fois la complexité et la nécessité d'assigner une perméabilité à chaque compartiment ou lithologie impliquée dans les transferts de fluides, depuis les zones d'infiltration jusqu'aux résurgences, en passant par les zones de transfert et d'acquisition de la chaleur. La perméabilité dans les réservoirs de socle étant essentiellement liée au réseau de fracture, à son colmatage et aux contraintes mécaniques locales capable de l'entretenir ou de le sceller, il est difficile d'en donner des valeurs sans tests en forage du type "essai par pompage".

La modélisation numérique est un outil permettant de tester l'effet de paramètres inconnus afin d'approcher au mieux leurs valeurs par confrontation avec les données de terrain (Figure 32). A partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et des données de terrain acquises dans les chapitres II et III, nous avons reproduit un modèle structural 3D de la zone d'étude à partir du logiciel GeomodellerTM développé par le BRGM. La géométrie et le maillage extraits de ce modèle géologique 3D sont alors importés sous le logiciel COMSOL MultiphysicsTM. Des simulations couplant écoulements et transferts de chaleur permettent ainsi de tester une large gamme de perméabilité pour les failles et l'encaissant à partir d'une géométrie 3D basée sur des observations de terrain. La confrontation entre les résultats des simulations, la position des sources, les températures in-situ, la géochimie des eaux (Section IV.1) et l'étude structurale (Chapitres II et III) permet d'approcher les valeurs non-disponibles de perméabilité et de flux de chaleur (dans

des intervalles raisonnables disponibles dans la littérature) et de comprendre les processus gouvernant les circulations profondes qui leurs sont associées.

IV.2.2 Méthode

IV.2.2.1 Géométrie

La géométrie 3D et le maillage sont construits à l'aide d'un constructeur de modèle géologique 3D : l'outil Geomodeller™. Ce programme combine des données topographiques (MNT) avec des données de terrain en surface (faille, contact stratigraphique,...) et des données en profondeur (puits, géophysique) pour construire un modèle géologique 3D cohérent avec les principes de la géologie structurale (épaisseur constantes des strates, superposition, recoupement). Toutefois, les failles sont considérées comme des plans, et les unités stratigraphiques comme des volumes. La Figure 42 montre le réseau de faille de la vallée de la Têt, sous plusieurs angles de vue, ce qui permet de mieux appréhender les structures profondes dans cette zone structuralement complexe. Lorsqu'il n'est pas possible de définir les relations hiérarchiques entre les failles nous les autorisons à s'entrecouper sans aucun déplacement (ex : les failles jaunes et vertes sur la Figure 42).

La zone d'étude fait 43 km de long, 32 km de large, et 8 km de hauteur (depuis le plus haut sommet, c.-à-d. le Puigmal, 2913 m - la base se situe donc à -5000 m). Elle s'étend du bassin de Cerdagne à l'Ouest au bassin de Conflent à l'Est, incluant les massifs du Canigou, de la Carança et du Puigmal au Sud et ceux Carlit et du Capcir au Nord. La topographie est construite à partir d'un MNT de résolution 30 m (USGS). Afin de simplifier le problème, nous ne considérerons ici qu'un réseau constitué par trois failles (Figure 43a) :

1. La faille de la Têt, la plus importante de la zone, le long de laquelle les sources hydrothermales s'alignent [Taillefer et al., 2017]. Cette faille normale cassante d'orientation N060E et à pendage 66°N ne semble pas recoupée par d'autres failles. Une forme listrique lui est attribuée en profondeur dans un souci de cohérence avec son équivalent en mer [Mauffret et al., 2001].
2. La faille de Py, la seconde faille la plus importante de la zone (un probable segment de la faille de la Têt, Taillefer et al. [2017]), se connecte à la faille de la Têt à l'Est de celle de Vernet-les-bains. Sa continuité étant discutée de part et d'autres de la faille de Mantet, et afin de simplifier la géométrie, elle est fusionnée dans le modèle à une faille (identifiée comme la paléo-faille de Py, Guitard et al. [1998]). Cette faille se connecte à la faille de la Têt à l'Ouest de la source de Llo. Cette faille normale cassante a un pendage de

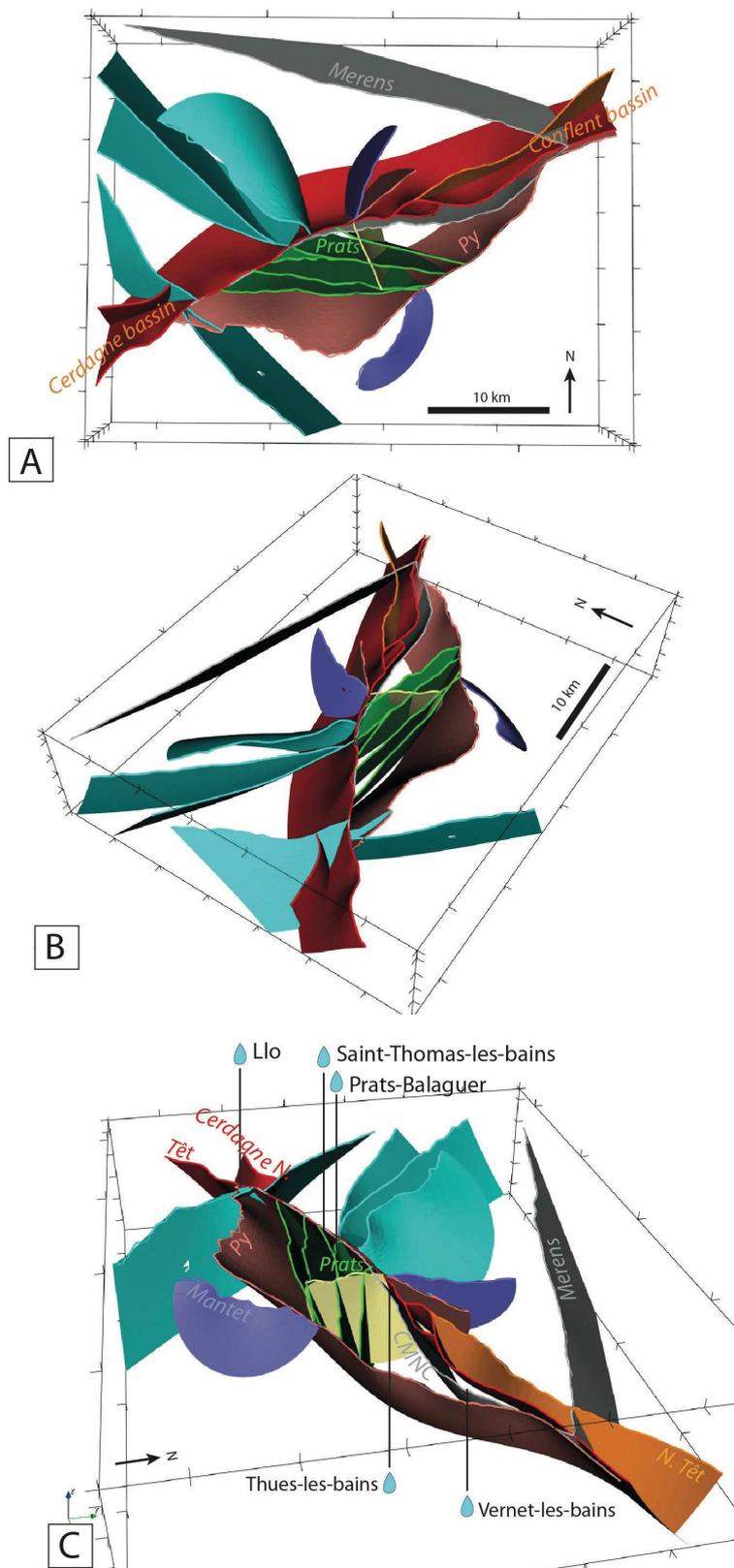


FIGURE 42: Modèle géométrique 3D de la vallée de la Têt à partir de Geomodeller™. Les couleurs des failles correspondent à des directions communes, à l'exception des failles de Merens et du CMNC qui sont des failles ductiles. A) vue en contre-plongée, B) vue depuis le SW, C) vue depuis le SE avec les positions des sources hydrothermales. "N." désigne les failles antithétiques de la faille de la Têt en Cerdagne et en Conflent.

70°C vers le Nord et ne localise pas de sources chaudes.

3. La faille de Prat, une faille cassante E-W, se connecte à la faille de la Têt près des sources de Saint-Thomas-les-bains et Prats-Balaguer (60°C), et à la faille de Py au niveau du village de Mantet. C'est probablement une faille hercynienne récemment réactivée au Mio-Pliocène (voir Chapitre III).

Exportées depuis le GeomodellerTM, les failles sont considérées comme des plans. Pour prendre en compte l'aspect "zone de faille", COMSOL MultiphysicsTM permet de définir une épaisseur autour de ces plans sur laquelle s'appliquent les conditions allouées aux failles. L'épaisseur de la zone de faille est de 300 m dans cette étude, sans différenciation des différents compartiments habituellement attribués aux zones de faille (zones d'endommagement, coeur de faille).

Cette étude comporte deux simulations distinctes. La première considère seulement la faille de la Têt entourée de deux compartiments de socle homogènes. Les failles de Py et de Prat sont ajoutées dans la seconde simulation.

IV.2.2.2 Maillage

Un maillage triangulaire est appliqué à la géométrie décrite précédemment (section IV.2.2.1). Cette géométrie maillée est utilisée pour les simulations d'écoulements associés à de la thermicité. (Figure 43). Raffiné au niveau des complexités de la topographie, et aux intersections des plans de faille, le maillage contient 105152 éléments. La moyenne et la plus petite taille de maille sont respectivement de 1560 m et 90m dans le volume rocheux, et de 1140 m et 100 m sur les plans de failles. Les temps de calculs pour ce type de maillage et pour une simulation simple (pas d'étude paramétrique) sont de l'ordre d'une demi-heure à une heure. Un maillage plus fin peut être envisagé pour une étude ultérieure.

IV.2.2.3 Ecoulements et chaleur dans la croûte

Le logiciel COMSOL MultiphysicsTM permet de coupler la loi d'écoulement de Darcy avec l'équation de la chaleur dans une géométrie complexe, ici en 3D, selon la procédure appliquée par Guillou-Frottier et al. [2013]. Les résultats des modèles numériques 2D de Gerdes et al. [1998]), de Rabinowicz et al. [1998] ont servi de modèles de calibration et ont été reproduits avec l'approche Comsol par Eldursi et al. [2009] et Garibaldi et al. [2010]. De même, nous avons reproduit le modèle de McKenna and Blackwell [2004] avec cette approche Comsol [Taillefer et al., 2017].

IV.2.2.3.a. *Transferts de chaleur en milieu poreux*

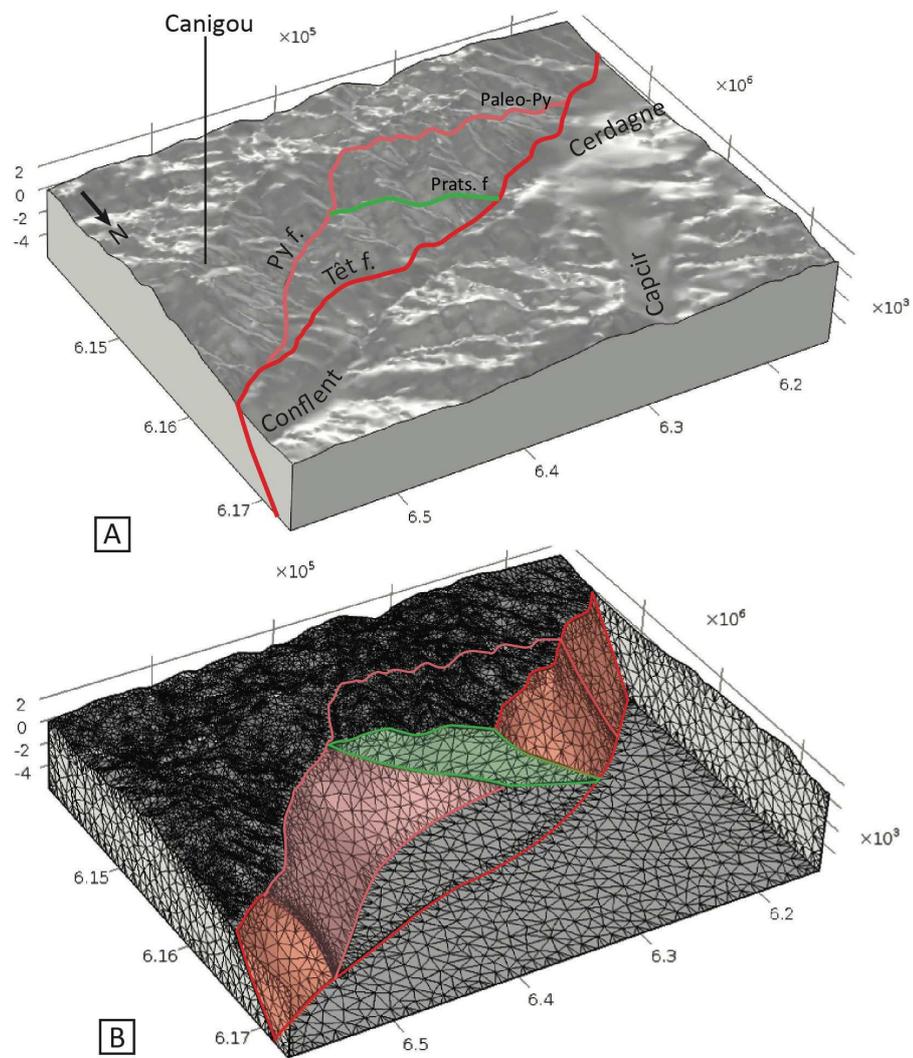


FIGURE 43: Le modèle à trois failles. Vue depuis le NE. A) Géométrie du modèle 3D présentant la topographie et les failles de la Têt (rouge), de Py (rose) et de Prats (vert). B) Maillage du modèle.

La loi de Fourier définit la conductivité thermique telle que :

$$\vec{q} = -k\vec{\nabla}T \quad (\text{IV.11})$$

avec q (W/m²) le flux de chaleur, λ (W/m.K) la conductivité thermique, $\vec{\nabla}T$ (K/m) le gradient géothermique.

L'équation de la chaleur, pour les milieux homogènes et isotropes, est telle que :

$$\rho_m C p_m \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \Delta T + A \quad (\text{IV.12})$$

avec ρ_m (kg/m³) la masse volumique du milieu, $C p_m$ (J/(kg.K)) la capacité thermique massique (ou encore chaleur spécifique) du milieu, A (W/m³) la production de chaleur du milieu, et ΔT le laplacien de la température.

Pour les transferts convectifs, il est nécessaire d'ajouter un terme advectif $\vec{\nabla}T \cdot \vec{v}$ où \vec{v} vecteur vitesse, la masse volumique du fluide ρ_f (kg/m³) et la capacité thermique du fluide $C p_f$ (J/kg.K) tel que :

$$\rho_m C p_m \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \Delta T + A - \rho_f C p_f \vec{\nabla}T \cdot \vec{v} \quad (\text{IV.13})$$

La convection libre se produit à cause de la différence de densité du fluide induite par les variations de température. La convection forcée nécessite l'intervention du gradient hydraulique. La convection mixte combine ces deux types de régime thermique.

IV.2.2.3.b. *La loi de Darcy*

Établie par Darcy [1856], cette loi décrit les écoulements de fluides en milieux poreux induits par un gradient de pression, telle que :

$$\vec{q} = -\frac{k}{\nu} \vec{\nabla}p \quad (\text{IV.14})$$

avec \vec{q} (kg/s/m²) le flux massique, ν (m²/s) la viscosité cinématique du fluide, k (m²) la perméabilité du milieu, et $\vec{\nabla}p$ le gradient de pression. La viscosité cinématique ν est définie comme :

$$\nu = \frac{\mu}{\rho_f} \quad (\text{IV.15})$$

avec μ (Pa.s) la viscosité dynamique du fluide. L'équation IV.14 devient :

$$\vec{q} = -\rho_f \frac{k}{\mu} \vec{\nabla}p \quad (\text{IV.16})$$

Quand la loi de Darcy prend en compte les effets de la gravité $\vec{g}\vec{\nabla}D$ ($\vec{\nabla}D$ vecteur unitaire dans la direction de la gravité) et \vec{u} (m/s) la vitesse de Darcy, la loi de Darcy à l'état stable est :

$$\vec{u} = -\frac{k}{\mu}(\vec{\nabla}p + \rho_f \vec{g}\vec{\nabla}D) \quad (\text{IV.17})$$

qui s'exprime dans l'équation IV.13 de transfert de chaleur en milieux poreux, permettant le couplage avec la loi de Darcy dans le modèle.

Pour les fluides incompressibles, l'équation de Continuité se traduit par : $\vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0$, équivalent à :

$$\vec{\nabla} \cdot \left[-\frac{k}{\mu}(\vec{\nabla}p + \rho_f \vec{g}\vec{\nabla}D) \right] = 0 \quad (\text{IV.18})$$

IV.2.2.4 Conditions initiales et conditions aux limites

Les conditions initiales sont définies à partir des états stationnaires du modèle thermique en conduction pure, et de l'état de pression hydrostatique. A $t=0$, les perméabilités sont attribuées aux différents compartiments, le fluide peut commencer à circuler, et le calcul se fait jusqu'à atteindre l'état stable, vers 3 Ma.

IV.2.2.4.a. Conditions aux limites pour les écoulements fluides

La mise en charge des écoulements est provoquée par l'application sur la surface topographique de la pression atmosphérique $P_0 = 10^5$ Pa, et d'un gradient de pression en profondeur. Les écoulements ne sont pas permis sur les bordures latérales du modèle, ainsi qu'à sa base.

IV.2.2.4.b. Conditions aux limites pour l'équation de la chaleur

Du fait de l'absence de données régionales, un flux de chaleur constant $q_0 = 0.09\text{W/m}^2$ est imposé à la base du modèle, ce qui est cohérent avec la carte générale de flux de chaleur établie par Lucazeau and Vasseur [1989] et avec les valeurs continentales en général [Jaupart et al., 2007]. Un test réalisé dans la même configuration que la Simulation 1 avec $q_0 = 0.07\text{W/m}^2$ montre que la température maximale en surface du modèle est seulement 2°C inférieure à celle obtenue avec $q_0 = 0.09\text{W/m}^2$. La valeur de ce paramètre n'est donc pas critique dans les modèles. Les bordures latérales sont isolées thermiquement.

IV.2.2.4.c. Conditions de Cauchy en surface supérieure

Les températures moyennes à l'année sur la zone d'étude sont autour de 10°C. Cette condition doit être imposée sur la surface topographique pour permettre

l'infiltration des fluides à cette température (condition de Dirichlet). Une telle condition ne permet pas de prendre en compte les flux convectifs associés aux remontées hydrothermales, puisque la température est imposée partout sur la surface topographique. Une solution classique (ex : Taillefer et al. [2017]) consiste à appliquer une condition de flux convectif (de type condition de Neumann) sur la surface de faille telle que :

$$\vec{n} \cdot \vec{q} = 0$$

permettant ainsi au fluide de s'échapper, et donc à la température en surface de varier, localement. Les isothermes deviennent alors normaux à la surface de faille.

Cette condition présente comme inconvénient que les isothermes sont forcément normaux à la surface. En outre, cette condition occulte totalement la condition de température de surface (10°C), permettant ainsi l'infiltration, sur la surface sur laquelle elle est appliquée (c.-à-d. la surface topographique), de fluides dont la température de surface n'est pas contrôlée. De plus, cette condition impose aux fluides de s'échapper par les surfaces sur lesquelles elle est appliquée. Cela suppose que l'opérateur donne un *a priori* sur la localisation de ces surfaces, et donc sur la position des flux convectifs anormaux. La condition de température de surface étant imposée partout ailleurs sur la surface topographique, cela ne laisse pas l'opportunité à des flux convectifs non-imaginés par l'opérateur de se manifester en surface.

On recherche alors une condition sur la surface topographique satisfaisant :

1. une température sur la surface topographique qui soit cohérente avec la moyenne des températures dans la réalité ($\approx 10^\circ\text{C}$)
2. une condition permettant de s'écarter de la température imposée en surface en cas de flux convectif de sub-surface associés à des anomalies de température (les sources hydrothermales).

Afin de satisfaire les deux conditions, la surface topographique est soumise à une condition de Cauchy telle qu'utilisée par Magri et al. [2015, 2016]. La condition de Cauchy est intermédiaire entre une condition de Dirichlet et une condition de Neumann, c.-à-d. entre une condition de température fixée et une condition de flux fixé. On exprime la relation entre le flux $\vec{q}(t)$ et température T ($^\circ\text{C}$) sous la forme :

$$\vec{q}(t) = \phi \cdot (T_{ext} - T) \vec{n} \tag{IV.19}$$

avec ϕ ($\text{W}/\text{m}^2/\text{K}$) le coefficient de transfert de chaleur, T_{ext} ($^\circ\text{C}$) la température

de surface, et \vec{n} le vecteur normal à la surface topographique.

Selon Magri et al. [2010], le coefficient de transfert de chaleur ϕ correspond à $\frac{\lambda_r}{tm}$ avec $\lambda_r = 2.5$ (W/m.K) la conductivité thermique de la roche (voir Table 5) et tm une échelle de longueur qui correspond à la taille représentative de la maille dans la zone de faille à proximité de la surface topographique (40 m dans Magri et al. [2010]). Il pourrait également correspondre à la hauteur de la zone insaturée de la nappe souterraine [Magri, communication personnelle]. Dans le modèle réalisé dans cette étude, la zone d'étude est bien plus grande. La taille de la maille dans la zone de faille à proximité de la surface topographique est de 1000 m, ce qui rend le coefficient ϕ extrêmement petit. Les résultats obtenus lors des tests avec cette valeur pour le paramètre tm se traduisent par l'infiltration de fluides à -200 °C, ce qui est complètement incohérent.

Or, l'expression du flux convectif en surface (c.-à-d. la répartition des anomalies thermiques et donc des sources hydrothermales) dépend fortement du paramètre ϕ (et donc de tm). Nous avons donc réalisé une étude paramétrique sur tm (Figure 44). Nous explorons les valeurs de tm comprises entre 130 et 250 m. Pour des valeurs supérieures, les temps de calcul sont très longs et les résultats non satisfaisants (ϕ trop petit), et en dessous aucune source n'apparaît (ϕ trop grand, T_{ext} devient majoritaire partout). Cette étude paramétrique permet de déterminer les valeurs correspondant le mieux à la répartition et aux températures des sources in-situ (Figure 44a), tout en respectant la condition de température fixée en surface.

En effet, les valeurs de tm influencent la distribution des zones où le flux convectif s'exprime, mais également les températures d'infiltration des fluides (T_{min}) et les températures maximales des sources. Un premier effet de tm est de permettre l'*infiltration* de fluides s'écartant de celle indiquée dans la condition (T_{ext}). Pour une température en surface de $T_{ext} = 10$ °C, les températures des fluides s'infiltrant sur les reliefs sont négatives. Pour obtenir des températures de surface autour de 10°C, nous devons imposer une condition $T_{ext} = 20$ °C, pour les valeurs de tm que nous explorons. Il en résulte que des eaux froides (0-10°C) s'infiltreront en altitude sur les reliefs (en particulier sur le massif de la Carança). Partout ailleurs, les fluides s'infiltreront à des températures modérées (10-20°C). Cette situation est finalement plus proche de la réalité que dans le cas où des fluides à 10°C sont appliqués partout en surface.

Il ressort également de cette étude paramétrique que plus les valeurs de tm sont grandes (c.-à-d. plus ϕ est petit) plus les anomalies de température en surface sont étendues (Figure 44b, c, d et e). De hautes valeurs de tm localisent les anomalies

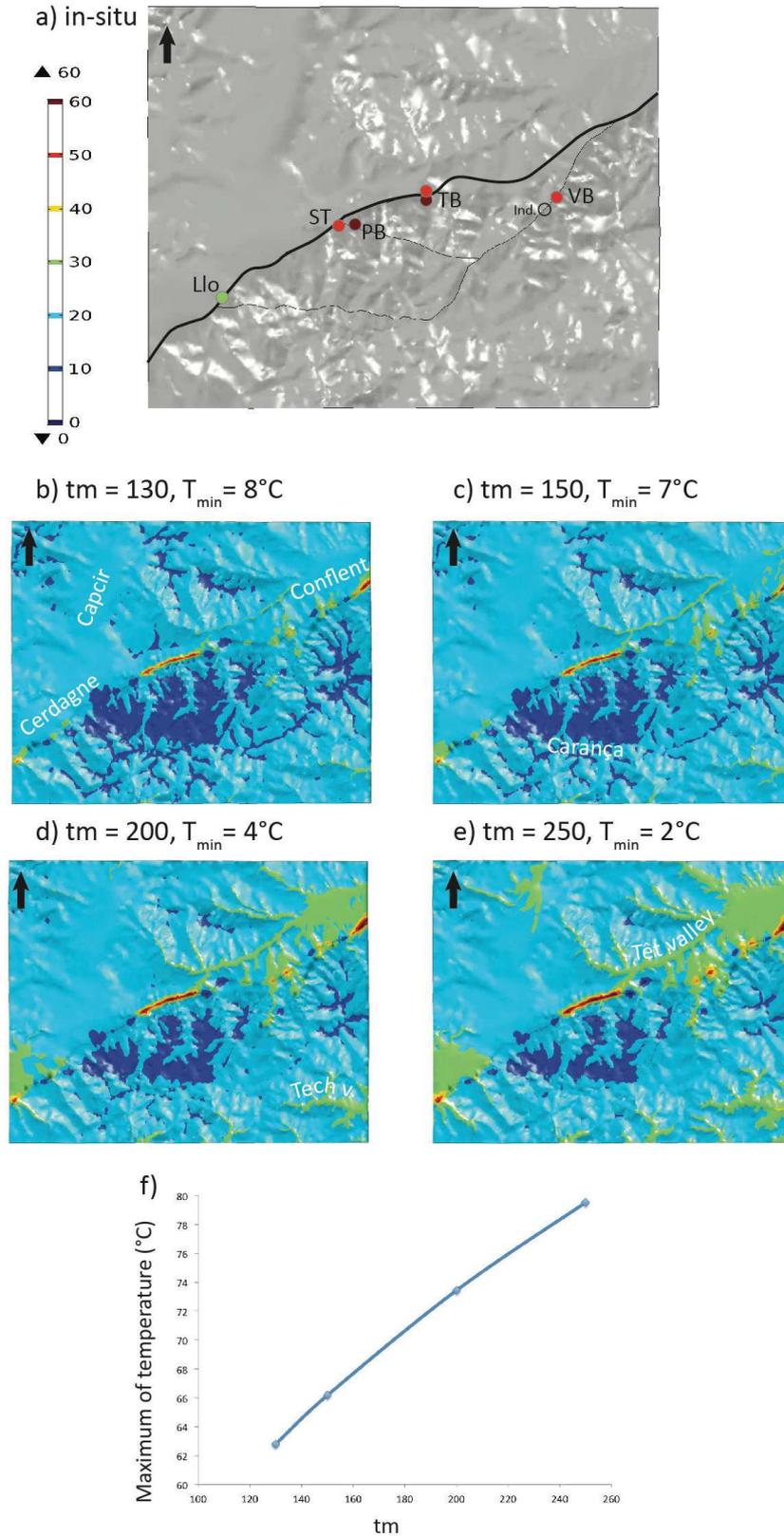


FIGURE 44: Etude paramétrique du coefficient tm ($k_f = 7.10^{-15} \text{ m}^2$, $k_f = 10^{-16} \text{ m}^2$, $T_{ext} = 20^{\circ}\text{C}$) (échelle des températures commune pour a-e). A) Distribution et températures des sources hydrothermales observées sur le terrain (*in-situ*) de la vallée de la Têt. B, C, D, E : la distributions des anomalies de températures, des sources hydrothermales et les températures d'infiltration des fluides sur les reliefs (T_{min}) pour différentes valeurs de tm . F) Températures maximales des sources hydrothermales en fonction de tm .

TABLE 5: Paramètres communs à toutes les simulations (* voir descriptions dans le texte ($T(^{\circ}\text{C})$ correspond à la température)

Propriétés des fluides			
Viscosité dynamique	μ	$f(T)^*$	$Pa.S$
Masse volumique	ρ_f	$f(T)^*$	kg/m^3
Ration de capacité thermique	γ	1	
Capacité thermique	Cp_f	4180	$J/kg/K$
Conductivité thermique	λ_f	0.6	$W/m \cdot K$
Coefficient d'expansion thermique	α	10^{-4}	$1/K$
Propriétés des roches			
Perméabilité	k	variable*	m^2
Masse volumique	ρ_s	2650	kg/m^3
Porosité	Φ	0.1	
Capacité thermique	Cp_s	1000	$J/(kg \cdot K)$
Conductivité thermique	λ_s	2.5	$W/m \cdot K$
Coefficient d'expansion thermique	β	7.10^{-6}	$1/K$

thermiques dans les vallées principales (Têt et Tech) et les bassins (Conflent, Cerdagne, Capcir), ce qui n'est pas impossible, mais ne correspond pas à notre état actuel des connaissances.

Enfin, tm influence également les températures des sources hydrothermales (Figure 44f). Bien que les températures soient plus faibles pour $tm = 130$ m, nous choisissons d'appliquer cette valeur dans la condition de Cauchy car c'est elle qui correspond le mieux à la distribution des sources hydrothermales in-situ. Afin de réduire la taille de l'anomalie thermique le long de la vallée de la Têt puisqu'elle qu'elle n'est pas observée in-situ, nous réduisons également T_{ext} à 19°C .

IV.2.2.5 Paramètres du modèle

Les paramètres considérés comme constants durant toute l'étude sont présentés en Table 5.

La viscosité dynamique du fluide est fonction de la température T ($^{\circ}\text{C}$), telle que :

$$\mu(T) = 2,414.10^{-5}.exp\left(\frac{570}{T + 133}\right) \quad (\text{IV.20})$$

suivant Smith and Chapman [1983] et Rabinowicz et al. [1998].

La masse volumique de l'eau est également fonction de la température, telle que :

$$\rho_f(T) = 1002.4 - 0.1905.T - 0.0025.T^2 \quad (\text{IV.21})$$

selon un ajustement polynomial de données expérimentales jusqu'à 300°C, tel qu'utilisé par Guillou-Frottier et al. [2013].

Les perméabilités du socle k_g (m²) et des failles k_f (m²) sont les principales variables d'ajustement de l'étude de sensibilité (Table 6). La première simulation teste six valeurs de perméabilité pour la faille de la Têt et deux valeurs de perméabilité du socle, uniquement (douze tests). La seconde simulation teste trois valeurs de perméabilité pour les failles de Prats et de Py, en gardant les perméabilité du socle et de la faille de la Têt constantes.

TABLE 6: Paramètres testés dans les différentes simulations de l'étude paramétrique

	k _{fT} (m ²)	k _{fPr} (m ²)	k _{fY} (m ²)	k _g (m ²)
Sim 1	10 ⁻¹⁴ ; 7.10 ⁻¹⁵ ; 5.10 ⁻¹⁵ ; 10 ⁻¹⁵ ; 5.10 ⁻¹⁶ ; 10 ⁻¹⁶	-	-	10 ⁻¹⁶ ; 10 ⁻¹⁷
Sim 2	7.10 ⁻¹⁵	10 ⁻¹⁴ ; 5.10 ⁻¹⁵ ; 10 ⁻¹⁶	10 ⁻¹⁴ ; 5.10 ⁻¹⁵ ; 10 ⁻¹⁶	10 ⁻¹⁶

IV.2.3 Résultats

IV.2.3.1 Le régime thermique : le nombre de Rayleigh

Le nombre de Rayleigh permet de définir le régime thermique dans le modèle, en particulier la perméabilité critique à partir de laquelle la convection libre est susceptible de démarrer (ex Magri et al. [2016]). Il est défini tel que :

$$R = \frac{KL\alpha\Delta T}{D_\lambda} \tag{IV.22}$$

avec K (m/s) la conductivité hydrylique, L (m) l'épaisseur du medium sur laquelle la convection se produit, α (1/°C) le coefficient d'expansion thermique et ΔT (°C) la différence de temperature entre les limites supérieures et inférieure du medium. $D_\lambda = \frac{\Phi\lambda_f + (1-\Phi)\lambda_s}{\rho_f C p_f}$ est le tenseur de thermodispersion où Φ correspond à la porosité, ρ_f (kg/m³) est la densité du fluide, $C p_f$ (J/kg/K) est le capacité thermique du fluide, λ_f et λ_s étant respectivement les conductivités thermiques du fluide et du solide. La valeur utilisée pour ρ_f est calculée pour une température minimum (ici 10°C). En considérant que l'épaisseur du socle entre les zones d'infiltration en altitude (\approx 2000 m) et la base du modèle (5000 m) est de 7000 m, une perméabilité de socle $k_g = 10^{-16}$ m², 270°C entre les limites supérieures et inférieure du modèle, et en considérant les propriétés du fluides et des roches décrites dans la Table 5, le noùbre de Rayleigh number das le socle est :

$$R_b \approx \frac{10^7 \times 10^{-16} \times 7000 \times 10^{-4} \times 270}{(0.1 \times 0.6 + 0.9 \times 2.5)/(1000 \times 4180)} \approx 0,34 \quad (\text{IV.23})$$

Cette valeur est inférieure à $4\pi^2$, le nombre de Rayleigh critique R_c , à partir duquel la convection libre est susceptible de démarrer sur un médium homogène et infiniment long [Lapwood, 1948]. Cela signifie que le régime thermique dans le socle n'est probablement provoqué par les forces de flottement, mais plutôt guidé par la topographie (convection forcée). Néanmoins, le nombre de Rayleigh critique dans les failles dépend de la dimension de celles-ci, c.-à-d. du rapport entre l'épaisseur de la faille et sa hauteur. La relation analytique établie par Malkovsky and Pek [2004] définit le nombre de Rayleigh critique dans les failles tel que :

$$R_{cf} = \left[\left(\frac{6.428}{\Delta} \right)^{1.165} + (27.1)^{1.165} \right]^{0.8584} \quad (\text{IV.24})$$

avec $\Delta = \frac{d}{2H}$, d (m) correspond à l'épaisseur de la faille et H (m) sa hauteur. Cette théorie considère la viscosité du fluide comme constante. Des simulations numériques et analytiques par Malkovsky and Magri [2016] ont montré que, pour une viscosité de fluide dépendant de la température, la perméabilité critique à partir de laquelle la convection libre s'initie est plus faible que dans le cas où la viscosité du fluide est considérée comme étant constante (c.-à-d. que la convection est déclenchée plus facile). Selon leurs calculs, pour le gradient géothermique considéré sur leur site d'étude, la perméabilité de faille critique k_{fc} à partir de laquelle la convection libre est susceptible de s'initier dans les failles est calculée en considérant $R_{cf}/4$ (voir leur Figure 4). En prenant une épaisseur pour la faille de la Têt $d = 300$ m, une altitude de faille à l'affleurement dans le modèle ≈ 1000 m (ce qui correspond à une hauteur de faille $H = 6000$ m), $R_{cf}/4 \approx 68$. La perméabilité critique pour la faille de la Têt est donc :

$$k_{fc} \approx \frac{68 \times [(0.1 \times 0.6 + 0.9 \times 2.5)/1000 \times 4180]}{10^7 \times 6000 \times 10^{-4} \times 270} \approx 2.10^{-14} m^2 \quad (\text{IV.25})$$

Ainsi, dans le modèle réalisé dans cette étude, la convection libre dans la faille est supposée débiter pour une perméabilité dans la faille supérieure à $2.10^{-14} m^2$.

IV.2.3.2 Simulation 1

Les perméabilités de la faille de la Têt et du socle sont testées dans cette même simulation. Le socle cristallin est uniformément peu perméable ($10^{-16} m^2$) à imperméable ($10^{-17} m^2$), sans variation avec la profondeur. Une large gamme de

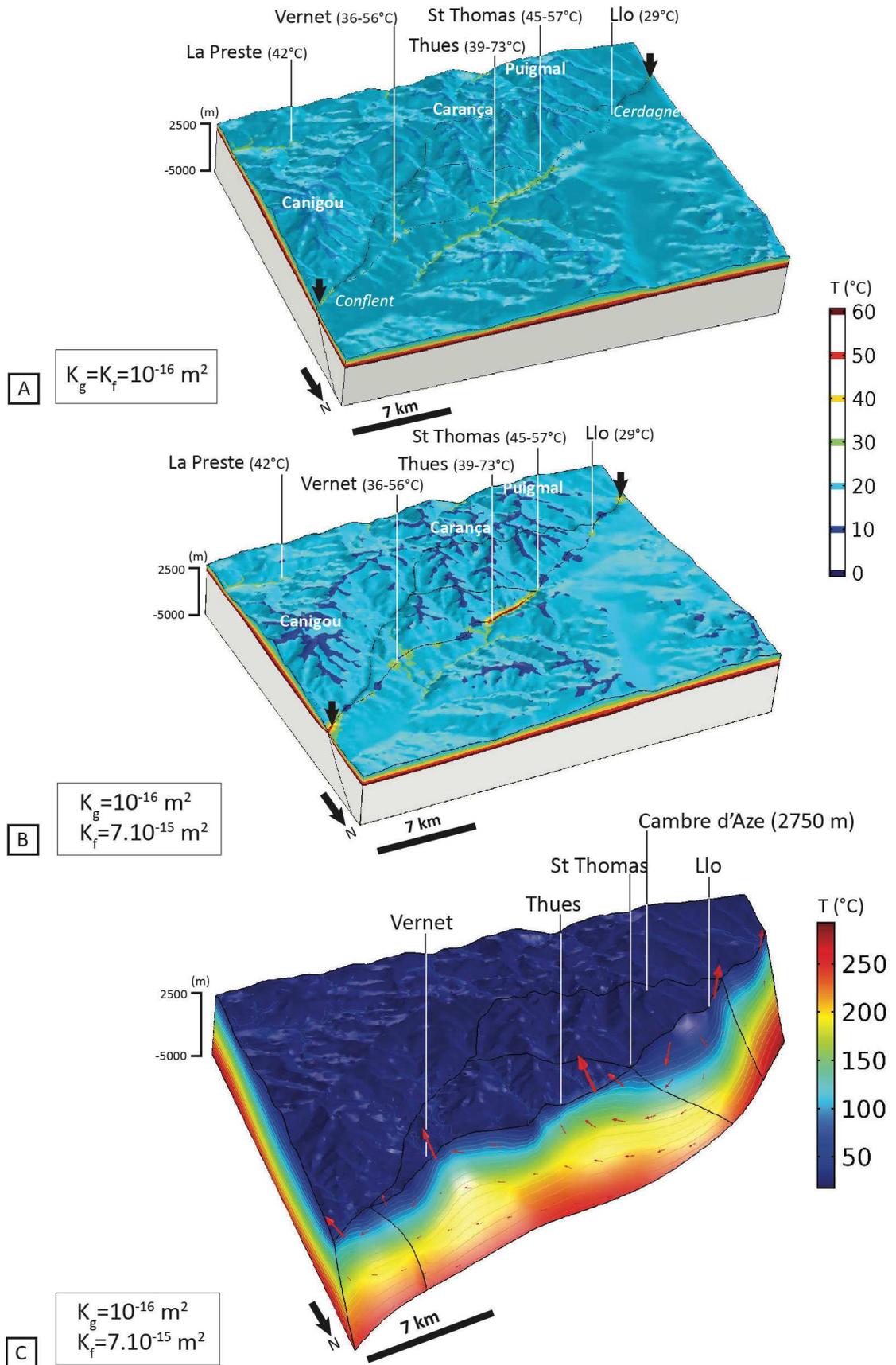


FIGURE 45: Distribution des anomalies thermiques en fonction des perméabilités du socle et de la faille dans la Simulation 1. Les flèches grises indiquent des effets de bord. A) Anomalies thermiques en surface dans le cas d'une absence de faille ($k_g = k_f = 10^{-16} \text{ m}^2$). B) Anomalies thermiques en surface dans le cas d'une faille perméable $k_f = 7.10^{-15} \text{ m}^2$ et d'un socle perméable ($k_g = 10^{-16} \text{ m}^2$) C) Anomalies thermiques en profondeur le long du plan de faille, et vitesses de Darcy (flèches rouges, la taille est proportionnelle à la vitesse, max 3.10^{-8} m/s).

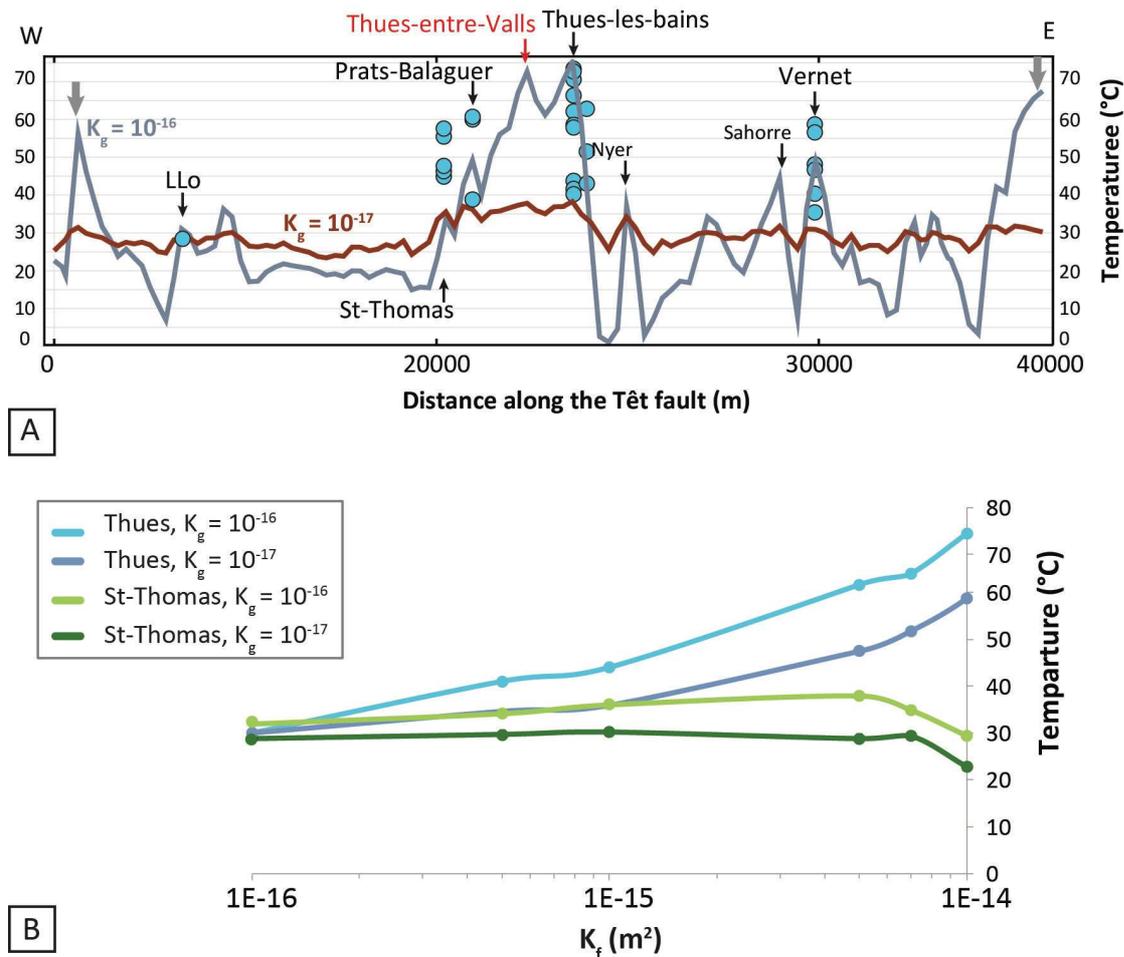


FIGURE 46: Influence de la perméabilité sur la distribution et les températures des anomalies thermiques dans les modèles numériques (Simulation 1) A) Répartition des température observées sur le terrain (cercles bleus) et dans les modèles (courbes) le long de la faille de la Têt en surface pour deux valeurs de perméabilité du socle ($k_g = 10^{-16}$ et $k_g = 10^{-17}$ m^2) et une perméabilité de faille $k_{fT} = 7.10^{-15}$ m^2 . B) Températures des anomalies thermiques dans les modèles à Thues-les-bains et Saint-Thomas-les-bains en fonction des perméabilités de la faille de la Têt et du socle.

perméabilité est testée pour la faille de la Têt : de très perméables (10^{-14} m^2) à peu perméables (5.10^{-16} m^2) (Table 6 et section IV.2.2.5). Une même perméabilité de 10^{-16} m^2 dans le socle et la faille de la Têt simulent un cas sans faille. Les failles de Py et de Prats ne sont pas considérées dans cette simulation.

Dans le cas simulant une absence de faille ($k_g=k_{fT}=10^{-16}$ m^2 , Figure 45a), des anomalies thermiques en surface (c.-à-d. le flux convectif) de $30^\circ C$ existent le long de la rivière Têt entre Saint-Thomas-les-bains et le bassin de Conflent, le long de la vallée du Tech (La Preste), ainsi qu'au pieds du Canigou à l'emplacement de Vernet-les-bains (voir Figure 61 en Annexe 9 pour les détails de l'ensemble des tests). Les deux anomalies de température positives aux extrémités de la faille de

la Têt sont probablement liées à des effets de bord.

Pour de plus fortes valeurs de perméabilité de la faille ($k_g = 7.10^{-15} \text{ m}^2$, Figure 45b), les anomalies thermiques positive en surface sont plus étendues, et peuvent atteindre des températures supérieures à 60°C. Elles se localisent le long de la faille de la Têt, à Vernet-les-bains, entre Thues-les-bains et Saint-Thomas-les-bains et à Llo, reproduisant presque exactement la position des sources sur le terrain. Les températures des fluides s'infiltrant en haute altitudes sont entre 5 et 20°C. Les anomalies de température de 30°C observées dans la Figure 45a le long des vallées de la Têt et du Tech, sont toujours observées.

Le long du plan de faille en profondeur, les isothermes s'organisent sous forme d'alternances d'anomalies thermiques positives et négatives de température (Figure 45c). Les anomalies thermiques positives (remontée d'isothermes) correspondent à des pics de températures positifs en surface (c.-à-d. des sources, Figure 46a) et à des vitesses de Darcy importantes (max 3.10^{-8} m/s) dirigées vers le haut. A l'opposé, les anomalies thermiques négatives (descente d'isothermes) correspondent à des pics de faibles températures en surface et à des vitesses de Darcy légèrement plus faibles (max 1.10^{-8} m/s), orientées vers le bas (c.-à-d. des zones d'infiltration Figure 46a). L'anomalie négative présentant la plus grande amplitude et longueur d'onde se situe au pied d'un haut relief situé entre les massifs de la Carança et du Puigmal : le "Cambre d'Aze" (2750 m).

Pour un socle imperméable ($k_g=10^{-17} \text{ m}^2$), les températures en surface du modèle le long de la faille de la Têt varient peu, entre 20 et 30°C (Figure 46a). Quelques valeurs plus importantes (40°C) correspondent aux anomalies thermiques positives en surface entre Thues-les-bains et Saint-Thomas-les-bains .

Dans le cas d'un socle perméable ($k_g=10^{-16} \text{ m}^2$), les alternances d'anomalies thermiques chaudes et froides observées en profondeur (Figure 45b) correspondent à des pics de température en surface (Figure 46a) dont les amplitudes vont de 0° à 75°C. Une grande partie de ces pics reproduit la position ainsi que les températures des sources hydrothermales sur le terrain (voir Table 1 dans Taillefer et al. [2017], section II.1).

Le pic le plus chaud correspond à Thues-les-bains (75°C). Le second pic le plus chaud (74°C) se situe à l'Ouest de Thues-les-bains, et correspond au village de Thues-entre-Valls et à l'entrée des Gorges de la Carança. Sur le terrain, aucune source n'est observée à cet endroit, mais la zone de faille est recoupée par de nombreuses veines de quartz et de carbonates qui imprègnent la matrice cataclastique (voir sections II.2.1 et II.2.4). Le troisième pic chaud (50°C), à l'Ouest de Thues-entre-Valls correspond à la projection sur la faille de la Têt de la posi-

tion des sources de Prats-Balaguer. La géologie de sub-surface peut expliquer la déviation des fluides depuis la faille de la Têt (voir Chapitre II). Les températures sont un peu plus faibles que celles observées sur le terrain. Un pic de température élevé (50°C) à Vernet-les-bains correspond aux températures observées sur le terrain. Enfin, Llo localise un faible pic de température à 30°C , correspondant à la température de la source sur le terrain, mais qui est à peine plus élevé que dans le cas d'un socle imperméable ($k_g=10^{-17} \text{ m}^2$). D'autres pics de températures moyennement élevés ($30\text{-}40^{\circ}\text{C}$) correspondent à des indices d'anomalies thermiques positives sans manifestation de source hydrothermale sur le terrain rapportés par les rapports (Courtois et al. [2004], Nyer) et les témoignages d'habitants locaux (Sahorre, voir section I.4.3). D'autres ne correspondent à aucune anomalie de température recensée. En revanche, il n'y a pas d'anomalie thermique particulièrement élevée à Saint-Thomas-les-bains (35°C) dont les températures observées sur le terrain sont plutôt entre $45\text{-}57^{\circ}\text{C}$ (Figure 45a et b). La plupart des caractéristiques des sources sur le terrain sont donc reproduites, mais d'autres paramètres doivent contrôler la localisation et la température de certaines autres sources.

En l'absence de faille, ($k_f=k_g=10^{-16} \text{ m}^2$), les anomalies de température positives de Thues-les-bains et Saint-Thomas-les-bains se situent entre 30 et 40°C (Figure 46b). Les anomalies thermiques positives en surface à Thues-les-bains augmentent fortement avec les perméabilités de la faille et du socle, jusqu'à atteindre des températures de 75°C (observées sur le terrain). En revanche, à Saint-Thomas, les anomalies thermiques positives en surface augmentent faiblement avec la perméabilité de la faille, et uniquement dans le cas d'un socle perméable ($k_g=10^{-16} \text{ m}^2$). De plus, quand la perméabilité de la faille tend vers 10^{-14} m^2 , les températures à Saint-Thomas-les-bains diminuent, à l'inverse de celles de Thues-les-bains.

Les circulations hydrothermales le long de la faille de la Têt induisent une déformation des isothermes dans la croûte en profondeur, perpendiculairement à la faille de la Têt (Figure 47). A Llo, (Figure 47a) et Saint-Thomas-les-bains (Figure 47b), la remontée des isothermes est faible, et se produit dans le mur plutôt que dans le toit de la faille. A Thues-les-bains et Vernet-les-bains, la remontée des isothermes est importante et asymétrique de part et d'autre de la faille (c.-à-d. qu'ils sont plus relevés dans le mur que dans le toit de la faille).

C'est également le cas pour les isothermes profonds à Thues-les-bains et Vernet-les-bains, où la remontée des isothermes est plus marquée, mais elle est asymétrique pour les isothermes à proximité de la surface.

Dans le cas d'un socle imperméable ($k_g = 10^{-17} \text{ m}^2$), les isothermes suivent globalement l'allure de la topographie sous les reliefs (Figure 48). En comparai-

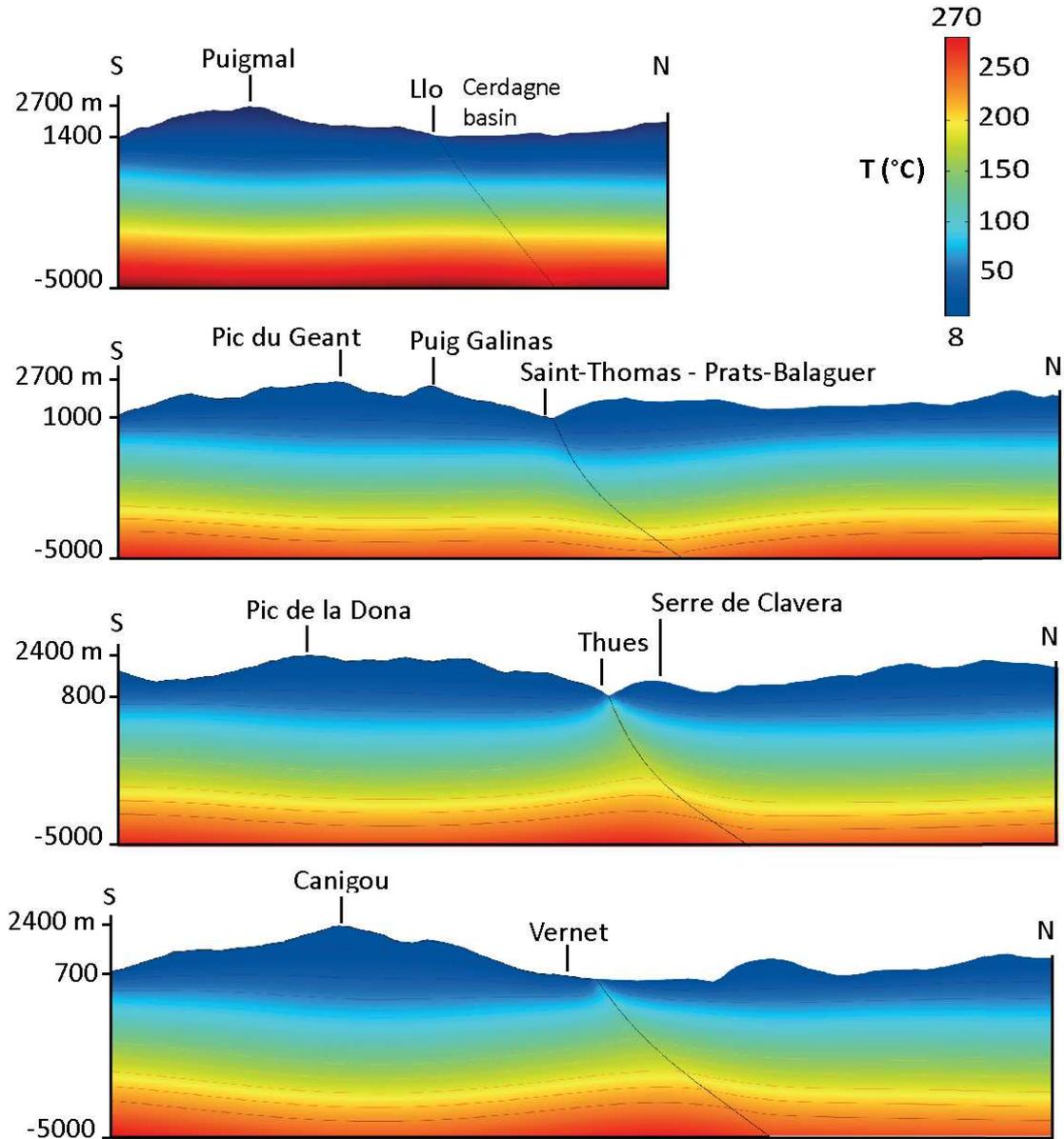


FIGURE 47: Déformation des isothermes en profondeur à proximité de la faille, pour les quatre principaux sites hydrothermaux. Avec $k_g = 10^{-16} \text{ m}^2$ et $k_{fT} = 7.10^{-15} \text{ m}^2$. A) Llo. B) Saint-Thomas-les-bains. C) Thues-les-bains D) Vernet-les-bains.

son, les isothermes sont abaissées sous les reliefs dans le cas d'un socle perméable ($k_g = 10^{-16} \text{ m}^2$). La faille de la Têt provoque donc une déformation des isothermes pour les fortes valeurs de perméabilité ($k_{fT} = 5.10^{-15}$ à 1.10^{-14} m^2). Comme vu précédemment (Figure 45), l'amplitude de la déformation thermique est plus importante pour une forte valeur de perméabilité du socle ($k_g = 10^{-16} \text{ m}^2$). La longueur d'onde de la déformation thermique dans le socle encaissant dépend également du contraste des valeurs de perméabilité du socle et de la faille de la Têt. Pour une épaisseur de faille de 300 m et un socle imperméable ($k_g = 10^{-17} \text{ m}^2$), la longueur d'onde de la déformation thermique est de 7 km, contre 18 km dans le cas d'un socle perméable ($k_g = 10^{-16} \text{ m}^2$). Dans le cas d'une faille perméable à très perméable ($k_{fT} = 5.10^{-15}$ à 1.10^{-14} m^2) et d'un socle perméable ($k_g = 10^{-16} \text{ m}^2$), les isothermes sont abaissées dans le toit par rapport au cas sans faille, asymétrie déjà constatée dans la Figure 47a. A 500 m sous la rivière de la Têt et sous l'affleurement en surface de la faille à Thues-les-bains (cette profondeur permet de s'affranchir des effets de sub-surface), les températures peuvent atteindre 115°C dans le cas d'une faille perméable.

Les écoulements souterrains dans le toit de la faille proviennent du Carlit et des massifs à l'Est du Capcir (Figure 49). Dirigés vers l'Est, ils sont captés par la faille à très grande profondeur (base du modèle) le long de laquelle ils circulent pour contribuer aux écoulements de la rivière de la Têt au Sud de Vernet-les-bains. Les seuls écoulements en provenance du toit de la faille contribuant aux anomalies thermiques positives en surface dans les modèles sont issus des forts reliefs directement adjacents à la vallée de la Têt, là où elle est la plus encaissée (entre Thues-les-bains et Saint-Thomas-les-bains), constituant la Sierra de Clavera. Ces écoulements, captés par la faille à des profondeurs intermédiaires, contribuent aux anomalies thermiques positives de Thues-les-les-bains et de Thues-entre-Valls.

Les écoulements souterrains dans le mur de la faille proviennent des principaux sommets et de la ligne de crête qui les relie, qui correspond également à la ligne de partage des eaux souterraine et de surface entre les vallées de la Têt et du Tech. Les écoulements sont divisés selon les massifs Puigmal, Carança, et Canigou. Les écoulements en provenance du Puigmal s'écoulent vers la vallée de la Cerdagne à l'Ouest, alors que ceux en provenance de la Carança et du Canigou, bien que divisés, s'écoulent tous deux vers le Conflent à l'Est.

La ligne de partage des écoulements souterrains entre l'Est et l'Ouest, qui divise également les écoulements dans le toit de la faille, se situe au pied du Cambre d'Aze, et correspond à l'anomalie de température négative la plus marquée le long du plan de faille (Figure 45a). Comme suspectée par l'orientation des vecteurs

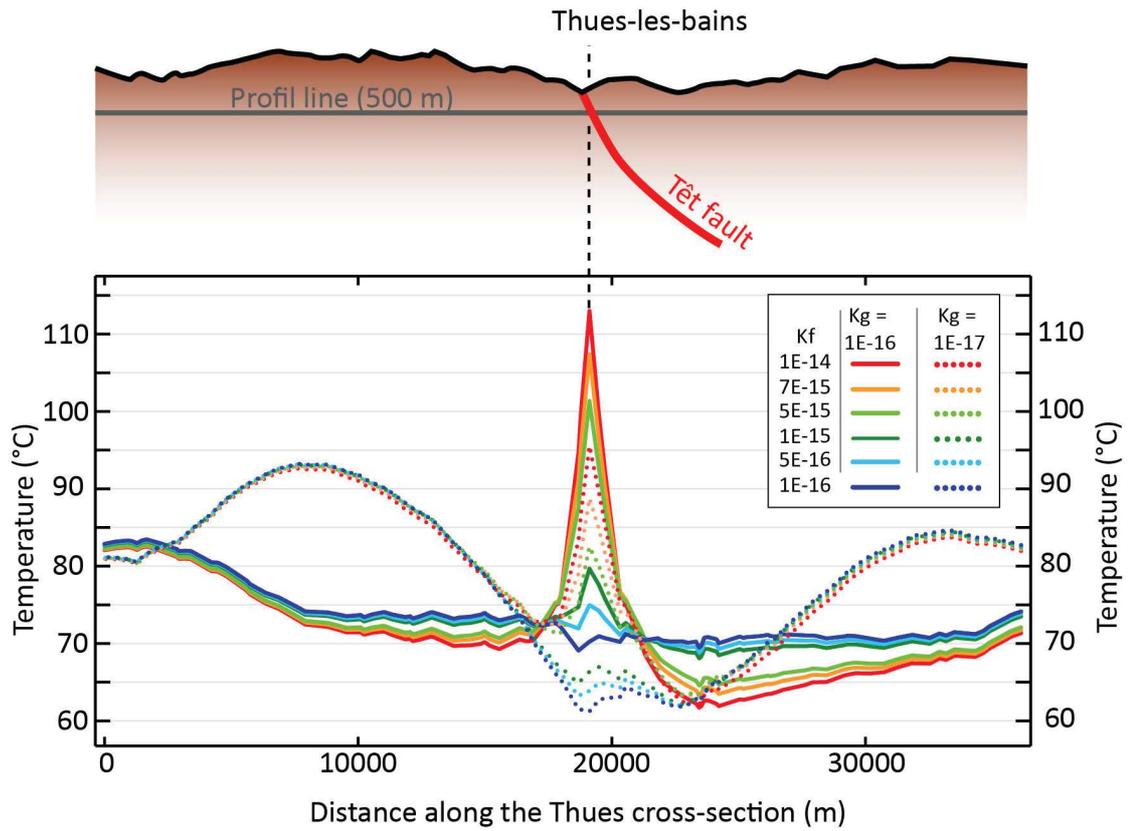


FIGURE 48: Amplitude et longueur d'onde de la déformation thermique autour de la faille de la Têt à Thues-les-bains, le long d'un profil à 500 m de profondeur sous la Rivière de la Têt et l'affleurement en surface de la faille, pour différentes perméabilités du socle et de la faille de la Têt.

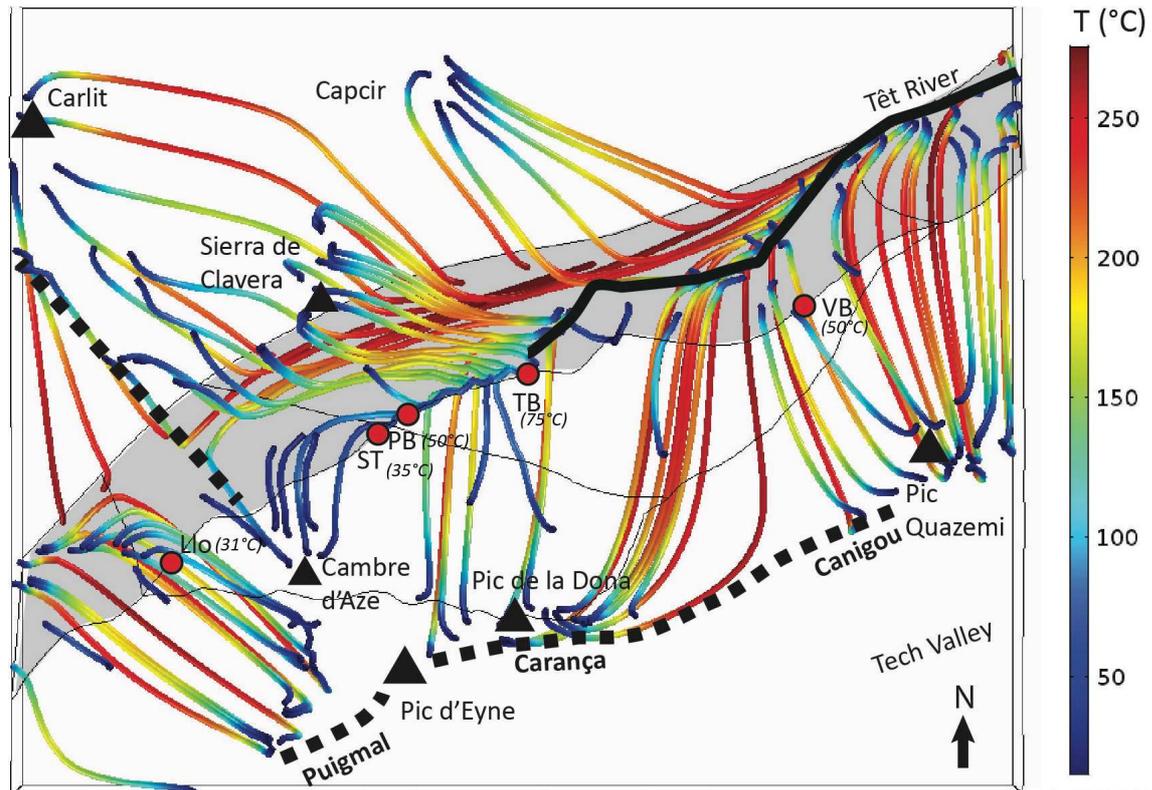


FIGURE 49: Distribution et températures des lignes de courant contribuant aux écoulements dans le long de la faille dans les modèles avec $k_g = 10^{-16} \text{ m}^2$ and $k_{fT} = 7.10^{-15} \text{ m}^2$. Les sources hydrothermales sur le terrain (cercles rouges, les températures maximales dans les modèles sont indiquées, ST : Saint-Thomas-les-bains, PB : Prats-Balaguer, TB : Thues-les-bains, VB : Vernet-les-bains), les lignes de partage des eaux souterraines (pointillés noirs), la rivière de la Têt (ligne noire) et les principaux pics et massifs (triangles noirs) d'où sont issus les lignes de courant sont indiqués. Le plan de faille est en gris.

vitesse de Darcy, cette zone constitue une zone d'infiltration pour les fluides météoriques dans la faille, facilitée lors de fortes perméabilités de faille. Contribuant principalement aux écoulements de Saint-Thomas-les-bains et Prats-Balaguer, l'infiltration de fluides froids à grande vitesse de Darcy est associée aux anomalies thermiques négatives observées en surface (Figure 45b), ainsi que le long du plan de faille (Figure 45c) et dans le socle environnant (Figure 47).

Les caractéristiques des écoulements souterrains contribuant individuellement aux anomalies thermiques positives dans les modèles, sont résumées dans la Table 49. Les profondeurs atteintes par les lignes de courant avant leur remontée (capture par la faille ou forme induite par la topographie) sont variables : de -150 m pour les écoulements contribuant à l'anomalie thermique positive de Llo à -3700 m pour celles contribuant à l'anomalie thermique positive de Thues-les-bains dans le mur de la faille. A l'exception des lignes de courant en provenance du toit des failles, les altitudes d'initiation des lignes de courant (c.-à-d. d'infiltration des fluides) se situent entre 2450 et 2650 m d'altitude. Les températures atteintes par les lignes de courant en profondeur varient entre 80°C (Llo) et 210°C (Thues-les-bains). Les reliefs d'où proviennent les lignes de courant sont indiqués sur la Figure 49 : les fluides hydrothermaux à Llo ont pour origine le massif du Puigmal, ceux de Saint-Thomas-les-bains et Thues-les-bains le massif de la Carança (Cambre d'Aze, Pic d'Eyne et Pic de la Dona) dans le toit de la faille, et la Sierra de Clavera dans le mur, et ceux de Vernet-les-bains le massif du Canigou (Pic de Quazemi).

IV.2.3.3 Simulation 2 : Etude multi-failles

Lors de cette simulation, les perméabilités du socle et de la faille de la Têt sont gardées constantes ($k_g=10^{-16}$ m² ; $k_{fT}=7.10^{-15}$ m²). Les perméabilités de la faille de Prats et de la faille de Py sont testées pour des valeurs de 10^{-14} , 5.10^{-15} et 10^{-16} (pas de faille) m².

L'effet principal de l'ajout d'une perméabilité à la faille de Prats est l'augmentation des températures à la source de Saint-Thomas-les-bains (Figure 50a) passant de 40°C dans le cas d'une faille de même perméabilité que le socle ($K_{fPrats}=10^{-16}$ m²), à 75 °C pour une faille très perméable ($K_{fPrats}=10^{-14}$ m²).

En profondeur, cela se traduit par une remontée des isothermes le long du plan de faille de la Têt, à l'Est de son intersection avec la faille de Prats (c.-à-d. à l'est de Saint-Thomas-les-bains, Figure 50b). L'anomalie thermique négative du Cambre d'Aze est ainsi réduite, les fluides chauds remontant côté mur de la faille de Prats (asymétrie des isothermes de part-et-d'autre de la faille). Ces circulations ont pour origine l'infiltration de fluides météoriques sur les reliefs que recoupe la faille de

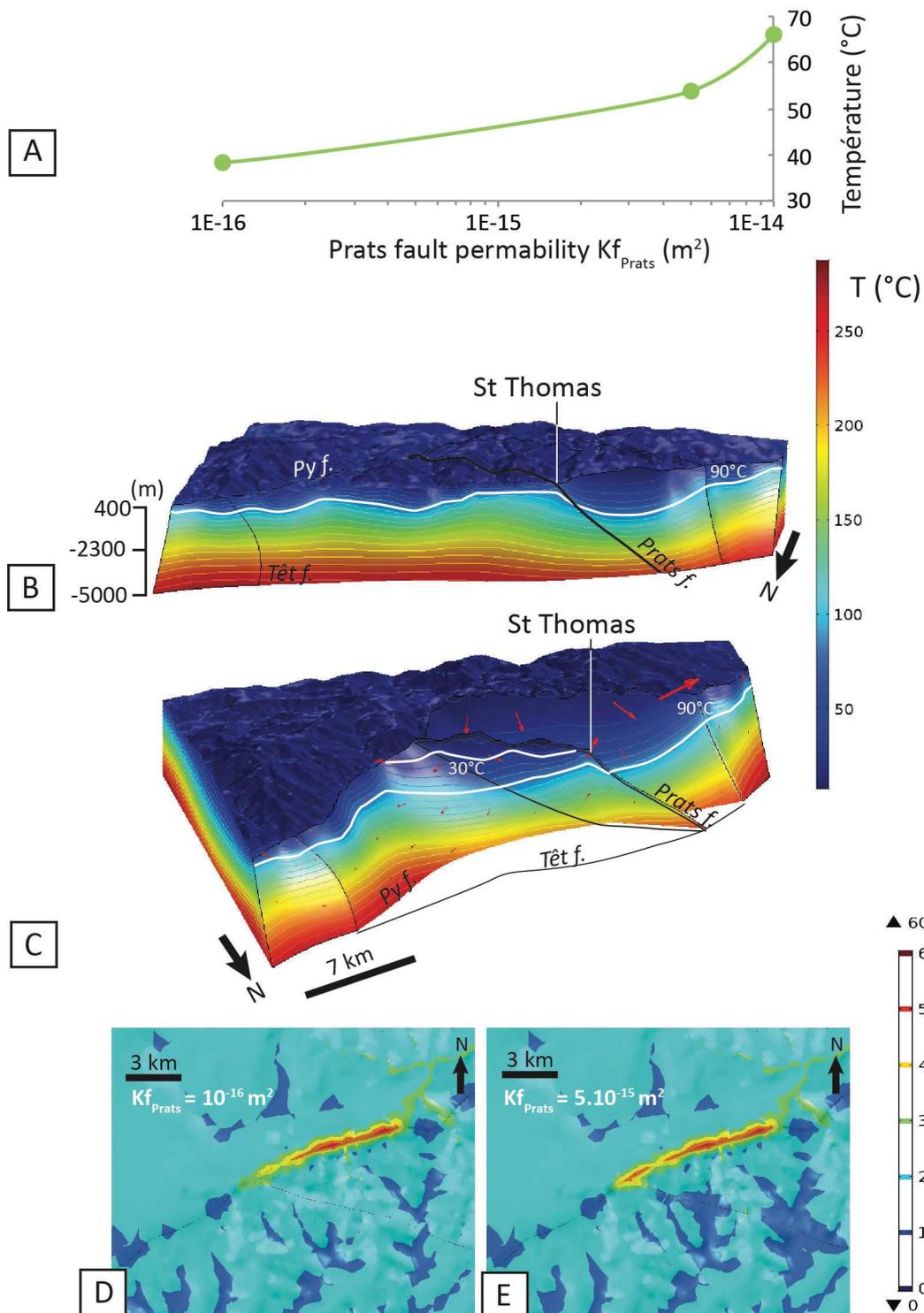


FIGURE 50: Effet de l'ajout d'une perméabilité à la faille de Prats, avec $k_g=10^{-16} m^2$; $k_{fT}=7.10^{-15} m^2$, $k_{fy}=10^{-16} m^2$. A) Température des sources à Saint-Thomas-les-bains en fonction de la perméabilité de la faille de Prats. B) Déformation des isothermes le long du plan de faille de la Têt à proximité de son intersection avec la faille Prats (vue vers le S). C) Déformation des isothermes le long des plans de faille de Prats et Py. D) Répartition des sources en surface entre Saint-Thomas-les-bains et Thues-les-bains dans le cas sans faille de Prats. E) Dans le cas où la perméabilité de la faille de Prats $k_{fPr}=5.10^{-15} m^2$.

TABLE 7: Caractéristiques des écoulements souterrains contribuant aux anomalies thermiques positives observées lors de la Simulation 1 : altitude de l’anomalie positive, profondeur maximale atteinte par la ligne de courant, altitude d’origine de la ligne de courant, température atteinte en profondeur par la ligne de courant, nom du relief à l’origine de la ligne de courant.

	Altitude anomalie positive (m)	Profondeur d’écoule- ment (m)	Altitude d’origine (m)	Température profondeur (°C)	Relief
Llo	1400	-150	2600	80	massif du Puigmal
St-Thomas- les-bains	1150	-	-	-	-
Prats- Balaguer	1250	-600	2650	120	Pic d’Eyne
Thues-les- bains toit	800	-1950	1750	170	Sierra de Clavera
Thues-les- bains mur	800	-1300 à -3700	2600	140 à 210	Pic de la Dona et Pic d’Eyne
Vernet-les- bains	660	-1400	2450	130	Pic de Quazemi

Prats (Figure 50c). Les isothermes sont déformées sous les reliefs et au niveau des vallées perchées, les fluides météoriques infiltrés sont dirigés par le gradient topographique le long de la faille de Prats vers la vallée de la Têt où ils émergent à forte vitesse à Saint-Thomas-les-bains.

En surface, l’ajout d’une perméabilité à la faille de Prats par rapport au cas sans faille (Figure 50d), permet de localiser de fortes températures à son intersection avec la faille de la Têt, et même sur une centaine de mètres le long de la faille de Prats (Figure 50e). L’amplitude de l’anomalie thermique induite à proximité de la faille de Prats augmente également les températures de l’anomalie thermique positive de Thues-les-bains d’environ 5°C.

L’augmentation de la perméabilité de la faille de Py augmente également les températures de l’anomalie thermique de Llo dans les modèles de 6°C au maximum. Néanmoins, comme on peut le voir sur la Figure 50c, l’augmentation de la perméabilité de la faille provoque un abaissement des isothermes sur une large longueur d’onde le long de la faille de Py qui se comporte comme une zone d’infiltration majeure. Une augmentation de la perméabilité de la faille de Py provoque une augmentation des écoulements descendant à l’origine d’une large anomalie thermique négative en centre de la faille. Pour une forte perméabilité de la faille

de Py ($k_{fy}=10^{-14} \text{ m}^2$), les écoulements froids descendants sont tellement rapides que l'ensemble de la croûte est refroidie, limitant les anomalies thermiques le long de cette faille.

IV.2.4 Discussion sur les modèles numériques

La répartition et les températures des anomalies thermiques dans les modèles résultent de processus de transferts de chaleur advectifs (convection forcée) par des écoulements provenant à la fois des reliefs et le long de la faille, comme évoqué par López and Smith [1995] dans le cas d'un modèle théorique 3D. Ces processus sont directement liées aux contrastes de perméabilités du socle, de la faille, et à la topographie.

Même en l'absence de faille, les écoulements souterrains dans le socle contribuent à produire, dans les modèles, des anomalies de températures positives en surface dans les vallées et dans les zones où les sources sont observées sur le terrain ($\approx 30^\circ\text{C}$, Figures 45a et 45a). Pourtant, les systèmes hydrothermaux non-associés à des failles sont rares [Thiébaud, 2008; Cox et al., 2015], et impliquent de faibles températures.

En effet, les failles, par l'intermédiaire de leur zone d'endommagement, se comportent comme des drains pour les remontées de fluides hydrothermaux depuis les zones profondes où ils ont acquis leur température jusqu'à la surface [Bruhn et al., 1994; Curewitz and Karson, 1997; Caine et al., 2010; Wanner et al., 2014]. La répartition des sources hydrothermales sur le terrain, ainsi que les températures, sont reproduites dans cette étude pour un socle perméable (10^{-16} m^2) et une faille de la Têt perméable (7.10^{-15} m^2). Cela suggère que la faille de la Têt est actuellement une zone perméable et drainante, probablement grâce à sa zone d'endommagement, à sa constitution "multi-coeur" (voir Chapitre II), et aux contraintes actuelles.

Les failles de la Têt servent également de drain pour l'infiltration des fluides, que ce soit sur l'ensemble de la structure (ex : la faille de Py, Figure 50b) ou dans des zones spécifiques (ex : la faille de la Têt, Figures 45c et 46a). Les écoulements s'infiltrant assez profondément le long de la faille contribuent aux anomalies thermiques adjacentes (ex : Thues-les-bains), tandis que ceux demeurant en sub-surface peuvent au contraire diminuer leurs températures. L'infiltration des fluides froids circulant rapidement le long des plans peut fortement influencer les températures le long de la faille (anomalies négatives en profondeur), en surface, ainsi que dans le socle environnant. Les faibles températures observées à Saint-Thomas-les-bains dans la Simulation 1 pourraient être dues à l'influence de l'anomalie négative le long de la faille de la Têt au pieds du Cambre d'Aze (Planès) (Figure 45c). Cela

expliquerait la diminution des températures à Saint-Thomas-les-bains avec l'augmentation de la perméabilité de la faille de la Têt (Figure 46b), qui faciliterait les infiltrations froides.

L'apport de la faille de Prats aux anomalies thermiques positives de Saint-Thomas-les-bains dans la Simulation 2 (Figure 50) suggère :

1. que cette faille est perméable. Pourtant, les failles d'orientation similaires (E-W à NW-SE) sont interprétées comme étant hercyniennes [Autran et al., 1986; Guitard et al., 1992, 1998]. Cela suppose une néo-formation ou une réactivation récente de ces structures (Chapitre III)
2. l'importance des intersections de failles pour la localisation et les températures de sources hydrothermales, comme cela a souvent été montré (ex : McKenna and Blackwell [2004]; Faulds et al. [2010]; Person et al. [2012]; Belgrano et al. [2016]). Néanmoins ces exemples montrent essentiellement le recoupement de cellules de convection libre dans les failles. Dans notre cas, ce sont les écoulements par convection forcée le long de la faille de Prats vers la zone d'intersection sous l'effet du gradient topographique qui contribuent à l'anomalie de température de Saint-Thomas-les-bains.

Les modèles numériques indiquent que des sources hydrothermales, parmi les plus chaudes et les plus vigoureuses de la vallée de la Têt, devraient se localiser au village de Thues-entre-Valls, entre Thues-les-bains et Saint-Thomas-les-bains (Figures 45a et 46a). Aucune source n'est actuellement observée à cet endroit. Parmi les affleurements disponibles de la faille de la Têt, c'est le seul où la zone de faille est uni-coeur, non-lenticulaire, et composée de roches de faille allant des gouges incohésives au ultra-cataclases (Figure 26). De plus, les roches de failles et les fractures dans la zone d'endommagement sont fortement cimentées à cet endroit (Figure 30b), essentiellement par du quartz et des carbonates (Table 1). Ces ciments pourraient être la manifestation de paléo-écoulements hydrothermaux à Thues-entre-Valls qui y auraient scellés la zone de faille, diminuant sa perméabilité [Forster et al., 1997; Brogi and Fulignati, 2012; Belgrano et al., 2016]. Les fluides déviés à l'aplomb de cette zone potentiellement imperméable et fortement cimentée pourraient contribuer à la vigueur des écoulements hydrothermaux à Thues-les-bains, ou bien aux sources de Saint-Thomas-les-bains et Prats-Balaguer, où un déficit de température était observé.

La présence de sources hydrothermales suggère en revanche que la faille de la Têt n'est pas scellée sur toute sa longueur. Les processus de cimentation peuvent durer durant plusieurs centaines de milliers à plusieurs millions d'années [Lowell et al., 1993; Renard et al., 2000]. L'activité sismique faible à moyenne (maximum

4<M<5) enregistrée le long de la faille de la Têt en profondeur [Souriau and Pauchet, 1998], ainsi que des contraintes in-situ (Chapitre III) pourraient expliquer l'entretien des conduits hydrothermaux [Géraud et al., 2006].

L'origine des fluides dans les modèles et l'influence de la topographie sur les écoulements sont discutées dans la section IV.3 ci-dessous, intégrant la géochimie des eaux (Section IV.1)

IV.3 Discussion intégrée

Les informations obtenues à partir des deux approches développées dans ce chapitre (géochimie des eaux et modélisation numérique), sur les processus profonds de transfert des fluides et d'acquisition de la température, sont ici discutées conjointement.

Les fluides hydrothermaux contribuant aux anomalies thermiques dans les modèles proviennent des massifs cristallins environnants (Figure 49). Les altitudes d'origine des lignes de courant (c.-à-d. l'altitude d'infiltration, Table 7) sont plus élevées que les valeurs moyennes calculées par Krimissa [1995] (≈ 2000 m, Figure 24) et dans cette étude (de 1800 à 2100 m, ± 300 m, section IV.1, Table 4) mais restent néanmoins cohérentes. En effet, les altitudes calculées par la géochimie des eaux sont moyennées, alors que celles issues des modèles numériques sont des maxima. De plus, les biais liés au paléo-climat et au paléo-relief peuvent fausser les estimations géochimiques (Section IV.1.2.2).

La majorité des lignes de courant contribuant aux anomalies thermiques positives proviennent du mur de la faille. Comme discuté dans le chapitre II (Figure 6c dans Taillefer et al. [2017]), il existe une corrélation entre la distribution et les températures des sources hydrothermales, et la topographie du toit de la faille de la Têt. La superposition de l'analyse topographique des reliefs dans le mur de la faille (Figure 51a) issue de Taillefer et al. [2017] (Chapitre II) à la distribution des anomalies thermiques le long de la faille dans les modèles (Simulation 1, Figure 51b), montre que :

- les anomalies thermiques positives en surface et le long de la faille en profondeur correspondent aux hautes valeurs d'escarpement et de moyennes d'altitude intégrées sur la largeur du massif dans le mur de la faille ;
- les anomalies thermiques négatives en surface et le long de la faille en profondeur correspondent aux faibles valeurs d'escarpement et de moyennes d'altitude intégrées sur la largeur du massif dans le mur de la faille ;

Les anomalies thermiques de la vallée de la Têt sont donc liées à la présence

d'une topographie, ici l'escarpement de la faille de la Têt, comme observé dans d'autres systèmes hydrothermaux en contexte orogénique (ex : Sonney and Vuataz [2009]; Thiébaud [2008])

La similitude des signatures chimiques des eaux hydrothermales observée par Krimissa [1995], et confirmée par l'étude géochimique réalisée dans cette thèse (section IV.1), permettait de suspecter que les fluides hydrothermaux proviennent exclusivement du mur de la faille de la Têt (Taillefer et al. [2017], chapitre II)

Or, la distribution des lignes de courant dans les modèles (Figure 49) suggère qu'une partie des fluides contribuant aux anomalies thermiques positives de Thues-les-bains proviennent du toit de la faille de la Têt (Serra de Clavera, Table 7). La convergence des lignes de courant vers Thues-les-bains s'explique par l'élévation de l'escarpement (c.-à-d. le gradient topographique) dans le toit de la faille de la Têt, calculée dans la Figure 51a par une méthode identique à celle utilisée pour l'escarpement du mur de la faille [Taillefer et al., 2017]. L'escarpement du toit est lié à des forçages externes (incision de la rivière Têt, vallée glaciaire, érosion), voire à un déplacement sur des failles connexes (Chapitre III) et non au déplacement sur la faille de la Têt, comme c'est le cas pour l'escarpement du mur. Les topographies du toit et du mur de la faille sont liées à la localisation ainsi qu'aux températures des sources hydrothermales sur le terrain (Figure 51a), et des anomalies thermiques dans les modèles (Figure 51b). Les pics de topographie positives (élévation de l'escarpement et moyenne des altitudes normalisée, voir Taillefer et al. [2017]) concident avec la localisation des sources sur le terrain. L'amplitude des topographies positives correspond à l'amplitude des températures maximales des sources sur le terrain, au nombre de sources, ainsi qu'à l'amplitude des anomalies thermiques positives dans les modèles. Les topographies négatives correspondent quant à elles aux anomalies thermiques négatives dans les modèles, c.-à-d. aux zones d'infiltration le long de la faille.

La provenance de fluides hydrothermaux depuis le toit de la faille de la Têt permettrait d'expliquer les sources hydrothermales de Canaveilles, les seules situées dans ce compartiment de la faille. Cette hypothèse est néanmoins en contradiction avec la similitude des signatures géochimiques observées sur l'ensemble des sources. Pour expliquer cela, le transfert des fluides doit avoir lieu dans le même type de lithologies de part et d'autre de la faille. Les lignes de courant provenant de la Sierra de Clavera prennent leurs sources au niveau du contact lithologique entre le granite de Mont-Louis et les méta-sédiments (voir Figure 3 dans Taillefer et al. [2017] et agrandissement en Annexe 7). La circulation exclusive dans des roches cristallines des fluides hydrothermaux en provenance de la Serra de Clavera est donc tout à

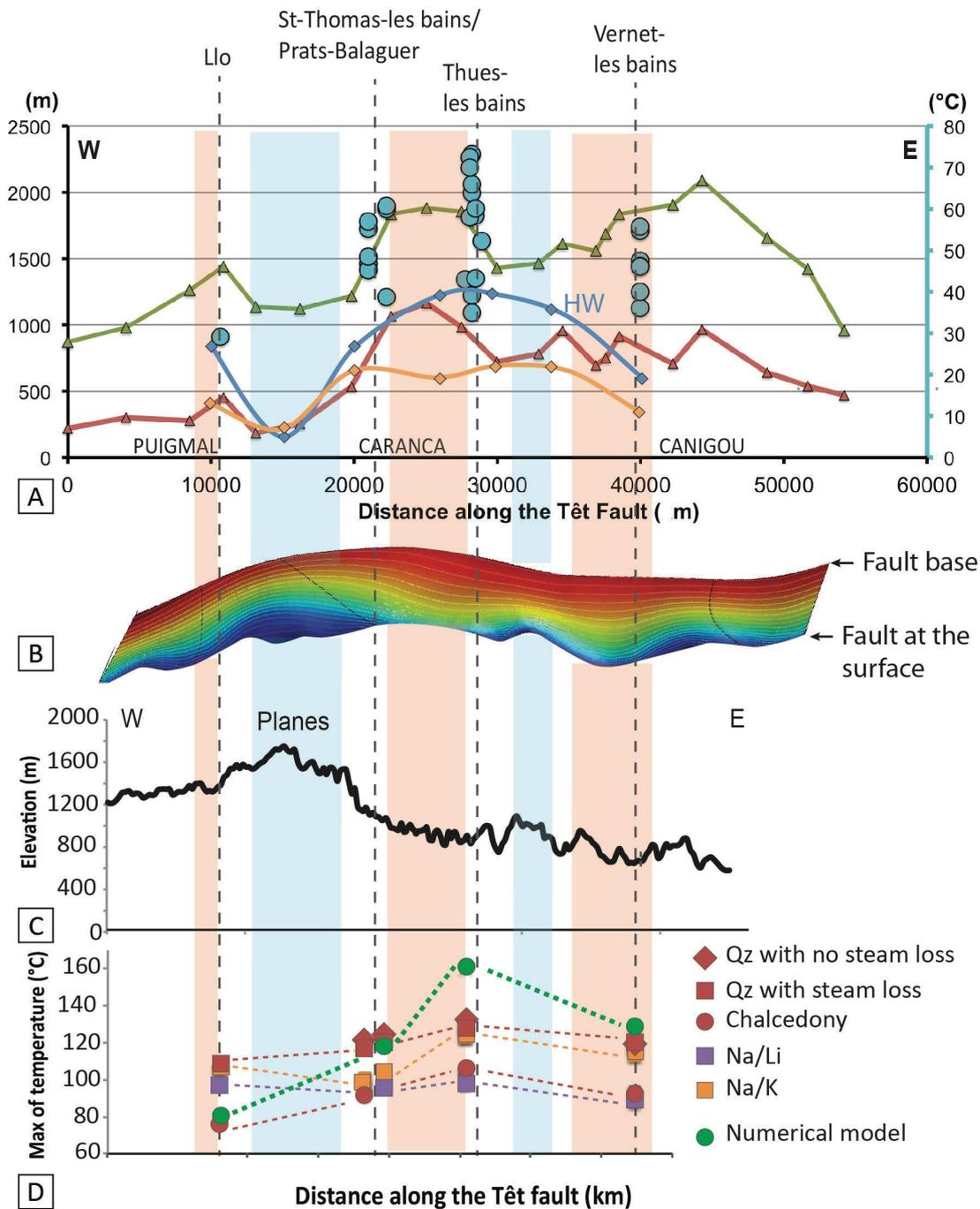


FIGURE 51: Relation entre la topographie, la répartition et les températures des sources en surface sur le terrain, les anomalies thermiques négatives (surfaces bleues) et positives (surfaces rouges) le long de la faille de la Têt dans les modèles numériques, et les températures atteintes en profondeur A : Température et nombres de sources, élévation de l'escarpement (courbe verte pour le mur de la faille, bleue pour le toit) et moyenne des altitudes normalisées intégrées sur la largeur de la chaîne (courbe rouge pour le mur de la faille, orange pour le toit), en fonction de la distance le long de la faille (modifié d'après Taillefer et al. [2017], voir chapitre II). B : Anomalies thermiques sous la surface le long de la faille ($k_{fT}=7.10^{-15}$ et $k_g=10^{-16}$ m²). C : Profil topographique le long de la surface de la faille de la Têt. D) Comparaison entre les températures atteintes par les écoulements profonds dans les modèles et les températures maximales atteintes par les eaux calculées d'après les géothermomètres géochimiques (modifié d'après la Figure 40 de la section IV.1)

fait envisageable, tout en conservant des signatures chimiques identiques à celles de fluides ayant circulé dans les roches cristallines dans le mur de la faille de la Têt. Une partie des fluides hydrothermaux provenant du toit de la faille de la Têt, et contribuant aux sources hydrothermales, n'est donc pas à exclure.

Les fluides réchauffés en profondeur sont captés par la faille de la Têt perméable, comme observé par Magri et al. [2010] dans le cas d'un système extensif. Ils peuvent également provenir de zones d'infiltration de fluides froids le long de la faille (ex : le pied du Cambre d'Aze pour Saint-Thomas-les-bains et Thues-entre-Valls). Dans les deux cas, les fluides circulent le long de la faille, mais n'émergent pas nécessairement à l'aplomb de la zone de captage, la réapparition et le trajet des lignes de courant en profondeur n'étant pas majoritairement contrôlé par la faille, mais par la topographie, et ce dans les trois dimensions.

Un gradient topographique existe également le long de la faille de la Têt (Figure 51c). L'importante anomalie thermique négative au pied du Cambre d'Aze correspond à l'altitude la plus haute à laquelle la faille de la Têt affleure en surface (Planes, au pied du Cambre d'Aze), expliquant la ligne de partage des eaux souterraine et de surface entre la Cerdagne et la Vallée de la Têt. Les anomalies thermiques positives se trouvent principalement de part et d'autres de ces reliefs (Llo, Saint-Thomas-les-bains/Prats-Balaguer).

Les écoulements dans les massifs et le long de la faille sont donc contrôlés par le gradient topographique régional, mais également par celui de la zone de faille elle-même, correspondant sur une partie de son tracé à la vallée de la Têt (Figure 49). La chaleur acquise en profondeur est conservée pendant son transfert vers les émergences grâce aux fortes vitesses de Darcy associées aux perméabilités élevées dans la faille de la Têt, le fluide hydrothermal n'a ainsi pas le temps de se refroidir [Grasby and Hutcheon, 2001].

Les systèmes hydrothermaux sous forme d'alternance d'anomalies négatives et positives (respectivement des zones d'infiltrations et résurgences) le long de la faille sont décrits lorsque le régime thermique concerné est la convection libre (ex : Yang et al. [2004]; Harcouët-Menou et al. [2009]; Magri et al. [2015, 2016]). Ces systèmes hydrothermaux sont donc liés à des contextes extensifs et/ou des failles bien plus perméables, impliquant des nombres de Rayleigh plus importants (section IV.2.3.1). A notre connaissance, en dehors de l'étude numérique théorique de López and Smith [1995] évoquant le rôle de la topographie de la faille, il n'existe pas de description d'écoulements guidés par la topographie (convection forcée) le long des failles qui soient associés au gradient topographique de la faille elle-même. Dans notre cas, il est induit par le haut topographique (ligne de partage des écoulements

de surface et souterrains) de Planes (au pieds du Cambre d'Aze), entre la Cerdagne et la vallée de la Têt.

Les profils le long de la faille de la Têt des températures et du nombre de sources (Figures 51a), de la topographie (Figure 51a et c) ainsi que des anomalies de températures dans les modèles (Figure 51), coïncident également avec le profil des températures d'équilibres en profondeur mesurées par les géothermomètres (Figure 51d, section IV.1). Les températures atteintes en profondeur par les lignes de courants dans les modèles (Table 7 et Figure 51d) sont dans les gammes proposées par les géothermomètres (à l'exception de Thues-les-bains). Leur distribution le long de la faille de la Têt est identique : basses températures à Llo, intermédiaires à Saint-Thomas-les-bains / Prats-Balaguer et Vernet-les-bains, et fortes à Thues-les-bains (dans la Figure 51d, les températures des fluides issus du mur et du toit de la faille dans les modèles sont moyennées pour Thues-les-bains). Les modèles ne permettent pas de préciser quel géothermomètre serait le plus juste. Néanmoins, la distribution des températures en profondeur dans les modèles concorde plutôt avec celle proposée par les géothermomètres à silice. Ils confirment en revanche que les températures des sources sur le terrain reflètent un refroidissement proportionnel aux températures acquises en profondeur.

IV.4 Apport de ce chapitre

Le ré-échantillonnage des sources hydrothermales de la vallée de la Têt a permis de confirmer et de compléter les précédentes analyses géochimiques réalisées dans la région.

- à l'exception de la source de Saint-Louis, les variations de température des eaux hydrothermales au sein d'un même cluster ne peuvent pas être expliquées par des mélanges avec des eaux superficielles.
- Les compositions ioniques montrent que les interactions eaux-roches, et donc les processus de transfert en profondeur, sont similaires pour toutes les sources, et spécifiques à ce système hydrothermal (c.-à-d. différent de ceux du système hydrothermal Nord Cerdan de Colomer-Dorres).
- Les altitudes de recharge calculées à partir du $\delta^{18}\text{O}$ sont également similaires, aux alentours de 2000 m.
- L'utilisation des géothermomètres à silice, Na/Li et Na/k indique des températures maximales atteintes en profondeur de 110 ± 20 °C. D'après les géothermomètres à Silice, il existe une corrélation entre la distribution des températures en profondeur et en surface, les plus froides se situant à Llo,

les plus chaudes à Thues-les-bains et Canaveilles, et celles intermédiaires à Saint-Thomas-les-bains, Prats-Balaguer et Vernet-les-bains.

- les signatures isotopiques du Lithium sont globalement homogènes et trop enrichies par rapport à celles attendues pour des eaux ayant circulé en milieu cristallin. Des processus secondaires doivent être à l'origine de cet enrichissement.
- Vernet-les-bains et Llo montrent une légère différence des isotopes stables de l'eau et du Lithium, et d'altitude de recharge par rapport aux autres sources de la Têt.

Les $\delta^7\text{Li}$ mesurés dans les eaux ne sont pas en accord avec la loi thermométrique empirique décrite par Millot and Négrel [2007]. En effet, les $\delta^7\text{Li}$ sont trop élevés de quelques ‰ si on se base sur les températures estimées par les géothermomètres chimiques.

Une explication possible quant à cette observation serait que lors de la remontée des fluides, le long d'un système de failles, des phases néofomées (argiles par exemple) puissent piéger du lithium. Les mécanismes secondaires peuvent expliquer le shift du $\delta^7\text{Li}$ vers des valeurs plus hautes (le ^6Li étant préférentiellement incorporé dans les solides).

Les systèmes hydrothermaux continentaux en contexte orogénique, peu étudiés et modélisés, impliquent des lithologies de socle peu perméables, des failles de perméabilités variables à l'histoire polyphasée, mais également des topographies associées à ces failles ou à des phénomènes géomorphologiques (incision alluviale, glaciation,...) à la fois complexes et asymétriques.

La modélisation numérique, permet ici de tester le couplage de la loi de Darcy et de l'équation de la chaleur dans un modèle 3D impliquant une topographie et un réseau de faille réalistes, basés sur des données de terrain.

Les résultats montrent que :

1. Les transferts de chaleur sont uniquement advectifs (faible nombre de Rayleigh). La localisation des anomalies thermiques positives (c.-à-d. des sources) est liée à la convergence entre des écoulements en provenance des reliefs dans le mur de la faille (Canigou, Carança, Puigmal) et localement dans le toit (Sierra de Clavera), et des circulations le long de la faille. La topographie de ces reliefs, mais également le long de la faille, dirigent les écoulements, et influencent la localisation des zones de recharge (hauts topographiques) et de décharge (bas de pente).
2. La température des anomalies thermiques positives est en partie contrôlée par la perméabilité du socle. Les fluides qui y circulent permettent des ré-

surgences jusqu'à 40°C même en l'absence de faille. Les fortes vitesses de Darcy induites par les failles perméables permettent ces transferts rapides de la chaleur acquise en profondeur jusqu'aux résurgences, favorisant ainsi des températures élevées. Les isothermes sont remontés au niveau de la zone de faille. Les failles fortement perméables permettent également l'infiltration de fluides froids à grande vitesse, qui ont pour effet le refroidissement de la croûte et des potentiels écoulements adjacents. En fonction de la topographie, les écoulements le long de la faille s'organisent en alternance d'anomalies positives et négatives, dont l'influence sur la température dans la croûte peut être de plusieurs kilomètres.

3. L'intersection de failles perméables augmente les températures des anomalies thermiques, là où un déficit de température dans les modèles était observé par rapport aux températures des sources sur le terrain (Saint-Thomas-les-bains). Les fluides infiltrés sur les reliefs recoupés par les failles s'écoulement directement le long du plan de faille pour contribuer aux anomalies thermiques situées à la base du relief, sur la zone d'intersection.

Le rôle de la topographie et de la perméabilité sur la répartition des écoulements, et les anomalies thermiques associées, est majeur jusqu'à des échelles très locales. Cela peut avoir de fortes implications sur l'implantation d'un forage géothermique sur de courtes distances. Le modèle numérique proposé est construit à partir d'une géométrie réaliste, mais néanmoins simplifiée. La configuration ayant permis de reproduire les températures et la répartition des sources observées sur le terrain implique un socle peu perméable (10^{-16} m²) et une faille de la Têt relativement perméable ($7 \cdot 10^{-15}$ m²). Des modèles plus élaborés prenant en compte la compartimentation de la faille et les variations lithologiques, devraient permettre d'affiner notre analyse.

Enfin, bien que situé hors du cadre de cette étude, l'apparition de la source de la Preste suggère que les sources de la vallée du Tech sont soumises à des processus similaires. Les températures dans les modèles (35°C) ne correspondent néanmoins pas tout à fait à celles de la source in-situ (44°C). Or, cette source ne se situe à proximité d'aucune faille majeure cassante. Une étude ultérieure pourrait permettre d'impliquer les spécificités lithologiques et structurales des sources du Tech afin de déterminer quels facteurs contrôlent leur localisation et leurs températures.

V.1 Discussion générale et conclusion

V.1.1 Rappel de la problématique

Cette thèse a pour objectif de comprendre l'organisation et les facteurs de contrôle d'un système hydrothermal en contexte orogénique, avec pour objet d'étude les sources hydrothermales de la vallée de la Têt dans les Pyrénées Orientales (France). Cette étude intègre des données de télédétection, une étude structurale de terrain grande échelle, des analyses géochimiques des eaux, ainsi qu'un modèle numérique 3D couplant transferts de fluides et équation de la chaleur, afin de caractériser :

1. les conduits permettant la remontée des fluides hydrothermaux depuis la profondeur ainsi que le contexte tectonique susceptible de les entretenir.
2. les zones et les structures permettant l'infiltration de fluides météoriques sur les reliefs,
3. le moteur d'acquisition de la chaleur, du transfert des fluides en profondeur, ainsi que le régime thermique,

La Figure 52 présente un modèle des écoulements hydrothermaux de la Têt intégrant les principaux aspects développés lors de cette étude.

V.1.2 Rappel des principaux résultats

Les résultats principaux sont :

1. (a) Les sources émergent essentiellement dans le mur de la faille de la Têt, à l'exception des sources de Canaveilles,
 - (b) Les sources émergent uniquement dans des roches cristallines, au contact, faillé ou non, avec des métasédiments,
 - (c) Les émergences se situent dans la zone d'endommagement très fracturée de la faille de la Têt, proches d'intersections avec des failles connexes fragiles. Des anomalies positives de températures sont observées aux intersections de failles connexes avec la faille de la Têt dans les modèles numériques, permettant notamment d'expliquer les sources de Saint-Thomas les bains/Prats-Balaguer,
 - (d) Les résurgences hydrothermales coïncident également avec la présence des mylonites de la faille ductile du Chevauchement Mylonitique Nord Canigou. Cette faille permet la juxtaposition de roches cristallines et de métasédiments.
 - (e) La faille de la Têt est essentiellement multi-coeur, composée d'une alternance de lentilles de gneiss très fracturé et de roches catalastiques.
 - (f) A l'exception de la source de Saint-Louis, les variations de température des eaux hydrothermales au sein d'un même cluster ne peuvent pas être expliquées par des mélanges avec des eaux superficielles,
2. (a) La zone d'étude est affecté par un réseau de failles secondaires et de fractures comportant trois principales orientations, liées à l'histoire tectonique locale :
 - i. Des fractures N-S, liés à la compression Pyrénéenne (Paléocène à Oligocène), se distribuent de façon pervasive loin des failles sur les massifs,
 - ii. Des failles et fractures NE-SW se concentrent autour des failles majeures d'orientations similaires (ex : la faille de la Têt), formées durant la phase d'extension majeure Oligo-Miocène,
 - iii. Des failles et fractures NE-SW, majoritaires sur la zone d'étude, se concentrent massivement autour des failles de même orientation et des failles NW-SE. Leur formation est probablement liée à une phase d'extension tardive Plio-Quaternaire.
 - (b) L'ouverture, l'espacement, ainsi que les directions des familles de fractures, dépendent de la lithologie. Les modules Young des différentes lithologies peuvent expliquer les variations d'ouverture des fractures,

notamment en profondeur. Ainsi, fractures dans les roches cristallines sont potentiellement plus ouvertes en profondeur, que celles affectant des métasédiments.

3. (a) Les transferts de chaleur sont uniquement advectifs (faible nombre de Rayleigh),
- (b) Les interactions eaux-roches, et donc les processus de transfert en profondeur, sont similaires pour toutes les sources, et spécifiques à ce système hydrothermal,
- (c) Les altitudes de recharge se situent entre 2000 et 2600 m pour toutes les sources. La topographie contrôle la distribution des écoulements. Les eaux proviennent essentiellement des hauts reliefs situés dans le mur de la faille (massif du Puigmal pour Llo, de la Carança pour Saint-Thomas-les-bains/Prats-Balaguer et Thues-les-bains/Canaveilles, et du Canigou pour Vernet-les-bains). Toutefois, des apports provenant du massif de la Serra de Clavera dans le toit de la faille sont suspectés de contribuer aux sources de Thues-les-bains/Canaveilles,
- (d) Les températures maximales atteintes en profondeur sont différentes pour toutes les sources : 80-110°C pour Llo, 90-120°C pour Saint-Thomas-les-bains/Prats-Balaguer, 110-210°C pour Thues-les-bains/Canaveilles et 100-130°C pour Vernet-les-bains. Les amplitudes des températures des sources sur le terrain correspondent aux amplitudes des températures en profondeur pour les différents sites hydrothermaux,
- (e) Les températures le long de la faille de la Têt, en surface et profondeur, s'organisent sous forme d'anomalies thermiques positives et négatives (les sources hydrothermales et les zones d'infiltrations, respectivement). Les anomalies thermiques positives (respectivement négatives) correspondent aux topographies positives (respectivement négatives).
- (f) La perméabilité de la faille de la Têt, et dans une moindre mesure celle du socle, contrôle les températures des anomalies thermiques positives (c.-à-d. des sources). La faille de la Têt est ainsi identifiée comme étant relativement perméable. Une perméabilité de socle de $K_g = 10^{-16} \text{ m}^2$ et une perméabilité pour la faille de la Têt de $K_f = 7.10^{-15} \text{ m}^2$ permettent de reconstituer la plupart des sources hydrothermales observées sur le terrain ainsi que leurs températures,

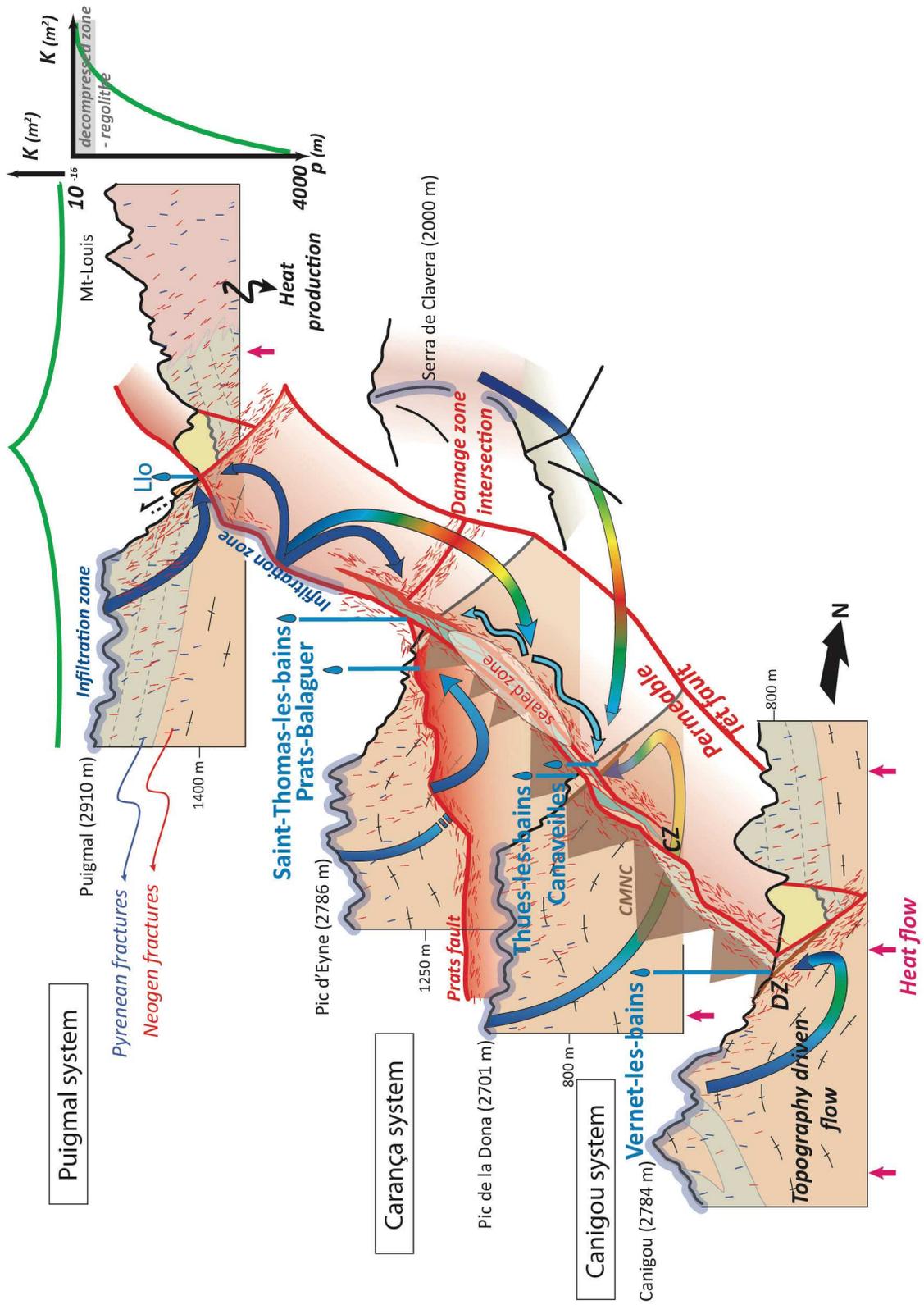


FIGURE 52: Description page suivante

FIGURE 52: Modèle des écoulements hydrothermaux de la vallée de la Têt. Les zones d'infiltration des fluides météoriques se situent en altitude, sur les reliefs constituant le mur de la faille. La fracturation régionale polyphasée maintient un socle perméable jusqu'à 4 km de profondeur, permettant aux fluides infiltrés de s'y réchauffer grâce au flux de chaleur et à la production de chaleur élevée des roches cristallines. La segmentation de la faille de Têt, en partitionnant la topographie associée à son déplacement, individualise les écoulements souterrains contribuant aux sources. La topographie le long des failles permet l'infiltration de fluides au niveau des hauts topographiques et leur transfert le long des failles depuis cette zone vers les bas topographiques. La faille de la Têt est majoritairement multi-cœur perméable, en particulier au niveau de sa zone d'endommagement (DZ). Sa constitution cataclastique entre Thues-les-bains et Saint-Thomas-les-bains, ainsi que des processus de cimentation, scellent cette zone sous laquelle les fluides hydrothermaux sont déviés latéralement. En sub-surface, les émergences se produisent favorablement à l'interface gneiss-métasédiments, aux intersections de zones d'endommagement et en présence de mylonites.

V.1.3 Effet de la topographie

Les écoulements hydrothermaux de la Têt sont distribués le long de la faille de la Têt (Taillefer et al. [2017], section 5.1), et sont majoritairement contrôlés par la topographie du mur de la faille (Taillefer et al. [2017], section 5.2 et section IV.2.3.2 du manuscrit). Ce système est similaire à ceux, purement advectif, mais néanmoins associés à des failles, décrits par Grasby and Hutcheon [2001], Crow et al. [2005], et Hochstein et al. [2013] dans des chaînes de montagne telles que l'Himalaya ou les Rocheuses Canadiennes.

Dans le cas de la vallée de la Têt, c'est principalement le déplacement cumulé sur la faille de la Têt lors de sa période d'activité Oligo-miocène (Taillefer et al. [soumis], section 2) qui est responsable des hauts reliefs dans le mur de la faille. C'est donc à cette période que s'initierait le système hydrothermal de la Têt. De plus, les différents segments de la faille de la Têt (Conflent, Carança, Cerdagne) compartimentent les massifs (respectivement Canigou, Carança, Puigmal, voir Taillefer et al. [2017], section 5.2), individualisant ainsi les écoulements souterrains ainsi que les anomalies thermiques positives et négatives associées (section IV.2.3.2). La faille de la Têt et la topographie sont donc deux facteurs de contrôle du système hydrothermal qui sont intimement liés.

La topographie contrôle la distribution des écoulements souterrains. En effet, elle induit un fort gradient de pression permettant le transport advectif des fluides météoriques à très grande profondeur. Les zones d'infiltration sont nécessairement situées en haute altitude (> 2200 m), comme le suggèrent les compositions des eaux en $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 38) et les modèles numériques (section IV.2). En effet, un plus faible gradient topographique, c.-à-d. des écoulements souterrains initiés à une altitude proche de celle de la résurgence, ne permet pas aux fluides de descendre assez profondément pour acquérir de fortes températures (comme l'indiquent les

lignes de courant dans le cas de Llo, Figure 49, Table 7).

Cette étude montre également le rôle fondamental de la topographie le long des failles permettant des transports advectifs de chaleur le long de ces structures (section IV.2, Figure 49 et 50). Cela avait seulement été suggéré théoriquement par López and Smith [1995], et jamais démontré dans un cas concret.

V.1.4 Effet de la perméabilité

V.1.4.1 Perméabilité du socle

Les transferts de chaleur advectifs dans le socle permettent d'atteindre des températures aux résurgences de 30°C (ex : Llo), localisant les anomalies thermiques au niveau des vallées [Craw et al., 2005]. Lors des simulations (Section IV.2.3.2), la source de la Preste (Vallée du Tech, Figures 45a et b) est ainsi apparue, mais moins chaude que les températures mesurées sur le terrain (30°C dans les modèles contre 42°C *in-situ*), suggérant la nécessité d'une structure plus perméable pour obtenir des températures supérieures.

V.1.4.2 Perméabilité des failles

Les modèles numériques suggèrent que la faille de la Têt est une structure perméable (section IV.2). Cette hypothèse est communément décrite pour les systèmes hydrothermaux [Forster and Evans, 1991; Bruhn et al., 1994; Forster et al., 1997; Brogi and Fulignati, 2012; Belgrano et al., 2016] et utilisée dans les modèles numériques (e.g. Severini and Huntley [1983]; Forster and Smith [1989]; McKenna and Blackwell [2004]; Sonney and Vuataz [2009]; Garibaldi et al. [2010]; Magri et al. [2010, 2015, 2016]). Cette forte perméabilité peut être due à :

1. La **zone d'endommagement**, où les fractures NE-SW et NW-SE sont fortement concentrées (Taillefer et al. [2017], section 6 et Taillefer et al. [soumis]). Cette zone est classiquement décrite comme perméable [Chester and Logan, 1986; Caine et al., 1996; Evans et al., 1997],
2. L'**architecture interne** du coeur de la faille, majoritairement **multi-coeur**, où les connexions de lentilles de protolithe (gneiss) fracturées [Taillefer et al., 2017] permettent les circulations de fluides le long et au travers de la faille [Sibson, 1996; Géraud et al., 2006; Caine et al., 2010; Faulkner et al., 2010], malgré le caractère imperméable des roches cataclastiques [Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Ballas et al., 2012]. Les fluides hydrothermaux contribuant aux sources de Thues-les-bains pourraient ainsi contribuer à

celles de Canaveilles dans le mur de la faille de la Têt, multi-coeur à cet endroit (Taillefer et al. [2017], Figure 7a). Néanmoins, les modèles numériques (section IV.2) indiquent que des fluides hydrothermaux en provenance du toit de la faille (Serra de Clevera) pourraient également contribuer aux sources hydrothermales de Thues-les-bains et de Canaveilles (Figure 49). A Thues-entre-Valls, la faille de la Têt est uni-coeur et entièrement constituée de roches cataclastiques (Annexe 1). Aucune source n'est recensée à cet endroit, bien que les modèles numériques (section IV.2) y prédisent l'activité hydrothermale la plus vigoureuse de la zone d'étude (températures et vitesses de Darcy, Figure 45).

En sub-surface, c'est la géologie locale qui contrôle la distribution des sources. Les conduits préférentiels sont constitués de roches cristallines fracturées au sein même de la zone d'endommagement de la faille de la Têt, notamment aux intersections avec d'autres grandes failles connexes. L'interface lithologique entre les gneiss et les métasédiments, faillée ou non, semble être un facteur important contrôlant également la localisation des sources [Taillefer et al., 2017], car les métasédiments agissent comme une barrière imperméable [Taillefer et al., soumis]. Associée à ces contacts, la zone de mylonites exhumée du Chevauchement Mylonitique Nord Canigou semble agir comme une structure perméable le long de laquelle circulent les fluides hydrothermaux [Taillefer et al., 2017].

Les simulations multi-failles réalisées dans cette étude (Chap. IV.2, Section IV.2.3.3) ont révélé le rôle de l'intersection des failles de Prats et de la Têt sur les températures des sites hydrothermaux de Saint-Thomas-les-bains et Prats-Balaguer. Ils soulignent également l'importance des écoulements le long des failles intersectant les reliefs (Prats, Py) sur les infiltrations et les résurgences.

V.1.5 Processus secondaires et variabilité temporelle

V.1.5.1 Cimentation

A Thues-entre-Valls, comme à Thues-les-bains et à Llo, le quartz et les carbonates ainsi que d'autres altérites hydrothermales [Henley and Ellis, 1983] remplissent les veines postérieures aux roches de faille et aux failles (Annexe 1), cimentent la matrice cataclastique et se déposent pervasivement autours des sites hydrothermaux (Annexe 3). Ces phénomènes de cimentation et de dépôt attestent de circulations hydrothermales anciennes ou actuelles ayant pour effet la diminution de la perméabilité de la zone de faille jusqu'à son complet colmatage [Bruhn et al., 1994; Curewitz and Karson, 1997; Forster et al., 1997; Howald et al., 2015;

Belgrano et al., 2016]. Ce phénomène, à l'origine de migrations des sources hydrothermales en surface [Howald et al., 2015], pourrait expliquer l'absence de sources hydrothermales à Thues-entre-Valls, en plus de l'architecture uni-cœur de la faille qui suggère qu'elle est imperméable. Les fluides se dirigeant vers cette zone scellée seraient ainsi détournés vers les sites alentours (Thues-les-bains, Saint-Thomas-les-bains, Canaveilles, Figure 52), compensant le déficit de température de certains d'entre eux observés dans les modèles numériques (section IV.2.3.2).

V.1.5.2 Champ de contrainte et sismicité

Du fait de la présence de sources hydrothermales, il est évident que la faille de la Têt n'est pas colmatée partout. D'après les expériences de Lowell et al. [1993], pour une perméabilité de la zone de faille comprise entre 10^{-15} et 10^{-14} m² (valeurs efficaces dans les modèles numériques, voir section IV.2) et une température de 100°C, le colmatage complet du réseau de fracture prendrait entre 30 000 ans et 1 Ma. Cela suggère que la zone de faille doit être en cours de colmatage, et/ou que l'activité tectonique suspectée au Plio-quaternaire [Taillefer et al., soumis], ainsi que la sismicité actuelle [Souriau and Pauchet, 1998; Goula et al., 1999] permettent d'entretenir la perméabilité des conduits (c.-à-d. de la faille) [Sibson, 1987; Barton et al., 1995; Brown and Bruhn, 1998; Faulds et al., 2010; Cox et al., 2015; Howald et al., 2015]. Les sur-pressions de fluides associées aux zones scellées pourraient même être à l'origine de l'activité sismique mal expliquée dans la zone [Bruhn et al., 1994; Caine et al., 2010].

V.1.5.3 Diminution de la perméabilité avec la profondeur

La cimentation des fractures, dont l'efficacité augmente avec la profondeur (malgré un gap probable entre 4 et 7 km) [Renard et al., 2000], ainsi que la fermeture des fractures par pression de confinement ou dilatance thermique de la roche, font partie des processus réduisant la perméabilité du socle en profondeur [Earnest and Boutt, 2014; Ingebritsen and Manning, 1999; Saar and Manga, 2004; Savage and Brodsky, 2011; Stober and Bucher, 2015]. Pourtant, ces processus peuvent ne pas être suffisant pour colmater les réseaux de fractures sub-verticales en profondeur [Lowell et al., 1993], qui sont majoritaires dans notre zone d'étude (Taillefer et al. [soumis], Figure 4). D'après les modèles numériques d'écoulement hydrothermaux (section IV.2), le socle dans la vallée de la Têt doit être assez perméable (jusqu'à 10^{-16} m²) pour permettre les écoulements jusqu'à - 3700 m dans la croûte (voir Table 7).

Les données de perméabilité pour les roches de socles à une telle profondeur

sont inexistantes [Ranjram et al., 2015]. Néanmoins, cette valeur est cohérente avec les valeurs de perméabilité pour de telles profondeurs extraites des lois de décroissance de perméabilité proposées par Ingebritsen and Manning [1999], Stober and Bucher [2007], et Ingebritsen and Manning [2010], et sont inférieures à celles proposées par Mailloux et al. [1999] (10^{-14} m²) et Pepin et al. [2015] (10^{-12} m²) pour ces profondeurs. De plus, les modèles numériques de dislocation (Taillefer et al., [soumis], section 4.3) montrent une décroissance de l'ouverture des fractures avec la profondeur. D'après la loi cubique (Equation I.3, section I.2.3.2.a.), l'ouverture d'une fracture correspondant à une perméabilité de socle de 10^{-16} m² est de 3.10^{-8} m, et celle correspondant à une perméabilité de faille de 10^{-14} m² est de 10^{-7} m. Ces valeurs sont bien inférieures à celle obtenues dans les simulations numériques de dislocation réalisées dans cette étude (Taillefer et al. [soumis], Figure 9). En réalité, les relations entre fracturation et perméabilité sont bien plus complexes (ex : espacement des fractures, densité du réseau, intersection, rugosité des épontes,...).

V.1.5.4 L'englacement Würmien et les effets transitoires

L'effet de la glaciation Würmienne (section I.4.2.5) sur les circulations hydrothermales de la Têt, n'a pas été exploré dans cette étude, bien que son influence ait été considérée pour d'autres systèmes hydrothermaux en contexte orogénique [Maréchal et al., 1999; Vasseur et al., 1997; Thiébaud, 2008]. L'emprise des glaces dans la zone d'étude (Figure 23) correspond aux impluviums des sources hydrothermales de la Têt, déterminées par la géochimie (Table 4) et par les modèles numériques (Table 7). L'emprise maximale des glaces est datée aux alentours de -22 ka et le début du retrait ayant débuté entre -21 et -18 ka [Delmas et al., 2008, 2009], on estime que l'emprise totale des glaces sur la zone d'étude a duré approximativement 10 000 ans. Les effets transitoires des circulations hydrothermales liés à l'englacement de la zone d'étude sont à ajouter à ceux occasionés par les variations de perméabilité liées à la cimentation, aux variations du champ de contrainte, et à la sismicité. Un manque de recul sur les changements de comportement des sources, lié à la période d'observation, empêche d'évaluer convenablement les variations du système hydrothermal dans le temps.

La modélisation numérique est un outils permettant d'approcher ces problématiques. Par exemple, si on admet que les glaces, en empêchant l'infiltration des fluides sur les massifs, ont bloqué le système hydrothermal durant le Würm et réinitialisé le système à l'état conductif il y a 18 000 ans, on obtient dans les modèles numériques (Simulation 1) des températures de 25°C à Thues-les-bains au bout

de cette période. La glaciation Würmienne, bien qu'elle ait pu avoir un effet, ne doit pas avoir complètement réinitialisé le système jusqu'à l'état conducteur, si l'on souhaite retrouver les températures élevées observées sur le terrain. Les temps de transfert des fluides hydrothermaux entre la zone d'infiltration et les résurgences (âge des eaux actuelles), compris entre 5000 et 13 000 ans [Krimissa, 1995], sont de l'ordre de la période d'englacement, ce qui est faible par rapport à l'âge supposé de la mise en place du système (période entière du Miocène au Pliocène) et du temps nécessaire à atteindre l'état d'équilibre dans les modèles (3 Ma). L'inertie du système compense probablement l'éventuelle réduction des infiltrations.

Enfin, les glaciers, en provoquant la mise en charge, puis la décharge de la croûte lors de la déglaciation, sont susceptibles d'avoir un effet sur l'activité des failles ainsi que sur les ouvertures de fractures [Neuzil, 2012], et donc sur la perméabilité. Ils peuvent notamment réactiver en mouvement normal les failles et les fractures et provoquer une flexure de la croûte. L'exhumation des fractures lors de la déglaciation (décharge) peut provoquer la réouverture des fractures dans la zone décomprimée. Ces deux processus sont susceptibles d'accroître la perméabilité de la croûte, au moins en subsurface, et donc potentiellement de compenser la réduction des apports en eau météorique.

V.2 Perspectives

Cette étude présente un nombre important de données de terrain en domaine de socle. En particulier, la fracturation est décrite avec précision loin des failles, ce qui est rare sur une zone aussi large (100 km²) [Bertrand et al., 2015; Bertrand, 2016; Walter, 2016]. Ces données ont notamment mis en évidence le rôle scellant des métasédiments dans le transfert des fluides, mais également le rôle drainant des mylonites, ces deux points n'ayant jamais été décrits auparavant. Ces données compléteront, en outre, la base des données de RGF Pyrénées. Les modèles numériques de circulations hydrothermales en 3D restent encore peu développés [López and Smith, 1995; Harcouët-Menou et al., 2009; Person et al., 2012; Magri et al., 2016]. Le modèle réalisé dans cette étude présente l'avantage d'être basé sur des données géologiques de terrain précises. La mise en évidence de processus secondaires influençant la géochimie des isotopes du Lithium sera probablement utile au développement de cet outil pour l'étude des systèmes hydrothermaux (en cours au BRGM [Millot and Négrel, 2007]). Les études intégrant des approches aussi variées (télédétection, géologie de terrain, géochimie des eaux, modélisation numérique) sont loin d'être systématiques, malgré leur intérêt ici démontré.

Afin d'améliorer la compréhension des processus décrits dans cette étude, de nombreuses perspectives peuvent être envisagées. Une partie de ces travaux sera réalisée durant la thèse Gaëtan Milesi qui s'intègre dans le cadre du projet Thermofault.

Bien que les modèles numériques réalisés dans cette étude (section IV.2) donnent des gammes de perméabilité probables pour le socle et la faille, la perméabilité est un paramètre à la fois essentiel, inconnu, et difficile à contraindre.

La perméabilité des roches de socle est essentiellement liée au réseau de fracture. Les données de fractures (ouverture, espacement) présentées dans Taillefer et al. [soumis] permettraient de construire un modèle 3D du réseau fracturé de la Têt (DFN : Digital Fracture Network). Des valeurs de perméabilité pour les gneiss, les métasédiments, et les zones de failles, seraient ainsi calculées grâce à des modèles d'écoulement en sein du DFN. La perméabilité du compartiment dans lequel transitent les fluides peut également être déduite des variations très fines de débit des sources induites par l'effet des marées terrestres.

De plus, une étude plus précise de la densité de fractures dans la zone d'endommagement de la faille de la Têt, ainsi qu'une cartographie des zones cimentées, permettrait d'ajouter aux modèles numériques des variations de perméabilité de la zone d'endommagement depuis la zone coeur (telle que décrite par Anders and Wiltschko [1994]; Forster et al. [1997]; Mitchell and Faulkner [2009] et Savage and Brodsky [2011], mais également le long de la faille de la Têt).

La perméabilité de la zone de faille dépend également des contraintes régionales et locales. Une étude plus complète du champ de contrainte est nécessaire pour mieux comprendre le régime tectonique des Pyrénées Orientales (forage, inversion cinématique). Des modèles mécaniques de stress appliqué au réseau de faille modélisé dans cette étude (Figure 42) donneraient des indications sur le champ de contrainte auquel les failles sont soumises.

Des modèles numériques d'écoulement avec thermicité, tels ceux développés dans cette étude, devront intégrer :

- une géométrie du modèle différenciant les gneiss et les métasédiments,
- l'intégration du réseau de failles complet (dont les mylonites du CMNC, Figure 42), et l'ajustement des perméabilités associées (en accord avec leurs structures et histoires tectoniques respectives)
- les perméabilités calculées à l'aide du Digital Fracture Network assignées aux différents compartiments,
- une décroissance de la perméabilité avec la profondeur, en cohérence avec les modèles de dislocation présentés dans Taillefer et al. [soumis],

- des variations de perméabilité le long de la faille de la Têt, et avec la distance au coeur de faille.
- les variations temporelles de perméabilité liées à la cimentation, au champ de contrainte, à la sismicité, ainsi qu'un éventuel blocage du système lié à la glaciation Würmienne.

Le flux de chaleur est le second paramètre essentiel difficile à contraindre sans donnée de forage dans la zone d'étude, et sans une meilleure connaissance du contexte géodynamique profond. La valeur choisie pour les modèles numériques (0.9 W/m^2 , section IV.2) est basée sur une extrapolation de valeurs relativement proches ($\approx 30 \text{ km}$, Lucazeau and Vasseur [1989]). Comme mentionné dans la section IV.2.2.4.b., ce paramètre ne joue pas de façon critique sur les températures des sources hydrothermales (-2°C). En effet, Forster and Smith [1989] observent une différence de seulement 20°C maximum de la température des sources pour une valeur de flux de chaleur deux fois supérieure (Figure 4). Nous avons choisi de faire seulement varier la perméabilité dans les modèles numériques, bien qu'il aurait été également possible de faire varier le flux de chaleur. Une façon indirecte de caractériser l'anomalie thermique est l'étude, par microthermométrie inclusion fluide, et par analyse des paragenèses des altérations liées au système hydrothermal. De plus, les modèles numériques (section IV.2) montrent que les isothermes sont déformés à proximité de la faille de la Têt. L'utilisation de la thermochronologie basse et haute température, et donc des âges auxquels les roches ont franchi différents isothermes, est une autre méthode pour caractériser l'ampleur de l'anomalie thermique.

La présence généralisée de sources hydrothermales dans les Pyrénées, majoritairement associées à la Zone Axiale (Taillefer et al. [2017], 53a), atteste de l'importance du relief, des failles et de la lithologie sur la localisation des systèmes hydrothermaux en contexte orogénique. En particulier, les autres sources Pyrénéennes impliquent des contextes tectoniques et des failles très différentes de celle de la Têt (Figure 53). Elles se concentrent le long de failles inverses ou normales, souvent réactivées au Plio-quaternaire, et à proximité d'essaims sismique (Figure 53b Souriau and Pauchet [1998]; Lacan [2012]). L'apparition de la source de la Preste dans les modèles numérique encourage l'étude d'autres systèmes dans les Pyrénées (ici, le système hydrothermal du Tech). L'étude des sources hydrothermales de Merens dans la vallée voisine, associées aux mylonites de la faille de Merens (voir section I.4.2.2), permettrait d'étudier les capacités drainantes des failles ductiles exhumées. La généralisation et la hiérarchisation des facteurs de contrôle des systèmes hydrothermaux en contexte orogénique précédemment dé-

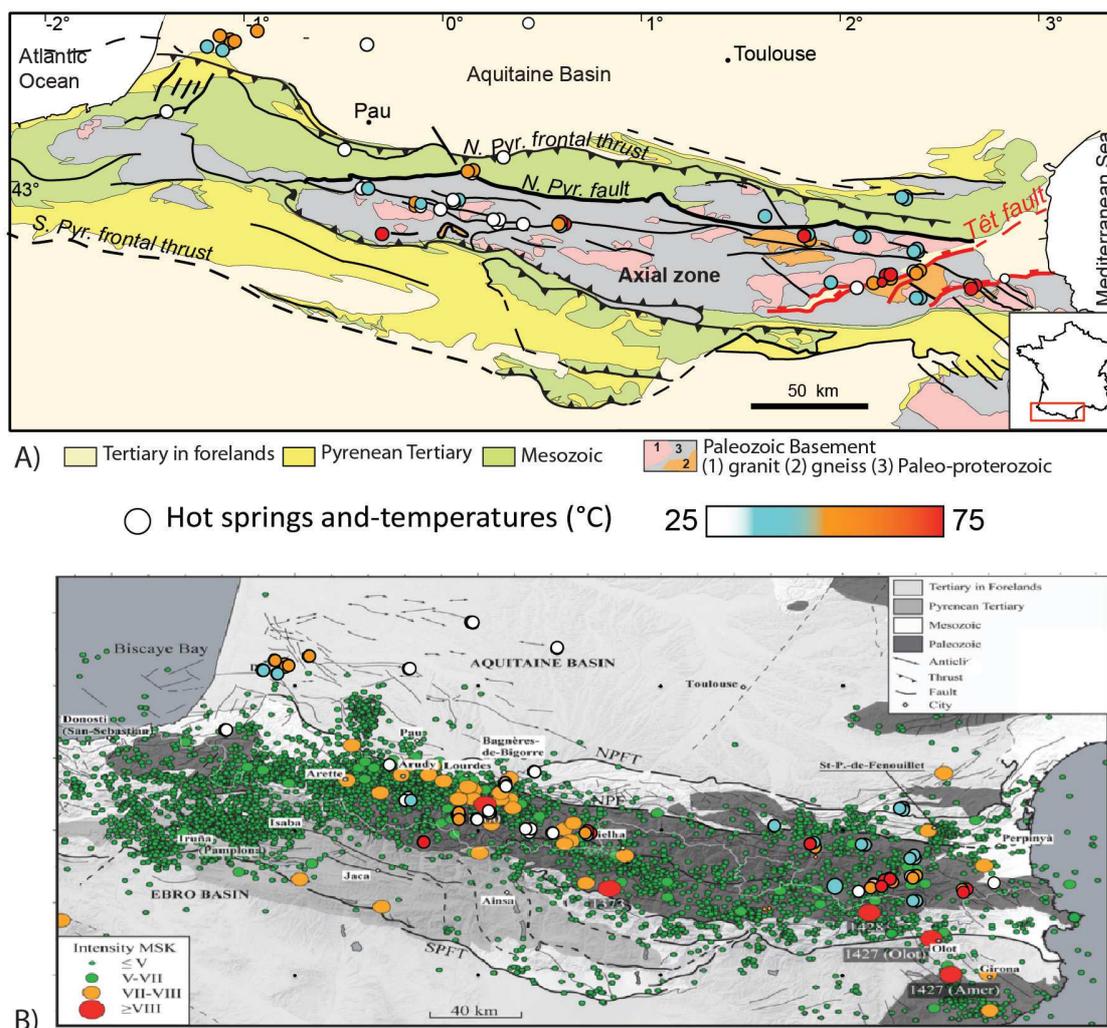


FIGURE 53: Activité tectonique et sources hydrothermales dans les Pyrénées. A) Position des sources à proximité des failles (modifié d'après Taillefer et al. [2017]). B) Position des sources et sismicité (modifié d'après Lacan [2012]).

crits nécessitent une étude intégrative de ces systèmes à l'échelle du globe.

La compréhension de ces systèmes est nécessaire au développement des activités économiques liées au thermalisme, et à l'exploration géothermique, dans des régions montagneuses isolées et/ou en voie de développement (ex : ceinture himalayenne). De plus, ces systèmes sont souvent suspectés d'être liés à des gîtes minéraux [Brogi and Fulignati, 2012; Garven et al., 2001; Belgrano et al., 2016]. La plus grande mine de Fluorine d'Europe se situe à Escaro, au niveau d'un relais de la faille de la Têt entre Thues-les-bains et Vernet-les-bains, et pourrait correspondre à une des anomalies positives identifiée dans cette zone grâce aux modèles numériques (Figure 46). Le lien des ces minéralisations avec l'activité hydrothermale le long de la faille de la Têt reste à explorer.

BIBLIOGRAPHIE

- Acworth, R. (1987). The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 20(4) :265–272.
- Anders, M. H. and Wiltchko, D. V. (1994). Microfracturing, paleostress and the growth of faults. *Journal of Structural Geology*, 16(6) :795–815.
- Anderson, T. L. (2017). *Fracture mechanics : fundamentals and applications*. CRC press.
- 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.
- Autran, A., Calvet, M., and Delmas, M. (1986). 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.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Benedicto, A., Cavaillhes, 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.
- Barbey, P., Cheilietz, A., and 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.
- Barton, C. A., Zoback, M. D., and Moos, D. (1995). Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23(8) :683–686.
- 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.
- Bense, V., Gleeson, T., Loveless, S., Bour, O., and Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127 :171–192.
- Bense, V., Person, M., Chaudhary, K., You, Y., Cremer, N., and Simon, S. (2008). Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers. *Geophysical Research Letters*, 35(24).
- Berg, S. S. and 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.
- Bertrand, L. (2016). *Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires*. PhD thesis, Université de Lorraine.
- Bertrand, L., Géraud, Y., Le Garzic, E., Place, J., Diraison, M., Walter, B., and Haffen, S. (2015). A multiscale analysis of a fracture pattern in granite : A case study of the tamarium granite, catalunya, spain. *Journal of Structural Geology*, 78 :52–66.
- Brace, W. (1984). Permeability of crystalline rocks : New in situ measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B6) :4327–4330.
- Brais, 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.
- Brogi, A. and 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.

- Brown, S. R. and Bruhn, R. L. (1998). Fluid permeability of deformable fracture networks. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B2) :2489–2500.
- 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.
- Byrdina, S., Ramos, D., Vandemeulebrouck, J., Masias, P., Revil, A., Finizola, A., Zuniga, K. G., Cruz, V., Antayhua, Y., and 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.
- Cabrera, L., Roca, E., and 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.
- 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. (1994). *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales*. PhD thesis, Université de Perpignan.
- 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., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourles, D., et al. (2011). Recent advances in research on quaternary glaciations in the pyrenees. *Dev. Quat. Sci*, 15 :127–139.
- 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.
- 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. (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.
- Cavailhes, T., Soliva, R., Labaume, P., Wibberley, C., Sizun, J.-P., Gout, C., Charpentier, D., Chauvet, A., Scalabrino, B., and Bua-tier, M. (2013). Phyllosilicates formation in faults rocks : Implications for dormant fault-sealing potential and fault strength in the upper crust. *Geophysical Research Letters*, 40(16) :4272–4278.
- 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.
- Choukroune, P., Seguret, M., and Galdeano, A. (1973). Caractéristiques et evolution structurale des pyrenees ; un modele de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5-6) :600–611.
- Cochelin, B. (2016). *Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées*. PhD thesis, Université Toulouse 3 Paul Sabatier.
- Cointre, M. (1987). Etude neotectonique des pyrénées orientales. Technical report.
- Courtois, N., Le Strat, P., and Vigouroux, P. (2004). Valorisation de la ressource en eau chaude et développement local du Canton d'Olette (66). BRGM/RP-53078- FR. Technical Report 66.
- 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.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465) :1702–1703.
- Craw, D., Koons, P., Zeitler, P., and 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.
- Crider, J. G. (2015). The initiation of brittle faults in crystalline rock. *Journal of Structural Geology*, 77 :159–174.
- 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.
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau*. Victor Dalmont.
- 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., and Gunnell, Y. (2009). Variability of quaternary glacial erosion rates—a global perspective with special reference to the eastern pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 28(5) :484–498.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., and Bourlès, D. (2008). Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern pyrenees. *Quaternary Research*, 69(2) :231–241.
- Denele, Y. (2007). *Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet*. PhD thesis, Université Toulouse 3 Paul Sabatier.
- Derry, L., Evans, M., Darling, R., and France-Lanord, C. (2009). Hydrothermal heat flow near the main central thrust, central nepal himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1) :101–109.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J., and Krishnamurthy, N. (2006). A generalized 3-d geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of hydrology*, 330(1) :260–284.
- 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 néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne Orientale*. PhD thesis.
- Duchauffour, P. (1997). *Abrégé de pédologie. sol, végétation, environnement*. 5e éd.
- Duriez, A. (2006). *Origine et processus de minéralisation d'eaux thermales en milieu continental méditerranéen : cas du système géothermal des Thermopyles (Grèce)*. PhD thesis, Université Paris Sud 11, Faculté des Sciences d'Orsay.
- 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.
- Ece, Ö. I., Ekinçi, B., Schroeder, P. A., Crowe, D., and 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.
- Ehlers, T. A. and Chapman, D. S. (1999). Normal fault thermal regimes : conductive and hydrothermal heat transfer surrounding the wasatch fault, utah. *Tectonophysics*, 312(2) :217–234.
- Eldursi, K., Branquet, Y., Guillou-Frottier, L., and Marcoux, E. (2009). Numerical investigation of transient hydrothermal processes around intrusions : Heat-transfer and fluid-circulation controlled mineralization patterns. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1) :70–83.

- Ellis, A. (1970). Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. *Geothermics*, 2 :516–528.
- Evans, J. P., Forster, C. B., and Goddard, J. V. (1997). Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of structural Geology*, 19(11) :1393–1404.
- 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.
- Fillon, C. and van der Beek, P. (2012). Post-orogenic evolution of the southern pyrenees : constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research*, 24(4) :418–436.
- 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.
- Forster, C. B. and Evans, J. P. (1991). Hydrogeology of thrust faults and crystalline thrust sheets : Results of combined field and modeling studies. *Geophysical Research Letters*, 18(5) :979–982.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge University Press.
- Fouillac, C. (1976). Données géochimiques des pyrénées orientales. *Données non publiées*.
- Fouillac, C. and Michard, G. (1981). Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10(1) :55–70.
- Fournier, R. (1974). 0., and truesdell, ah, 1973, an empirical na-k-ca geothermometer for natural waters : *Geochim. et cosmochim. Acta*, 37(5) :1255–1276.
- Fournier, R. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4) :41–50.
- Fournier, R. and Truesdell, A. (1973). An empirical na k ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5) :1255–1275.
- Garibaldi, C., Guillou-Frottier, L., Lardeaux, J.-M., Bonté, D., Lopez, S., Bouchot, V., and Ledru, P. (2010). Thermal anomalies and geological structures in the provence basin : Implications for hydrothermal circulations at depth. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(4) :363–376.
- Garven, G., Bull, S., and Large, R. (2001). Hydrothermal fluid flow models of stratiform ore genesis in the mcarthur basin, northern territory, australia. *Geofluids*, 1(4) :289–311.
- Genti, M., Chery, J., Vernant, P., and Rigo, A. (2015). 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.
- 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.
- Gerdes, M. L., Baumgartner, L. P., and Person, M. (1998). Convective fluid flow through heterogeneous country rocks during contact metamorphism. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B10) :23983–24003.
- Glottzbach, C., Spiegel, C., Reinecker, J., Rahn, M., and 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.

- 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.
- Grasby, S. E. and Hutcheon, I. (2001). Controls on the distribution of thermal springs in the southern canadian cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(3) :427–440.
- Gudmundsson, A. (2000). Active fault zones and groundwater flow. *Geophysical Research Letters*, 27(18) :2993–2996.
- Guillou-Frottier, L., Carré, C., Bourguine, B., Bouchot, V., and 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.
- Guitard, G. (1970). *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou : (Pyrénées-Orientales)*. PhD thesis, Éditions BRGM [Bureau de recherches géologiques et minières].
- Guitard, G., Geysant, J., Laumonier, B., Autran, A., Fontailles, 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*.
- Harcouët-Menou, V., Guillou-Frottier, L., Bonnevillie, A., Adler, P., and Mourzenko, V. (2009). Hydrothermal convection in and around mineralized fault zones : insights from two-and three-dimensional numerical modeling applied to the ashanti belt, ghana. *Geofluids*, 9(2) :116–137.
- Henley, R. W. and Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern : a geochemical review. *Earth-science reviews*, 19(1) :1–50.
- Hochstein, M., Zheng, K., Pasvanoglu, S., and Vivian-Neal, P. (2013). Advective (heat sweep) geothermal systems. In *Proceedings 38th workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University*.
- Hoefs, J. and Sywall, M. (1997). Lithium isotope composition of quaternary and tertiary biogene carbonates and a global lithium isotope balance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(13) :2679–2690.
- 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.
- Hubbert, M. K. (1940). The theory of groundwater motion. *The Journal of Geology*, 48(8, Part 1) :785–944.
- Huh, Y., Chan, L.-H., Zhang, L., and Edmond, J. M. (1998). Lithium and its isotopes in major world rivers : implications for weathering and the oceanic budget. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(12) :2039–2051.
- Ingebritsen, S. and Manning, C. (2010). Permeability of the continental crust : dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism. *Geofluids*, 10(1-2) :193–205.
- Ingebritsen, S. and Manning, C. E. (1999). Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. *Geology*, 27(12) :1107–1110.
- Jaupart, C., Francheteau, J., and Shen, X.-J. (1985). On the thermal structure of the southern tibetan crust. *Geophysical Journal International*, 81(1) :131–155.
- Jaupart, C., Labrosse, S., and Mareschal, J. (2007). 7.06 -temperatures, heat and energy in the mantle of the earth. *Treatise on geophysics*, 7 :223–270.
- 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. (2012). Active tectonics of the pyrenees : A review/revisión de la tectónica activa de los pirineos. *Journal of Iberian Geology*, 38(1) :9–30.
- Ladouche, B., Lamotte, C., Le-Goff, E., and Vigouroux, P. (2014). Etat des lieux ressource en eau thermale du site des Escaldes (66). Rapport final BRGM/RP-63985-FR. Technical report.

- Lapwood, E. (1948). Convection of a fluid in a porous medium. In *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, volume 44, pages 508–521. Cambridge University Press.
- Laumonier, B. and Autran, A. (2001). Un chevauchement hercynien majeur dans les pyrénées orientales : le chevauchement du puigmal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Séries IIA-Earth and Planetary Science*, 332(9) :585–594.
- 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.
- Lindsay, N., Murphy, F., Walsh, J., and Waterson, J. (1993). Outcrop studies of shale smears on fault surfaces. *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*, pages 113–123.
- 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.
- Lucazeau, F. and Vasseur, G. (1989). Heat flow density data from france and surrounding margins. *Tectonophysics*, 164(2-4) :251–258.
- Magri, F., Akar, T., Gemici, U., and Pekdeger, A. (2010). Deep geothermal groundwater flow in the seferihisar–balçova area, turkey : results from transient numerical simulations of coupled fluid flow and heat transport processes. *Geofluids*, 10(3) :388–405.
- Magri, F., Inbar, N., Siebert, C., Rosenthal, E., Guttman, J., and 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.
- 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.
- Mailloux, B. J., Person, M., Kelley, S., Dunbar, N., Cather, S., Strayer, L., and Hudleston, P. (1999). Tectonic controls on the hydrogeology of the rio grande rift, new mexico. *Water Resources Research*, 35(9) :2641–2659.
- Malkovsky, V. and Pek, A. (2004). Timescales for reaching steady-state fluid flow in systems perturbed by formation of highly permeable faults. *Geofluids*, 4(4) :253–258.
- Malkovsky, V. I. and 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.
- Maréchal, J.-C., Perrochet, P., and 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.
- 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 Pyrénées orientales : Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles*. PhD thesis, Université Montpellier II.
- 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.
- McCaig, A. and Miller, J. (1986). 40ar-39ar age of mylonites along the merens fault, central pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4) :149–172.

- McKenna, J. R. and Blackwell, D. D. (2004). Numerical modeling of transient basin and range extensional geothermal systems. *Geothermics*, 33(4) :457–476.
- 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(1-2) :117–134.
- Millot, R., Hegan, A., and Négrel, P. (2012). Geothermal waters from the taupo volcanic zone, new zealand : Li, b and sr isotopes characterization. *Applied geochemistry*, 27(3) :677–688.
- Millot, R. and Négrel, P. (2007). Multi-isotopic tracing ($\delta^7\text{li}$, $\delta^{11}\text{b}$, $^{87}\text{sr}/^{86}\text{sr}$) and chemical geothermometry : evidence from hydrogeothermal systems in france. *Chemical Geology*, 244(3) :664–678.
- Millot, R., Négrel, P., and Petelet-Giraud, E. (2007). Multi-isotopic (li, b, sr, nd) approach for geothermal reservoir characterization in the limagne basin (massif central, france). *Applied Geochemistry*, 22(11) :2307–2325.
- Millot, R., Petelet-Giraud, E., Guerrot, C., and Négrel, P. (2010). Multi-isotopic composition ($\delta^7\text{li}$, $\delta^{11}\text{b}$, $\delta^{18}\text{o}$) of rainwaters in france : origin and spatio-temporal characterization. *Applied Geochemistry*, 25(10) :1510–1524.
- 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.
- Moock, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37 :867–882.
- Morgan, P. (1983). Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift. *Tectonophysics*, 94(1-4) :277–298.
- Négrel, P., Guerrot, C., and 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.
- Nelson, R. (2001). *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*. Gulf Professional Publishing.
- Neuzil, C. (2012). Hydromechanical effects of continental glaciation on groundwater systems. *Geofluids*, 12(1) :22–37.
- Padel, M. (2016). *Influence cadomienne dans les séries pré-sardes des Pyrénées Orientales : approche géochimique, stratigraphique et géochronologique*. PhD thesis, Lille 1.
- Parsons, R. et al. (1966). Permeability of idealized fractured rock. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 6(02) :126–136.
- Pepin, J., Person, M., Phillips, F., Kelley, S., Timmons, S., Owens, L., Witcher, J., and 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.
- 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.
- Petit, V., Le-Goff, E., and Brisset, N. (2014). Ressource en eau thermale des thermes de vernet-les-bains - état des lieux (pyrénées orientales). brgm/rp-59182-fr. Technical report.
- 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.

- Place, J., Géraud, Y., Diraison, M., Herquel, G., Edet, J.-B., Bano, M., Le Garzic, E., and Walter, B. (2016). Structural control of weathering processes within exhumed granitoids : compartmentalisation of geophysical properties by faults and fractures. *Journal of Structural Geology*, 84 :102–119.
- 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.
- Rabinowicz, M., Boulègue, J., and Genthon, P. (1998). Two-and three-dimensional modeling of hydrothermal convection in the sedimented middle valley segment, juan de fuca ridge. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B10) :24045–24065.
- 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.
- 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.
- 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.
- Rowland, J. and Sibson, R. (2004). Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, taupo volcanic zone, new zealand. *Geofluids*, 4(4) :259–283.
- Roy, R. F., Blackwell, D. D., Decker, E. R., et al. (1972). Continental heat flow. *The nature of the solid Earth*, pages 506–543.
- 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).
- 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 paléo-contraintes*. 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).
- 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.
- Severini, A. P. and Huntley, D. (1983). Heat convection in warm springs valley, virginia. *Groundwater*, 21(6) :726–732.
- 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.
- Sibson, R. H. (1994). Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geological Society, London, Special Publications*, 78(1) :69–84.
- Sibson, R. H. (1996). Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18(8) :1031–1042.
- Sibson, R. H. (2000). Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29(3) :469–499.
- Siler, D. L. and Kennedy, B. M. (2016). Regional crustal-scale structures as conduits for deep geothermal upflow. *Geothermics*, 59 :27–37.

- Sinclair, H., Gibson, M., Naylor, M., and Morris, R. (2005). Asymmetric growth of the pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, 305(5) :369–406.
- Smith, L. and Chapman, D. S. (1983). On the thermal effects of groundwater flow : 1. regional scale systems. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B1) :593–608.
- Snow, D. T. (1968). Rock fracture spacings, openings, and porosities. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Div.*
- Soliva, J., Salel, J., and Brunel, M. (1989). Shear deformation and emplacement of the gneissic canigou thrust nappe (eastern pyrenees). *Geologie en Mijnbouw*, 68(3) :357–366.
- 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.
- 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.
- Stüwe, K., White, L., and 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.
- 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, eastern pyrénées (france). *Geofluids*.
- 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.
- 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*. PhD thesis, Université de Savoie.
- Tomascak, P. B. (2004). Developments in the understanding and application of lithium isotopes in the earth and planetary sciences. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 55(1) :153–195.
- Turcotte, D. L. and Schubert, G. (2014). *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Vasseur, G., Gable, R., Feuga, B., and Bienfait, G. (1991). Groundwater flow and heat flow in an area of mineral springs. *Geothermics*, 20(3) :99–117.
- Vasseur, G., Michard, G., and Fouillac, C. (1997). Contraintes sur la structure profonde et le fonctionnement du système hydrothermal de chaudes-aigues (france). *Hydrogéologie*, 4 :3–17.
- Velard, F. (1979). *Modèles simples de comportement d'une source d'eau chaude. Essai d'application aux sources thermales de la haute vallée de la Tet*. PhD thesis, Université des Sciences et Techniques, Montpellier.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., and Cloetingh, S. (1995). Eastern pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8) :903–915.
- Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R., and Rigo, A. (2013). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology*, 41(4) :467–470.
- Vigier, N., Rollion-Bard, C., Spezzaferri, S., and Brunet, F. (2007). In situ measurements of li isotopes in foraminifera. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(1).

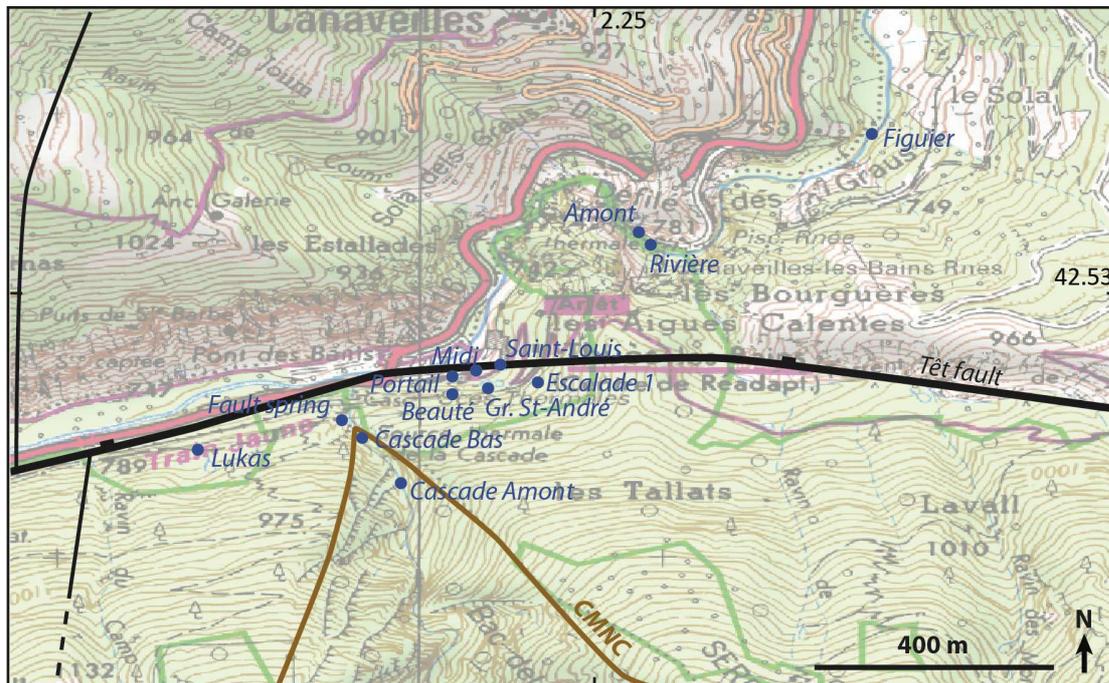
- Vosteen, H.-D., Rath, V., Clauser, C., and Lammerer, B. (2003). The thermal regime of the eastern alps from inversion analyses along the transalp profile. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9) :393–405.
- Walter, B. (2016). *Réservoirs de socle en contexte extensif : genèse, géométries et circulations de fluides : exemples du rift intra-continental du lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d'Ifni (Maroc)*. PhD thesis, Université de Lorraine.
- Wanner, C., Peiffer, L., Sonnenthal, E., Spycher, N., Iovenitti, J., and Kennedy, B. M. (2014). Reactive transport modeling of the dixie valley geothermal area : Insights on flow and geothermometry. *Geothermics*, 51 :130–141.
- Weissberg, B. and Wilson, P. (1977). Montmorillonite and the na/k geothermometer in geochemistry 77. *NZ Dept Sci Industrial Res Bull*, 218 :31–35.
- White, D. E. (1965). Saline waters of sedimentary rocks. *Fluids in the Subsurface Environment, American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, 4 :342–365.
- 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.
- Yang, J., Bull, S., and Large, R. (2004). Numerical investigation of salinity in controlling ore-forming fluid transport in sedimentary basins : example of the hyc deposit, northern australia. *Mineralium Deposita*, 39(5) :622–631.
- Yeats, R. S., Sieh, K. E., Allen, C. R., and Geist, E. (1997). *The geology of earthquakes*, volume 568. Oxford university press New York.
- Yielding, G., Freeman, B., and Needham, D. T. (1997). Quantitative fault seal prediction. *AAPG bulletin*, 81(6) :897–917.
- Zangerl, C., Evans, K., Eberhardt, E., and Loew, S. (2008). Normal stiffness of fractures in granitic rock : a compilation of laboratory and in-situ experiments. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(8) :1500–1507.

ANNEXES

Une partie des Annexes (1 à 5) est placée à la suite du chapitre II.

Annexe 6 : Hot springs location and local faults details

Les Figures 54 et 55 donnent le détail de la localisation des sources hydrothermales pour les quatre principaux groupes et une cartographie des failles locales les plus importantes.



— Brittle faults — Ductile faults ● Hot spring

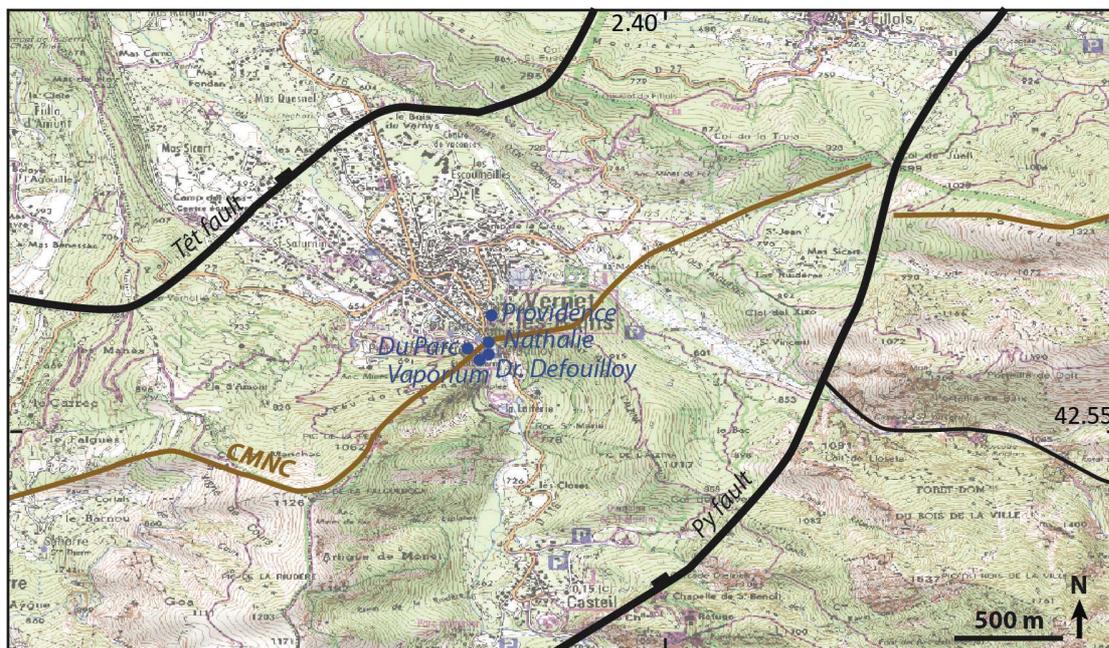
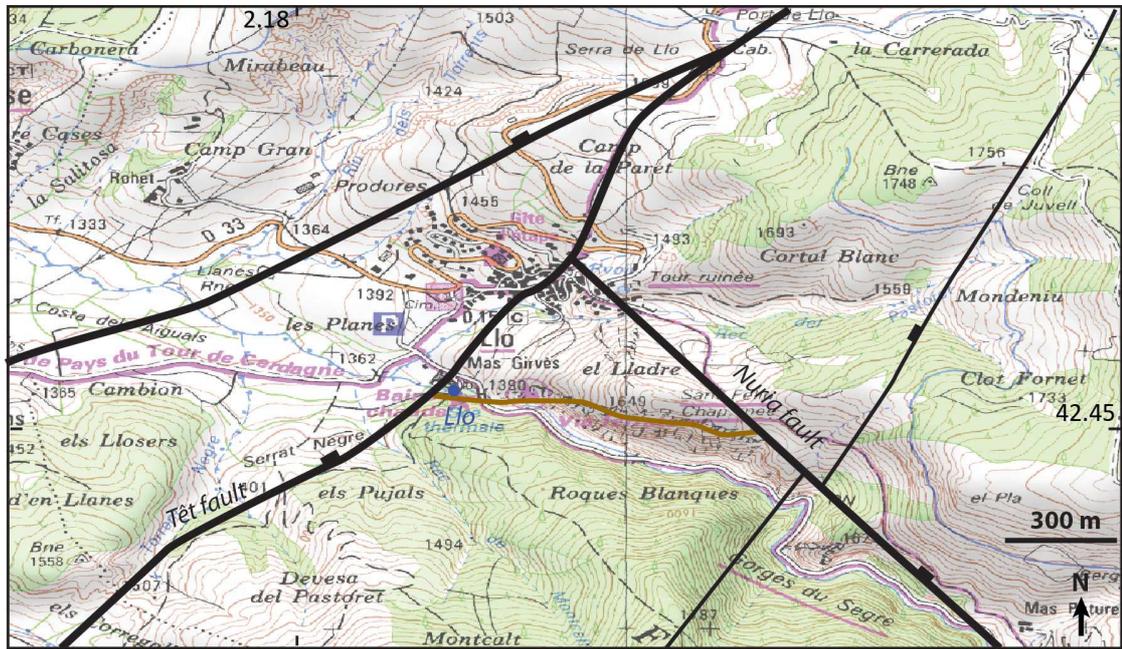


FIGURE 54: Hot spring location and local faults details. A) At Llo B) At Saint-Thomas-les-bains and Prats-Balaguer



— Brittle faults — Ductile faults • Hot spring

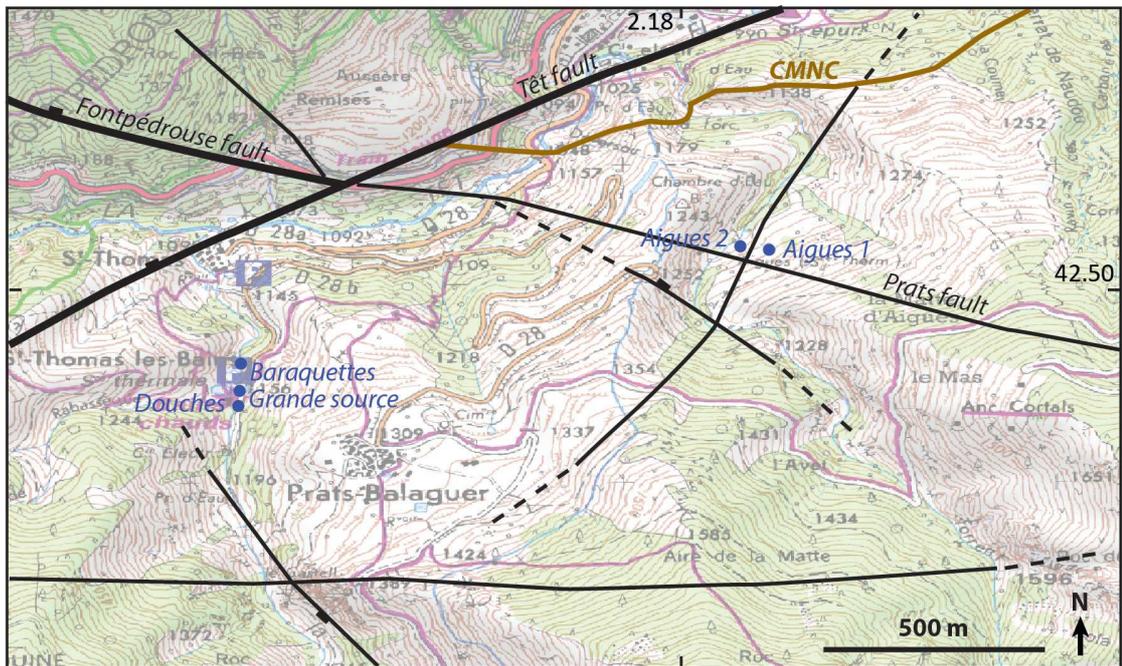


FIGURE 55: Hot spring location and local faults details. A) Thues-les-bains B) At Vernet-les-bains

Annexe 7 : schéma structural de la zone d'étude

:

Le lecteur trouvera page suivante un agrandissement de la Figure 3 issue de [Taillefer et al., 2017] (Chapitre II)

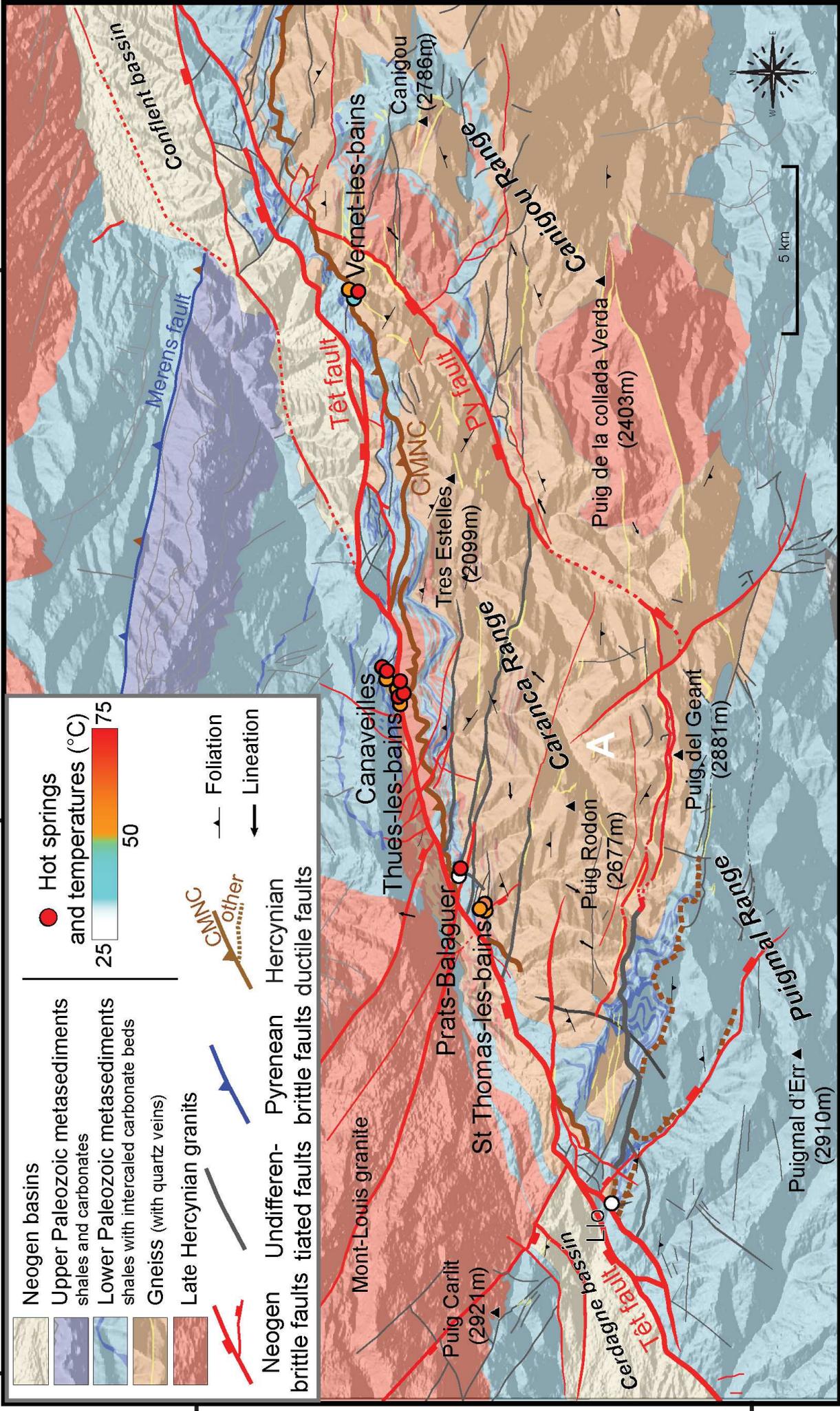
Annexe 8 : cartographie des linéaments sur la zone d'étude

Les Figures 56 à 60 sont des agrandissements de la Figure 3 issue de Taillefer et al. [soumis] (Chapitre III).

2.4

2.2

2.0



42.6

42.4

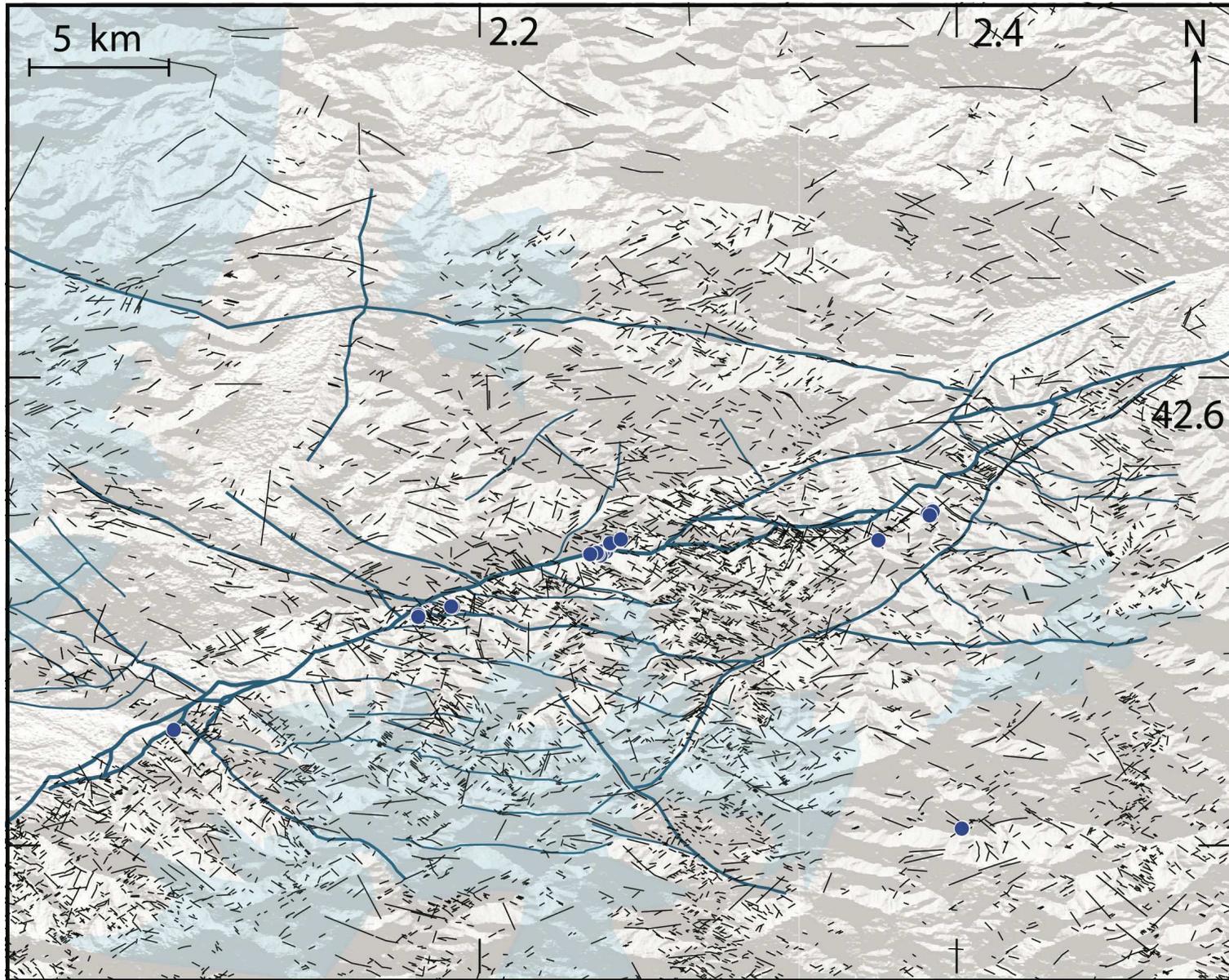


FIGURE 56: Agrandissement de la Figure 3a issue de Taillefer et al. [soumis] (Chapitre III)

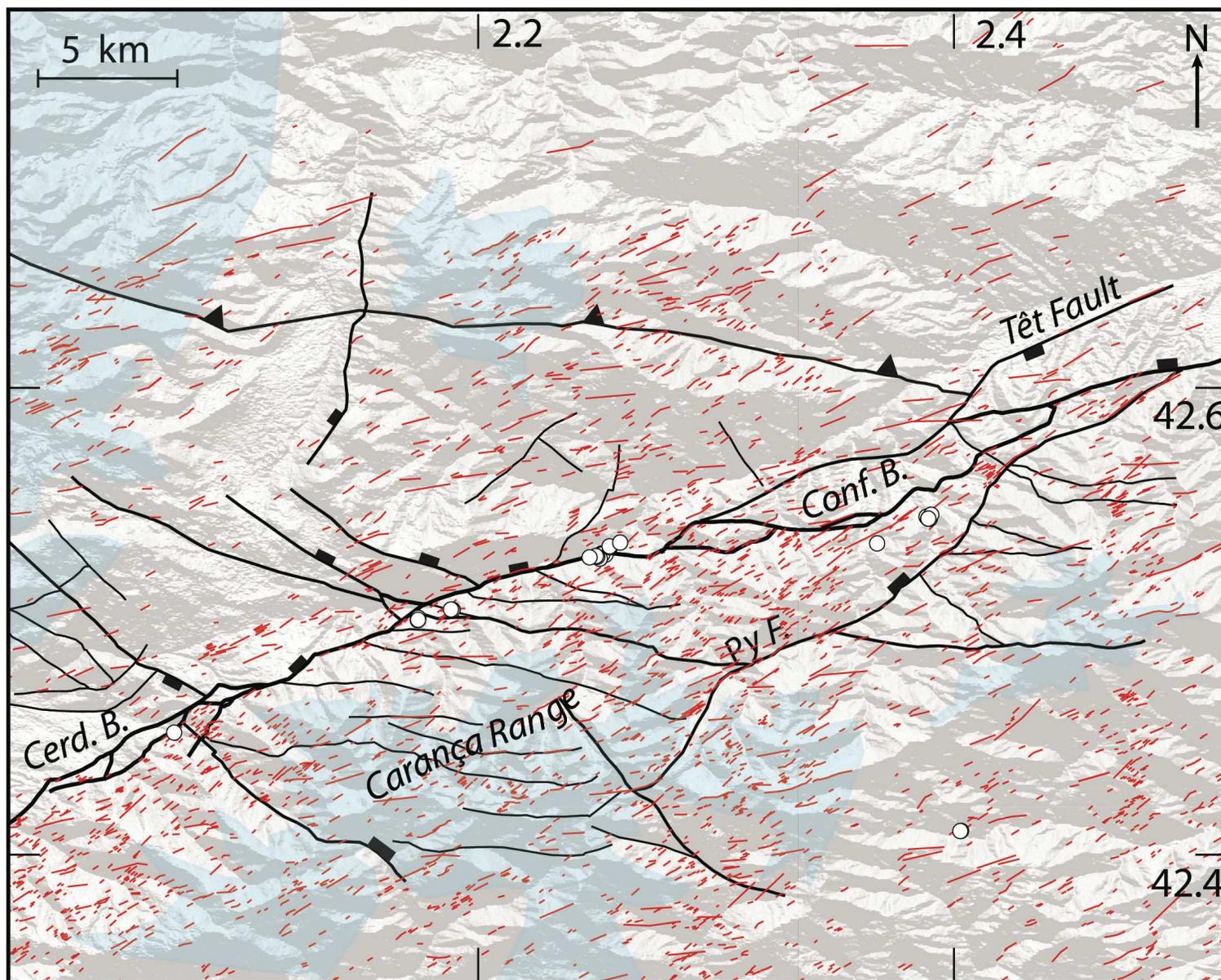


FIGURE 57: Agrandissement de la Figure 3c issue de Taillefer et al. [soumis] (Chapitre III)

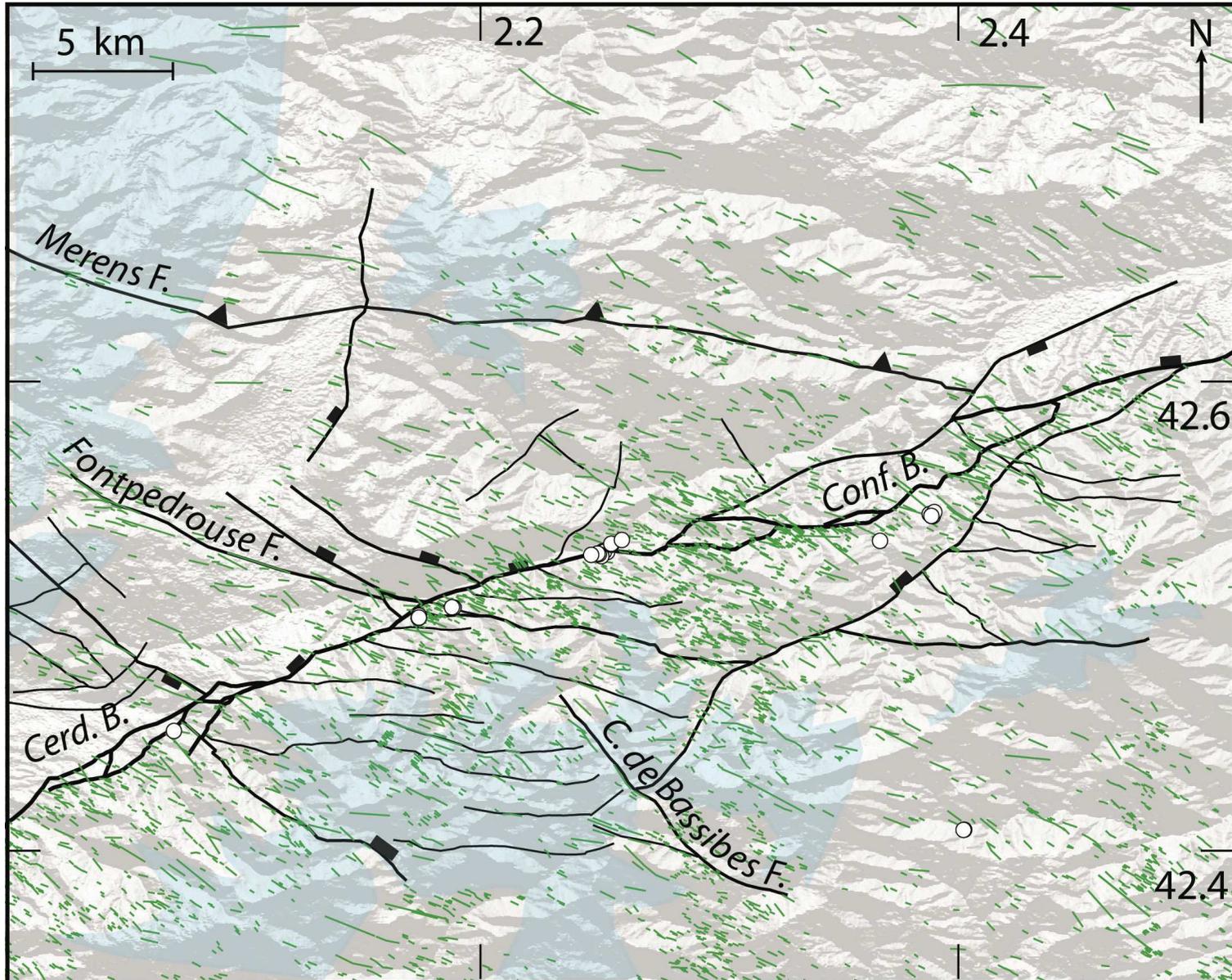


FIGURE 58: Agrandissement de la Figure 3d issue de Taillefer et al. [soumis] (Chapitre III)

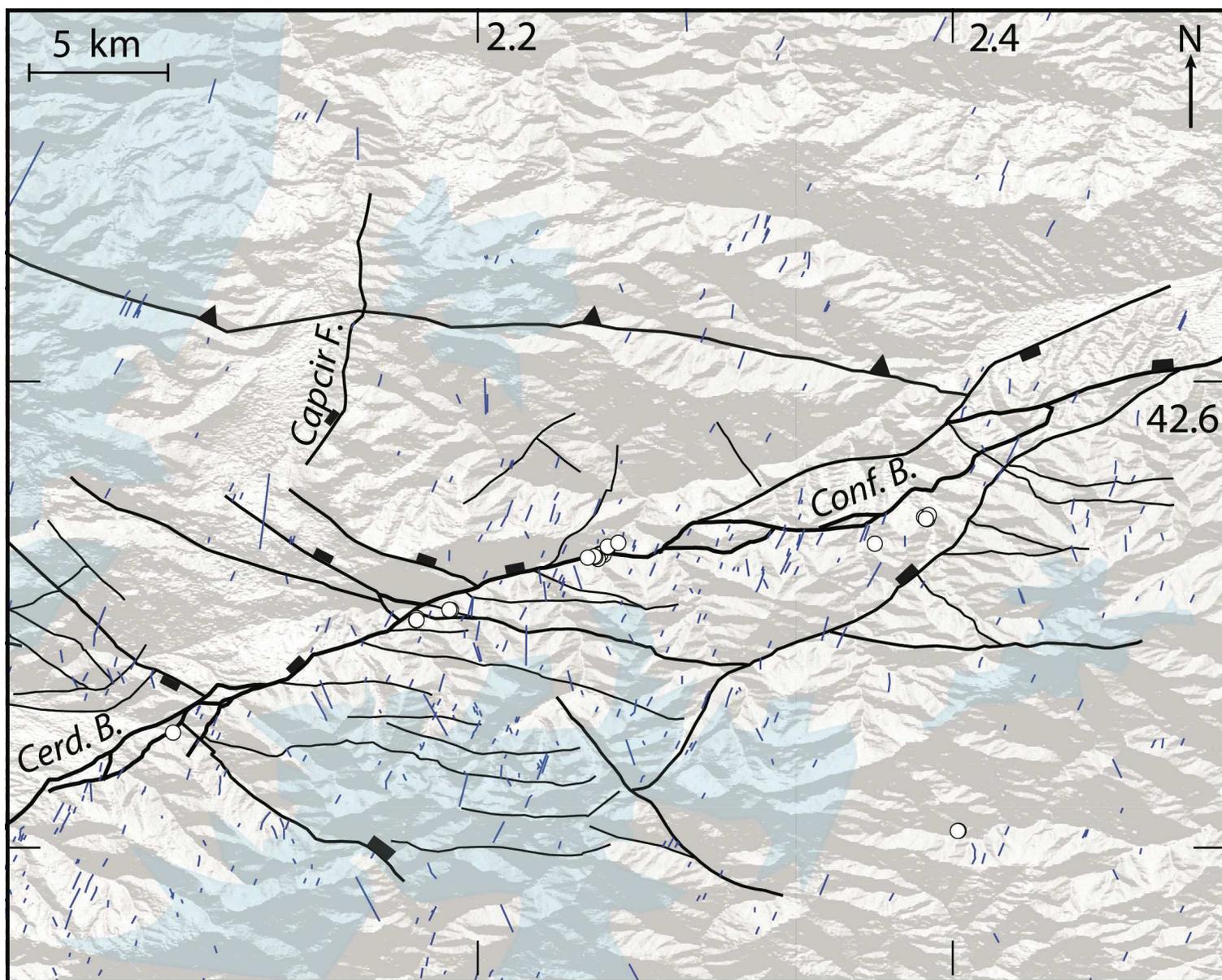


FIGURE 59: Agrandissement de la Figure 3e issue de Taillefer et al. [soumis] (Chapitre III)

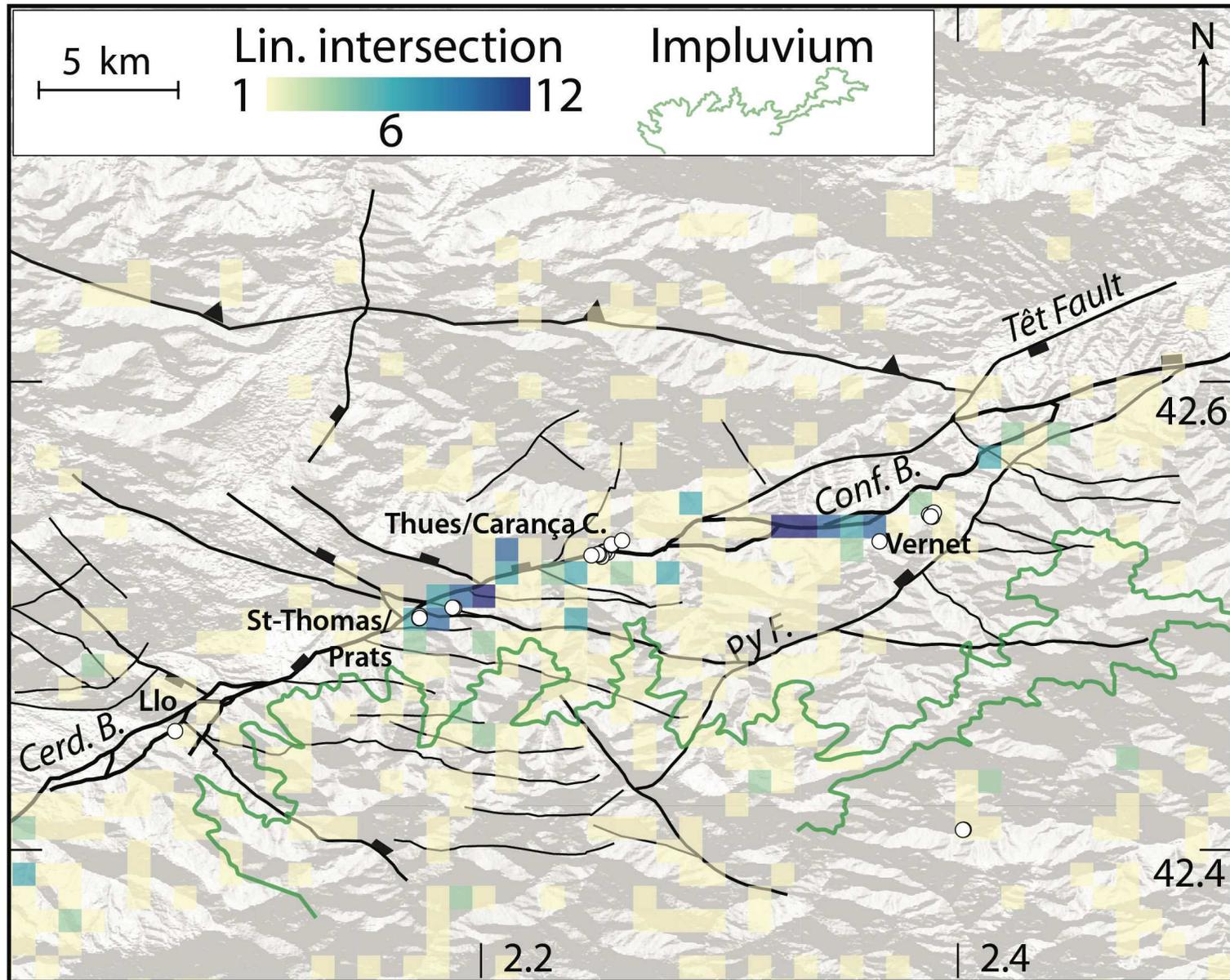


FIGURE 60: Agrandissement de la Figure 3f issue de Taillefer et al. (soumis (Chapitre III))

Annexe 9 : détails de la Simulation 1 des modèles numériques (section IV.2)

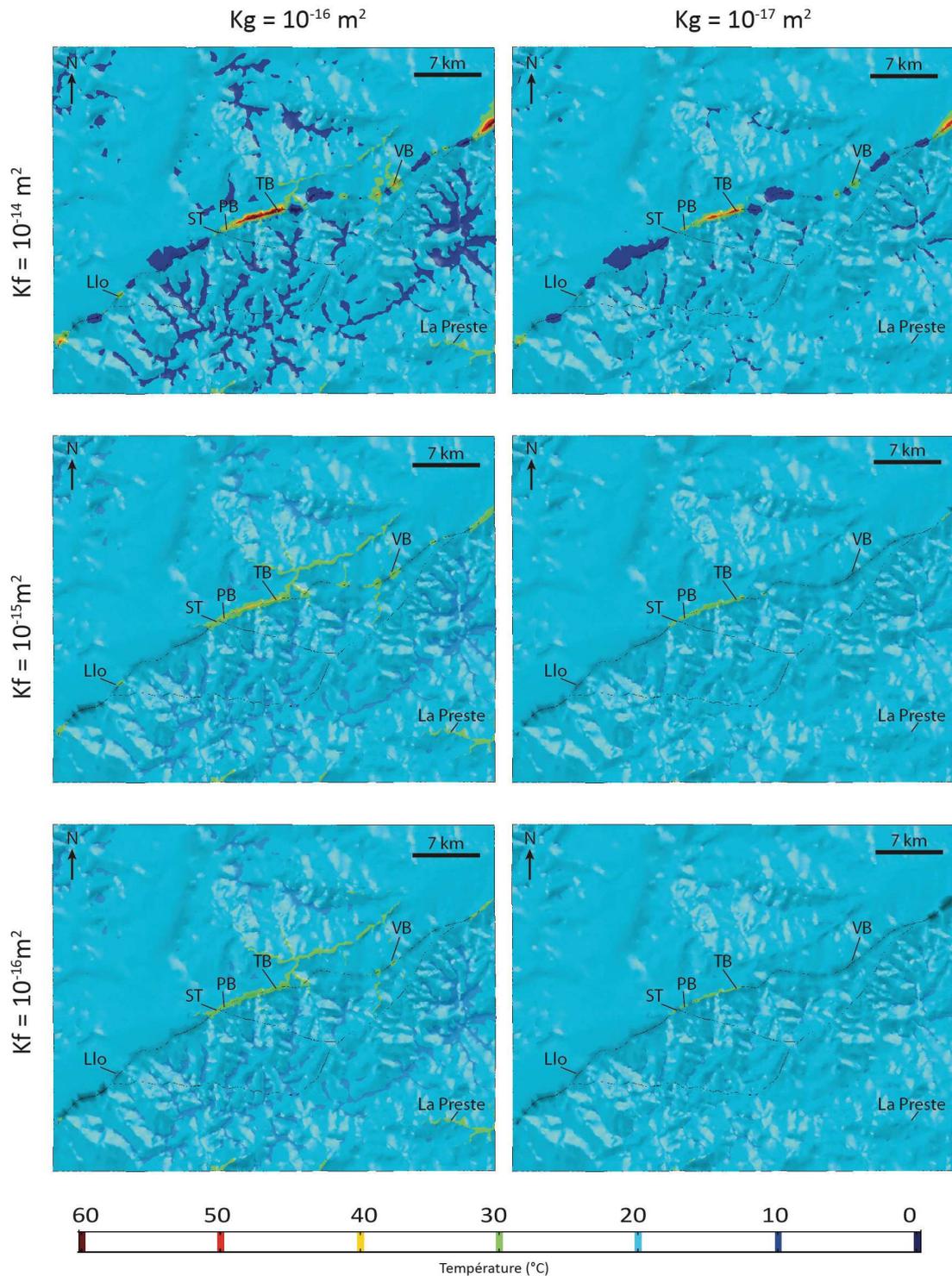


FIGURE 61: Détails de la Simulation 1 de l'étude paramétrique (faille de la Tet uniquement, voir section IV.2). Vue en contre plongée sur la zone d'étude K_f : perméabilité de la faille de la Têt, K_g : perméabilité du socle. ST : Saint-Thomas-las-bains, PB : Prats-Balaguer, TB : Thues-las-bains, VB : Vernet-las-bains.

Abstract

Non-magmatic hydrothermal systems in mountain ranges are poorly studied compared to extensive ones. They likely involve similar processes than those highlighted for other hydro-geothermal continental systems, however questions remain about : 1) the water origin and the structures responsible for efficient infiltrations, 2) the type of pathways from depth to the hot springs, and the conservation of the draining capacity, 3) the geometry and amplitude of the thermal anomalies and subsequent fluid-rock interactions in the deep transfer zone.

In Eastern Pyrénées (France), the alignment of 29 hot springs (29-73°C) along the brittle Têt fault and its related high topography allows studying these processes. The integrative analysis of remote sensing, multi-scale geological field observations and hydrothermal fluid geochemistry, provides strong constraints to establish a realistic 3D numerical model coupling heat transfers with fluid flows. From the infiltration areas to the springs at the surface, we show that :

1. The hydrothermal fluids have a meteoric origin and infiltrate at high altitude (>2200 m). Three intersecting fracture sets, resulting from three consecutive tectonic stages, pervasively distribute on the infiltration areas. They probably are efficient structures to transfer fluids through the crust to the hot springs.

2. Hot springs are mostly located close to the Têt fault, in its footwall, at the base of the most elevated topography. They always localize in crystalline rocks, at the interface with metasediments, related to unfaulted or faulted contacts by brittle or old ductile faults. Hot spring locations also match with intersections of brittle-fault damage zones.

3. Geochemistry of hydrothermal fluids indicates similar rock-water interactions for all the springs, suggesting a transfer zone of similar lithology. There is no mixing with superficial water, suggesting that differences of temperatures between hot springs are related to multiple pathways deriving from a thermal anomaly. In numerical models, flows mainly come from high reliefs in the fault footwall, or circulate along the fault plane. Hot spring temperatures depend on the temperature reached at depth, which depends on the flow depth. Flow distribution in the crust depends on the topography, both of the fault scarp and along the fault. The tops of the topography are infiltration areas, while low elevations are resurgence areas.

The understanding of fault and topography-related hydrothermal systems has strong implications for thermalism and for geothermal exploration.

Résumé

Les systèmes hydrothermaux non-magmatiques en contexte orogénique sont peu étudiés. Les questions qui demeurent sont : 1) quelles sont les structures efficaces pour l'infiltration des fluides météoriques ? 2) quels sont les conduits permettant la remontée des fluides depuis la profondeur jusqu'aux sources, et comment sont-ils entretenus ? 3) quels sont les régimes thermiques, la géométrie et l'amplitude des anomalies thermiques, ainsi que les interactions eau-roche dans la zone profonde ?

Dans les Pyrénées Orientales (France), l'alignement de 29 sources hydrothermales (29-73°C) le long de la faille cassante de la Têt et des reliefs associés, permet d'étudier ces processus. L'approche intégrée de l'analyse par télédétection, observations géologiques multi-échelles sur le terrain, et par la géochimie du fluide hydrothermal, permet de contraindre un modèle 3D consistant couplant écoulements et transferts de chaleur. Nos résultats montrent que :

1. Les fluides hydrothermaux ont une origine météorique et s'infiltrent en haute altitude (2000 - 2600 m). Les trois familles de fractures associées à trois épisodes tectoniques successifs sont des structures efficaces pouvant assurer les transferts de fluides. L'ouverture de ces fractures (c.-à-d. la perméabilité) dépend de la lithologie.
2. Les sources hydrothermales sont principalement localisées dans le mur de la faille, au pieds du large relief formé lors de son déplacement normal (massifs du Canigou, Carança, Puigmal). Elles émergent toujours dans des roches cristallines, à l'interface avec des métasédiments. Ce contact peut être normal, ou lié à des failles fragiles ou encore d'anciennes failles ductiles exhumées.
3. La géochimie des eaux indique des interactions eau-roche similaires pour toutes les sources, ce qui suggère une zone de transfert aux caractéristiques communes. Les différences de température au sein d'un même groupe de source ne sont pas liées à des mélanges avec des eaux superficielles, suggérant que des conduits secondaires dérivent d'une même anomalie thermique. Dans les modèles numériques, les écoulements proviennent des hauts reliefs essentiellement dans le mur de la faille, ou circulent le long de la faille. Les températures des sources dépendent de la température acquise en profondeur, qui elle-même dépend de la profondeur des écoulements. La répartition et la profondeur des écoulements dans la croûte dépend de la topographie, à la fois de l'escarpement et le long de la faille. Les hauts topographiques sont des zones d'infiltration et les bas topographiques des zones de résurgence.

La compréhension de ces systèmes a d'importantes implications pour l'exploration géothermique.

