



HAL
open science

Étude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires

Lionel Bertrand

► **To cite this version:**

Lionel Bertrand. Étude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires. Sciences de la Terre. Université de Lorraine, 2017. Français. NNT : 2017LORR0056 . tel-01757928

HAL Id: tel-01757928

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01757928>

Submitted on 17 Apr 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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

FONROCHE
Géothermie

Geo
Ressources

Université de Lorraine

École doctorale RP2E (ED 410)

Laboratoire GeoRessources (CNRS - UMR 7359)

Thèse

Présentée et soutenue publiquement pour l'obtention du titre de :

Docteur de l'Université de Lorraine

Discipline : Géosciences

Par

Lionel Bertrand

**Etude des réservoirs géothermiques développés dans
le socle et à l'interface avec les formations
sédimentaires.**

Soutenance le 10 avril 2017

Thèse dirigée par :

M. Yves GÉRAUD

Prof. Université de Lorraine

Rapporteurs :

Mme Béatrice LEDÉSSERT

Prof. Université de Cergy-Pontoise

M. Roger SOLIVA

MCF. Université de Montpellier

Examineurs :

Mme Judith SAUSSE

Prof. Université de Lorraine - Ecole des Mines

Mme Christine SOUQUE

Ing. IFP Energies nouvelles

M. Oliver BOUR

Prof. Université de Rennes 1

M. Marc DIRAISON

MCF. Université de Strasbourg

M. Marc MUNSCHY

Prof. Université de Strasbourg

Invité :

Pierre-Clément DAMY

Ing. Fonroche Géothermie

The Earth is a diamond
Every soul wants to drill it
From the crust, the crust for skin
She let nobody in

The Earth is a diamond
A flowing treasure
Explored by industry and science
Tons of ore, big pressure

That's my Earth
Let me help it to know
In the Earth
How the water flows

Adapted from Till Lindemann - That's my Heart

Remerciements

Cette thèse est née de la collaboration entre l'Université de Lorraine via le laboratoire GeoRessources et l'entreprise Fonroche Géothermie. Financée en partie grâce au dispositif CIFRE, ce travail m'a permis de découvrir à la fois le monde de la recherche fondamentale et le monde de l'entreprise. Jongler entre ces deux mondes n'a d'ailleurs pas toujours été facile, mais le résultat a été des plus enrichissant tant d'un point de vu personnel que professionnel.

Lors de mes travaux au sein de Fonroche Géothermie, j'ai énormément appris et pris grand plaisir à participer à tous les aspects de ces projets ambitieux de forages profonds, depuis les questions administratives préalables à tout projet à la construction de la centrale en passant par la relation avec le public, les acquisitions géophysiques et les aspects design de forage qui m'étaient complètement étrangers. Fournir des données directement utiles dans les aspects décisionnels et participer aux réflexions sur les différentes étapes du projet a été particulièrement enrichissant. Aussi je tiens à remercier l'ensemble de l'équipe de Fonroche Géothermie pour m'avoir si bien intégré aux projets malgré les quelques réticences sur certaines données confidentielles. Je remercie tout particulièrement Pierre-Clément Damy qui m'a suivi durant cette thèse et qui m'a beaucoup soutenu.

Je tiens également à remercier mon directeur de thèse Yves Géraud et Marc Diraison qui, même si il n'est pas inscrit officiellement comme co-directeur, a grandement contribué à ce travail. Ils ont su guider et encadrer tout en laissant une part d'initiative et de créativité à mon sens nécessaire à tous travaux de recherche, en particulier pour une thèse. Je souhaite également remercier GeoRessources dans son ensemble, pour la mise à disposition des différents outils, ainsi que tout le personnel technique et les différents scientifiques avec lesquels j'ai pu interagir. Cela m'a également permis d'acquérir une vraie expérience de ce qu'est la recherche, y compris le fonctionnement d'un laboratoire via mon poste de représentant des doctorants au conseil du laboratoire. Je tiens ainsi à remercier tout particulièrement Danièle Bartier, Sylvain Bourlange, Michel Buès, Laurent Schumacher, Mohamed Moumni, François Bonneau, Fabrice Malatre, Raymon Michels. Et je m'excuse par avance pour les noms que j'oublie de citer.

Enfin, je remercie également l'ensemble de la « main d'œuvre » qui a contribué aux mesures en laboratoire, ainsi que mes collègues doctorants Bastien Walter, Vivien Navelot, Claire Bossenec. Et enfin, merci à ma femme et mon fils, qui ont à la fois été d'un grand soutien moral et qui ont aussi eu à « subir » les états d'âmes thésard en fin de thèse.

Sommaire

Partie I : Méthodologie globale

Chapitre 1 : La géothermie haute température	19
1.1. La géothermie aujourd'hui	21
1.2. Le concept d'EGS (Enhanced Geothermal system).....	24
1.2.1. Evolution du concept.....	24
1.2.2. Les différents design de puits	24
1.2.3. Les techniques de stimulation	27
1.3. Les zones d'études de la thèse	29
1.4. Les réservoirs de socle	35
1.4.1. Généralités des réservoirs de socle.....	35
1.4.2. Caractérisation des réservoirs fracturés	36
Chapitre 2 : Les zones de failles et d'altération supergène.....	43
2.1. Définitions.....	45
2.1.1. La zone de faille	45
2.1.2. Fractures et réseau de fractures.....	49
2.1.3. La porosité.....	51
2.1.4. La perméabilité.....	53
2.2. Les propriétés de la zone de faille.....	54
2.2.1. Les propriétés du cœur de faille	55
2.2.1. Les propriétés de la zone endommagée.....	57
2.3. Les propriétés du réseau de fractures	59
2.3.1. Les distributions des longueurs	59
2.3.2. L'importance de la caractérisation multi-échelle	60
2.3.3. Statistiques des autres propriétés des fractures.....	62
2.4. La porosité et la perméabilité des zones de failles.....	65
2.5. Les horizons altérés.....	66
Chapitre 3 : Méthodologie développée.....	71
3.1. L'analyse structurale	75

3.1.1.	Le tracé de linéaments.....	75
3.1.2.	Le levé aéromagnétique.....	76
3.1.3.	L'échelle de terrain.....	78
3.2.	Les mesures pétrophysiques.....	80
3.2.1.	Etude minéralogique.....	80
3.2.2.	Les densités.....	85
3.2.3.	La porosité.....	87
3.2.4.	Les propriétés thermiques et élastiques.....	92
3.2.5.	La perméabilité.....	96
3.3.	Modélisation.....	101
3.3.1.	La génération du réseau de fractures.....	102
3.3.2.	Les propriétés équivalentes.....	109
3.3.3.	La création du modèle de zone de faille.....	110
3.3.4.	La modélisation de production géothermique.....	112

Partie II : Les analogues de surface

Chapitre 1 : Le contexte géologique et structural.....	119
1.1. L'orogénèse Hercynienne.....	123
1.2. L'extension post-orogénique.....	126
1.2.1. La fin de l'orogénèse.....	126
1.2.1. La formation des bassins permien.....	126
1.3. L'histoire mésozoïque.....	128
1.4. Le Rift Ouest Européen.....	130
1.4.1. La fosse de Valence.....	130
1.4.2. Le fossé Rhéna.....	132
1.5. Présentation des zones d'étude.....	133
1.5.1. L'analogie de terrain en Ardèche.....	133
1.5.2. L'analogie de terrain des Vosges du Nord.....	140
Chapitre 2 : Etude du Massif central ardéchois.....	149
2.1. Le réseau de failles et fractures.....	151
2.1.1. Les failles à l'échelle de la carte géologique.....	151
2.1.2. L'étude des linéaments issue des cartes MNTs.....	153

2.1.3.	La cartographie de terrain.....	159
2.1.4.	Le réseau de failles et de fractures : synthèse.....	175
2.2.	Les propriétés pétrophysiques et l'altération	179
2.2.1.	Les échantillons de couvertures.....	179
2.2.2.	Les roches métamorphiques	193
2.2.3.	Les granites	205
Chapitre 3 :	Etude des Vosges du Nord.....	223
3.1.	Le réseau de failles et fractures	225
3.1.1.	L'article soumis au Journal of Structural Geology.....	225
3.1.2.	Synthèse et discussion	257
3.2.	Les propriétés pétrophysiques et l'altération	266
3.2.1.	Les échantillons de couvertures.....	266
3.2.2.	Les séries métamorphiques.....	286
3.2.3.	Les unités du Sud	303
3.2.4.	Les granites	316
3.2.5.	Le cas des zones de failles.....	330
 Partie III : Le réservoir en profondeur		
Chapitre 1 :	L'apport du levé aéromagnétique.....	347
1.1.	Les linéaments magnétiques.....	350
1.1.1.	Le contact entre les schistes de Steige et de Villé et les unités Sud	350
1.1.2.	Le contact entre les unités du Sud et les granites	352
1.1.3.	Le contact entre les granites et les séries métamorphiques du Nord.	352
1.2.	Les lithologies magnétiques.....	354
1.2.1.	L'ouest de la faille de Saales	354
1.2.1.	Le massif du Champ-du-Feu	355
1.2.2.	Les séries métamorphiques Nord	357
1.2.3.	La continuité sous la couverture sédimentaire.....	357
1.3.	Éléments de discussion	358
1.3.1.	L'organisation premier ordre du socle des Vosges du Nord	358
1.3.2.	Le contrôle structural du socle sur les bassins permien	361
Chapitre 2 :	La modélisation	365

2.1.	La modélisation des réseaux de fractures	367
2.1.1.	Le granite : <i>protolithe</i>	367
2.1.2.	Le modèle de la zone de faille : cas 0.....	370
2.1.3.	Les autres modèles de réseaux de fractures.....	373
2.1.4.	Création du modèle géologique.....	380
2.2.	Modélisation du fonctionnement d'un doublet géothermique	386
2.2.1.	Etat initiale	386
2.2.2.	Résultat de la simulation sur 30 ans	391
2.2.3.	Test de sensibilité	394
2.3.	Synthèse et discussion	400
2.3.1.	La perméabilité de fractures	400
2.3.2.	Facteurs de contrôle.....	401
2.3.3.	Perspectives.....	402
Chapitre 3 : Concept de réservoirs de socle		405
3.1.	Organisation du réseau de faille et héritage structural	407
3.1.1.	Organisation structurale des deux zones d'étude.....	407
3.1.2.	Comparaison avec les autres systèmes de rift.....	409
3.1.1.	La distribution des longueurs	414
3.2.	Modèle géologique du réservoir	416
3.2.1.	La matrice du réservoir fracturé	417
3.2.2.	La zone de faille	421
3.2.3.	Les zones d'altération supergène.....	425
3.3.	Point méthodologique et perspectives	427
Conclusion générale		435
Références bibliographiques		443
Annexe	475	

Nomenclature :

Amp : Amphibole

Bt : biotite

Cal : calcite

Chl : chlorite

Cord : cordiérite

Cp : capacité calorifique

CT : conductivité thermique

DFN : Discrete Fracture Network : réseau de fracture discret

DRX : diffraction des rayons X

DZ : damaged zone : zone endommagée

Ep : épidote

EGS : Enhanced Geothermal System

FC : fault core : cœur de faille

Fls : feldspath

LLFZ : Lalaye-Lubine Fault Zone

MO : matière organique

Ms : muscovite

Ox : Oxydes

Pl : plagioclase

Px : pyroxène

Qz : quartz

ROE : Rift Ouest Européen

SL : scan line : profil de fracturation

Sm : smectite

Vm : vermiculite

Vp : vitesse de propagation des ondes P

Introduction générale

Avec l'évolution industrielle et technologique actuelle et une demande énergétique croissante, le développement de moyens de production d'énergie renouvelable et pérenne devient un enjeu sociétal majeur. La géothermie, c'est-à-dire l'exploitation de la chaleur naturelle de la Terre, est un des axes majeurs de recherche et de développement dans le processus de transition énergétique. Cette technique est déjà largement utilisée pour produire de la chaleur pour des maisons individuelles, des quartiers ou des sites industriels grâce à des faibles et moyennes températures, et peut également permettre la production d'électricité dans des centrales pour des fluides à haute température. L'exploitation géothermique de haute température est encore sujette à de nombreux verrous scientifiques et techniques qui dépendent notamment du contexte géologique des formations visées. Outre les verrous techniques liés à l'exploitation de la ressource, les sciences de la Terre jouent donc un rôle majeur dans la recherche des eaux souterraines porteuses de la chaleur et leur quantification (*Stober et al., 2014 ; Matek, 2016*).

En effet, la production d'électricité nécessite avec les technologies actuelles une température de fluides d'au moins 150°C. Ces températures sont atteintes soit en contexte volcanique soit en contexte continentale dans les systèmes en extension où le gradient géothermique est suffisamment élevé (*Wilmarth et Stimac, 2015*). La compréhension des conduits de circulations de ces fluides géothermaux est déterminante pour qu'un projet de centrale puisse être élaboré et que ces systèmes puissent être exploités. En effet, prédire au mieux ces circulations, c'est réduire le risque de puits secs, prévoir les coûts d'exploitation, dessiner précisément les puits ou encore prédire la durée de vie d'un doublet géothermique.

En France métropolitaine, les zones favorables à l'implantation des centrales de haute énergie se situent principalement dans les bassins sédimentaires liés au Rift Ouest Européen (ROE). Pour atteindre des températures adéquates, soit une profondeur de 5 km pour un gradient géothermique normal, la cible visée est la plupart du temps le socle cristallin anté-triasique de ces bassins. Dans ces formations, la perméabilité de la matrice rocheuse est généralement faible contrairement aux réservoirs conventionnels, en formations sédimentaires, exploités habituellement pour les ressources fossiles. Les circulations de fluides peuvent utiliser les zones de failles, et/ou l'horizon altéré à l'interface avec la couverture sédimentaire où l'altération du socle peut significativement augmenter la porosité et la perméabilité. Ce sont donc des réservoirs non conventionnels, à double porosité, associant porosité des zones de failles ou de fractures et porosité

matricielle liée à l'altération. L'implantation des puits passe donc nécessairement par une exploration et une connaissance approfondie du réseau de failles et de l'interface socle-couverture en profondeur.

Les outils d'investigation de géophysique de subsurface pour les réservoirs fracturés permettent actuellement de détecter les failles majeures, mais ne permettent pas de déterminer si elles sont drainantes ou colmatées, ni de détecter les couloirs de circulations secondaires, leur importance et leur répartition, ni de détecter les horizons altérés. De plus, les données de puits pouvant être déterminantes pour l'analyse du comportement du réservoir ne sont ni prédictives, puisqu'acquises après forage, ni ne permettent de construire un modèle complet du réservoir puisqu'elles ne renseignent que sur les premiers mètres autour du puits. De fait, afin d'acquérir des connaissances utiles à l'élaboration d'un modèle réservoir, il est nécessaire d'utiliser les analogues de terrain. En effet, les roches de socle ainsi que leur couverture sédimentaire affleurent sur les épaules des bassins d'effondrement ciblés. En étudiant ces affleurements de surface, il est possible d'obtenir des informations structurales de premier ordre sur l'architecture du réseau de failles, l'état d'altération des roches et les qualités réservoirs des différentes formations afin d'alimenter les modèles de circulations prédictifs des réservoirs en profondeur dans le bassin (*Nelson, 2001*).

C'est dans cet objectif qu'a été mise en place une collaboration entre l'Université de Lorraine via le laboratoire GeoRessources et Fonroche Géothermie dans laquelle s'inscrit cette thèse. Le défi scientifique est double, il est fondamental avec la compréhension de la structuration et des propriétés des réservoirs de socle fracturé en contexte extensif, et il est appliqué avec l'évaluation du potentiel géothermique sur les permis de recherche de l'industriel. Cette thèse, se consacre donc à l'analyse de deux analogues de surface de deux cibles de projets d'implantation de centrales : 1) le socle cristallin affleurant dans les Vosges, analogue du substratum du fossé Rhénan et 2) la partie ardéchoise du Massif central, comme analogue du substratum de la fosse de Valence.

La thèse s'articule en trois parties. Dans un premier temps, le concept d'EGS (Enhanced Geothermal System) pour la production géothermique haute température ainsi que les zones cibles seront présentés, ce qui nous conduira à faire un état des lieux des connaissances sur les zones de failles, les réseaux de fractures associés et les zones d'altération supergène pour finir sur la méthodologie de caractérisation développée dans cette étude. Dans une deuxième partie, les contextes géologique et structural des deux

zones d'études seront présentés, puis s'en suivront les résultats des analyses de terrain et de laboratoire des deux sites. Enfin, la troisième partie sera consacrée à l'extrapolation entre les données de terrain et le réservoir. Dans un premier chapitre, la modélisation numérique d'une zone de failles et du fonctionnement d'un doublet géothermique sera présentée, puis l'analyse des données aéromagnétiques et la comparaison avec la zone affleurante, et enfin la synthèse des données de terrain et la constitution du modèle conceptuel de zone de faille permettra d'estimer les propriétés réservoir de ces formations.

Partie I : Méthodologie globale

Chapitre 1 : La géothermie haute température

L'exploitation de la chaleur de la Terre peut se faire avec différents dispositifs, depuis le forage à quelques mètres ou dizaines de mètres de profondeur pour chauffer une maison individuelle (géothermie de basse énergie), des forages de quelques centaines de mètres pour les chauffages industriels ou urbains (géothermie de moyenne énergie), à des forages de plusieurs milliers de mètres pour la production d'électricité (géothermie de haute énergie). La géothermie de basse et de moyenne énergie relevant de technologies et d'enjeux différents, seule la géothermie de haute énergie, utilisant le concept d'EGS (Enhanced Geothermal System) notamment, est présentée dans ce chapitre. Il sera dans un premier temps fait un état des lieux de la production géothermique actuelle dans le monde, puis de l'évolution du concept d'EGS et des techniques utilisées depuis les premiers essais, puis les deux zones d'études seront présentées.

1.1. La géothermie aujourd'hui

Du fait de l'évolution des technologies et de la volonté politique de développer la production d'énergies à partir de ressources renouvelables, la production d'électricité et de chaleur en utilisant la géothermie connaît un essor grandissant depuis les années 1980 (Figure 1.1a). Ainsi, de nombreux pays produisent de l'électricité grâce à la géothermie (Figure 1.1b), comme par exemple les pays du pourtour asiatique du Pacifique avec 4,81 GW et de l'Amérique du nord avec 3,45 GW pour les principaux producteurs.

La capacité de production de ces énergies géothermiques dépend de la température et du contexte géologique du réservoir exploité (Figure 1.2). Ainsi, différents contextes géologiques peuvent être définis (*Wilmarth et Stimac, 2015*) :

1) Les systèmes liés au fonctionnement d'une faille majeure dans les contextes de croûte amincie liés à des systèmes extensifs. Dans ces systèmes, la perméabilité est généralement restreinte à la zone de faille, et les températures atteintes varient entre 130 et 200°C.

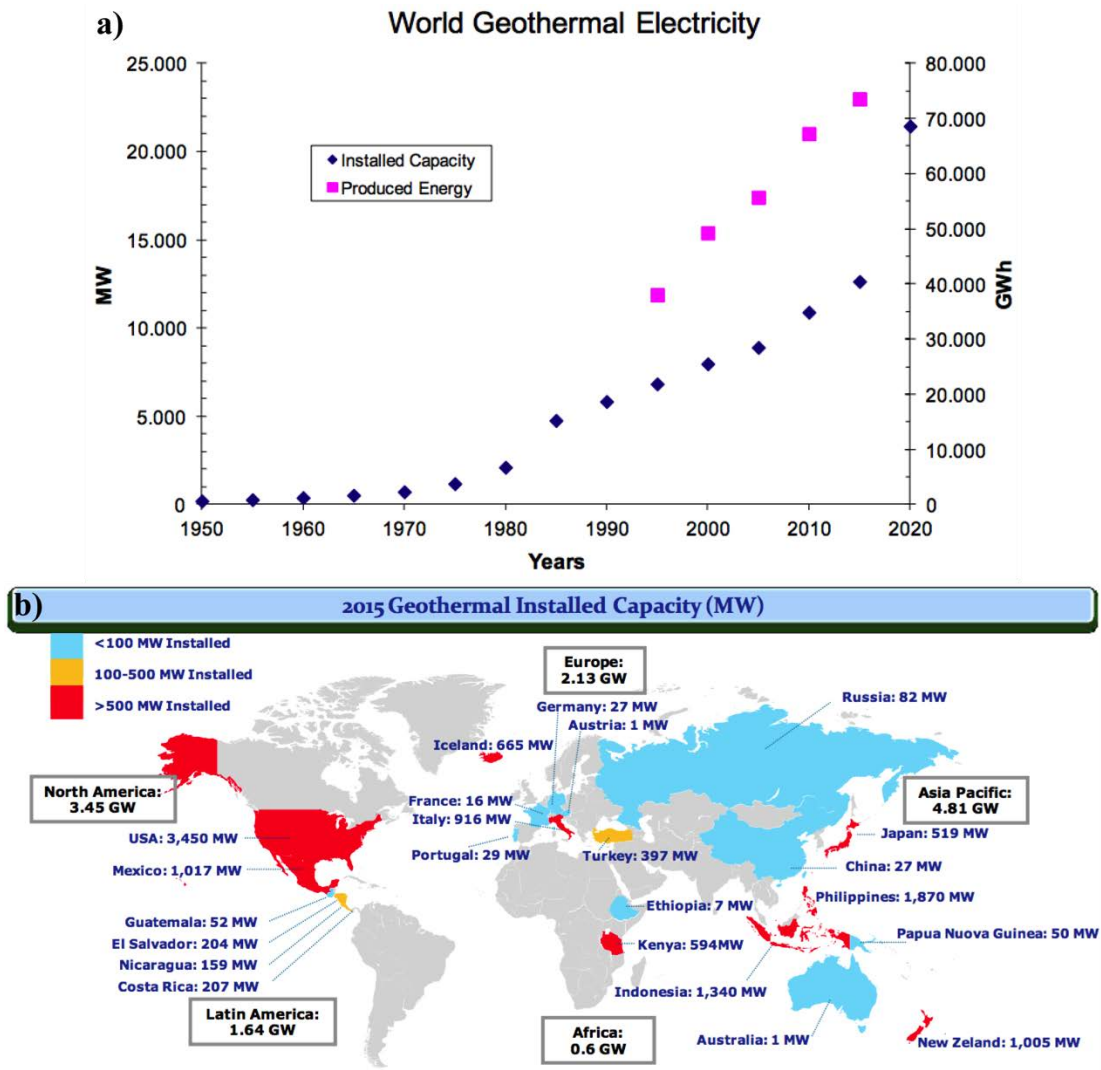


Figure 1.1 : a) capacité électrique installée et électricité produite dans le monde depuis les années 1950, d'après Bertani (2015), b) carte de la capacité électrique installée de la production géothermique dans le monde en 2015 (Bertani, 2015).

2) Les systèmes d'arcs associés à des édifices volcaniques en système compressif le long des zones de subduction, où les températures atteintes sont très élevées (200-300°C). Parmi ces systèmes, deux sous-groupes sont distingués : les réservoirs en systèmes strictement compressif qui ont une capacité de production relativement faible pour des températures élevées, et les réservoirs en systèmes tectoniques compressifs plus complexes, avec des zones de relais en extension, ou la présence de larges édifices volcaniques poreux qui permettent l'exploitation d'un réservoir avec des volumes importants.

3) Les contextes de rifts actifs avec des températures élevées (> 270°C) et où le contexte d'extension permet la production sur de larges champs. Ainsi, si la capacité de

production est globalement liée à la température du réservoir, le contexte géologique a un impact non négligeable. Globalement, les systèmes en compression sont moins favorables que les systèmes en extension et ce sont donc dans ces systèmes (rifts actifs ou anciens avec une croûte amincie, avec système volcanique associé ou non, ou les bassins d'arrière arc) que sont localisés la majorité des systèmes exploités.

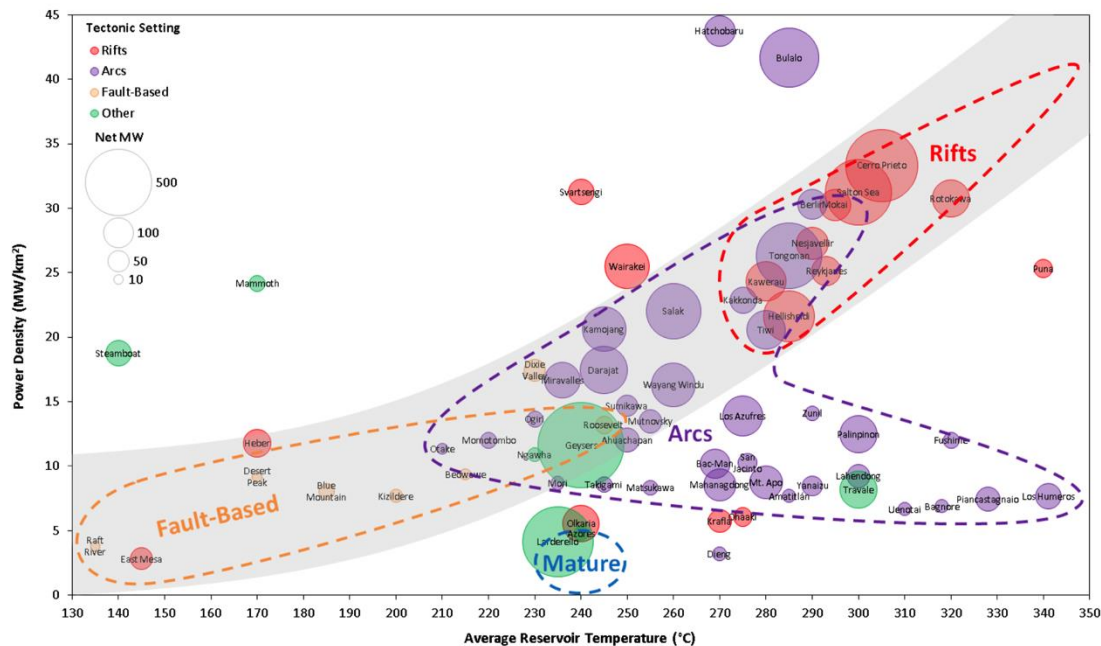


Figure 1.2 : capacité de production en fonction de la température d réservoirs de 66 sites de production géothermiques dans le monde, séparés par contexte géologique (Wilmarth et Stimac, 2015).

En France métropolitaine par exemple, il existe 78 réseaux de chauffages de quartiers GeODH (Geothermal District Heating), dont 48 dans le Bassin Parisien et 15 dans le Bassin Aquitain (Boissavy et al., 2016). Dans le Bassin Parisien, ces forages visent principalement les couches du Dogger, à des profondeurs de 1,6 à 1,8 km pour des températures de 56 à 85 °C. Ils permettent de couvrir les besoins en chauffage de 650 000 personnes. Pour la production d'électricité, il est nécessaire d'atteindre une température supérieure à 150°C, soit une profondeur de 5 km pour un gradient géothermique normal de 3°C / 100 m. L'élaboration d'un projet d'exploitation est alors plus complexe, en raison de ces profondeurs bien plus importantes et donc des coûts de forages plus élevés. La réussite de tels projets dépend donc de la balance entre l'investissement nécessaire pour trouver et exploiter des fluides à de telles températures, et la production d'énergie générée (Limberger et al., 2014). A ces profondeurs, le concept d'exploitation des

réservoirs géothermiques est basé sur celui d'EGS, qui est développé dans la section suivante.

1.2. Le concept d'EGS (Enhanced Geothermal system)

1.2.1. Evolution du concept

Un des premiers concepts développés pour exploiter la géothermie haute énergie hors des systèmes volcaniques est le concept de Hot Dry Rock (HDR) qui a émergé dans les années 1970-80s. Ce concept suppose que les roches en profondeur sont sèches, et qu'il est nécessaire de créer un espace poreux pour permettre la circulation des fluides (*Robinson et al., 1971 ; Potter et al., 1974 ; Brown, 2009*). Ainsi, divers projets sont nés comme à Fenton Hill au Nouveau Mexique (1970), à Bad Urach en Allemagne (1977), à Rosemanowes en Angleterre, (1977), à Soultz-sous-Forêts en France (1986) ou à Hijori au Japon (1991). Le but était alors de forer deux puits séparés de quelques centaines de mètres et alignés selon la direction de la contrainte maximale horizontale locale, puis de fracturer la roche pour créer un réseau de fractures connectant les deux puits. Il s'agissait ensuite de faire circuler dans ces réservoirs de l'eau qui serait réchauffée par conduction au contact de la roche encaissante. Cependant, les tests hydrauliques sur ces sites ont démontré que les fluides injectés sont en partie perdus entre le puits injecteur et le producteur, et qu'il y a en profondeur des fluides d'origine naturelle qui se mélangent aux fluides de la boucle productrice (*Aquilina et al., 1997 ; Brown, 2009*). Ces tests démontrent donc, que même à grande profondeur, il existe un réseau de fractures connectées qui permet la circulation de fluides naturels et chauds. Le concept HDR a ainsi évolué vers le concept d'Enhanced Geothermal System (EGS) (*Tester et al., 2006 ; Williams et al., 2011*) où il ne s'agit plus de fracturer la roche mais de rechercher les réseaux de failles et de fractures existants, les stimuler et exploiter les fluides naturels.

1.2.2. Les différents design de puits

Le concept d'EGS est par essence fortement dépendant du contexte géologique ainsi que des technologies utilisées pour exploiter la chaleur. Ainsi, de nombreux projets ont vu le jour depuis les années 1980s dans différents contextes géologiques et avec des

techniques variées. Du fait des profondeurs, une grande partie de ces projets visent des roches ignées, préférentiellement les granites, mais il existe aussi des projets dans les roches métamorphiques comme à Larderello en Italie et dans les Geysers aux USA, et sédimentaires comme le projet Genesys en Allemagne ou Saint-Gall en Suisse (Figure 1.3). Les profondeurs des réservoirs sont également variables, dépendant des contextes géodynamiques et structuraux (Figure 1.4). De plus, les techniques mises en œuvre pour exploiter la chaleur ne sont pas identiques en fonction des sites. Ainsi, à Bouillante, les fluides sont réchauffés par des systèmes volcaniques sous-jacents et récoltés via 2 puits de production et réinjectés via un puits à une profondeur de 2500 m (*Sanjuan et al., 2004 ; Bouchot et al., 2010 ; Traineau et al., 2015*). En Islande, du fait de la position de l'île sur une dorsale océanique couplée à un point chaud, de nombreuses résurgences chaudes proches de volcans peuvent être directement exploités avec des températures de 200°C à moins de 1000 m de profondeur (*Ragnarsson, 2016*). A Larderello en Italie, deux réservoirs sont exploités, un entre 500 et 1500 m de profondeur dans des carbonates, et un second à environ 4000 m dans des micaschistes et gneiss hercyniens intrudés par des granites à la mise en place récente (< 3 Ma) par de nombreux puits sur une surface 400 km² (*Bertini et al., 2006 ; Ebidgo et al., 2016*). L'utilisation d'un seul puits à la fois producteur et injecteur a été testée dans des grès à 3900 m de profondeur (pour une réinjection à 1175 m) par le projet Genesys en Allemagne mais le projet a été abandonné pour des raisons de colmatage du réseau de fractures (*Tischner et al., 2010*). Le projet « Ogachi » au Japon prévoyait au contraire un groupe de 4 puits producteurs autour d'un injecteur dans un réservoir à une profondeur de 400 à 1000 m, mais il a également été abandonné à cause du coût trop important des forages (*Kaieda et al., 2005*).

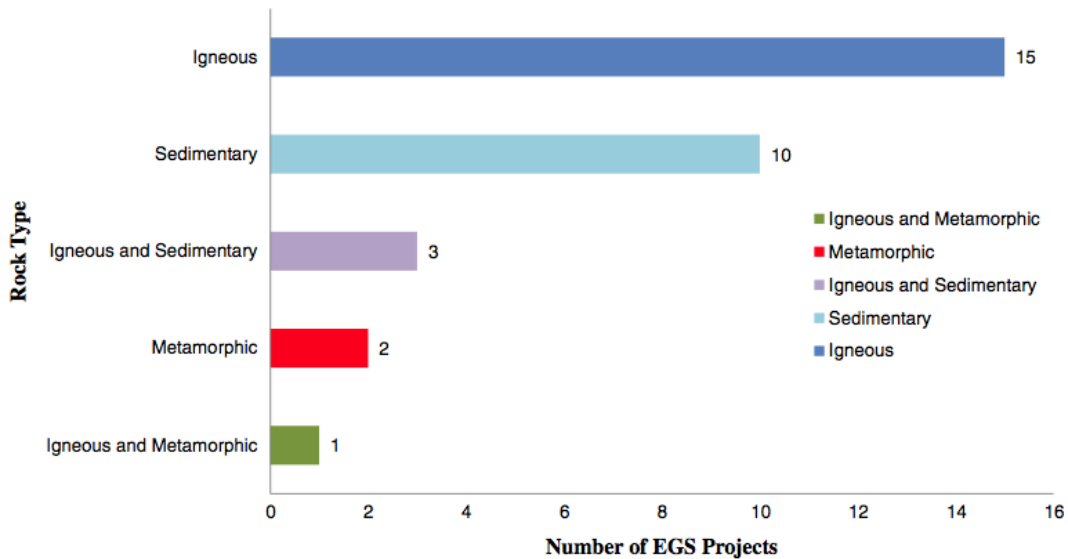


Figure 1.3 : nombre de projets EGS qui visent une exploitation soit dans un type de roche, soit dans plusieurs en fonction des grandes familles de lithologies (Breede et al., 2013).

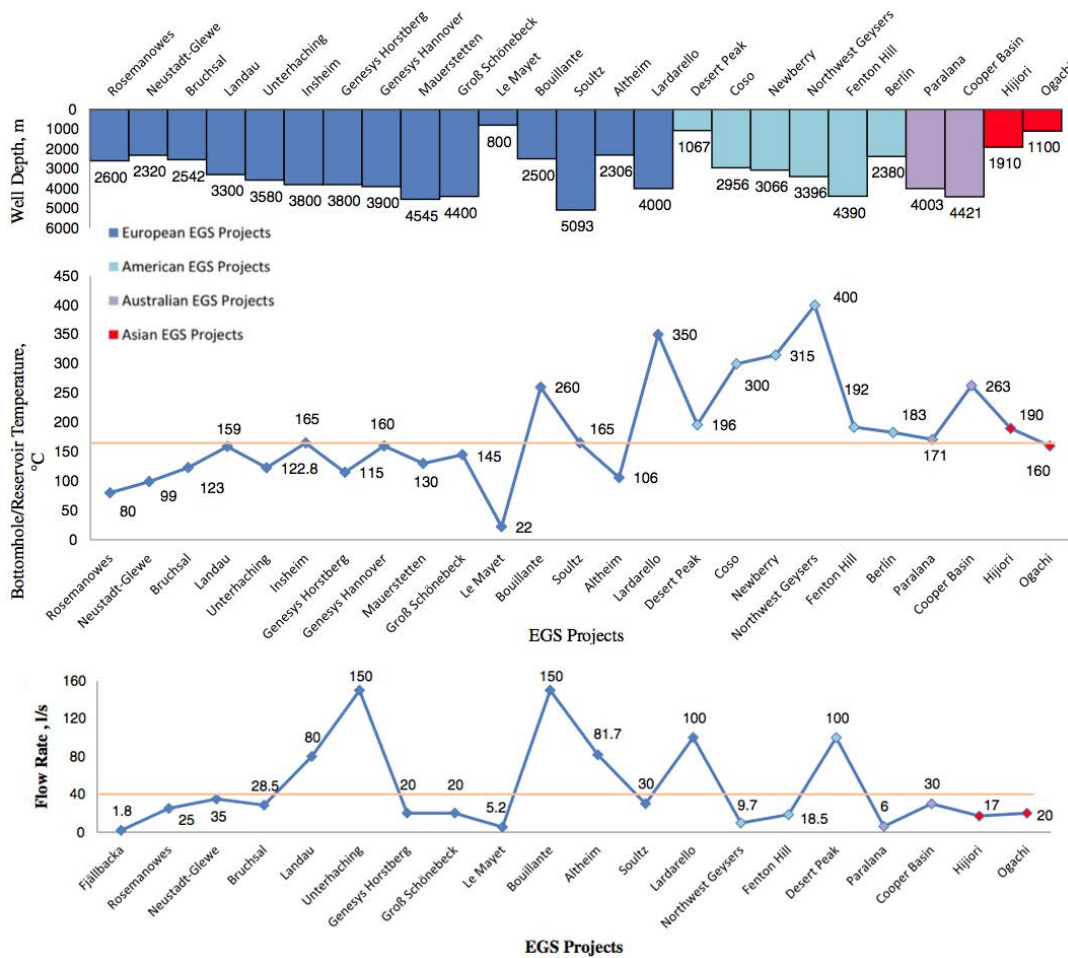


Figure 1.4 : profondeur, température et débit de production de différents EGS (Breede et al., 2013).

1.2.3. Les techniques de stimulation

Outre la variabilité des contextes géologiques, des dispositifs technologiques de forage et d'exploitation, il y a également une large gamme de techniques de stimulation et de maintien du réservoir. La méthode la plus utilisée pour augmenter les propriétés de transfert dans les réservoirs est la stimulation hydraulique. Elle consiste à injecter de l'eau dans le réservoir à un débit et une pression suffisamment forte pour augmenter la pression fluide au sein des fractures. Cette pression fluide associée aux contraintes locales peut induire un mouvement cisailant et permet de ré-ouvrir ou d'élargir des chemins de circulation constitués par des fractures naturelles. Cette stimulation peut être génératrice de microséismes pendant la phase d'injection mais aussi pendant le relâchement de la pression. Dans certains cas, pendant cette seconde phase, des séismes assez forts ont pu être ressentis par la population. Ainsi, à Soultz-sous-Forêts lors de la stimulation hydraulique de GPK3 en 2003, avec l'injection de 37 300 m³ de saumures et une pression maximale de 16 MPa en tête de puits, 5000 séismes de magnitude supérieure à -0,9 ont été enregistrés (*Dorbath et al., 2009 ; Horálek et al., 2010*). Les magnitudes les plus fortes ont été de 2,9 et sont survenues bien après la phase d'injection (Figure 1.5). Dans le Cooper Basin en Australie, la stimulation hydraulique a généré 32 000 microséismes pour une injection totale de 20 000 m³ à 48 l/s maximum, le plus fort séisme avait une magnitude de 3,7 (*Asanuma et al., 2005 ; Mukuhira et al., 2010*). A Bâle où 11 530 m³ ont été injectés à 50 l/s pour une pression en tête de puits de 30 MPa environ, un séisme de magnitude 3,4 a été ressenti et a été la raison de l'abandon du projet (*Häring et al., 2010 ; Mukuhira et al., 2010*). En outre, la technique n'est pas efficace dans toutes les situations, à Soultz-sous-Forêts par exemple, les stimulations ont permis d'augmenter de 20 fois la productivité dans le puits GPK2. 22 680 m³ ont été injectés pour une pression maximale de 14,5 MPa, l'injectivité est passée de 0,2 à 4,4 l/s/MPa. Par contre, pour GPK3 et pour la stimulation décrite précédemment, l'injectivité n'a pas changé car une faille drainante a absorbé toute l'eau injectée. L'injectivité pré- et post- stimulation est restée de 3,5 l/s/MPa) (*Charlety, 2007 ; Cuenot, 2009*). En Allemagne pour le projet Gross Schönebeck, il a également été testé l'injection de billes de céramique pour maintenir les fractures ouvertes après la stimulation et a permis d'augmenter l'injectivité de 0,27 l/s/bar à 1,39 l/s/MPa (*Zimmermann et Reinicke, 2010*).

Les stimulations peuvent aussi être chimiques, par l'injection de solutions pouvant dissoudre les minéralisations qui colmatent les fractures (*Portier et al., 2007*,

Nami et al., 2008 ; Schulte et al., 2010). Parmi les solutions chimiques les plus communes, l'injection d'acide chlorhydrique (HCl) ou fluorhydrique (HF) permet une réaction rapide avec les carbonates et silicates aux abords du puits (Figure 1.6). Ces acides réagissent ainsi aux épontes des chemins de circulations rapides dans le réseau de fractures pour dissoudre les précipitations secondaires. Pour augmenter la porosité et la perméabilité de la matrice rocheuse loin du puits, des solutions non aqueuses qui libèrent les acides progressivement au contact de l'eau peuvent également être injectées.

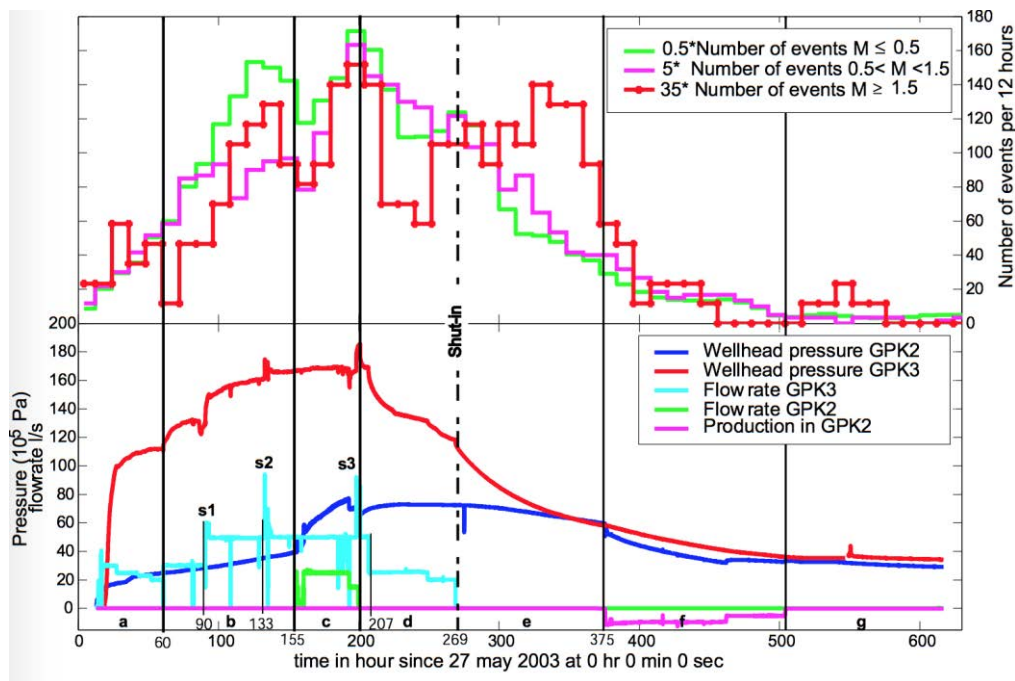


Figure 1.5 : débit d'injection et pression en tête de puits, ainsi que nombre d'évènements sismiques enregistrés durant la phase de stimulation hydraulique de GPK3 en 2003 (Charlety, 2007).

Enfin, la stimulation thermique permet d'activer des fractures naturelles par injection de fluides froids dans les puits chauds profonds du fait du gradient naturel de température. Cette injection provoque la rétraction de la roche en champs proches du puits induisant une contrainte en tension qui ré-ouvre les fractures préexistantes (Clifford et al., 1991 ; Schulte et al., 2010).

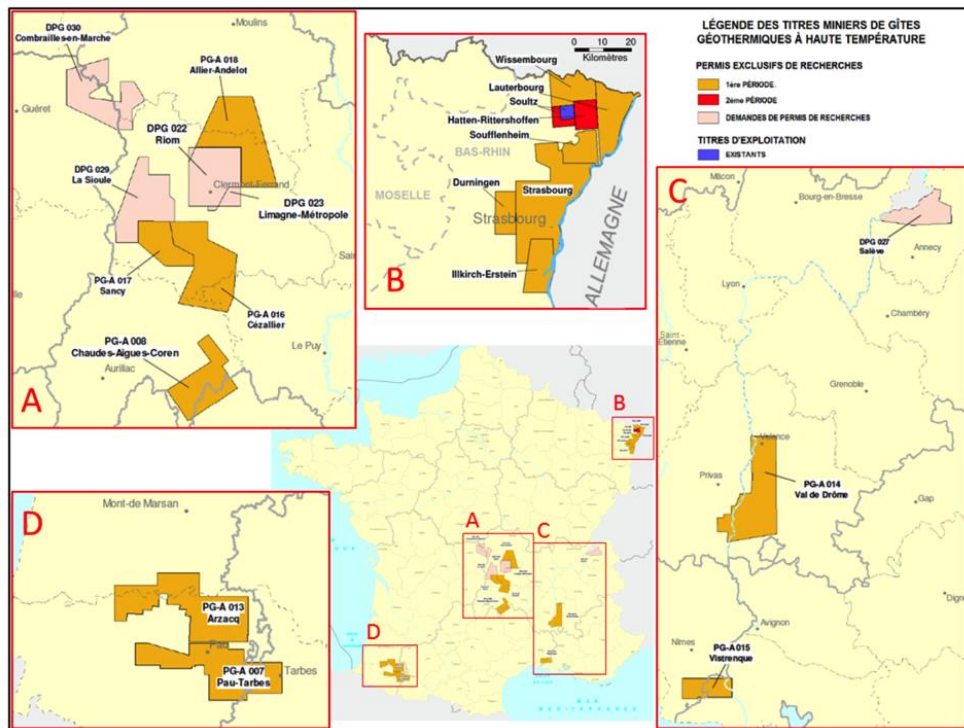
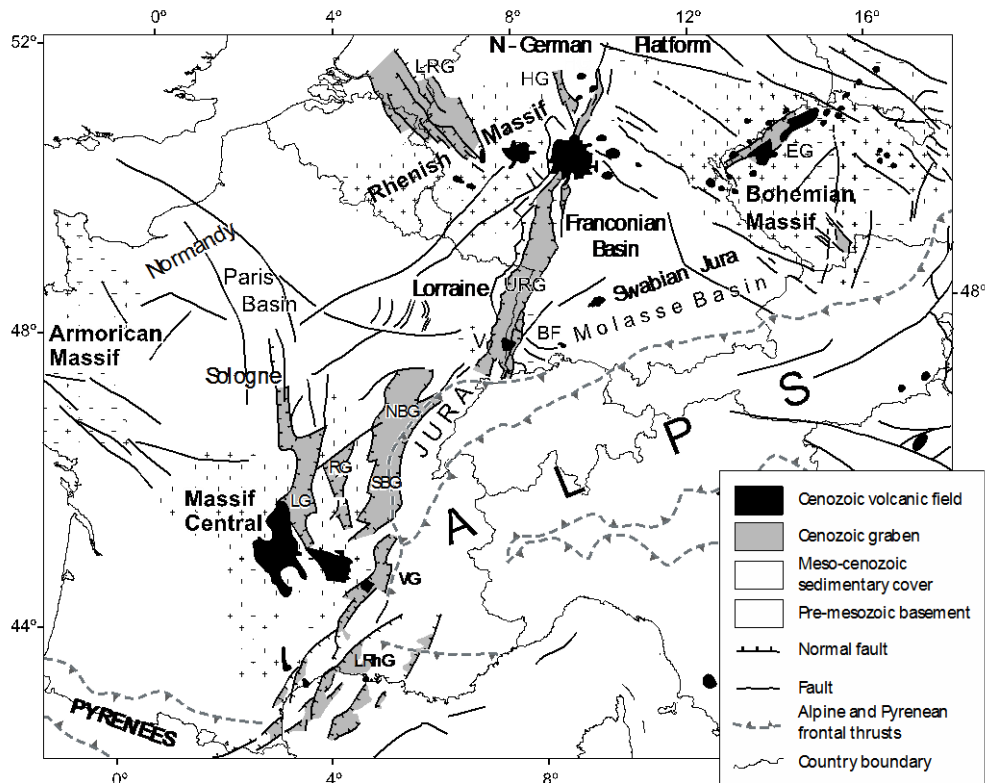
Calcite	$2\text{HCl} + \text{CaCO}_3 \longrightarrow \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$
Dolomite	$4\text{HCl} + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \longrightarrow \text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2$
Siderite	$2\text{HCl} + \text{FeCO}_3 \longrightarrow \text{FeCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$
Quartz	$\text{SiO}_2 + 4\text{HF} \longrightarrow \text{SiF}_4$ (silicon tetrafluorure) + $2\text{H}_2\text{O}$ $\text{SiF}_4 + 2\text{HF} \longrightarrow \text{H}_2\text{SiF}_6$ (fluosilicic acid)
Clays (kaolinite)	$\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 24\text{HF} + 4\text{H}^+ \longrightarrow 4\text{AlF}_3 + 4\text{SiF}_4 + 18\text{H}_2\text{O}$
(montmorillonite)	$\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 + 40\text{HF} + 4\text{H}^+ \longrightarrow 4\text{AlF}_3 + 8\text{SiF}_4 + 24\text{H}_2\text{O}$
Feldspars (Mg, Na or K)	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 14\text{HF} + 2\text{H}^+ \longrightarrow \text{K}^+ + \text{AlF}_3 + 3\text{SiF}_4 + 8\text{H}_2\text{O}$

Figure 1.6 : exemples de réactions des acides chlorhydriques et fluorhydriques sur les principaux minéraux carbonatés et silicatés (Schulte et al., 2010).

Ainsi, la variabilité des contextes géologiques et structuraux implique une variabilité des techniques de forages et de stimulations des réservoirs et amène au constat qu'il n'existe pas de cas général applicable à tous les projets de forages géothermiques. Chaque site nécessite donc une étude R&D préalable afin de maximiser les chances de réussites et de limiter les risques inhérents à tout projet. D'un point de vue géologique, le défi consiste à localiser et caractériser les zones perméables à des profondeurs où la température est suffisamment élevée pour permettre l'exploitation de l'énergie. Ainsi, dans la prochaine section seront présentés les zones d'études et les problématiques spécifiques liées à l'élaboration de projets EGS dans ces zones.

1.3. Les zones d'études de la thèse

En France métropolitaine, les zones où le gradient de température est suffisamment élevé pour permettre le développement de projets EGS pour la production d'électricité se situent dans les bassins sédimentaires liés au Rift Ouest Européen (ROE). Cette phase de rifting a créé des bassins qui s'étendent depuis le fossé d'Oslo en Norvège au Nord en passant par les fossés de Hesse en Allemagne, et le fossé Rhénan; et se poursuit vers le Sud avec les fossés de la Limagne, de Bresse, du Rhône (dont celui de Valence) jusqu'en Espagne avec le bassin de Valencia (Figure 1.7). De fait, la majorité des permis de recherche déposés pour le développement d'EGS en vue de produire de l'électricité sont localisés dans ces bassins ainsi que dans le Bassin Aquitain (Figure 1.8).



Dans le cadre de cette thèse, du fait de la collaboration avec Fonroche Géothermie, deux sites d'études ont été sélectionnés : le PER de Strasbourg dans le fossé Rhénan et son analogue de terrain dans les Vosges, et le PER Val-de-Drdôme et son analogue de terrain dans le Massif central, en Ardèche. Ces deux permis, sont situés à l'aplomb d'anomalies thermiques identifiées dans ces fossés qui sont présentés ci-après (Figure 1.9).

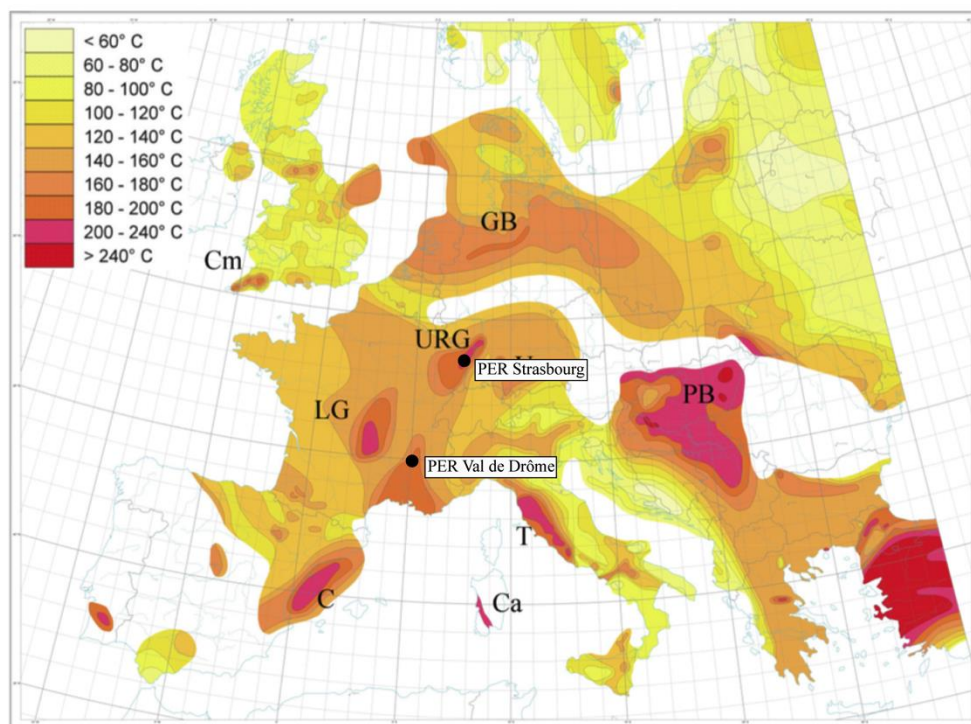


Figure 1.9 : carte thermique de l'Europe de l'ouest à 5km modifié par Bailleux (2012) d'après Genter et al. (2004) et Hurtig et al. (1992), URG = Upper Rhine Graben, LG = Limagne Graben, avec localisation des PER étudiés dans la thèse.

- Le fossé Rhénan :

Dans le fossé Rhénan, la température en profondeur est liée à la combinaison de différents mécanismes agissant à des échelles différentes depuis l'échelle du bassin, avec un contrôle plutôt conductif, jusqu'aux convections locales dans le réservoir.

Brun et al., (1992) proposent qu'une partie de l'anomalie thermique est liée à la structure même du fossé, l'amincissement crustal suite à la phase de rifting ayant permis la remontée du manteau sous le bassin. Cette remontée crée un flux thermique à l'échelle régionale plus important qu'en contexte de croûte continentale normale où la croûte est plus épaisse. Durant la phase de rifting, des édifices volcaniques se sont également mis en

place (Kaiserstuhl, Vogelsberg, ainsi que plusieurs édifices locaux) (Jung, 1999) et influencent la température dans le bassin. Le gradient géothermique moyen est ainsi supérieur à $30^{\circ}\text{C} / \text{km}$ (Genter et al., 2004 ; Freyemark et al., 2017).

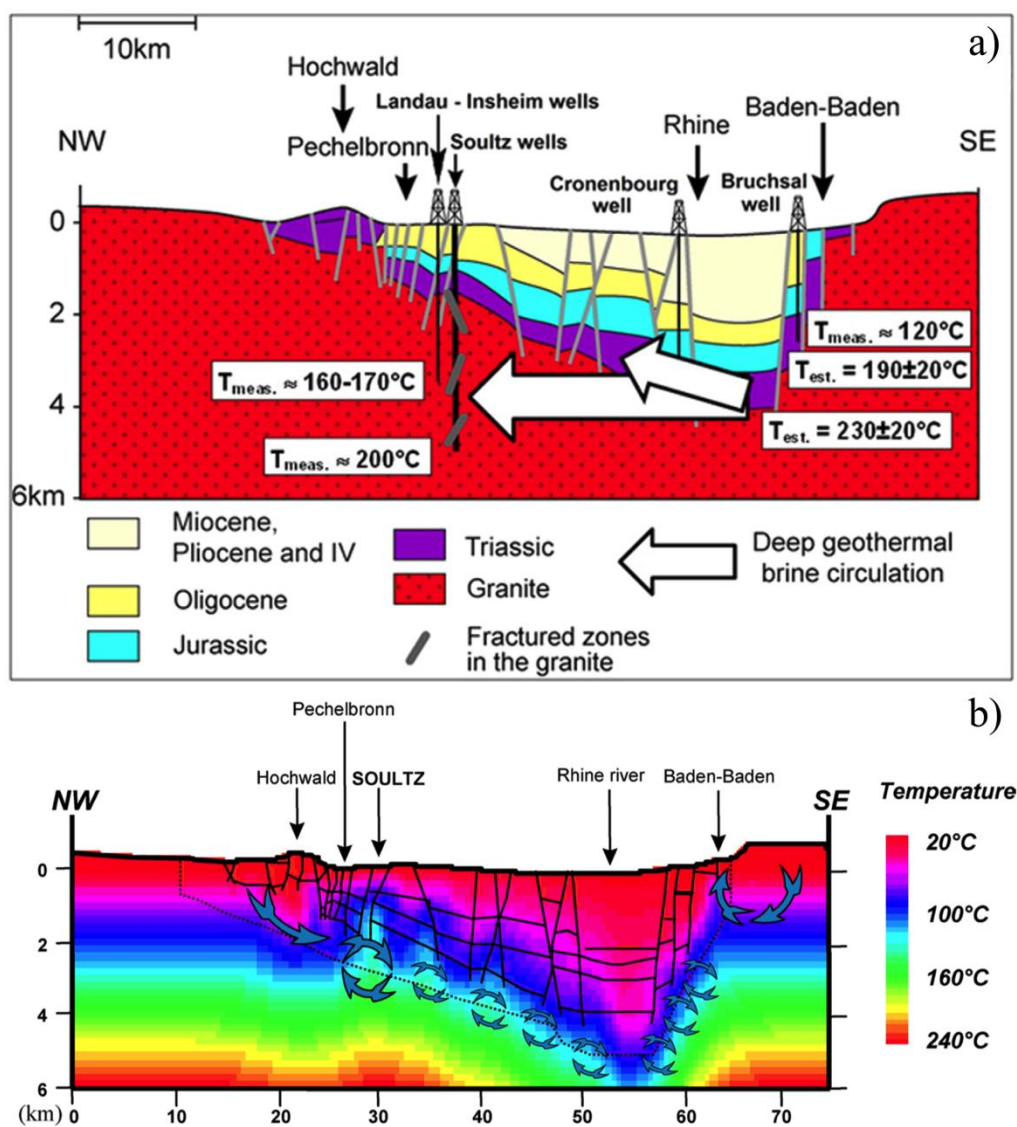


Figure 1.10 : modèle de circulation des fluides hydrothermaux dans le fossé Rhénan d'après les compositions et températures des fluides (Sanjuan et al., 2016, modifié d'après Le Carlier et al., 1994 ; Sanjuan et al., 2010), b) Modélisation numérique du gradient de température sur une coupe NW-SE du fossé Rhénan d'après Bailleux (2012).

Des circulations de fluides s'infiltrent par les épaules du rift et se réchauffent en profondeur. En effet, pour les forages déjà existants dans la partie nord du fossé, les analyses de fractionnements isotopiques de ces eaux ont permis de construire un modèle de circulations qui propose que les fluides s'infiltrent à partir de la forêt Noire pour arriver dans le socle à la bordure ouest du fossé Rhénan avec des températures de 160 à

200°C (Bächler et al., 2003 ; Cathelineau et Boiron, 2010 ; Sanjuan et al., 2016) (Figure 1.10a). Cette circulation a également été démontrée à l'extrême nord du fossé avec une infiltration depuis le massif du Taunus (marge nord du fossé) (Loges et al., 2012).

Dans le fossé, la circulation des fluides est contrôlée par le réseau de failles qui font remonter les fluides chauds et permettent l'établissement de boucles de convection (Figure 1.10b). Ces failles contrôlent ainsi localement le flux de chaleur, la convection prenant le pas sur le transfert de chaleur conductif à l'échelle de la croûte (Pribnow et Schellschmidt, 2000 ; Bailleux, 2012).

Des couches géologiques imperméables comme certains niveaux du Muschelkalk peuvent jouer un rôle d'écran thermique quand ils sont présents. A Soultz-sous-Forêts par exemple, la présence de ces couches induit une homogénéisation de la température par convection dans le Buntsandstein sous-jacent et dans les 2000 premiers mètres du socle granitique (Guillou-Frottier et al., 2013). Le gradient géothermique est alors quasi nul dans ces formations, avant de redevenir normal plus bas dans le socle granitique à partir de 3500 mètres de profondeur.

- Le fossé de Valence :

A l'instar du fossé Rhénan, l'épaisseur de la croûte continentale est amincie dans le fossé Rhodanien, dont la fosse de Valence est un sous bassin (Sapin et Hirn, 1974 ; Guieu et Roussel, 1990). Cet amincissement s'accompagne d'une remontée du Moho qui induit une augmentation du gradient géothermique à l'échelle crustale (Garibaldi, 2010). Le gradient géothermique moyen dans le fossé de Valence est ainsi autour de 4-4,5°C / 100 m. Ce gradient est perturbé le long des failles majeures, particulièrement au niveau des failles de Nîmes et des Cévennes du fait des circulations de fluides, créant des anomalies de températures positives locales (Figure 1.11).

Le forage VGA1 à hauteur de Valence ciblait les carbonates du Jurassique supérieur et a atteint une profondeur de 3666 m. Il était dédié à une exploitation géothermique moyenne température dans les années 1980s. Elles mettent notamment en évidence que les couches de sel, fréquentes dans le fossé Rhodanien, diminuent localement ce gradient en raison de leur forte conductivité thermique (Garibaldi, 2010).

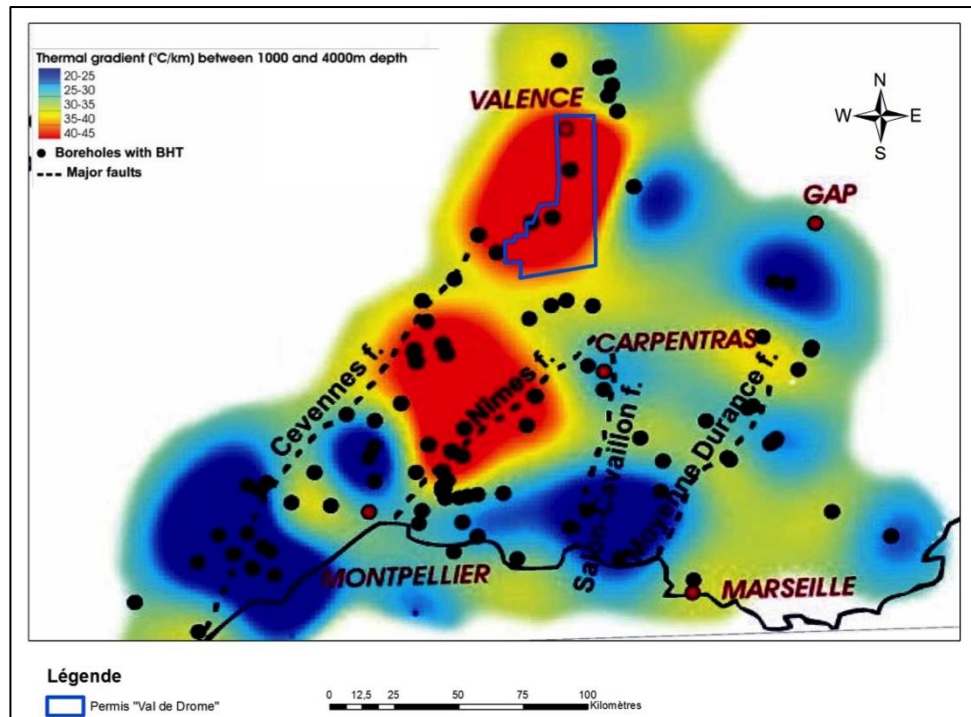


Figure 1.11 : carte du gradient calculé entre 1000 et 4000 m de profondeur pour les bassins du Sud-Est de la France avec localisation du permis « Val de Drôme », modifié d'après Garibaldi (2010).

- Formations géologiques visées :

Pour atteindre des températures supérieures à 150°C nécessaires pour la géothermie de haute température, au vu des gradients géothermiques mis en évidence dans les deux fossés, les profondeurs des réservoirs potentiels devraient être de l'ordre de 3 à 5 km. À ces profondeurs, les zones de failles ciblées se situent dans les roches du socle ou dans la couverture sédimentaire juste surincombante.

Le « socle » est défini comme un assemblage de formations magmatiques ou/et métamorphiques sur lequel repose en discordance les formations sédimentaires des bassins (Landes et al., 1960). Dans ce type de formations, la porosité et la perméabilité matricielle sont généralement faibles, excepté dans les réseaux de failles et de fractures, et dans les zones d'altération qui peuvent s'y développer. Ainsi, les propriétés réservoirs sont contrôlées par le développement de ces réseaux poreux (Marques et al., 2010 ; Nelson, 2001). De fait, les projets géothermiques ciblent à la fois les zones de failles qui ont développées une porosité/perméabilité de fractures et de matrice suffisante, et l'interface socle/couverture où le socle peut avoir préservé une zone d'altération supergène liée à une exposition à la surface du socle avant son réenfouissement. Dans la

section suivante, nous allons faire un état des lieux sur les réservoirs de socle dans le monde ainsi que des techniques utilisées pour leur caractérisation.

1.4. Les réservoirs de socle

1.4.1. Généralités des réservoirs de socle

Dans les réservoirs de socle développés dans les formations magmatiques, volcaniques ou métamorphiques, différentes ressources sont identifiées dans les zones de failles. En effet, de nombreux gisements d'hydrocarbures sont reconnus de part le monde, dans les roches de socle (Figure 1.12) (*Aydin, 2000 ; Sorkhabi et Tsuji, 2005 ; Luthi, 2005 ; Cuong et Warren, 2009 ; Trice et al., 2014 ; Gutmanis et al., 2015*). Les zones de failles dans ce type de formation sont également prospectées pour le stockage de CO₂ (*Shipton et al., 2004 ; Agosta et al., 2008 ; Kampman et al., 2012*) ou dans l'exploitation d'eau potable (*Levens et al., 1994 ; Mayer et al., 2007 ; Bense et al., 2008*). Les zones de failles sont également un objet d'intérêt dans les études de faisabilité de sites de stockages de déchets nucléaires lorsque celles-ci forment plutôt des barrières aux circulations fluides (section 2.1.1) (*Mal'kovskii and Pek, 2001 ; Rempe, 2007*).

Au toit du socle, les horizons altérés suite à une exhumation ancienne sont également les hôtes de migrations préférentielles de fluides, et sont ainsi prospectés pour les ressources pétrolières (*Cuong et Warren, 2009 ; Trice et al., 2014 ; Gutmanis et al., 2015*). Les horizons altérés aux toits des plutons granitiques sont également reconnus comme étant des zones exploitables pour les ressources en eau (*Wyns et al., 1999 ; Dewandel et al., 2006*). Enfin, l'interface entre les bassins et le socle sous-jacent est également un lieu privilégié de précipitation pour les ressources minérales quand cette interface est suffisamment altérée et perméable (*Piqué et al., 2008 ; Boiron et al., 2010 ; Aquilina et De Dreuzy, 2011 ; Cathelineau et al., 2012*).

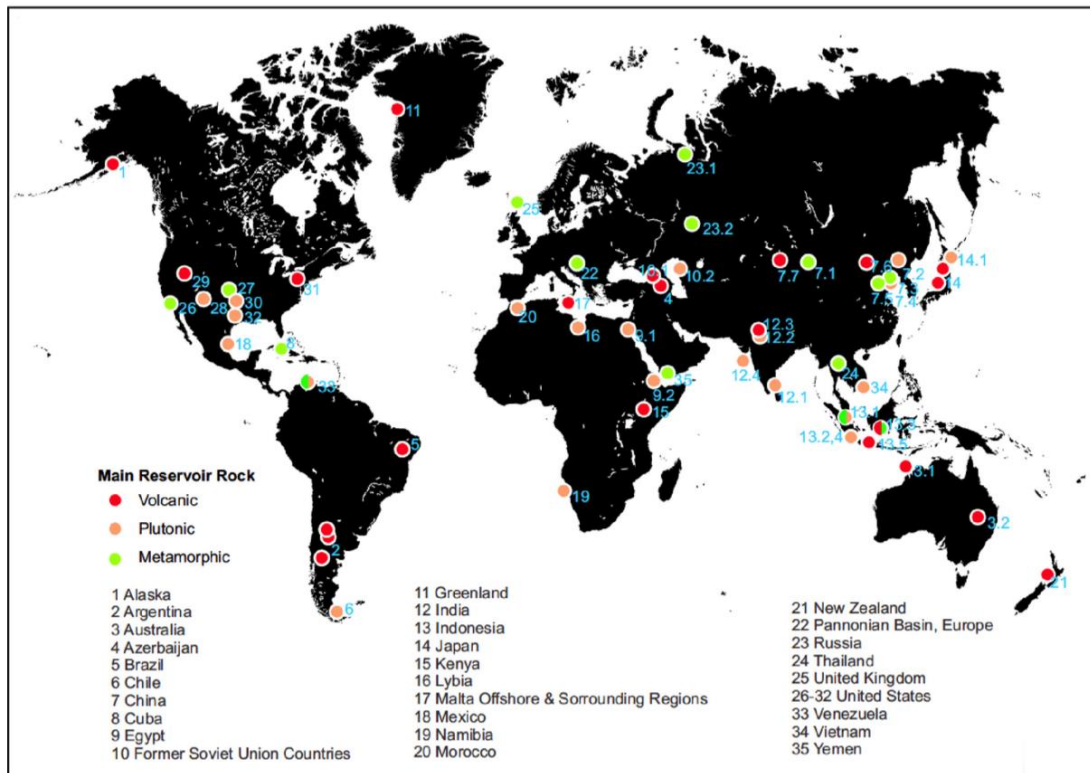


Figure 1.12 : carte mondiale des gisements d'hydrocarbures reconnus dans les formations de socle, classés en fonction de leur nature volcanique, plutonique ou métamorphique (Gutmanis et al., 2015).

1.4.2. Caractérisation des réservoirs fracturés

Pour identifier les zones de circulation des fluides dans ces réservoirs, il est nécessaire de caractériser les propriétés des différents éléments du réseau poreux : les zones de failles et de fractures ainsi que la porosité de la matrice. Cette dernière est soit acquise lors de l'altération soit liée au fonctionnement de la zone de faille et des circulations hydrothermales associées, soit au toit du socle suite à un épisode d'altération supergène précédant son enfouissement. Les structures qui contrôlent les propriétés réservoir comprennent ainsi des objets dont la taille varie sur plus de 10 ordres de grandeurs : depuis les grandes failles régionales (de l'ordre de la centaine de km) qui contrôlent les déformations tectoniques majeures et peuvent former les reliefs, jusqu'aux petites fissures à l'échelle du grain qui sont les principales zones d'interactions entre les roches et les fluides, en passant par les failles et fractures qui jouent le rôle de drains hydrauliques à différentes échelles du kilomètre au décimètre structurant le bassin, les blocs basculés, le réservoir.

De ce fait, pour comprendre l'ensemble du système, localiser les zones d'écoulements et prédire au mieux le comportement des réservoirs situés dans les formations visées, il apparaît nécessaire d'étudier les objets structuraux de taille comprise entre le kilomètre et l'inframicrométrique. Pour décrire ces réservoirs profonds, les outils d'investigation comprennent les techniques de prospection mise en œuvre à partir de la surface (sismique, gravimétrie, magnétotellurie, aéromagnétisme,...) qui ne caractérisent que les objets de grandes tailles, supérieures au kilomètre, et les données de puits qui à l'inverse peuvent décrire les objets avec des tailles d'objet compris entre le mètre et le millimètre (Figure 1.13). De plus, les outils géophysiques de sub-surface et de diagraphies étant dimensionnés pour les réservoirs conventionnels, généralement sédimentaires, ils nécessitent une adaptation des outils et un travail d'étalonnage, et des données de références pour pouvoir être appliquées à l'exploration des réservoirs dans les roches de socle.

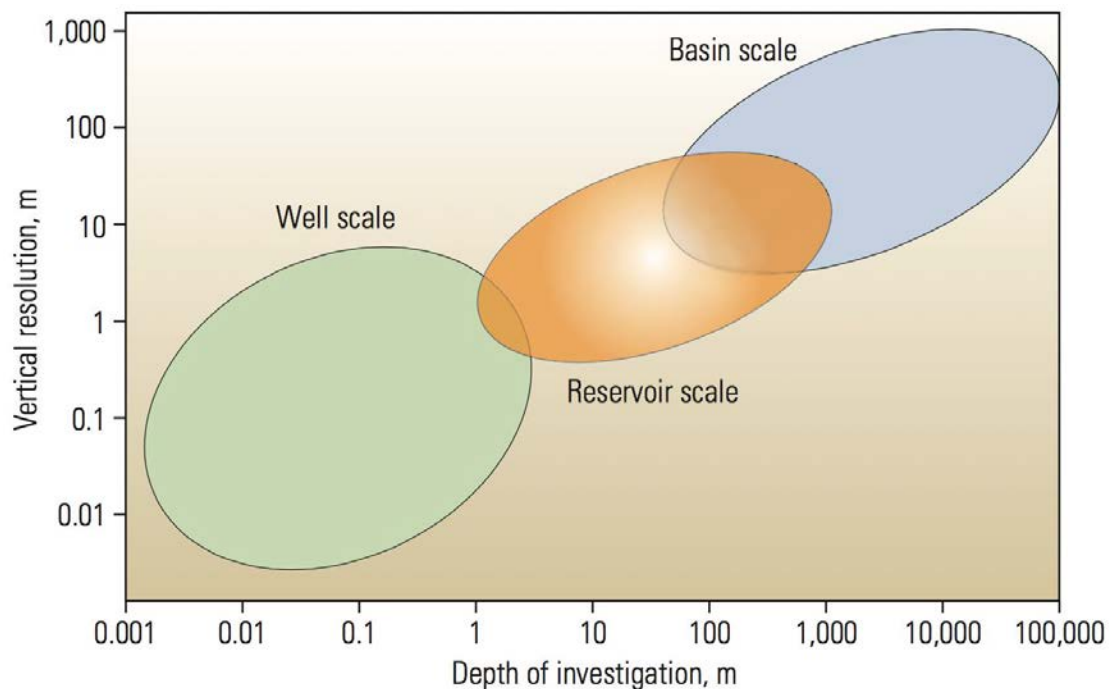


Figure 1.13 : comparaison entre résolution et profondeur d'investigation entre les techniques d'analyses de subsurface (basin scale), de données de puits (well scale) et de l'échelle réservoir (Al-Ali, 2009).

Ainsi, les données obtenues par l'investigation sismique permettent de localiser les grands accidents et de définir la structure macroscopique de ces réservoirs. Néanmoins, les marqueurs des décalages liés aux failles sont quasi inexistantes dans les

roches non litées tels que les granites, excepté aux sommets des plutons où c'est l'interface entre le socle et la couverture qui est le réflecteur principal (Dezayes et al., 2011 ; Khair et al 2015 ; Carpentier et al., 2016). De plus, l'épaisseur de la zone endommagée, souvent porteuse des zones de forte perméabilité (section 2.2), et les réseaux de failles et de fractures de dimension inférieure à la centaine de mètre ne sont pas détectables avec cet outil (Mäkel, 2007 ; Alai et al., 2014). Les mesures gravimétriques et aéromagnétiques permettent également de décrire le réservoir à l'échelle plurikilométrique. Ces outils utilisent les propriétés physiques des roches (susceptibilité magnétique, densité) pour caractériser les changements de lithologie et les traits structuraux principaux. Elles sont cependant dépendantes de la connaissance de ces propriétés pour les lithologies étudiées et ne permettent pas non plus d'identifier les propriétés des réservoirs (Edel et al., 2007 ; Bouiflane, 2008 ; Bailleux, 2012). A l'inverse, les méthodes magnétotelluriques et de résistivités électriques utilisent les variations de résistivité des roches afin d'identifier les circulations fluides profondes, mais nécessitent une bonne connaissance structurale préalable pour leurs interprétations (Coppo et al., 2016 ; Bujakowski et al., 2010).

Lorsque des données de puits sont disponibles, d'autres types de caractérisation géophysique sont possibles afin de localiser les chemins de circulation au sein du réservoir. Ainsi, le potentiel spontané et les mesures de résistivité, c'est-à-dire l'étude du courant électrique généré par la circulation du fluide permettent d'avoir une idée de la géométrie des écoulements dans le réservoir depuis la surface (Darnet, 2003 ; Place, 2010). La microsismicité générée lors des phases de stimulations renseigne également sur l'organisation des zones de failles qui sont mobilisées par les écoulements. A Soultz-sous-Forêts par exemple, le nuage sismique lors de la stimulation de GPK2 a créé un nuage microsismique étendu sur 1,5 km autour du puits, la localisation des microséismes les plus importants a permis d'identifier différentes failles mineures dans lesquelles circulent les fluides (Figure 1.14a). Cependant, seule une partie du réseau de circulation est détectée, puisque les failles dont la perméabilité est très importante ne génèrent pas de microséismes lors des stimulations (Evans et al., 2005 ; Majer et al., 2007 ; Cuenot, 2009 ; Dorbath et al., 2009 ; Cladouhos et al., 2010).

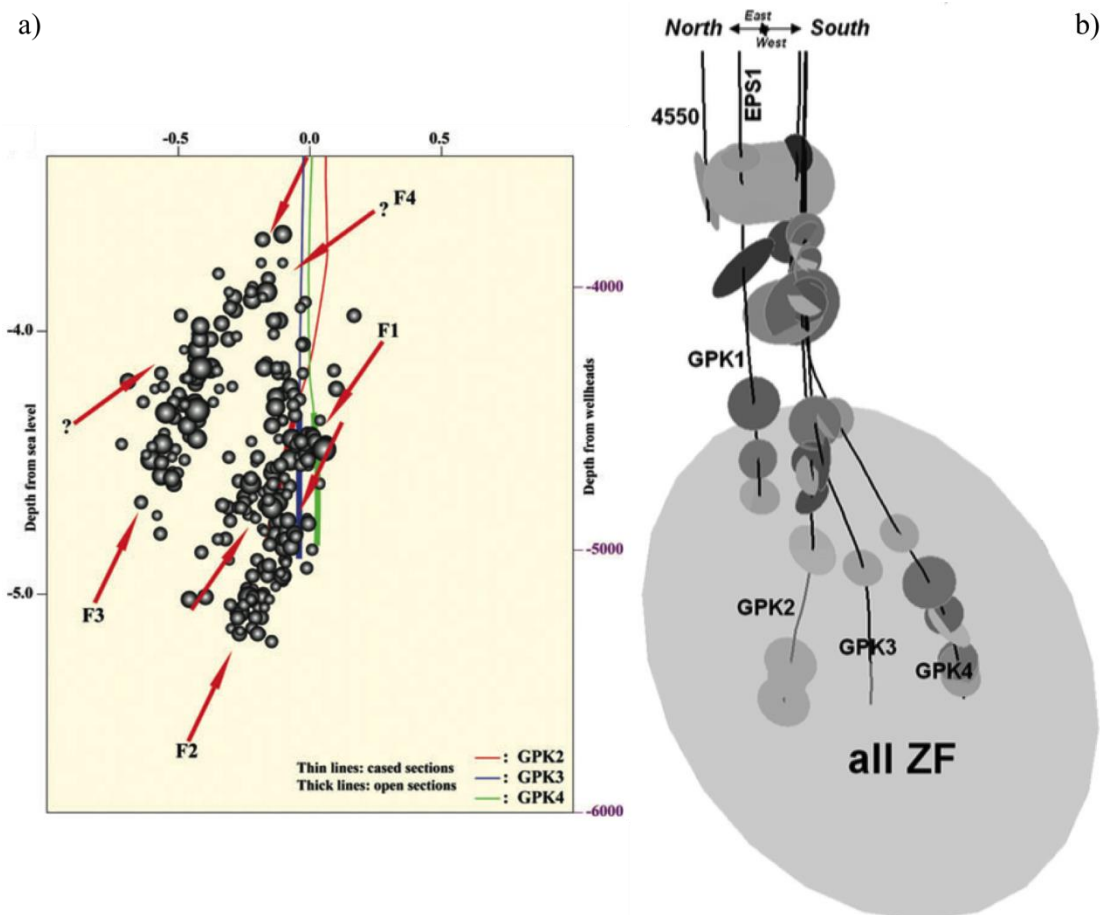


Figure 1.14 : localisation des évènements microsismiques les plus importants lors de la stimulation hydraulique de GPK2 avec identification des plans de failles (Dorbath et al., 2009), b) Identification des plans de fractures de taille hectométrique d'après les données de VSP (Sausse et al., 2010).

La sismique de puits (VSP), où la propagation d'ondes émises de la surface vers des capteurs à différentes profondeurs dans le puits pour imager les structures aux environs proches du puits, permet également d'identifier certaines fractures de tailles hectométriques (Place et al., 2007 ; Place, 2010 ; Sausse et al., 2010) (Figure 1.14b). Enfin, les données diagraphiques permettent de caractériser les variations lithologiques, la répartition des fractures, les propriétés de stockage et la perméabilité de la matrice. Ces informations sont cependant limitées à la paroi du puits ou aux premiers mètres de massif rocheux encaissant (Genter et Traineau, 1996 ; Genter et al., 1997 ; Luthi et al., 2005 ; Sausse et al., 2006 ; Ledéseret et al., 2009).

Ainsi, si les prospections géophysiques faites en amont des forages permettent de détecter la présence de failles, leur potentiel drainant ne peut être appréhendé qu'avec une

connaissance approfondie du réseau de fractures et du développement de la porosité associée. Ces propriétés n'étant observables qu'après le forage des puits, il est nécessaire de recourir aux analogues de terrain à l'affleurement pour obtenir un premier jeu de valeurs permettant de modéliser le réservoir. Ces données d'analogues sont également très utiles pour interpréter les données de géophysique de subsurface. En effet, dans les contextes extensifs type rift ou fossé d'effondrement, les analogues des formations ciblées par la géothermie affleurent très souvent sur les épaules, ce qui permet la caractérisation des réseaux de failles, de fractures, et des propriétés pétrophysiques à l'échelle d'un réservoir dans ces formations (*Figure 1.13*). Sur les analogues, la démarche proposée est multi-échelle et multi-disciplinaire, afin de couvrir l'ensemble des échelles d'investigation depuis les objets caractérisés par la géophysique de subsurface jusqu'à l'échelle du puits. Ainsi, l'étude de terrain est basée sur une analyse des zones de failles à l'affleurement, comprenant l'étude de leur organisation à l'échelle plurikilométrique, l'analyse des réseaux de fractures associés aux failles, jusqu'aux propriétés réservoirs et la caractérisation des propriétés de la matrice. Cette étude, permet ainsi de construire un modèle de réservoir composé principalement de zones de failles qui sont les cibles des projets géothermiques dans le fossé Rhénan et la fosse de Valence.

Dans le chapitre suivant, nous allons faire un état des connaissances sur les zones de failles et les zones d'altération au toit du socle. Nous allons ainsi mettre l'accent sur la définition des zones de failles, des fractures, de la porosité et de la perméabilité utilisées dans cette étude. Nous détaillerons ensuite les propriétés des différentes structures de la zone de faille ainsi que la composition des zones d'altération supergène. L'ensemble nous permettra de proposer une méthodologie globale utilisable dans l'étude des analogues de terrain des réservoirs fracturés et les méthodes de caractérisation.

**Chapitre 2 : Les zones de failles et d'altération
supergène**

2.1. Définitions

2.1.1. La zone de faille

La définition générale d'une faille est une zone de rupture qui permet le relâchement de la contrainte locale, et le long de laquelle les deux blocs rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre. De façon simple, elle est représentée par un plan, ou une ligne sur une carte, où est localisée la déformation liée à la rupture. Mais l'architecture d'une zone de faille est en réalité bien plus complexe qu'un simple plan, et dépend de nombreux facteurs, comme le mode de déformation (faille normale, inverse, décrochante), la rhéologie des lithologies traversées, les réactivations après la formation de la première rupture, etc.

Au sein d'une zone de failles ont donc été définies 3 zones (Figure 2.1) (*Caine et al., 1996*) :

- Le protolithe qui représente l'encaissant non déformé par rapport à la zone de faille, pouvant avoir une fracturation diffuse héritée des plans et des déformations antérieures.
- La zone endommagée, où la densité des fractures est plus importante que dans le protolithe, et où des zones de failles secondaires peuvent être présentes modifiant ainsi les propriétés mécaniques et hydrauliques sont ainsi modifiés (*Faulkner et al., 2010 ; Mitchell et Faulkner, 2012*)(section 2.2.1).
- Le cœur de faille où la majorité du mouvement de la faille est accommodée. Il peut être composé d'un seul plan de glissement, de brèches et de matériel fortement altéré, et/ou d'une gouge riche en argiles peu consolidée ou au contraire des zones de cataclases fortement indurées (ou cataclasites) (section 2.2.1).

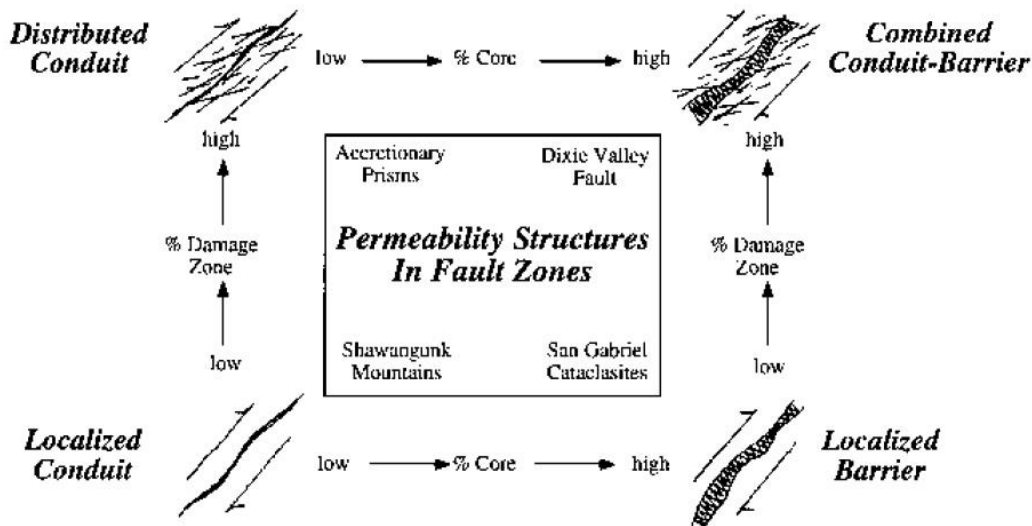


Figure 2.1 : modèle conceptuel d'une zone de faille et de son comportement hydraulique en fonction de la proportion de cœur de faille et de zone endommagée (Caine et al., 1996).

Ainsi, en fonction de la nature du cœur de faille, l'épaisseur et de la proportion relative de cœur de faille et de zone endommagée, une faille peut être drainante ou être une barrière aux circulations de fluides ou les deux en fonction de la direction de déplacement des fluides par rapport au plan de faille (Figure 2.1).

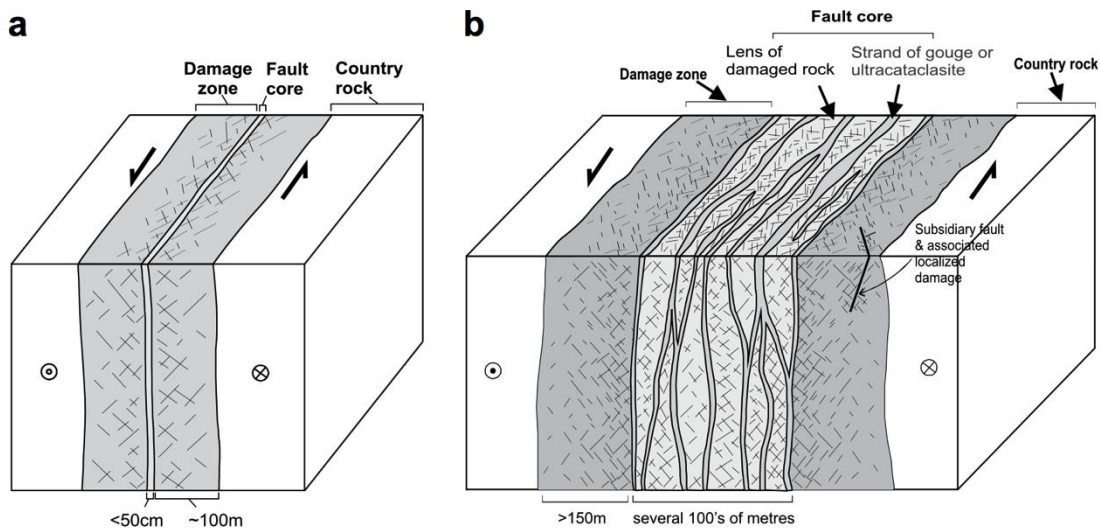


Figure 2.2 : modèles d'une zone de faille simple et à cœurs multiples (Mitchell et Faulkner, 2009).

Ce modèle cœur de faille, entouré d'une zone endommagée de manière symétrique est une vision simplifiée de la zone de faille (Figure 2.2a). En pratique, cette

géométrie peut se décliner de multiples manières, allant du simple plan de rupture vers une zone de faille aux multiples cœurs entourés de zones plus ou moins endommagées (Figure 2.2b). La distribution de la densité de fractures, et par la même celles de la porosité et de la perméabilité varient alors de manière complexe, et le comportement hydraulique global au travers de la faille est difficile à appréhender simplement.

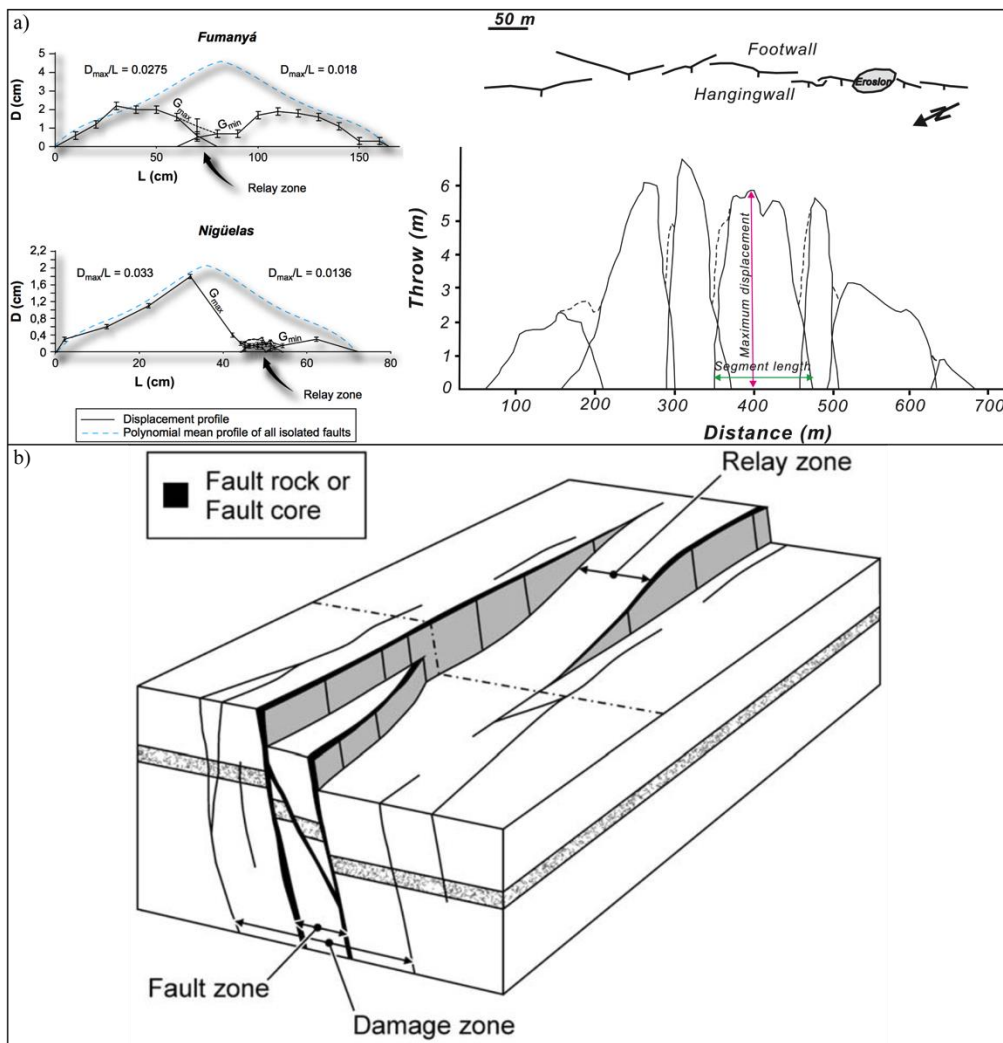


Figure 2.3 : a) exemple de mesures de déplacements le long de plans de failles (Kim et Sanderson, 2005 ; Soliva et al., 2008), b) Modèle de zones de failles avec zones de relais (Childs et al., 2009).

L'organisation et les propriétés des zones de failles varient également parallèlement au plan de faille. Le déplacement le long de la faille, dont dépend en partie l'épaisseur de la zone endommagée, n'est pas homogène le long du plan de faille (Figure 2.3a) (Kim et Sanderson, 2005 ; Soliva et al., 2008). De plus, des cœurs de failles mineures peuvent s'anastomoser et individualiser des blocs peu déformés au sein de la

zone de faille (*Géraud et al., 2006 ; Soliva et al., 2008*). Enfin, des zones de relais entre des zones de faille peuvent localiser des accumulations de contrainte et créer des barrières hydrauliques ou au contraire localiser des zones de drainage (Figure 2.3b) (*Childs et al., 2009*).

La définition de la zone de faille dépend également de l'échelle d'observation. Ainsi, les failles visibles à l'échelle régionale, sur les cartes géologiques et les vues aériennes à petite échelle sont représentées par une trace unique (Figure 2.4a). A plus haute résolution, ces failles suivent les modèles décrits précédemment, avec un ou plusieurs cœurs et compartiments de zones endommagées (Figure 2.4b & c). Cependant, chaque cœur de faille secondaire peut lui même être défini par sa propre structure cœur/zone endommagée/protolithe qui aura une morphologie propre qui n'est pas nécessairement représentatif de la zone de faille de l'ordre supérieur. Dans la zone endommagée, des cœurs de failles de taille inférieure peuvent également être présents, avec à nouveau une géométrie qui leur est propre (Figure 2.4d & e).

Au final, la structure cœur-zone endommagée peut être identifiée aux différentes échelles d'observation, depuis l'échelle du bassin et de l'épaulement du rift jusqu'à l'échelle métrique, voir en deçà. Pour cette étude, nous nous intéressons aux objets couvrant l'ensemble de ces échelles, avec l'analyse des grandes zones de failles qui structurent les bassins jusqu'aux plus petits objets à l'échelle de l'affleurement qui permettent l'étude des propriétés hydrauliques et des produits d'altération présents dans ces zones de failles. Ainsi, nous utiliserons le terme zone endommagée dès lors qu'une augmentation de la fracturation sera détectée par rapport à la densité des fractures présentes dans le protolithe. Nous utiliserons le terme cœur de faille lorsqu'il sera identifié dans les zones fortement fracturées où une transformation minéralogique et un broyage de la roche encaissante sont importants (à l'affleurement et en lames minces), avec éventuellement des traces de minéralisations et/ou de mouvement sur les plans (stries).

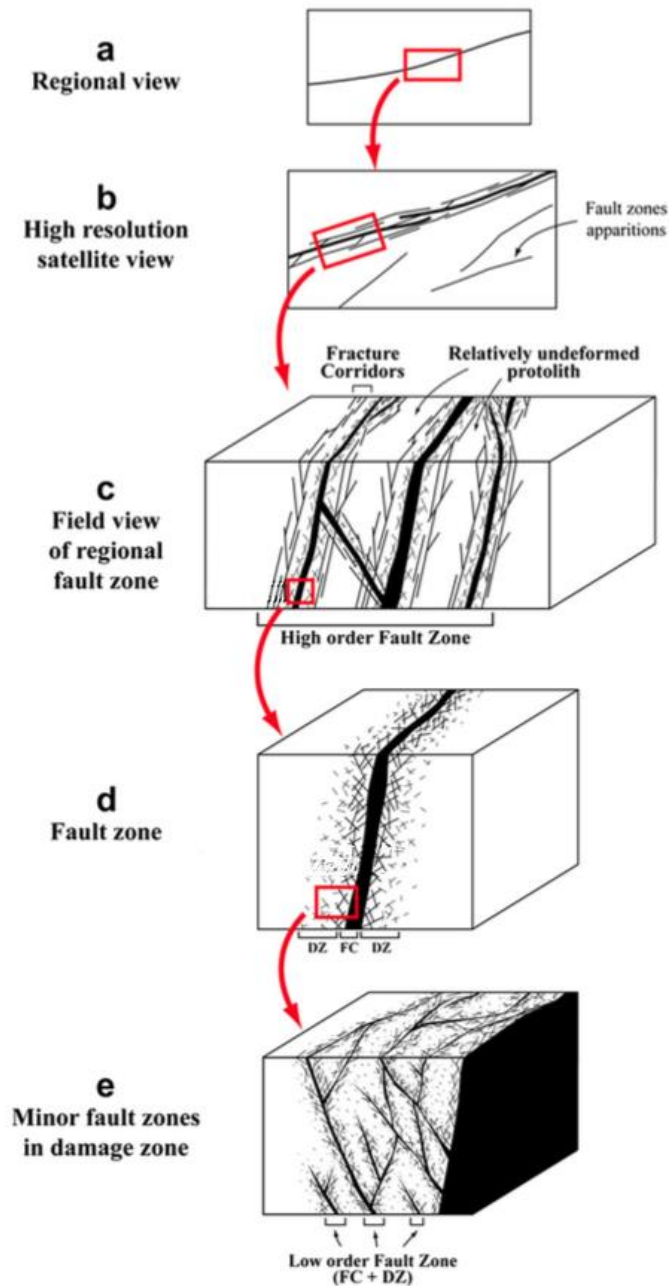


Figure 2.4 : schéma de l'aspect multi-échelle d'une zone de faille modifiée d'après Le Garzic (2011).

2.1.2. Fractures et réseau de fractures.

Les fractures peuvent jouer un rôle majeur dans le développement des propriétés réservoirs des zones de failles et de leurs encaissants. Ces fractures créent un réseau où la capacité de circulation des fluides dépend de nombreux paramètres comme la densité des fractures, leurs longueurs, leurs ouvertures, leur connectivité, etc (section 2.3).

La définition d'une fracture est formulée de différentes manières selon les caractéristiques qui sont étudiées, comme la description morphologique (*Dennis, 1967*) ou mécanique (*Ranalli et Gale, 1976*). Du point de vue des caractéristiques de réservoir, une fracture est une discontinuité macroscopique planaire pouvant avoir différentes origines, différents types de mouvement relatif et qui ont un impact sur sa porosité et sa perméabilité (*Nelson et al., 2001*). Le mouvement des plans peut être en ouverture stricte (mode I), ou en ouverture cisailante parallèle (mode II) ou perpendiculaire à la direction de la rupture (mode III) (Figure 2.5).

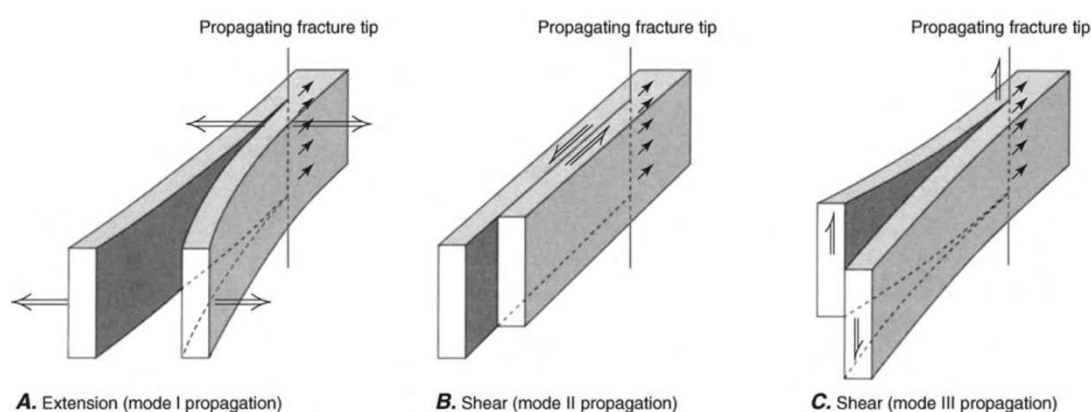


Figure 2.5 : schéma des différents types de fractures en fonction de la direction d'ouverture et de propagation des fractures (*Twiss et Moores, 2007*).

Ces fractures peuvent être d'origine tectonique, comme c'est le cas de celles qui contribuent au développement de la zone endommagée des failles. Mais elles peuvent avoir d'autres origines : la contraction thermique de la roche (refroidissement des plutons, coulées volcaniques) (*Price & Cosgrove, 1990 ; Rolet et al., 1993*), la décompression liée à l'exhumation (*Pollard et Aydin, 1988 ; Holzhausen, 1989 ; Mandl, 2005*), les transformations minéralogiques (gonflement des argiles, métamorphisme, ...) (*Cho et al., 2003 ; Dewandel et al., 2006 ; Jamveit et al., 2009 ; Jamtveit et Yardley, 2012*). On parle alors de joints, de diaclases, de fracturation primaire, ... Ces fractures peuvent également être colmatées par des minéralisations secondaires et être considérées comme des veines.

Enfin, il s'agit également de considérer l'échelle d'observation des fractures : le terme fissure ou crack est ainsi communément employé pour des fractures observées de l'échelle centimétrique à l'échelle microscopique.

Dans ce manuscrit, nous nous intéressons à l'ensemble du réseau de fractures de la roche dans et hors des zones de failles quelque soit leur origine. De plus, les marqueurs

de mouvement pour distinguer les modes d'ouverture sont rares dans les roches plutoniques. Nous allons donc nommer fracture toute discontinuité structurale planaire, quelque ce soit son origine, qu'elle soit minéralisée ou non. Pour distinguer les observations à l'échelle de l'affleurement des observations à l'échelle matricielle, le terme fissure sera employé pour les discontinuités observées à l'échelle infra-centimétrique.

2.1.3. La porosité

La porosité est définie comme la fraction de vide présente dans un matériau. Elle est le plus souvent exprimée en pourcentage représentant le volume de vide sur le volume du matériau. Dans un échantillon rocheux, les pores au sens large désignent les vides de petites tailles dont l'ensemble forme la porosité. Dans l'étude des écoulements de fluides, la forme, la taille, la connexion entre les pores sont autant de paramètres qui conditionnent les écoulements au delà de la simple valeur de porosité (*Zimmerman et al., 2002*). Les pores sont ainsi classés en fonction de leur forme et de leur degré de connectivité et selon différentes descriptions qui dépendent des objectifs de ces études.

Il convient en premier lieu de faire la distinction entre la porosité connectée et la porosité non connectée (*Norton et Knapp, 1977*). La première constitue le réseau poreux accessible par les techniques de saturation tandis que la seconde est formée des pores isolés et ainsi non atteignables par ces mêmes techniques (Figure 2.6). Ces deux volumes forment la porosité totale de l'échantillon. Dans la porosité connectée, on peut également faire la distinction entre la porosité dite euclidienne qui est le siège des circulations de fluides tandis que la porosité fractale est le volume où se font les interactions fluides-roches (*Aharonov, 1997*). D'autres paramètres sont également à prendre en compte quand il s'agit de caractériser la porosité des matériaux rocheux. Ainsi, la tortuosité et la connectivité des pores notamment influent fortement sur les propriétés de transfert (*Wardlaw et McKellar, 1981*).

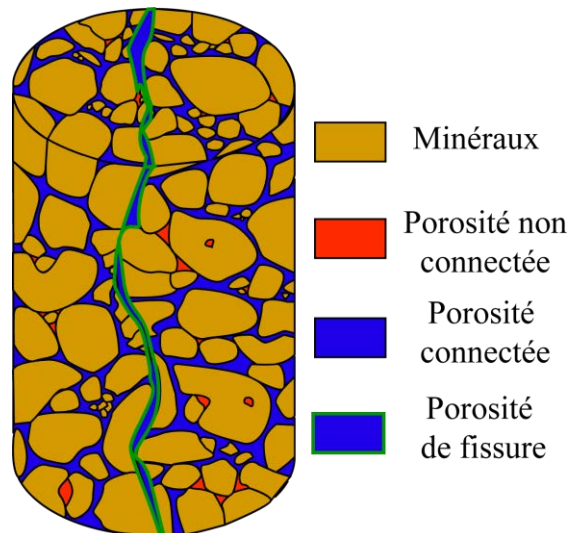


Figure 2.6 : schéma d'un échantillon rocheux montrant la différenciation porosité non connectée et connectée, ainsi que la porosité fissurale.

Le pore peut aussi être défini suivant son coefficient de forme (*Walsh et Brace, 1966 ; Homand et Duffaut, 2000*). Les pores au sens strict représentent ainsi les volumes plutôt convexes où le rapport de forme largeur/longueur est supérieur à 10^{-3} , tandis que le terme fissure désigne plutôt les vides à très fort allongement. Dans les roches granulaires, il a également été mis en avant des pores de forme cylindrique, les tubes, à la jonction de trois grains par opposition aux pores situés à la jonction entre quatre grains et de géométrie plus sphérique (*Bernabé, 1991 ; Fredrich et al., 1993*). La porosité et ses caractéristiques de formes dépendent ainsi de nombreux paramètres comme le type de roche (matériau granulaire, fissuré) mais aussi de l'histoire géologique qui comprend la phase de mise en place, de déformation ou encore d'altération (*Géraud, 1991*). L'attention portée aux différents types de porosité ainsi que les techniques de mesures vont donc dépendre du type de matériau et des caractéristiques que l'on souhaite mettre en évidence. Dans ce manuscrit, les techniques de quantification de la porosité présentées ne permettent pas d'avoir accès qu'à la porosité connectée. De plus, dans le cadre de cette étude multi-échelle, on s'intéresse à toute taille de pore depuis les micropores de taille infra-micrométrique jusqu'aux porosités des zones de failles plurikilométriques. Ainsi, le terme de porosité désignera la porosité connectée, sans distinction de forme et de taille, qu'elle soit euclidienne ou fractale. Quand il sera possible de faire la distinction, notamment par l'étude des lames minces, le terme fissure désignera les vides à fort allongement.

2.1.4. La perméabilité

La perméabilité d'un milieu poreux est sa capacité à laisser circuler un fluide, qu'il soit liquide ou gazeux. C'est une propriété macroscopique qui est fortement influencée par la géométrie du réseau poreux, et qui se définit donc à différentes échelles d'observations, depuis l'échelle du pore ou de la fracture par des mesures sur échantillons jusqu'à l'échelle du bassin en utilisant des données de puits et en faisant appel à la modélisation de l'écoulement.

La perméabilité est décrite de façon satisfaisante pour un écoulement stationnaire par une loi empirique qui relie le débit volumique et la force (gradient de pression) appliquée (*Darcy, 1856*). Pour un fluide incompressible, la relation peut être décrite par l'équation 2.1 où Q est le débit volumique par unité de surface ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), μ la viscosité dynamique du fluide μ (Pa.s), p le différentiel de pression (Pa) et k la perméabilité intrinsèque (m^2). Cette perméabilité intrinsèque dépend de la structure et de la connectivité des pores et n'est définie qu'à l'échelle macroscopique.

$$Q = \frac{k}{\mu} \text{grad } p$$

Équation 2.1

En unité SI, la perméabilité k est exprimée en $[\text{m}^2]$. On peut distinguer la perméabilité intrinsèque k qui ne dépend que de la structure et de la connectivité des pores de la conductivité hydraulique K , plus communément utilisée en hydrogéologie, et qui varie en fonction de la densité (ρ en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) et de la viscosité du fluide μ (Équation 2.2). La conductivité hydraulique se mesure ainsi en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, tandis que la perméabilité intrinsèque est exprimée en Darcy. Un Darcy correspond à la perméabilité d'un milieu traversé par une eau à 20°C (viscosité = 1 Pa.s) soumis à un gradient de pression d'une atmosphère par centimètre à une vitesse d'un centimètre par seconde. Cela donne le coefficient de conversion : $1 \text{ m}^2 = 1,01 \cdot 10^{12}$ Darcy.

$$K = \frac{k \rho g}{\mu}$$

Équation 2.2

Avec g = l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$).

Echelle logarithmique											
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
m/s											
10^{-3}	-	-	10^{-5}	-	-	10^{-8}	-	-	10^{-11}	-	10^{-17}
m^2 (eau à 20°C)											
10^{-10}	-	-	10^{-12}	-	-	10^{-15}	-	-	10^{-18}	-	10^{-24}
Darcy (eau à 20°C)											
10^2	-	-	1	-	-	10^{-3}	-	-	10^{-6}	-	10^{-12}
100 darcy			darcy			millidarcy			microdarcy	nanodarcy	picodarcy
← perméabilité moyenne → ← faible → ← très faible → ← milieu pratiquement imperméable →											

Figure 2.7 : échelle de conversion de la perméabilité (Larive, 2002).

Les réservoirs de socle qui font l'objet de cette thèse ont souvent une perméabilité matricielle faible à très faible. Les mesures sont en général au maximum du millidarcy, mais le plus souvent inférieure (Figure 2.7). Les résultats des mesures expérimentales et des modélisations numériques seront par conséquent exprimés en millidarcy (mD).

2.2. Les propriétés de la zone de faille

Nous avons vu que la définition de la zone de faille est multi-échelle et comprend des structures de taille plurikilométrique à micrométrique. Pour décrire la porosité et la perméabilité dans ces zones de failles, il est donc nécessaire d'étudier l'ensemble des objets qui contrôlent les circulations fluides des structures kilométriques jusqu'à la porosité microscopique. De ce fait, les études menées sur les cœurs de failles et les zones endommagées s'attachant à décrire ces propriétés sont le plus souvent des études statistiques et multi-échelle. Dans cette partie, sont ainsi décrits l'évolution des propriétés de la zone endommagée et des cœurs de failles qui ont une influence sur les transferts dans les réservoirs.

2.2.1. Les propriétés du cœur de faille

Nous avons vu que le cœur de faille était défini comme le volume qui localise déplacement le plus important et le maximum de déformation. Or, il peut être exprimé de différentes manières et peut agir en tant que barrière et/ou en tant que conduit pour la circulation des fluides (*Caine et al., 1996*). Dans le cas le plus simple, il s'exprime sous la forme d'un unique plan sur lequel s'effectue le mouvement (*Caine et al., 1991*). Cependant, il peut également être composé d'une gouge plus ou moins riche en argiles et non consolidée, avec du matériel encaissant broyé ayant subi une forte altération chimique (*Sibson, 1977 ; Anderson et al., 1983*). A l'inverse de ce type de cœur de faille plutôt peu induré, des zones de cataclases très indurées peuvent également se former (*Chester et Logan, 1986, Takagi et al., 2012*). Dans ces matériaux, la réduction de taille des grains et les précipitations secondaires diminuent la perméabilité par rapport au protolithe (*Antonellini et Aydin, 1994 ; Goddard et Evans, 1995*).

En l'absence d'argiles, le matériel bréchifié tend à former des clastes dont la distribution de tailles suit une loi de distribution caractéristique et diminue la perméabilité matricielle de 2 à 3 ordres de grandeurs par rapport à celle du protolithe (*Sammis et al., 1987 ; Marone et Scholz, 1989 ; Main et al., 2000 ; Crawford et al., 2008 ; Balsamo et Storti, 2010 ; Dyer et al., 2012*). Quand elles sont présentes, les argiles jouent un rôle déterminant sur la perméabilité du cœur, en particulier lorsque leur proportion dépasse 25 à 40 % du volume rocheux (*Yielding et al., 1997 ; Takahashi et al., 2007 ; Crawford et al., 2008*). Faulkner et Rutter (2001) ont, par exemple, montré qu'en présence d'argiles, le cœur de faille forme une barrière quand elles sont réparties sur l'ensemble du plan de faille. Outre la réduction de perméabilité, la présence d'argiles induit également une augmentation de l'anisotropie de la perméabilité selon la direction du plan de faille qui peut aller jusqu'à 3 ordres de grandeurs (*Faulkner et Rutter, 2000*).

L'accumulation de ces argiles dans les cœurs de failles peut être soit liée aux transformations minéralogiques liées aux circulations de fluides dans les failles, soit liée aux transports et dépôts de ces argiles depuis les niveaux argileux de la roche encaissante (smearing) (*van der Zee et Urai, 2005 ; Yielding et al., 1997*). Dans les roches sédimentaires silicoclastiques, les niveaux argileux tendent ainsi à favoriser les cœurs de failles peu perméables, alors que la présence de sables peut soit diminuer la perméabilité du cœur quand il est cataclasé, soit l'augmenter dans les plans de la faille quand la brèche n'est pas indurée (*Bense et Person, 2006 ; Loveless et al., 2011*) (Figure 2.8a & b). Dans

les roches cristallines le contraste entre la zone endommagée souvent très fortement fracturée et les cœurs de failles argilisées amène au constat que l'anisotropie au sein du cœur de faille à souvent une importance moindre par rapport au contraste de perméabilité entre le cœur et la zone endommagée (Chester et Logan, 1986 ; Forster et Evans, 1991 ; Caine et al., 1996) (Figure 2.8c). Dans les roches volcaniques, les lithologies du protolithe peuvent être extrêmement variables, des cœurs de failles peuvent avoir un comportement proche de celui des roches sédimentaires comme pour les tuffés très peu indurés ou au contraire avec un comportement proche des roches cristallines pour les roches compacts de type basaltes ou gabbros (Wilson et al., 2003 ; Gray et al., 2005 ; Riley et al., 2010 ; Walker et al., 2013). Dans les carbonates, les dissolutions liées aux circulations fluides génèrent plus facilement des cavités perméables dans le cœur de faille lorsqu'il n'est pas colmaté par les argiles secondaires (Ferrill et Morris, 2003 ; Agosta et al., 2007 ; Agosta, 2008) (Figure 2.8d).

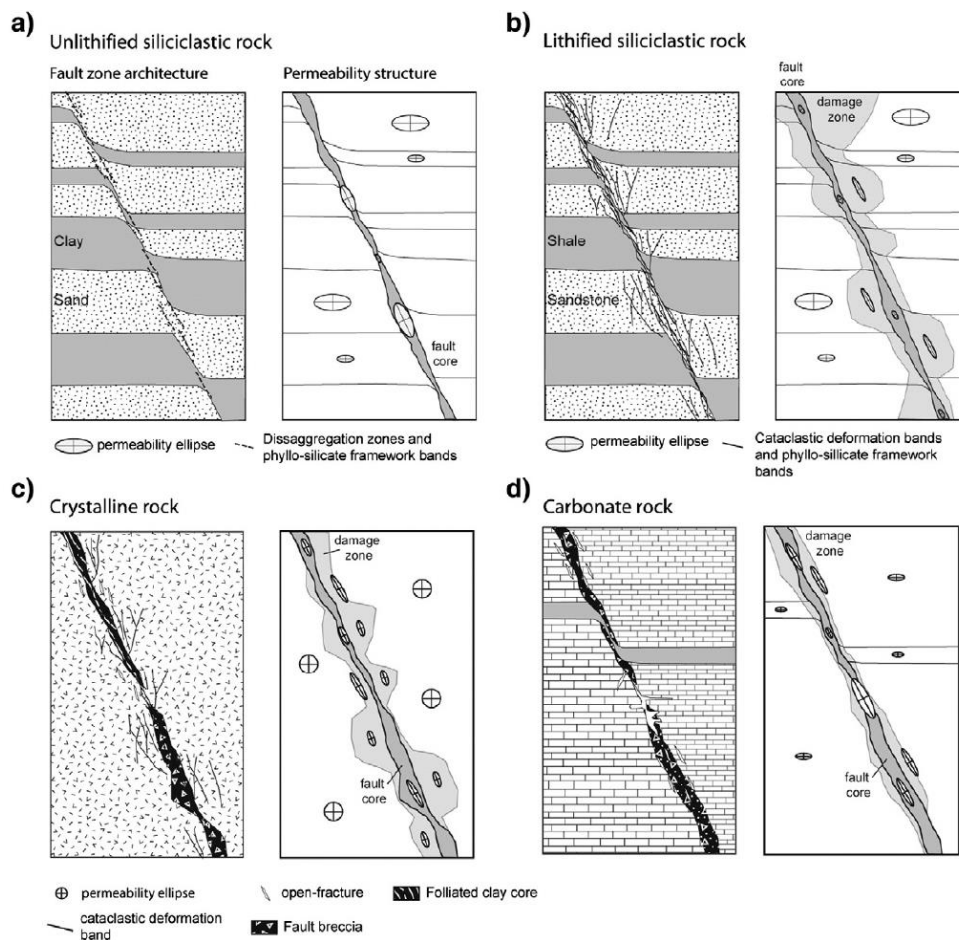


Figure 2.8 : schémas des caractéristiques des cœurs de failles dans les différents types de lithologies (Bense et al, 2013).

2.2.1. Les propriétés de la zone endommagée

La zone endommagée joue un rôle majeur dans la circulation des fluides dans les zones de failles. Ainsi, son épaisseur et la densité de la fracturation dans cette zone sont des paramètres majeurs qui contrôlent ces circulations. De nombreuses études se sont focalisées sur le lien entre les différentes caractéristiques des zones de failles (déplacement, longueur, épaisseur,...) afin de déterminer ces caractéristiques à partir d'une seule, comme le déplacement estimé sur une coupe sismique par exemple. Ainsi, il a été montré que l'épaisseur de la zone endommagée peut être reliée au déplacement maximal sur le plan de faille selon une loi de puissance dans la majorité des cas étudiés (*Childs et al., 2009 ; Faulkner et al., 2011*) (Figure 2.9a).

Le déplacement maximum sur un plan de faille est lui-même relié à la longueur des failles par une loi de puissance (*Clark et Cox, 1996 ; Kim et Sanderson, 2005 ; Schultz et al., 2008*) (Figure 2.9b). Dans le cas général, on peut ainsi considérer une relation entre la longueur L des failles, le déplacement maximal D_{\max} et l'épaisseur de la zone de faille E selon l'équation 2.3. L'exposant de la loi varie en fonction du déplacement sur la faille : les failles décrochantes développent une zone endommagée proportionnellement plus importante, le mouvement étant parallèle à la longueur de la faille contrairement aux failles normales et inverses (*Kim et Sanderson, 2005*). La dispersion autour de la loi générale est également dépendante du type de faille : les failles inverses ont globalement une épaisseur de zone endommagée plus constante que les failles normales et décrochantes où les données sont plus étalées (Figure 2.9c) (*Bense et al., 2013*). Des ruptures de pentes sont également observées dans les relations longueur/déplacement en fonction des mouvements et des lithologies traversées (*Kolyukhin et Torabi, 2012*). Ce changement est lié à la maturation de la zone de faille, avec un premier stade de nucléation de la zone endommagée puis une phase d'élargissement qui change le rapport D_{\max}/L (*Dawer et Anders, 1995 ; Kim et sanderson, 2005*). Il est également suggéré que ce changement est la conséquence de nucléations de failles secondaires dans la zone endommagée (*Zygouri et al., 2008 ; Savage et Brodsky, 2011*). Il a aussi été montré que le branchement et/ou la séparation de différents segments de failles a une influence sur ce rapport (*Soliva et al., 2008*). Enfin, l'effet des changements de rhéologie dans une séquence sédimentaire peut limiter le développement des failles en hauteur et ainsi favoriser l'extension horizontale augmentant ainsi la

longueur de la faille par rapport au déplacement (Soliva et al., 2005 ; Soliva et Benedicto, 2005).

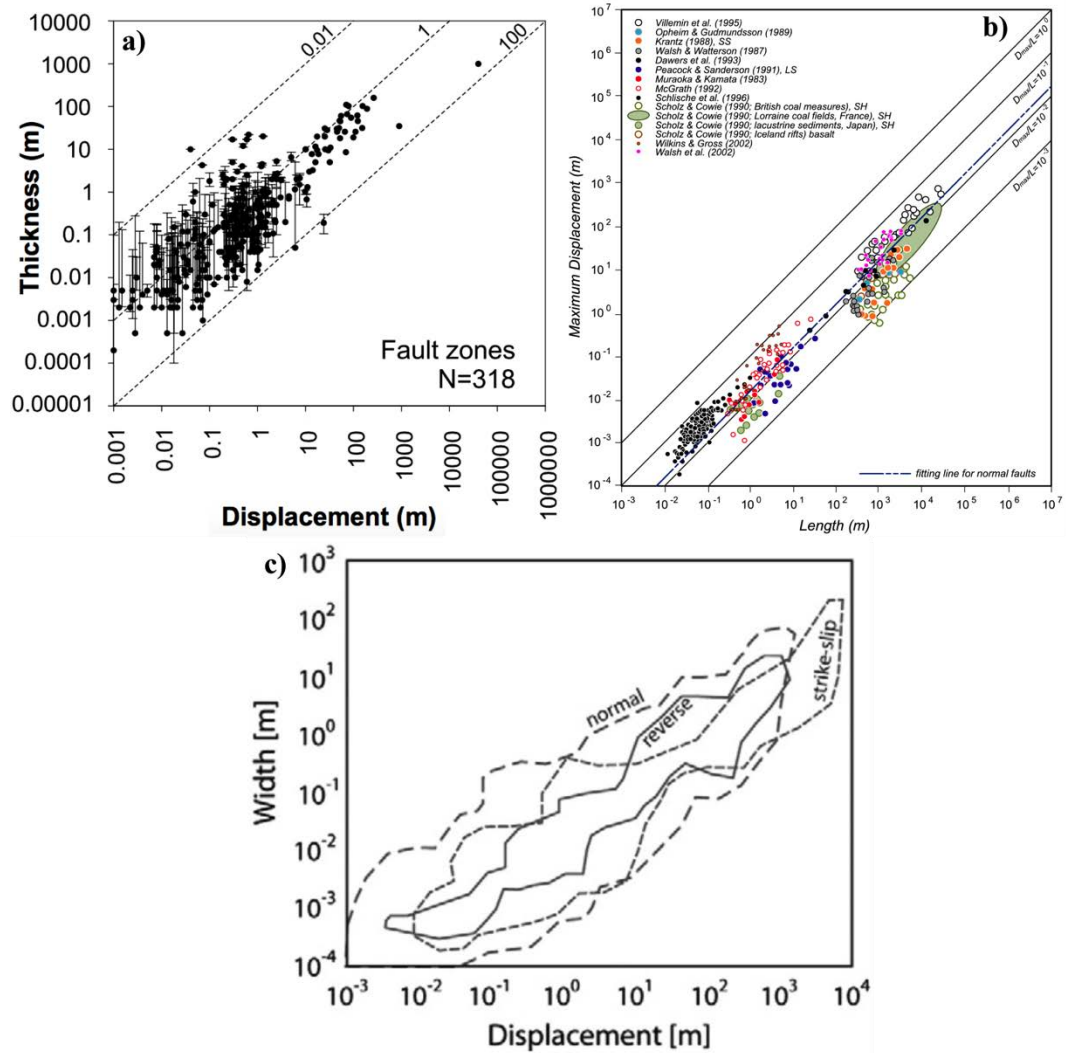


Figure 2.9 : a) compilation des épaisseurs en fonction du déplacement de 318 zones de failles (Childs et al., 2009), b) Compilation du déplacement en fonction de la longueur des zones de failles normales Kim et Sanderson, 2005), c) Analyse du rapport épaisseur/déplacement des données de Childs et al. (2009) d'après Bense et al. (2013).

$$E = D_{max} = L^{-1} \text{ à } -3$$

Équation 2.3

2.3. Les propriétés du réseau de fractures

Pour le réseau de fractures de la zone endommagée ainsi que le réseau de fracturation pervasive dans les massifs, l'importance d'une caractérisation statistique et multi-échelle pour l'étude du comportement hydraulique a été mise en évidence par de nombreuses études (*Bonnet et al., 2001 ; Nelson, 2001 ; Berg et Øian, 2007*). Ces études sont effectuées dans roches magmatiques et métamorphiques, mais également dans les formations sédimentaires peu poreuses comme certains carbonates lithographiques (*Odling et al., 1999 ; Agosta et al., 2010 ; Larsen et al., 2010 ; Lamarche et al., 2012 ; Bisdorf et al., 2014*) ou les formations silicoclastiques fortement compactées ou cimentées (*Odling, 1997 ; Ortega et Marret, 2000*). Le principe de ces études statistiques ainsi que quelques résultats généraux sont présentés dans cette section.

2.3.1. Les distributions des longueurs

La distribution de nombreux paramètres du réseau de fracture (longueur, ouverture, densité, ...) peut être décrit selon des lois statistiques qui relient le nombre d'occurrences à la valeur du paramètre étudié (Figure 2.10).

De nombreuses études ont ainsi montré que la distribution des longueurs des fractures peut suivre une loi exponentielle, log normale ou de puissance. Une distribution exponentielle est ainsi définie pour les réseaux de fractures ou des changements de rhéologie dans les formations limitent le développement des fractures (les bancs des formations sédimentaires, les variations de faciès dans les chambres magmatiques, les limites de bassins, les changements rhéologiques de la croûte supérieure) (*Stauffer et Aharony, 1994 ; Genter et Castaing, 1997 ; Cowie, 1998 ; Manda et al., 2008 ; Zygouri et al., 2008*). Dans ce cas, pour les études d'écoulements, il est nécessaire de quantifier les fractures qui sont limités par ces couches (« stratabound »), des fractures qui les traversent (« non stratabound ») (*Odling et al., 1999 ; Gillespie et al., 2001*). Ces distributions exponentielles sont également décrites pour les phases précoces de développement des réseaux de fractures dans les zones de failles (*Cowie et al., 1995 ; Bonnet, 1997*), ou pour un réseau de fractures qui se forme sous des contraintes isotropes (*Cruden, 1977 ; Dershowitz and Einstein, 1988*).

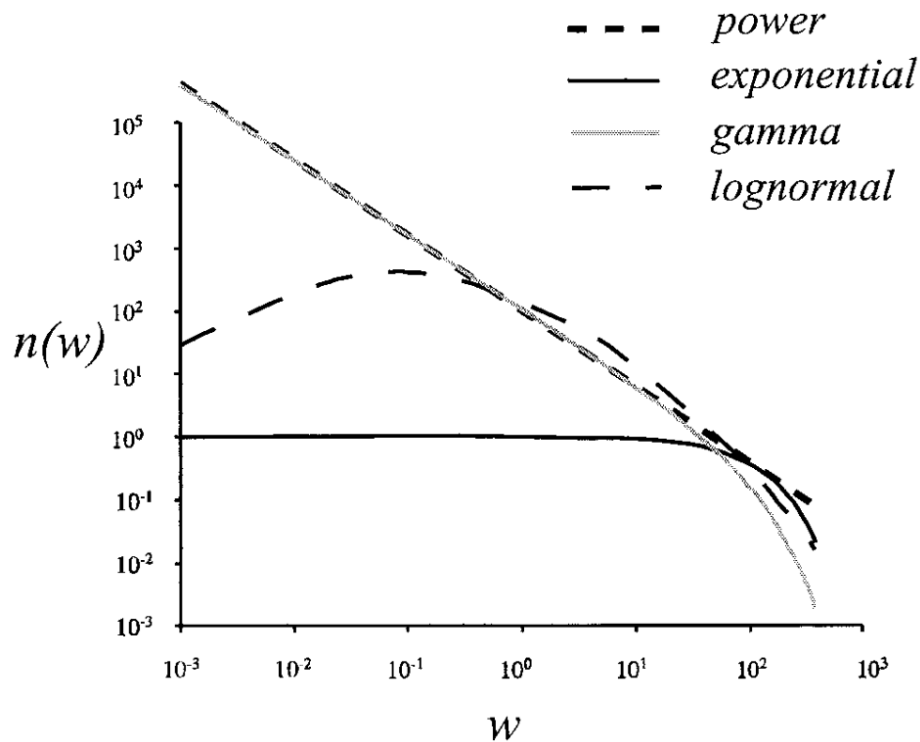


Figure 2.10 : forme des lois statistiques les plus communément décrites pour les paramètres des réseaux de fractures, où w est le paramètre étudié et $n(w)$ sa distribution (Bonnet et al., 2001).

A l'inverse, lorsque le réseau de fractures est mature et non limité par des niveaux mécaniques, les longueurs de fractures peuvent décrire une distribution en loi de puissance qui s'établit sur de larges gammes de tailles d'objets (Castaing et al., 1996 ; Watterson et al 1996 ; Cello et al., 2001 ; Marret et al., 1999 ; Ortega et Marret, 2000 ; Zimmermann et al., 2005 ; Annexe). Dans ce cas, le réseau de fractures ne contient pas de longueur caractéristique et peut être modélisé et extrapolé de la même manière sur l'ensemble du domaine de définition qui peut aller depuis des structures intragranulaires jusqu'aux failles plurikilométriques qui contrôlent la formation des bassins. Les lois gamma et log-normale sont des lois intermédiaires avec une composante en lois de puissance et une échelle caractéristique où la distribution devient exponentielle ou logarithmique (Bonnet et al., 2001).

2.3.2. L'importance de la caractérisation multi-échelle

Lors de la définition de ces lois, il est ainsi primordial de définir l'échelle d'observation pour laquelle elles sont valides. En effet, pour les distributions de

longueurs étudiées sur une carte par exemple, les dimensions et la résolution de la carte ont une influence sur la loi d'échelle qui contrôle le réseau de fractures (*Pickering et al., 1995 ; Bonnet et al., 2001 ; Manzocchi et al., 2009*).

Pour les fractures petites devant la résolution de la carte, la densité des fractures est sous estimée ce qui tend à réduire le nombre $n(w)$ par rapport à la distribution réelle des longueurs (Figure 2.11a). C'est une troncature. A l'inverse, les fractures longues à l'échelle de la carte ont une forte probabilité d'être coupées par les bords de la carte, et la longueur mesurée est ainsi inférieure à leur longueur réelle. C'est l'effet de « censoring ». Sur un profil de fracturation en une dimension, ces phénomènes sont également observés, d'une part car les petites fractures ont statistiquement moins de chance de recouper les profils de fracturation (*Pickering et al., 1995 ; Ackermann et Schlische, 1997 ; Bour and Davy, 1998*), d'autre part car l'étendue des affleurements a une taille limitée (hauteur de l'affleurement, limites horizontales des dalles). Si l'intervalle de longueurs où ces effets influencent la mesure est trop important, une distribution en loi de puissance peut être interprétée comme exponentielle (Figure 2.11a).

La caractérisation multi-échelle, à différentes résolutions et sur différentes gammes de tailles d'objets, permet ainsi d'éviter ces biais d'échantillonnage (Figure 2.11b).

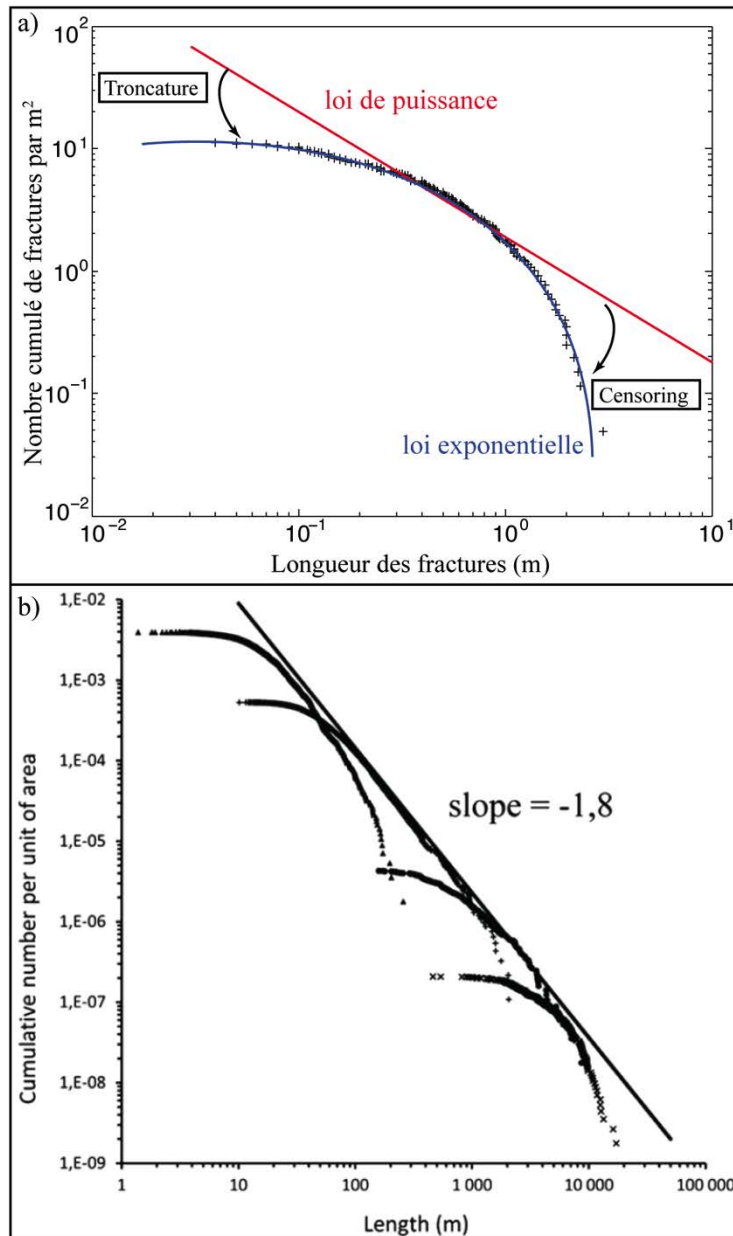


Figure 2.11 : a) exemple de données de longueur de carte de fracturation avec effet de la troncature et du censoring et leur influence sur l'interprétation de la distribution, b) Exemple d'étude multi-échelle montrant une loi de puissance sur l'ensemble des données malgré les biais d'échantillonnage à chaque échelle (Le Garzic et al., 2011).

2.3.3. Statistiques des autres propriétés des fractures

Outre les longueurs, les autres paramètres de la fracturation sont également décrits selon ces lois statistiques. Dans les carbonates, des études ont ainsi montré que les ouvertures de fractures peuvent suivre une loi de puissance de l'échelle microscopique à l'échelle du banc centimétrique (Larsen et al., 2010 ; Guerriero et al., 2011). L'ouverture

minimale jusqu'à laquelle ces lois sont valides sont alors contrôlées par la taille des grains. D'après des tests hydrauliques dans des granites, des distributions log-normal des ouvertures de fractures ont également été démontrées (*Dverstorp et Andersson 1989; Cacas et al., 1990*), alors que des ouvertures mesurées sur des fractures ont au contraire donné des distributions en loi de puissance (*Wong et al., 1989 ; Belfield et Sovich, 1994*). Ces lois, auront un impact direct sur la façon de modéliser la perméabilité du réseau de fractures.

La densité ou l'intensité de fracturation donne une information sur la quantité de fractures présentes dans la roche, mais cette définition est incomplète pour décrire un réseau de fractures non homogène dans l'espace. L'analyse statistique du réseau de fractures permet ainsi de mieux décrire la répartition spatiale des fractures. Ainsi, les analyses d'espacements pour une famille d'orientation donnée permettent de décrire le degré de clusterisation des fractures (Figure 2.12b). Il est défini sur un profil 1D par l'équation 2.4 (*Cox et Lewis, 1966*).

$$C_v = \frac{\text{déviation standard}}{\text{espacement moyen des fractures}}$$

Équation 2.4

Un $C_v = 1$ caractérisera ainsi une famille de fractures qui a une distribution spatiale aléatoire, pour un $C_v < 1$ l'espacement sera plutôt régulier et pour un $C_v > 1$ il sera clusterisé, c'est-à-dire que les fractures ont tendance à être regroupées dans des zones où la déformation est localisée. Il a ainsi été montré que pour des fractures dont le développement est limité par des bancs, l'espacement a plutôt tendance à être régulier contrairement aux fractures liées aux zones de failles où elles sont clusterisées (*Odling et al., 1999 ; Gillespie et al., 2001 ; Fagereng, 2011*). L'espacement moyen est également dépendant des lithologies traversées par les fractures (*Manda et al., 2008*).

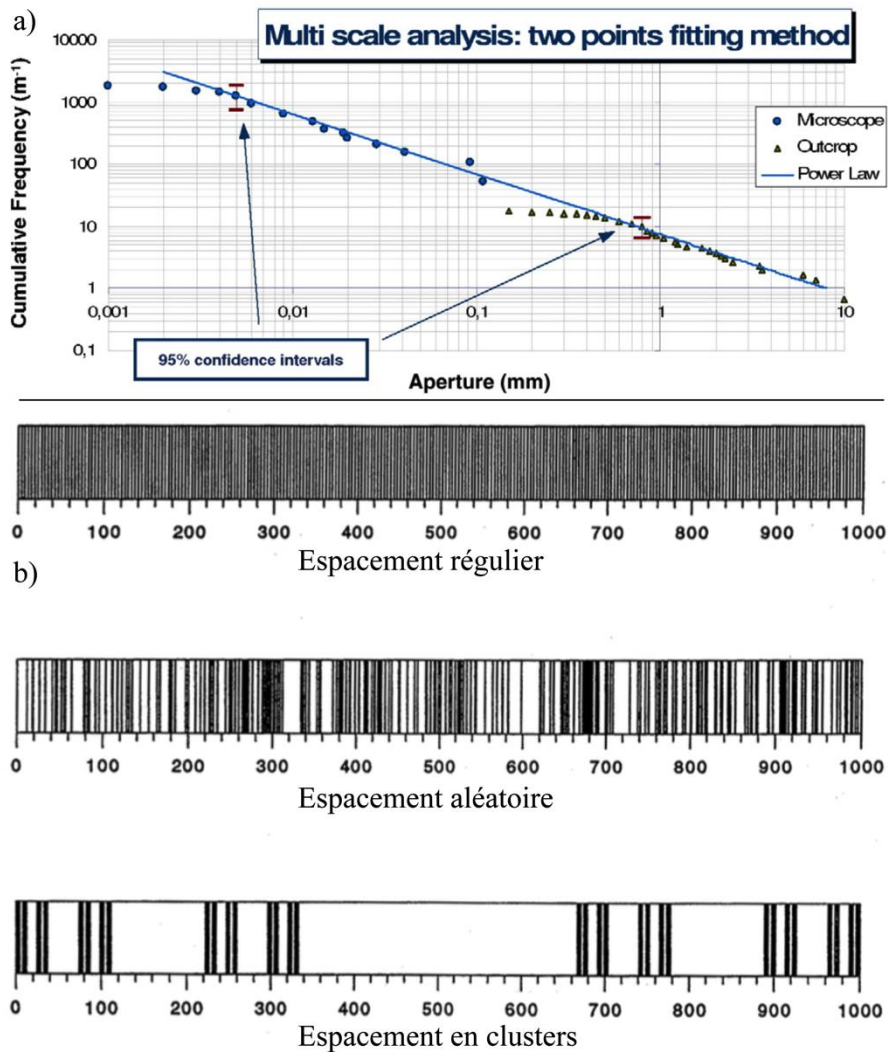


Figure 2.12 : a) exemple de distribution d'ouvertures de fractures dans des carbonates de l'échelle microscopique à l'échelle du terrain (Guerriero et al., 2011) b) Schéma représentant des fractures parallèles avec un espacement régulier, aléatoire et clusterisé (modifié d'après Gillespie et al., 1993).

Pour caractériser la distribution dans l'espace 2D ou 3D de l'ensemble du réseau de fractures lorsque la distribution des longueurs suit une loi de puissance, il a également été défini la dimension fractale qui représente la distribution des centres des fractures dans l'espace (Davy et al., 1990 ; Bour et Davy, 1999). Le réseau de fractures à toutes les échelles est alors caractérisé par l'équation 2.5, où $N(l,r)$ est le nombre de fractures de longueur l présent dans un système de taille r , D étant l'exposant de la dimension fractale et a l'exposant de la distribution des longueurs.

$$N(l,r) = r^D l^{-a}$$

Équation 2.5

Lorsque $a \approx D + 1$, le réseau de fractures peut alors être considéré comme purement fractal (self-similar) : chaque échelle d'observation du réseau est statistiquement équivalente au réseau entier (*Bour et al., 2002*). Lorsque $a \neq D + 1$, la densité des fractures observées est variable selon la longueur des fractures par rapport à la taille du système étudié.

Avec la connectivité du réseau de fractures, ces paramètres permettent la génération de réseaux de fractures synthétiques représentatifs des fractures dans le réservoir, et aussi l'étude des perméabilités de fractures (*Jafari et Babadagli, 2011*). Ces études ont notamment montré qu'il existe différentes structures d'écoulement au sein des réseaux de fractures en fonction de la distribution des longueurs, des ouvertures et de la connectivité. En fonction des exposants des longueurs et des ouvertures, il a été ainsi montré que le flux au travers du réseau peut être soit localisé dans un chemin de circulation préférentiel, ou chenalisé dans quelques fractures interconnectées, ou avec une perméabilité constante et homogène au sein de toutes les fractures du réseau (*De Dreuzy et al., 2000 ; De Dreuzy et al., 2001 a et b ; De Dreuzy et al., 2004*). Globalement, les réseaux de fractures à forte densité mais majoritairement courtes (exposant $a > 3$) ont une perméabilité plus faible et moins chenalisée que les réseaux avec des fractures peu nombreuses mais longues (*Long et Witherspoon, 1985 ; Bour et Davy, 1997*).

2.4. La porosité et la perméabilité des zones de failles

La perméabilité d'une zone de faille dépend à la fois des propriétés du cœur de faille et de la zone endommagée, qui dépendent des caractéristiques statistiques du réseau de fractures et des propriétés matricielles. Ces perméabilités varient également dans le temps au cours du fonctionnement de la faille dans ce qui est défini comme le cycle sismique (*Sibson, 1992 ; Sibson, 2000*). Lors de la phase d'accumulation de contrainte, les précipitations secondaires dans la zone de failles réduisent progressivement la perméabilité (*Tenthorey et al., 1998 ; Morrow et al., 2001 ; Nakatani and Scholz, 2004 ; Giger et al., 2007*). Lors de la rupture, la perméabilité augmente rapidement à cause de la réouverture des réseaux de fractures (*Manga et Brodsky, 2006 ; Bellot, 2008 ; Lupi et al., 2010*).

Dans les systèmes géothermiques en exploitation, la perméabilité des zones de failles a été étudiée d'après la microsismicité ainsi que les tests hydrauliques. Le couplage

de ces données a ainsi permis d'établir que les fractures qui produisent un microséisme lors des stimulations hydrauliques ont une perméabilité entre 0,5 et 50 mD (*Tadokoro et al., 2000 ; Shapiro et al., 2006 ; Talwani et al., 2007*). Les tests hydrauliques provenant de nombreux forages géothermiques dans des roches métamorphiques et des granites donnent une perméabilité équivalente des zones de failles entre 0,02 et 1000 mD en fonction de la taille de la zone de faille ciblée (*Stober et Bucher, 2007 ; Bucher et Stober, 2016*). Dans les forages géothermiques de Rittershoffen par exemple, pour une zone de faille à la zone endommagée épaisse de 40 m, la perméabilité matricielle intrinsèque a été évaluée à 10 mD tandis que la perméabilité de fracture à 55 mD (*Baujard et al., 2016*). A Landau, pour créer les anomalies thermiques identifiées dans les forages, la zone de faille épaisse de 200 m a été modélisée avec une perméabilité équivalente de 50 à 500 mD (*Bächler et al., 2003*). Ces résultats sont comparables sur l'ensemble du fossé Rhénan (*Clauser et Villinger, 1990 ; Flores-Marquez, 1992 ; Kolh et al., 2000 ; Garibaldi, 2010*).

Les études des carottes provenant des forages de Soultz-sous-Forêts ont également montré que la perméabilité matricielle dans les zones altérées peut atteindre le mD alors que les zones où le granite est peu altéré la perméabilité est entre 10^{-2} et 10^{-6} mD pour une porosité de 1-2 % (*Sardini et al., 1997 ; Géraud et Surma, 2003 ; Rosener, 2007*). La porosité des échantillons sains est notamment créée par une altération pervasive du massif tandis que les échantillons situés à proximité des zones de fractures montrent une séquence d'altération spécifique qui peut développer des porosités jusqu'à 25 % (*Sardini et al., 1999 ; Ledésert et al., 2010 ; Géraud et al., 2010*). Ces valeurs sont semblables à celles décrites dans la zone de faille active de Nojima qui indiquent une perméabilité autour du mD dans les zones fracturées, de 10^{-3} mD dans le cœur de faille argilisé et 10^{-6} mD dans l'encaissant granitique sain (*Morrow, 2000*), ou dans les puits forés dans les roches métamorphiques des sites de Kola en Russie et de KTB en Allemagne (*Morrow et al., 1994*).

2.5. Les horizons altérés

Si les cibles des projets géothermiques profonds sont en majorité des zones de failles, la présence d'un horizon altéré au toit du socle peut également être une cible car il peut avoir une importante perméabilité. Cet horizon altéré se développe lors de la mise à l'affleurement des roches, du fait de l'altération météorique. L'épaisseur et la

composition de cet horizon dépendent de la durée de l'exposition et de la nature de la roche, mais aussi du climat (température, pluviométrie) et de la géomorphologie locale (*Duchaufour, 1997 ; Velde et Meunier, 2008*). Le profil d'altération type lorsqu'il est entièrement développé se divise en différentes couches distinctes au dessus de la roche saine, avec de la base au sommet (Figure 2.13) :

- L'horizon fissuré (Saprock) qui est composé de fractures héritées et de fractures subhorizontales développées pendant l'altération et dont la densité diminue avec la profondeur (*Wyns et al., 1999 ; Sharma et Rajamani, 2000 ; Dewandel et al., 2006*). Elles sont plus ou moins colmatées par les produits d'altération des minéraux primaires et permettent la pénétration de l'eau météorique vers la roche saine.

- Le saprolite (ou isalterite) où la transformation minéralogique des minéraux primaires est importante et le matériel n'est plus consolidé. Une partie de la structure originelle de la roche peut être préservée dans les parties inférieures. Dans le cas des granites, il est composé de sables grossiers relativement consolidés, où les clastes montrent une microfissuration dense horizontale en plus de la structure originelle du protolithe (*Chigira, 2001*).

- Le sol résiduel qui est composé des derniers produits de l'altération minérale et dont la composition dépend de nombreux facteurs. Dans les climats tropicaux, il peut ainsi se développer une croûte ferrugineuse très indurée (*Dewandel et al., 2006*), ou des sols plus ou moins riches en matière organique, plus ou moins argileux, oxydés ou réduits (*Duchaufour, 1997*).

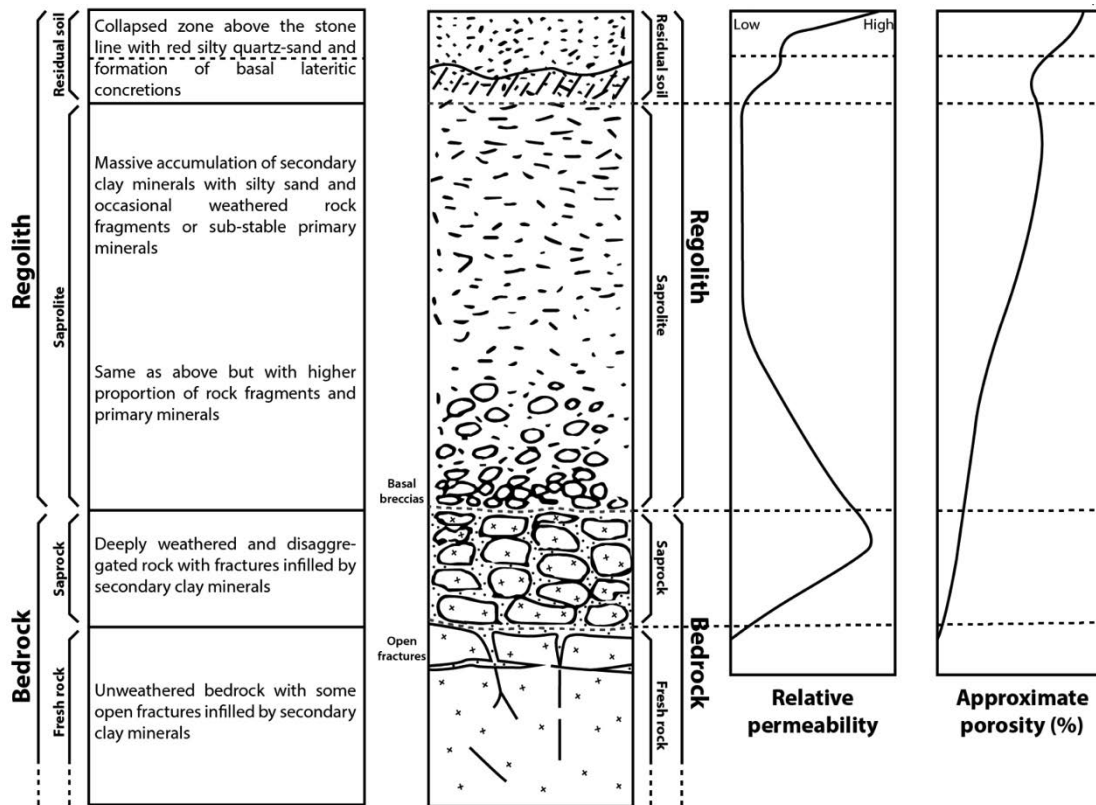


Figure 2.13 : schéma général d'un profil d'altération supergène avec descriptions des différents horizons et propriétés hydrauliques associées (Walter, 2016, modifié d'après Chilton et Foster, 1995 ; Acworth, 1997)

Pour que ce type de profil se développe sur des épaisseurs importantes, les conditions climatiques lors de l'exhumation doivent être favorables (Tardy, 1998). Ainsi, les conditions les plus propices sont une forte pluviométrie et une température moyenne élevée, et un contexte tectonique stable pour empêcher l'érosion (Duchaufour, 1997). Pour leur exploitation comme réservoir, un élément important est leur conservation durant le ré-enfouissement. Si ils sont préservés, les horizons peuvent conserver une porosité importante, pouvant aller de 5 à 30% pour les niveaux de régolite (White et al., 2001 ; Sequeira Braga et Begonha, 2002), et aussi une perméabilité 100 mD (Barker et al., 1992). Ces niveaux altérés sont notamment la cible de prospections pétrolières dans les bassins au niveau de hauts topographiques de socles qui permettent le piègeage des huiles (Figure 2.14). Dans le cadre des forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts, il a été montré que seule une partie de l'horizon fissuré est préservé, avec une fracturation horizontale et une importante précipitation d'oxydes au toit du granite (Dezayes et al., 2010 ; Genter et al., 2010).

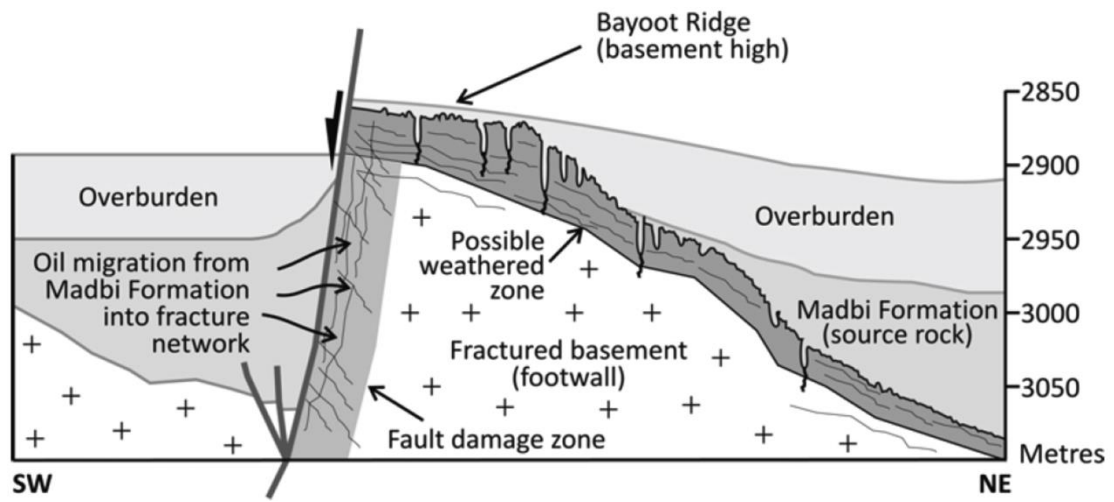


Figure 2.14 : exemple de gisement de haut topographique au Yémen où la préservation de l'horizon altéré permet la migration horizontale et le stockage des hydrocarbures (Murray and Montgomery, 2014).

Chapitre 3 : Méthodologie développée

Un des objectifs de la thèse est de construire un modèle conceptuel de réservoirs de socle en contexte extensif de type Rift Ouest Européen à partir des deux analogues de terrain des projets de forages profonds de Fonroche Géothermie. Pour établir ce modèle, nous avons vu qu'il est nécessaire d'intégrer les objets géologiques sur une large gamme de taille, depuis les failles contrôlant les circulations de fluides à l'échelle de la croûte supérieure jusqu'aux fissures qui sont les hôtes des interactions fluides-roches et qui contrôlent les propriétés matricielles des lithologies visées. Pour ce faire, l'analyse de terrain combine un ensemble de techniques selon une méthodologie globale développée sur l'ensemble des échelles étudiées (Figure 3.1), et dont les éléments seront détaillés dans ce chapitre. Ainsi, l'analyse d'imagerie satellite et l'aéromagnétisme permettront de définir l'organisation macroscopique à l'échelle du bassin à celle du réservoir. Puis, les analyses effectuées sur le terrain permettront d'appréhender l'organisation du réservoir, avec la définition des réseaux failles et des fractures dans et hors des zones de failles. Enfin, les techniques de mesures pétrophysiques seront utilisées pour la caractérisation des propriétés matricielles du réservoir et l'analyse des transformations minéralogiques.

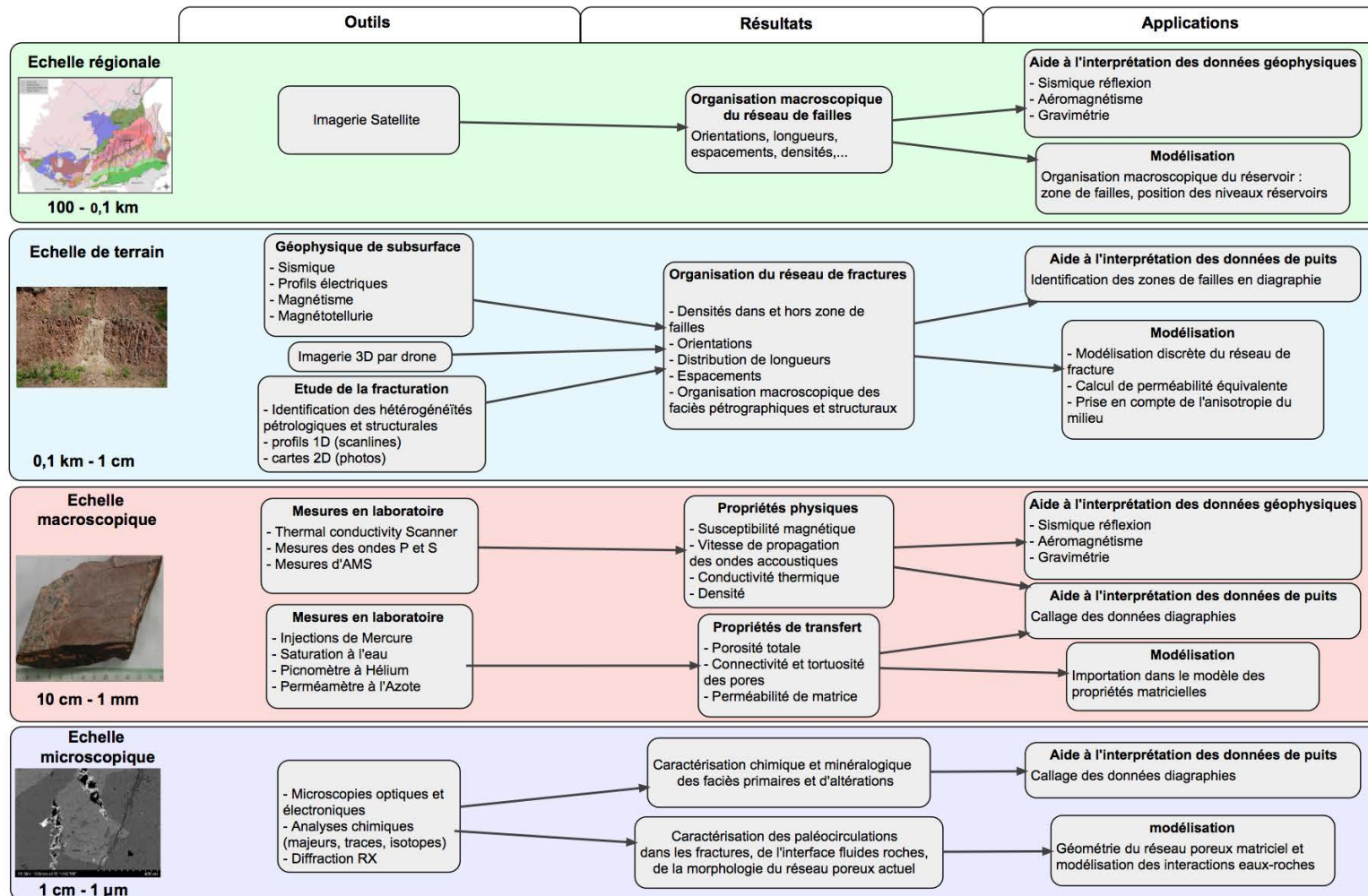


Figure 3.1 : schéma de méthodologie globale d'analyse d'analogues de réservoirs fracturés.

3.1. L'analyse structurale

Les données d'imagerie et plus généralement de géophysique de subsurface permettent la reconnaissance des grands linéaments, qu'ils soient d'origine tectonique ou pétrographique. Deux méthodes ont été combinées afin d'identifier les grands traits structuraux des zones affleurantes : le tracé de linéament sur imagerie satellite et le levé aéromagnétique.

3.1.1. Le tracé de linéaments

Les failles sont détectables dans le paysage car elles localisent souvent des ruptures de pente et contrôlent partiellement l'organisation du réseau hydrographique. Ainsi, l'étude des données d'élévation fourni par imagerie permet d'appréhender le réseau de failles à l'affleurement par le tracé des linéaments structuraux (*O'Leary et al., 1976 ; El Hadani, 1977 ; Akame et al., 2013*).

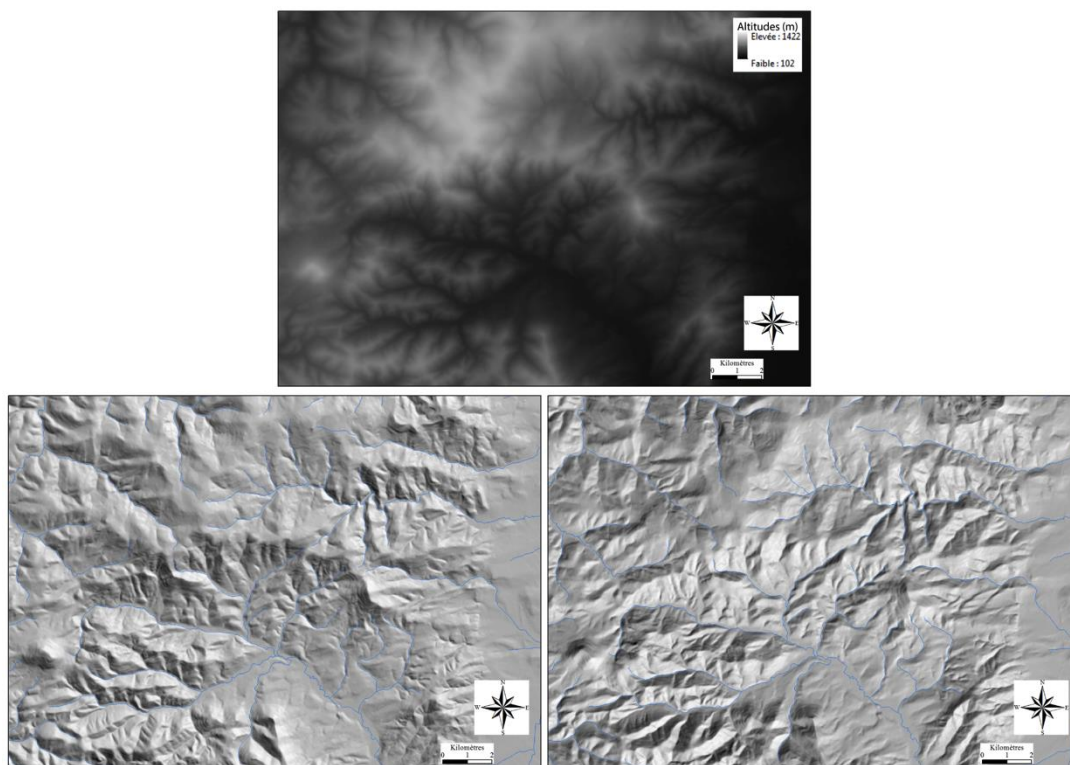


Figure 3.2 : modèle numérique de terrain brut, puis traitement à deux ombrages à 90° l'un de l'autre sur lesquels est superposé le réseau hydrographique.

Dans les deux zones d'études, les données d'élévation sont tirées de la base de données BD Alti® de l'IGN qui offre une résolution de 25 m, sur lesquelles a été superposé le réseau hydrographique (Figure 3.2). La perception du relief est ensuite accentuée à l'aide d'un ombrage simulé à 45° par rapport à l'horizon. A ce stade, les irrégularités morphologiques perpendiculaires à la direction de l'éclairage sont mises en évidence, contrairement à celles qui lui sont parallèles (Figure 3.2). Afin d'éviter la surinterprétation de certaines directions structurales, 4 directions d'éclairage à 90° chacune sont utilisées pour le tracé des linéaments.

3.1.2. Le levé aéromagnétique

Un levé aéromagnétique a été effectué sur les deux zones à l'affleurement et la zone de transition avec les fossés d'effondrement afin d'étudier la relation entre le socle affleurant sur les épaules du rift et sa continuité en profondeur. Dans ce manuscrit, seul le levé aéromagnétique effectué dans les Vosges sera présenté. Ce levé, combine deux campagnes d'acquisition : 1) le levé de la carte géologique de Saint-Dié effectué par l'Université de Strasbourg et le levé de la zone reliant cette carte au PER de Strasbourg effectué par Fonroche Géothermie.

Le principe du levé aéromagnétique consiste en la cartographie des anomalies du champ magnétique créées par un champ d'aimantation local comparé au champ magnétique global terrestre. Dans les roches, l'aimantation à l'origine de ces anomalies peut avoir deux origines : 1) l'aimantation rémanente qui est permanente, indépendante du champ magnétique terrestre actuel et qui est enregistré lors de la cristallisation des minéraux. Son intensité est relativement faible, excepté dans les roches qui contiennent une grande quantité de minéraux ferromagnésiens, 2) l'aimantation induite qui correspond à la variation réversible de l'aimantation géomagnétique proportionnelle à la susceptibilité magnétique des minéraux.

Pour la mesure aéroportée, la phase d'acquisition consiste à effectuer une série de vols parallèles et équidistants et une série de transverses perpendiculaires à altitude constante (Figure 3.3). Le signal magnétique mesuré le long des profils est récupéré et corrigé de l'altitude, des effets liés à la topographie et au signal anthropique (lignes haute-tension, chemin de fer,...), ainsi que celui lié à l'appareil de vol. La carte d'anomalie magnétique est alors extrapolée des profils parallèles, les vols transverses permettant un

recalage précis entre les lignes de vols. On obtient alors la carte d'anomalie du champ magnétique totale où la forme et la phase des anomalies dépend de l'inclinaison magnétique et de la présence éventuelle d'aimantation rémanente (Figure 3.4a). Cette anomalie est ainsi dépendante des susceptibilités magnétiques des formations et de la distance entre les formations et le capteur.

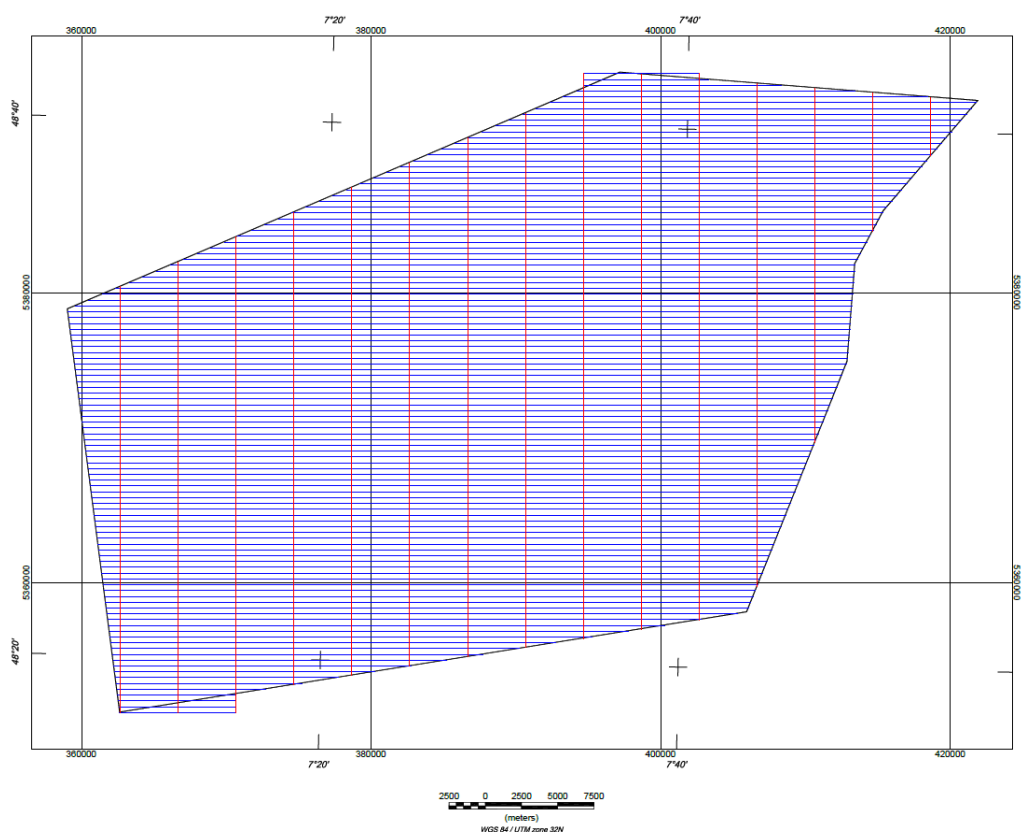


Figure 3.3 : lignes de vol effectuées au-dessus de la zone affleurante des Vosges pour le levé aéromagnétique effectué par Fonroche Géothermie.

Divers traitements sont ensuite effectués afin de faire ressortir les structures magnétiques présentes dans le sous-sol (Salem et al., 2007 ; Bouiflane, 2008):

- La réduction aux pôles : elle permet de recentrer l'anomalie sur la structure qui en est à l'origine (Figure 3.4b).
- La dérivée verticale : elle permet d'amplifier les courtes longueurs d'ondes des anomalies et permet ainsi de mieux faire ressortir les anomalies faibles ou rapprochées ainsi que les limites des structures magnétiques (Figure 3.4c).

- Le tilt-angle est une dérivée basée sur un ratio entre les dérivées verticales et horizontales de l'anomalie réduite aux pôles, qui donne une estimation des profondeurs de la source de l'anomalie avec l'hypothèse d'une structure verticale (Figure 3.4d).

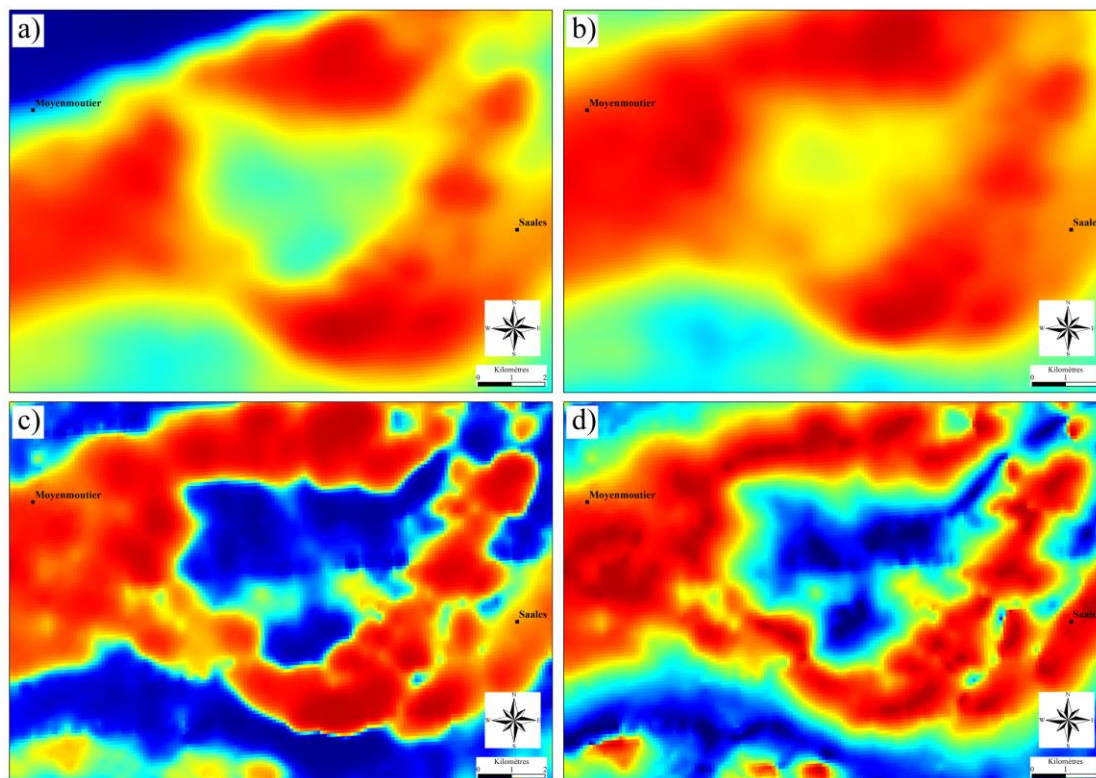


Figure 3.4 : exemples d'anomalie du champ magnétique et des traitements présentés dans cette étude : a) anomalie du champ total, b) anomalie réduite aux pôles, c) dérivée verticale première, d) tilt-angle.

3.1.3. L'échelle de terrain

Sur le terrain, pour rester objectif dans la mesure des paramètres de description de l'organisation des éléments structuraux, la méthode utilisée est la méthode de profil de fracturation, ou scanlines (SL) (Bonnet *et al.*, 2001). Cette technique consiste à poser un décimètre le long de l'affleurement et à mesurer l'orientation, la longueur et la position de chaque structure (fracture, cœur de faille, filons,...) recoupant le décimètre. On s'affranchit ainsi du biais d'observation lié à l'orientation des fractures par rapport à la surface de l'affleurement, et on peut obtenir des données statistiques et précises sur la proportion relative des différentes familles de fractures (Figure 3.5). Il a notamment été démontré qu'il est nécessaire d'analyser de 100 à 200 fractures minimum par

affleurement ou profil pour obtenir des données statistiquement robustes (Ehlen, 2000 ; Bonnet et al., 2001).

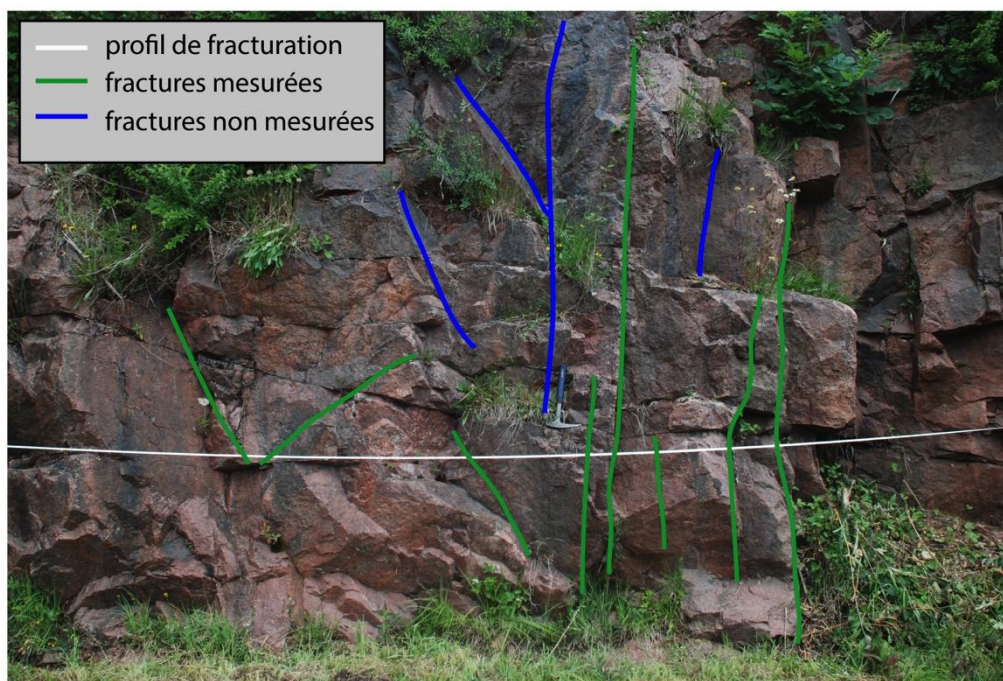


Figure 3.5 : exemple d'affleurement avec comptage des fractures le long d'un profil, mesure de leurs longueurs et estimation de leurs remplissages éventuels

En effectuant ces profils dans différentes zones, c'est à dire dans les différents compartiments entre les zones de failles, à différentes distances des cœurs de failles ou encore dans les zones d'intersections entre différentes familles directionnelles, il est ainsi possible de proposer une organisation spatiale des structures. La différence de réponse à la déformation des différentes lithologies peut également être appréhendée.

Ainsi, après avoir identifié l'organisation macroscopique des potentiels réservoirs de socle à l'aide des études régionales, ces données vont permettre d'habiller le modèle conceptuel avec un réseau d'objets d'échelle métrique à centimétrique. Ces objets sont des schistosités, des cœurs de failles, des couloirs de fractures, ainsi que la fracturation secondaire associée aux failles principales. Il reste alors à définir les propriétés matricielles des différentes lithologies rencontrées. En effet, comme il a été défini dans le chapitre traitant des réservoirs dans les roches de socle (section 1.4), pour que ce type de roches ait des caractéristiques favorables, le développement d'une porosité et d'une perméabilité matricielle associées dans les zones de failles, et dans les horizons d'altération supergène, est indispensable. Pour caractériser et quantifier ces propriétés

dans les différentes lithologies, les techniques de mesure des propriétés pétrophysiques sont présentées dans la section suivante.

La combinaison de ces mesures et des analyses de fracturation permettra de définir les différents faciès pétro-structuraux dans les cœurs de failles, les zones endommagées et les protolithes, en fonction des différentes lithologies du socle, qui seront utilisés dans le modèle conceptuel de réservoir.

3.2. Les mesures pétrophysiques

Combinées à l'analyse des lames minces, les mesures pétrophysiques vont permettre de définir les évolutions des propriétés réservoirs de la matrice rocheuse liées à l'altération hydrothermale des zones de failles et à l'altération supergène. Ces transformations des phases minéralogiques primaires et la précipitation des phases secondaires seront caractérisées par diffraction des rayons X dont la technique est présentée dans une première partie. Les techniques présentées ensuite sont les mesures de densité des matériaux, des mesures de porosité matricielle, les mesures de conductivité thermique et des vitesses de propagation des ondes P, et enfin les mesures de perméabilité matricielle à l'azote.

3.2.1. Etude minéralogique

3.2.1.1. Caractérisation de l'altération en lames minces

Les transformations minéralogiques jouent un rôle important dans le développement du réseau poreux dans les zones altérées liées aux zones de failles et à l'altération supergène (sections 2.2 et 2.5). L'analyse des lames minces a permis la caractérisation qualitative des minéraux principaux, ainsi que de leur degré d'altération. La plupart des échantillons étant composés d'une association quartzo-felspathique accompagnées de minéraux ferro-magnésiens tels que la biotite ou les amphiboles, une attention particulière a été portée sur leur degré d'altération (*Velde et Meunier, 2008*).

Ainsi, il a été procédé comme suit :

- Pour les plagioclases et les feldspaths, le degré d'argilisation a été déterminé de manière visuelle suivant la proportion de taches argileuses dans le minéral (Figure 3.6a). Quand celles-ci représentent une infime partie du minéral, l'altération a été considérée comme inexistante à faible, puis modérée lorsqu'une partie de la structure du minéral n'est plus reconnaissable, jusqu'à l'altération totale où la forme rappelle le minéral d'origine mais les caractéristiques optiques (macles, extinction,...) ne sont quasi plus visibles.

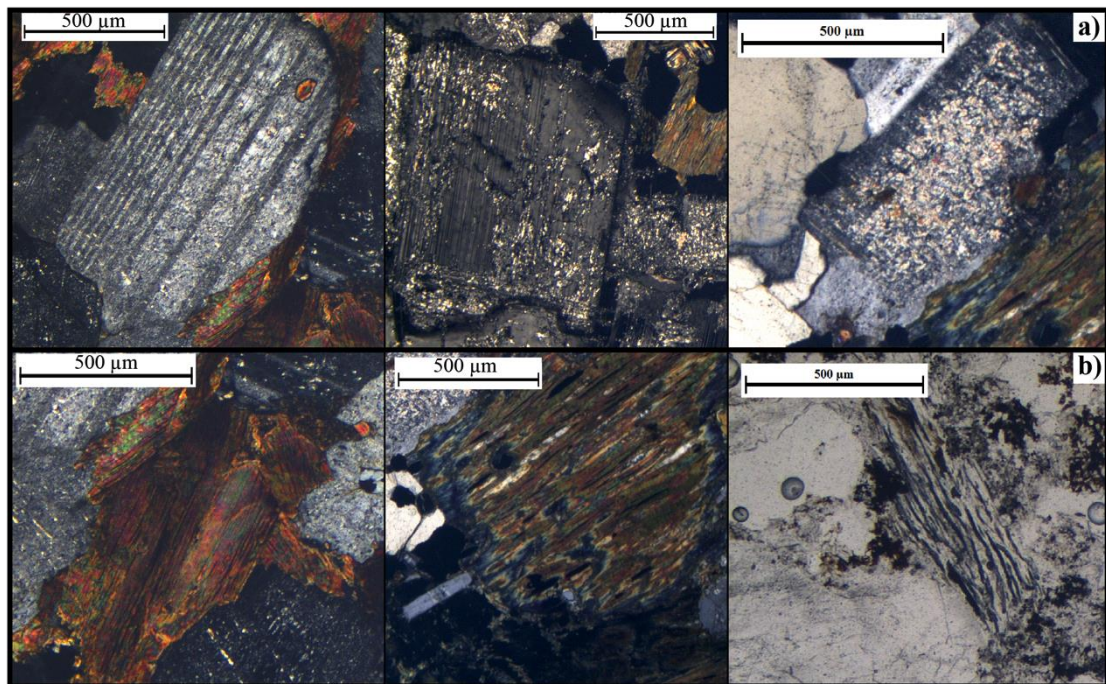


Figure 3.6 : photos de lames minces en LPNA : a) de plagioclases à l'altération faible, modérée puis quasi-complète, b) d'une biotite saine, partiellement chloritisée puis intégralement lessivée (LPNA).

- Pour les biotites et amphiboles, l'altération est marquée par une chloritisation partielle pour l'altération faible à modérée (Figure 3.6b). Cette altération est généralement accompagnée par une séparation des feuillets dans lesquels précipitent des minéraux secondaires. Dans les échantillons les plus altérés, les biotites (ou chlorites après altération) ont intégralement perdu leur coloration en LPNA et ne sont reconnaissables qu'à la succession de feuillets dans le fantôme du minéral (Figure 3.6c). Elles sont alors décrites comme lessivées.

- Les quartz étant relativement inaltérable, leur description a surtout portée sur la densité de microfissuration du minéral, ainsi que les degrés de recristallisation le cas échéant (extinctions ondulantes, recristallisation en subgrains, ...).

Dans les zones de failles les plus caractéristiques et les échantillons de saprolite des deux zones d'études, cette analyse est corrélée à l'analyse des phases minérales par diffraction RX dont la méthodologie est présentée ci-après.

3.2.1.2. Détermination des phases minérales par diffraction RX

Les analyses par diffraction des rayons X permettent de déterminer la nature des phases minérales ainsi qu'une semi-quantification de leur proportion relative. Elles vont ainsi permettre une première caractérisation des transformations minéralogiques et la relation entre ces transformations et les propriétés réservoirs. Ces analyses s'effectuent sur des poudres et en deux phases dont la méthodologie est détaillé dans cette section : 1) l'analyse de roche totale et 2) l'analyse des argiles sur lames orientées.

Dans les deux cas, la méthodologie se base sur la diffraction d'un rayon X sur une préparation, qui suit la loi de Bragg : $\lambda = 2d \sin \theta$ où λ est la longueur d'onde du rayon incident, d , l'espacement entre deux plans parallèles du réseau cristallin et θ , l'angle d'incidence entre le rayon X et le plan du réseau. La distance d des différents plans du réseau cristallin d'un échantillon étant spécifique à chaque espèce minérale, il est alors possible de les reconnaître en fonction des différents angles de diffraction (et donc des différents « d » mesurés).

- L'analyse de roche totale :

L'analyse de roche totale s'effectue après broyage dans un mortier en agathe des échantillons jusqu'à obtenir une poudre dont la granulométrie est inférieure à 2 μm . Cette poudre est ensuite placée, sur une lame de verre, dans le diffractomètre qui va balayer la surface à différents angles d'incidence pour obtenir un spectre des angles de diffraction (Figure 3.7a). Chaque pic du spectre de diffraction correspond alors à un angle λ caractéristique qui correspond à une distance d d'une famille de plans réticulaires d'un minéral. Ainsi, en comparant le spectre de diffraction à une base de données contenant les

séries de pics caractéristiques des différents minéraux, il est possible de déterminer la composition minéralogique. La proportion relative des minéraux est alors donnée par l'intensité relative des différents pics.

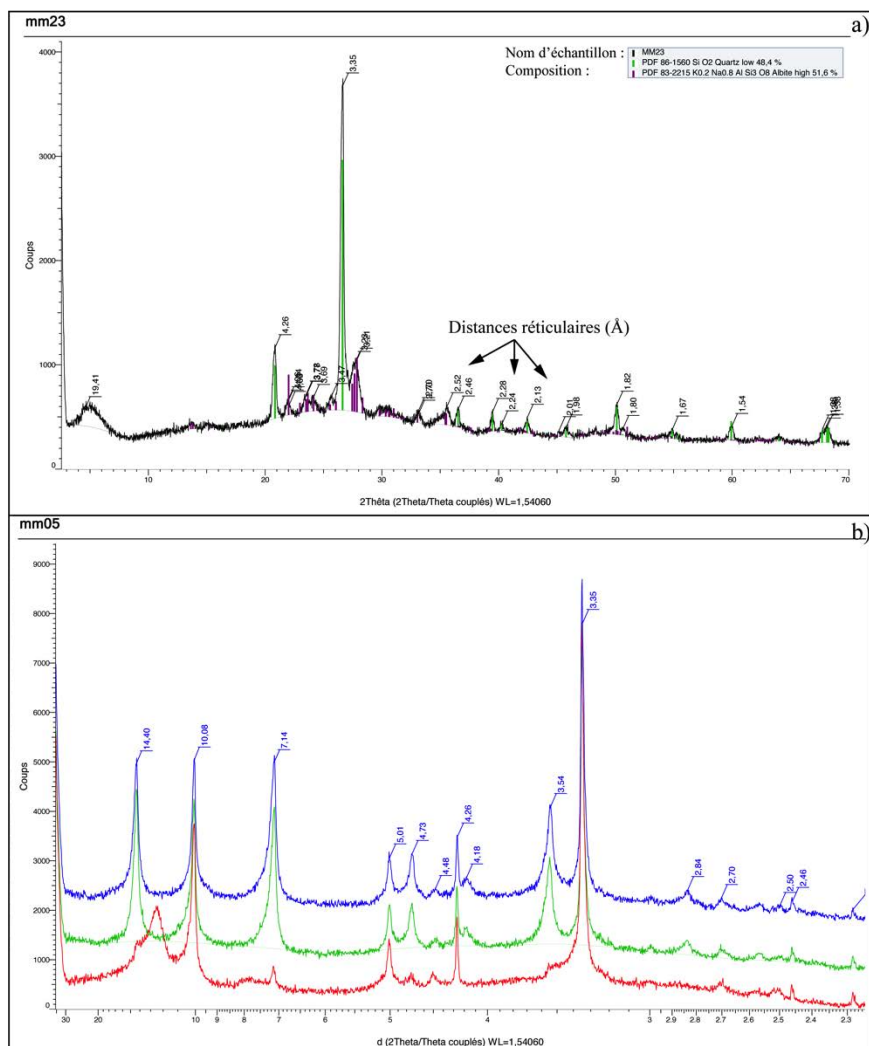


Figure 3.7 : a) exemple de diagramme de diffraction RX sur roche totale, b) Exemple de diagramme de diffraction RX sur lame orientée, avec en vert un passage au naturel, en bleu après traitement au glycol et en rouge après chauffe à 490°C.

- Les argiles :

Les minéraux argileux sont composés de phyllosilicates dont le motif de base est une répétition de feuillets d'un ou deux tétraèdres (couches T), d'une couche d'octaèdres (couches O) ainsi que des espaces interfoliaires (Figure 3.8). La distinction entre les différents minéraux argileux dépend donc du nombre de feuillets (TO ou TOT) et de la distance entre deux feuillets successifs en conditions naturelles et après divers

traitements. On distingue notamment les grandes familles minérales en fonction de la nature et du nombre de substitutions d'atomes dans les tétraèdres, de la nature des cations dans la constitution des octaèdres et de la nature de la couche interfoliaire (H₂O, cations, octaèdres) (Holtzapffel, 1985). En diffraction RX, les distances réticulaires des argiles se situent entre 7 et 14 Å, et surtout, les différentes argiles ne se distinguent pas forcément par une distance spécifique mais par les variations de ces distances après les différents traitements (déshydratation, gonflement au glycol,...).

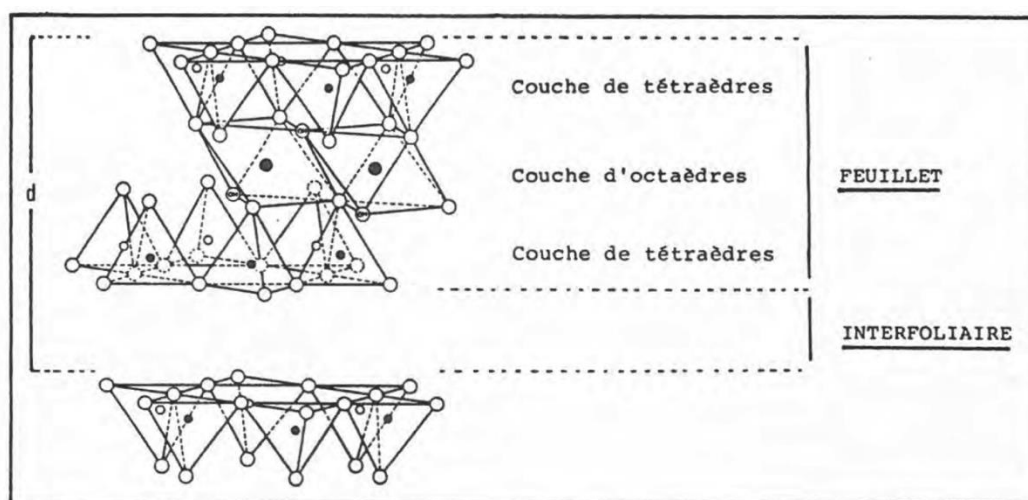


Figure 3.8 : schéma des assemblages de tétraèdres et d'octaèdres des minéraux argileux, avec la notion de feuillet et d'espace interfoliaire (Holtzapffel, 1985).

Le principe de la séparation des minéraux argileux (au sens minéralogique) des autres phases minérales de la roche se base sur la séparation granulométrique, et est dérivé du protocole présenté par *Thiry et al. (2013)*. Le protocole peut être résumé comme suit :

- 1) une première phase de concassage (pour les roches dures) puis de séparation des minéraux dans une cuve à ultrasons.
- 2) Plusieurs phases de centrifugation et de lavage sont ensuite effectuées jusqu'à obtention d'une suspension stable dans une bouteille de 125cc, c'est-à-dire dont les particules fines restent en suspension et ne sédimentent pas immédiatement au fond de la bouteille.

La loi de Stokes définit la vitesse de sédimentation des particules (supposées sphériques) en fonction de la taille et des densités des particules et du liquide. On peut alors calculer un temps au bout duquel la fraction >2 µm a sédimenté au dessous d'une

certaine hauteur d'eau, la partie supérieure n'étant plus composée que de la fraction argileuse $< 2\mu\text{m}$. Même si cette loi n'est pas totalement vérifiée car les particules argileuses ne sont pas sphériques et les charges électriques de ces dernières agissent avec les cations en solutions retardant leur chute, l'expérience montre qu'en prélevant les 2 cm supérieurs de la suspension au bout d'1h40 de décantation, on élimine la plus grande partie des minéraux non argileux qui ont une morphologie plus proche de celle de la sphère et des densités plus importantes que celle des argiles.

3) Après une nouvelle centrifugation de la suspension recueillie, on obtient alors une pâte composée principalement d'argiles. Cette pâte est ensuite étalée sur des lames rainurées pour orienter les feuillets argileux de manière à renforcer les réflexions selon les distances réticulaires (001) sur lesquels est basée la reconnaissance des argiles.

4) Cette préparation est ensuite passée au diffractomètre pour mesurer des distances réticulaires entre 30 et $2,3 \text{ \AA}$ pour trois conditions (Figure 3.7b) :

- a) après séchage de la préparation sans traitement (*vert*),
- b) après 24h dans une atmosphère saturée en glycol (*bleu*)
- c) après chauffe à 490°C (*rouge*).

Ainsi, c'est l'analyse conjointe de ces trois courbes qui va permettre d'identifier les minéraux argileux : par exemple, les smectites se reconnaîtront au gonflement sous atmosphère au glycol (distances réticulaires qui augmentent de 14 à 17 \AA), tandis que la kaolinite se distingue de l'illite par sa désintégration (et donc disparitions des pics) après chauffage alors que l'illite reste stable (*thiry et al., 2013*). Les intensités relatives et les variations des pics aux différents traitements, permettent d'identifier et de quantifier de manière relative les minéraux de la fraction argileuse.

3.2.2. Les densités

Les valeurs de densité sont sensibles aux modifications de la minéralogie et de la porosité. Pour cette étude, on distingue la densité des phases solides et la densité apparente. La première est la densité de matériau sans tenir compte de la porosité connectée, elle est donc représentative de la densité des phases minérales et la porosité non connectée (Figure 3.9). La densité apparente, prend en compte le volume des phases minérales ainsi que le volume poreux connecté. La comparaison des deux permet une

première détermination de la porosité. L'analyse de ces données permet de distinguer des ensembles d'échantillons sur des critères d'évolution de la composition minéralogique et de la porosité.

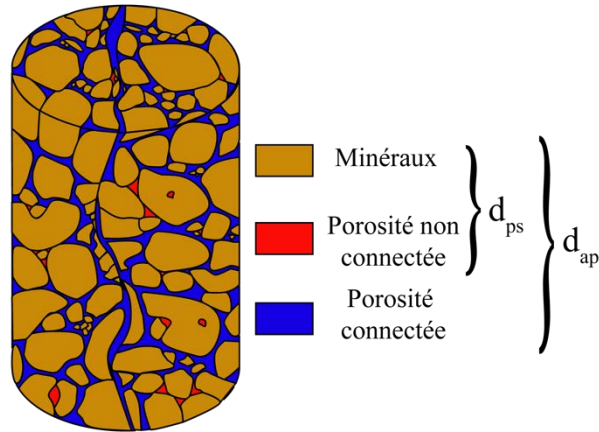


Figure 3.9 : schéma d'un échantillon rocheux avec représentation des volumes pris en compte par la densité des phases solides et la densité apparente.

3.2.2.1. La densité de phase solide

La densité de phase solide est mesurée grâce au pycnomètre à hélium AccuPyc II 1340 de micrometrics®. L'appareil fonctionne grâce à deux chambres de volumes connus V_{CELL} et V_{EXP} à pression P_a et température T_a ambiantes au début de la mesure (Figure 3.10). La chambre V_{CELL} dans laquelle se trouve l'échantillon est ensuite remplie d'hélium à la pression P_1 , puis la connexion entre les deux chambres est effectuée et un nouvel équilibre de pression P_2 est obtenu. Le volume de l'échantillon V_{PS} ne prenant pas en compte la porosité connectée, et quelque soit la forme de l'échantillon, peut ensuite être déduit de la loi des gaz parfaits :

$$V_{PS} = V_{CELL} - \frac{V_{EXP}}{\left(\frac{P_1 - P_a}{P_2 - P_a}\right) - 1}$$

Équation 3.1

La masse de l'échantillon étant mesurée, la densité des phases solides d_{ps} peut alors être calculer en utilisant V_{ps} .

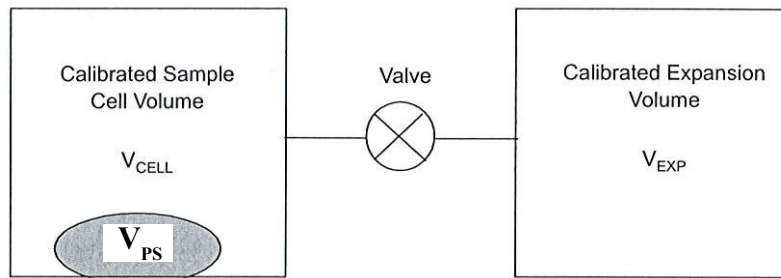


Figure 3.10 : schéma du dispositif de mesure de l'appareil AccuPyc II 1340 pour la mesure de la densité des phases solides (Micromeritics®, 2011).

3.2.2.2. La densité apparente

La densité apparente doit tenir compte du volume total de l'échantillon, comprenant le volume poreux et le volume de la phase solide. Ce volume peut être simplement calculé à partir des dimensions du cylindre carotté. Cependant, ces carottes sont rarement des cylindres parfaits, notamment dans les matériaux granitiques où la taille des grains rend les bords de la carotte irréguliers. Dans les matériaux peu poreux, ces irrégularités créent une forte erreur sur le calcul du volume et donc sur le calcul de la densité.

Pour obtenir une mesure précise du volume V_{ech} , celui-ci est obtenu par la technique de saturation à l'eau (section suivante), pour permettre le calcul de la densité apparente d_{app} ou masse volumique, en fonction de la masse de l'échantillon m_{sec} , donné par :

$$d_{app} = \frac{m_{sec}}{V_{ech}}$$

Équation 3.2

3.2.3. La porosité

La porosité a été mesurée selon trois méthodes différentes :

- La porosité mesurée par saturation à l'eau

- La porosité mesurée par injection de mercure
- La porosité déduite de la mesure de densité de phase solide à l'hélium

La combinaison de ces techniques permet de tester trois modes de saturations différents, avec des saturations différentes pour chaque fluide utilisé. Cela permet une validation des mesures. En effet, il n'est pas rare, notamment pour les échantillons altérés et friables, que lors du processus de saturation à l'eau il y a une perte d'une petite partie de l'échantillon. Ceci entraîne un déficit de masse lors des pesées après saturation qui engendre une sous estimation de la porosité par saturation à l'eau par rapport à celle obtenue par saturation à l'hélium. De plus, la saturation des volumes poreux au gaz est très souvent plus complète que celle à l'eau, notamment dues aux effets de viscosité et de capillarité.

La comparaison de la porosité totale des trois méthodes permet également de mettre en évidence certaines particularités du réseau poreux. En effet, si la porosité est bien connectée, les trois résultats seront proches, tandis que des écarts vont être significatifs de structures particulières comme la taille des vides. Elle peut également mettre en évidence un effet d'échelle puisque le volume de l'échantillon utilisé pour la mesure de porosité au mercure est inférieur à celui des échantillons saturés à l'eau et à l'hélium.

L'essai par injection de mercure permet de traiter les échantillons dont la cohésion est trop faible pour les essais de saturation à l'eau et à l'hélium. Il permet également d'aller plus loin que la simple mesure de porosité totale et d'obtenir des informations sur la taille et la forme des vides qui composent le réseau poreux.

Les trois techniques sont détaillées ci-après.

3.2.3.1. La porosité par saturation à l'eau

La porosité d'un matériau peut-être estimée de manière simple par la méthode de saturation à l'eau. Dérivé de la norme RILEM essai n°1, le dispositif expérimentale permet la saturation complète des pores connectés d'un échantillon et le calcul de sa porosité par une triple pesée (*RILEM, 1978*).

Les échantillons sont dans un premier temps séchés pendant 24h minimum dans une étuve à 40-60°C jusqu'à masse constante, puis pesés pour obtenir leur masse sèche m_{sec} . Deux cristallisoirs sont ensuite préparés (Figure 3.11) :

- 1) Un premier contenant les échantillons que l'on dégaze à l'aide d'une pompe à vide (vide primaire à 1.10^{-7} bar),
- 2) un second contenant de l'eau distillée que l'on dégaze à l'aide d'une seconde pompe (vide secondaire à 0.08 bar).

Après 24h, les deux cristallisoirs sont connectés, permettant ainsi le transfert de l'eau d'un cristallisoir à l'autre à l'aide de la différence de pression, le vide primaire étant plus fort que le vide secondaire. La connexion est contrôlée par un robinet qui permet d'ajuster la remontée de l'eau pour que celle-ci suive la progression de la frange capillaire à travers les échantillons (*Bousquié, 1979*).

Après l'immersion totale des échantillons, ils sont laissés 24 à 48 heures sous un vide secondaire afin que la saturation des échantillons soit complète. En effet, en pratique la frange capillaire est difficile à suivre notamment sur les échantillons peu poreux. Cette immersion sous vide permet alors aux micro-bulles piégées dans la porosité d'être évacuées.

Les échantillons saturés sont ensuite pesés après un rapide essuyage pour éliminer la pellicule d'eau en surface de l'échantillon (m_{sat}), la deuxième étape consiste à réaliser une pesée hydrostatique (m_{hydro}). La masse hydrostatique correspond à celle de l'échantillon à laquelle est soustraite la masse du volume d'eau déplacé par l'immersion de l'échantillon. Ainsi, ces masses permettent de calculer le volume poreux $V_{eau} = m_{sat} - m_{sec}$ et le volume de l'échantillon $V_{ech} = m_{sat} - m_{hydro}$.

La porosité totale ϕ est alors calculée grâce à :

$$\phi_{H_2O} = \frac{V_{eau}}{V_{ech}} = \frac{m_{sat} - m_{sec}}{m_{sat} - m_{hydro}} \times 100$$

Équation 3.3

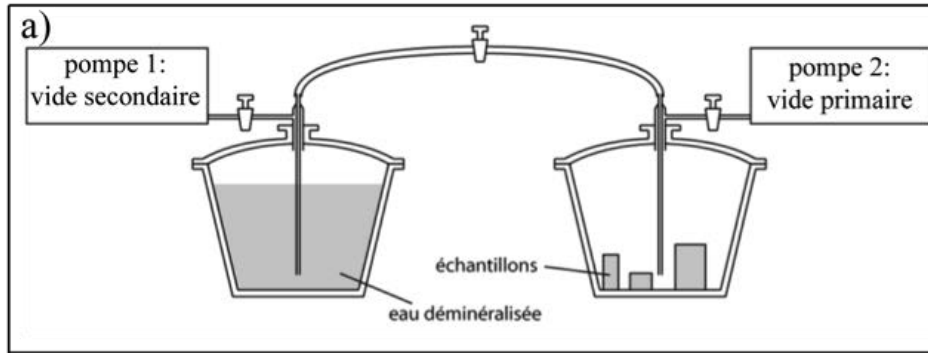


Figure 3.11 : schéma de principe de la saturation à l'eau des échantillons (d'après Rousset-Tournier, 2001).

3.2.3.2. La porosité par saturation à l'hélium

Connaissant d_{app} , déterminée lors du calcul de la porosité par saturation à l'eau, et d_{ps} , issue de la mesure au pycnomètre à hélium, il est possible de déterminer la porosité par saturation à l'hélium (Équation 3.4).

$$\phi = \left(1 - \frac{d_{ap}}{d_{ps}}\right) \times 100 = \left(1 - \frac{\frac{m_{sec}}{V_{ech}}}{d_{ps}}\right) \times 100$$

Équation 3.4

3.2.3.3. La porosité par injection de mercure

La mesure de porosité par saturation à l'eau à l'avantage d'être un procédé simple et non destructif, mais elle n'est pas possible pour les matériaux très argileux ou peu cohérents qui se désagrègent dans l'eau. De plus, elle ne permet d'obtenir qu'une valeur de la porosité connectée et ne donne pas d'information sur la taille ou la morphologie des pores. Afin d'appréhender ces paramètres, des tests de saturation par injection de mercure ont été effectués sur certains échantillons.

Le mercure est un liquide non mouillant dans l'air ou le vide à température ambiante, c'est à dire que son angle de contact avec la plupart des matériaux est supérieur à 90° . Il ne pénètre donc pas par capillarité à la pression atmosphérique les vides dont les

seuils d'accès sont inférieurs à 8 μm et il est nécessaire d'appliquer une pression sur le mercure pour qu'il pénètre des pores plus petits. La loi de Young-Laplace relie directement la pression appliquée à la taille du pore. Cette relation a été exprimée pour la porosimétrie par Washburn (1921), avec l'hypothèse d'un pore cylindrique, afin de relier la pression appliquée sur le mercure et le rayon du capillaire (Équation 3.5).

$$P_c = \frac{2\sigma \cos \theta}{R_c}$$

Équation 3.5

Avec P_c la pression capillaire et R_c son rayon, $\theta = 130^\circ$ l'angle de contact entre le mercure et la surface de l'échantillon et la tension superficielle $\sigma = 485$ dynes/cm. Ainsi, le rayon capillaire dans lequel peut pénétrer le mercure, appelé le seuil d'accès, est directement contrôlé par la pression appliquée sur l'échantillon (Pellerin, 1980).

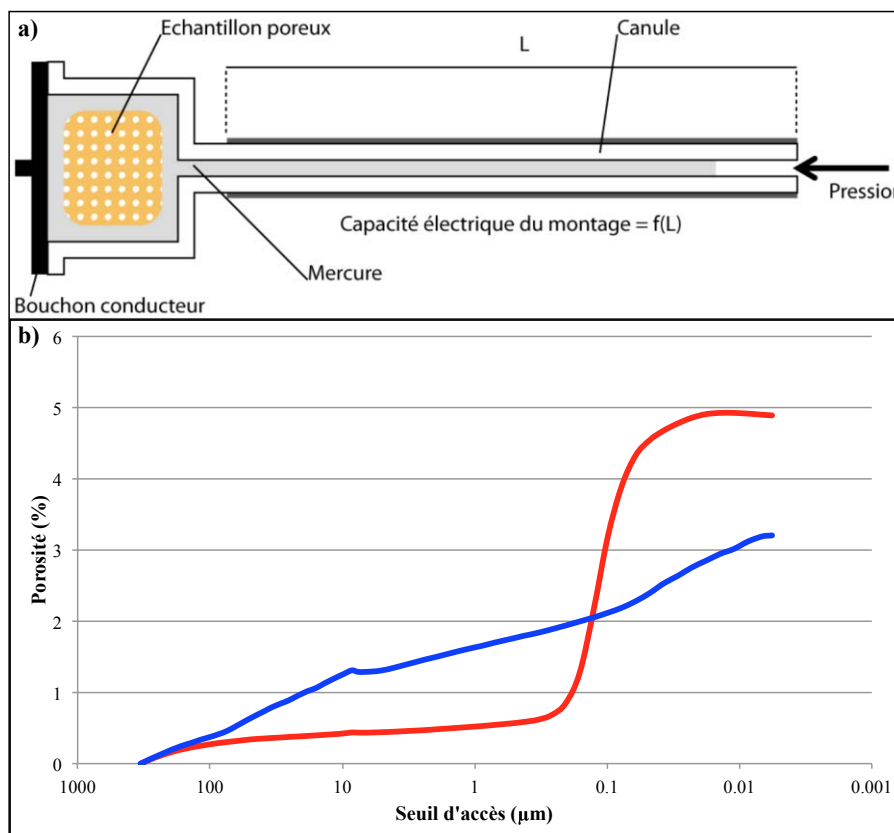


Figure 3.12 : schéma d'une canule d'injection de mercure d'après Haffen (2012), b) exemple de courbes de première injection de mercure, avec une porosité distribuée sur l'ensemble des diamètres de seuils d'accès (bleu) et une porosité contrôlée par des seuils d'accès autour de 0,1 μm (rouge).

Les mesures ont été réalisées sur un porosimètre Micrometrics Autopore IV série 9200. L'échantillon est placé dans un porte-échantillon composé d'une cellule et d'une canule en verre recouverte d'un film métallique (Figure 3.12a), puis la cellule est scellée. Lors d'une première phase, le vide est effectué dans le porte échantillon, puis la cellule est remplie de mercure. Dans une seconde phase, une pression est appliquée sur le mercure, par paliers successifs de 0,001 à 200 MPa, permettant de saturer progressivement des vides dont les seuils d'accès sont compris entre 400 et 0,005 μm de diamètre. Le volume de mercure injecté est enregistré à chaque palier grâce à son avancée dans la canule dont le diamètre est connu (Figure 3.12b).

3.2.4. Les propriétés thermiques et élastiques

La géométrie du réseau poreux et les transformations minéralogiques liées à l'altération ont également une influence sur les propriétés thermiques ou élastiques du matériau. Ainsi, l'étude des variations de ces propriétés peut permettre de quantifier de manière indirecte les variations pétrographiques (granulométrie, minéralogie,...) et les évolutions de la structure du réseau poreux (fissuration ou pores). Dans cette étude, l'accent a été mis sur la vitesse de propagation des ondes P et de la conductivité thermique qui sont décrits ci-après.

3.2.4.1. La vitesse de propagation des ondes acoustiques

- **Définition :**

La propagation des ondes acoustiques dans un matériau se fait par vibration de réseau cristallin, selon des directions parallèle (ondes P, compressives) ou perpendiculaire (ondes S, cisailantes) à la direction de propagation. Leur vitesse de propagation est fonction des propriétés élastiques du milieu traversé (*Bourbié et al., 1986 ; Wang et Nur, 1992*), et est fortement influencée par la structure du réseau poreux des échantillons (*Homand et Duffaut, 2000*), ainsi que par la minéralogie puisque chaque minéral possède ses propres propriétés élastiques (*Belikov et, 1967 ; Denis, 1990*). Ainsi, l'étude de la vitesse des ondes P permet notamment de détecter la présence de porosité de fissures qui

représentent un faible volume poreux mais diminue de manière importante la vitesse des ondes (Birch, 1966 ; Darot et al., 1992 ; Darot et Reuschlé, 2000 ; Diallo et al., 2003).

- **Méthodologie de la mesure :**

Les mesures de la vitesse de propagation des ondes P ont été faites en utilisant un générateur de pulse PunditLab de Proceeq® munis de deux transducteurs piézoélectriques. Un couplant mécanique est appliqué sur les deux transducteurs qui sont ensuite plaqués contre deux surfaces planes et parallèles de l'échantillon (Figure 3.13a). Ainsi, on assure une transmission optimale des ondes en limitant les effets de rugosité de surface. Une onde sinusoïdale est ensuite générée par impulsion entre un transducteur jouant le rôle d'émetteur et le second celui de récepteur (Birch, 1958 ; Zamora et al., 1994 ; Rasolofosaon et Zinszer, 2003 ; Gong, 2005 ; Contraires, 2008). En fonction de la distance entre les transducteurs et pour compenser l'atténuation de l'onde, deux fréquences sont utilisées : 250 kHz (échantillons courts) et 54 kHz (échantillons longs). Le temps entre l'émission de l'onde et la première arrivée au récepteur (t_{er} en s) est ensuite visualisée sur un oscilloscope numérique et la vitesse de propagation V_p ($m.s^{-1}$) déduite de l'équation 3.6, avec L_{ech} (m) la longueur du trajet de l'onde dans l'échantillon entre les deux transducteurs (Figure 3.13b).

$$V_p = \frac{L_{ech}}{t_{er}}$$

Équation 3.6

Pour chaque échantillon, les pulses sont générés toutes les secondes jusqu'à ce qu'une dizaine de temps d'arrivée soient identiques à $\pm 0,1 \mu s$ afin de s'assurer de la représentativité de la mesure. Les échantillons étant préalablement sciés en pavé droit lorsque sa cohésion le permet, les mesures sont effectuées selon les 3 directions du pavé afin de tester l'anisotropie des vitesses de propagation des ondes P.

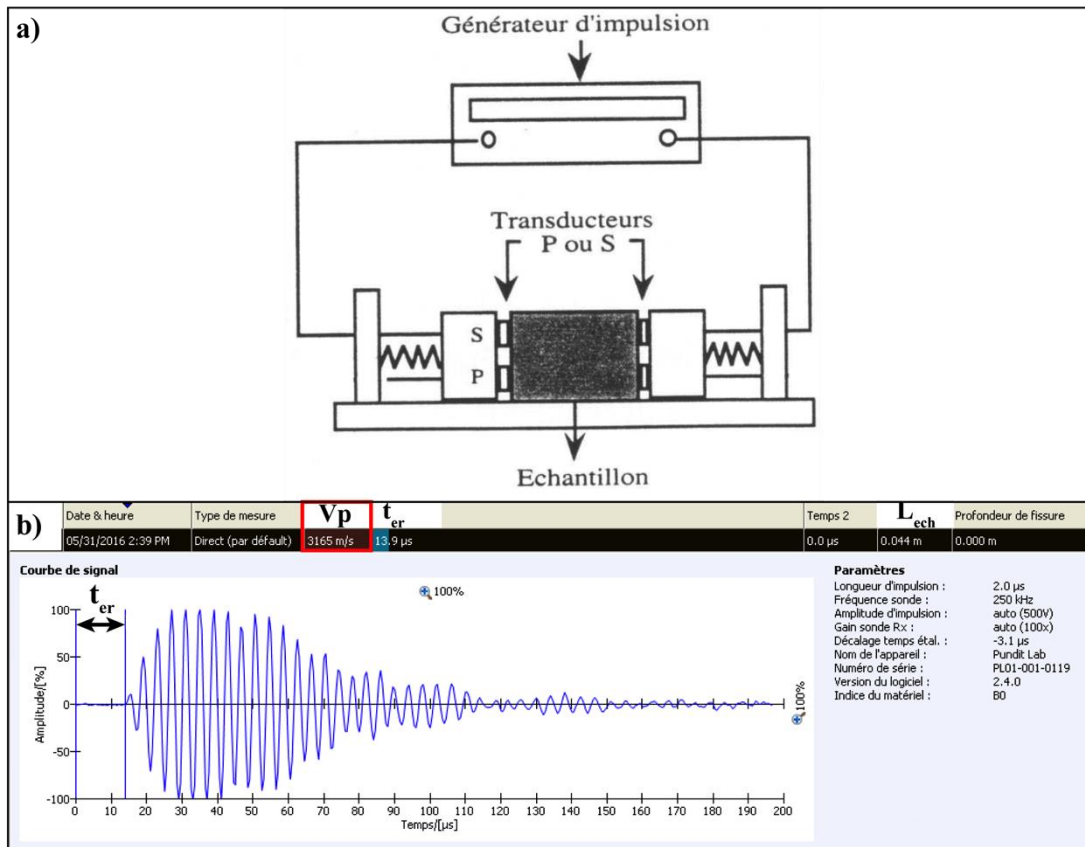


Figure 3.13 : a) schéma du dispositif de mesure des vitesses de propagation des ondes (modifié d'après Bernard, 1999), b) exemple de train d'onde généré et de pointé de premier arrivée.

3.2.4.2. La conductivité thermique

- Définition :

Il existe deux modes de transferts de la chaleur à l'échelle du matériau (Gueguen et Palciauskas, 1992 ; Gérard, 1997) : 1) par radiation, la chaleur étant transmise par ondes électromagnétiques émises et absorbées entre les minéraux, 2) par conduction, qui est un transfert de chaleur sans transfert de matière, par vibration du réseau cristallin. La conduction suit la loi de Fourier décrivant le flux de chaleur conductif F_c (W.m^{-2}) en fonction de la conductivité thermique λ ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) du matériau et du gradient de température (K) (Équation 3.7).

$$F_c = \lambda \text{ grad } (T)$$

Équation 3.7

Le transfert de chaleur par conduction est ainsi contrôlé par la conductivité thermique du matériau, qui dans le cas des roches est lié à la composition minéralogique et à la porosité. Son expression mathématique a été définie pour un solide cylindrique de base S petite par rapport à sa longueur L (Équation 3.8) (Carslaw et Jaeger, 1986). Avec une température T1 à une extrémité du cylindre et une température T2 < T1 à l'autre, le flux de chaleur Q_c est alors fonction du temps (t), des paramètres géométriques du cylindre et de la conductivité thermique.

$$Q_c = \frac{\lambda(T_1 - T_2) S t}{L}$$

Équation 3.8

- Méthodologie de mesure :

La méthode de caractérisation de la conductivité utilisée dans cette thèse est dite du « thermal conductivity scanner » et consiste à mesurer les variations de température à la surface d'un échantillon après passage d'une source de chaleur contrôlée (Popov et al., 1983 ; Popov et al., 1985 ; Popov et al., 1999). La face de l'échantillon sciée et qui doit être mesurée est préalablement peinte en noir pour avoir une absorption de chaleur uniforme et homogène. Un bloc contenant une source de chaleur encadrée par deux capteurs de température se déplace sous l'échantillon à vitesse constante. Le premier capteur mesure la température de l'échantillon avant chauffage et le second après le passage de la source de chaleur (Figure 3.14). La conductivité thermique λ (W.m⁻¹.K⁻¹) en chaque point de mesure x (m) est alors liée à l'augmentation de la température mesurée, $\theta(x)$ (K), par l'équation 3.9, où q est la puissance de la source de chaleur, l est la distance entre la source et le capteur de température.

$$\theta(x) = \frac{q}{2\pi l \lambda}$$

Équation 3.9

Dans le protocole de mesure, la conductivité thermique du matériau est définie par rapport à celle d'un standard de conductivité thermique connue et mesurée pour

chaque test, suivant l'équation 3.10. Cette valeur mesurée est utilisée comme référence pour le calcul de la conductivité thermique de l'échantillon.

$$\lambda(x) = \lambda_{std} \frac{\theta_{std}}{\theta(x)}$$

Équation 3.10

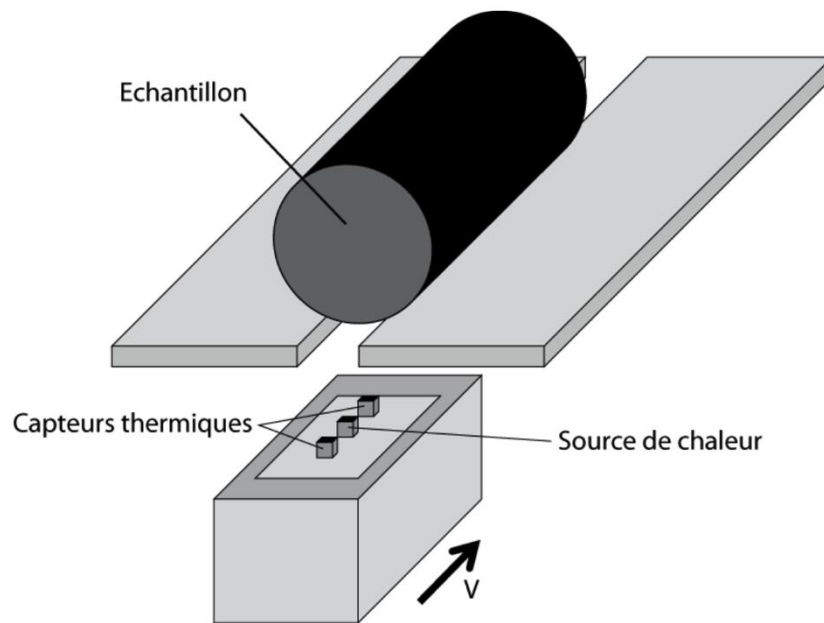


Figure 3.14 : schéma du dispositif de mesure du scanner de conductivité thermique, d'après Haffen, (2012) dérivé du dispositif de Popov et al., (1999).

3.2.5. La perméabilité

La perméabilité matricielle des échantillons a été mesurée grâce à un dispositif d'injection d'azote développé au laboratoire lors de la thèse de Rosener (2007). Les caractéristiques du gaz utilisé sont résumées dans le tableau 3.1. L'hypothèse d'incompressibilité du fluide énoncé dans la loi de Darcy n'est alors plus valide (section 2.1.4), il faut alors considérer la définition massique de la loi (Klingenberg, 1941 ; Debschütz et al., 1989).

$$Q_g = -\rho_g \frac{K_a}{\mu_g} \text{grad } p$$

Équation 3.11

Q_g est le débit massique ($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), ρ_g la densité (g.m^{-3}) et μ_g la viscosité (Pa.s) de l'azote, $\text{grad } p$ le gradient de pression et K_a la perméabilité apparente (m^2). La perméabilité est alors définie par l'équation 3.12, où p est la pression appliquée (Pa) et b un facteur de correction dépendant de la géométrie du réseau poreux.

$$K_a = k \left(1 + \frac{b}{p}\right)$$

Équation 3.12

Tableau 3.1 : propriétés physiques du diazote à une pression de 10^5 Pa et une température de 20°C .

Propriété	N_2
Masse molaire M_g (g.mol^{-1})	28,01
Rayon r_m (Å)	1,67
λ (nm)	65
μ_g (Pa.s)	$1,76.10^{-5}$

En effet, à des pressions équivalentes aux conditions expérimentales utilisées et pour de faible perméabilité, le libre parcours des molécules de gaz peut devenir équivalent à la taille des pores. Dans ce cas, l'adhérence aux parois du gaz ne satisfait plus le modèle de Poiseuille décrivant l'écoulement laminaire à l'échelle du pore, et les molécules accélèrent par rapport à ce que prévoit la loi de Darcy. C'est l'effet Klippenberg, qui est corrigé par le facteur b dans l'équation 3.12 reliant la perméabilité apparente et intrinsèque.

Considérant l'azote comme gaz parfait dans les conditions expérimentales, dans le cas d'un échantillon cylindrique, l'équation 3.11 peut alors se réécrire selon l'équation 3.13, qui traduit l'écoulement dans la direction dx dans l'axe du cylindre, avec M_g la masse molaire de l'azote (g.mol^{-1}), R la constante des gaz parfaits, T la température (K), et $p(x)$ le gradient de pression dans la direction d'écoulement.

$$Q_g dx = - \frac{M_g}{RT} \frac{k \left(1 + \frac{b}{p(x)}\right)}{\mu_g} p(x) dp$$

Équation 3.13

En supposant un écoulement isotherme et une viscosité de l'azote indépendante de la pression, et en réintroduisant le débit volumique $Q = Q_g \cdot S$ où S est la section du cylindre, l'intégration de l'équation 3.13 entre la pression d'injection de l'azote en tête du cylindre p_1 et la pression en pied p_2 revient alors à écrire (*Dal Pont, 2004*) :

$$Q = \frac{M_g S}{RT} \frac{k}{2L\mu_g} (p_1^2 - p_2^2) \left(1 + \frac{b}{\bar{p}}\right) \quad \text{avec } \bar{p} = \frac{p_1 - p_2}{2}$$

Équation 3.14

Où, k et b peuvent alors être déterminés expérimentalement en faisant varier la différence de pression entre p_1 et p_2 et en calculant la perméabilité apparente K_a selon l'équation 3.15.

$$K_a = \frac{RT}{M_g S} \frac{2Q\mu_g L}{p_1^2 - p_2^2}$$

Équation 3.15

La perméabilité apparente K_a est alors proportionnelle à $1/\bar{p}$, et k est l'ordonnée à l'origine de la droite formée par les différents paliers de pression $p_1 - p_2$ puisque quand $1/\bar{p} \rightarrow 0$, $\left(1 + \frac{b}{\bar{p}}\right) \rightarrow 1$ et donc $K_a \rightarrow k$ (Figure 3.15a). En pratique, la prise en compte de l'effet Klippenberg n'est nécessaire que pour les échantillons peu perméables. Pour les échantillons dont la perméabilité est supérieure à 0,1 mD, il est possible d'utiliser simplement l'équation de base reliant le débit au différentiel de pression (Figure 3.15b). La perméabilité est alors considérée comme étant la moyenne des perméabilités apparentes mesurées à chaque gradient de pression.

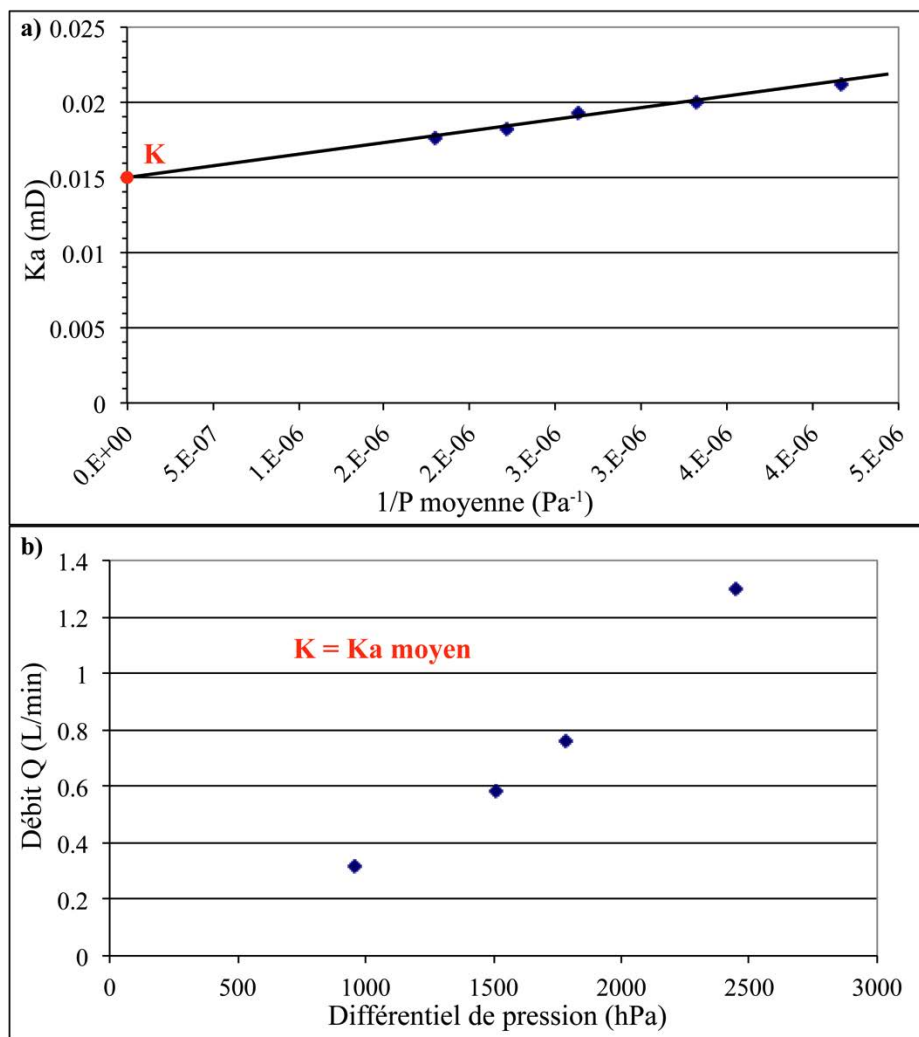


Figure 3.15 : exemples des graphiques obtenus lors de la détermination de la perméabilité à l'azote a) avec et b) sans prise en compte de l'effet Klippenberg.

Le dispositif expérimental est composé de (Figure 3.16) :

- une cellule où l'on place l'échantillon,
- des capteurs de pressions de confinement (P_c), de tête (P_t) et de pied (P_p) de l'échantillon,
- de débitmètres pouvant couvrir quatre ordres de grandeur de débits sortants (0 à 0,02L/min, de 0 à 1/L/min et de 0 à 10L/min).

Le protocole de mesure se déroule comme suit :

- L'échantillon carotté est recouvert d'une membrane exceptée sur les faces circulaires et placé dans la cellule reliée à au circuit d'approvisionnement en azote.

- Une pression de confinement (P_c) est appliquée (*circuit rouge*, Figure 3.16). Elle permet de maintenir la membrane contre l'échantillon, afin que l'azote ne puisse s'écouler que dans le sens longitudinal.
- L'azote est ensuite injecté en tête du circuit (*circuit bleu*, Figure 3.16) à une pression $P_t < P_c$.
- Un gradient de pression se forme alors entre le sommet de l'échantillon à $P_t = p_1$ et la base à $P_p = p_2$ ce qui induit un débit mesuré en sortie du circuit (*circuit jaune*, Figure 3.16).

Ainsi, en faisant varier la pression en tête du circuit, il est possible de mesurer le débit d'azote qui traverse l'échantillon pour différents gradients de pression, et de calculer la perméabilité avec ou sans prise en compte de l'effet de Klingenberg explicité précédemment (Figure 3.15).

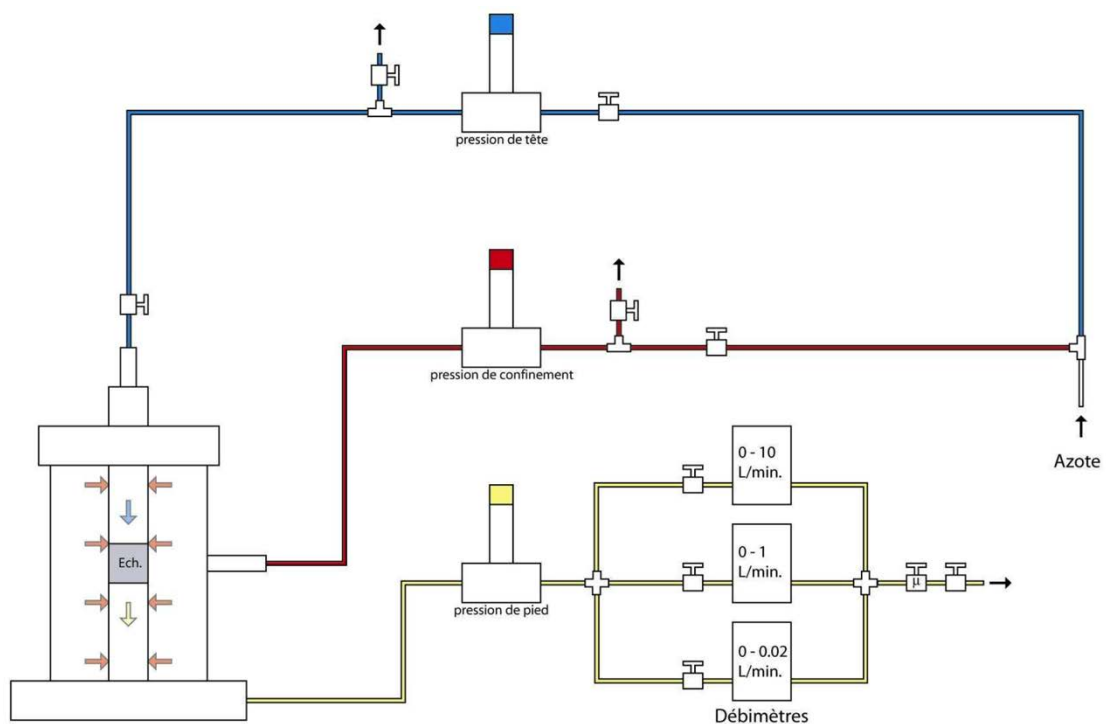


Figure 3.16 : schéma du dispositif expérimental de mesure de la perméabilité à l'azote (d'après Rosener, 2007).

3.3. Modélisation

Dans le cadre de la collaboration avec Fonroche Géothermie, une méthodologie de transfert entre les données d'affleurements et la modélisation numérique 3D des zones de failles a été élaborée. Les données d'affleurements permettent de définir les caractéristiques du réseau de fracturation et les propriétés pétrophysiques des différentes parties des zones de failles. Le transfert de ces données vers un modèle numérique de zone de faille réaliste et efficace pour la prédiction des écoulements représente un double défi :

- la complexité du réseau de failles, de par son aspect multi-échelle et multi-structurel (fractures ouvertes, colmatées, zone endommagée, cœur de faille conduit ou barrière, cœurs secondaires, structures transverses,...) se doit d'être simplifiée pour en permettre la modélisation numérique.

- Les structures agissant sur les transferts depuis celles de la porosité matricielle jusqu'à celles structurant le bassin doivent être pris en compte pour la prédiction des écoulements et des transferts thermiques dans le réservoir fracturé.

De l'avancée globale des recherches à ce sujet, il apparaît qu'un modèle simple de porosité matricielle n'est pas réaliste pour les réservoirs fracturés. L'utilisation d'un modèle de double-porosité, comprenant à la fois les aspects matriciels, et les écoulements au sein du réseau de fractures, s'avère indispensable (*Pathak, 2013*). Dans le cadre de cette thèse, nous avons ainsi combiné l'approche de génération statistique du réseau de fractures avec l'aide du module FracMV de GoCAD[®] et l'approche de simulation d'écoulements avec Pumaflow[®] et une étude de sensibilité des différents paramètres avec le logiciel CougarFlow[®], tout deux de Beicip Franlab. Le premier permet dans un premier temps la génération statistique d'un réseau de fractures en fonction des données statistiques (longueurs, densités, d'ouvertures, etc), acquises sur le terrain. La génération de réseaux dont les paramètres évoluent au sein de la zone de faille conceptuelle va dans un second temps permettre le calcul de la perméabilité et de la porosité équivalente, ainsi que de leur anisotropie directionnelle au sein des différents faciès pétro-structuraux. Dans un troisième temps, les propriétés de fractures générées sont combinées aux propriétés matricielles dans un modèle numérique représentant la zone de faille conceptualisée. Enfin, la maille des propriétés générées est transférée sur le logiciel Pumaflow[®] où est implanté un doublet de forages géothermiques qui permettra de tester une production

géothermique sur 30 ans. Le logiciel GougarFlow[®] permet quand à lui de générer automatiquement plusieurs simulations en fonction de la distribution des paramètres considérés. Des statistiques sont ensuite réalisables sur les réponses choisies (telle que les différentiels de pression ou la température de production).

3.3.1. La génération du réseau de fractures

Le passage des données statistiques du réseau de fractures à l’affleurement vers la génération d’un réseau statistiquement équivalent représente une double problématique : 1) Les données des profils de fracturation donnent généralement une bonne description des propriétés des fractures allant de 10 cm à 5 m maximum. Or les zones de failles ciblées typiquement dans le réservoir fracturé ont plutôt des longueurs plurikilométriques, avec des zones endommagées de plusieurs centaines de mètre de large et un protolithe modélisé sur plusieurs km³ afin de prendre en compte les interactions entre la zone de faille et l’encaissant peu fracturé. Avec de tels tailles de modèles, il n’est pas envisageable de modéliser l’ensemble des fractures depuis la centaine de mètre jusqu’au centimètre. Il est donc nécessaire d’extrapoler les données entre l’échelle de l’affleurement et l’échelle du modèle. 2) Les profils de fracturation permettent une visualisation en 1D du réseau de fractures, alors que la réalisation du modèle se veut représentatif en 3D. Le passage 1D vers 3D n’est pas simple, et nécessite un transfert qui fait l’objet de nombreuses études (section 2.3).

Dans un premier temps, nous allons donc expliciter le procédé de transfert d’échelle et de dimension qui a été utilisé pour la génération statistique de fractures. Le transfert 1D vers 3D des valeurs de densité, de la distribution des longueurs et des orientations sera ainsi discuté, car ils sont les paramètres où les données de terrain fournissent le plus de précision. Puis dans un second temps, les caractéristiques plus difficiles à appréhender sur le terrain, à savoir la forme des fractures et leur ouverture seront discutées.

3.3.1.1. La densité de fractures

La densité de fractures est le paramètre de premier ordre qui décrit la fracturation de la roche. La définition de la zone endommagée et des clusters de fractures se fait en premier lieu grâce à l'augmentation de leur densité par rapport à celle du protolithe (section 2.1.1). Pour la représentation du réseau de fractures, il est nécessaire de connaître la densité en 3D, alors que nos données sont issues le plus souvent d'un analogue en 2 dimensions (cartes) ou encore en 1 dimension (forages, profils). Ainsi, en fonction de la dimension, ont été définies la densité de fractures au sens strict (nombre de fractures/unité de longueur, de surface ou de volume) et l'intensité de fracturation (longueur/unité de surface, surface/unité de volume) (Figure 3.17). Le passage entre les différentes dimensions n'est pas direct, il dépend notamment de l'orientation des fractures par rapport à la mesure ou de la distribution des longueurs (Terzaghi, 1965 ; Gillespie et al., 1993 ; Peacock et al., 2003 ; Davy et al., 2006 ; Bisdom et al., 2014).

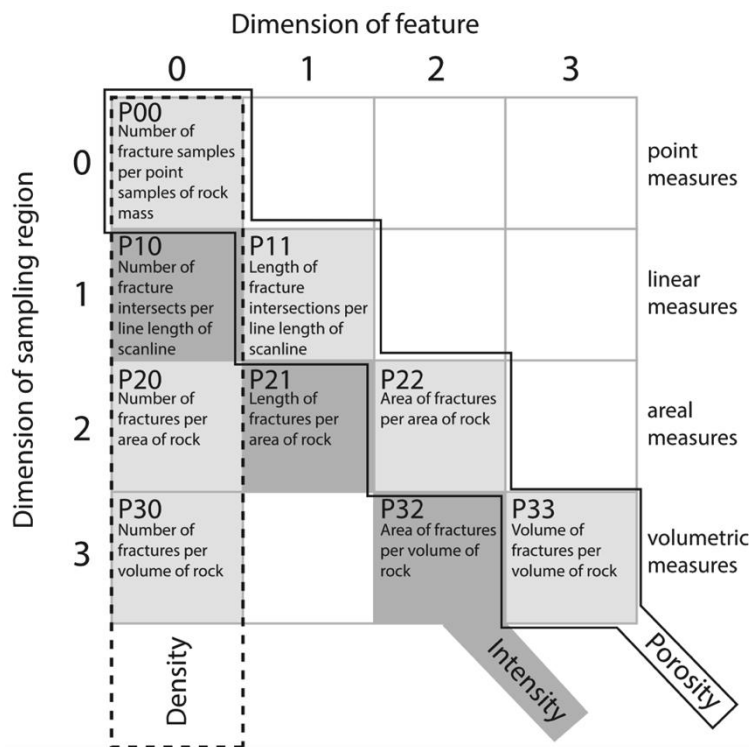


Figure 3.17 : diagramme qui définit la densité ou l'intensité des fractures en fonction des dimensions de l'échantillonnage (profil 1D, carte 2D ou volume 3D) et du type de mesure effectué (longueur, surface, volume) (d'après Bisdom et al., 2014 adapté de Dershowitz, 1984).

Pour la modélisation du réseau de fracture par génération statistique via FracMV, il est donc nécessaire de convertir la densité P10 obtenue grâce aux profils de fracturation sur le terrain en intensité 3D, l'intensité P32. Cette correction consiste essentiellement en une correction angulaire qui corrige de la sur-représentation des fractures sub-parallèles au profil de mesure par rapport aux fractures perpendiculaires, statistiquement sous-représentées. Pour une famille de fractures parallèles entre elles, cette correction est décrite selon l'équation 3.16, où θ est l'angle entre le profil et le pôle des fractures (Terzaghi, 1965).

$$P32 = \cos \theta \times P10(\theta)$$

Équation 3.16

Cependant, pour prendre en compte un réseau de fractures plus réalistes, nous avons considéré que les familles de fractures étaient distribuées selon une probabilité de Fisher symétrique (Figure 3.18). Cette distribution d'orientation traduit la distribution des fractures d'une même famille autour d'un pôle de fracture principal m , avec un écartement des orientations minimales et maximales qui dépend du paramètre de Fisher K (Fisher et al., 1987). Le facteur de correction est alors défini comme étant C31 selon l'équation 3.17 (Wang, 2005).

$$P32 = C31 \times P10$$

Équation 3.17

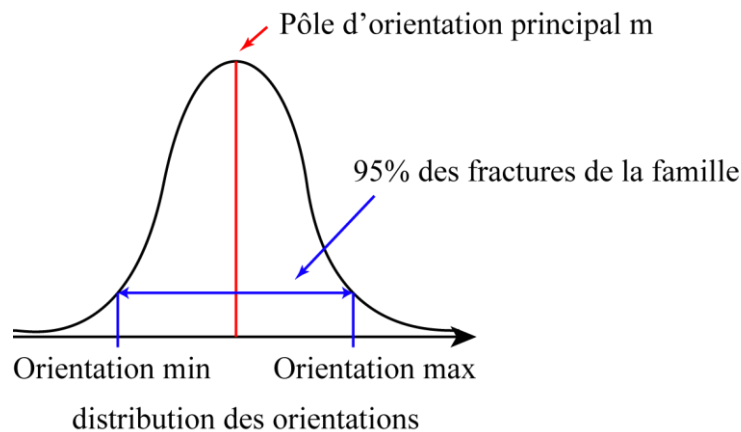


Figure 3.18 : distribution des orientations d'une famille de fractures selon une probabilité de Fisher symétrique autour d'un plan principal d'orientation m .

Ce facteur dépend de la distribution de Fisher (K) et de l'angle ρ entre le pôle de Fisher et le profil ρ (Figure 3.19a). Il a ainsi été défini C_{31} selon l'équation 3.18, où a , b et c sont des paramètres déterminés de manière empirique en fonction des variations de la distribution (K) (Figure 3.19b).

$$\frac{1}{C_{31}} = a \cos(b\rho) + c$$

Équation 3.18

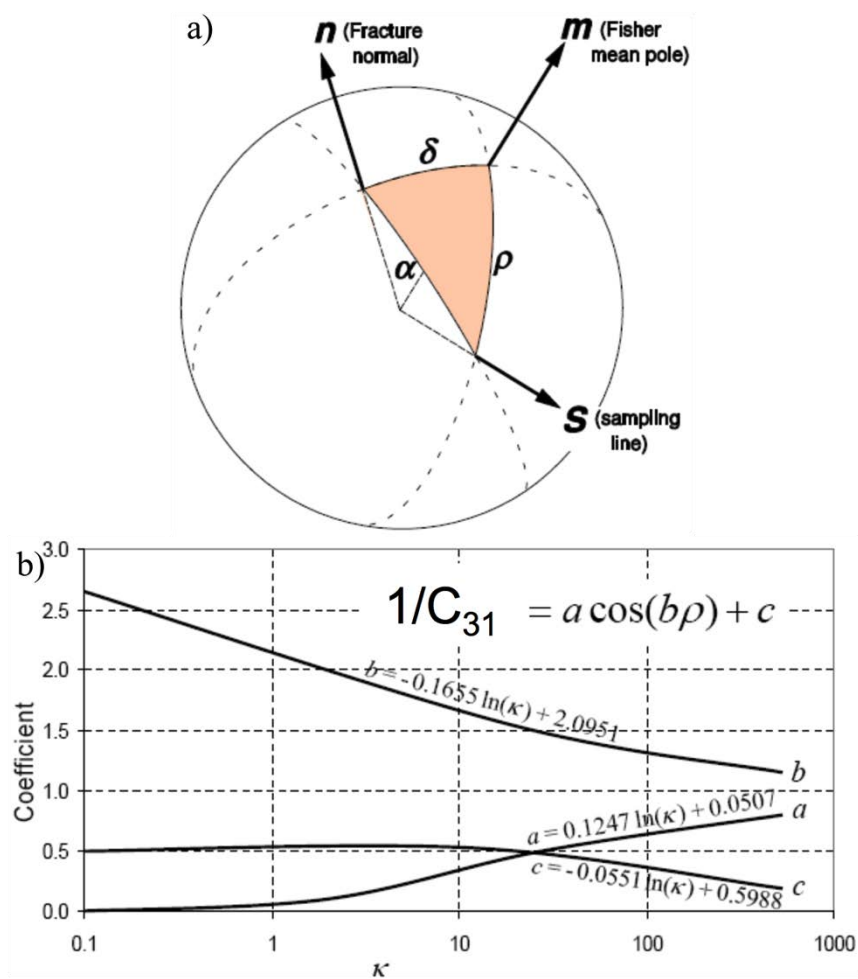


Figure 3.19 : a) représentation stéréographique des angles entre le pôle de fracturation principal m , d'une fracture de la famille d'orientation et du profil d'échantillonnage (Wang, 2005), b) abaque des coefficients a , b , et c pour le calcul du facteur C_{31} en fonction de la distribution de Fisher (Wang, 2005).

En plus de la correction de densité liée au passage du 1D vers la 3D, il convient également d'adapter la densité mesurée aux longueurs de fractures modélisées. En effet,

la densité des fractures dépend de l'échelle d'investigation puisque plus on inclue des petites fractures, plus on augmente la densité totale des fractures. Des études de microfracturation des lames minces montre des densités de fracturation autour de 1.10^5 frac/m² et de 10^3 - 10^4 frac/m² pour les échantillons, alors que les profils de fractures à l'affleurement donnent plutôt des valeurs de densité de 1-10 frac/m (*Ortega et Marret, 2000 ; Guerriero et al., 2011 ; Pearce et al., 2011 ; Tagaki et al., 2012*). Ainsi, la densité modélisée dépend de la longueur de la plus petite fracture que l'on souhaite modéliser, et de la distribution des longueurs des fractures dans la gamme de longueurs souhaitées qui va contrôler le nombre de fractures générées. Cette adaptation est ainsi traitée dans la section suivante.

3.3.1.2. La distribution des longueurs

Comme nous le verrons dans la description des résultats, ainsi que le démontre les nombreuses études dans les roches magmatiques et métamorphiques, la longueur des réseaux de fractures est, dans nos modèles définie selon une distribution qui suit une loi de puissance (section 2.3). Ainsi, suivant l'exposant de la loi de puissance, la densité des fractures peut être adaptée depuis l'échelle du terrain au modèle, quelque soit la gamme de longueur de fractures modélisées, tant qu'on est dans l'intervalle de définition de la loi (Figure 3.20).

Une fois les familles d'orientation, leur distribution autour du pôle principale d'orientation, et l'intensité 3D de chaque famille définie en fonction de la distribution de longueur des fractures, on peut alors générer une population de fractures qui sera statistiquement représentative du réseau analysé sur le terrain. Il reste à présent à définir le rapport de forme de ces fractures et leurs ouvertures, qui sont des paramètres qui ne sont pas disponibles à l'affleurement et qui sont définis dans les sections suivantes.

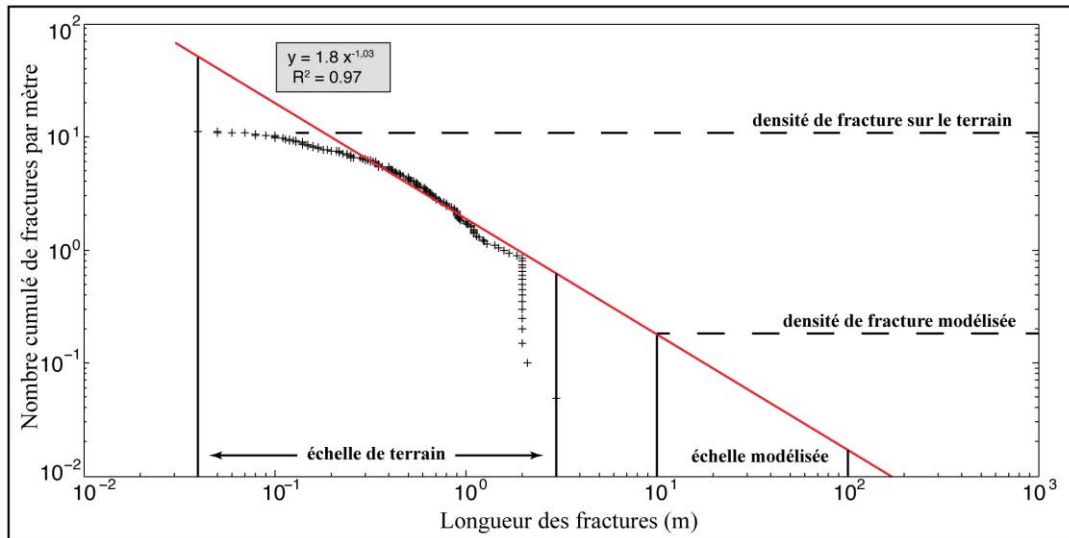


Figure 3.20 : distribution des longueurs de fractures représentées en nombre cumulé de fractures par mètre avec extrapolation des densités depuis l'échelle de terrain à l'échelle de modélisation.

3.3.1.3. La proportion longueurs/hauteur

Les fractures sont en général représentées dans les modèles 3D par des plans en forme de disque (*La Pointe et al., 2002 ; Sausse et al., 2010*) ou de rectangle (*Bisdorn et al., 2014*) comme c'est le cas avec le module FracMV. Dans les deux cas, ils sont alors définis par un rapport longueur/hauteur. Ce rapport a été beaucoup étudié pour les zones de failles, où il est admis que plus les failles sont importantes, plus le rapport longueur/hauteur augmente (section 2.2.1). Dans les formations sédimentaires, il est également reconnu que les strates peuvent limiter le développement en hauteur des fractures, et ainsi augmenter ce rapport (section 2.3). Malheureusement, peu de données sont disponibles pour le cas des roches magmatiques ou métamorphiques. Ainsi, il a été décidé d'utiliser un rapport L/H de 8/1 pour l'ensemble des modèles, conformément aux données d'Odling et al. (1999).

3.3.1.4. Les ouvertures

Enfin, il reste à définir l'ouverture des fractures qui est un paramètre déterminant pour les transferts hydrauliques. Deux types d'ouvertures sont distingués dans la littérature :

1) L'ouverture au sens structurale, qui est définie comme étant la distance entre les deux épontes de la fracture. Cette ouverture dépend notamment de la contrainte régionale et de la rugosité des deux plans. De nombreuses études définissent ainsi l'ouverture d'une fracture en fonction des aspérités des surfaces (*e.g. Sausse, 2002 ; Watanabe et al., 2015*). Généralement, la distance entre les deux plans de fracture suit une loi de puissance qui définit l'ouverture générale de la fracture, le coefficient de cette loi traduisant le degré de rugosité des surfaces.

2) L'ouverture hydraulique représente la largeur de la fracture qui permet la circulation des fluides (*Olsson et Barton, 2001*) (Figure 3.21). Elle est notamment fonction de la rugosité de surface des fractures mais aussi de la contrainte appliquée sur les plans de la fracture (*Sausse, 1998 ; Bisdorn et al., 2016*).

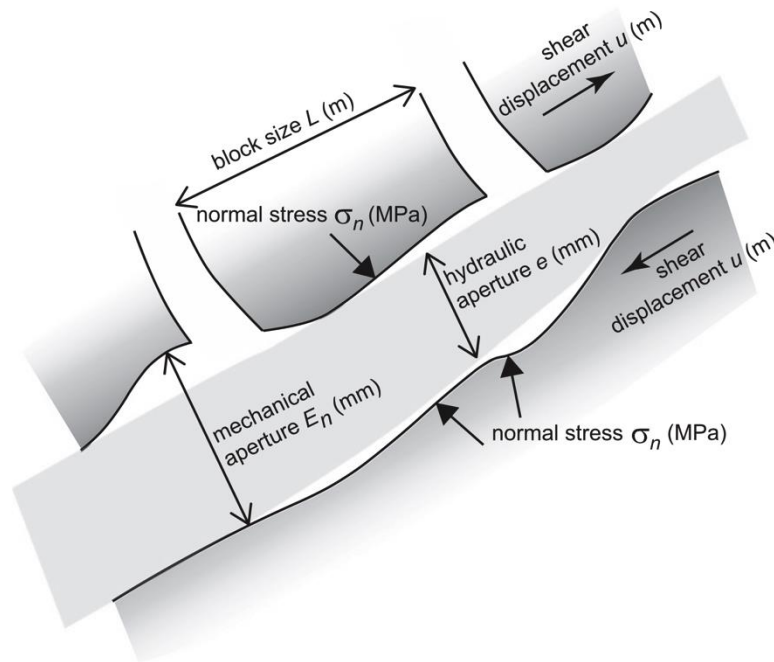


Figure 3.21 : schéma de la différence entre ouverture mécanique et ouverture hydraulique sur une fracture cisillante (*Bisdorn et al., 2016*).

Le lien entre l'ouverture mécanique et l'ouverture hydraulique n'est cependant pas évident à définir, d'autant plus que la modélisation statistique via FracMV ne prend pas en compte la complexité des plans de fractures. Ainsi, les ouvertures de fractures ont été définies pour cette étude comme étant proportionnelles à leur longueur, avec un coefficient qui varie de $L = 10^{-5}$ à $10^{-7} x$, où x est l'ouverture en fonction de l'orientation entre la contrainte locale et l'orientation des familles de fractures générées.

Une fois l'ensemble de ces paramètres définis, les différentes familles de fractures peuvent être générées dans le bloc 3D, de façon à être statistiquement représentatives des données de terrain (Figure 3.22). De ce réseau, les propriétés équivalentes sont calculées en chaque cellule du modèle, puis extrapolées à l'ensemble du bloc selon la méthodologie décrite dans la section suivante.

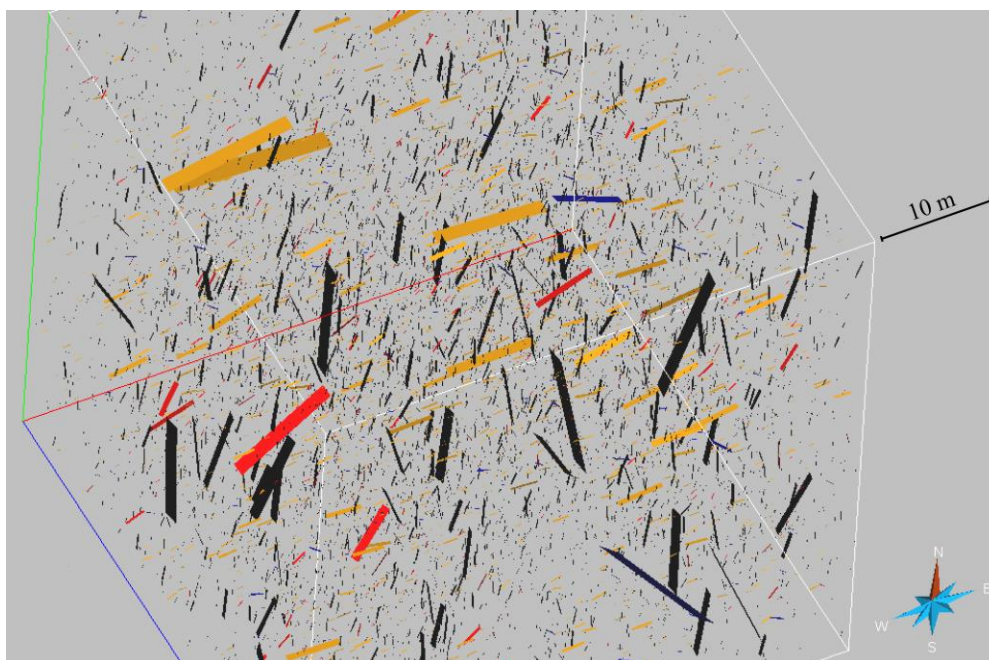


Figure 3.22 : exemple de réseau de fractures généré à partir des propriétés statistiques d'affleurement (seule une partie des fractures est représentée).

3.3.2. Les propriétés équivalentes

L'ensemble des fractures étant générées par famille d'orientation, FracMV permet de recalculer les propriétés du réseau en chaque cellule de la maille du modèle. Sont ainsi calculées les propriétés suivantes :

- 1) L'intensité de fracturation P32, qui, si elle représente la valeur P32 entrée par famille d'orientation sur l'ensemble de la grille, peut varier dans l'espace de la maille générée. Il est donc intéressant d'observer ces variations qui indiquent le degré de concentration des fractures dans certaines zones, de localiser les zones d'intersection de fractures, etc. Le calcul de cette intensité repose sur le calcul du volume total de fracture présent dans la maille, qui est la somme des volumes de chaque section de fracture présente dans la cellule.

2) La porosité de fractures, qui est la somme des volumes des polygones des fractures sur le volume de la cellule (Équation 3.19).

$$\phi = \frac{\sum V_{polygones}}{V_{cellule}}$$

Équation 3.19

3) L'ellipsoïde de perméabilité dans la cellule est construit à partir du tenseur de perméabilité créé par chaque fracture modulée par sa surface et sa transmissivité (Oda, 1985). Il en résulte la matrice de perméabilité selon l'équation 3.20, ainsi que les valeurs propres du tenseur de perméabilité. Dans nos modèles, la direction $K_x = K_{xx}$ a été définie comme horizontale et perpendiculaire à la faille modélisée, $K_y = K_{yy}$ comme horizontale parallèle à la faille et $K_z = K_{zz}$ dans la direction verticale.

$$\begin{pmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{xy} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{xz} & K_{yz} & K_{zz} \end{pmatrix}$$

Équation 3.20

3.3.3. La création du modèle de zone de faille

Pour observer les variations d'intensité P32, de porosité et de perméabilité du réseau de fractures dans les zones de failles, la méthodologie est ensuite répétée avec une variation des densités des fractures dans la zone de faille. Ainsi, la zone endommagée est simulée grâce à des variations des densités de fractures par rapport au DFN (Discret Fracture Modelling) qui représente la fracturation pervasive dans le massif et en fonction de la distance au cœur de faille. Ce procédé permet ainsi de créer une zone de faille anisotrope dont la perméabilité équivalente et la porosité de fracture évoluent au sein de la zone endommagée (Figure 3.23).

Ces propriétés sont ensuite intégrées dans un modèle géologique qui sera exporté dans Pumaflow[®]. Ce modèle géologique comprend trois couches (Figure 3.24) : 1) le socle et 2) la couverture sédimentaire, dans lesquelles les propriétés matricielles sont

issues de l'analyse pétrophysique et les propriétés de fractures sont issues des modèles DFN, 3) une éponte supérieure considérée comme peu perméable dont les caractéristiques sont issues de la bibliographie. Dans chaque couche, ces propriétés sont ainsi homogènes dans l'ensemble du modèle, excepté dans la zone endommagée où elles varient en fonction des résultats obtenus par les modèles de DFN et des mesures pétrophysiques.

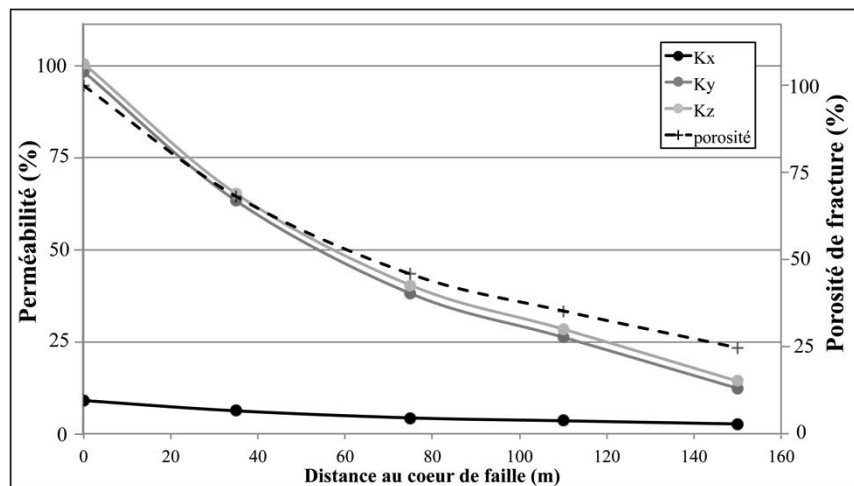


Figure 3.23 : exemple de graphique montrant l'évolution des perméabilités K_x , K_y , K_z et de la porosité de fracture d'après les DFN générés avec FracMV.

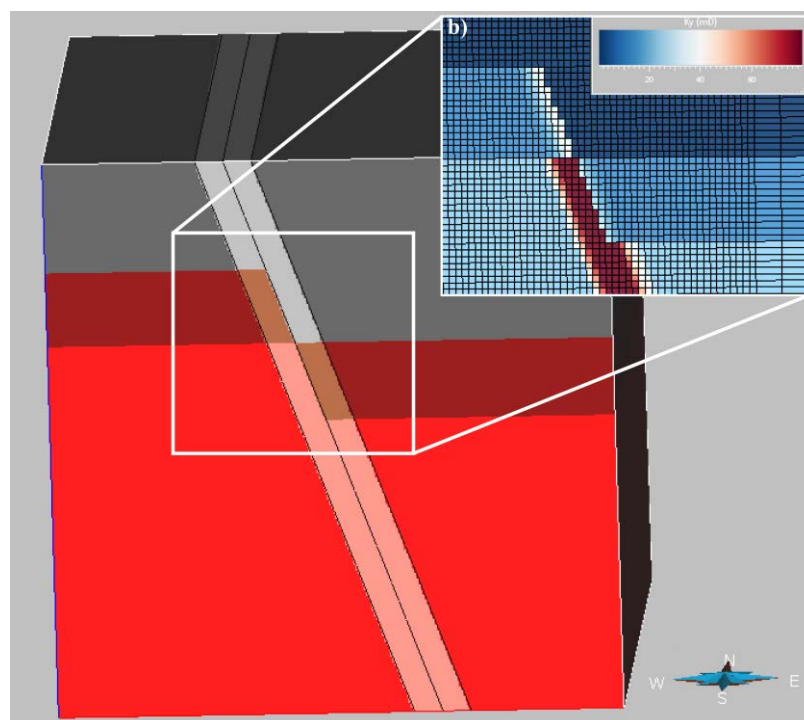
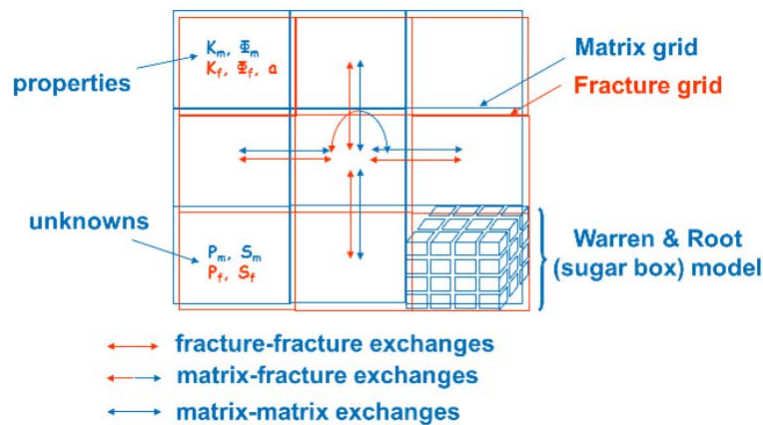


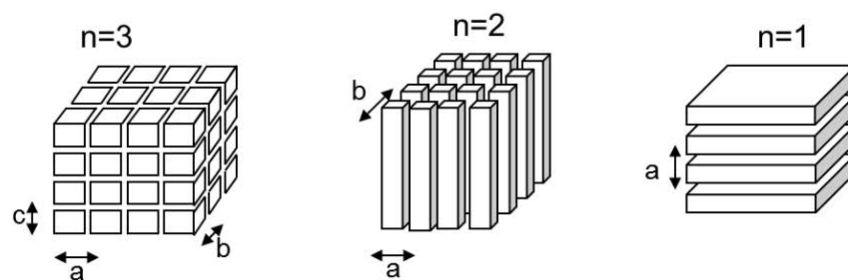
Figure 3.24 : modèle géologique d'une zone de faille avec sa zone endommagée dans lesquels sont rentrés les propriétés de matrice et de fractures, avec exemple de variation de la perméabilité K_y dans la zone de faille.

3.3.4. La modélisation de production géothermique

Une fois la grille des propriétés générée, elle est importée dans le logiciel Pumaflow[®], où les puits du doublet géothermique sont implantés dans la zone de faille et des simulations d'écoulement entre le puits producteur (qui pompe les fluides du réservoir) et le puits injecteur (qui réinjecte les fluides froids dans le réservoir) sont réalisées. La modélisation s'effectue en deux temps dont la méthodologie est détaillée dans cette section : 1) Une simulation du fonctionnement du doublet géothermique avec le débit souhaité sur une durée de 30 ans. 2) Un test de sensibilité des différents paramètres pour identifier quels paramètres ont le plus d'influence sur les résultats.



(a) Modèle Double porosité



(b) Représentations Warren & Root : boîte à sucre, allumettes et feuillets

Figure 3.25 : représentation schématique de la simplification du réseau de fractures montrant la répartition des propriétés matricielles et de fractures dans la modélisation implicite utilisées dans Pumaflow[®] (Delorme, 2015).

Pour cette phase de modélisation, les données issues du DFN transformées en propriétés équivalentes sont représentées par une ou plusieurs fractures dans chaque

maille du modèle Pumaflow[®]. Cette méthode de caractérisation implicite des réservoirs fracturés est introduite par Barenblatt et Zheltov, (1960) puis modifiée par Warren et Root, (1963) est considérée comme la plus efficace pour modéliser de façon simple les propriétés d'écoulements d'un réseau de fracture complexe (*Pathak et al., 2013*).

Ainsi, la maille est divisée selon la « taille de bloc » entrée dans le modèle d'épaisseur a, b et c (Figure 3.25). La perméabilité et la porosité de matrice est ainsi considérée dans chaque bloc, et les perméabilités et porosités de fractures dans les cheneaux formés entre ces blocs selon X, Y et Z. Les interactions entre la matrice et les fractures sont ainsi modélisées à l'interface entre les blocs et les cheneaux.

3.3.4.1. La modélisation du doublet géothermique

- Définition de l'état initial :

A ce stade, la géométrie des formations, de la zone de faille et les données de porosité et de perméabilité de matrice et de fracture ont été définies dans le modèle GoCAD[®]. Pour l'implantation des puits, les paramètres déterminants dans la définition du modèle sont (Figure 3.26) :

- La trajectoire des puits, qui doit définir la façon dont ils recoupent la faille ainsi que la profondeur à laquelle les puits entrent dans la zone de faille.
- La longueur du drain, c'est-à-dire la longueur d'échange entre les puits et le réservoir.
- La distance horizontale entre les drains du puits injecteur et du puits producteur qui est déterminant sur la longueur de roche traversée par les fluides entre les deux puits.

Aux propriétés de la roche attribuées dans GoCAD[®] sont également ajoutées les caractéristiques thermiques des formations, à savoir :

- 1) la conductivité thermique qui résulte des mesures effectuées dans cette thèse,
- 2) la capacité calorifique tirée de données de la bibliographie,
- 3) le gradient géothermique qui définit la température initiale du système en fonction de la profondeur,

4) la pression du réservoir qui dépend de sa profondeur et du régime de contrainte locale.

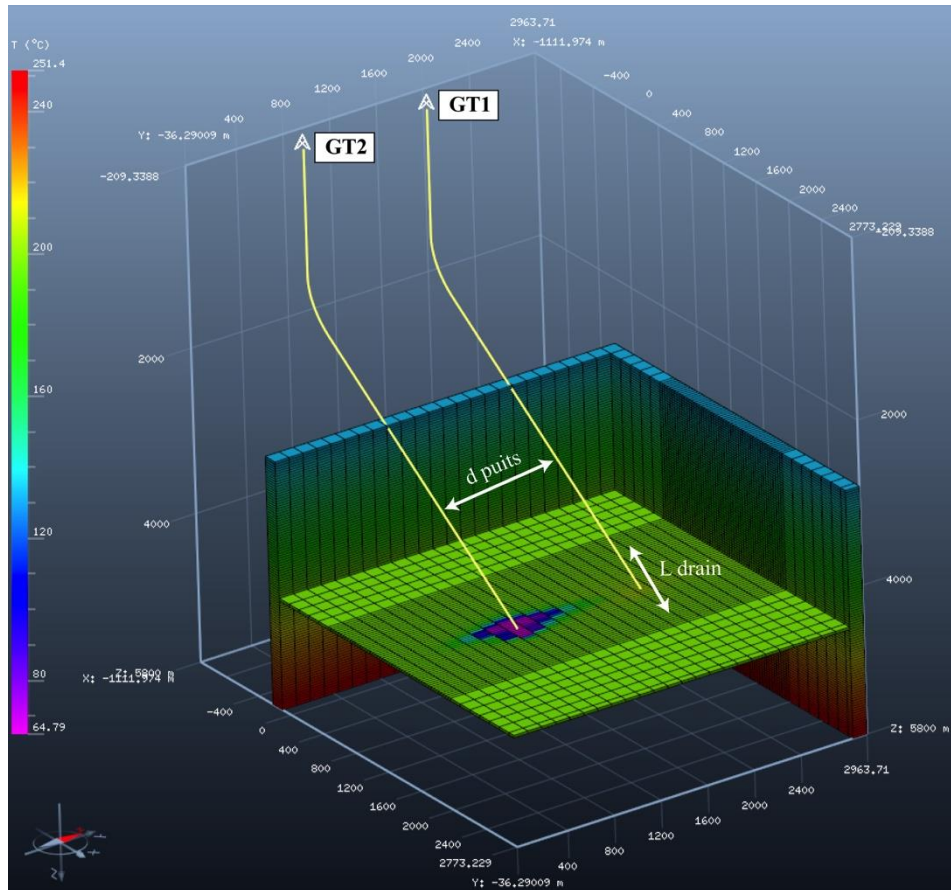


Figure 3.26 : instantané d'une simulation sur PumaFlow avec le modèle importé de Gocad montrant l'avancée de la bulle froide, avec la distance entre les puits et la longueur de drain. GT2 est ici le puits injecteur et GT1 le puits producteur.

Enfin, les propriétés du fluide qui circule au sein de la boucle géothermique sont également modélisées grâce aux données issues de la bibliographie :

- 1) la concentration en éléments dissous (TDS, en g.l^{-1}).
- 2) la densité du fluide, qui dépend de sa salinité, sa température et de la pression et qui varie donc au cours du temps.
- 3) sa viscosité qui dépend également de la salinité et de sa température.

- Modélisation :

L'ensemble des conditions initiales du modèle étant établi, la modélisation du fonctionnement du doublet peut démarrer. Il s'agit alors de définir les débits injecté et

prélevé, ainsi que la température de réinjection du fluide. La boucle géothermale créée est ensuite modélisée sur 30 ans, c'est-à-dire la durée envisagée d'exploitation de centrale géothermique en France. Cette simulation de l'exploitation du réservoir géothermique permet :

1) De définir le temps d'arrivée de la bulle froide, c'est-à-dire le moment où du fluide froid provenant du puits injecteur arrive au puits producteur. Ce temps d'arrivée conditionne directement la pérennité du doublet qui ne sera pas viable à long terme si le réservoir géothermique est trop refroidi.

2) De calculer le différentiel de pression, négatif dans le puits producteur et positif dans le puits injecteur, qui se forme entre les puits et le réservoir lors du fonctionnement de la boucle géothermique. De ce différentiel de pression dépend la puissance des pompes nécessaire pour prélever, ou réinjecter le fluide et conditionne la puissance en KWh utilisée par les pompes. Cette puissance représente la consommation d'énergie principale de la future centrale géothermique, et détermine donc directement la rentabilité de la centrale en fonction de la quantité d'énergie générée en contrepartie (*International Finance Corporation, 2013*).

3.3.4.2. Le test de sensibilité

En plus de la simple simulation de fonctionnement d'un doublet géothermique, l'objectif de l'étude est de déterminer quels paramètres influencent le plus l'avancée de la bulle froide et l'évolution du différentiel de pression. Pour ce faire, une étude des sensibilités aux différents paramètres est effectuée avec le logiciel CougarFlow[®]. Pour chaque paramètre entré dans le modèle, un facteur de variation est attribué en fonction de la variabilité des données tirées de la thèse (pour les perméabilités et porosités de matrice et de fractures, la conductivité thermique) ou de la bibliographie (pour les propriétés du fluide, la capacité calorifique des roches). Une série de simulation est ensuite lancée avec des paramètres qui varient en fonction du facteur de variation et d'une loi de distribution des paramètres.

Les variations des temps d'arrivée de la bulle froide et des différentiels de pression permet alors de définir quels sont les paramètres qui jouent un rôle majeur et ceux qui peuvent être négligés dans l'analyse du fonctionnement du doublet

géothermique (Figure 3.27). L'exemple de la figure 3.27 montre ainsi les influences des paramètres sur la température au puits producteur au bout de 30 ans. La valeur de la simulation avec les paramètres de base est la valeur indiquée par la barre verticale. Les barres horizontales traduisent les effets de chaque paramètre sur cette valeur, lorsque ceux-ci évoluent de -1 (valeur minimale obtenue) à +1 (valeur maximale obtenue) suivant la distribution modélisée.

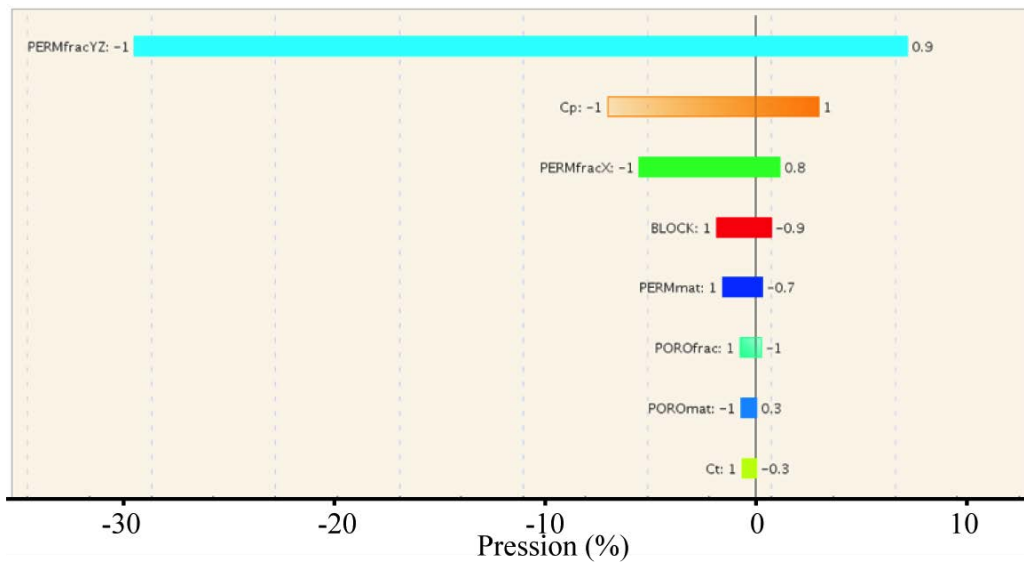


Figure 3.27 : exemple de diagramme montrant l'influence des différentes propriétés sur la température au puits producteur au bout de 30 ans d'exploitation.

Partie II : Les analogues de surface

Chapitre 1 : Le contexte géologique et structural

Le PER du Val de drôme et le PER de Strasbourg sont localisés dans la fosse de Valence et le fossé Rhénan, qui sont des bassins extensifs qui font partis du Rift Ouest Européen (ROE). Le substratum et l'interface avec la couverture sédimentaire de ces bassins sont les roches cibles pour l'exploitation géothermique. Des analogues de ce substratum affleurent sur les épaules des rifts : dans le Massif central pour la fosse de Valence, et dans les Vosges et la forêt Noire pour le fossé Rhénan. Ces massifs ont été principalement structurés lors de l'orogénèse hercynienne entre 380 et 300 Ma.

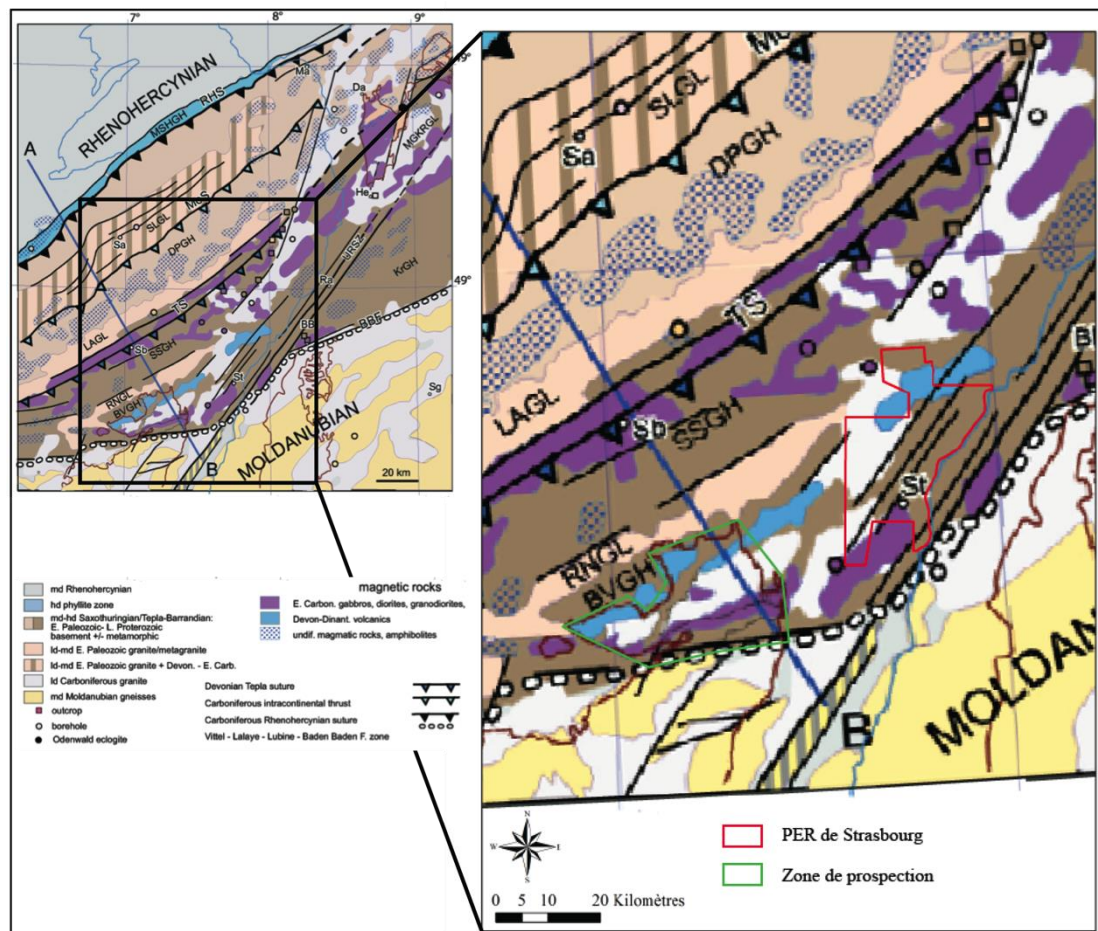


Figure 1.1 : interprétation des données magnétiques et gravimétriques à l'échelle régionale par Edel et Schulmann (2009) sur laquelle est localisée le PER de Strasbourg et la zone d'étude des formations analogues.

Dans le fossé Rhénan, les données aéromagnétiques et gravimétriques acquises à l'échelle régionale montrent que la continuité la plus probable du substratum sous le PER de Strasbourg est localisée dans les Vosges du Nord (Figure 1.1) (Edel et Schulmann, 2009). En conséquence, c'est cette zone affleurante qui a été sélectionnée pour l'étude d'analogue dans la zone.

Dans la fosse de Valence, le PER est localisé dans la zone de la faille bordière entre la fosse et le Massif central (Figure 1.2). Cette faille bordière localise la principale zone de déformation de la fosse, et a contrôlé l'effondrement dès la Cénozoïque (Bois, 1993 ; Mascle et al., 1996). De plus, la continuité des failles NE-SW appartenant au système de failles de la Voulte et des Cévennes, observées sur les acquisitions sismiques anciennes, affleure dans l'est du Massif central (Gudefin et al., 1977). Ce système de failles est visé par les projets de forages de Fonroche Géothermie, et c'est donc la bordure est du Massif central où ces failles affleurent qui a été sélectionnée pour l'étude d'analogie.

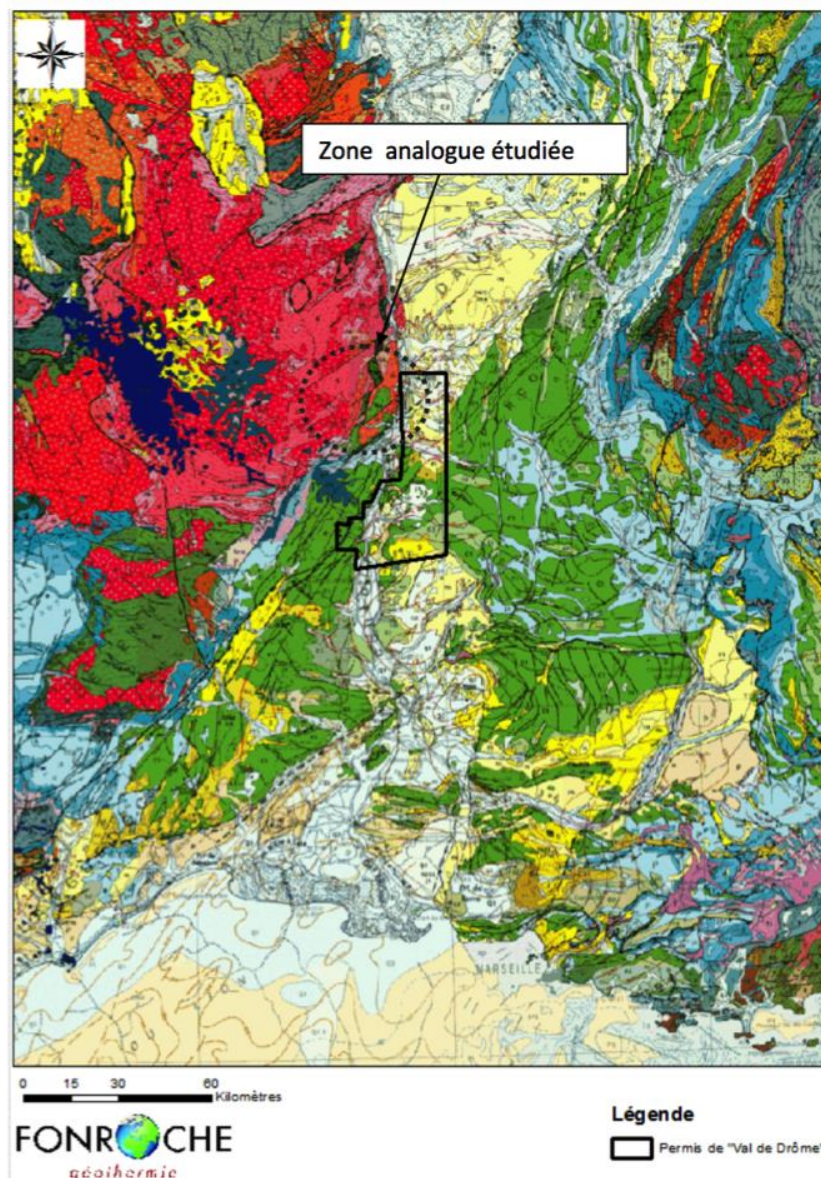


Figure 1.2 : représentation du PER de Val-de-drôme sur la carte géologique au millionième. La zone d'étude de Valence représente l'extrême Nord du PER.

Dans un premier temps, l'histoire de la chaîne hercynienne va être brièvement résumée, afin de définir les domaines du socle qui font l'objet de l'étude d'analogie dans les deux zones étudiées. Les différents épisodes tectoniques marquants après la formation de la chaîne vont ensuite être présentés, depuis l'extension post-orogénique, l'ouverture de l'Atlantique et la formation de la chaîne alpine jusqu'à l'histoire tectonique du ROE. Enfin, les cartes géologiques simplifiées des deux zones d'études qui serviront de base pour l'étude structurale et pétrographique vont être présentées.

1.1. L'orogénèse Hercynienne

La chaîne Hercynienne s'étend en Europe du massif de Bohême jusqu'à la péninsule ibérique (*Matte, 1986*). Cette orogénèse témoigne du rapprochement entre 3 supercontinents : Laurentia, Baltica et Gondwana (Figure 1.3a). Cette chaîne est le résultat d'une série d'évènements tectoniques complexes entre des phases d'extensions, de subductions et de collisions durant le Paléozoïque (*Matte, 2001; Nance et al., 2010; Guy et al., 2011; Lardeaux et al., 2014*). Se succèdent ainsi la fermeture de l'océan Iapetus entre Laurentia et Baltica, et la création de différents microcontinents (Armorica, Avalonia, ...) qui se séparent du Gondwana (*Austran et Cogné, 1980; Bard et al., 1980; Paris et Robardet, 1990; Van der Voo, 1993; Cocks, 2000; Franke, 2000; Robardet, 2003; Von Raumer et al., 2003*). On a ainsi la formation de l'océan Rhéic durant l'Ordovicien Moyen entre Avalonia et Armorica, puis du bassin saxothunringien entre Armorica et Gondwana au Silurien Moyen, avant la fermeture complète au Carbonifère (Figure 1.3b).

Quatre grands domaines lithotectoniques sont ainsi identifiés dans les massifs où les vestiges de l'orogène affleurent, du Nord vers le Sud (Figure 1.4a) :

1) Le domaine rhénohercynien est composé du socle cadomien et avalonien surmonté de sédiments dévoniens et de basaltes type MORB qui sont les vestiges de l'océan rhénohercynien (*Franke, 1995*).

2) Le domaine saxothuringien est composé d'un socle cadomien surmonté de sédiments Paléozoïque qui sont les vestiges de l'océan cambro-ordovicien (*Bowes and Aftalion, 1991; Kemnitz et al., 2002*).

3) Le domaine teplà-Barrandien a plusieurs fragments de socle néo-protérozoïque et des sédiments néo-protérozoïques à paléozoïques (*Skrzypek et al., 2014*).

4) Enfin, le domaine moldanubien est la racine métamorphique de la chaîne (Schulmann *et al.*, 2009).

Localisés principalement dans le domaine saxothuringien, d'importants massifs magmatiques mis en place au dessus de la zone de subduction du bassin rhénohercynien sous le domaine saxothuringien sont également présents et regroupés sous le nom de Mid-German Crystalline Rise (Franke, 2000 ; Anthes et Reischmann, 2001)

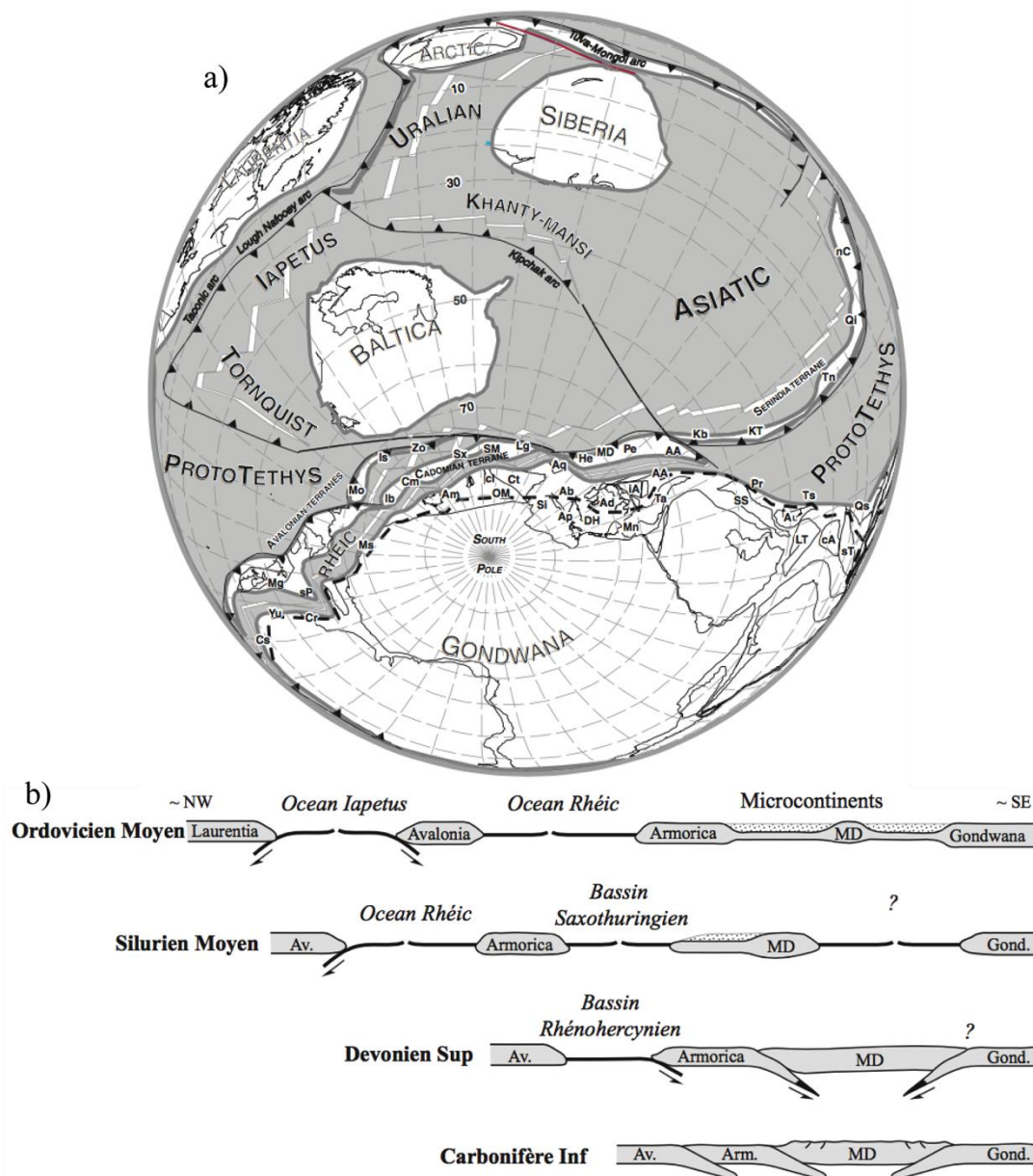


Figure 1.3 : a) reconstitution paléogéographique des différents continents au début du rapprochement entre Laurentia, Baltica et Avalonia (Stampfli *et al.*, 2002a) b) coupes schématiques d'évolution globale des continents jusqu'à la formation de la chaîne Hercynienne (modifiées par Tabaud, 2012, d'après Tait *et al.*, 2000, Winchester *et al.*, 2002 et Cock et Torsvik, 2002).

Ainsi, le Massif central est pleinement localisé dans le domaine moldanubien, tandis que les Vosges du Nord sont aux limites entre le domaine moldanubien, la terminaison du domaine teplà-barrandien et du domaine saxothuringien (Figure 1.4b).

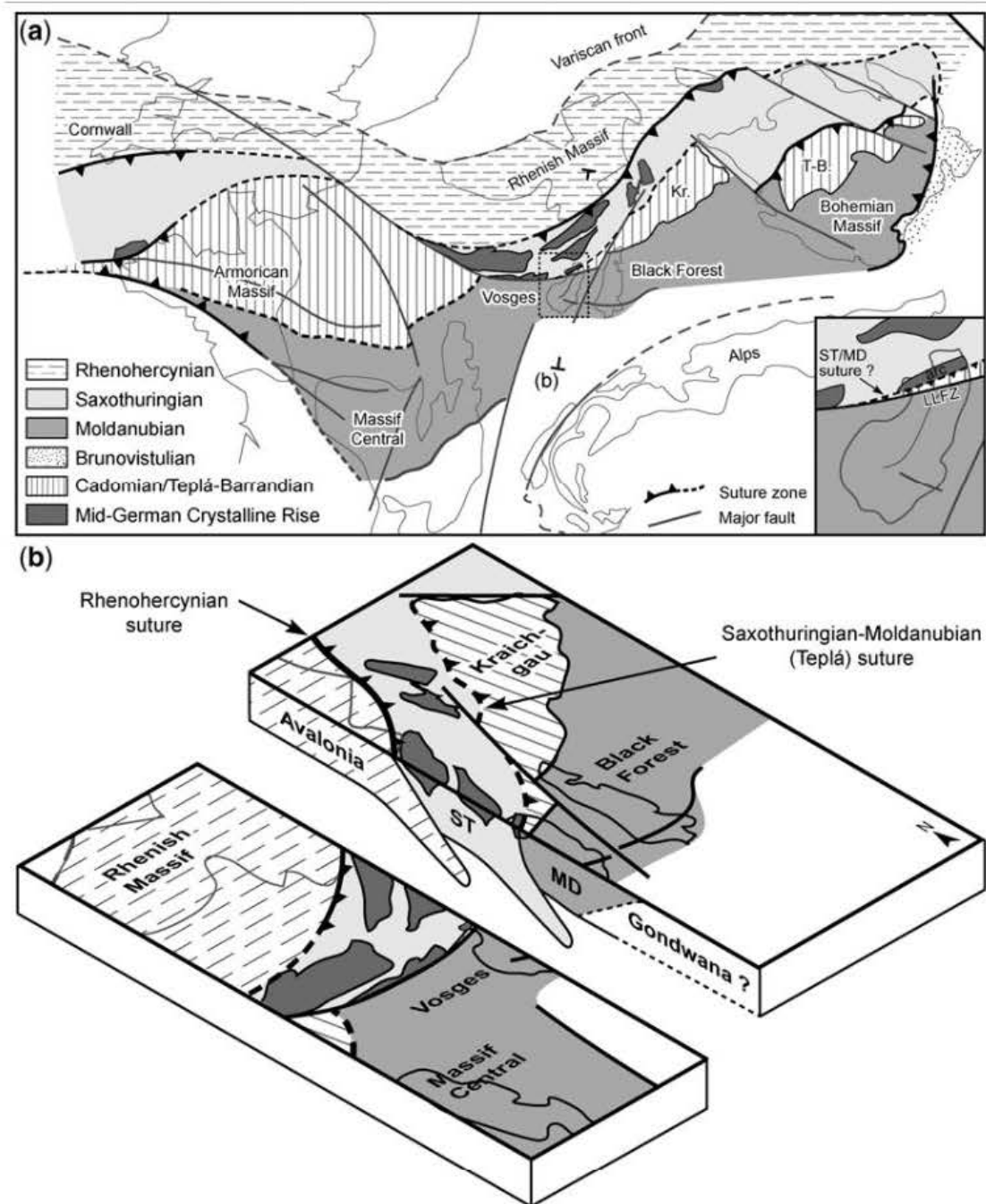


Figure 1.4 : a) carte des différents domaines lithotectoniques en Europe centrale (modifié par Skrzypek et al., 2014, d'après Edel et Schulmann, 2009), b) Coupe schématique N-S des domaines Hercynien au niveau des Vosges (Skrzypek et al., 2014).

1.2. L'extension post-orogénique

1.2.1. La fin de l'orogénèse

La collision avec une direction de raccourcissement N-S crée dans la croûte supérieure une série de décrochements conjugués NW-SE dextre et NE-SW sénestre, ainsi que des chevauchements ENE-WSW à E-W (*Mattauer, 1973 ; Arthaud et Matte, 1975*). C'est pendant cette période que se forment notamment les grands décrochements de type « Sillon-Houiller » et le décrochement Cher et Loire dans le Massif central ou le couloir de Kreuzweg et la zone de faille de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges. Ces décrochements et cisaillements contrôlent notamment la mise en place de granites tardi-hercyniens comme les granites de Kreuzweg et de Sainte-Marie-aux-Mines (*Lagarde et al., 1992 ; Elsass et al., 2008 ; Tabaud, 2012, Skrzypek et al., 2014*).

Au Pennsylvanien et au début du Permien, les mouvements lithosphériques de la collision entre la Laurentia et le Gondwana induisent une rotation de la partie sud de la chaîne hercynienne et une rotation de la contrainte compressive de N-S à E-W (*Carreras et Druguet, 2014 ; Denèle et al., 2014 ; Edel et al. 2014*). Dans le centre de l'Europe, cette rotation crée des zones d'extension locales et forme une série détritique au Pennsylvanien. Ces bassins sont peut-être houillers et sont contrôlés par une forte activité tectonique qui leur donne un allongement préférentiel ENE-WSW (*Sittler, 1965 ; Roland, 1971, Illies, 1972 ; Schumacher, 2002*) (Figure 1.5). Parmi ces bassins sont notamment reconnus pour leurs gisements de charbons le bassin de Saar-Lorraine (*Pryvalov et al., 2015*), le bassin de Saint-Etienne (*Malavieille et al., 1990*) ou encore le bassin d'Autun dans le Sud des Vosges (*Carasco, 1987 ; Châteauneuf et Geneviève, 1989*).

1.2.1. La formation des bassins permien

Au Permien, la géodynamique devient clairement extensive et est toujours accompagnée d'une forte activité tectonique (*Schumacher, 2002 ; Praeg, 2004 ; Wilson et al., 2004 ; Ziegler et al., 2006*). Cela engendre la création d'une série de bassins qui sont compartimentalisés par des failles principalement NW-SE et NE-SW où sédimentent les

produits de l'érosion de la chaîne hercynienne. En France, ces bassins affleurent au nord-ouest avec le bassin de Carentan, dans les Vosges et dans le Massif central ainsi que dans ce qui deviendra les chaînes alpines et pyrénéennes (Figure 1.5). Le bassin du nord-ouest a des similarités structurales avec ceux de l'Angleterre, avec notamment la présence de carbonates qui sont absents dans les autres bassins français (*Châteauneuf et Geneviève, 1989*). Dans les Vosges et le Massif central, ces bassins sont principalement localisés le long des accidents tectoniques hercyniens réactivés. Ils sont principalement composés de sédiments silicoclastiques associés à d'importants édifices volcaniques.

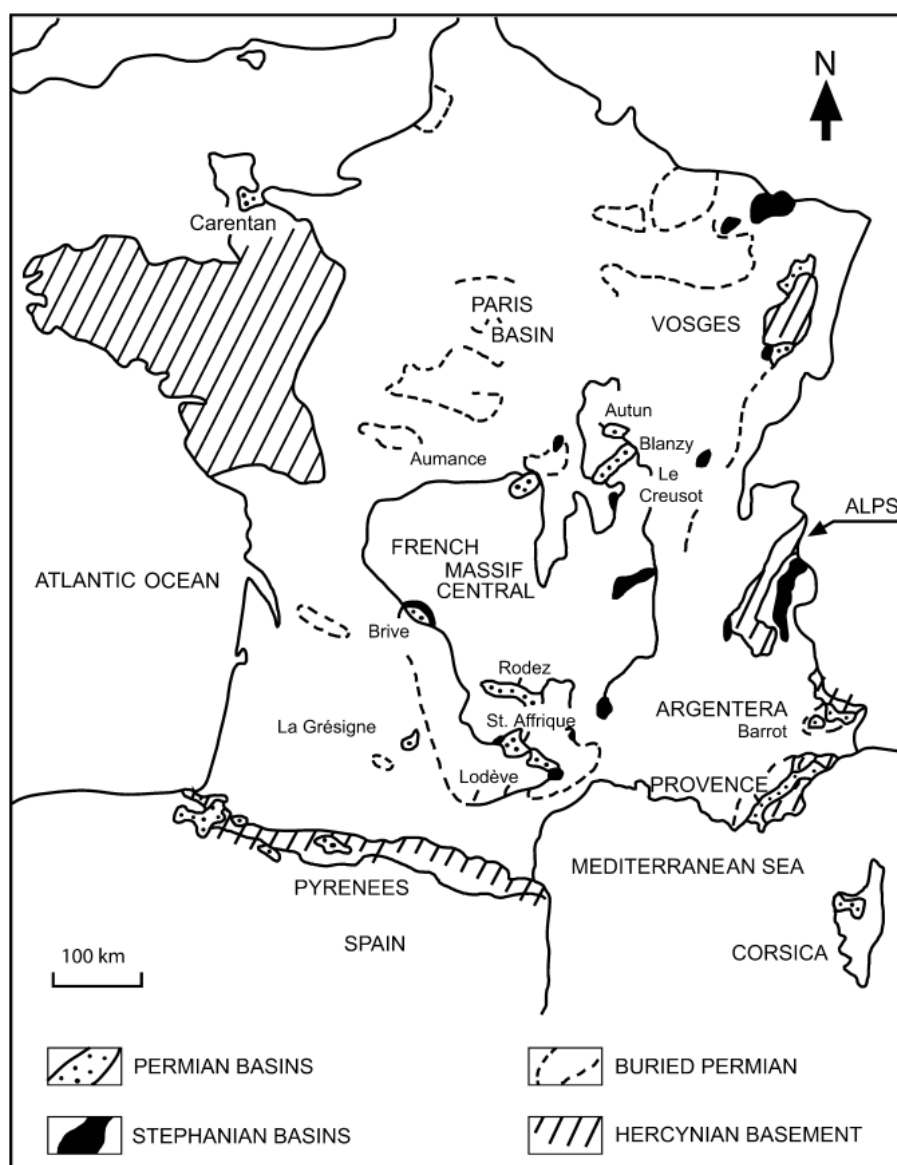


Figure 1.5 : carte de localisation des bassins pennsylvaniens (stéphaniens) et permien en France (McCann et al., 2006).

1.3. L'histoire mésozoïque

Au Trias, la sédimentation se généralise sur le continent européen grâce à une subsidence à grande échelle (*Guillocheau et al., 2000; Sissingh, 2001; Ziegler et al., 2006*), liée au rééquilibrage thermique post-orogénique et à l'ouverture de l'océan Néothétys. Se forme alors le bassin Germanique au niveau de l'avant-pays de la future chaîne Alpine, et qui s'étend de l'est de la France jusqu'en Pologne (*Gall et al., 1977; Courel et al., 1980; Bourgeois et al., 2007*). Dans ce bassin se déposent les produits de l'érosion des reliefs de la chaîne, où la sédimentation est d'abord en majorité conglomératique et gréseuse, avant de s'organiser en un vaste réseaux fluviale et d'évoluer peu à peu vers des faciès plus fins (*Durand et al., 1994; Sissingh, 2001; Péron et al., 2005; Bourquin et al., 2006*) (Figure 1.6). A partir du Trias Moyen, la sédimentation devient progressivement marine et devient plus carbonatée (*Durand et Jurain, 1969; Sittler, 1985*).

Dans le domaine alpin se développe une nouvelle phase de rifting au Trias qui engendre l'ouverture de l'océan Ligure durant le Jurassique (*Steiner et al., 1998*). Sa formation est reconnue par la présence d'Ophiolites dans les Alpes (*Stampfli et al., 2002b*). A partir de l'Albien, le mouvement de la plaque africaine vers la plaque européenne entraîne la subduction vers le Sud puis la fermeture de l'océan. Au Trias Supérieur, le bassin de Paris-Bresse-Jura s'individualise du bassin Germanique du fait de la poussée alpine (phase Hardegsen) (*Bourquin et Guillocheau, 1996*). Au Jurassique, des dépôts carbonatés marins de type plateforme continentale en connexion avec l'océan Ligure se déposent alors dans le bassin.

Au début du Crétacé, une nouvelle phase de rifting démarre entre l'Amérique et l'Europe et engendre l'ouverture de l'Atlantique Nord à partir de l'Aptien (*Srivastava et al., 1990; Olivet, 1996*). Cette phase de rifting entraîne un ralentissement de la subsidence dans la bassin de Paris dès le début du Crétacé (*Illies, 1972; Walter, 1995; Geyer et Gwinner, 1995*). La sédimentation continue néanmoins dans les bassins Parisien et Aquitain. Dans la zone du future fossé Rhénan, cela entraîne l'érosion des sédiments jusqu'à ceux du Jurassique Supérieur, la présence des dépôts crétacés avant cette phase d'érosion étant toujours sujet à débat (*Ziegler, 1992; Guillocheau, 2000; Schumacher, 2002; Dresmann et al., 2010; Rotstein et al., 2005; Böcher et Littke, 2016*).

Dans le sud-est de la France, les dépôts marins sont progressivement déplacés vers l'est, par phases successives au Jurassique et au Crétacé, lié à la contraction progressive des bassins sub-alpins par le régime globalement compressif. Ce régime crée des mouvements décrochants sur les failles NE-SW, créant des zones fortement subsidentes (*Debrand-Passard, 1984 ; Roure et al., 1994 ; Ferry et Grosheny, 2013*). Au Barrémien, le fossé Vocontien, de direction globalement E-W se développe et accomode une partie de cette subsidence (*Masclé et al., 1996*).

A la fin de l'Eocène, le début de la collision continentale dans le domaine alpin a lieu et débute la période de rifting Ouest Européen détaillé dans la section suivante (*Vergés et al., 2002 ; Dèzes et al., 2004*).

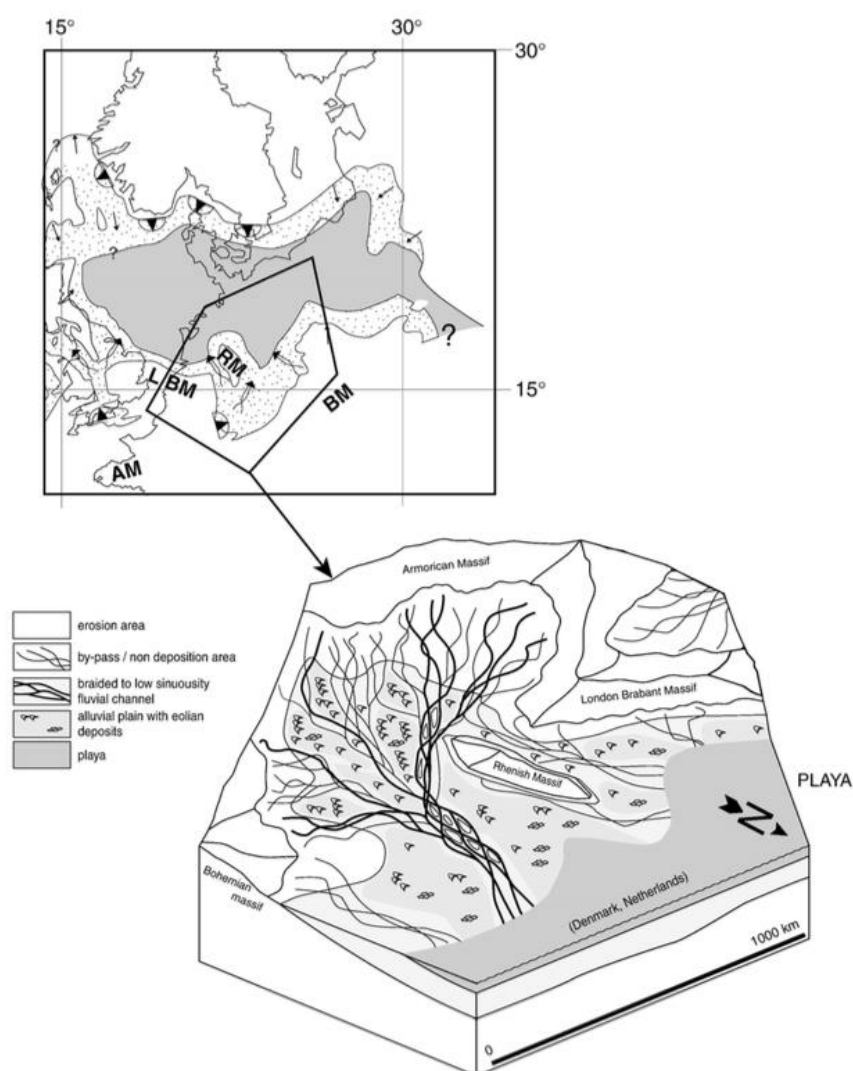


Figure 1.6 : reconstitution paléogéographique de la partie Sud du bassin germanique avec représentation des paléo-environnement de dépôt (*Bourquin et al., 2006*).

1.4. Le Rift Ouest Européen.

En réponse à la compression alpine, la phase de rifting à l'origine de la formation des bassins tertiaires en France débute à la fin de l'Eocène (*Bourgeois et al., 2007; Edel et al., 2007; Ford et al., 2007*). La compression N-S engendre une phase d'extension qui est d'abord E-W, qui démarre au niveau du fossé Rhénan et qui s'étend progressivement vers le nord et le S (*Illies, 1972; Merle and Michon, 2001; Schumacher, 2002; Bourgeois et al., 2007*), grâce notamment à des zones de transferts obliques de direction ENE-WSW (*Illies, 1972; Roussé, 2006*). La géométrie de la fosse de Valence et du fossé de Rhénan sont détaillés ci-après.

1.4.1. La fosse de Valence

La fosse de Valence est la partie centrale du Graben de la vallée du Rhône qui s'est formé dans l'avant-pays ouest des Alpes lors de la phase de ROE. Dans cette zone, la compression alpine crée une discordance majeure avec l'érosion des sédiments tertiaires pré-rift (*Bois, 1993*). Les premiers dépôts syn-rift sont datés du Lutétien et sont localisés dans de petits bassins peu profonds, l'extension E-W contrôle alors la subsidence dans la partie nord du bassin (fossé de Bresse) (*Sissingh, 2001*). Au sud, la compression pyrénéenne N-S réactive les failles NE-SW des Cévennes et de Nîmes en décrochement sénestre et contrôle l'extension (*Arthaud et Séguret, 1981; Bergerat, 1987; Mauffret et Gennesseaux, 1989*).

A l'Oligocène, les différents segments du rift sont contrôlés par la compression pyrénéenne N-S qui engendre une extension E-W générale (*Arthaud et al., 1981; Roure et al., 1992; Dèzes et al., 2004*). Au Miocène, la compression se réoriente dans la direction NE-SW du fait de la poussée pyrénéenne dans la fosse de Valence (Figure 1.7). Les failles extensives oligocènes de direction N-S sont alors scellées par les dépôts burdigaliens (*Philippe et al. 1998*).

A la fin du Miocène, la collision alpine reprend le dessus et engendre la compression NW-SE qui marque l'arrêt de la subsidence dans la fosse de Valence, et est également la cause de l'inversion du bassin de Paris (*Ziegler, 1990*). Durant le Pliocène et le Quaternaire, les failles normales N-S du bassin ne sont réactivées que de façon très

mineure (Blèss et Gros, 1991). L'ensemble des sédiments tertiaires ont ainsi une épaisseur de 2000 m dans la zone de Valence, le long de la faille bordière du fossé où la déformation maximale est enregistrée (Bois, 1993 ; Mascle et al., 1996).

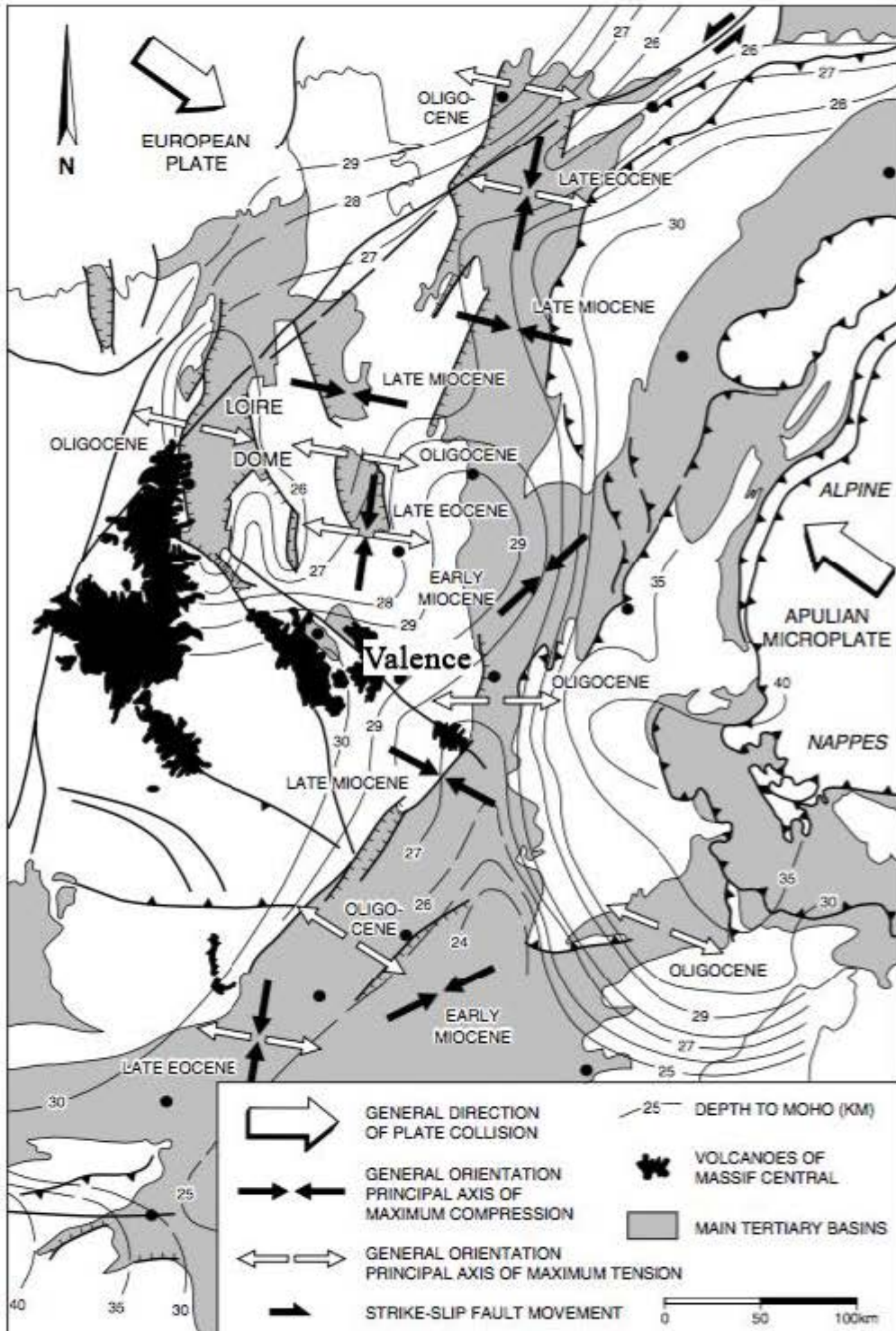


Figure 1.7 : carte de synthèse des contraintes tectoniques et des épanchements volcaniques dans l'avant pays ouest des Alpes, de la fin de l'Eocène à la fin du Miocène (Sisingh, 2001).

1.4.2. Le fossé Rhénan

L'ouverture du fossé Rhénan démarre dès la fin de l'Eocène par la création de bassins locaux formés par des dépôts-centres associées à des failles N-S (*Schumacher, 2002 ; Sissingh, 2003*). Durant l'Oligocène, la sédimentation s'étale sur l'ensemble du fossé actuel avec des vitesses d'extension et de subsidence maximale qui seraient à la fin de l'Oligocène (*Illies, 1972; Roussé, 2006*). Au Miocène, la contrainte extensive E-W connaît une rotation du fait de la poussée alpine, ce qui marque la transition d'une l'extension pure à un mouvement décrochant (*Edel et al., 2007*). Ce mouvement se localise dans des zones de transferts dont l'orientation ENE-WSW est héritée du socle hercynien sous-jacent, et crée des décalages dextres le long de ces structures (*Schumacher, 2002 ; Roussé, 2006*) (Figure 1.8). La subsidence décroît ainsi à partir de la fin du Miocène et du début du Pliocène, jusqu'à créer des zones d'érosion dans certaines parties du fossé (*Laubscher, 1992 ; Philippe et al., 1996; Becker, 2000*). Dans le sud du fossé, la poussée alpine engendre un uplift dès la fin du Miocène, voir avant, qui continue durant le Pliocène.

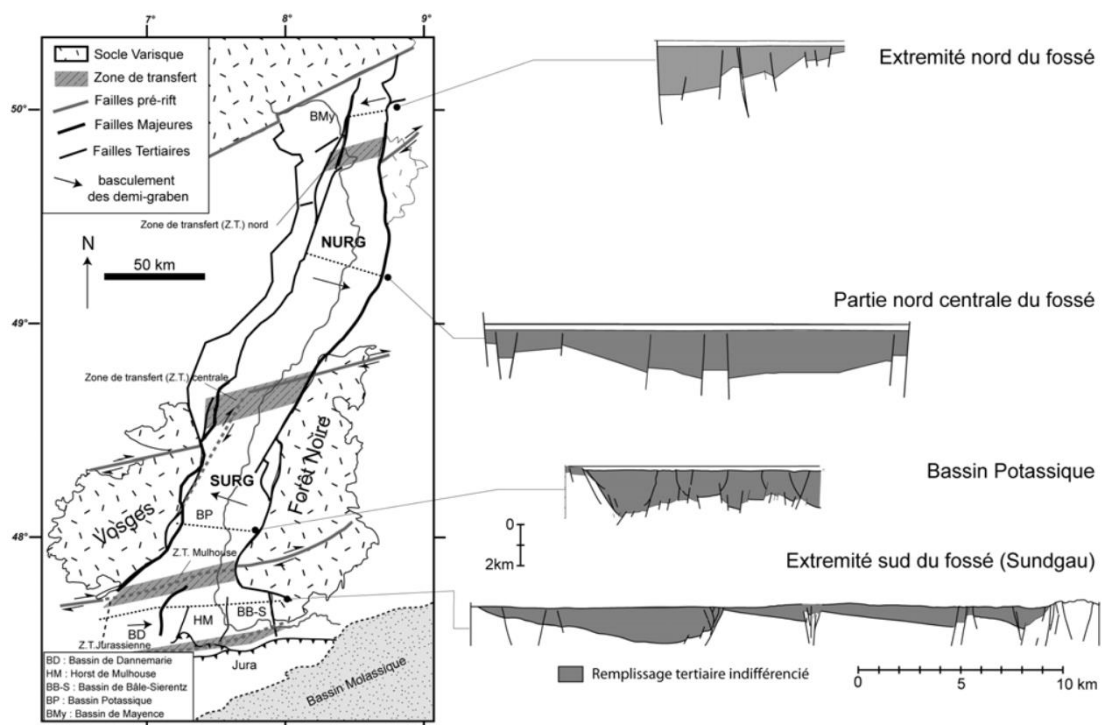


Figure 1.8 : localisation des zones de transferts tectoniques dans le fossé Rhénan et coupes transversales du bassin montrant le basculement des blocs pré-rift de sens opposé entre le Nord et le Sud (Roussé, 2006).

Du fait de la compartimentalisation de la déformation à partir du Miocène, la structure profonde du fossé est disymétrique entre le Nord et le Sud (Figure 1.8). Dans la partie nord, la subsidence maximale est du côté de la bordure ouest, et le phénomène s'inverse dans la partie centrale. Au sud, la vergence des failles qui accomodent le plus de déformation est vers l'ouest, et les zones de subsidence maximale localisées sur les bords est des différents blocs structuraux (*Brun et al., 1992 ; Roussé, 2006*).

L'extension liée au rifting est accompagnée de volcanisme depuis les phases d'initiation du rift jusqu'au Miocène. Ces édifices volcaniques se mettent en place à la fois dans et en dehors du fossé (Kaiserstuhl, Vogelsberg) (*Jung, 1999 ; Keller et al., 2002*).

1.5. Présentation des zones d'étude

Les formations ciblées sur les deux zones d'études sont les roches analogues du substratum de la fosse de Valence au niveau de la bordure du Massif central ardéchois et du fossé Rhénan dans les Vosges du Nord. Les unités de socles affleurants dans ces zones, ainsi que la couverture sédimentaire directement surincombante à ces unités sont détaillés ci-après.

1.5.1. L'analogie de terrain en Ardèche

Comme nous l'avons vu précédemment, l'ensemble du Massif central fait parti du domaine moldanubien. Dans la zone d'étude, les lithologies du socle sont regroupées en 3 unités (*Faure et al., 2009 ; Lardeaux et al., 2014*) (Figure 1.9):

1) L'unité des gneiss supérieurs qui est une association de roches mafiques à ultramafiques (basaltes, gabbros, péridotites) et acides (rhyolites, granites, tuffs) aussi connu sous le nom de « complexes leptyno-amphibolitique » (*Forestier 1963; Santallier et al. 1988*). L'ensemble a un protolithe d'âge Cambro-Ordovicien et a en partie subi un métamorphisme prograde de haute pression jusqu'à la très haute pression vers 415 Ma lié à la subduction (*Pin et Lancelot, 1982; Ducrot et al., 1983; Paquette et al., 1995*). Il est

suivi d'une décompression rapide qui engendre de la fusion partielle datée à 385 - 375 Ma (*Mercier et al. 1991; Faure et al. 2008*).

2) L'unité des gneiss inférieurs est composée de pélites, greywackes, rhyolites et granites avec un protolithe Cambro-Ordovicien métamorphisés dans le faciès amphibolites. Ils ont subi une fusion partielle durant le Carbonifère ainsi qu'un métamorphisme de type barrovien d'âge différent suivant les localisations dans le Massif central (*Burg et al. 1984, 1989*).

3) Les granites carbonifères, qui sont composés de deux faciès : un granite calco-alacrin daté à 337 ± 13 Ma (*Batias, 1979*) et un leucogranite. Ces granites sont les précurseurs de la formation du dôme de Velay, important massif granitique mis en place au Westphalien (*Ledru et al., 2001*) (Figure 1.9).

1.5.1.1. L'Unité Supérieure des gneiss (USG)

Dans la zone d'étude, l'Unité Supérieure est principalement composée de gneiss à bancs plus ou moins fins de quartz-plagioclases et biotites-muscovites au centre du synforme de l'Alboussière qui est recoupé et décalé de façon dextre par des failles NE-SW (Figure 1.10). Sur les parties externes, la composition de gneiss devient plus variée, avec des bancs plus ou moins grenus et la présence d'orthose et de sillimanite, avec des amphibolites et des leptynites à compositions variables qui viennent s'intercaler (*Bornand et al., 1977*). Sur le flanc ouest, un granite à biotite vient s'insérer au contact du synforme et des migmatites du Velay.

1.5.1.1. L'Unité Inférieure des Gneiss (UIG)

L'Unité Inférieure affleure dans le synforme de Bruzac et est principalement composé de schistes et de micaschistes à composition variable marquées par la chlorite, la muscovite, le quartz et l'albite. Des gneiss et des leptynites s'intercalent entre la bordure du synforme et les granites surincombants (Figure 1.10).

Un second massif affleure en tête du bloc limité par la faille de La-Voulte-sur-Rhône, qui les met au contact avec des séries Jurassiques, et par une faille NW-SE près

de Saint-George-les-Bains (Figure 1.10). Il est dominé par une composition gneissique même si des passées plus schisteuses sont également décrites (Bornand et al., 1977).

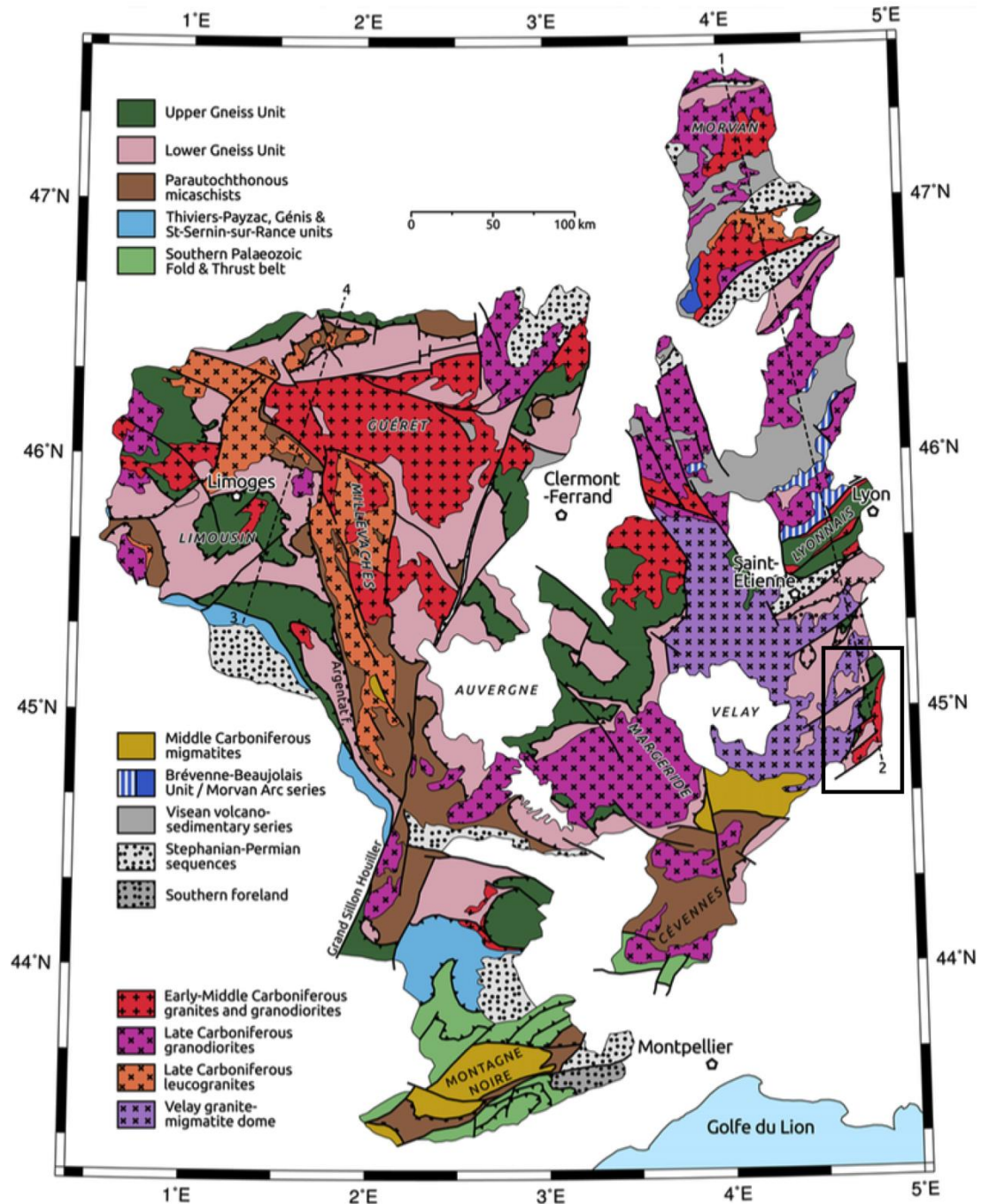


Figure 1.9 : carte simplifiée du Massif centrale qui représente les grandes unités lithotectoniques du socle moldanubien (Lardeaux et al., 2014).

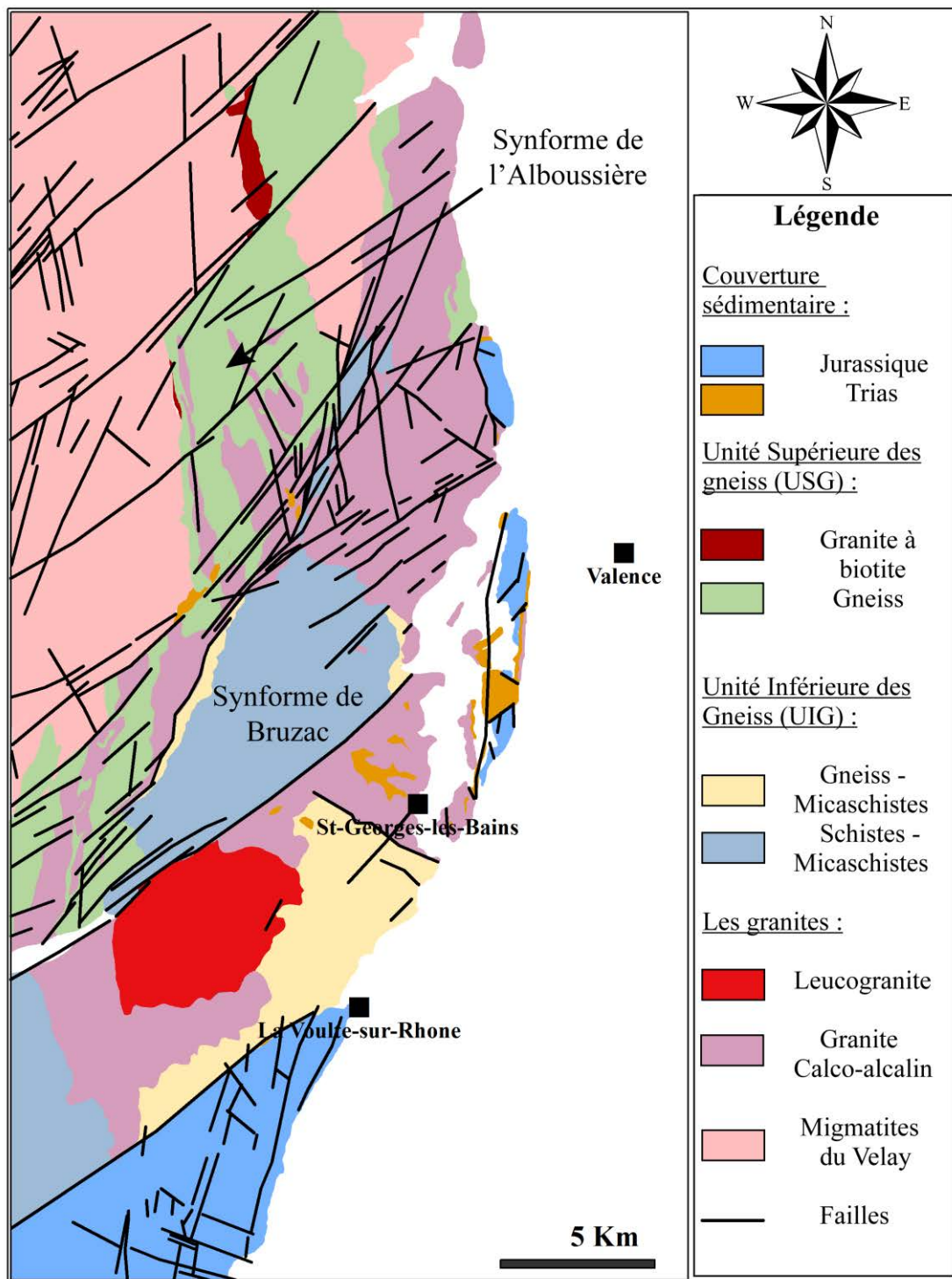


Figure 1.10 : carte simplifiée des lithologies de la zone d'étude, sur la bordure est du Massif central.

1.5.1.2. Les granites

Le granite qui affleure sur la superficie la plus importante de la zone d'étude, englobant le synforme de Bruzac et pénétrant en partie le synforme de l'Alboussière est un granite calco-alcalin à biotite (*Bornand et al., 1977*). Les phénocristaux de feldspaths y sont en proportion très variable suivant les localités, atteignant parfois des tailles pluricentimétriques, allant jusqu'à s'accumuler et créer une texture pegmatitique ; ils peuvent également être orientés. Par endroit, ils acquièrent une texture rubanée voir gneissique, notamment près des limites du massif ou des grands accidents. Quand ces granites pénètrent dans le synforme de l'Alboussière, ils engendrent un métamorphisme de contact dans ces formations.

Au sud de la zone d'étude, un leucogranite à biotite et muscovite, à grain globalement plus fins que le granite calco-alcalin qu'il intrude vient former un pluton sub-circulaire au sein de ce dernier (Figure 1.10). Les phénocristaux de feldspaths y sont plus rares, et le granite encaissant est recristallisé au contact du leucogranite.

1.5.1.3. La couverture sédimentaire trias et jurassique

La couverture sédimentaire dans la zone d'étude est composée de sédiments d'âge Trias moyen à Jurassique détaillés ci-après. Ils affleurent à la montagne de Crussol à la faveur d'une faille qui longe la bordure du massif. Le trias est également carté de manière éparse en contact discordant sur les sommets à l'ouest de Saint-Georges-les-bains et en couverture du réseau de faille NE-SW de la bordure nord du synforme de Bruzac (Figure 1.10). La série jurassique affleure également dans le compartiment est de la faille de La-Voulte-sur-Rhône et forme l'extrémité des séries cévennoles mais n'a pas été échantillonnée dans cette étude.

- **Trias :**

Dans la région de Crussol, la base de la série (« grès à faciès Buntsandstein ») reconnue dans le reste de la bordure cévenole est absente (*Debrand-Passard et al., 1984*). A l'affleurement sur le socle granitique, les premiers sédiments du Trias sont des grès feldspathiques daté du Ladinien, avec un enrichissement en ciment carbonaté vers le

sommet (*Grès du Roubreau*) (Figure 1.11). Ils sont suivis par une alternance de dolomies plus ou moins gréseuses et d'argilites datées de la fin du Ladinien et du début du Carnien (*Doubinger et Adloff, 1977*). La série passe ensuite à des grès grossiers à la base, et qui deviennent de plus en plus fins et argileux au Carnien. L'ensemble de la série fait environ 70 m d'épaisseur. La fin du Trias n'affleure pas dans la zone.

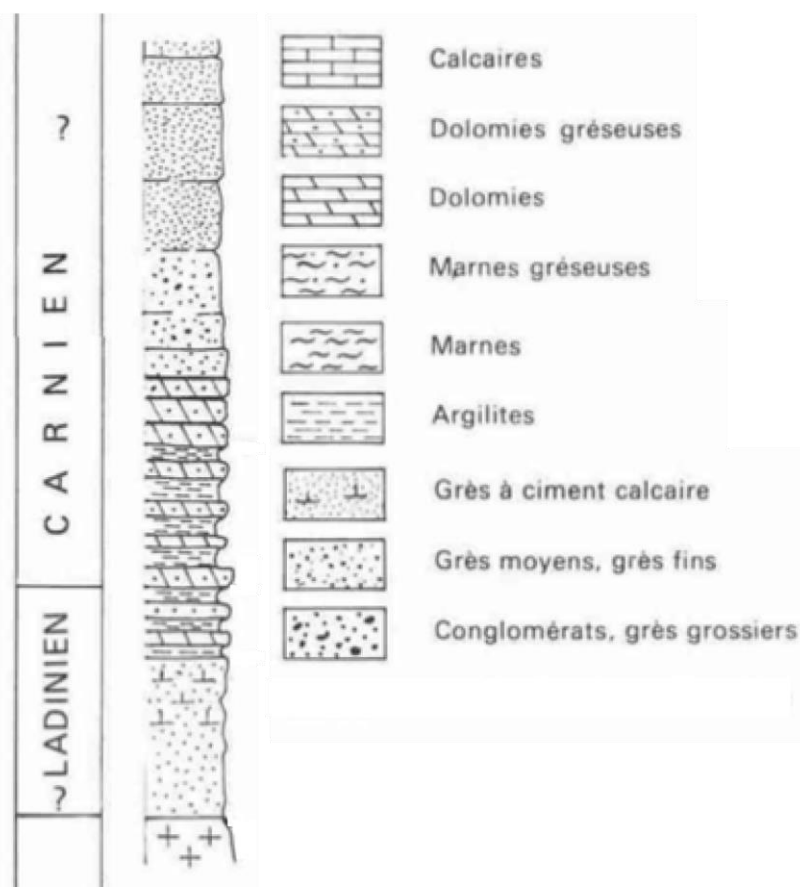


Figure 1.11 : log lithographique simplifiée des formations du Trias dans les environs de la montagne de Crussol (*Debrand-Passard et al., 1984*).

- Jurassique :

Les formations jurassiques n'affleurent que très peu avant l'Oxfordien, ainsi, l'essentiel du Jurassique de la bordure du massif est daté du Callovien, mais la série se développe sur une importante épaisseur de l'Oxfordien jusqu'au Tithonien Inférieur. La base de la série, jusqu'à l'Oxfordien Supérieur est composée d'une alternance de calcaires argileux et de marnes sur environ 70 m (Figure 1.12). La série devient ensuite essentiellement calcaire sur une épaisseur de 65 à 100 m, et forme deux falaises massives (*Calcaires du Pouzin*) (*Elmi, 1967 ; Elmi, 1981*). Au Kimméridgien, l'alternance entre

des faciès marneux et des bancs calcaires plus massifs est représentée par les calcaires de la Louyre et de la Beaume sur environ 75 m. La série se termine sur les calcaires de Païolive qui sont à nouveau massifs, d'une épaisseur de 30 m, puis des calcaires lithographiques daté du Tithonien inférieur d'une épaisseur de 40 m qui forme le socle les fondations de Château de Crussol au sommet de la colline.

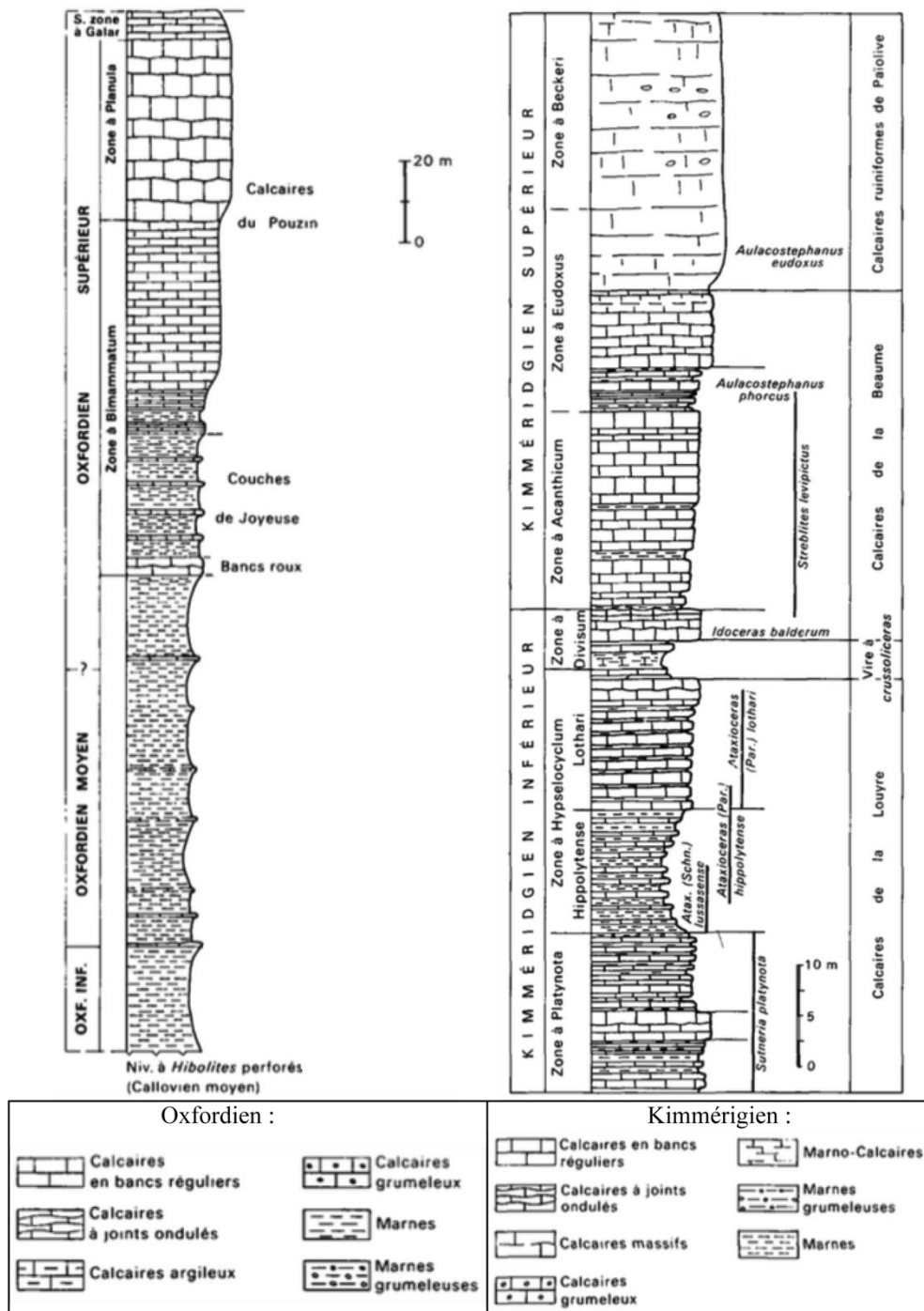


Figure 1.12 : log lithographique du Jurassique daté de l'Oxfordien et du Kimmérigien au niveau dans la région de la montagne de Crussol (Debrand-Passard et al., 1984).

1.5.2. L'analogie de terrain des Vosges du Nord

Dans les Vosges, les Vosges Moyennes et du Sud font partie du domaine moldanubien qui comprend la racine orogénique ainsi que des sédiments allochtone et autochtone dans la partie Sud (Figure 1.13). Les Vosges du Nord, séparé du reste par la faille de Lalaye-Lubine (LLFZ), sont en revanche composées de différents domaines lithotectoniques (Skrzypek *et al.*, 2014), du sud vers le nord : 1) les Schistes de Steige et Villé qui forment la terminaison du domaine teplà-Barrandien, 2) l'unité magmatique du Champ-du-Feu qui masque la suture entre les domaines saxothuringien et teplà-Barrandien, et 3) la série métamorphique Nord qui appartient au domaine saxothuringien. Du fait de la compression globalement N-S, la succession de ces unités se fait selon des bandes ENE-WSW qui sont détaillés ci-après selon les 3 domaines (Figure 1.14).

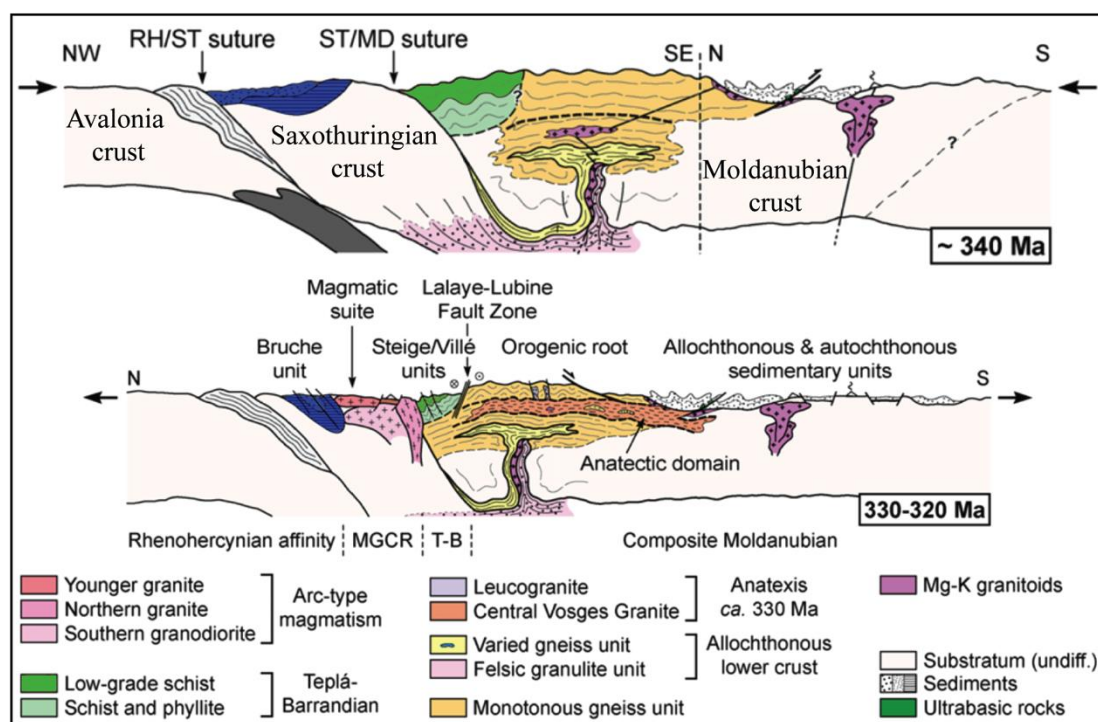


Figure 1.13 : coupes N-S simplifiée des domaines lithotectoniques des Vosges à la fin de l'orogénèse hercynienne (modifié d'après Skrzypek *et al.*, 2014).

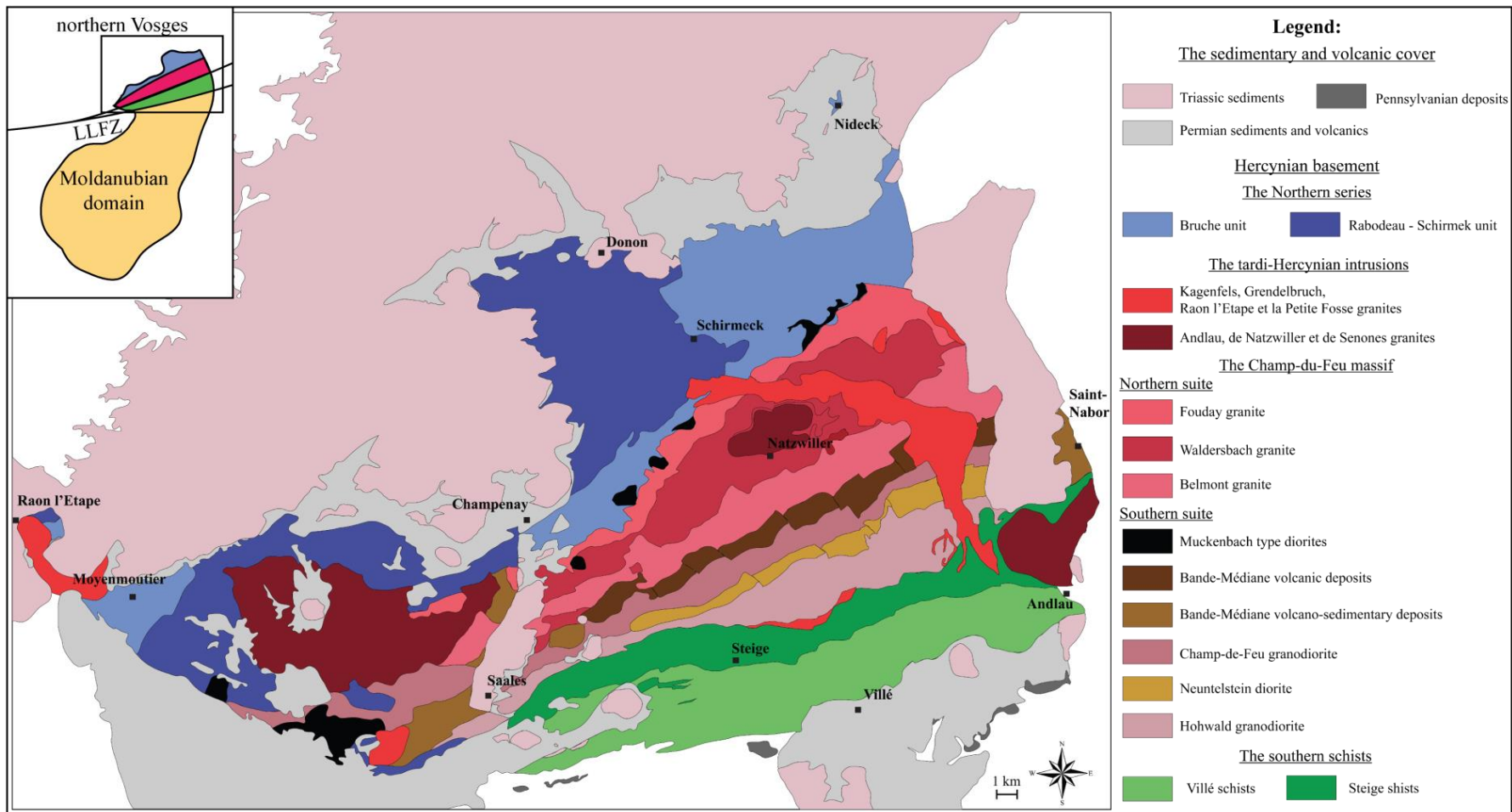


Figure 1.14 : carte simplifiée de la zone d'étude des Vosges du Nord avec détails des lithologies du socle et les bassins pennsylvaniens, permien et les sédiments du Trias inférieur (jusqu'au conglomérat principal).

1.5.2.1. La série métamorphique Nord

La série métamorphique Nord est une alternance de sédiments et de roches volcaniques métamorphisés dans le faciès barrovien lors de la compression hercynienne (Skrzypek *et al.*, 2014). Le massif volcanique le plus imposant est identifié sous la dénomination Massif de Rabodeau-Schirmeck, qui s'intrude dans la série volcano-sédimentaire de la Bruche durant le Givétien (Figure 1.15). L'ensemble est organisé selon une bande ENE-WSW qui affleure au contact des bassins permien du Nideck et de Champenay et dont l'âge des formations diminue globalement vers le NE (Figure 1.14).

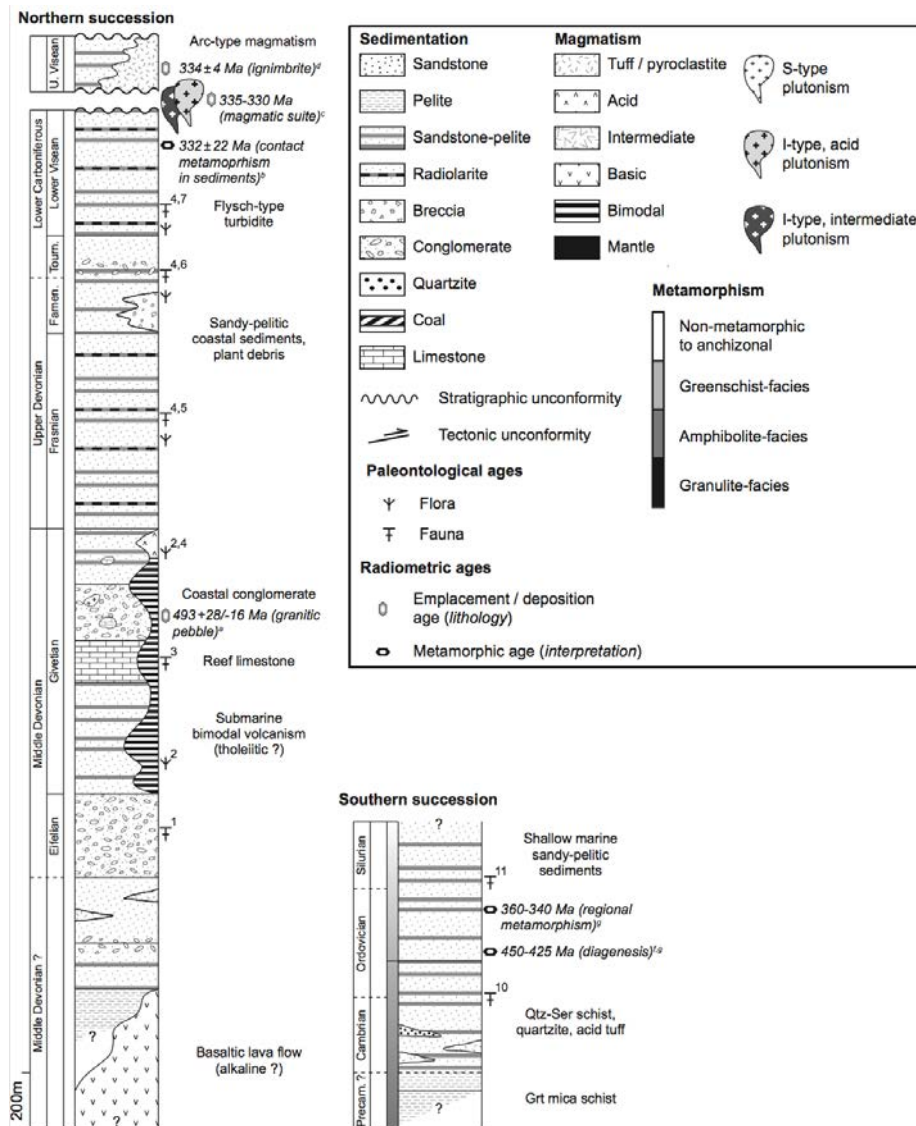


Figure 1.15 : log stratigraphique synthétique de la série métamorphique nord, avec distinction de la série de la Bruche principalement sédimentaire et du massif volcanique de Rabodeau-Schirmeck (modifié d'après Skrzypek, 2011).

La base de la série de la Bruche est composée de roches basaltiques, de roches volcaniques acides et de sédiments grossiers (*Juteau, 1971*). Ils sont recouverts d'une série silicoclastique marquée par une alternance de conglomérats, de grès et de pélites d'âge Dévonien Moyen (*Benecke et Bücking, 1898, Firtion 1945, Firtion, 1957*). Au Givétien, des lentilles de carbonates récifaux sont également identifiées. Dans les conglomérats, des clastes qui ont pour origine des granites d'âge datés de la fin du Cambrien ont été reconnus (*Dörr et al., 1992*). C'est dans cet ensemble que s'intercale le massif de Rabodeau-Schirmeck, qui est composé d'une série volcanique bimodale à épanchement sous-marine d'affinité tholéitique, formé de basaltes et de rhyolites (*Ikenne et Baroz, 1985; Rizki et Baroz, 1988*). A partir du Frasnien, la série passe à une alternance de grès, de pélites et de radiolarites avec des traces de flore d'origine continentale (*Figge, 1968; Blanalt et Doubinger, 1973 ; Blanalt et Lillié, 1973; Braun et al., 1992; Aghai Soltani et al., 1996*). A la fin du Dévonien jusqu'au Viséen, la nature des sédiments varie peu, mais la présence de nombreux niveaux de brèches à clastes provenant des niveaux précédent traduit une certaine instabilité sédimentaire lié à une activité tectonique (*Corsin et Dubois, 1932; Dubois, 1946; Corsin et al., 1960*).

L'ensemble des faciès traduit ainsi de l'évolution tectonique globale, avec une sédimentation qui est dans un premier temps marine peu profonde avec un apport important de matériel clastique (*Bücking, 1918; Blanalt, 1969*), et des carbonates récifaux. Avec la collision, l'activité tectonique s'intensifie jusqu'au Viséen moyen où la sédimentation se termine et où le magmatisme de Champ-du-Feu se met en place, créant un métamorphisme de contact dans la série (*Bonhomme et Prévôt, 1968*).

Bien qu'ils soient cartés dans les Unités du Sud du Massif du Champ-du-Feu à cause de leur position structurale au sein du massif magmatique (Figure 1.14), des dépôts volcano-sédimentaires au sein de la Bande-Médiane, d'âge Viséen supérieure sont également attribués à la série de la Bruche. Cette série est composée de roche pyroclastiques et d'ignimbrites ainsi que de pélites et de greywackes (*Elsass et al., 2008*).

1.5.2.2. Le massif magmatique du Champ-du-Feu

La suture entre la série métamorphique Nord appartenant au domaine saxothuringien et la série métamorphique Sud appartenant au domaine teplà-Barrandien est masqué par un important massif magmatique affilié au Mid German Crystalline Rise :

le massif du Champ-du-Feu (*Skrzypek, 2011 ; Tabaud, 2012*). Ce massif est décomposé en une série de bandes orientées ENE-WSW à E-W recoupée par des plutons plus tardifs (Figure 1.14). La série de bandes ENE-WSW peut être séparée en deux parties décrites ci-après.

Les Unités du Sud sont composées de la partie franchement volcanique de la Bande Médiane, des bandes de diorites de Neuntelstein, des granodiorites du Hohwald et du Champ-du-Feu. L'ensemble forme la première suite magmatique calco-alkaline à shoshonitique et est daté de 334 ± 5 Ma pour la Bande-Médiane qui est la plus ancienne des formations (*Rizki et al., 1992 ; Cocherie, 2007; Elsass et al., 2008*). Cette série a une signature géochimique de type arc continental et est cristallisée à partir de la fusion partielle de manteau enrichi dans un contexte de collision à des profondeurs de 10 km (*Altherr et al., 2000; Tabaud, 2012*). Au nord de la Bande Médiane, trois bandes se succèdent : le granite de Belmont, le granite de Waldersbach et le granite de Fouday. Ces granites sont les premiers à avoir une signature non compressive et donc tardihercynienne, et sont datés à 319 ± 3 Ma (*Hess et al. 1995 ; Cocherie, 2007*). De nombreuses enclaves de roches sédimentaires et volcaniques apparentées à la série de la Bruche sont également présentes dans ces granites (*Elsass et al., 2008*).

Suite à la mise en place de ces granites, 3 granites se mettent en place et recourent la structure en bandes, de l'ouest vers l'est : le granite de Senones, de Natzwiller et d'Andlau (Figure 1.14). Ces plutons à la forme sub-circulaire ont une signature shoshonitique. Enfin, une série de granites encore plus tardifs viennent recouper les bandes précédentes : ils forment une suite peralumineuse dont le granite le plus important en superficie est le granite de Kagenfels daté à 299 ± 7 Ma (*Boutin et al., 1995*). Ce granite se met en place à la faveur d'une discontinuité structurale N-S, dont la terminaison sud se caractérise par des faciès de cristallisation à faible profondeur, voir subvolcanique avec des passés rhyolitique (*Elsass et al., 2008*). Le granite de Kreuzweg qui se met en place à la faveur du couloir de faille de Kreuzweg, ainsi que les granites de Saint-Blaise, de Grendelbruch et de La Petite Fosse font également parti de cet ensemble. Ces deux suites magmatiques marquent la fin de l'épisode plutonique avec une signature géochimique de fusion d'un protolithe métasédimentaire (*Tabaud et al., 2014*).

Enfin, à la limite nord entre les granites et la série de la Bruche, une série de plutons de diorites dits de type Muckenbach affleurent sans que ceux-ci ne soient datés avec précision (*Elsass et al., 2008*). Il est également à noter que l'ensemble de la suite

magmatique a induit un métamorphisme de contact à la fois dans les séries Nord et Sud (von Eller, 1964 ; Bonhomme et Prévôt, 1968).

1.5.2.3. Les schistes de Steige et de Villé

Les Schistes de Steige et de Villé, représentant la terminaison ouest du domaine teplà-Barrandien (Skrzypek et al., 2014), affleurent contre la zone de faille de Lalaye-Lubine (Figure 1.14). Les Schistes de Villé ont le protolithe le plus ancien. Ils sont composés de pélites à intercalations de quartzites et de tuffs acides d'âge Cambro-Ordovicien. L'ensemble a été métamorphisé dans les faciès du Schistes verts (Doubinger et von Eller, 1963 ; Reitz et Wickert, 1989). Ils sont surmontés par les schistes de Steige qui sont d'âge Ordovicien à Silurien et sont composés de pélites gréseuses ayant subi un métamorphisme moins prononcées (Doubinger, 1963; Doubinger et von Eller, 1963). L'ensemble a été déposé dans un environnement de plateforme peu profonde (Tobschall, 1974).

1.5.2.4. La couverture sédimentaire et volcanique

Des petits bassins pennsylvaniens affleurent au bord de la zone d'étude dans la zone de faille de Lalaye-Lubine et en bordure du granite de Dambach qui fait partie du domaine moldanubien (Figure 1.14). Les bassins proches de LLFZ ont été décrits comme contrôlés et déformés par les mouvements compressifs hecyniens et leur remplissage est à la fois composé de sédiments charbonneux avec des transitions extrêmement rapides allant de conglomérats grossiers à des grès et des marnes (Doubinger, 1965). En bordure du granite de Dambach, les séries sont composées de couches d'arène granitique très peu remaniée et indurée (Blanalt et al., 1972).

Les sédiments permien sont localisés dans les bassins du Saint-Dié et Villé au sud du socle affleurant, et dans les bassins de Champenay et du Nideck au Nord (Figure 1.14). Les bassins nord et sud sont dans un premier temps localisés dans des dépressions ENE-WSW, avant d'être individualisés par le jeu des failles NE-SW et NW-SE au Guadalupe (Hollinger, 1969 ; Rolland, 1975 ; Durand, 1978). Au sud, les dépôts sont presque exclusivement composés de sédiments gréseux et conglomératiques, tandis

qu'au nord, d'importantes coulées volcaniques s'intercalent entre les couches gréseuses de Meisenbuckel et les couches de Champenay et de Saint-Dié (*Hollinger, 1975*). Ces coulées sont de nature rhyolitiques avec différents faciès dont l'épaisseur et la variété les plus importantes sont localisées dans la vallée du Nideck (*Mihara 1935; Saucier et al., 1959 ; Lippolt et Hess, 1983; Boutin et al., 1995*).

Enfin, les couches du Trias surincombantes au socle là où le Permien est absent ont été incluses dans l'étude. Elles sont composées des couches de Trias Inférieur (faciès Buntsandstein) jusqu'au Conglomérat Principale et principalement représenté par les couches de Senones pour les échantillons étudiés.

Chapitre 2 : Etude du Massif central ardéchois

Dans ce chapitre seront exposés les principaux résultats de l'analyse multi-échelle de la partie est du Massif central, considérée comme un analogue du socle du fossé de Valence. La description est organisée en deux parties. La première porte sur l'analyse structurale du réseau de failles et de fractures qui combine l'étude des failles issues de la bibliographie, le pointé des linéaments sur les MNTs et les données de terrain. La seconde partie se consacre aux descriptions pétrographique et pétrophysique des échantillons afin de caractériser les propriétés matricielles des différentes lithologies prélevées hors et dans les zones de failles.

2.1. Le réseau de failles et fractures

2.1.1. Les failles à l'échelle de la carte géologique

Le réseau de failles analysé de la zone d'étude est tiré des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 de Valence (n° 818), Tournon-sur-Rhône (n° 794) et Crest (n° 842) (Figure 2.1a). Trois directions structurales peuvent être reconnues de l'analyse de ces cartes :

1) Les failles NE-SW contrôlent la structuration majeure de la zone d'étude. La bordure sud du synforme de Bruzac, les structures dextres qui affectent le synforme d'Alboussière, la faille de La-Voulte-sur-Rhône qui met en contact le socle et les formations jurassiques sont les traits principaux du massif. Ces failles forment des blocs structuraux espacés de 4 à 8 km environ (orange, Figure 2.1b).

2) Une zone intensément faillée de direction N020°E environs traverse la zone d'étude et forme la bordure nord du synforme de Bruzac. Même si elle n'est pas formée par un unique linéament, mais plutôt par un couloir de forte déformation qui traverse les blocs structuraux orientés N050°E. Cette zone de faille apparaît comme un trait majeur de la zone d'étude. Un bloc premier ordre de direction N020°E et de 9 km de large est limité par cette faille et la limite du fossé. (rouge, Figure 2.1b).

3) À l'extrémité nord du synforme de Bruzac, c'est à l'intersection de la zone de faille N020°E et d'une zone de faille N050°E qu'on observe la densité de failles la plus importante. C'est également à l'intersection entre la direction N020°E et la faille bordière

N-S qu’affleure la montagne de Crussol et que se localisent les résurgences d’eau chaude dans la région de Saint-Georges-les-Bains notamment.

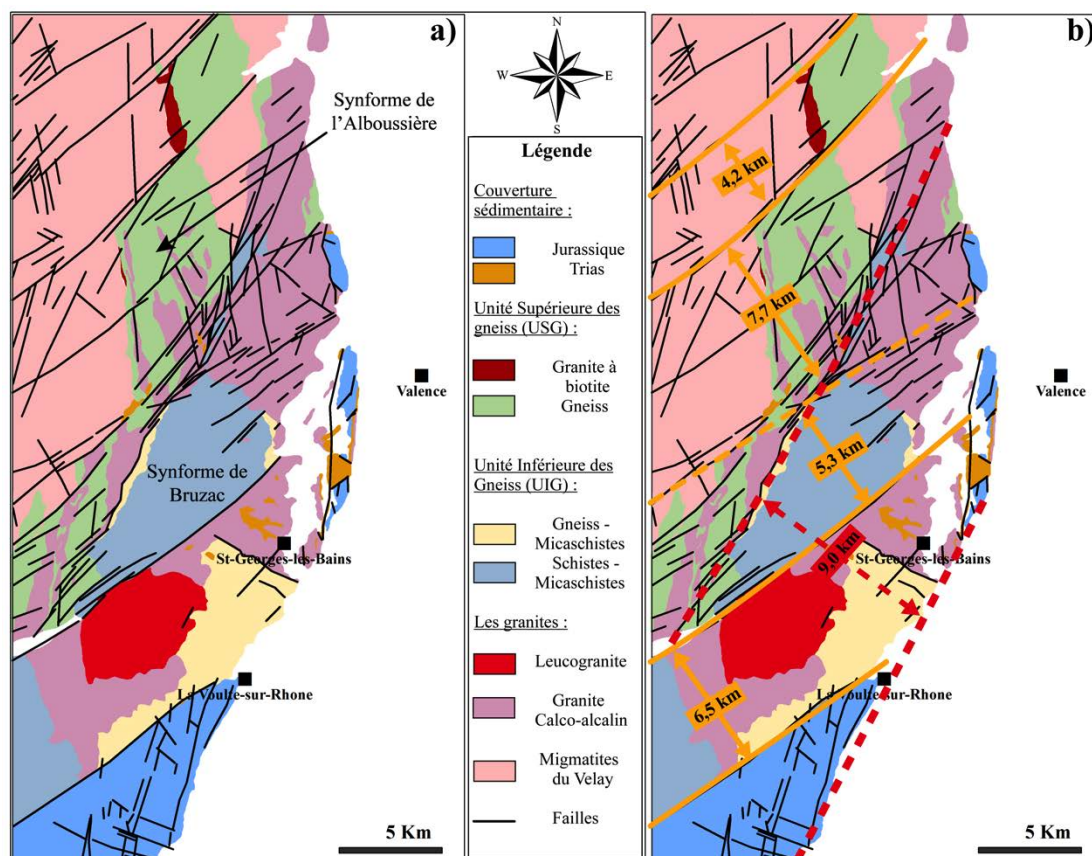


Figure 2.1 : a) carte géologique simplifiée de la zone d'étude, b) mise en évidence des traits structuraux majeurs et leurs espacements.

L’analyse des orientations des failles cartées est résumée dans le tableau 2.1 et la figure 2.2. La direction principale N050°E est ainsi confirmée, elle représente 42,5 % des failles en nombre, et 50,3 % avec la pondération par les longueurs. La direction N020°E est la seconde direction importante avec 18,4 % et 19,3 % respectivement. Deux directions moins présentes ressortent également : la direction N-S de la faille bordière qui est également présente de façon diffuse dans le massif, avec 14,0 et 12,7 %, et la direction NW-SE qui limite notamment l’unité métamorphique inférieure au niveau de Saint-Georges-les-Bains et qui se retrouve par endroit dans le massif. On peut également noter que l’organisation des orientations changent peu entre le comptage en nombre et en longueur, ce qui indique une certaine homogénéité des longueurs des failles entre les différentes familles d’orientation. Cette distribution des longueurs est présentée à la fin de cette partie, combinée aux résultats du tracé MNT présentés ci-après.

Tableau 2.1 : répartition des orientations des failles issues des données bibliographiques.

Nb de linéaments	Surface affleurante (km ²)	Densité (nb/km ²)	Orientation principale	% de nombre	% de longueur
202	569	0,36	N000°E	14,0	12,7
			N020°E	18,4	19,3
			N050°E	42,5	50,3
			N120°E	10,5	5,2

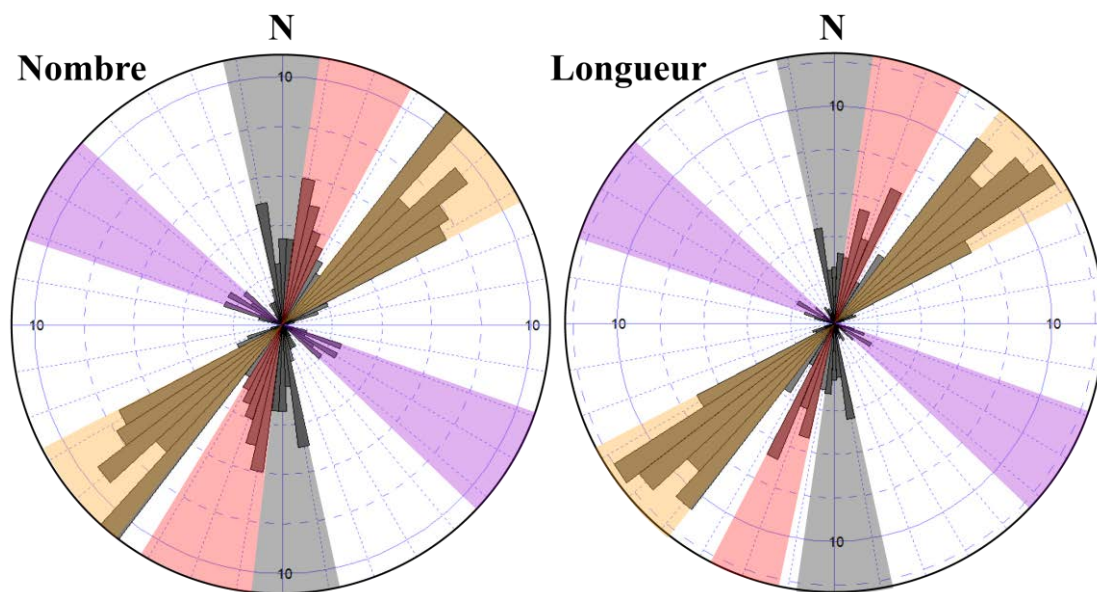


Figure 2.2 : diagrammes d'orientation en nombre et en longueur des failles issues des données bibliographiques.

2.1.2. L'étude des linéaments issue des cartes MNTs

Les réseaux de failles ont été analysés à partir des données MNT grâce à deux tracés effectués à deux échelles d'observations différentes : un premier à l'échelle 1/250 000 pour cartographier les grands éléments structuraux de cette partie du Massif central et un second à l'échelle 1/50 000 concentré sur la zone d'étude. Pour les deux tracés, quatre ombrages ont été effectués pour ne pas sous estimer certaines directions de linéaments (voir partie I, section 3.1.1) (Figure 2.3). Les résultats d'orientation et de densité de ces tracés sont présentés dans le tableau 2.2. Dans les figures de présentation des tracés

(Figure 2.4 et figure 2.5), la couleur des linéaments représente l'ombrage sur lequel ils ont été tracés (ils peuvent apparaître sur plusieurs ombrages).

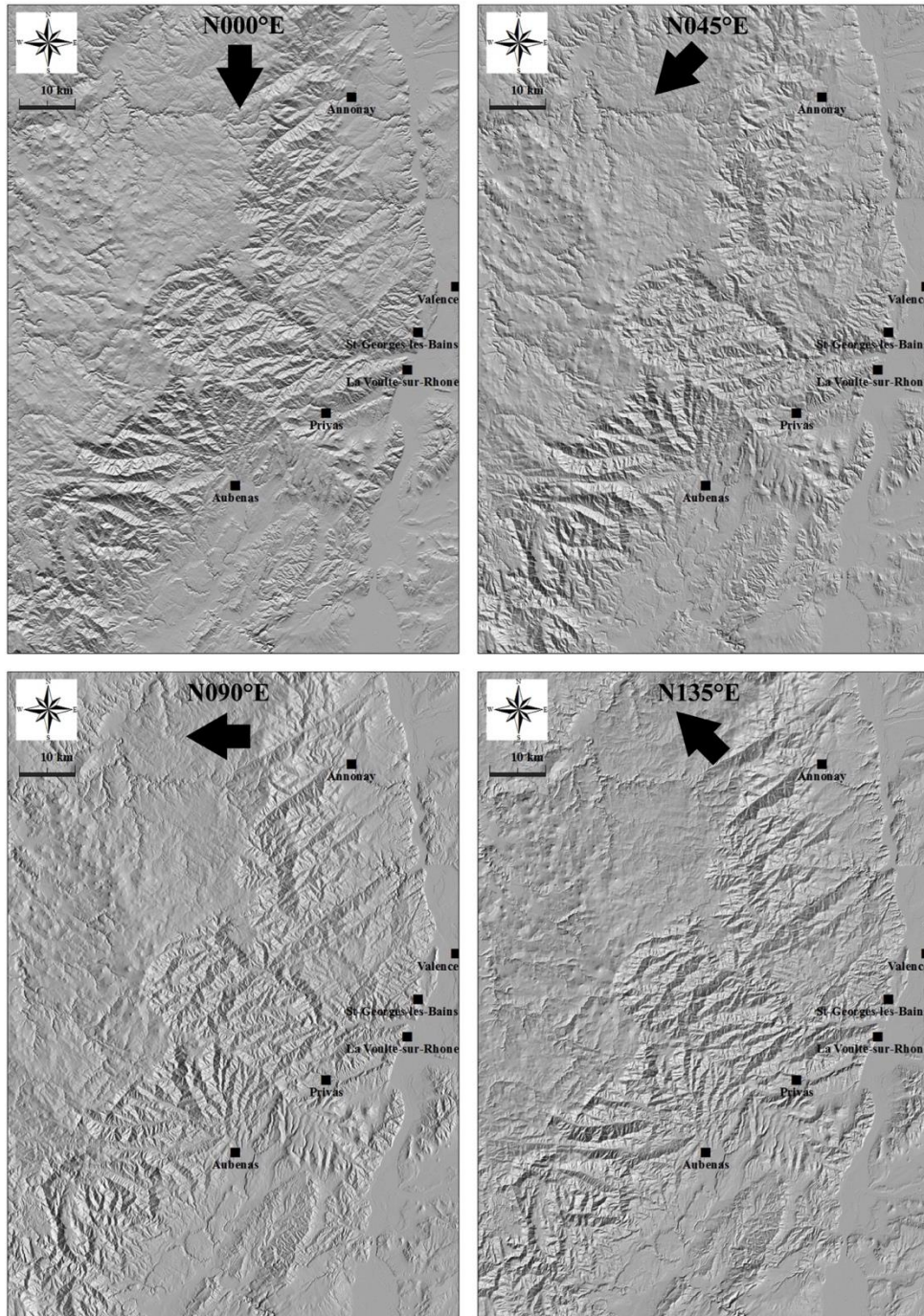
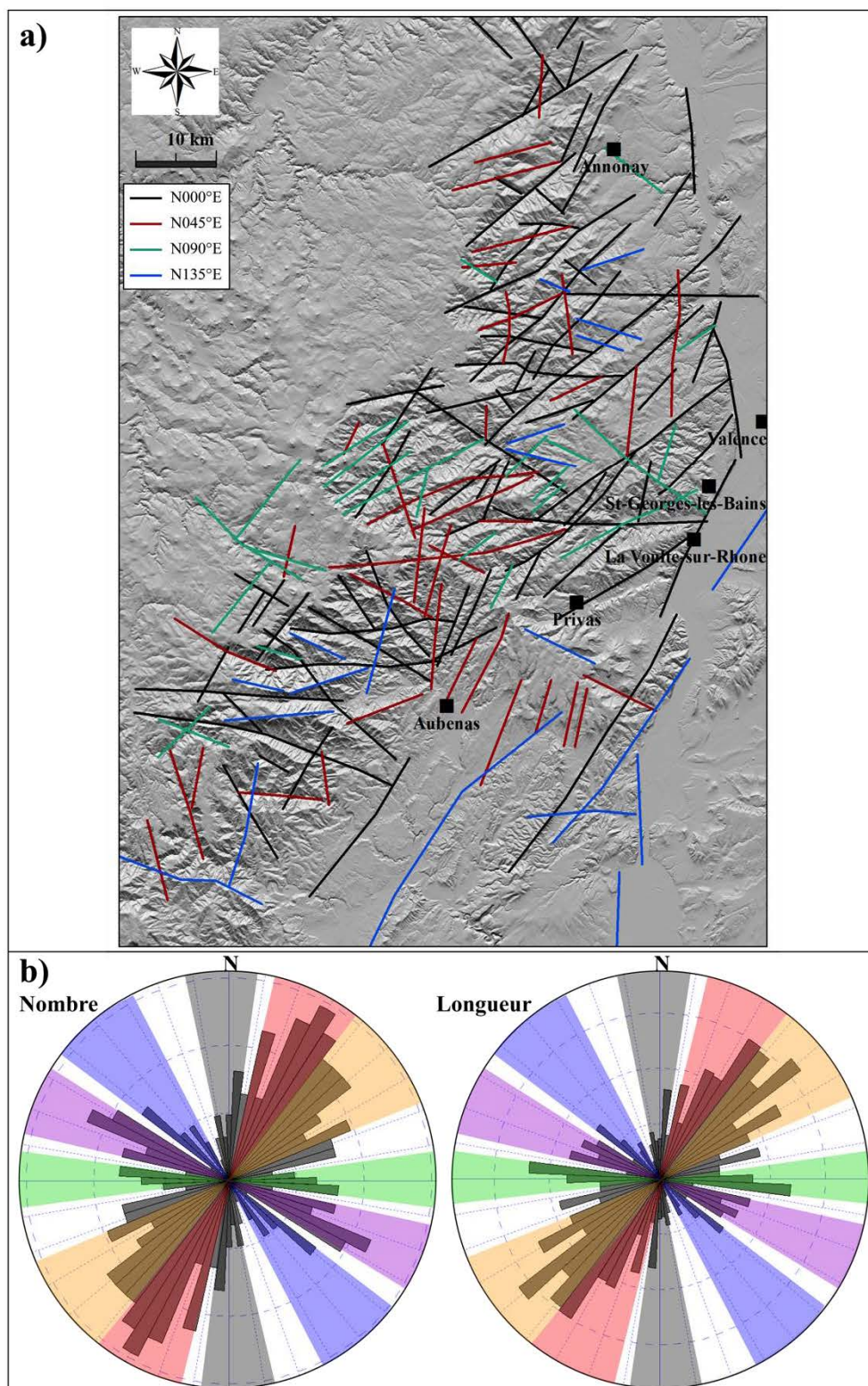


Figure 2.3 : données MNTs traitées avec les différents ombrages utilisés dans l'étude pour le tracé des linéaments.

2.1.2.1. Le tracé à l'échelle 1/250 000



Le tracé des linéaments a été focalisé sur la bordure du Massif central où se situe la zone d'étude, le plateau formé par le dôme de Velay au NW de la carte n'a pas été pris en compte (Figure 2.4a). L'orientation des linéaments a été étudiée en fonction des conclusions de l'étude géologique décrite dans la section précédente : sur le tracé de linéaments, les structures N020°E et N040°E sont difficilement identifiables mais ont été séparées dans l'analyse des orientations (Figure 2.4b). Ces deux familles représentent la majorité des linéaments tracés, avec environ 50,0 % des linéaments à la fois en nombre et en longueur (Tableau 2.2). La famille d'orientation N120°E est la troisième famille en importance avec 14,2 % des linéaments en nombre et 11,4 % en longueur. La famille N-S identifiée sur les cartes géologiques ne représente en revanche qu'un faible pourcentage des linéaments (8,3 % en nombre et 7,7 % en longueur). Deux familles font également leur apparition : les directions N090°E et N140°E en proportion équivalente à la famille N-S.

Tableau 2.2 : répartition des orientations des linéaments tracés à l'échelle 1/250 000 (Figure 2.4) et 1/50 000 (Figure 2.5).

	Nb de linéaments	Surface de la carte (km ²)	Densité (nb/km ²)	Orientation principale	% de nombre	% de longueur
1/250 000	154	92,54	1,66	N000°E	8,3	7,7
				N025°E	23,3	20,1
				N050°E	23,2	28,9
				N090°E	7,7	10,5
				N120°E	14,2	11,4
				N140°E	8,3	7,5
1/50 000	625	14,88	42,00	N000°E	11,4	8,0
				N025°E	10,2	10,8
				N055°E	21,3	30,0
				N090°E	9,1	10,9
				N120°E	12,3	9,8
				N140°E	18,8	15,9

2.1.2.2. Le tracé à l'échelle 1/50 000

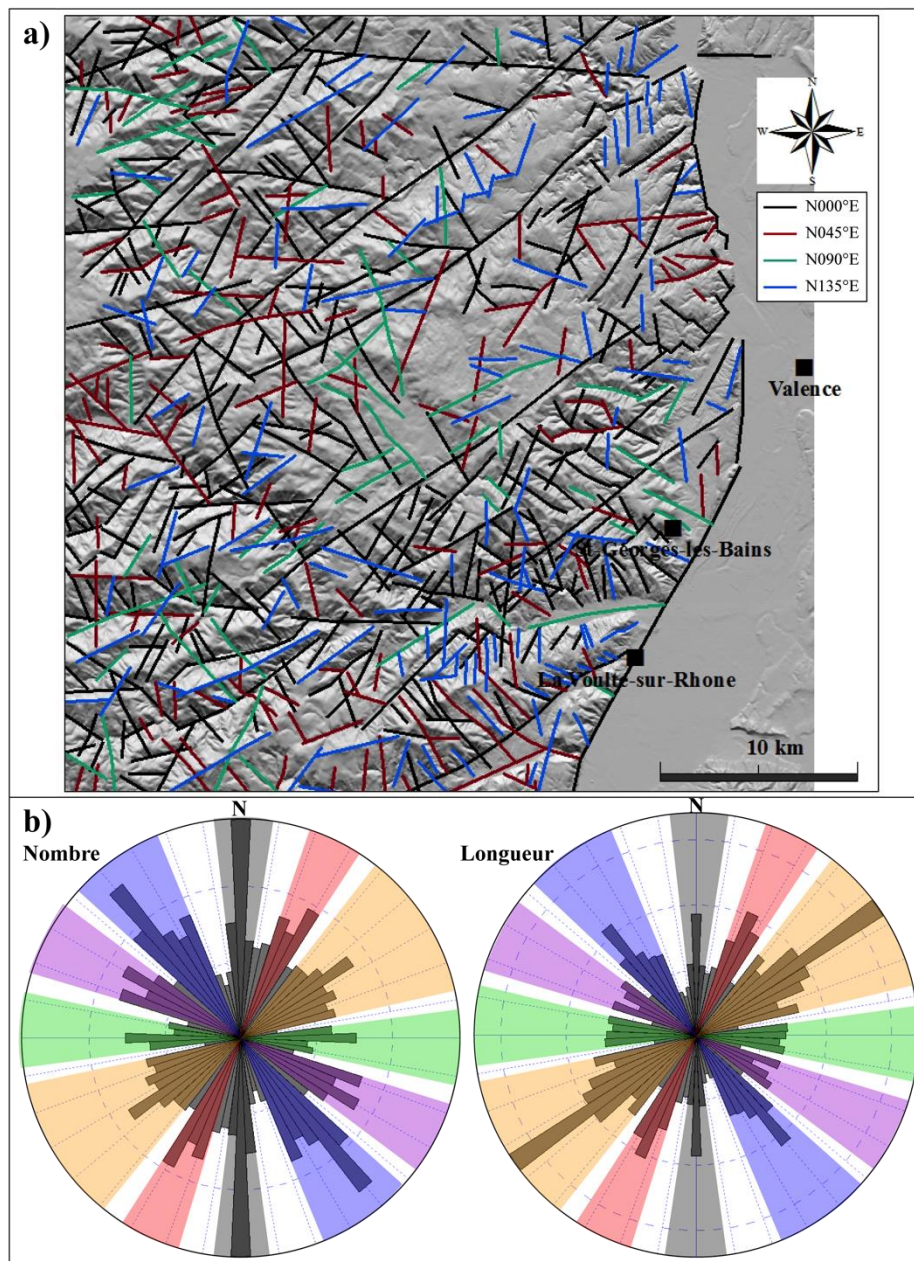


Figure 2.5 : tracé des linéaments sur vue locale, la couleur des linéaments indique le type d'ombrage sur lequel le linéament a été tracé, b) diagrammes d'orientation des linéaments, en nombre et en longueur cumulée.

A l'échelle 1/50 000, le tracé des linéaments permet d'analyser les linéaments plus petits (Figure 2.5a). A cette échelle, l'ensemble des familles d'orientation observé sur la carte géologique et/ou mis en évidence par le tracé au 1/250 000 est représenté (Figure 2.5b). La famille d'orientation N050°E est bien individualisée de la famille N020°E, et reste majoritaire avec 21,3 % des linéaments en nombre et 30,0 % en

longueur, contre seulement 10,2 % en nombre et 10,8 % en longueur pour la famille N020°E. C'est la direction N140°E avec 18,8 % en nombre et 15,9 % en longueur qui est la seconde direction la plus importante à cette échelle. Les directions N000°E, N090°E et N120°E représentent chacune environ 10 % des linéaments restants.

Pour les deux tracés, ainsi que pour la carte géologique, les proportions en nombre et en longueur montrent en général peu de différences, ce qui indique une distribution des longueurs relativement homogène entre les différentes familles de direction. Cette distribution est présentée ci-après.

2.1.2.3. La distribution des longueurs

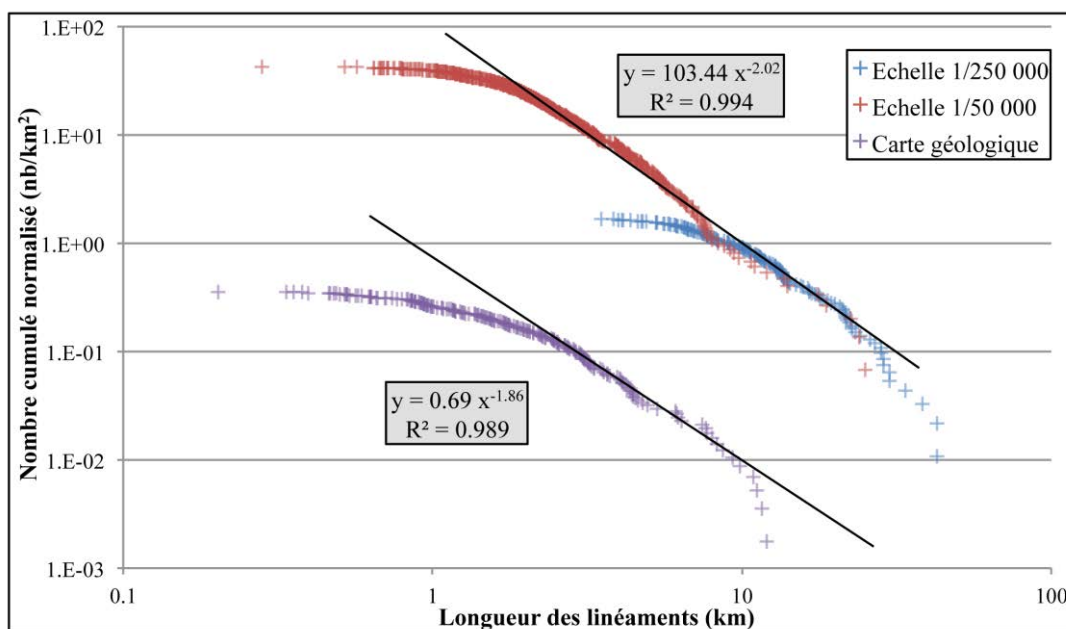


Figure 2.6 : longueur cumulée normalisée des tracés de linéaments des cartes MNTs à aux échelles 1/250 000 et 1/50 000.

La distribution des longueurs des linéaments sur les MNTs et des failles de la carte géologique a été normalisée par unité de surface afin de permettre leur comparaison (Figure 2.6). En dehors des longueurs où il y a un biais d'échantillonnage lié aux effets de censoring et de troncature (Partie I, section 2.3.1), les linéaments tracés suivent une loi de puissance identique sur un intervalle de longueurs compris entre 2 et 28 km, avec un exposant de 2,0. Les failles de la carte géologique ne suivent pas la même tendance, bien

qu'une loi de puissance puisse être détectée pour les failles dont la longueur est comprise entre 2,7 et 11 km.

La densité des failles pointées sur la carte géologique est plus faible que celles des tracés MNTs, malgré des échelles d'observation identiques ; $0,36 \text{ km}^{-2}$ contre $42,00 \text{ km}^{-2}$ pour le tracé MNTs au 1/50 000. Cette différence explique le nombre cumulé globalement plus faible pour les failles de la carte géologique, alors que l'exposant est relativement identique pour les deux lois, c'est-à-dire que la proportion « petites structures »/« longues structures » est identique. Cette différence de densité peut être interprétée de trois manières :

1) Le sous-échantillonnage des structures sur le MNT débute pour les linéaments de longueur inférieure à 2 km, tandis que pour les failles géologiques il débute à 3 km. L'ensemble des petites failles n'est donc certainement pas été représenté sur les cartes géologiques au 1/50 000 (*e.g. Gudefin et al., 1977*).

2) Nous avons vu que certaines directions reconnues sur les MNTs n'apparaissent pas sur la carte géologique, comme les directions E-W et N140°E. Ces structures augmentent la densité des tracés MNTs par rapport à celui de la carte géologique.

3) Enfin, certains linéaments tracés sur le jeu de données ne sont pas forcément des failles, et représentent alors d'autres linéaments structuraux : changement lithologique, érosion du massif,...

2.1.3. La cartographie de terrain

A l'échelle de la carte géologique, la structuration en blocs de premier ordre limité par les failles de direction $\approx \text{N}050^\circ\text{E}$ a été clairement établie (Figure 2.1b). Les tracés de linéaments à partir des données MNTs, aux échelles du 1/25 000 et du 1/50 000 confirment également la prépondérance de cette orientation. L'organisation de ces structures a fait l'objet d'une analyse de terrain avec une cartographie des couloirs de déformation et des zones de faille (cœur et zone endommagée).

Ainsi, l'analyse de plusieurs bords de routes, où les affleurements sont pratiquement continus, permet de reconnaître l'organisation de ces structures à la fois à proximité des grandes failles bordières des blocs (*D265, Rotisson*) ainsi qu'au cœur des blocs (*D533, D232, D21*) (Figure 2.7). Cette cartographie permet également de replacer

précisément les profils de fracturation dans leurs contextes structuraux locaux. Enfin, elle va permettre d'appréhender la différence de comportement de la fracturation entre les gneiss et les granites. Malheureusement, les massifs schisteux n'affleurent jamais de manière suffisamment continue pour qu'un tel travail puisse y être effectué pour ce type de faciès.

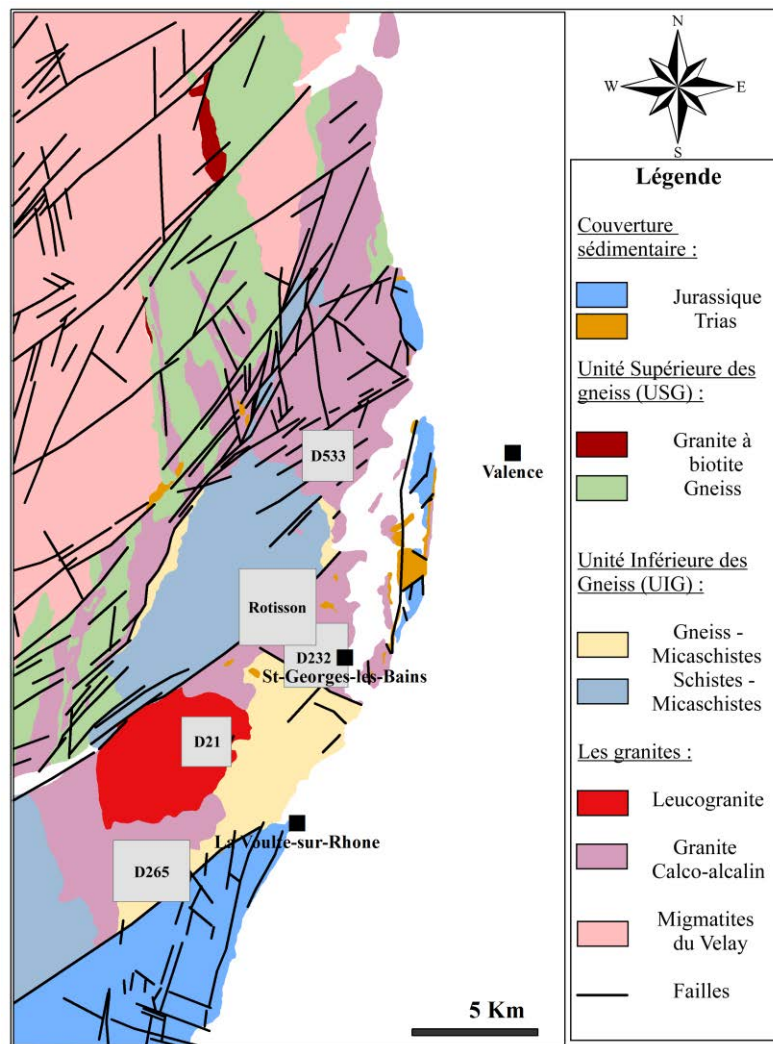


Figure 2.7 : localisation des cartes de bords de route.

La cartographie de terrain a été effectuée comme suit : les affleurements sont, sur la carte le long du bord de route étudié, distingués selon 3 faciès : 1) la roche faiblement à modérément fracturée, 2) les zones où la fracturation est intense (Figure 2.8a) et 3) un faciès particulier, qui présente une schistosité et une altération prononcée avec de nombreux filons d'aplite, dans certaines zones des cartes D533 et D232 (Figure 2.8b). Dans les zones cartographiées sont ensuite distinguées 4 catégories de structures : 1) Les

cœurs de failles mineures d'une épaisseur métrique ou inférieure, où la déformation est localisée au niveau de zone de forte bréchification et montrant un intense degré d'argilisation (Figure 2.8c). 2) Des couloirs fracturés de quelques mètres d'épaisseur, où la densité de fracturation est plus forte que dans le granite encaissant, et où la matrice granitique ne semble pas avoir subi une forte transformation minéralogique (Figure 2.8d). 3) Les zones de faille majeure, montrant sur plusieurs mètres une argilisation importante, accompagnée d'une perte de la structure originelle du granite (Figure 2.8e). 4) Les incisions topographiques majeures, elles marquent une rupture nette de l'affleurement et se suit dans le paysage. Elles sont associées à une forte perte de cohésion de la roche qui peut s'apparenter à une zone de gouge et sont donc un indicateur de la présence d'un cœur de faille majeure qui a été érodé (Figure 2.8f).

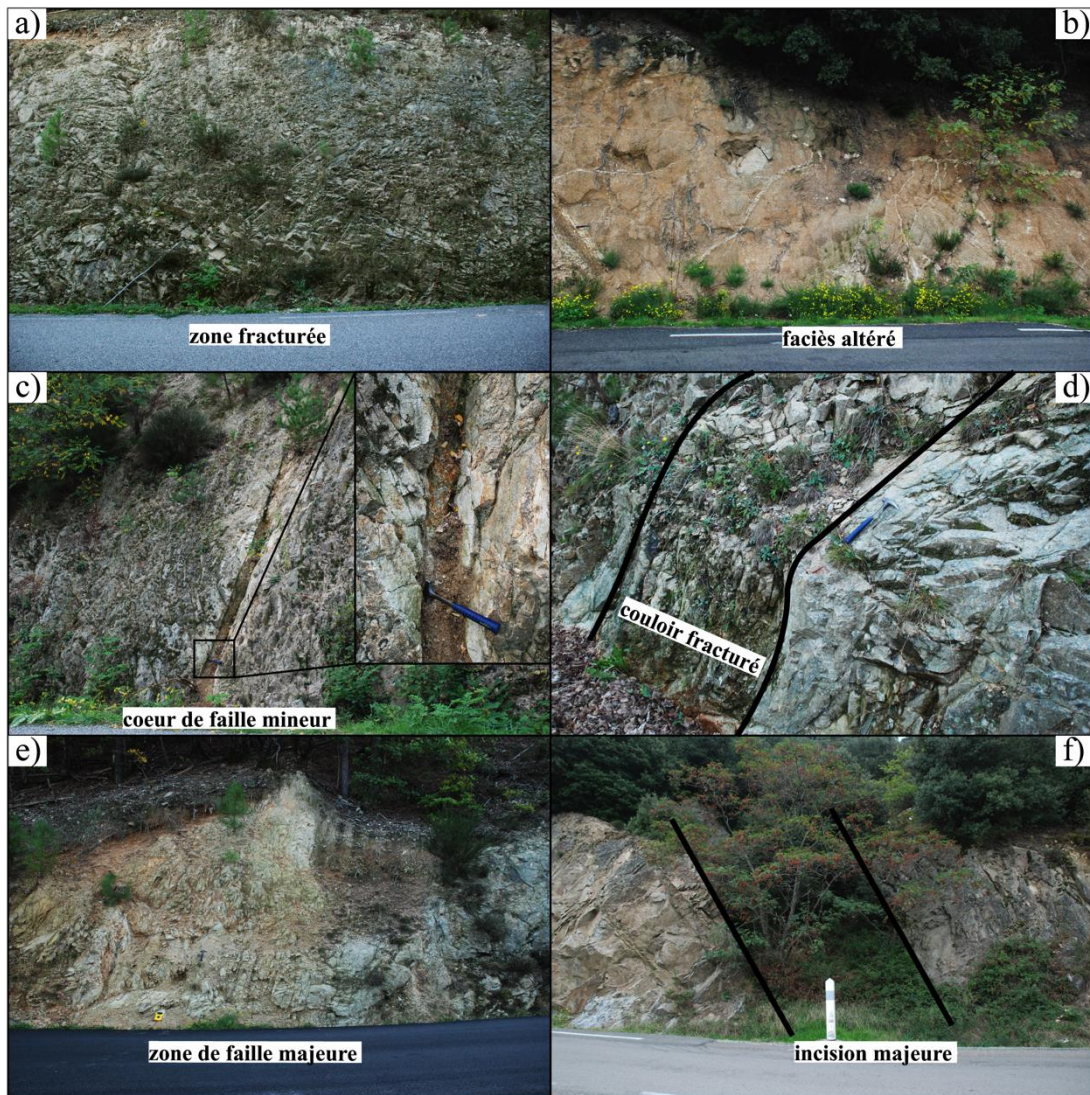


Figure 2.8 : exemples de structures cartographiées sur le terrain le long des bords de route étudiés.

Chacune de ces structures est représentée sur la carte de la figure 2.9 par un linéament orienté selon l'orientation mesurée sur le terrain, et par le tracé de linéaments MNTs à l'échelle 1/50 000. Si les affleurements sur la route D232 sont discontinus, les 3 autres routes offrent des affleurements quasi continus sur plusieurs kilomètres. L'ensemble des linéaments MNTs correspond à une structure cartographiée sur le terrain, excepté le linéament MNT le plus à l'ouest sur la D265, qui correspond à une zone modérément fracturée sur le terrain.

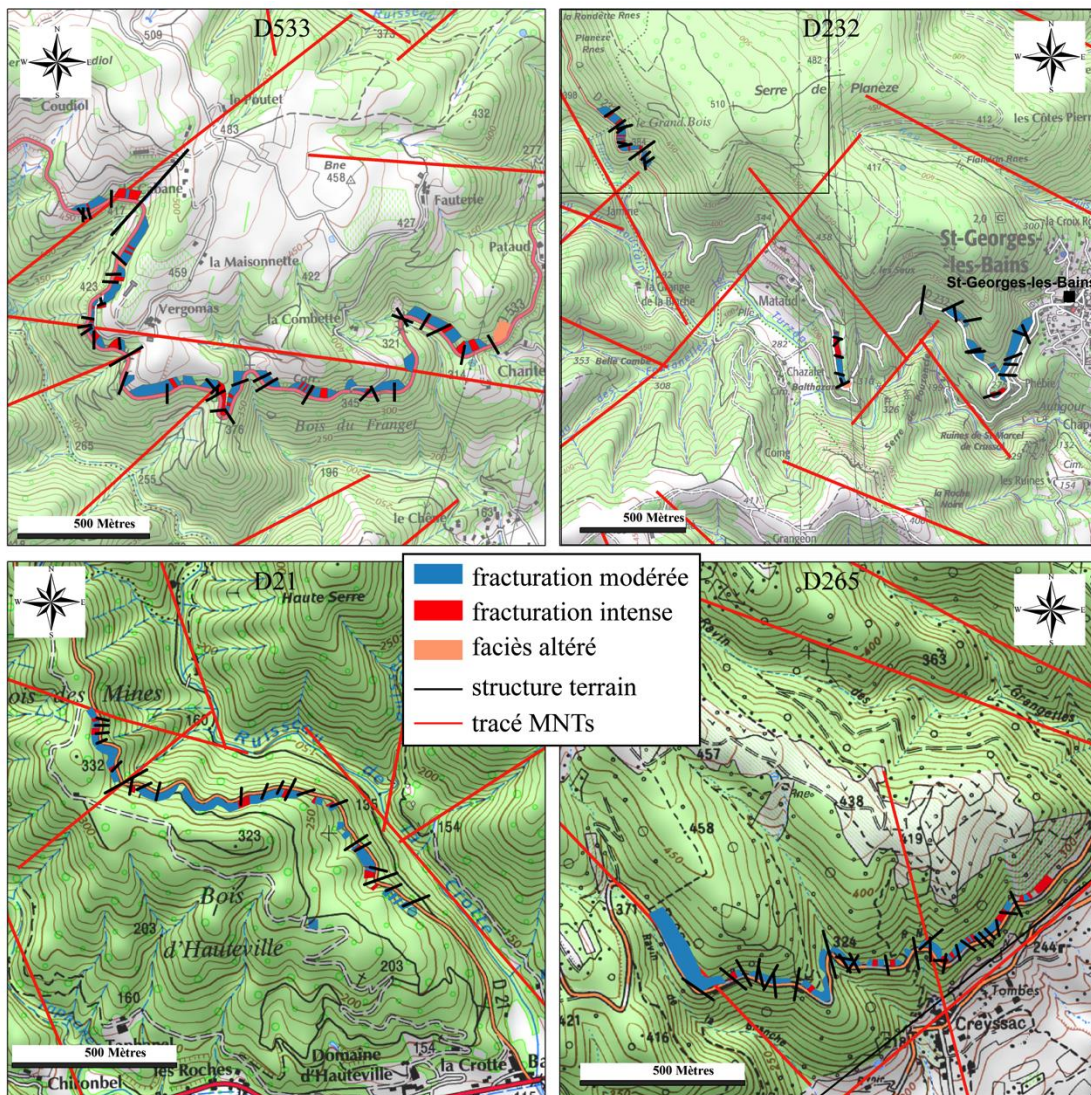


Figure 2.9 : données bords de route bruts avec le tracé des linéaments MNTs à l'échelle 1/50 000.

Si on distingue les objets majeures (zones de failles et incisions) des cœurs de failles et les couloirs fracturés de dimensions moins importantes, il est possible d'analyser

l'espacement et la répartition des structures majeures le long des bords de route. Ainsi, l'analyse des différentes routes est détaillée dans les sections suivantes, avec un classement des linéaments selon les familles directionnelles déterminées grâce au tracé MNT.

2.1.3.1. D533 : zone intra-bloc du granite calco-alkalin

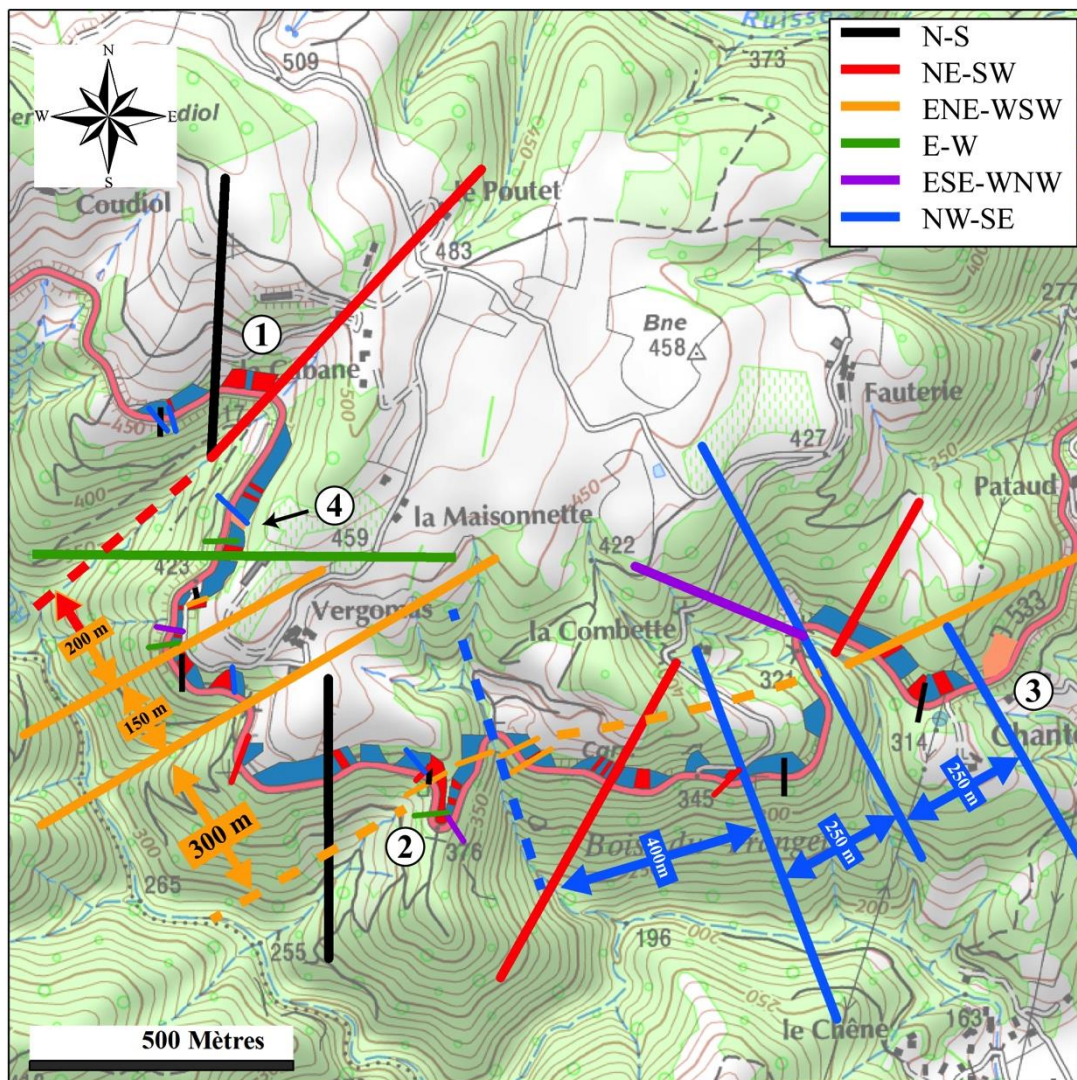


Figure 2.10 : carte des espacements des structures majeures observées à l’affleurement le long de la route D533.

La route D533 est celle située la plus au nord, au centre du bloc de premier ordre qui comprend le synforme de Bruzac (Figure 2.7). Dans cette zone, les structures majeures sont orientées NE-SW à ENE-WSW et sont reconnues sur la carte géologique et

dans notre étude de bords de route (Figure 2.10). Associées à ces structures, des failles majeures et mineures N-S, E-W, mais surtout NW-SE structurent en grande partie la zone. Elles ont un espacement régulier compris entre 250 et 400 m. Un espacement régulier mais plus faible, entre 150 et 300 m, s'observe également pour les structures ENE-WSW. Des failles et zones secondaires mais de forte fracturation se retrouvent en général proche de ces grandes structures, même si les orientations ne sont pas toujours identiques à celles des structures majeures proches.

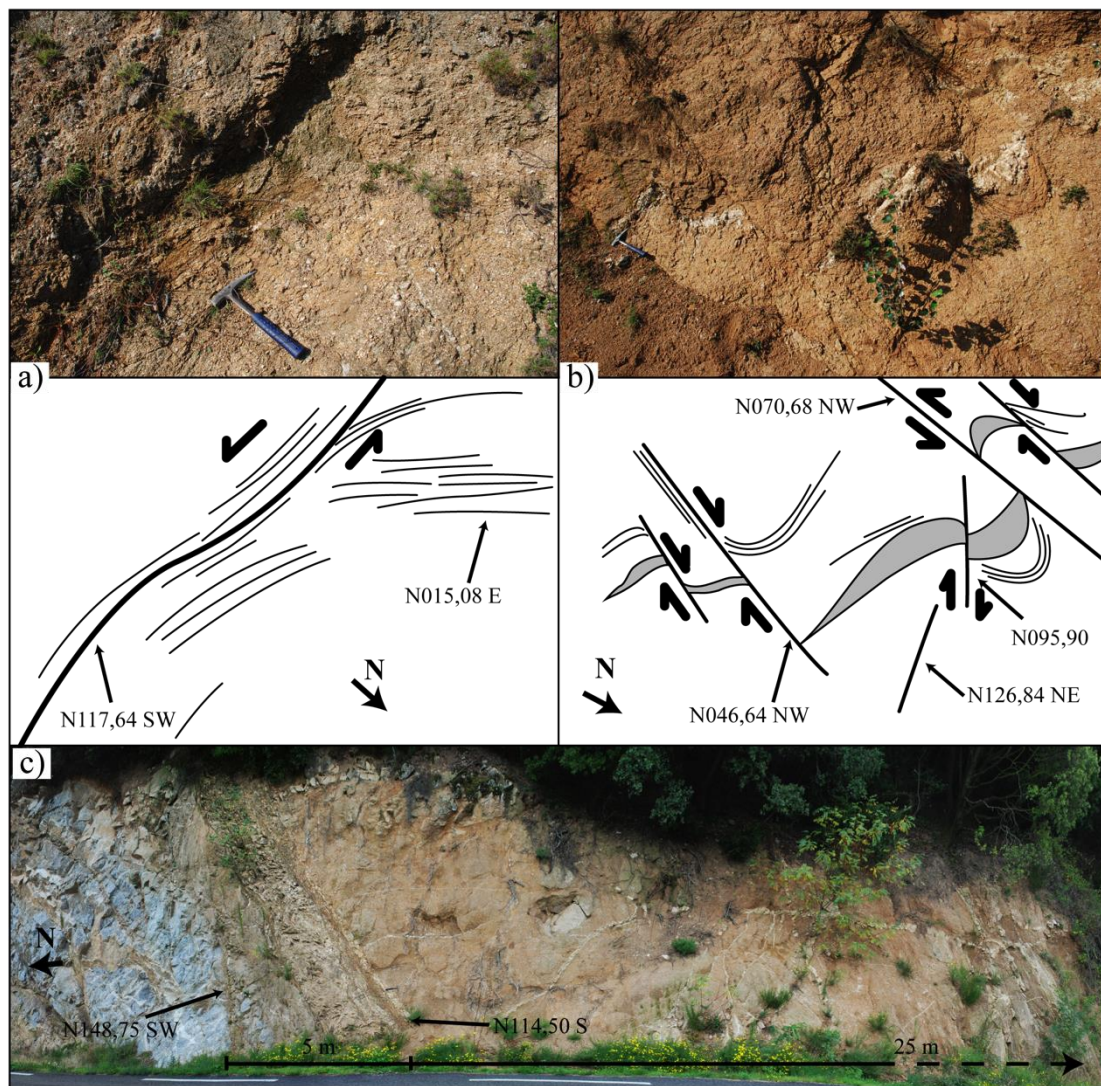


Figure 2.11 : observations des zones altérées a) et b) au point 3 de la D533 (Figure 2.10), avec schéma des mouvements cisailant et des décalages de filon d'aplite (grisé) c) au point 4 de la D533.

Deux zones d'altération importante sont localisées en association à deux structures NW-SE, une majeure au point 3 et l'autre mineure au point 4 (Figure 2.10). Au

point 3, l'incision peut être associée à une faille importante soulignée par une schistosité formée par l'alignement de ferromagnésiens et de feldspaths/plagioclases (Figure 2.11a). Ces plans de schistosité, ainsi que les filons d'aplite montrent des déformations induites par des cisaillements ductiles. Des mouvements normaux sont observés sur des plans ESE-WNW à pendage SW, NE-SW à pendage NW mais aussi des mouvements inverses selon des plans ENE-WSW à pendage NW. Au point 4, le contact entre le granite fracturé et la zone altérée se fait selon un plan NW-SE à pendage SW (Figure 2.11b). On y distingue une zone fortement fracturée, avec un filon basique et un filon aplitique de direction E-W à pendage S qui sont eux-mêmes fortement fracturés. Cette zone altérée s'étend latéralement sur 25 m environ.

2.1.3.1. D232 : la seconde zone intra-bloc du granite calco-alcalin

La D232 se situe également au cœur d'un bloc de premier ordre limité par deux failles ENE-WSW (Figure 2.7). Si la discontinuité des affleurements ne permet pas de discuter des espacements des structures, deux zones sont intéressantes pour l'étude de la fracturation (Figure 2.12).

La faille 1, ENE-WSW, est la zone de fracturation principale dans la partie sud de la zone cartée (1, figure 2.12) et elle s'étend jusqu'aux hauteurs de Saint-Georges-les-Bains. Une des failles de même direction, probablement associée à la précédente, localise également l'unique « zone altérée » de la zone cartographiée (2, figure 2.12). Enfin, au point 3, la SL1 a été réalisée à l'intersection entre cette faille et une faille majeure N-S (Figure 2.13a). Cette SL montre une forte dispersion de la fracturation avec la famille majoritaire dans la direction de la faille majeure ENE-WSW. Une seconde famille de fractures est bien exprimée avec une direction N-S, elle représente 23,9 % des fractures sur le graphe exprimé en nombre et 24,9% sur celui exprimé en longueur. Même si le diagramme en nombre de fractures suggère une séparation entre des directions ENE-WSW et E-W, cette séparation n'est pas retrouvée avec la pondération des longueurs, où la famille E-W est peu ou pas exprimée. Nous n'avons donc retenu qu'une seule famille ENE-WSW qui représente 39,9% des fractures en nombre et 52,1% en longueur. Le reste des orientations n'est représenté que par des fractures très courtes.

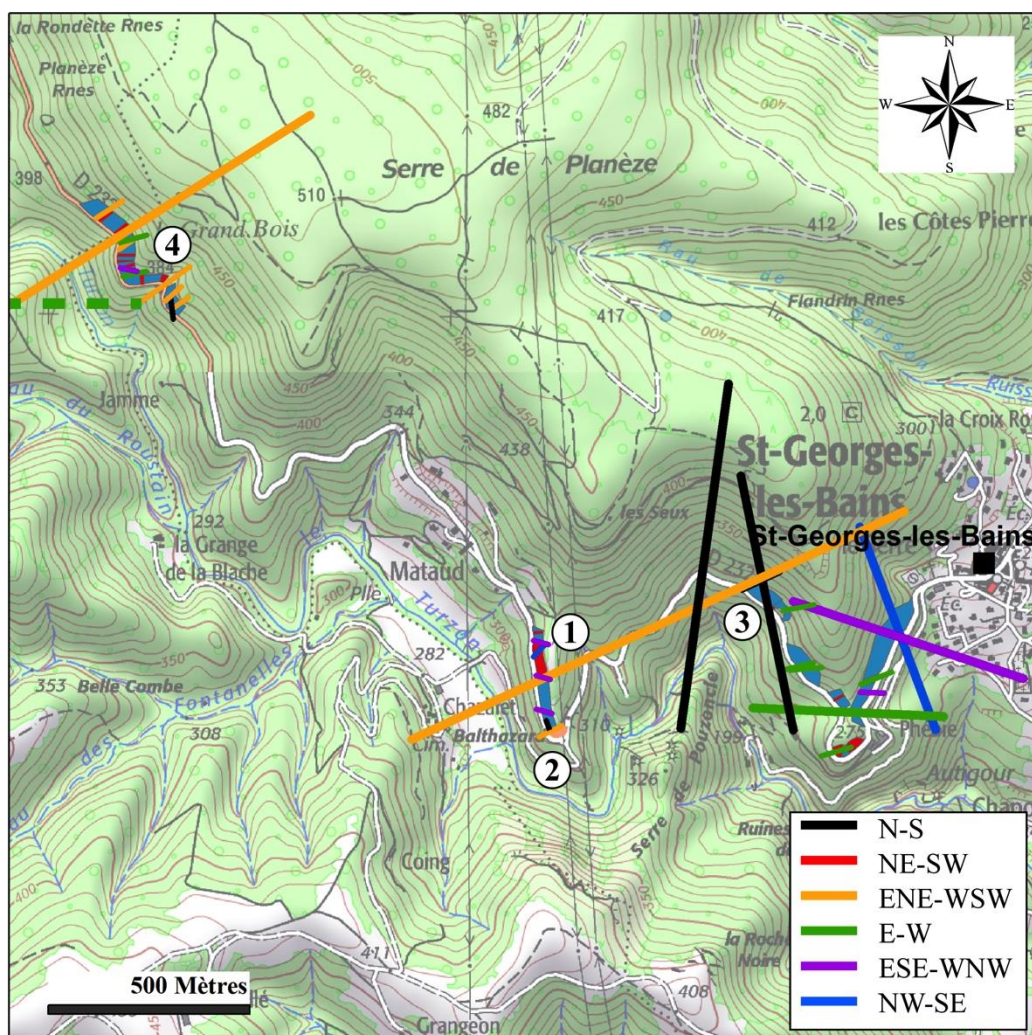


Figure 2.12 : carte des espacements des structures majeures observées à l’affleurement le long de la route D232.

La faille majeure N-S est soulignée par la présence de précipitations d’oxydes, de calcite et de barytine qui ont été des zones d’exploitation de la barytine. Cette exploitation permet de mettre en évidence le lien entre ces précipitations et les différentes familles directionnelles (Figure 2.13a). En effet, les plans qui localisent les minéralisations les plus importantes sont de direction N160 à N165°E et semblent fonctionner en mode I principalement. Ces minéralisations sont systématiquement arrêtées sur des plans N052 à N062°E qui montrent un mouvement dextre, indiqué par le décalage des minéralisations les plus épaisses et des plans de stries quasi horizontales. Des minéralisations plus fines sont systématiquement associées à ces plans ENE-WSW. On a ainsi, un exemple d’une direction d’extension compatible avec des mouvements décrochant selon une direction ENE-WSW à l’échelle régionale et qui décale et ouvre les structures de direction N-S (Figure 2.13a).

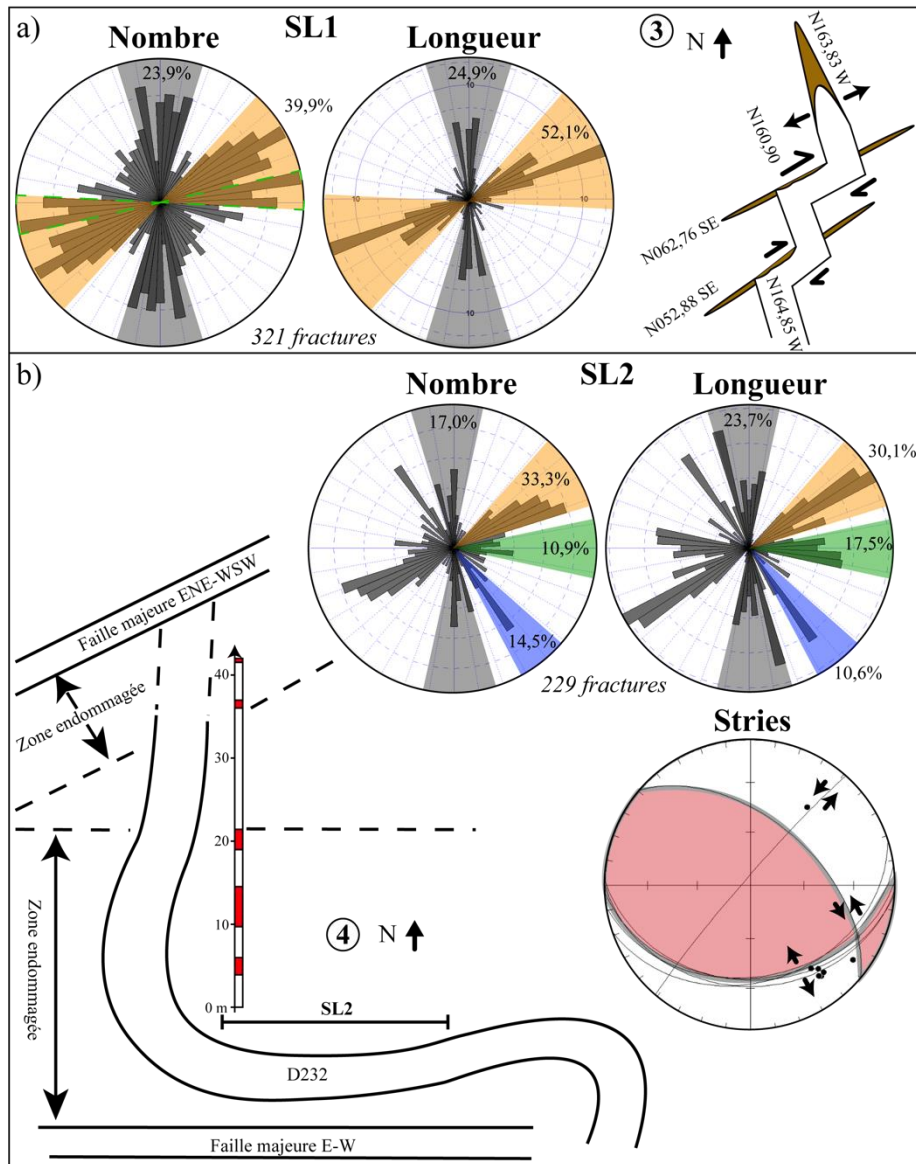


Figure 2.13 : a) diagrammes d'orientation en nombres et longueurs des fractures et observation des précipitations de barytines au point 3 de la D232, b) diagrammes d'orientation en nombre et longueurs des fractures et observation de la densité des clusters de fractures au point 4 de la D232 et analyse mouvements sur les plans de fractures par la direction des stries.

Dans la partie Nord-Ouest de cette route, une seconde grande faille orientée ENE-WSW et une série de failles mineures dans la même direction sont cartées (4, figure 2.12). Le profil SL2, effectué à cet endroit, montre une direction dominante des fractures dominante \approx ENE-WSW (33,3% en nombre et 30,1% en longueur), en accord avec la direction principale des failles, et également des directions N-S (17,0 - 23,7 %), E-W (10,9-17,5%) et NW-SE (14,5-10,6%) (Figure 2.13b). A noter que la direction E-W n'est pas subverticale mais à pendage de 30° vers le Sud. De plus, ces plans montrent régulièrement la présence de stries indiquant un mouvement normal (Figure 2.13b). Du

Nord vers le Sud, le profil entre 42 et 37 m recoupe la zone endommagée de la faille majeure ENE-WSW située juste au Nord. Puis à partir de 22 m jusqu'à 0 m, la densité de couloirs fracturés E-W à pendage sud augmente en se rapprochant de la vallée située au Sud du profil. Sur les plans de fractures mesurés le long de SL2, les stries avec marqueurs de direction de mouvement ont également été mesurées pour analyser les contraintes (Figure 2.13b). La majorité des plans ont une direction E-W à pendage sud, avec un mouvement normal, mais des plans secondaires de direction N135,45 NE et de direction N040,85 NW à mouvement sénestre sont également présents. Le rapport de ces plans permet de calculer une direction d'extension NNE-SSW (Figure 2.13b).

2.1.3.2. D21 : la zone intra-bloc du leucogranite

L'analyse des affleurements de la D21 permet l'analyse de la fracturation dans le cœur du même bloc de premier que celui analysé grâce aux affleurements de la D232. Ces affleurements sont plus éloignés des failles bordières du fossé d'effondrement (Figure 2.7). De nombreuses failles majeures ENE-WSW segmentent la zone, avec des espacements compris entre 85 et 260 m (Figure 2.14). Des failles de direction N-S et NE-SW sont également présentes, les directions E-W et WNW-ESE n'apparaissant que de façon mineure. Les zones de fracturation les plus développées se situent entre les failles majeures NE-SW et N-S (point 1). Deux profils de fracturation ont été effectués de part et d'autre du cœur de faille majeure NE-SW (Figure 2.15a). Dans la partie peu fracturée, deux familles se distinguent nettement, avec des directions ENE-WSW (43,2 % en nombre - 59,6 % en longueurs) et NW-SE (34,1 % en nombre - 12,8 % en longueur). La distribution des fractures est plus étalée autour de la distribution principale sur le diagramme en nombre, ce qui indique la présence de nombreuses petites fractures obliques aux directions principales. Dans la partie intensément fracturée, la direction de fracturation principale devient NW-SE, associées à deux familles secondaires ESE-WNW et N-S. Cette évolution peut traduire une compartimentalisation de la fracturation de part et d'autre de la faille NW-SE, ou bien une rotation de la contrainte locale qui entraîne une rotation des fractures, la direction ENE-WSW majoritaire devenant NW-SE et la direction NW-SE qui devient ESE-WNW.

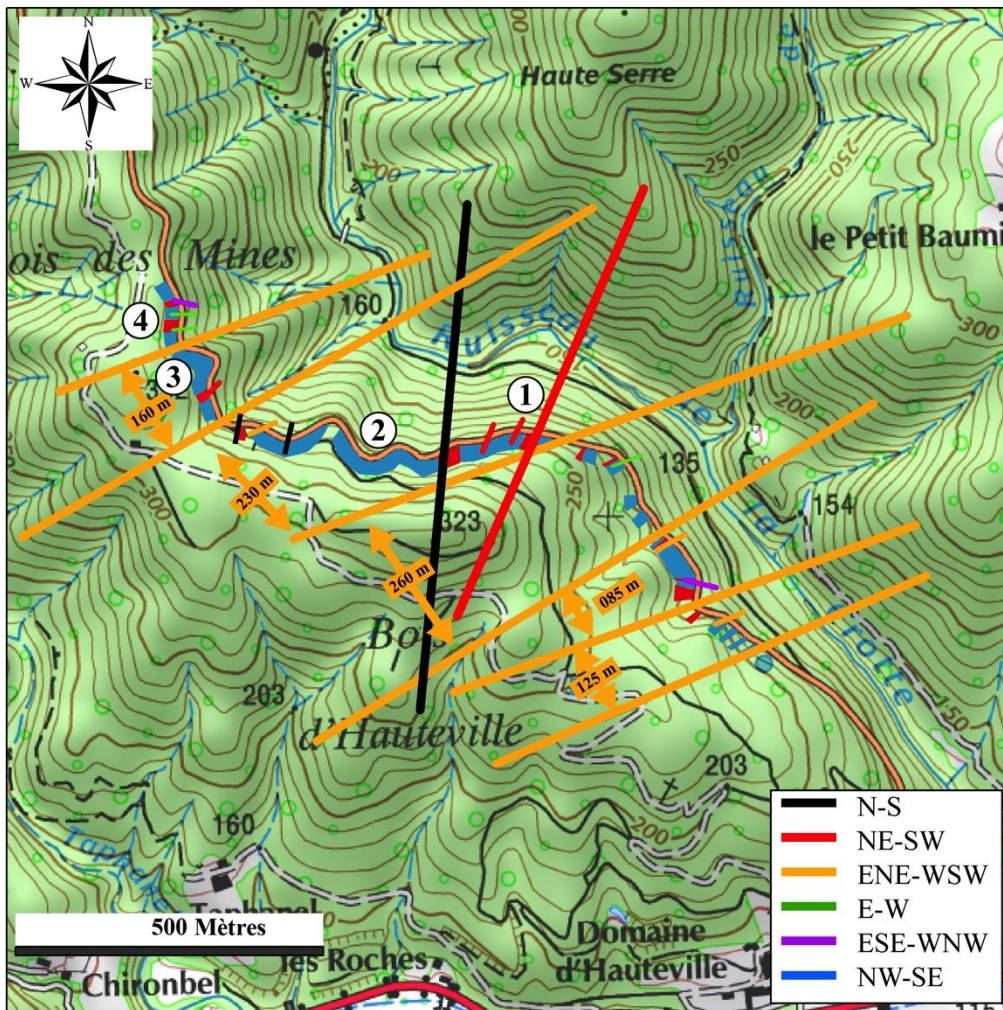


Figure 2.14 : carte des espacements des structures majeures observées à l’affleurement le long de la route D21.

La fracturation a également été étudiée, avec SL3 au point 2, dans une partie du bloc loin de toute faille, (Figure 2.14). Dans cette zone, deux directions de fracture dominant (Figure 2.15b) : des directions N-S majoritaires en nombre (38,5%) et des directions WSW-ENE (22,5%). Cette seconde direction devient majoritaire quand les longueurs sont prises en compte (36,9% contre 28,0% de N-S) même si elle semble se diviser en deux sous-familles (Figure 2.15b).

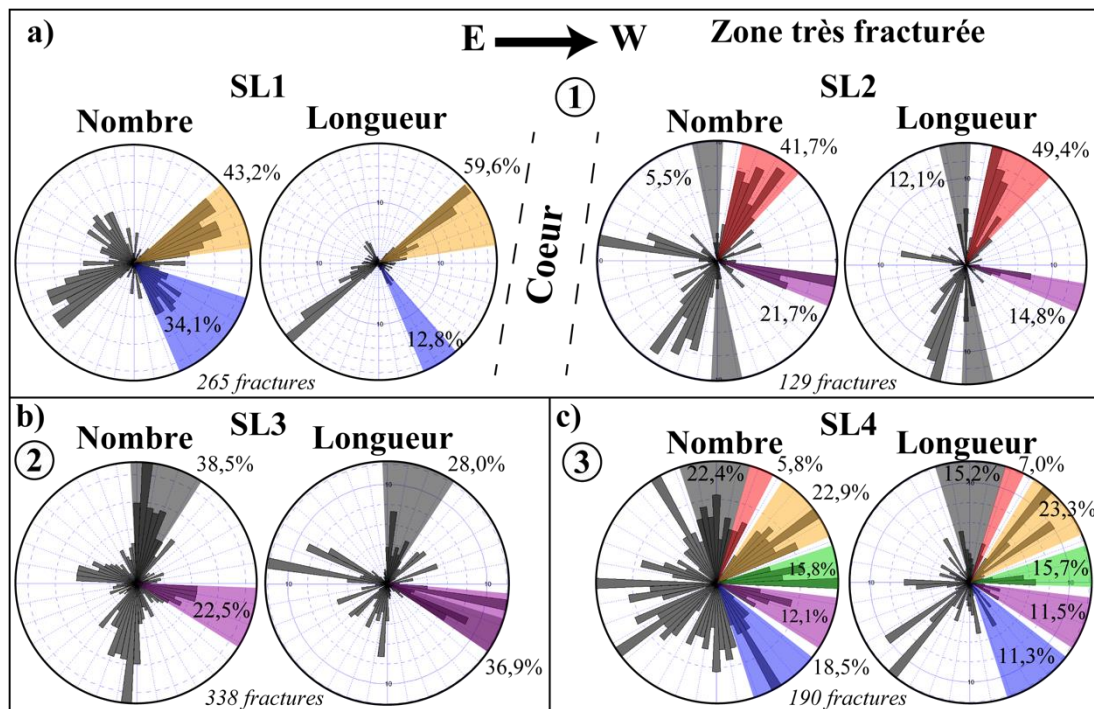


Figure 2.15 : résultats des orientations des fractures sur les profils de mesures le long de la route D21, en nombre et pondérée de la longueur cumulée.

Enfin, un dernier profil de fracturation a été effectué sur le flan de la faille majeure ENE-WSW la plus au nord de la zone (3, figure 2.14). Ce profil montre une forte dispersion de la fracturation, où l'ensemble des familles identifiées sur les MNTs est représenté (Figure 2.15c). Les fractures dominantes sont dans la même direction que la faille majeure (22,9 - 23,3 %), elles sont accompagnées de fractures N-S en proportion quasi-équivalente (22,4 - 15,2 %). Les fractures E-W, ESE-WNW et NW-SE sont des structures secondaires, et les fractures NE-SW ne sont individualisées clairement des N-S qu'avec le diagramme en longueur où elles représentent 7,0 % de la fracturation totale.

Dans le compartiment nord de la faille majeure, au point 4, plusieurs cœurs de failles mineurs sont cartés, de direction E-W et ESE-WNW, ainsi qu'une zone de fracturation intense (Figure 2.14). Dans toute cette zone, de nombreuses minéralisations de quartz hydrothermaux sont présentes dans les cœurs de failles de direction E - W ainsi que dans les fractures de même direction. Avec la fracturation dispersée démontrée par SL4, on peut supposer que la présence de ces minéralisations est liée à la présence de ces différentes directions qui crée une forte connectivité entre les différentes familles directionnelles, alors que les autres SLs de la zone montrent la présence d'uniquement deux familles par SL.

2.1.3.3. D265 : La zone de faille de La-Voulte-sur-Rhône

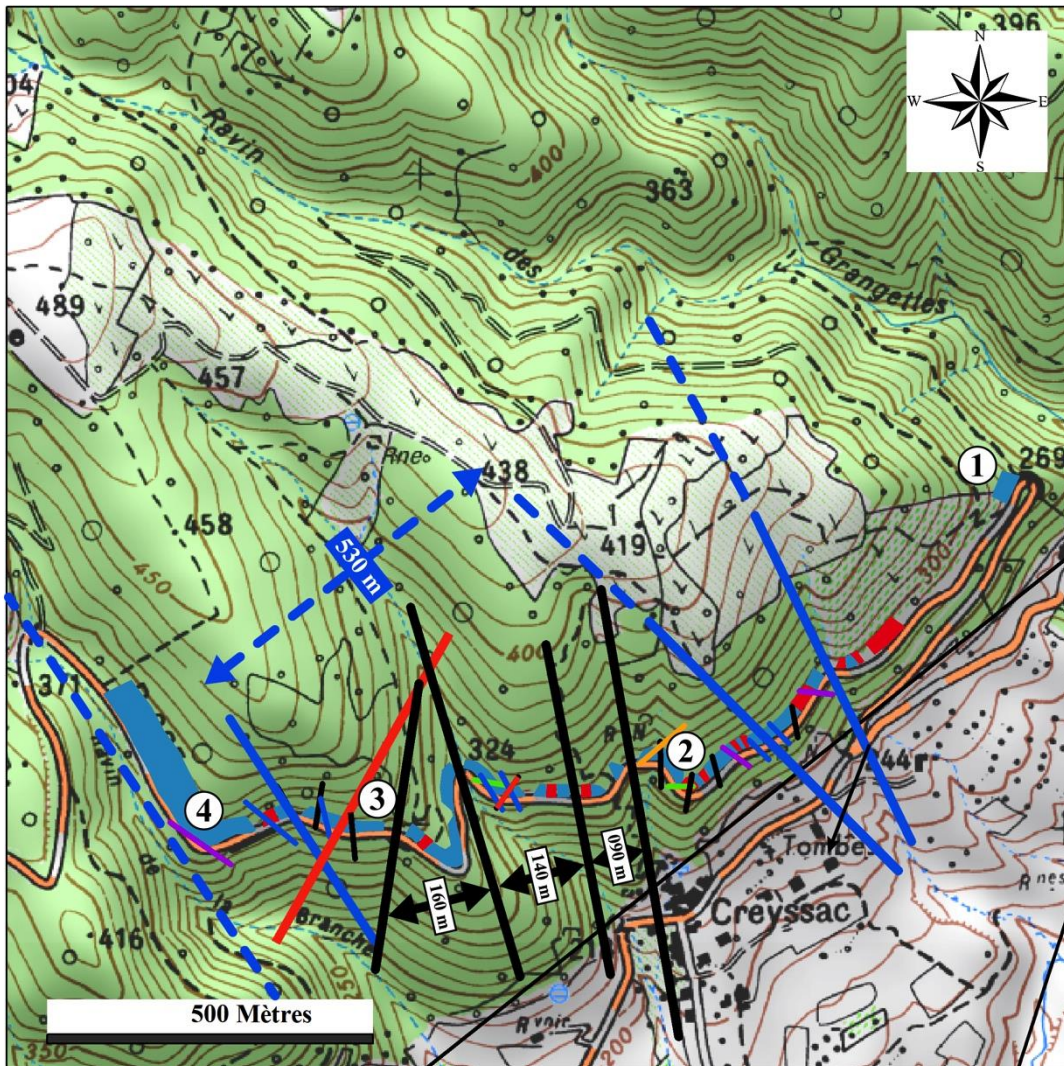


Figure 2.16 : carte des espacements des structures majeures observées à l’affleurement le long de la route D265.

Le bord de route le long de la D265 traverse les gneiss de l’unité inférieure en s’éloignant progressivement de la grande faille de La-Voulte-sur-Rhône qui les séparent des sédiments jurassiques (Figure 2.7). A proximité de cette faille, les failles majeures et mineures identifiées à l’échelle du terrain sont en majorité d’orientation N165 à N010°E, ainsi que N°140°E (Figure 2.16). Pour les failles majeures, la première semble s’organiser selon un espacement plus ou moins régulier entre 90 et 160 m, hors des zones de cluster formés par les failles majeures N140°E espacé de 500 m environ.

Quatre profils de fracturation ont été effectués : SL1 et SL3 plutôt proche de la faille, puis SL4 et SL2 en pénétrant vers le cœur du bloc structural (Figure 2.16).

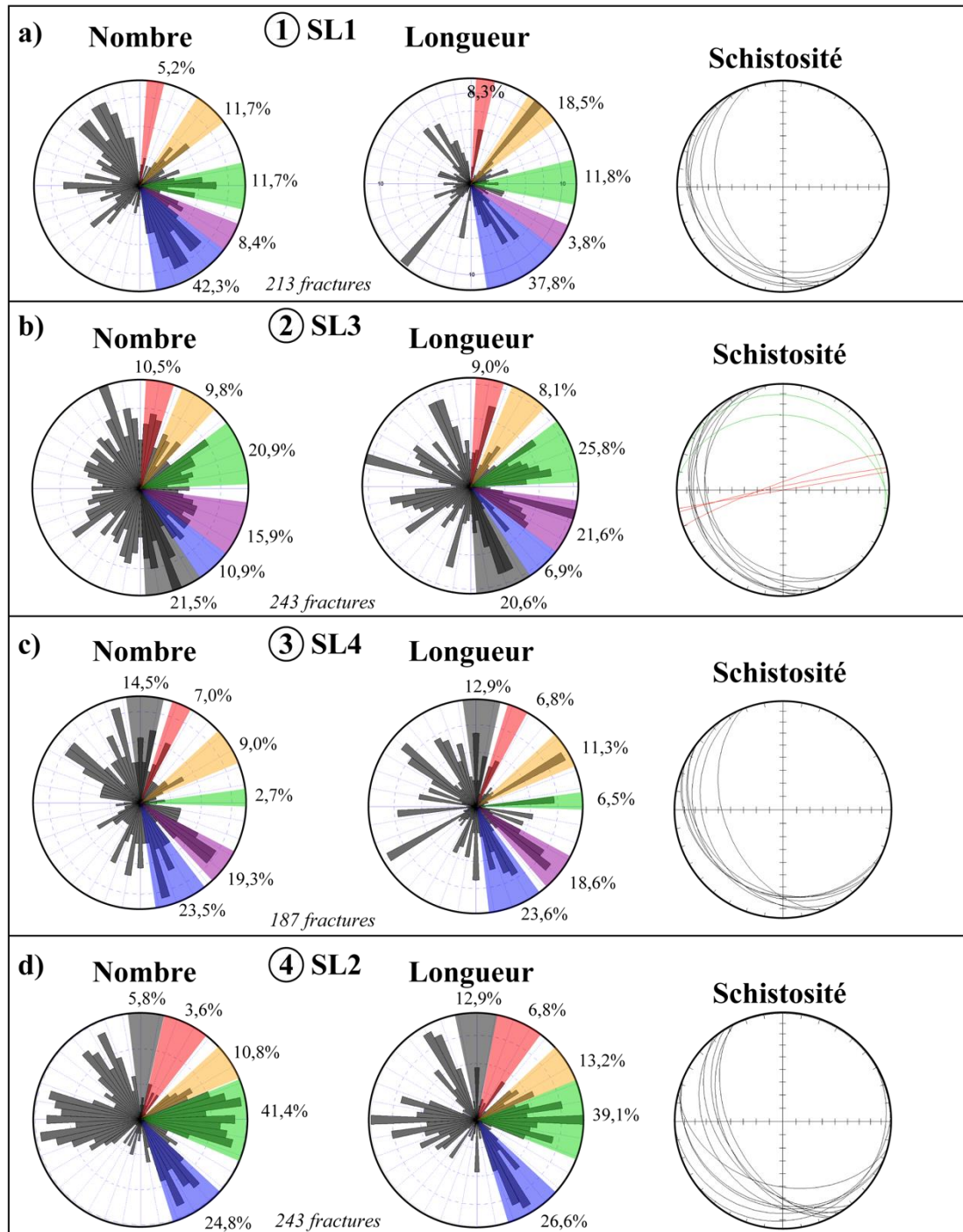


Figure 2.17 : résultats des orientations des fractures sur les profils de mesures le long de la route D265, en nombre et pondérées de la longueur, ainsi que les mesures de la schistosité.

Au point 1, la direction de fracturation dominante est entre N130°E et N170°E et représente 37 à 42 % des fractures environ autant en nombre et en longueur. Les directions N010°E, N040°E, N090°E et N120°E sont présentes en quantité moindre, entre 5 et 18 % (Figure 2.17a). La schistosité des gneiss varie également selon des directions N120 à 155°E dans le secteur, mais les plans de fractures de cette direction ont un pendage qui lui est oblique (entre 15 et 40° pour la schistosité et entre 37 et 72 pour les fractures). Au point 2, le diagramme en nombre montre une fracturation très dispersée, l'ensemble des familles de fractures est représenté avec des proportions entre 10 et 20% environs (Figure 2.17b). Sur le diagramme en longueur en revanche, les directions N150-170°E, N120°E et N070°E prennent le pas sur les autres. A cet endroit situé à l'intersection entre des failles subméridiennes et N050°E à E-W (2, figure 2.16), La schistosité est plissée avec des directions qui varie latéralement de N130,20°SW à N172,27°W. Elle est également perturbée localement par les failles subméridiennes où elle passe à des directions N110,10°N environ (vert, figure 2.17b). Enfin, des traces de minéralisations importantes d'oxydes se retrouvent dans certaines fractures N070 à 080°E (rouge, figure 2.17b).

Au point 3, SL4 est à l'intersection entre le domaine contrôlé par les failles majeures N-S et NW-SE (3, figure 2.16). La fracturation sur le profil est majoritairement N150°E avec 23 % des fractures à la fois en nombre et en longueur. Deux directions secondaires sont identifiées : N-S avec 14,5 % en nombre et 12,9 % en longueurs, et N130°E avec 19,3 % en nombre et 18,6 % en longueur (Figure 2.17c). Les autres directions de fracturation, N020°E, N050°E et N090°E sont néanmoins présentes, même si en plus faible quantité. La schistosité autour de ce profil varie également en orientation entre N112,23°SW et N158,45°SW. Au point 4, le profil SL2 a été effectué dans la zone de cluster de failles NW-SE loin de la faille de La-Voulte-sur-Rhône (4, figure 2.16). Ce sont les fractures E-W qui sont majoritaires à cet endroit avec 41,4 % des fractures en nombre et 39,1 % en longueur (Figure 2.17c). La direction NW-SE est la famille secondaire avec 24,8 % en nombre et 26,6 % en longueur. La schistosité mesurée à la volée aux alentours du profil varie fortement : de N060,10 °SE à N153,45° SW.

2.1.3.4. La zone de faille du col de Rotisson

Au niveau du col du Rotisson, la qualité d'affleurement dans le synforme de Bruzac n'est pas suffisante pour effectuer une cartographie continue des structures, des profils de fracturation autour de la faille qui le met au contact des granites ont néanmoins été effectués (Figure 2.7).

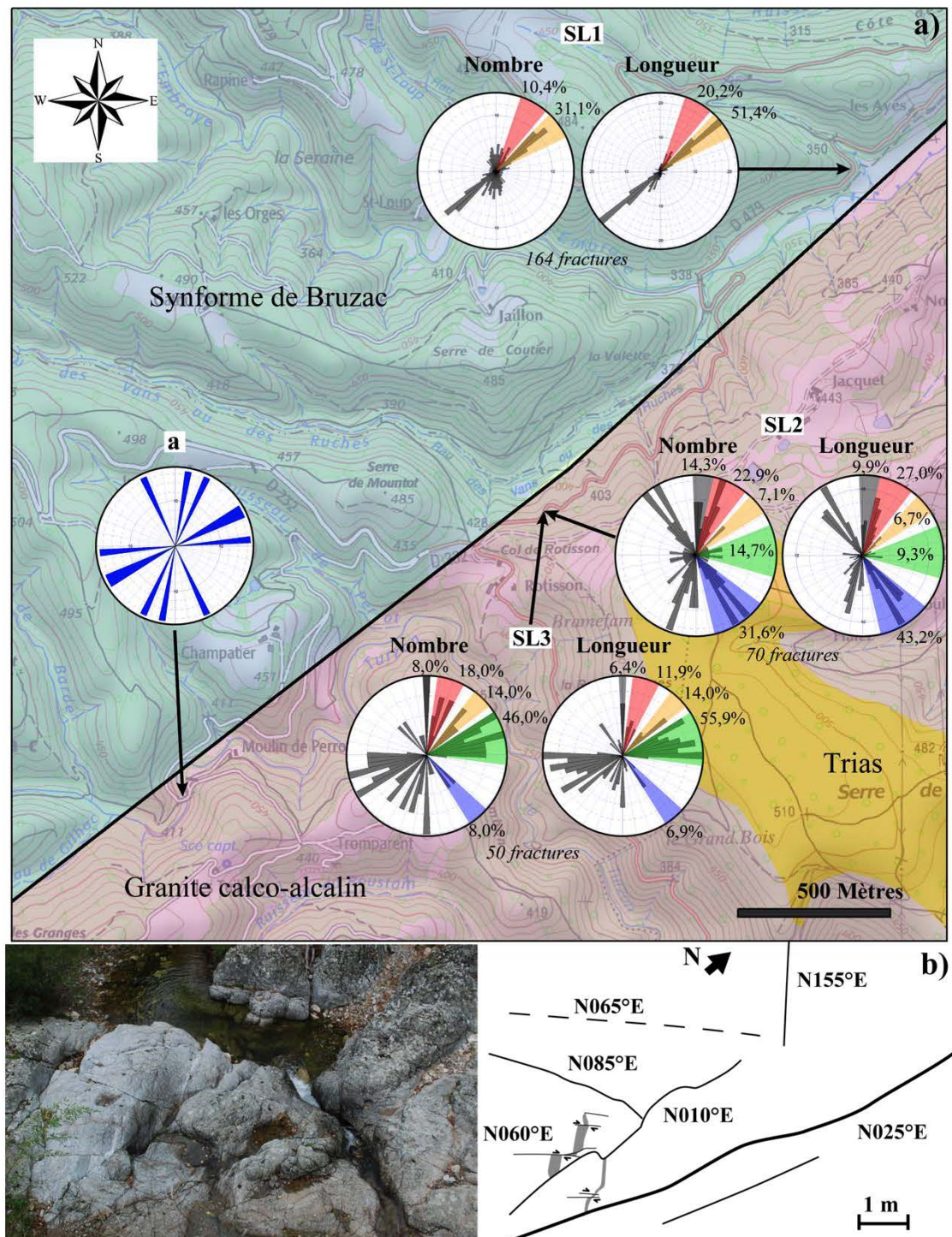


Figure 2.18 : a) carte de localisation et résultats d'orientation des profils de mesures de fracturation au niveau du col du Rotisson, b) Schéma d'affleurement au point a.

Dans les schistes, la fracturation dominante est liée à l'ouverture des plans de schistosité, qui est de direction N050°E à pendage E, c'est-à-dire dans la direction de la faille, à l'endroit étudié (SL1, figure 2.18a). Le diagramme d'orientation en nombre montre néanmoins que des fractures dans les autres directions sont également présentes à l'affleurement, excepté dans les directions N080 à N140°E. Cependant, seule une famille directionnelle N030°E ressort dans le diagramme en longueur avec 20,2 % des fractures.

Dans les granites, deux profils ont été effectués proches de la zone de faille et sont séparés par un cœur de faille mineur de direction N050°E à pendage SE (SL2 et 3, figure 2.18a). Au niveau d'SL2, la fracturation dominante est de direction NW-SE avec 31,6 % des fractures en nombre et 43,2 % en longueur. Pour SL3, la direction majoritaire est ENE-WSW avec 46,0 % des fractures en nombre et 55,9 % en longueur. Les directions N000°E, N20°E et N050°E sont présentes sur les deux profils à hauteur de 6,4 à 27 % suivant le profil et le comptage en nombre ou longueur.

Un peu plus au SW, au point a, une dalle granitique offre la possibilité d'étudier les mouvements relatifs des fractures N060°E (Figure 2.18b). A cet endroit, la fluidalité magmatique est observable grâce à l'alignement des feldspaths potassiques, qui y est de direction N150°E environ. Un filon basique dans la même direction y est décalé de manière dextre par les fractures N060°E.

2.1.4. Le réseau de failles et de fractures : synthèse

L'analyse multi-échelle du réseau de failles et de fractures permet d'établir un modèle d'organisation structurale pour cette partie du Massif central. L'étude des failles référencées sur les cartes géologiques, ainsi que l'étude des linéaments structuraux sur les données MNTs a montré que la structure premier ordre du socle à l'affleurement est contrôlée par les failles de direction ENE-WSW et NE-SW (Figure 2.19a). Elles contrôlent la succession des lithologies : la faille de La-Voulte-sur-Rhône qui met en contact le socle et les sédiments jurassiques, le synforme de Bruzac pris entre une faille de direction ENE-WSW et une NE-SW, les décalages dextres de l'unité métamorphique supérieure, ainsi que la forme de la bordure du fossé au sud de Valence. Ces failles ont un espacement caractéristique qui forme des blocs structuraux entre 4 et 8 km de large pour les directions ENE-WSW et autour de 9 km pour les directions NE-SW.

L'étude des données MNTs à l'échelle 1/50 000 ainsi que l'étude des structures majeures à l'échelle du terrain font apparaître de nouvelles directions non exprimées à l'échelle 1/250 000 : des structures N-S, E-W, NW-SE, ainsi que des directions ESE-WNW qui s'individualisent localement des NW-SE. Au sein d'un bloc structural de premier ordre, l'étude des bords de routes de la D21 et D533 montre que les failles ENE-WSW se structurent selon des blocs structuraux d'espacement plutôt régulier entre 100 et 300 m (Figure 2.19b). Des blocs de largeur régulière sont également observés localement pour les failles de directions N-S et NW-SE, avec des espacements de 90 à 160 m et de 250 à 500 m respectivement (D265, D533). Les directions NE-SW et E-W sont également présentes, mais ont une distribution plus aléatoire au sein des blocs structuraux.

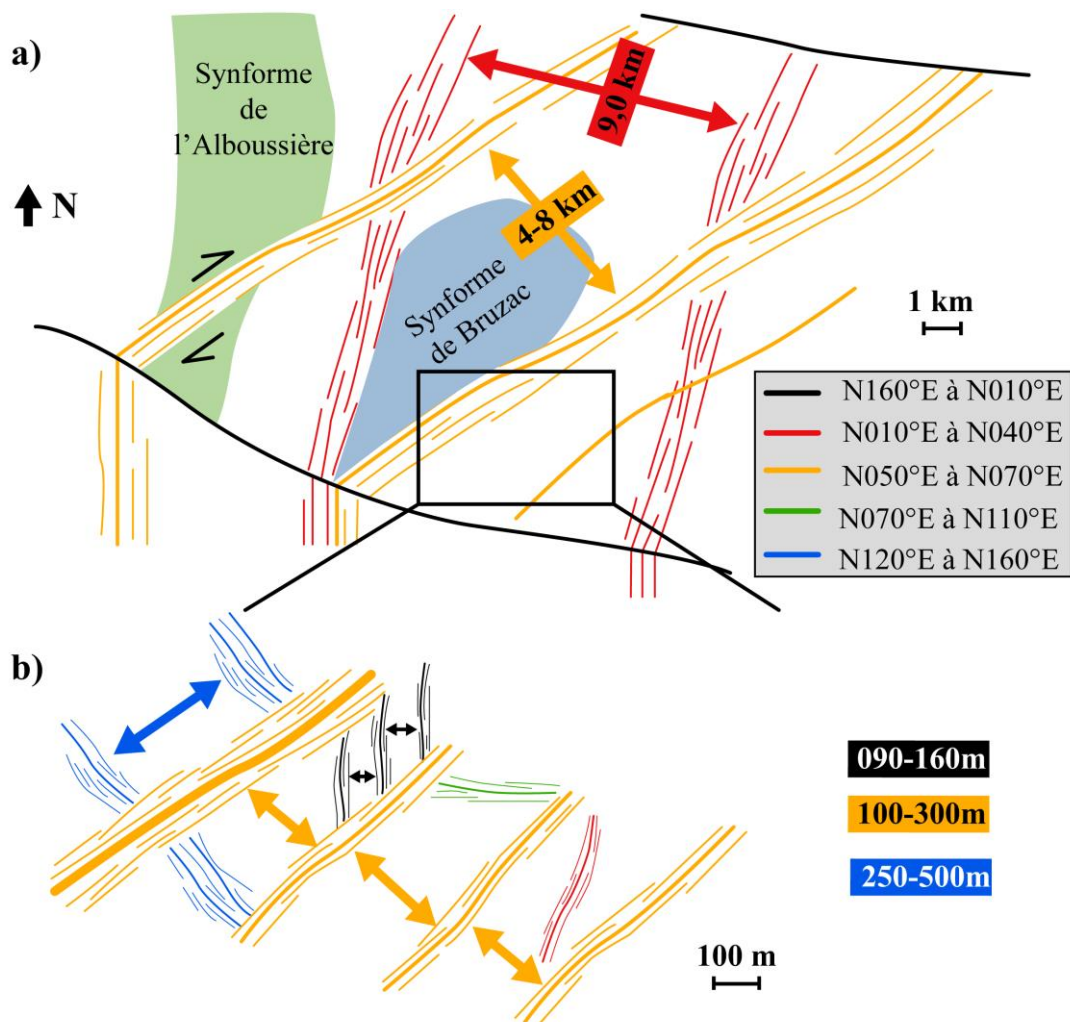


Figure 2.19 : schémas de synthèse de l'organisation du réseau de failles dans la zone d'étude du Massif central : a) au premier ordre, b) à l'intérieur d'un bloc structural de premier ordre.

Il est intéressant de noter que les structures d'ordres supérieurs n'ont pas d'influence sur les structures plus locales. En effet, à proximité la faille premier ordre ENE-WSW de La-Voulte-sur-Rhône par exemple, cette direction est très peu exprimée à l'échelle des failles et de la fracturation de terrain (*D265*). Ce fait est également observé avec l'étude de la fracturation au niveau du col du Rotisson où les directions de fractures ENE-WSW ne sont majoritaires qu'au niveau des Schistes de Bruzac. Ce sont plutôt les structures locales, à l'échelle du terrain qui contrôlent le réseau de fractures métriques. Les orientations de fractures exprimées sont alors fortement compartimentalisées : les profils effectués de part et d'autre d'une faille identifiée sur le terrain montre clairement des orientations dominantes qui changent entre le toit et le mur de la faille (*SL1 et 2, D21, par exemple*). Les autres profils effectués montrent bien plus souvent une direction de fracturation dominante équivalente aux failles mineures cartées aux alentours qu'aux failles majeures ou qu'aux failles à l'échelle 1/50 000 proches.

Avec les différents profils, la fracturation peut également être analysée en fonction des lithologies encaissantes. Dans les gneiss et les schistes, la foliation ne semble pas avoir d'effet sur les directions de fracturation. En effet, le long du bord de la route D21, celle-ci montre un plissement faible longueur d'onde qui entraîne des variations de directions de foliation de N110°E à N160°E avec un pendage de 10 à 40 °S-SW. Cette direction n'est cependant majoritaire que pour SL1. En revanche, lorsque celle-ci est bien orientée par rapport à la faille majeure environnante, comme c'est le cas au col du Rotisson, la fracturation « ouvre » les plans de schistosité et double la densité de fracture apparente (Tableau 2.3). Dans les granites, deux groupes de profils peuvent être distingués dans les résultats de densité : des zones où la densité de fracturation est entre 12 et 16 frac/m, et des zones où la densité est entre 22 et 32 frac/m. Là encore, ces différences de densité ne sont pas influencées par les structures majeures environnantes, mais semble plutôt lié à l'effet de la compartimentalisation locale du réseau de fracturation. Les 3 profils à la densité moindre sont ainsi localisés dans le toit de la faille majeure environnante (*Rotisson SL3, D232 SL2 et D21 SL4*) tandis que les profils à densité plus forte sont localisés soit dans le mur (*Rotisson SL2, D21 SL3*) ou dans les zones d'intersections de plusieurs failles (*D232 SL1, D21 SL1 et 2*).

Les intersections des failles sont ainsi des zones particulières du point de vue de la fracturation. C'est également dans ces zones, que sont observées les minéralisations secondaires identifiées dans les différents secteurs :

- 1) Les fractures à oxydes à l'intersection entre les directions majeures N-S, NW-SE et la zone de faille de La-Voulte-sur-Rhône au point 2 du bord de la route D265.
- 2) Les zones à minéralisations de quartz hydrothermaux au point 4 du bord de la route D21 où des directions E-W, N-S et ENE-WSW interagissent.
- 3) Au point 3 du bord de la route D232 à l'intersection entre des failles majeures à l'échelle du terrain de direction N-S et ENE-WSW où un gisement de barytine est répertorié.

Ce phénomène est également observé à l'échelle des failles premier ordre, où la densité est la plus importante à l'intersection des couloirs de failles N020°E et N050°E les plus importants de la zone d'étude.

Tableau 2.3 : récapitulatif des résultats de densité des différents profils de mesures de fractures effectués dans la zone d'étude du Massif Central.

Localité	Numéro	Orientation	Longueur (m)	Nb de fractures	Densité (frac/m)
Rotisson	1	N154°E	6,7	164	26,2
	2	N088°E	3,1	70	22,6
	3	N130°E	4,0	50	12,5
D232	1	N141°E	13,0	321	24,7
	2	N088°E	16,2	229	14,1
D21	1	N100°E	12,1	265	21,9
	2	N070°E	5,33	129	24,2
	3	N062°E	10,7	338	31,6
	4	N101°E	11,55	190	16,4
D265	1	N005, N035, N135 et N150°E	18,80	213	11,3
	2	N133°E	16,55	243	14,7
	3	N156°E	25,5	373	14,6
	4	N095	13,95	187	13,4

2.2. Les propriétés pétrophysiques et l'altération

L'analyse multi-échelle a permis de mettre en évidence les caractéristiques des réseaux de failles et de fractures en fonction des lithologies traversées. L'organisation spatiale des structures potentiellement drainantes, leur espacement, densité, orientation, ont ainsi été étudiés depuis l'échelle régionale avec les grandes failles NE-SW qui structurent cette partie du Massif central, jusqu'aux fractures centimétriques dans les différents compartiments. Afin de caractériser les propriétés matricielles des structures mises en évidence et d'établir les faciès pétro-structuraux des formations analogues des réservoirs profonds, les résultats des analyses pétrographiques et pétrophysiques sont présentés dans la section suivante. Ces analyses sont regroupés en fonction des principaux faciès reconnus dans la zone d'étude : 1) les échantillons des formations triasiques et jurassiques qui constituent la couverture sédimentaire surincombante au socle, 2) les faciès métamorphiques schisteux et gneissiques des unités supérieures et inférieures et 3) les granites carbonifères. Grâce à la cartographie précise des zones de failles le long des routes de la zone d'étude, une série d'échantillons des zones de failles majeures et mineures et des horizons d'altération proches de la couverture sédimentaire, dans les différentes lithologies du socle a été prélevée.

2.2.1. Les échantillons de couvertures

L'ensemble des échantillons de la couverture sédimentaire a été prélevé sur le bord Est du Massif central dans le compartiment est de la faille bordière où affleure les séries jurassiques et triasiques (Figure 2.20). Ces échantillons sont décrits dans l'ordre stratigraphique dans le but de construire un log synthétique qui résume l'ensemble des propriétés des formations rencontrées. Pour ce faire, les caractéristiques pétrographiques sont, dans un premier temps, décrites et résumées dans le tableau 2.4, puis les résultats des mesures pétrophysiques sont présentés en tenant compte de ces observations.

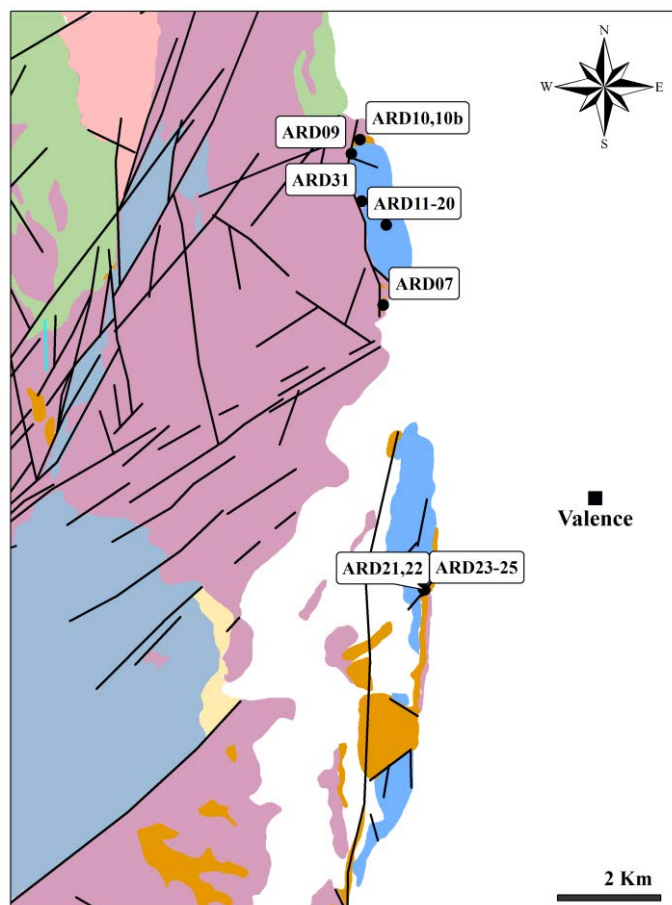


Figure 2.20 : carte des échantillons de sédiments triasiques et jurassiques le long de la bordure Est du Massif central.

2.2.1.1. Description pétrographique

- Les formations datées du Trias

Les échantillons des formations datées du Trias ont été principalement prélevés le long du chemin de la Côte sur une coupe équivalente à celle décrite originellement par Aubague (1966) (Ard 21 à 25) (Figure 2.20).

La coupe montre une série de bancs variés décalés par plusieurs failles (Figure 2.21). La série repose sur le socle à hauteur de la vallée et débute par deux bancs massifs, où le banc inférieur est très fracturé et représenté par l'échantillon Ard 22, et le banc supérieur, uniquement traversé par quelques fractures N-S à décalage normal, est représenté par l'échantillon Ard 21. L'échantillon Ard 22 est composé de grains anguleux de quartz et de feldspaths de granulométrie moyenne de 200 μm , dans un ciment à la composition similaire, ainsi que de quelques amas d'oxydes. On ne compte que deux ou

trois microfissures par lames minces mais elles ont une ouverture importante et ne présentent pas de trace de minéralisations secondaires (Figure 2.22a). L'échantillon Ard 22 est dominé par un ciment sparitique qui englobe des grains de quartz de taille variable et généralement craquelés (Figure 2.22b). De rares microfissures sont également visibles dans le ciment, sans traces de minéralisations.

Au dessus de ces bancs massifs affleure une première série marno-calcaire qui n'a pas été échantillonnée et qui est séparée des couches suivantes par une faille N055-63W à mouvement normal (Figure 2.21a). La séquence se poursuit par de nouvelles couches plus massives, surmontées d'une nouvelle série marno-calcaire au sommet de l'affleurement. Dans les couches massives ont été reconnus des faciès considérés comme similaires à celui de l'échantillon Ard 22, mais aussi des bancs gréseux peu consolidés, de couleur grise. Le passage entre les deux faciès se fait de manière progressive, avec une proportion gréseuse qui décroît progressivement vers le sommet de la série (Figure 2.21b).

Le passage progressif a été échantillonné comme suit : Ard 23 représente le faciès gréseux gris, Ard 24, un faciès de transition, et Ard 25, les parties les plus cimentées. En lames minces, cette transition se traduit par une augmentation de la proportion de ciment sparitique. En effet, l'échantillon Ard 23 est principalement composé de grains de quartz anguleux et fissurés, avec quelques grains de feldspaths, de granulométrie d'environ 500 μm , enrobés dans un ciment argileux peu important (Figure 2.22c). Dans l'échantillon Ard 24, le ciment argileux est remplacé par un ciment sparitique, qui augmente en proportion dans l'échantillon Ard 25 où il représente environ la moitié de la surface de la lame (Figure 2.22d). Pour ces trois échantillons, des pores pouvant atteindre des tailles équivalentes à la taille des grains sont visibles dans les espaces inter-grains.

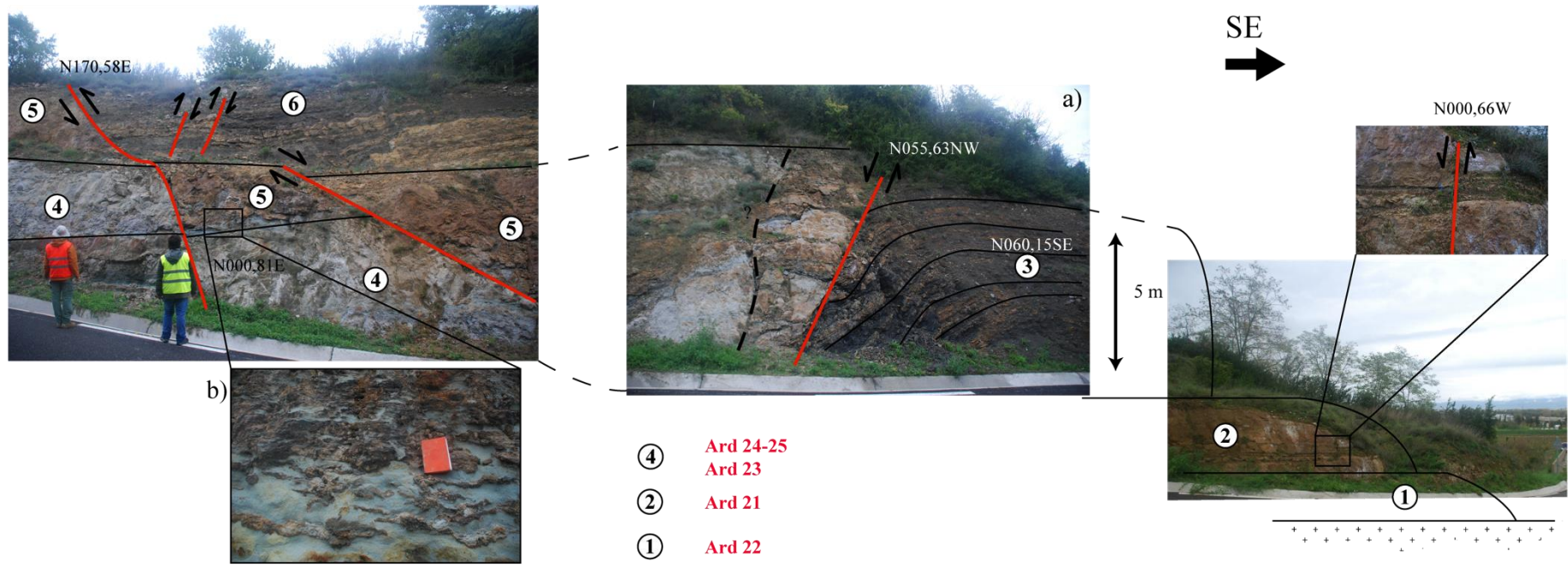


Figure 2.21 : coupe des formations du Trias sur le bord de route du chemin de la Côte partant de Les Croisières.

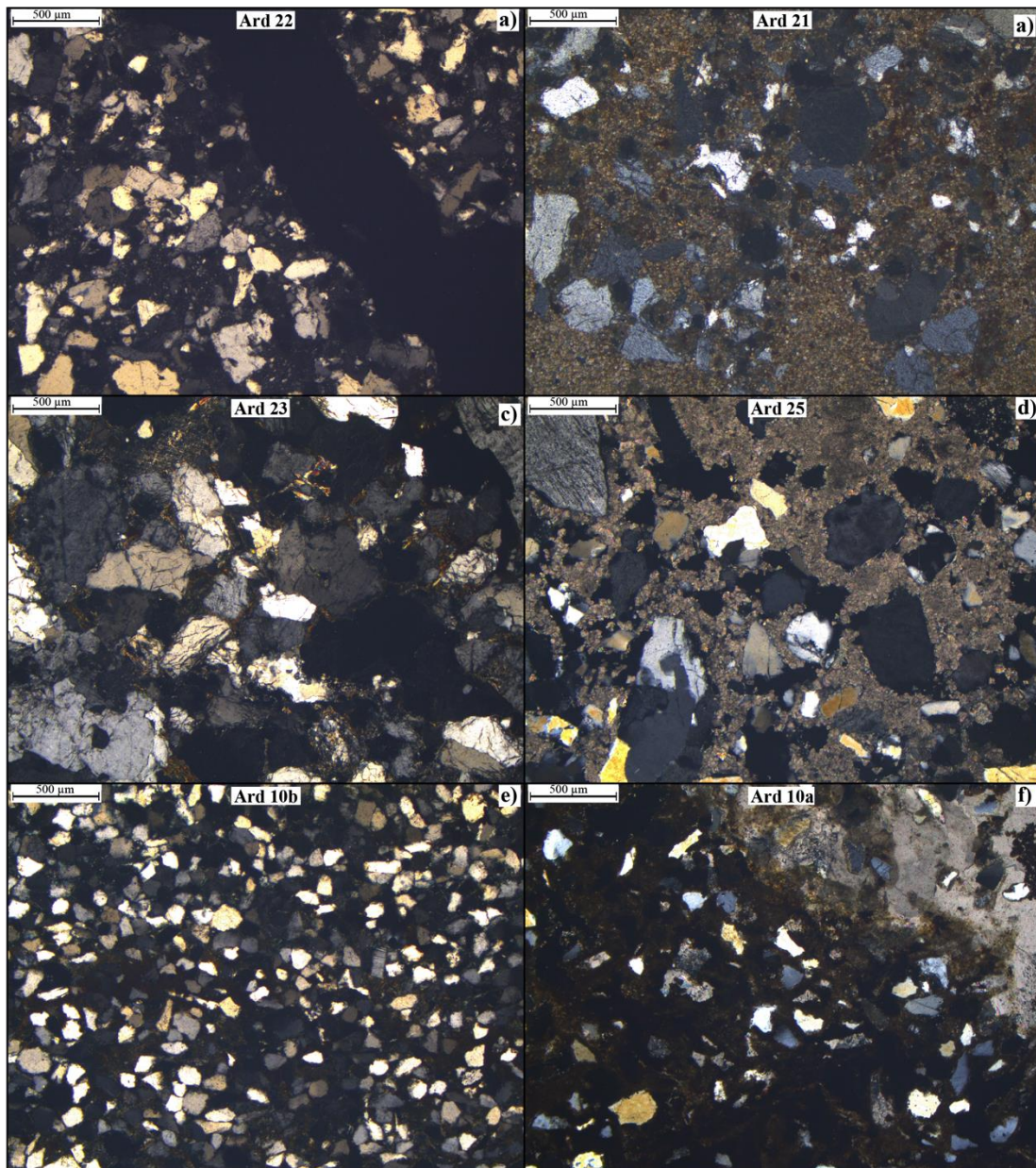


Figure 2.22 : lames minces en LPA des échantillons des formations du Trias : a) Ard 22, b) Ard 21, c) Ard 23, d) Ard 25, e) Ard 10b et f) Ard 10a.

Trois autres échantillons des formations du Trias n'ont pas été récoltés sur cette coupe (Ard 07, 10a et b) (Figure 2.20). Les observations des lames minces suggèrent que l'échantillon Ard 07 est équivalent à l'échantillon Ard 23. L'échantillon Ard 10b est de composition similaire à celle de l'échantillon Ard 07, mais avec une granulométrie plus fine (50-100 µm) (Figure 2.22e). Enfin, l'échantillon Ard 10a a été prélevé dans une zone altérée au contact de l'échantillon Ard 10b, assimilée à un cœur de faille, en lame mince, les grains de quartz sont ennoyés dans un ciment d'argiles et d'oxydes, et de nombreux pores et veines sont colmatés par de la calcite (Figure 2.22f).

- Les formations datées du Jurassique

Excepté les échantillons Ard 09 et Ard 31, les échantillons jurassiques ont été prélevés dans une carrière située proche de la bordure ouest de la fosse de Valence (Figure 2.20). Dans la carrière, de nombreuses zones de failles avec des cœurs argilisés et des clusters de fractures sont observées (Figure 2.23). Ces petites zones de failles sont principalement de direction N-S et E-W, subverticales et à mouvements décrochants. Des structures de direction $\approx N135, 50 NE$ sont également observées mais elles ont des densités de fracturation moins importantes. Dans l'ensemble, ce sont les cœurs de failles de direction N-S qui sont les plus importants en épaisseur et les plus argilisés. Les échantillons ont ainsi été prélevés majoritairement dans ces zones de failles. Il est également à noter que la stratification, quasi horizontale, montre des traces de glissement banc sur banc qui décalent les cœurs de failles N-S, marquées par des stries de direction $N100-110^\circ E$ sur les surfaces de bancs (Figure 2.23).

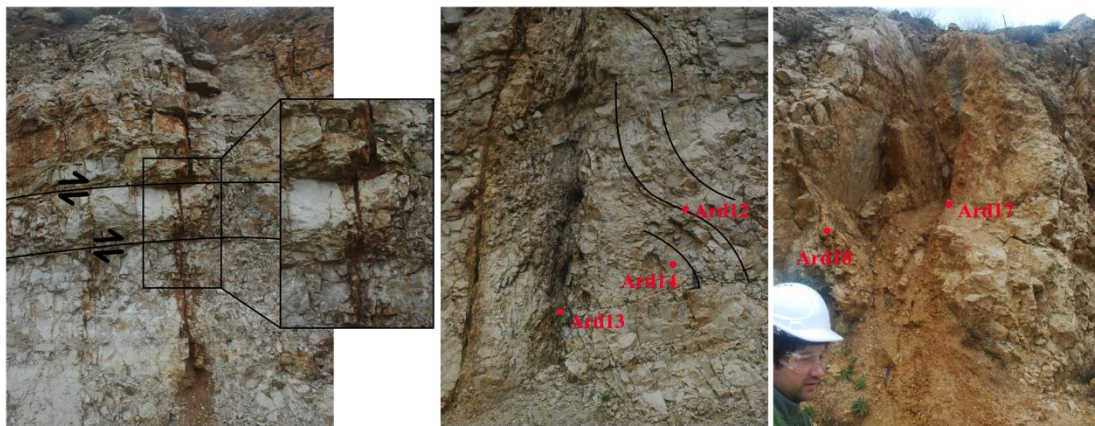


Figure 2.23 : les Formations jurassiques de la carrière Cémex au nord de Cornas, permettant de localiser les échantillons dans les zones de failles de direction N-S.

L'ensemble des échantillons prélevés, y compris Ard 09 et 31 qui appartiennent à la même série, sont des calcaires micritiques, dans lesquels les bioclastes sont plus ou moins bien visibles en lames minces. Dans les échantillons Ard 09, 31, 14, 16 et 20, provenant à la fois des cœurs de failles et de zones moins fracturées, des veines de calcites totalement colmatées sont présentes, et on y distingue jusqu'à 3 phases de remplissage : Une première bordure faite de cristaux fins avec localement des oxydes, des cristaux de calcite de taille micrométrique le long de cette bordure, puis des cristaux bien plus grossiers pouvant aller jusqu'à des tailles millimétriques qui colmatent les veines (Figure 2.24a & b).

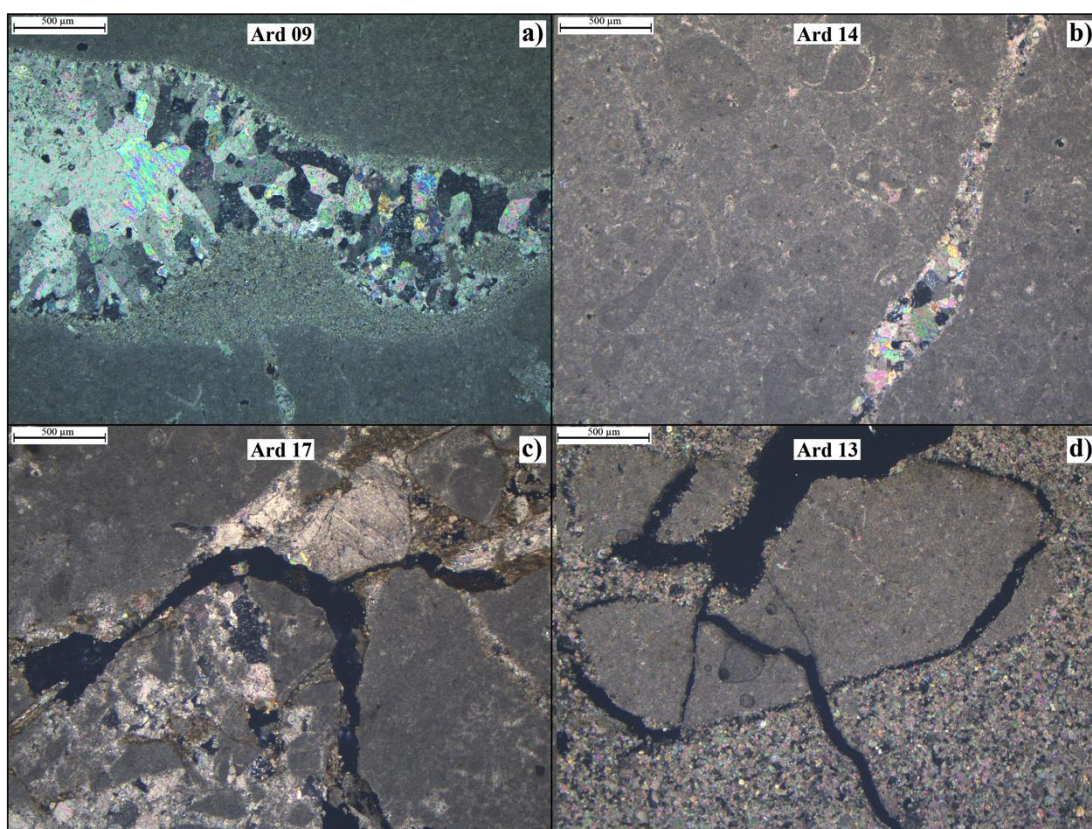


Figure 2.24 : photos de lames minces LPA des échantillons des formations du Jurassique : a) Ard 09, b) Ard 14, c) Ard 17, d) Ard 13.

Tableau 2.4 : synthèse des observations pétrographiques des échantillons de couverture avec : composition globale classée par ordre de proportion relative, granulométrie moyenne, type et volume qualitatif de porosité et des minéralisations secondaires.

Lithologie	Echantillons	Composition	Granulométrie moyenne	Porosité	Type de porosité	Microfissuration	Minéralisations
Jurassique	Ard 13	Sparite/micrite	80 µm	++	Fissures	++	Calcite - oxydes
	Ard 15 - 17	Micrite/sparite	<10 µm	+	Fissures	+	Calcite - oxydes
	Ard 09, 14, 16, 20, 31	Micrite	<10 µm	-	-	-	Calcite - oxydes
Trias	Ard 25	Sparite - Qz - Fls	500 µm	+	Pores	-	-
	Ard 24	Qz - Fls - sparite	500 µm	+	Pores	-	-
	Ard 23 - 07	Qz - Fls - argiles	500 µm	+	Pores	-	-
	Ard 21	Sparite - qz - ox	200 µm	-/+	Fissures	-/+	-
	Ard 22	Qz - Fls - ox	200 µm	+	Fissures	+	-
	Ard 10b	Qz - argiles	50 - 100 µm	+	Pores	-/+	-
	Ard 10a	Argiles - ox - qz	50 - 100 µm	+	Pores/fissures	+	Calcite

A l'échelle de la lame mince, on observe des fissures ouvertes uniquement dans les échantillons Ard 17 et 15, qui peuvent aller jusqu'à la bréchification des parties micritiques. L'espace entre les éléments de la brèche est colmatée par les recristallisations de calcites secondaires (Figure 2.24c). Enfin, pour l'échantillon Ard 13 prélevé au cœur d'un cluster de fractures, c'est la calcite secondaire qui devient dominante, avec uniquement la présence de quelques clastes micritiques et des microfractures ouvertes (Figure 2.24d).

2.2.1.2. Les propriétés physiques

- La porosité par saturation à l'eau et les densités :

Les échantillons de calcaires jurassiques sont dans l'ensemble peu poreux, avec un maximum mesuré à 3,8 % pour les échantillons Ard 09 et 15 (Figure 2.25). Les échantillons des formations du Trias en revanche, ont des porosités moyennes à fortes, allant de 8,0 % pour Ard 07 jusqu'à 25 à 30% pour Ard 10a & b. La densité apparente suit une évolution linéaire avec la porosité, même si certains échantillons triasiques s'éloignent légèrement de la tendance définie par l'équation 2.1 (Figure 2.25a). Ce décalage est dû à la différence de densité des phases solides des deux types d'échantillons. En effet, lorsqu'on compare cette densité à la porosité des échantillons, on distingue deux groupes (Figure 2.25b) : 1) Les échantillons à la porosité inférieure à 15% et 2) les échantillons à porosité supérieure. Dans les deux groupes, l'augmentation de la porosité va de pair avec une augmentation de la densité des phases solides, mais avec une relation différentes. Les échantillons du groupe 1 ont une densité des phases solides à l'origine de 2,70 (Équation 2.2) alors que pour le second groupe elle est de 2,39 (Équation 2.3). Le groupe 2 est composé des échantillons Ard, 22, 23, 10a et b, qui sont les échantillons composés principalement de quartz et d'argiles, tandis que les autres échantillons ont tous une partie calcitique dans leur composition.

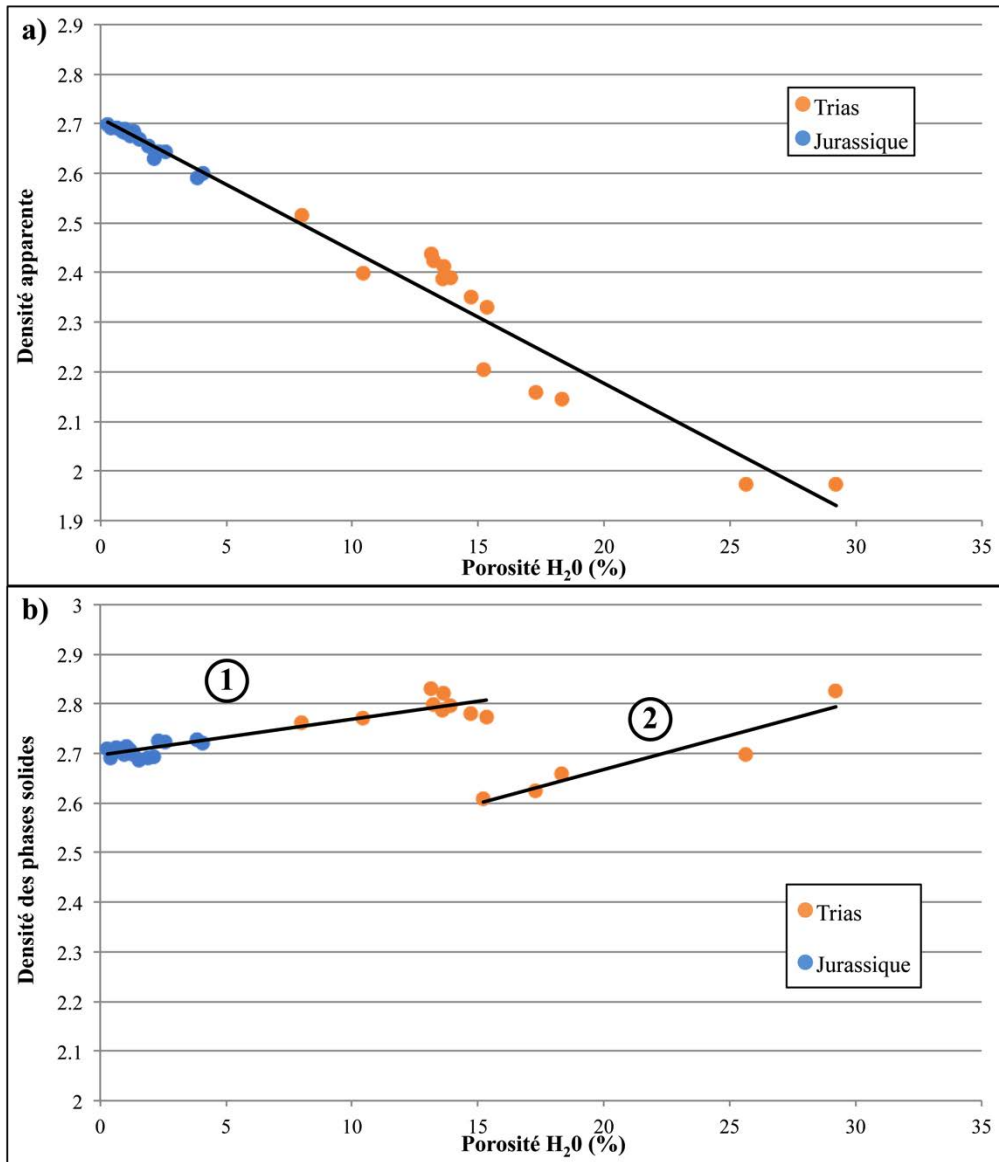


Figure 2.25 : a) densité apparente et b) densité des phases solides des échantillons de couverture en fonction de leur porosité.

$$d_{app} = -0,03 \phi + 2,71 \text{ avec } R^2 = 0,967$$

Équation 2.1

$$d_{ps} = -0,01 \phi + 2,70 \text{ avec } R^2 = 0,883$$

Équation 2.2

$$d_{ps} = -0,01 \phi + 2,39 \text{ avec } R^2 = 0,889$$

Équation 2.3

Ces évolutions de la densité de la phase solide en fonction de la porosité pourraient être considérées comme indicatrice de la présence d'une porosité non connectée d'autant plus importante que la porosité connectée est faible. La densité de phase solide réelle serait alors de 2.8.

- La porosité mesurée par injection de mercure :

Les courbes de porosité par injection de mercure ont été séparées en fonction de l'âge des formations, en distinguant les échantillons triasiques et les échantillons jurassiques. Parmi les échantillons d'âge triasique, on distingue les échantillons des groupes 1 et 2 identifiés par la relation densité des phases solides et porosité. En effet, les échantillons du groupe 2, Ard 10 et 23 ont une famille de seuils d'accès restreinte à des diamètres très larges, supérieurs à 10 μm (Figure 2.26a). Les échantillons du groupe 1 ont des seuils d'accès plus petits, avec des injections qui démarrent à moins de 10 μm pour les échantillons 24 et 25, et à 1 μm pour l'échantillon Ard 21.

Pour les échantillons jurassiques, les seuils d'accès sont distribués sur toute la gamme de mesure (Figure 2.26b). Seuls les échantillons Ard 09 et Ard 14 ont une famille de seuils d'accès restreinte, avec des diamètres distribués autour de 0,01 et 0,02 μm respectivement. L'échantillon Ard 13 de brèche au cœur d'une zone de faille N-S, est l'échantillon le plus poreux, avec 9,2 %. A part cet échantillon la porosité totale des calcaires ne dépasse pas 5%, ce qui est en accord avec les mesures de porosité à l'eau.

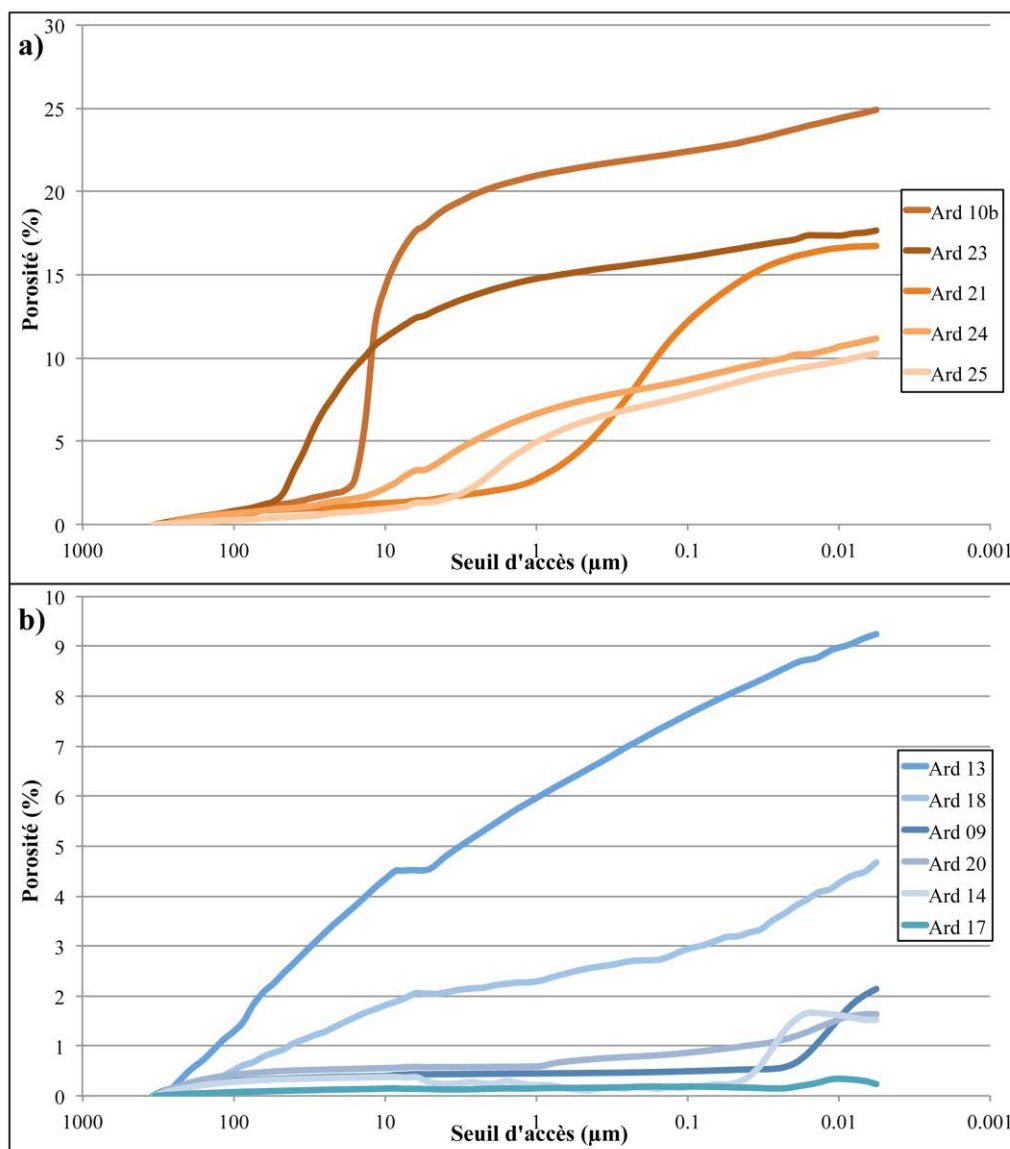


Figure 2.26 : courbes de première injection de mercure : a) échantillons triasiques, b) échantillons jurassiques.

- Les conductivités thermiques et vitesses des ondes P :

La comparaison de la vitesse de propagation des ondes P et de la conductivité thermique ne montre pas de relation significative pour les différents échantillons. Excepté les échantillons Ard 10a et b, l'ensemble des échantillons ont des conductivités thermiques comprises entre 2,50 et 2,90 $W.m^{-1}.K^{-1}$ ce qui traduit une certaine homogénéité. En revanche, on observe de fortes variations des vitesses de propagation des ondes P, avec des valeurs variant de 2156 à 6187 $m.s^{-1}$. L'ensemble des calcaires jurassiques ont des vitesses aux alentours de 6000 $m.s^{-1}$, excepté Ard 31 dont les V_p sont plus faibles du fait de la présence de fractures. Les échantillons datés du Trias, avec une

composition plus quartzeuse, ont des V_p entre 3000 et 4000 m.s^{-1} . Les deux échantillons de cette formation ayant une conductivité thermique plus faible sont ceux dont la granulométrie est sensiblement plus fine que celle des autres.

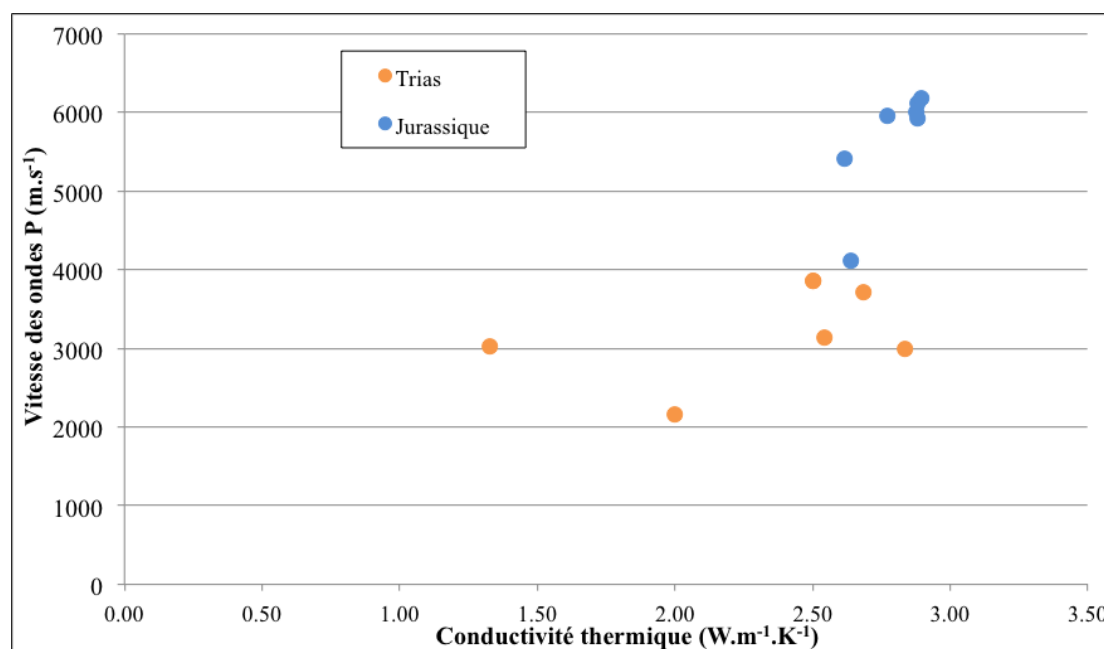


Figure 2.27 : vitesse de propagation des ondes P en fonction de la conductivité thermique des échantillons de couverture.

2.2.1.3. Synthèse

Les échantillons de couverture, ont été replacés sur une coupe synthétique selon la stratigraphie observée le long du chemin de la Côte pour ceux datés du Trias (Figure 2.28a) ; les échantillons de calcaires jurassiques ont été placés au sommet de la série marno-calcaire selon la succession décrite par Elmi (1967). Son épaisseur n'est cependant pas représentative de la série formant la montagne de Crussol qui atteint 50 à 100 m d'épaisseur (Debrand-Passard et al., 1984). Au sein de la série du Trias, les couches 4 et 5 décrites sur le chemin de la Côte ont été simplifiées en une seule, et les échantillons Ard 07 et 10 y ont été ajoutés en raison de leur similitude pétrographique. Les faciès marno-calcaire n'ayant pas été échantillonnés, ils représentent une lacune d'information dans ce log.

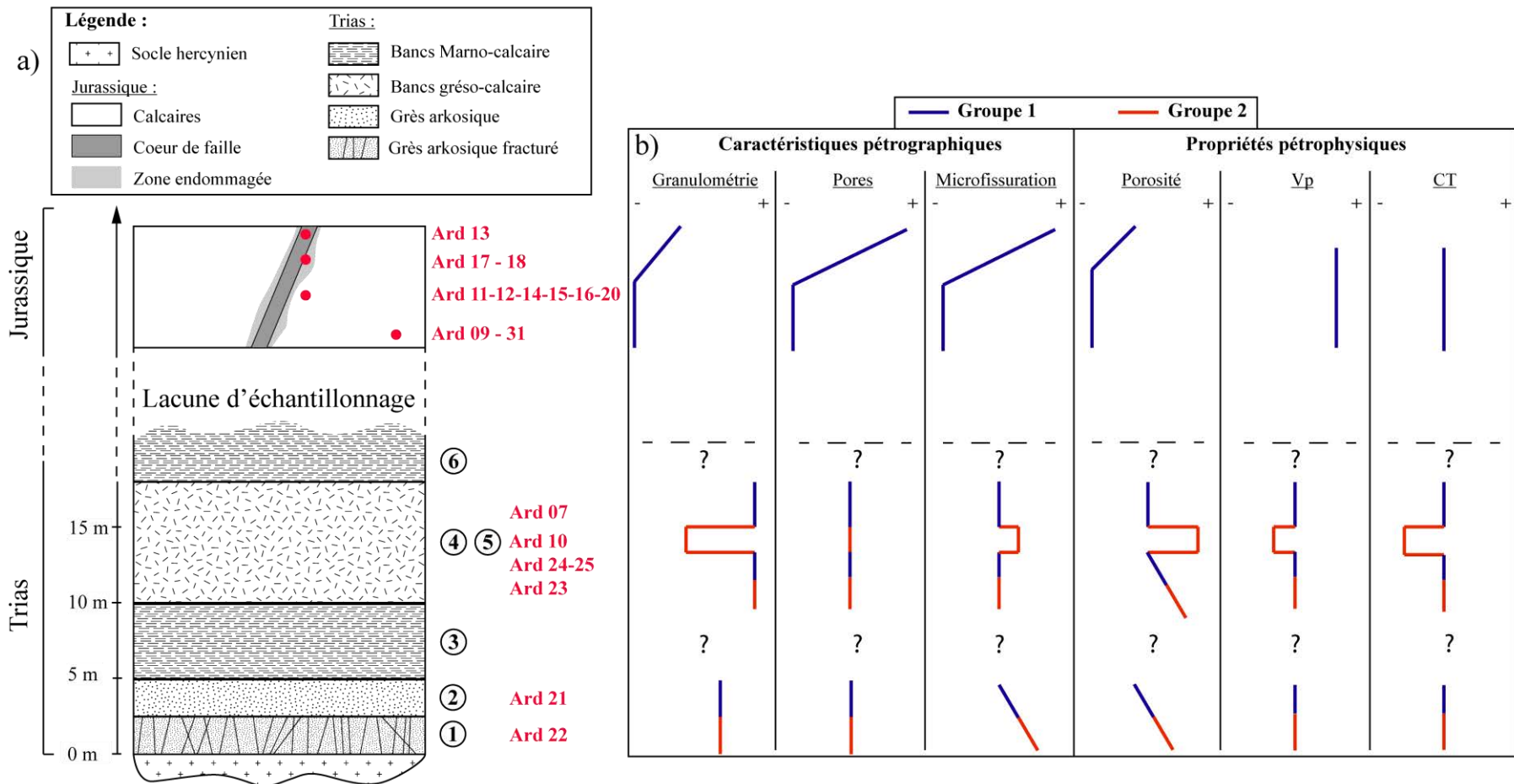


Figure 2.28 : a) log stratigraphique synthétique des échantillons de couverture, b) synthèse des caractéristiques pétrographiques observées en lames minces et des propriétés pétrophysiques mesurées.

Parmi les échantillons triasiques, deux groupes ont pu être identifiés à partir des valeurs de densités des phases solides et des courbes d'injection de mercure. D'un côté, le groupe 1 est formé des échantillons Ard 10, 22 et 23. Ces échantillons sont les échantillons les plus poreux, avec des valeurs de porosité comprises entre 15 et 25% et correspondent :

- au faciès fracturé à l'interface avec le socle pour l'échantillon Ard 22,
- au faciès gréseux peu consolidé, pour l'échantillon Ard 23, où la porosité inter-granulaire n'est pas colmatée par un ciment calcitique, contrairement aux échantillons Ard 24 et 25.
- au faciès argileux particulier de l'échantillon Ard 10 présent dans une zone de faille.

Cette porosité est caractérisée par des seuils d'accès très larges, supérieurs à 10 μm , avec une fraction de porosité non connectée observée comme le montre les variations des propriétés induites.

Les autres échantillons triasiques appartiennent au groupe 1 qui regroupe également tous les échantillons jurassiques. L'homogénéité relative des densités des phases solides est due à la présence du ciment calcitique dans les échantillons quartzo-feldspathiques qui donnent une densité similaire à celle des calcaires, mais plus forte que celle du groupe 2 (Équation 2.2). Les échantillons triasiques de ce groupe sont malgré tout relativement poreux, avec une porosité comprise entre 5 et 15 % pour des diamètres d'accès légèrement plus petits que ceux du groupe 1. En revanche, les échantillons de calcaire ont une porosité faible, ne dépassant pas 5%, excepté dans le cœur de faille altéré représenté par l'échantillon Ard 13. La densité des phases solides homogène des échantillons, traduisant une composition minéralogique similaire du point de vue des propriétés pétrophysiques, est également traduite par une conductivité thermique homogène au sein du groupe. Les vitesses des ondes P sont cependant plus fortes, du fait de la porosité plus faible, dans les échantillons calcaires par rapport aux échantillons silico-clastiques.

Finalement, sur l'ensemble de la pile sédimentaire étudiée, le potentiel de réservoir matriciel semble se localiser dans certains niveaux sédimentaires précis (en rouge, figure 2.28b) : les échantillons identifiés dans le groupe 1 et les cœurs de failles dans les calcaires jurassiques. Ainsi, dans les formations du Trias, les niveaux les plus poreux sont : 1) le banc fracturé qui repose directement sur le socle hercynien, 2) les niveaux gréseux non colmatés par des ciments calcitiques et les zones de failles

argilisées. Ces niveaux ont des porosités comprises entre 15 et 25%, ailleurs, la présence de ciment et/ou l'absence de fracturation diminue la porosité jusqu'à des valeurs comprises entre 5 et 15%. Dans les calcaires jurassiques, malgré la présence de nombreuses zones de failles et de fractures à l'affleurement, la porosité matricielle n'est développée que dans les cœurs de faille et ne se développent que peu dans les zones de fractures surincombantes. Pour appuyer ces conclusions, il reste toutefois à faire les mesures de perméabilité, afin notamment de prendre en compte l'influence des argiles qui peuvent diminuer la perméabilité malgré la forte porosité. Pour une caractérisation complète, les couches marno-calcaires, qui peuvent représenter une épaisseur importante devront également être pris en compte.

2.2.2. Les roches métamorphiques

Les échantillons métamorphiques affleurent sur 3 zones distinctes : L'unité supérieure affleure au nord de la zone et n'a été échantillonnée qu'à proximité de la zone de faille de premier ordre orientée NE-SW la plus proche de la bordure du Massif central (Figure 2.29). L'unité inférieure a été échantillonnée dans deux zones, dans le synforme de Bruzac, avec des échantillons provenant des bordures contrôlées par des failles NE-SW au nord et au sud, et au sud de la zone d'étude entre Saint-Georges-les-Bains et la faille de La Voulte. Les descriptions pétrographiques sont ainsi regroupées par unité, en distinguant les faciès schisteux d'une part et les gneiss plus grossiers d'autre part. L'ensemble des observations est résumé dans le tableau 2.5 et appuiera l'analyse des mesures pétrophysiques.

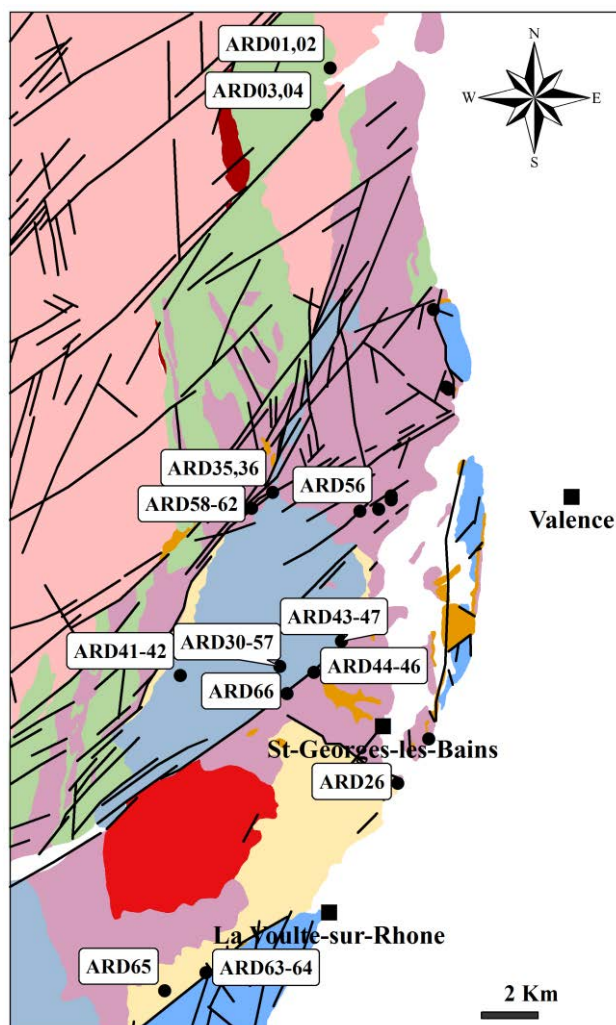


Figure 2.29 : carte des échantillons des séries métamorphiques prélevés dans la zone d'étude.

2.2.2.1. Description pétrographique

Les échantillons de l'unité supérieure sont les échantillons Ard 01 à 04. Ard 01 et 02 sont des échantillons des faciès sains de ces gneiss, tandis que l'échantillon Ard 04 a été prélevé dans un cœur argilisé de la faille NE-SW de premier ordre du secteur (Figure 2.29). L'échantillon Ard 03 a été prélevé dans le faciès de migmatite de cette unité.

En lames minces, les échantillons Ard 01 et 02 sont comparables, avec une granulométrie d'environ 250 μm et une teneur moyenne en biotite et chlorite qui sont orientés selon les plans de foliation du gneiss (Figure 2.30a & b). Ces ferromagnésiens sont plutôt faiblement altérés, tout comme pour les plagioclases et les orthoses, et les microfissures y sont rares. La différence entre les deux échantillons est la composition en

minéraux leucocrates : l'échantillon Ard 01 est surtout riche en quartz tandis qu'Ard 02 est plutôt riche en plagioclases. L'échantillon Ard 03 est globalement plus grossier et l'altération des biotites et des chlorites est quasi inexistante (Figure 2.30c). L'échantillon de cœur de faille, Ard 04, montre une altération totale des ferromagnésiens, des feldspaths et plagioclases, ainsi que la présence de nombreuses veines de quartz (Figure 2.30d).

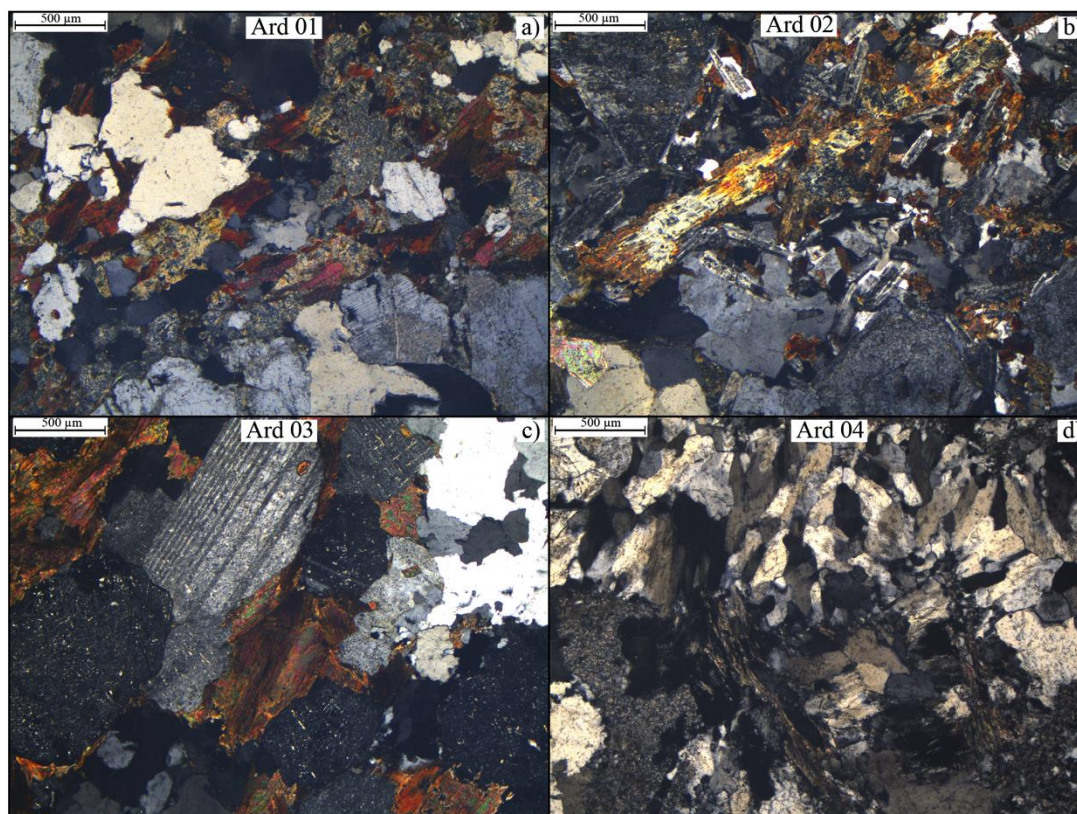


Figure 2.30 : lames minces vues en LPA représentant les différents échantillons de l'unité métamorphique supérieure: a) Ard 01, b) Ard 02, c) Ard 03 et d) Ard 04.

L'unité métamorphique inférieure a été échantillonnée au cœur du synforme de Bruzac, dans les faciès schisteux et gneissiques pour les échantillons Ard 41, 42, 30, 57. Les échantillons Ard 43 et 47 ont été prélevés dans la grande faille NE-SW qui borde le synforme au Sud. Au Nord, les échantillons Ard 35, 36, 58 à 62 ont été prélevés à l'extrémité du synforme, à l'intersection entre le réseau de failles NE-SW et NNE-SSW (Figure 2.29). Cette unité a également été échantillonnée dans la partie sud de la zone d'étude au contact avec la faille de la Voulte. Les échantillons Ard 26 et 65 ont été prélevés hors des zones de failles, tandis que les échantillons Ard 63-64 ont été prélevés

dans le cœur de la faille de la Voulte. Enfin, Ard 56 est également classé dans cette unité en raison de sa ressemblance pétrographique avec les échantillons de schistes, mais il a été prélevé dans une enclave dans les granites calco-alcalins.

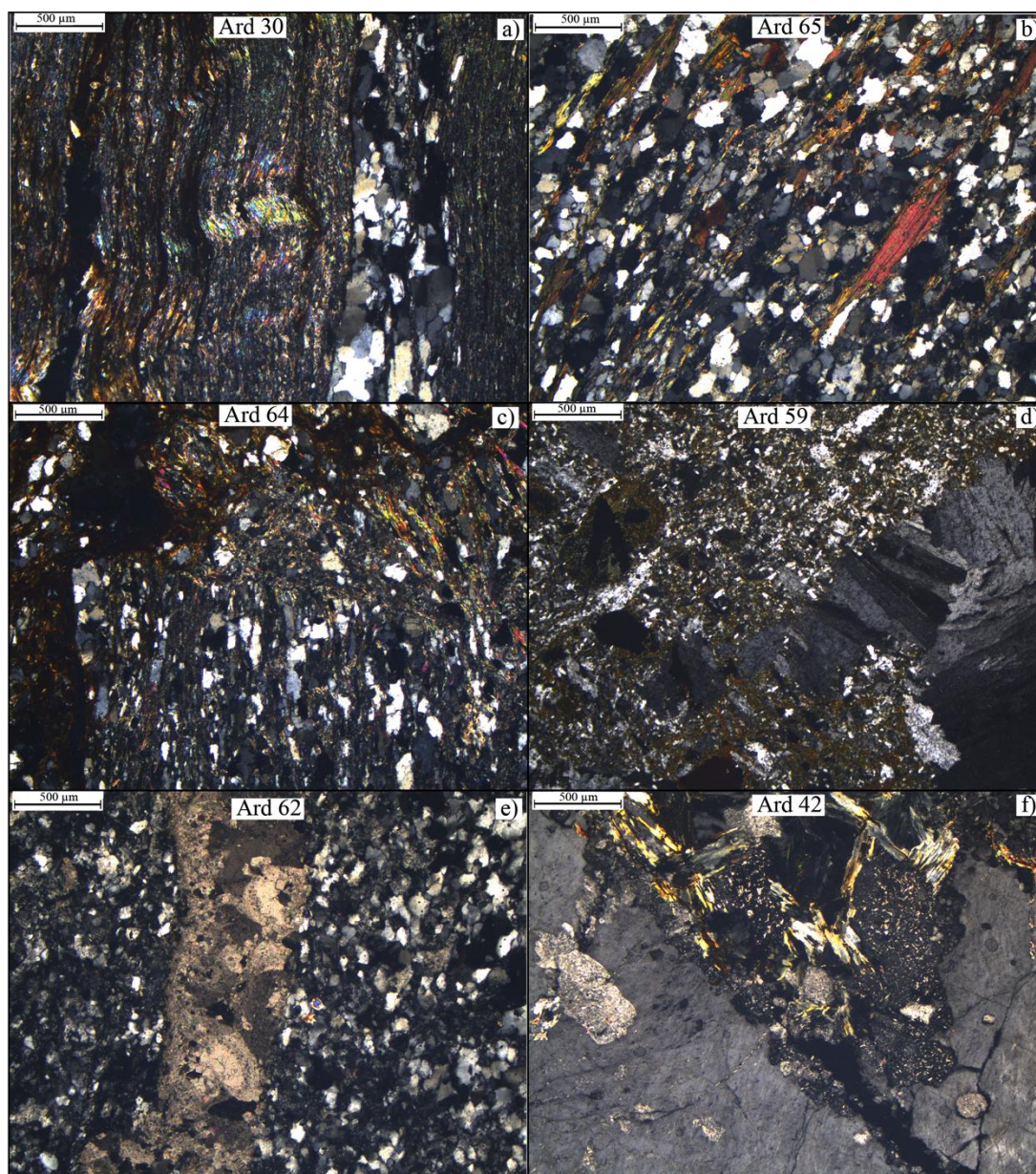


Figure 2.31 : lames minces vues en LPA représentant les différents échantillons de l'unité métamorphique inférieure: a) Ard 30, b) Ard 65, c) Ard 64, d) Ard 59, e) Ard 62 et f) Ard 42.

Globalement, les échantillons Ard 30, 43, 47, 57, 63 ont une composition schisteuse similaire, avec une alternance de lits de muscovite-biotite et de quartz-plagioclases en proportion variable (Figure 2.31a & b). La schistosité montre localement

des plissements, et certains plans de schistosité sont ouverts en microfissures en partie colmatées par des oxydes dans certains échantillons.

Les échantillons Ard 26, 35, 36, 56, 58, 59, 60, 62, 64 sont les échantillons schisteux partiellement altérés. Elle se marque par une argilisation plus ou moins prononcée des minéraux ferromagnésiens (Figure 2.31c). La densité de microfissuration n'est cependant pas plus importante que dans les échantillons sains et des oxydes colmatent une partie des fissures. Deux échantillons se distinguent dans ce groupe : dans l'échantillon Ard 59, on observe une perte de la structure schisteuse, et une densité importante de veines de barytine qui colmatent l'ensemble du réseau poreux fissural (Figure 2.31d). Dans l'échantillon 62, l'ensemble des ferromagnésiens est complètement lessivé et la fissuration est colmatée par de la calcite (Figure 2.31e).

Les échantillons 41, 42, 44, 45, 46 et 65 sont les échantillons gneissiques de l'unité inférieure. Globalement, ces échantillons ont une composition similaire, avec des phénocristaux d'orthose, de plagioclase et de quartz, ainsi que des chlorites (Figure 2.31f). Les plagioclases y sont modérément à fortement argilisés, alors que les orthoses ne présentent pas de traces d'altération importante. La densité de microfissuration y est modérée et en général ouverte sans traces de remplissage secondaire.

Tableau 2.5 : synthèse des observations pétrographiques des échantillons métamorphiques avec : composition globale classée par ordre de proportion relative, granulométrie moyenne, teneur et degré d'altération des minéraux ferromagnésiens, du degré l'altération des feldspaths et plagioclases et degré de microfissuration.

Lithologie	Faciès	Echantillons	Composition	granulométrie	Teneur ferromagnésiens	Altération ferromagnésiens	Altération FIs/PI	Microfissuration	Minéralisations
Unité supérieure	Gneiss	Ard 01 - 02	Qz - pl - bt - chl - fls	250 µm	Moyenne	Faible	Faible	-/+	
	Gneiss - cœur de faille	Ard 04	Qz - argiles	100 µm	Faible	Totale	Totale	++	Quartz
	Granite d'anatexie	Ard 03	Qz - fls - pl - bt - chl	0,5 - 1 mm	Moyenne	Faible	Faible	-/+	-
Unité inférieure	Schistes	Ard 30, 43, 47, 57, 63,	Ms - bt - qz - ox	10 - 100 µm	Moyenne	Faible	-	+	Oxydes
	Schistes altérés	Ard 26, 35, 36, 56, 58, 60, 64	Ms - bt - argiles - qz - ox	10 - 100 µm	Moyenne	Importante	-	+	Oxydes
		Ard 59	Ms - bt - argiles - qz - ox	10 - 100 µm	Moyenne	Importante	-	++	Quartz
		Ard 62	Qz - argiles	10 - 100 µm	Moyenne	Totale	-	+	Calcite
	Gneiss	Ard41, 42, 44, 45, 46, 65	fls - pl - qz - chl	0,1 - 2 mm	Moyenne	Moyenne	Modérée	+	-

2.2.2.2. Les propriétés physiques

- La porosité et les densités :

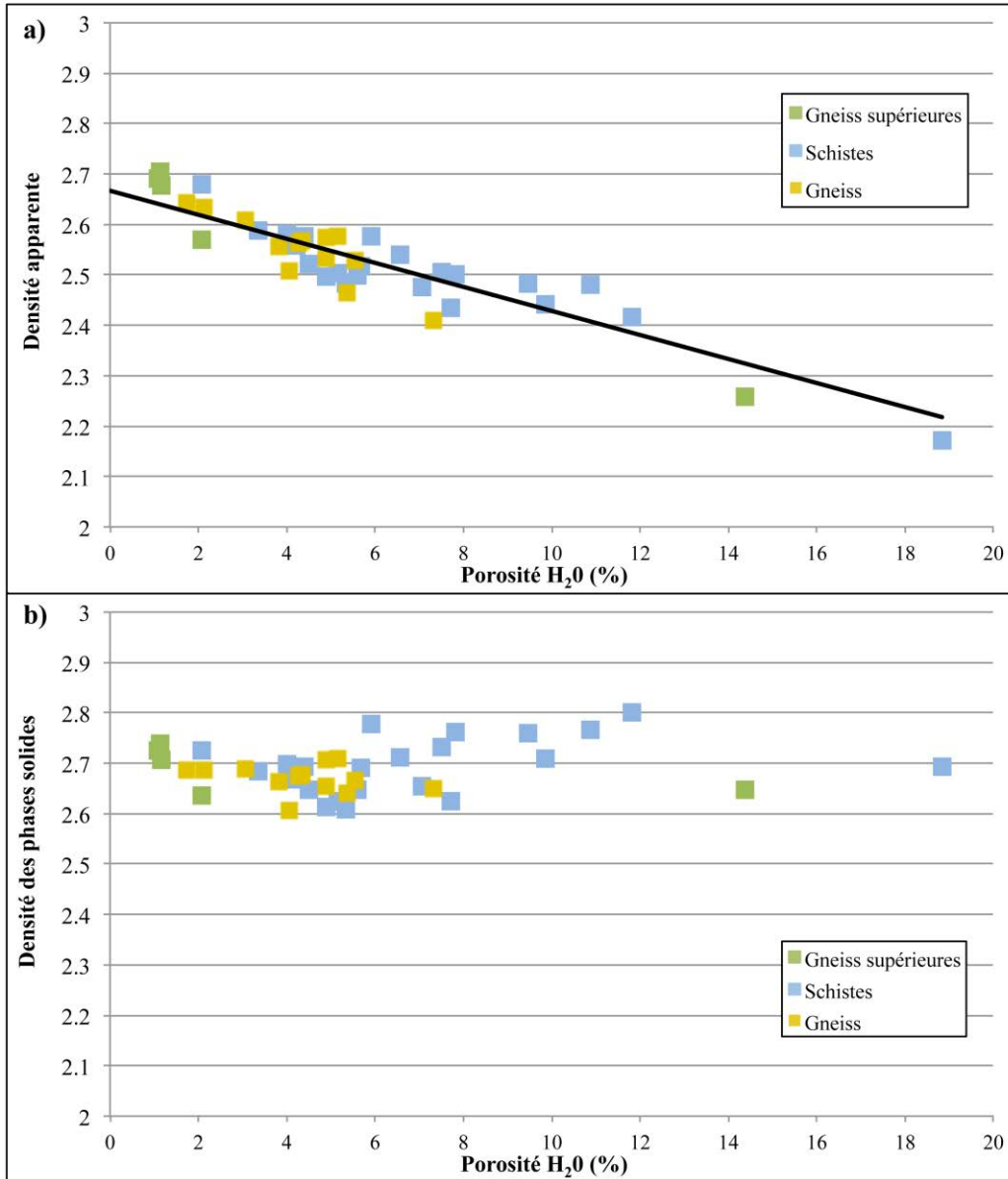


Figure 2.32 : a) densité apparente et b) densité des phases solides des échantillons métamorphiques en fonction de leur porosité.

La porosité à l'eau des échantillons métamorphiques varie de 1 à 19 % et montre une relation linéaire avec la densité apparente (Équation 2.4). Celle-ci diminue avec la porosité et tend vers 2,67 pour une porosité nulle (Figure 2.32a). Globalement, on ne distingue pas d'évolution des densités de phases solides (Figure 2.32b). Pour l'ensemble des échantillons, quelque soit leur porosité, celle-ci est voisine de la valeur de la densité

apparente à l'origine, avec un maximum pour l'échantillon Ard 30 à 2,80 pour une porosité de 11,8 % et un minimum pour l'échantillon Ard 58 à 2,61 et une porosité de 5,3 %, montrant l'absence de porosité non connectée.

$$d_{app} = -0.0242 \varnothing + 2,669 \quad \text{avec } R^2 = 0,861$$

Équation 2.4

Les échantillons les plus poreux sont les échantillons Ard 04 qui est l'échantillon de cœur de faille altéré dans les gneiss de l'unité supérieure, avec une porosité de 14,4 %, et Ard 64 qui est un des échantillons schisteux dans le cœur de la faille de la Voulte, avec une porosité de 19,0 %. Parmi les autres échantillons, la porosité est très faible, <2 %, pour les gneiss de l'unité supérieure, alors que les échantillons de gneiss de l'unité inférieure ont des porosités qui varient de 1,7 à 7,3 %. Les échantillons schisteux ont une gamme de variation plus importante, la porosité variant de 2,1 à 19,0 %.

- La porosité mesurée par injection de mercure :

Les courbes de première injection de mercure sont séparées en deux groupes, les courbes des échantillons de gneiss des unités supérieure et inférieure d'une part (Figure 2.33a), et celles des échantillons de schistes de l'unité inférieure d'autre part (Figure 2.33b). Les échantillons de gneiss ont une porosité supérieure à 1%, les profils d'injection sont similaires et divisés en deux parties : 1) l'injection de mercure se fait dès les seuils d'accès les plus larges, avec une augmentation progressive de la porosité totale jusqu'aux seuils d'accès les plus petits mesurés, et 2) une inflexion montrant une famille de pores à seuils d'accès restreint qui comprend environ la moitié de la porosité totale, avec des diamètres entre 0,07 et 0,7 μm .

Pour les échantillons schisteux, excepté pour les deux échantillons les plus poreux, Ard 59 et 64, l'injection ne démarre qu'à des seuils d'accès inférieurs à 10 ou 1 μm . Différentes familles de diamètres d'accès sont détectables : entre 0,3 et 0,7 μm pour Ard 30 et 57, entre 0,04 et 0,4 μm pour Ard 47, et entre 0,013 et 0,1 μm pour Ard 56, 30 et 36. Ces familles de seuils d'accès, peuvent être associés à l'ouverture des plans de schistosité observés en lames minces, dont le diamètre dépend de la proportion de plans quartz-felspathiques / plans micassés. Dans le cas des échantillons Ard 59 et 64, qui sont

des échantillons des zones de failles altérées, l'altération semble entraîner une distribution des seuils d'accès sur de plus larges gammes de valeurs.

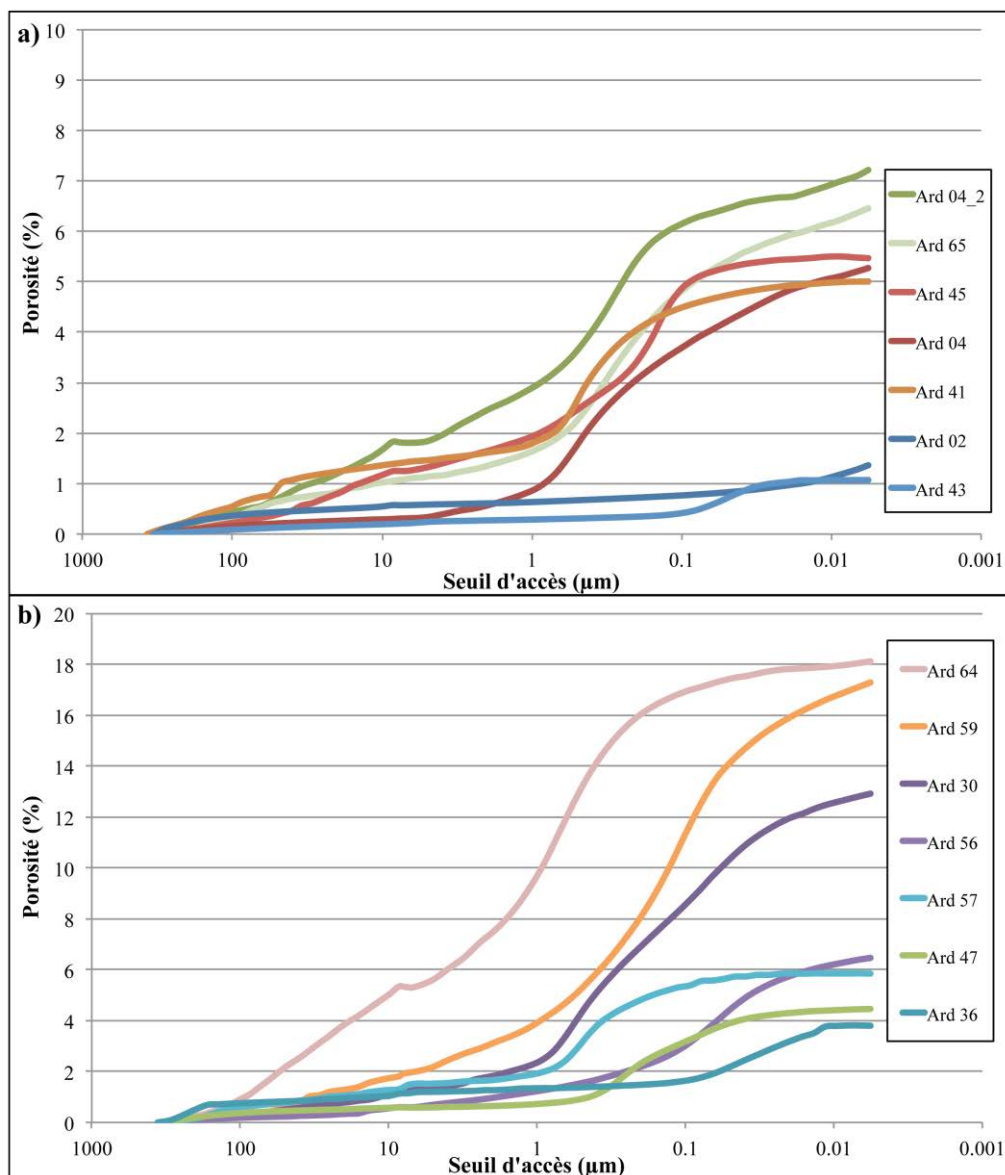


Figure 2.33 : courbes de première injection de mercure des échantillons métamorphiques : a) gneiss, b) schistes.

- Les conductivités thermiques et vitesses des ondes P :

Les valeurs de conductivité thermique et de vitesse de propagation des ondes P ne montrent pas de corrélation linéaire claire (Figure 3.22). Dans les échantillons schisteux, la conductivité thermique qui augmente traduit l'évolution minéralogique avec le changement de proportion entre les plans de quartz-feldspaths et les plans micacés. Les échantillons à forte CT mais aux Vp relativement faibles sont Ard 47 et 63, ainsi que les

échantillons de gneiss Ard 42 et 65. Ces échantillons sont les plus fissurés des échantillons mesurés.

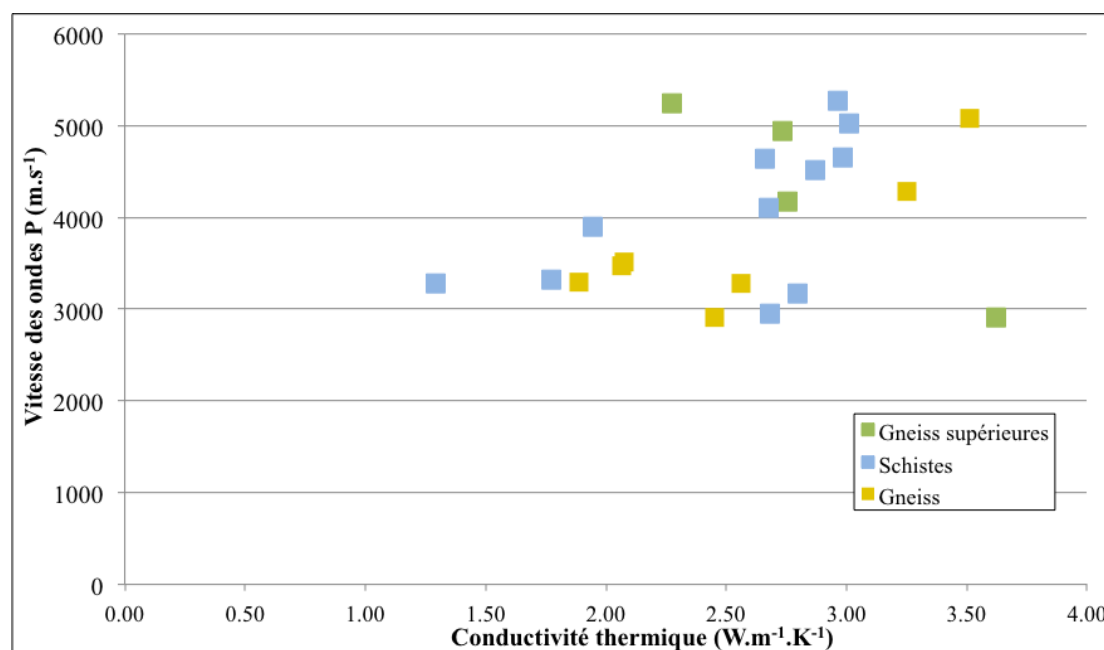


Figure 2.34 : vitesse de propagation des ondes P en fonction de la conductivité thermique des échantillons métamorphiques.

Pour l'unité supérieure, la tendance est inverse : plus les Vp des échantillons sont fortes, plus les CT sont faibles. Avec sa minéralogie essentiellement composée de quartz du fait de la présence de veines et du lessivage total des ferromagnésiens, l'échantillon Ard 04 a la CT la plus forte, mais aussi les Vp les plus faibles du fait de son importante microfissuration. A l'inverse, les échantillons Ard 01, 02 et 03 ont des propriétés semblables aux gneiss de l'unité inférieure du fait de l'absence de porosité de fissures.

2.2.2.3. La perméabilité

La perméabilité des échantillons schisteux suit une bonne corrélation avec l'augmentation de la porosité (Figure 2.35). L'échantillon le moins poreux Ard 62 a une perméabilité de 10⁻⁶ mD, pour ce groupe d'échantillons, la perméabilité augmente jusqu'à une perméabilité de 10 mD pour l'échantillon Ard 63 qui a 10 % de porosité. Les trois échantillons de gneiss, dont la porosité est d'environ 4-5 % ont une perméabilité de deux ordres de grandeur plus forte que les échantillons de schistes à porosité équivalente : 0,6 à

8 mD contre 2.10^{-3} à 0,08 mD respectivement. Cela montre le rôle de l'évolution des seuils d'accès des pores, dont on a vu précédemment qu'ils sont globalement plus larges pour les échantillons de gneiss que pour ceux de schistes.

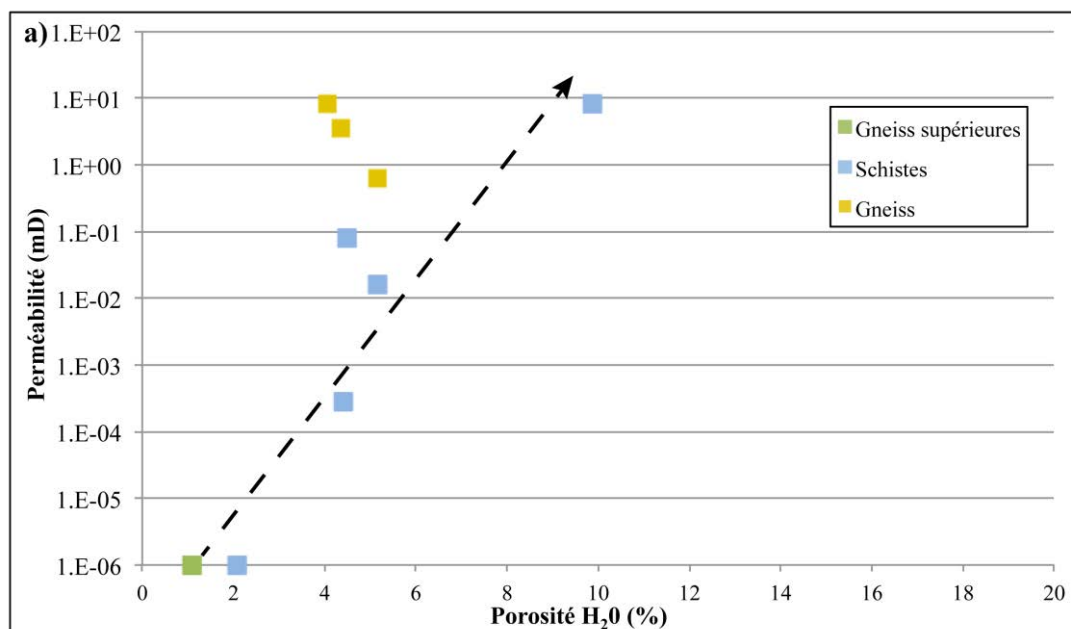


Figure 2.35 : perméabilité matricielle en fonction de la porosité des échantillons métamorphiques.

2.2.2.4. Synthèse

Pour permettre la comparaison des différents faciès pétro-structuraux, l'ensemble des échantillons a été replacé dans un log synthétique représentant l'unité supérieure et l'unité inférieure où les échantillons du synforme de Bruzac et ceux de la partie sud au contact de la faille de la Voulte sont regroupés (Figure 2.36). Pour l'unité supérieure, l'échantillon Ard 04 appartient au cœur d'une faille de direction N040°E et les échantillons Ard 01, 02, et 03 sont représentatifs des faciès métamorphiques de l'unité. Globalement, l'échantillon Ard 04 se distingue par une microfissuration plus importante, une réduction de la taille des grains et un lessivage des minéraux ferromagnésiens. Ces caractéristiques entraînent une porosité qui est bien plus importante que pour les autres échantillons de l'unité, elle peut atteindre 15 %. Elles permettent également d'expliquer les propriétés induites mesurées avec des Vp bien plus faibles et une CT plus forte pour l'échantillon Ard 04.

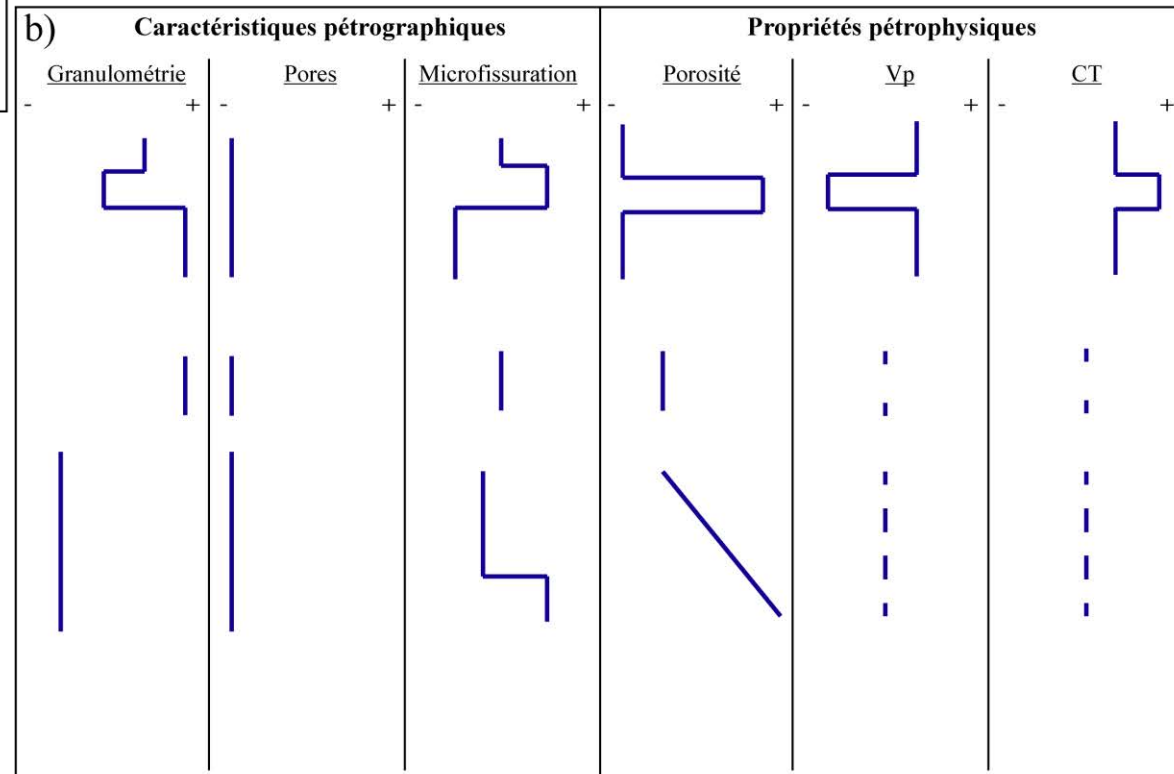
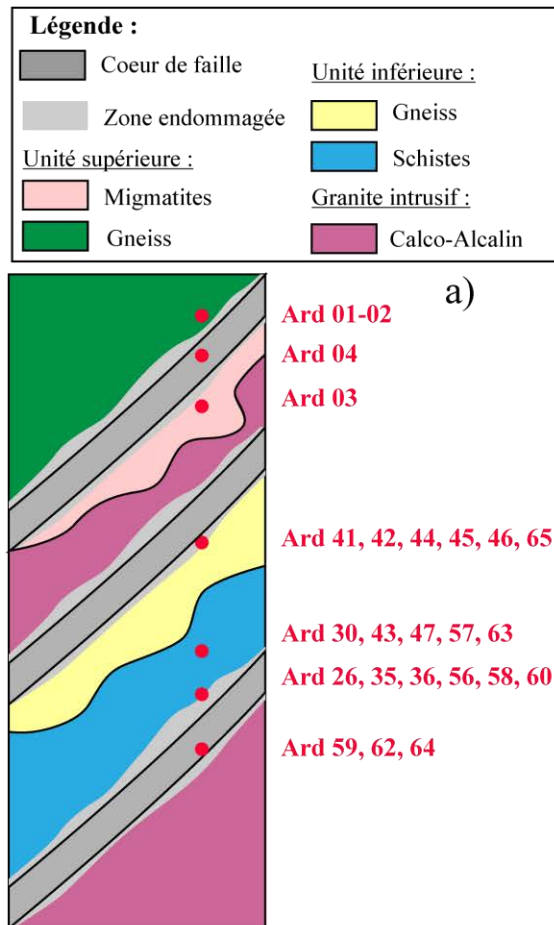


Figure 2.36 : a) LOG synthétique des échantillons métamorphiques, b) synthèse des caractéristiques pétrographiques observées en lames minces et des propriétés pétrophysiques mesurées.

Pour l'unité inférieure en revanche, les différences entre les caractéristiques pétrographiques des échantillons provenant de zone de failles et ceux prélevés hors de failles sont moins bien marquées. Parmi les échantillons prélevés dans les zones de failles, les échantillons Ard 59, 62 et 64 se distinguent clairement des autres par une altération, des minéralisations et des porosités plus importantes. Les variations de porosité sont faibles, entre 2 et 7 %. Les échantillons de schistes, se distinguent par une altération des plans micacés et les plans de schistosité réutilisés par la fissuration qui sont généralement ouverts. Aucune tendance n'a cependant pu être établie avec la proximité des failles qui permettrait de différencier les effets de ces failles, de l'altération ou de la fissuration pervasive au sein du massif.

Pour l'ensemble des échantillons, des différences pétrographiques et pétrophysiques peuvent être établies entre les gneiss (unités supérieure et inférieure) et les schistes (Figure 2.36). De part leur nature pétrographique, les gneiss ont une forte granulométrie par rapport à celle des schistes. La porosité est difficilement observable en lames minces pour ces deux faciès. La porosité est plutôt contrôlée par le degré de microfissuration, avec des valeurs peu élevés et homogènes pour tous les échantillons sauf pour les 4 échantillons prélevés dans des cœurs de failles. Les courbes d'injection de mercure montrent des différences importantes entre les gneiss et les schistes : les gneiss ont des seuils d'accès plus larges et plus hétérogènes que les schistes, qui présentent une famille de seuils plus restreinte et plus petits. Ainsi, la microfissuration semble globalement plus ouverte dans les gneiss que dans les schistes. Cette observation est confirmée par les mesures de perméabilité puisqu'à volume poreux équivalent, les gneiss ont une perméabilité d'environ deux ordres de grandeur supérieure à celle mesurée pour les schistes.

2.2.3. Les granites

Les granites comprennent deux faciès : le granite calco-alcalin qui a la surface d'affleurement la plus importante, et le leucogranite qui affleure en pluton sub-circulaire au nord de la faille de la Voulte-sur-Rhône (Figure 2.37). La description des échantillons des granites, est résumée dans le tableau 2.6, elle est séparée en fonction de ces deux faciès. La majorité des échantillons est localisée sur les cartes des bords de route et présentée en section 2.1.3, une attention particulière est portée aux échantillons provenant

des structures décrites dans la section : les cœurs de failles mineures et majeures, et les zones cisillées, ainsi que les échantillons arénitisés prélevés proche de la couverture triasique. Une série d'échantillons de chaque faciès, provenant des cœurs altérés, des zones endommagées et des arènes a été analysée par diffraction RX et les résultats sont également présentés dans la description ci-dessous.

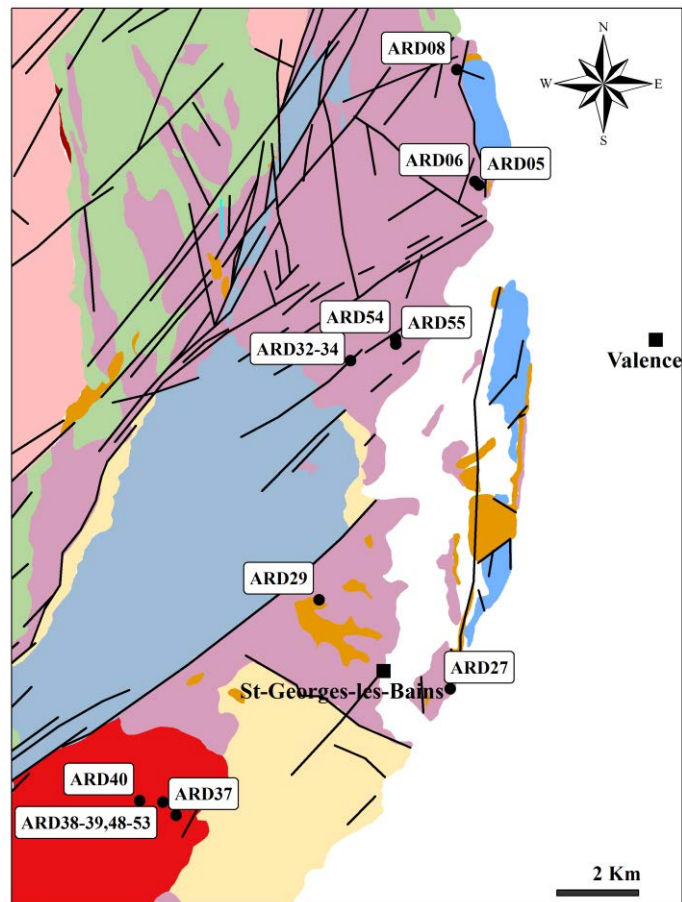


Figure 2.37 : carte des échantillons de granites prélevés dans la zone d'étude.

Tableau 2.6 : synthèse des observations pétrographiques des échantillons de granite avec : composition globale classée par ordre proportion relative, granulométrie moyenne, teneur et degré d'altération des minéraux ferromagnésiens, du degré l'altération des feldspaths et plagioclases et degré de microfissuration.

Lithologie	Faciès	Echantillons	granulométrie	Teneur ferromagnésiens	Altération ferromagnésiens	Altération Fls/Pl	Microfissuration	Minéralisations
Granite calco-alcalin	Arène	Ard 05	1 - 2 mm	moyenne	très importante	moyenne	+++	Oxydes
		Ard 06 - 08	1 - 2 mm	moyenne	Importante	moyenne	++	Oxydes
	Zone de faille	Ard 32	0,5 - 1 mm	moyenne	Importante	Moyenne	++	Argiles
		Ard 33	0,5 - 1 mm	moyenne	Totale	moyenne	+++	Argiles
		Ard 34	1 - 2 mm	moyenne	moyenne	moyenne	-	Argiles
	Zone altérée	Ard 54 - 55	1 - 2 mm	moyenne	importante	moyenne	+	-
	Arène	Ard 29	1 - 2 mm	moyenne	importante	moyenne	+++	Argiles
		Ard 42, 44, 46, 61	0,2 - 2 mm	moyenne	moyenne	faible/moyenne	++	-
Leucogranite	sains	Ard37	0,5 mm	moyenne	faible	faible	-	-
		Ard 38, 39	0,5 mm	moyenne	faible	faible	+	-
	DZ	Ard 48, 49	0,5 mm	moyenne	faible	faible	++	Argiles
	FC	Ard 50 - 52	0,1 mm	Nulle	totale	totale	++	Argiles - oxydes
		Ard 53	0,05 mm	Nulle	totale	totale	++	Argiles
		Ard 40	0,5 mm	moyenne	moyenne	faible	++	-

2.2.3.1. Description pétrographique

- Le granite calco-alcalin :

Les échantillons Ard 05, 06 et 08 ont été prélevés dans les horizons altérés au nord de la zone d'étude, proche de la couverture sédimentaire. Dans les échantillons Ard 06 et 08 la densité de microfissuration est importante, avec une altération moyenne des feldspaths potassiques et des plagioclases (Figure 2.38a). Les biotites sont présentes en quantité assez importante et montrent une chloritisation avancée voir une argilisation. L'échantillon Ard 05 représente un faciès d'altération à peine consolidé. En lame mince, la densité de microfissures est encore plus importante, avec un léger colmatage par des oxydes (Figure 2.38b). L'altération des plagioclases et feldspaths potassiques n'y est cependant pas plus importante, contrairement aux biotites qui sont complètement argilisées.

Les échantillons Ard 54 et 55 ont été prélevés dans les zones cisailées et altérées de la D533. En lames minces, l'argilisation des plagioclases est un peu plus forte que la moyenne, mais légèrement plus faible pour les feldspaths potassiques (Figure 2.38c). Les biotites sont également assez altérées et les quartz montrent de nombreuses microfissures qui sont plutôt intra-granulaires. Des plans de cisaillement où les quartz recristallisent en grains fins et où les biotites s'alignent sont également observables.

L'échantillon Ard 29 a été prélevé dans l'arène de ce granite proche de la couverture triasique. Les feldspaths, plagioclases et biotites y sont altérés de manière modérée, mais l'échantillon a la densité de microfissuration la plus importante (Figure 2.38d). Ces microfissures sont colmatées par des argiles qui ne sont pas observées dans les échantillons précédents.

L'échantillon Ard 61 a été prélevé à l'extrémité du synforme de Bruzac, à l'intersection entre le réseau de failles NE-SW et NNE-SSW proche des échantillons métamorphiques Ard 58, 59 et 62 (Figure 2.37). Ard 44, 45, 46 ainsi que 66 ont quant à eux été prélevés au niveau de la grande faille NE-SW qui borde le même synforme au sud. L'ensemble de ces échantillons ont une altération plutôt faible à moyenne des plagioclases et des feldspaths potassiques, avec des biotites chloritisées (Figure 2.38e & f). La microfissuration y est assez dense, et on observe également des plans de recristallisation des quartz à haute température, témoignant de l'activité précoce de ces zones de failles.

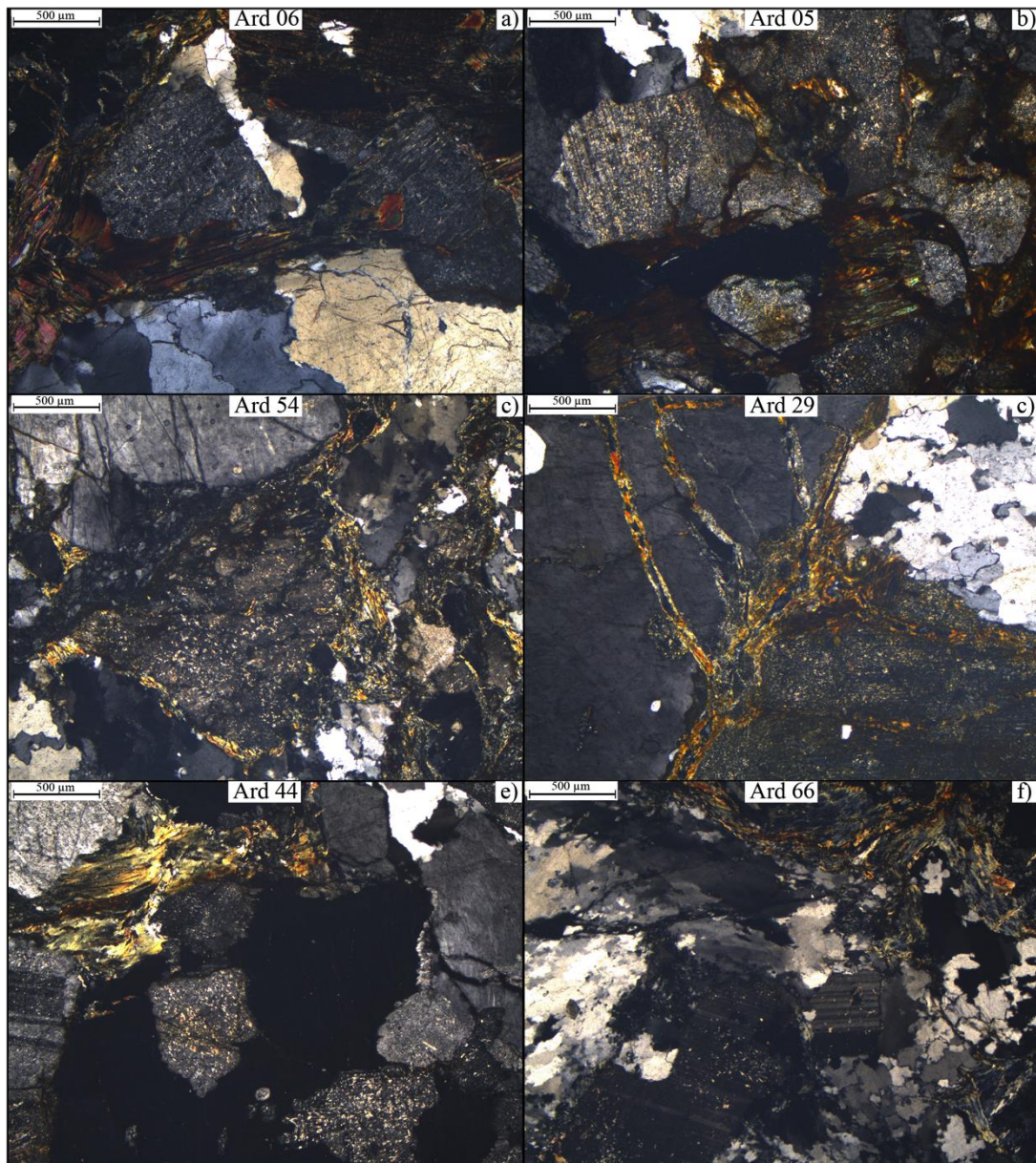


Figure 2.38 : photos de lames minces vues en LPA représentant les différents échantillons du granite calco-alkalin : a) Ard 06, b) Ard 05, c) Ard 54, d) Ard 29, e) Ard 44 et f) Ard 66.

Le long de la D533, trois échantillons ont été prélevés autour d'un cœur de faille d'épaisseur métrique (Figure 2.39a). L'échantillon Ard 34 a été prélevé dans le faciès granitique sain, Ard 33 dans le cœur de faille argilisé et Ard 32 dans une zone broyée de la zone endommagée associée. Dans les 3 échantillons, les feldspaths et les plagioclases ont une altération moyenne, les biotites et les chlorites montrent un lessivage croissant de l'échantillon Ard 34 à 32 puis 33. Dans les échantillons 32 et 33, l'endommagement est marqué par des plans bréchifiés observés en lames minces, la densité de ces plans est bien plus importante dans l'échantillon 33.

Les échantillons de cette zone de faille, l'échantillon Ard 29 qui représente le granite arénistisé et les échantillons cisillés Ard 54 et 55 ont été analysés par diffraction RX (Tableau 2.7).

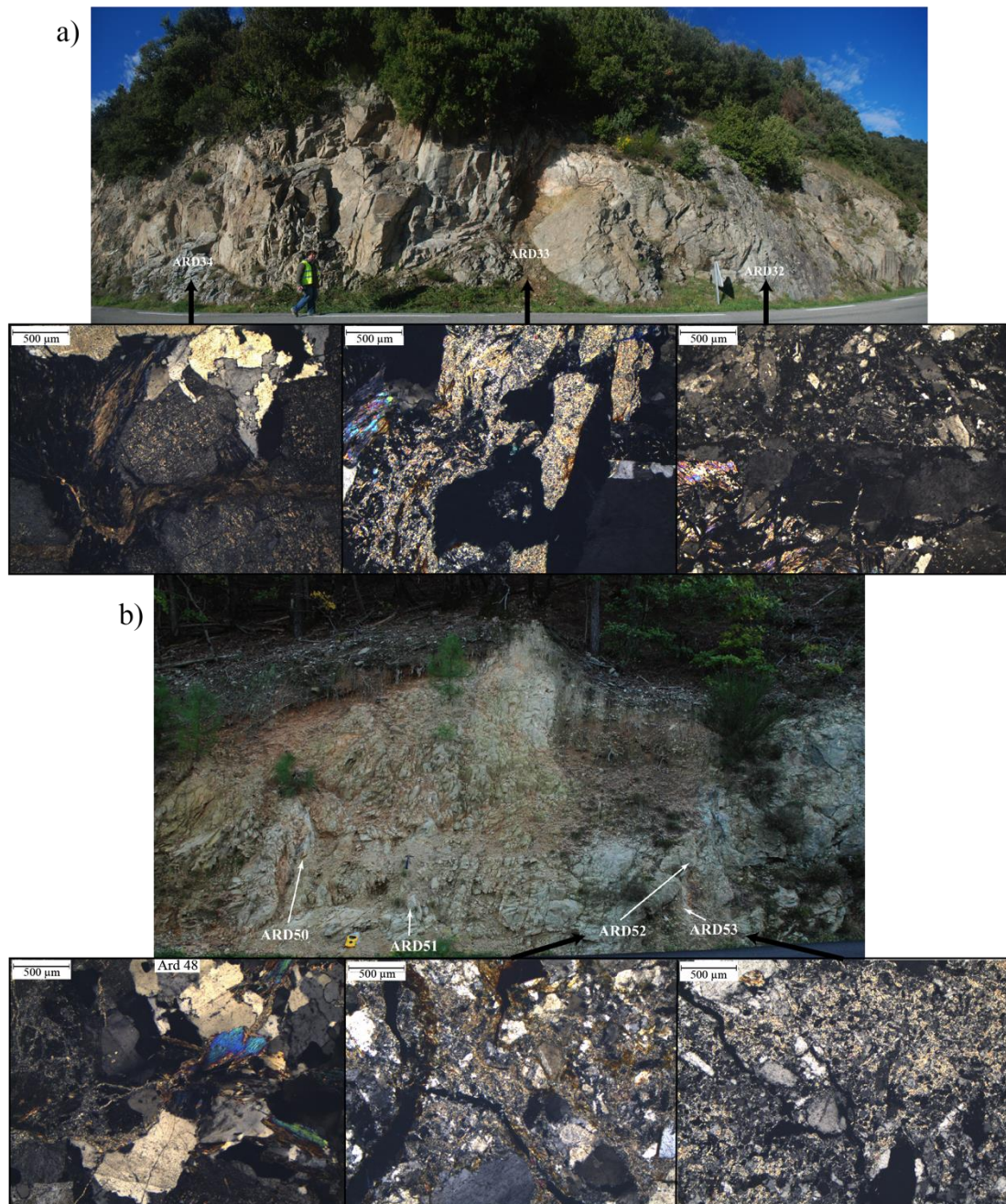


Figure 2.39 : a) zone de faille avec cœur d'épaisseur métrique dans le granite calco-alcalin et photo de lames minces LPA d'un échantillon sain (Ard 34), de cœur de faille (Ard 33) et de zone endommagée (Ard 32), b) zone de faille majeure dans le leucogranite et photos LPA d'un échantillon de zone endommagée (Ard 48) et de cœurs altérés (Ard 52 et 53).

L'analyse sur roche totale ne montre pas de variation significative pour les 3 échantillons de la zone de faille ainsi que pour ceux de la zone cisailée, avec des proportions de quartz, orthose et plagioclase à peu près similaires. L'échantillon d'arène Ard 29 diffère par contre par l'absence de plagioclase. L'analyse des argiles montre que les échantillons de la zone de faille, qu'ils soient prélevés dans le cœur de faille (Ard 33), la zone endommagée (Ard 32) ou dans la roche saine (Ard 34), présentent étonnement les mêmes caractéristiques avec des chlorites ferrifères et des illites, avec une infime quantité d'un interstratifié chlorite/smectite. La proportion d'illite augmente pour l'échantillon sain Ard 34, 32 puis 33, qui est corrélée avec l'augmentation de l'argilisation des plagioclases et des feldspaths observée en lames minces (Figure 2.39a), traduit cette évolution d'altération. Pour l'échantillon d'arène Ard 29, la kaolinite est présente à hauteur de 40%. Enfin, les échantillons cisailés Ard 54 et 55 sont les seuls à contenir de la vermiculite, qui signe un changement de faciès ou du type d'altération.

Tableau 2.7 : résultats des analyses de diffraction RX sur les poudres des échantillons de granites calco-alcalins.

Echantillons		sain	FC	DZ	cisailé	cisailé	arène
		Ard 34	Ard 33	Ard 32	Ard 54	Ard 55	Ard 29
Analyses DRX R totale (%)	Quartz (%)	54	49	40	50	47	72
	Orthose (%)	19	24	25	23	25	28
	Plagioclase (%)	27	27	34	27	28	
Analyses DRX argiles (%)	Sm						20
	Chl/Sm	10					
	Chl Fe	70	50	60			
	Illites	20	50	40			20
	Kaolinite						40
	Vm				100	100	

- Le leucogranite :

L'échantillon de leucogranite plutôt sain est Ard 37, sa granulométrie moyenne est légèrement plus faible que celle du granite calco-alcalin, avec des grains autour de 0,5 mm (Figure 2.40a). Sa minéralogie est caractérisée par la présence de chlorites et de muscovites, les plagioclases et feldspaths y sont très peu altérés. Les échantillons Ard 38 et 39 ont été prélevés dans le faciès arénitité de ce granite. L'échantillon sain se distingue

par l'absence totale de microfissuration, alors que la microfissuration est importante et ouverte dans les échantillons Ard 38 et 39.

Les échantillons Ard 48 et 49 ont été prélevés dans la zone endommagée d'une faille majeure de la route D21 (point 1, figure 2.14). Dans le cœur de faille associé, 4 échantillons ont été prélevés (Figure 2.39b) : l'échantillon Ard 51 a été prélevé au centre du cœur altéré, tandis que les échantillons Ard 50, 52 et 53 proviennent des bordures. Les échantillons Ard 50, 51, 52 sont des morceaux cohésifs tandis que l'échantillon 53 a été pris dans la zone complètement broyée. En lames minces, les échantillons des zones endommagées diffèrent des échantillons sains par un remplissage d'argiles secondaires qui colmatent le réseau de fissuration. Les minéraux ferromagnésiens, comme les plagioclases et feldspaths sont plutôt sains. Dans le cœur de faille, les échantillons Ard 50 et 52 ont une pétrographie similaire : la matrice rocheuse est à l'état de brèche, englobée dans un mélange d'oxydes et d'argiles. Les plagioclases et les feldspaths potassiques y sont complètement argilisés, et les ferromagnésiens ne sont plus observables. Des microfissures ouvertes qui recoupent le colmatage argileux sont également présentes en densité assez importante. Dans l'échantillon Ard 53, le broyage des minéraux primaires est plus important, réduisant de manière importante la granulométrie moyenne de l'échantillon. La proportion d'argiles est cependant plus faible que dans les autres échantillons de cœur de faille.

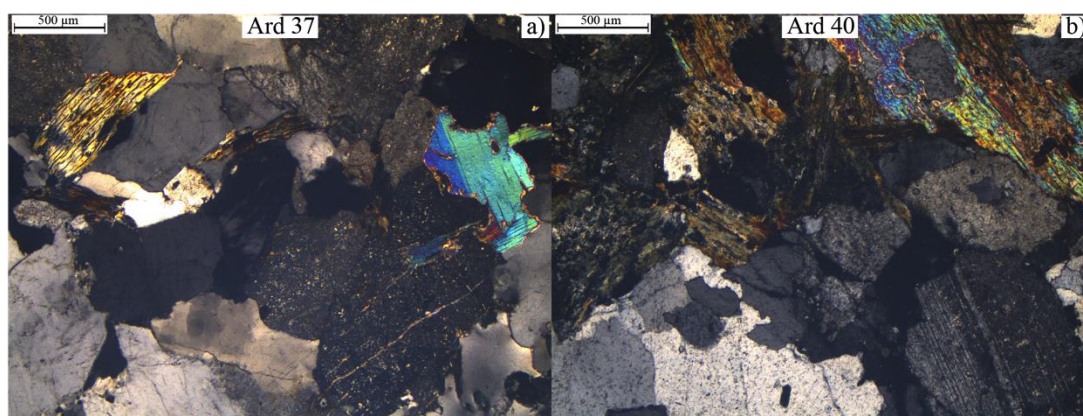


Figure 2.40 : lames minces en LPA d'échantillons du leucogranite : a) Ard 37, b) Ard 40.

Enfin, l'échantillon Ard 40 a été prélevé dans un cœur de faille mineure sur le même bord de route. Au microscope, la densité de microfissuration est plus importante que celle des échantillons précédents de zone endommagée, mais les minéraux ferromagnésiens ne sont que légèrement altérés (Figure 2.40b).

L'ensemble des échantillons de ces faciès a également été analysé par diffraction RX (Tableau 2.8). Les analyses sur roche totale confirment l'altération complète des feldspaths potassiques et plagioclases dans les échantillons de cœur de faille : dans ces échantillons, seul le quartz est détecté contrairement aux échantillons d'arène, de zone endommagée et de cœur de faille mineure. L'analyse des argiles montre que le remplissage argileux du cœur de faille est essentiellement composé d'illite. Dans les échantillons de zone endommagée, ces illites sont également présentes dans le réseau de fissuration d'après les observations microscopiques, mais la présence de chlorites ferrifères et de smectite est également détectée. Ces derniers sont ainsi représentatifs de la fraction argileuse d'altération des ferromagnésiens, en effet les plagioclases et les feldspaths sont relativement sains dans ces faciès. Dans l'échantillon de cœur de faille mineure et d'arène, la proportion d'illite reste importante, mais on note également la disparition des chlorites ferrifères au profit d'interstratifiés chlorite/smectite. Cette évolution peut être liée à l'altération plus importante des ferromagnésiens dans ces faciès. La kaolinite est également présente en petite quantité dans les cœurs de failles mineure et majeure.

Tableau 2.8 : résultats des analyses de diffraction RX sur les poudres des échantillons de leucogranite.

Echantillons		Arène	DZ	FC majeur			DZ	FC mineur
		Ard 38	Ard 48	Ard 50	Ard 52	Ard 53	Ard 49	Ard 40
Analyses DRX R totale (%)	Qz (%)	58	60	100	100	100	50	50
	Orthose (%)	23	21				31	23
	Plagioclase (%)	19	19				19	27
Analyses DRX argiles (%)	Sm	20	15		10		5	20
	Chl/Sm							35
	Chl Fe		20				35	
	Illites	70	65	100	90	98	60	40
	Kaolinite				trace	2		5
	Chl	10						

2.2.3.2. Les propriétés physiques

Les analyses des lames minces et des diffractions RX ont permis d'identifier les variations pétrographiques des échantillons granitiques affectés par des zones de failles et par l'altération supergène. Les mesures pétrophysiques seront ainsi analysées au regard de ces variations, afin d'appréhender les changements des propriétés réservoirs en rapport avec la structure des zones de failles mises en évidence.

- La porosité et les densités :

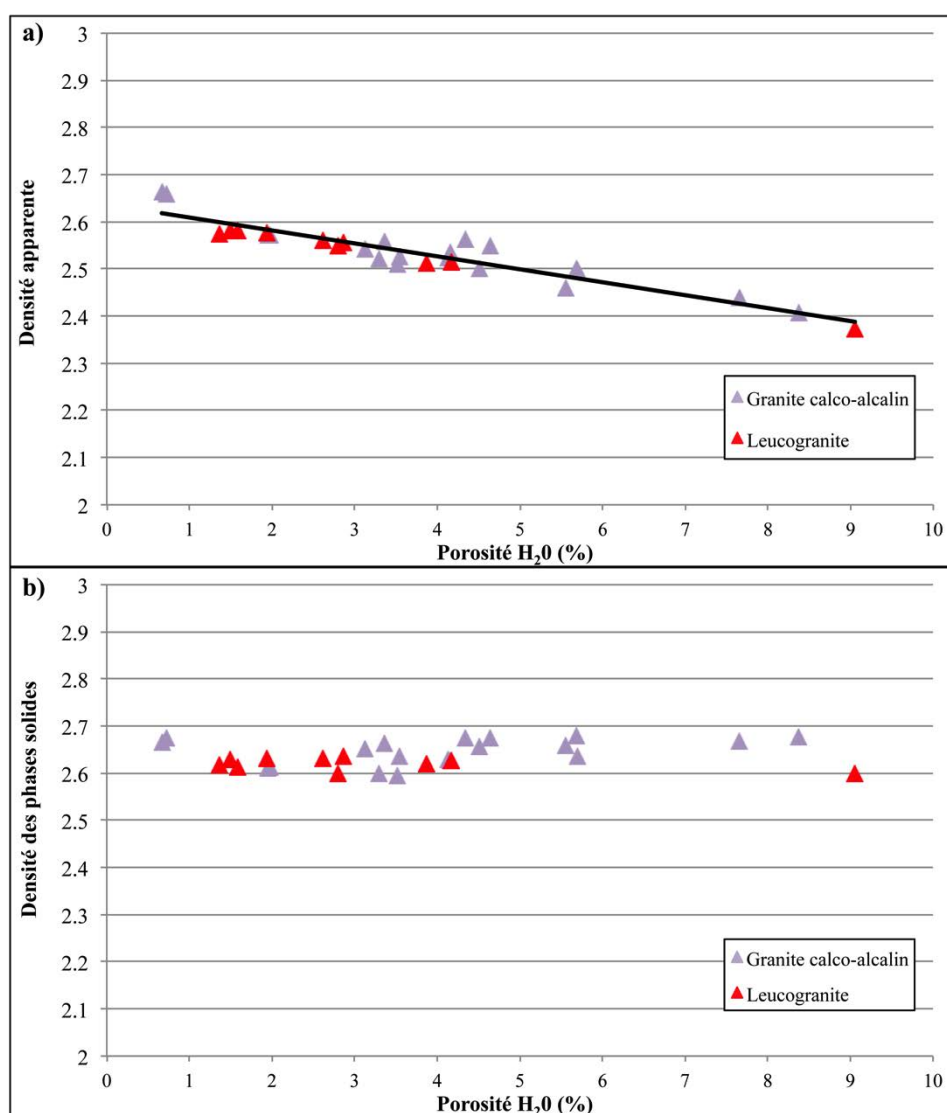


Figure 2.41 : a) densité apparente et b) densité des phases solides des échantillons métamorphiques en fonction de leur porosité.

La porosité à l'eau varie de 0,7 à 9,1 %. Les échantillons à porosité faible appartiennent aux faciès considérés sains : Ard 34, 37, 49, 61, tandis que les échantillons les plus poreux sont issus de la zone d'arène (Ard 05, 08) et du cœur de faille mineure du leucogranite (Ard 40). Les autres échantillons ont globalement une porosité comprise entre 2,5 et 6 %. Cette porosité augmente de manière linéaire avec la diminution de la densité apparente, et suit l'équation 2.5 (Figure 2.41a). Elle n'est cependant pas corrélée avec la densité des phases solides, puisque celle-ci reste globalement constante et similaire à la densité apparente à porosité nulle pour l'ensemble des échantillons mesurés (Figure 2.41b). Cela signe l'absence de porosité non connectée dans ces échantillons.

$$d_{app} = -0.0274 \phi + 2,6363 \quad \text{avec } R^2 = 0,880$$

Équation 2.5

- La porosité mesurée par injection de mercure :

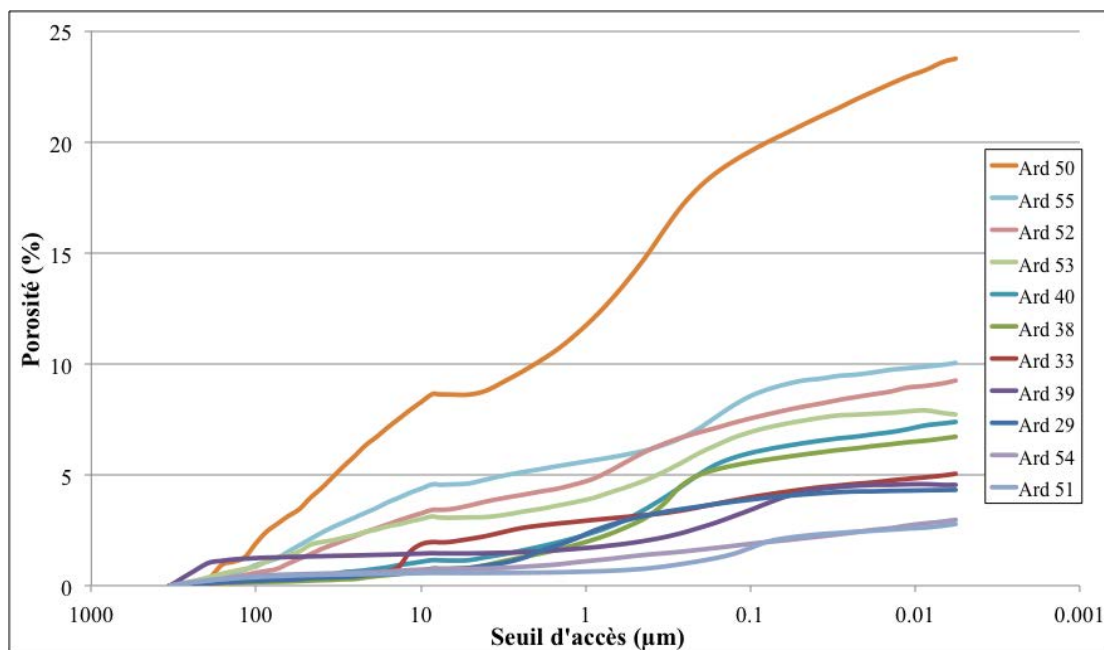


Figure 2.42 : courbes de première injection de mercure des échantillons de granite.

Les échantillons du cœur de faille majeure Ard 50, 52 et 53 n'ont pas pu être mesuré par saturation à l'eau car ils se déstructurent à l'immersion. L'échantillon Ard 50 atteint une porosité totale de 23,8 %, bien supérieure aux valeurs de 9-10 % mesurées pour les autres échantillons. Si les échantillons 52 et 53 ont également une porosité totale importante (9,2 et 7,7 %), l'échantillon du centre cœur de faille Ard 51 a la porosité la

plus faible des échantillons mesurés, avec une porosité totale de 2,7 %. Dans le cœur de faille, la porosité augmente donc très fortement depuis le centre vers les bordures.

Sur l'ensemble des échantillons, la plus part des courbes d'injection ont une forme similaire avec deux parties distinctes : 1) la porosité est à peu près uniformément répartie sur l'ensemble des seuils d'accès mesurés, 2) entre 0,1 et 0,5 μm de diamètre, une famille de pores se distingue avec une augmentation du volume injecté par rapport à l'allure générale de la courbe. Seul Ard 33, provenant du cœur de faille dans le granite calco-alcalin, sort de ce schéma avec une famille de pores aux seuils d'accès limitée entre 10 à 15 μm .

- La conductivité thermique et la vitesse de propagation des ondes P :

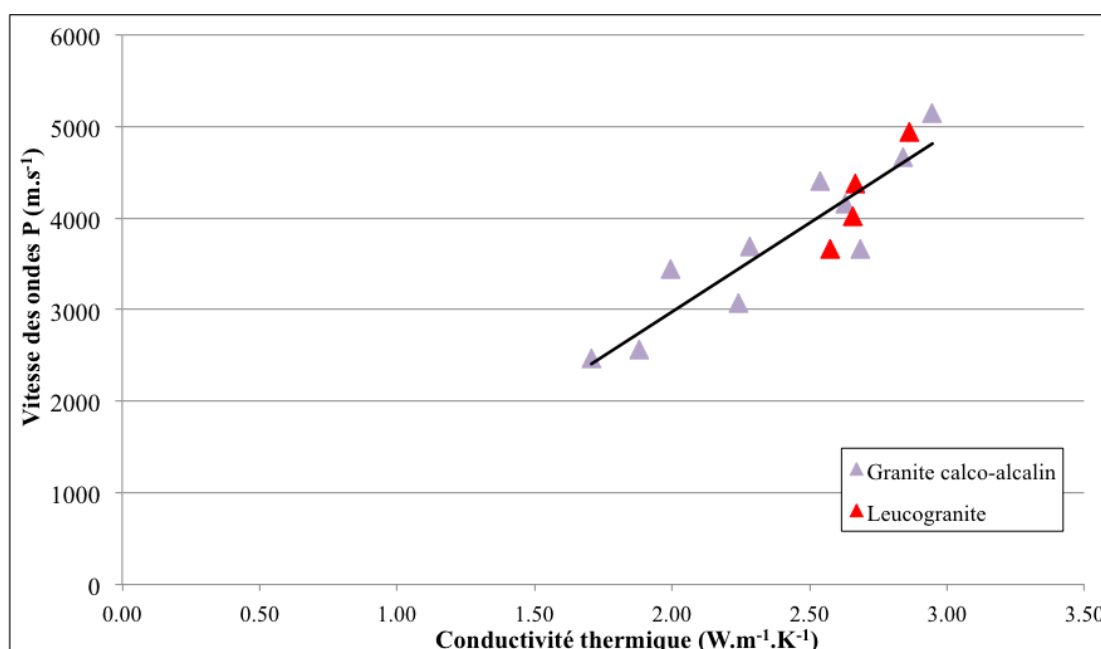


Figure 2.43 : vitesse de propagation des ondes P en fonction de la conductivité thermique des échantillons de granites.

Les conductivités thermiques et les vitesses de propagation des ondes P de l'ensemble des échantillons mesurés suivent une relation linéaire d'équation 2.6 (Figure 2.43). Les échantillons dont les CT et Vp sont les plus faibles sont ceux dont la porosité à l'eau est la plus forte : Ard 05 et 08, avec des CT de 1,7 - 1,9 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, et des Vp d'environ 2500 m.s^{-1} . Les échantillons avec les CT et Vp les plus fortes sont les échantillons les moins poreux et les plus « sains » d'après l'étude des lames minces : Ard

37 pour le leucogranite et Ard 34 et 61 pour le granite calco-alcalin. Ces échantillons ont des CT de $3,0 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et des V_p de 5100 m.s^{-1} environ.

$$V_p = 1939 \lambda - 900 \quad \text{avec } R^2 = 0,837$$

Équation 2.6

La variation de ces propriétés peut ainsi être reliée à l'évolution du volume poreux des échantillons, mais les variations minéralogiques observées en lames minces jouent également un rôle. En effet, l'échantillon Ard 51 par exemple est un des moins poreux, mais il est aussi l'échantillon de leucogranite dont les CT et V_p sont les plus faibles, du fait des transformations minéralogiques du cœur de faille, contrairement à l'échantillon Ard 37 où la minéralogie primaire est conservée.

2.2.3.3. La perméabilité

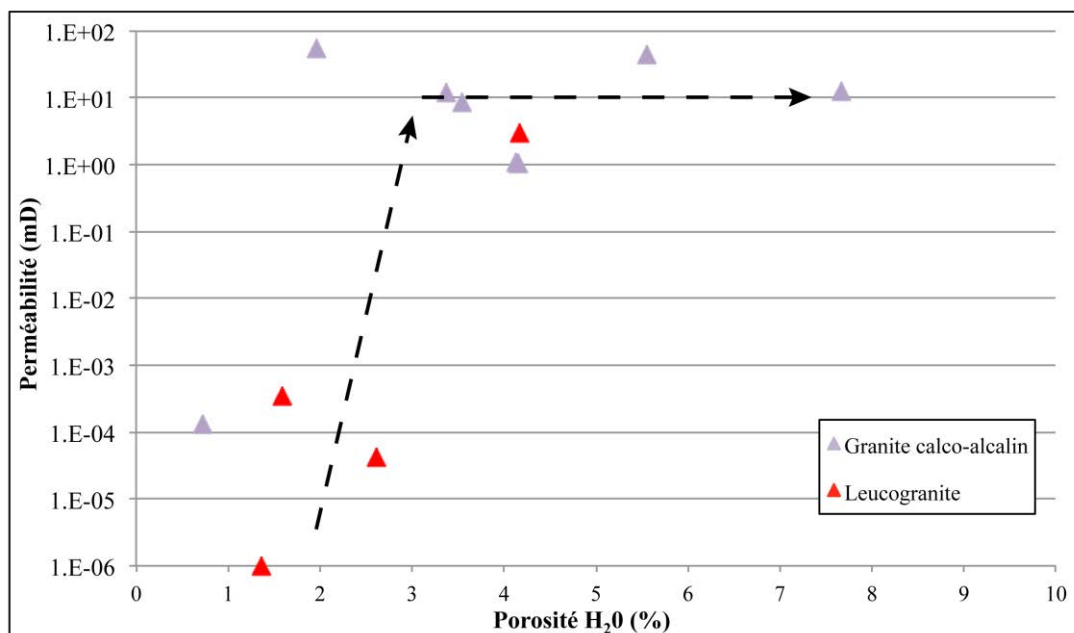


Figure 2.44 : perméabilité matricielle en fonction de la porosité des échantillons de granites.

Les valeurs de perméabilité à l'azote se regroupent en deux groupes distincts (Figure 2.44). Les échantillons à porosité faible ($< 3 \%$) et perméabilité inférieure à 10^{-3}

mD sont les échantillons Ard 34, 37, 48, 49, qui sont des échantillons des faciès sains ou des zones endommagées. Les échantillons à porosité supérieure à 3 % ont tous une perméabilité comprise entre 1 et 100 mD. Dans ces échantillons, l'augmentation du volume n'a donc pas d'influence sur la perméabilité. Seul un échantillon à porosité inférieure à 3 % est également dans cette gamme de perméabilité : Ard 61 qui en lames minces présentait des traces de fissuration sans colmatage d'argiles contrairement aux échantillons plus poreux prélevés dans les zones de failles.

2.2.3.4. Synthèse

Malgré une granulométrie en moyenne plus faible pour le leucogranite, et la nature des minéraux ferromagnésiens primaires différente, les échantillons de granites calco-alcalins et de leucogranites ont des caractéristiques pétrophysiques similaires. Pour cette raison, les deux granites ne sont pas différenciés dans le schéma de synthèse présenté en Figure 2.45a. Les échantillons sont ainsi replacés en fonction de leur position structurale : les échantillons altérés au toit des plutons proches de la couverture sédimentaire, la zone cisailée, les échantillons des cœurs de faille mineures et majeures et de leur zone endommagée et enfin les échantillons de protolithe avec une fissuration pervasive plus ou moins importante.

Si la granulométrie est globalement homogène dans les échantillons de protolithe et d'arène, dans les échantillons des zones endommagées, des cœurs des failles mineures et majeures celle-ci est réduite par la microfissuration (Figure 2.45b). Cette réduction de granulométrie s'accompagne d'une altération des minéraux ferromagnésiens, qui est également importante dans les échantillons d'arène. Cette altération est identifiable par les changements de proportions de minéraux argileux entre chlorites et smectites, ainsi que la présence de vermiculite dans les zones cisailés. Les plagioclases et les feldspaths potassiques ne sont transformés de manière importante que dans le cœur des failles majeures et les zones d'arène non consolidée Ard 05 et 29 où ils sont transformés en illite.

Dans le cœur de faille majeure, la présence d'illite colmate une partie du réseau de fissures, dont la densité des structures ouvertes n'est pas plus importante que dans la zone endommagée (Figure 2.45b). Dans les cœurs de failles mineures et l'arène, l'absence de ces minéralisations secondaires en fait les zones où la microfissuration ouverte est la plus importante. Les échantillons prélevés hors des zones de failles sont quant à eux plus ou moins microfissurés, en fonction de la fracturation pervasive au sein du massif qui peut varier de 12 à 32 frac/m pour les fractures mesurées sur par les profils de fracturation sur le terrain (Tableau 2.3).

Les propriétés pétrophysiques sont par conséquent influencées à la fois par le développement du volume poreux mais aussi des transformations minéralogiques observés. Cette altération n'a pas d'influence sur la densité des phases solides des échantillons puisque celle-ci est homogène quelque soit la porosité des échantillons. En revanche, elle semble jouer sur les vitesses de propagation des ondes P et les conductivités thermiques. En effet, au premier ordre, les échantillons les moins poreux sont aussi ceux aux V_p et CT les plus fortes, avec une diminution linéaire des deux propriétés qui dépend de la porosité. Dans le détail, des échantillons peu poreux, mais avec des transformations minéralogiques importantes ont un couple CT/ V_p plus faible que les échantillons à minéralogie primaire conservée et à porosité comparable. Enfin, quelque soit leur provenance, les courbes des premières injections montrent que la porosité peut se diviser en deux familles : des pores aux diamètres d'accès restreints entre 0,1 et 0,5 μm mais qui représentent une petite partie du volume poreux total, et une porosité qui se distribuent sur l'ensemble des diamètres mesurés.

La balance entre développement du volume poreux et minéralisations secondaires qui colmatent le réseau poreux se perçoit également avec les mesures de perméabilité où deux groupes sont distingués : les échantillons sains, et ceux où le réseau de microfissures est colmaté dans la zone endommagée ont une porosité inférieure à 3 % et une perméabilité autour de 10^{-3} mD. Les échantillons plus poreux, entre 3 et 9 % ont une perméabilité plus forte, entre 1 et 100 mD, mais qui n'augmente pas avec la porosité. La microfissuration et l'altération tendent donc à augmenter le volume poreux, mais les minéralisations secondaires homogénéisent les perméabilités de ces échantillons.

Sur l'ensemble des échantillons, du fait de l'interaction entre développement du réseau poreux par fissuration et altération et colmatage de ce réseau poreux par les minéralisations secondaires, les échantillons les plus satisfaisants d'un point de vue des propriétés réservoirs, sont les échantillons de l'arène granitique et certains issus des cœurs

de failles. En effet, les échantillons d'arène ont une porosité pouvant aller jusqu'à 9 %, avec une porosité plutôt fissurale sans colmatage secondaire. Dans le cœur de faille majeure, la porosité près des bordures peut atteindre 25 %. Les échantillons des zones endommagées ont une microfissuration importante, mais celle-ci est également colmatée par les minéralisations secondaires, tout comme dans les cœurs de failles mineures étudiés. Enfin, les échantillons des zones cisillées sont un intermédiaire, avec une microfissuration importante mais un réseau en partie colmaté par les minéralisations secondaires donnant une porosité proche de 10 %.

Chapitre 3 : Etude des Vosges du Nord

Les résultats de l'étude des Vosges du Nord, considéré comme analogue au socle du Fossé Rhénan sous le PER de Strasbourg sont présentés en deux parties. L'analyse structurale a fait l'objet d'une publication soumise au Journal of Structural Geology, special edition : spatial arrangement. Cette publication sera brièvement présentée dans la première partie. Dans la seconde, l'analyse pétrographique et les résultats des mesures pétrophysiques sur les échantillons de socle, mais aussi de la couverture sédimentaire surincombante sera présentée.

3.1. Le réseau de failles et fractures

3.1.1. L'article soumis au Journal of Structural Geology

Structural heritage, reactivation and distribution of fault and fracture network in rifting context: case study of the western shoulder of the Upper Rhine Graben.

Lionel Bertrand *^a, Jessie Jusseume^a, Yves Géraud^a, Marc Diraison^b, Pierre-Clément DAMY^c, Vivien Navelot^a, Sébastien Haffen^c.

^a GeoRessources, UMR 7359 Université de Lorraine/ENSG, 2 rue du Doyen Marcel Roubault, Vandoeuvre-les-Nancy Cedex 54518, France.

^b Institut de Physique du Globe (IPG), UMR 7516 CNRS-Université de Strasbourg/EOST, 5 rue René Descartes, Strasbourg Cedex 67084, France

^c Fonroche Géothermie, Technopôle Hélioparc, 2 av. Pierre Angot, 64053 Pau Cedex 9 France

Emails:

lionel.bertrand@univ-lorraine.fr +33 3 83 59 64 55 France

jessie.jusseume@gmail.com Present address

yves.geraud@univ-lorraine.fr

marc.diraison@unistra.fr

pc.damy@fonroche.fr

vivien.navelot@univ-lorraine.fr

shaffen@teranov.fr Present address

Keywords : Fault reactivation; structural heritage; spatial organization; rifting context, basement rock

Abstract

In basement reservoirs of extensional basins, the fault and fracture parameters like density, spacing and length distribution are key properties for modelling and prediction of the reservoir properties and fluids flows. As only the main faults are detectable upon basin scale geophysical investigations, these reservoir elements should be characterized under the investigation resolutions and need to be imported from analogue analysis.

The situation is still complicated in magmatic and metamorphic rocks, where the structural heritage could largely influence the fault and fracture network activated during extension tectonics.

In this study, we use the western shoulder of the Upper Rhine Graben as an outcropping analogue of several deep borehole projects in the basement of the graben, with the aim of defining the fault and fracture organization in light of the structural heritage of different lithologies and basement domains. Geological regional data, DTM (Digital Terrain Model) mapping and outcrop studies with scanlines are used to determine the organization from the regional to the reservoir scale. The fault set can be hierarchized in three different orders of scale and structural blocks that control the reservoir scale fracture system. Moreover, the impact of the rifting structure expands toward the rift shoulders in the basement lithologies, and the extension-related faults partly reactivate the early hercynian structures. Also, the present day main fault and fracture orientations, lengths, spacing and density are controlled by a combination of rock type, and inherited and neo-formed structures.

Introduction

Magmatic and metamorphic rocks have nowadays undergone a renewed interest for the exploration of non-conventional reservoirs for geothermal projects, nuclear waste deposition, or petroleum prospects (*Genter and Castaing, 1997; Luthi, 2005; Rempe, 2007; Cuong and Warren, 2009; Géraud et al., 2010; Marques et al., 2010*). In most cases these rocks form the basement of sedimentary basins, and therefore have targets at the bottom of these basins at great depth. In this kind of rock, the porosity and permeability is in general low, but several processes could increase the porosity and lead to the development of a reservoir. Indeed, the basement reservoirs are composed of two main parts 1) a weathered layer located at the top of the basement, if there is a paleotopography and climatic conditions able to develop it, and it is preserved when buried under the sedimentary infilling of the basins (*Dewandel et al., 2006; Boiron et al., 2010; Aquilina and De Dreuzy, 2011; Cathelineau et al., 2012*); 2) the fault zones where a significant fault core and damage zone are developed, and control the reservoir properties (*Caine et al., 1996; Forster et al., 1997; Nelson, 2001; Faulkner et al., 2010*). Unfortunately these structures are poorly detected using current surface investigation methods. Indeed, the weathered layer at the top of the basement is distinguished by hardness before drilling (*Bertini et al., 2006; Luthi, 2005*), as well by large faults in the basement and faults and fractures with size below seismic resolution. However, the knowledge about their location and reservoir properties are critical for implanting drilling and resource estimation.

To determine the fracture and fault network geometry and the inferred petrophysical properties (porosity and permeability), outcropping analogue rocks were analysed (*McCaffrey et al., 2003*) and these could be helpful to improve a reservoir

model. Characteristics like the spacing of different fault sets, fault displacements and length distribution are key parameters for the comprehension and modelling of the fractured reservoirs (*Heffer and Bevan, 1990; Yielding et al., 1992; De Dreuzy et al., 2004; Berg and Øian, 2007*). As most basement reservoirs are located in extensional contexts (*Trice, 2014; Gutmanis et al., 2015*), such parameters can be established by studying the basement at the shoulders of the rifts, and extrapolating to model the basin basement.

Most studies of fractured systems are concentrated on one lithology that is assumed to be the analogue of a buried reservoir. However, in a basement where there is a high structural heritage the reactivation and extension processes could differ in the same basin depending on this heritage. Recent studies particularly pointed out the importance of the relation between the structural heritage and extension-linked fault zones (*Le Garzic, 2010; Le Garzic et al., 2011; Slightam, 2014; Murray and Montgomery, 2014; Trice 2014; Bertrand et al., 2015*). Parameters like the damaged zone thickness (and in consequence the hydraulic conductivity), the fracture density, opening and sealing, are directly linked to these heritage/reactivation processes (*Morley and Nixon, 2016*).

The basement of the Upper Rhine Graben (URG) is the target of several future drilling projects, namely for geothermal prospection (*Dezayes et al., 2011; Boissavy, 2016*). The continuity of this deep basement outcrop lies in the Black Forest and the Vosges Mountains (*Edel et Schulmann, 2009; Lardeaux et al., 2014; Skrzypek et al., 2014*). This study focuses on the Northern Vosges, where the basement rock outcrops. This area expresses a high structural heritage with an extensive variability of rock facies that is overprinted by later deformation events, in particular the West European rifting tectonics that led to the formation of the URG. Thus, we performed a multiscale study based on actual geological data, DTM (Digital Terrain Model) photo-interpretation, and fracture characterization in the field, with the aim of characterizing the fault pattern in light of the complex geological history. This will allow the discussion of the link between the structural heritage and the Oligocene tectonics, and their record in the different Hercynian units. Finally the combined effect of these three factors will be discussed in light of the fracture pattern between the faults, their spacing and density distribution.

1. Geological Context

The Vosges Mountains are composed of (1) crystalline and metamorphic basement rock put in place during the Hercynian orogeny that occurred during the Palaeozoic period and (2) Permian and Triassic sediment coverage. These different rocks were deformed latterly, which brought them to the surface, mostly in the post-Mesozoic era, which, at least in part, reactivates the Hercynian structures.

1.1. The Hercynian orogeny

The basement rock of the Mesozoic sedimentary basins in France is formed of lithotectonic domains that are the result of subduction and collision events in Palaeozoic times during the so-called Hercynian orogeny (*Matte, 2001; Nance et al., 2010; Guy et al., 2011; Lardeaux et al., 2014*). Initially, it was formed of the

Laurentia-Baltica plate northward and the Gondwana plate southward, with several microcontinents, like Armocia and Avalonia (*Autran et Cogné, 1980; Bard et al., 1980, Paris et Robardet, 1990, Van der Voo, 1993; Cocks, 2000; Franke, 2000; Robardet, 2003; Von Raumer et al., 2003*), attached to Gondwana and stuck to Laurentia-Baltica. The large Iapetus Ocean originally separated Laurentia from Baltica and Avalonia. It was closed by northward and southward subductions, while the smaller Rheic Ocean opened in the Middle Ordovician times between Avalonia and Gondwana. In the early Devonian period, the final collision occurred and the collapse of the orogeny began during the Carboniferous and Permian times.

In Europe, four main litho-tectonic domains are defined through this wide orogeny (*Fig. 1a*). At the northernmost part, the Rhenohercynian domain is mainly composed of Cadomian and Avalonian basements covered by Devonian sediments and MORB-type basalts. These witness the closure of the Rhenohercynian ocean (*Franke, 1995*). The Saxothuringian domain is comprised of a Cadomian basement and Palaeozoic sediment markers of a Cambro-Ordovician ocean (*Bowes and Aftalion, 1991; Kemnitz et al., 2002*). Between the latter and the southern unit is the Teplà-Barrandian domain, composed of fragments of Neo-proterozoic basement rock and Neo-proterozoic to Palaeozoic sediments. At the southernmost part, the Moldanubian domain is considered as the metamorphic root of the orogeny (*Schulmann et al., 2009*).

‘Insert Figure 1’

1.2. The tardi and post-hercynian tectonics

After the collision phase, the orogeny started to collapse in Carboniferous times, as highlighted by the site of granite bodies with a geochemical signature of extension (*Altherr et al., 2000; Tabaud, 2012, Skrzypek et al., 2014*). This collapse was accompanied by widespread tardi-orogenic strike-slip faults, mainly in NE-SW and NW-SE trending directions (*Arthaud et Matte, 1975; Elsass et al., 2008*). These strike-slips guided the position of some tardi-orogenic granites, like the “granite des crêtes” associated with the Sainte-Marie-aux-Mines fault in the Central Vosges or the Kreuzweg granite in the Northern Vosges (*Elsass et al., 2008; Tabaud, 2012, Skrzypek et al., 2014*).

Beginning from the Pennsylvanian, an extensional phase linked to high tectonic activity starts the formation of ENE-WSW elongated basins in the weakest part of the upper crust (*Sittler, 1965; Roland, 1971, Illies, 1972; Schumacher, 2002*). As the basins increase in width during the Permian period, the tectonic activity is major and compartmentalizes these basins, namely by NW-SE and NE-SW trending faults in the region. At the beginning of the Triassic era, the sedimentation became large scale and expanded through the whole of Europe, accompanied by a reduction of the tectonic activity (*Durand, 1978*). From the Middle Triassic era, this enlargement shifts the basin fillings from continental and siliciclastic sedimentation to a marine one.

As the sedimentation continues in the Cretaceous epoch in the Parisian and Aquitaine basins, the Cretaceous series are totally absent from the Upper Rhine Graben. It is not clear yet if it is a sedimentary hiatus at this time (*Ziegler, 1992; Schumacher, 2002*), or if the Cretaceous series were completely eroded during late tectonic events (*Ziegler, 1992*). The fact remains that the uplift of the basin starts at

the end of the Jurassic time-frame, in response to the opening of the Atlantic Ocean (*Illies, 1972; Walter, 1995; Geyer and Gwinner, 1995*).

In the Alpine domain, starting in Triassic times, a rifting phase led to the opening of the Ligure Ocean during the Jurassic era, with a maximal extension in the Aptian, highlighted by the remaining ophiolites in the Alps (*Stampfli et al., 2002*). Starting from Albian, the movement of the African and European plate led to the progressive closure of the Ligure Ocean, with its subduction to the South. Following this, the continental collision started in the late Eocene era.

It was at this time, in response to the Alpine collision, that the rifting event leading to the URG formation began (*Bourgeois et al., 2007; Edel et al., 1997; Ford et al., 2007*). The almost N-S compression led to an E-W extension that engendered the West European rifting phase (*Illies, 1972; Merle and Michon, 2001; Schumacher, 2002*). Starting from the URG, the rifting extends progressively to the North and to the South, forming a succession of basins like the Limagne graben, the Rhodanien graben, etc. (*Bourgeois et al., 2007*). The rifting process, especially in the URG and helped by Alpine shortening, brought the Hercynian basement rock to the outcrop at the shoulders of the basin and formed the Vosges and Black Forest mountains as they are known today (*Brun et al., 1992*).

In the URG, the extension begins with the creation of several local basins during late Eocene and the beginning of Oligocene, as highlighted by the normal depo-centre faults (*Schumacher, 2002*). The basins created then connect and progressively enlarge the sedimentation to the whole graben during Oligocene. In late Oligocene and Miocene, the subsidence reached maximal velocity, with more than 1 km of sediment lying in the central part of the basin (*Illies, 1972; Roussé, 2006*), while a clockwise stress rotation occurs. This rotation led to strike-slip movements and compartmentalized the deposition, between ENE-WSW and N-S faults. The subsidence rate also decreased, until the end of Miocene/Pliocene epoch where erosion surfaces were recorded in some areas.

For this study, we have focused on the Northern Vosges, as they represent the basin's basement rock with the juxtaposition of different Hercynian units. Moreover, as the structural heritage should differ in the Hercynian and the pre-rift units as well as in their specific mechanical properties, the brittle structures' distribution of the different petro-structural units will be a main undertaking of this paper. The structure of the Northern Vosges is therefore detailed in the next section.

'Insert Figure 2'

1.3. The Northern Vosges

In the Vosges, the Paleozoic basement rock outcrops at the edge of the URG. The southern and central parts of the outcropping basement represent the Moldanubian domain, with the crustal root of the orogeny and allochthonous and autochthonous sedimentary units (*Fig. 1b*). The northern part is the focus of this study, being separated from the Central Vosges by the Lalaye-Lubine Fault Zone (LLFZ), and the northern part is roughly composed of NE-SW to E-W trending units (*Fig. 2*).

The affiliation of these units to the lithotectonic domains is still debated, but recent studies emphasise a subdivision in three main units:

- The northern series:

The northern part of the basement rock in the area studied is a part of the Saxothuringian domain, composed of a succession of varied sedimentary rocks (Bruche unit) and volcanic materials (Rabodeau-Schirmerck unit) (*Fig. 2*). These units are put in place from Lower to late Upper Devonian, and are composed of varied facies of detrital sediments intercalated by volcanic materials and sparse carbonate lenses, all traducing a coastal sedimentation with the erosion of Cambrian basement in a shallow-marine basin (*Elsass et al., 2008, Skrzypek et al., 2014 and cited references*). A particularly wide volcanic intrusion is the Rabodeau-Schirmeck massif, dated at the mid-Devonian period and mainly composed of spilite, keratophyre and volcanic breccias. From the lower Visean time, a new tectonic phase begins, with a culmination in the middle Visean time, and this is marked by a sedimentary hiatus correlated in time by the emplacement of the “Champ-du-Feu” plutonic massif (*described below*). Due to the Saxo-thuringian and Teplà-Barrandian collision, the whole series are metamorphosed under barrovian conditions.

- The “Champ-du-Feu” massif:

The suture between the Saxothuringian (northern series) and the Teplà-Barrandian (southern series) or the Moldanubian crust is not visible in the Vosges Mountain, being encroached upon by the “Champ-du-Feu” massif, the Mid German Crystalline ridge type intrusion. This massif is composed of a series of NE-SW to E-W trending plutons, and some circular shaped crosscutting the NE-SW bodies’ succession (*Fig. 2*) (*Deschamps 1995; Tabaud et al., 2014*). The southern succession, composed of the “Bande-Médiane” volcanics, the Neuntelstein diorites, the Hohwald and Champ-du-Feu granodiorites bands form the first suite with a calc-alkaline affinity and date on 334 ± 5 Ma for the oldest intrusion (*Cocherie, 2007; Elsass et al., 2008*). The later northern suite is composed of three granitic bodies: “Belmont”, “Waldersbach” and “Fouday” granitic bands, dated 319 ± 3 Ma (*Cocherie, 2007*). The southern suite has a geochemical signature of a continental arc, with partial melting of an enriched mantle in collisional conditions, while the northern succession is the first occurrence of post-tectonic intrusions (*Altherr et al., 2000; Tabaud, 2012*). The setting up of a shoshonitic suite in sub-circular bodies that crosscut the NE-SW trending bands follows the northern suite. From West to East, there are the Senones, the Natzwiller and the Andlau granites. A later peraluminous succession represented by the Kagenfels granite dated at 299 ± 7 Ma (*Boutin et al., 1995*) and some smaller bodies (Saint-Blaise, Kreuzweg,...), mark the end of the plutonism. Both suites have a geochemical signature indicating the melting of meta-sedimentary protoliths (*Tabaud et al., 2014*). Several small dioritic plutons called “Muckenbach-type” plutons are intrusion into the contact of the northern suite and the Saxothuringian unit, but the former are uncertainly dated in this magmatic evolution.

- The southern schists:

Along the LLFZ, the Steige and Villé schists are presumed to represent the western termination of the Teplà-Barrandian unit (*Skrzypek et al., 2014*) (*Figs. 1 & 2*). These are roughly composed of pelitic sediments and tuff intercalations, deposited in a shallow-marine platform environment dated in the Cambro-Ordovician periods (*Doubinger and von Eller 1963; Tobschall, 1974; Reitz and Wickert, 1989*). The Villé

schists are metamorphosed under greenschists-facies conditions, while the Steige schists show a low-grade metamorphic overprint.

- ***The sedimentary and volcanic cover***

The first basins linked to the extensional system in the Northern Vosges area are NE-SW trending basins, highly localised to Pennsylvanian coal bearing deposits, with very rapid facies variation from conglomerates to marls (*Doubinger, 1975*). During the Permian times, the opening of new basins became more general, with a tectonic activity that compartmentalized these basins with NW-SE and ENE-WSW fault directions. Thus, two Pennsylvanian basins bound the studied basement in ENE-WSW depressions: The Saint-Dié – Villé basin in the South and the Champenay-Nideck basin in the North (*Fig. 2*). These basins were then individualized by the NW-SE fault direction in Guadalupian times, forming four isolated basins (*Durand, 1978*). The deposits are mainly silicoclastic sediments derived from the erosion of the basement rock, accompanied by subsequent subaquatic volcanism (*Mihara, 1935; Saucier et al., 1959; Siat, 1974*). This volcanism is mainly rhyolitic in the Nideck basin and represents a large part of the Permian outcrop. A few local volcanic series are also outcropping in the Saint-Dié basin, with trachyandesites, melaphyres and rhyolites.

The extent of sedimentation in Triassic times engenders three main formations: the Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper ones. In the area studied, only the lower and middle part of the Buntsandstein outcrops are present. These are composed of sandstone deposits of different facies, until the “conglomerate principal”, a 20 m thick conglomerate that is on the high topography in the area (*Bourquin et al., 2007 and cited references*).

2. Methodology

2.1. Fault analysis and DTM mapping

Firstly, an analysis of the faults known from geological data in the area was carried out by the combination of geological maps at a 1/50 000 scale (*n°270 Cirey-sur-Vezouze, n°271 Molsheim, n°306 Saint-Dié and n°307 Sélestat*) from the national geological survey of France and recent structural studies (*Elsass et al., 2008; Skrzypek et al., 2014*). A general map with a classification of the faults in orientation was drawn. From this map, the trend of the regional faults of the area can be defined. Moreover, a precise crosscut has been drawn to highlight the relation between the faults and the topography in the “Champ-du-Feu” massif.

‘Insert Figure 3’

Secondly, a structural study of the Northern Vosges Mountains based on manual extraction of lineaments from DTM photointerpretation in GIS system was executed. This related to the 3D representation of the topographic surface obtained from elevation data. The DTMs come from the French National Geographic Institute’s database (*IGN, BD Alti®, RGF93 referential*) with a resolution of 25 metres. Added to these processed topographic surfaces, the hydrological network’s dataset (*IGN, BD Carthage®*) of the area was imported. Differential lighting angles (NE, SE, SW, NW)

were used to intensify the surface and to avoid overestimation of perpendicular lineaments compared with parallel lines, according to lighting (*Fig. 3*). This lighting was at an angle of 45° to the horizontal plane. Thus, all structural lineaments on each shading angle are manually recorded. In this study, a lineament that had length and direction was considered to be a linear or slightly curvilinear structural unit (*O'Leary et al., 1976; El Hadani, 1977*). The plot covers all the area studied from the regional (1:500 000 - 1:250 000) to the local scale (1:50 000) and was subsequently combined into a single plot to give a global multiscale overview.

2.2. Outcrop analysis

The aim of the outcrop study was to obtain statistical information concerning the fracture network, both close to and far from the main faults. This will allow a comparison with the faults known from the regional data and the lineaments traced by DTM mapping. On the one hand it will validate the mapped lineaments, and on the other hand the structural information from the regional faults of kilometric length can be downscaled to fractures of a decimetre length scale.

On the outcrop, the fractures are measured in orientation and length along a scan line (SL), to avoid observation bias upon fracture counting. A statistical distribution of these parameters along a 1D direction is therefore obtained, with the only bias being in the orientation linked to the outcrop geometry. The fractures that are sub-perpendicular to the outcrop will be overestimated regarding the sub-parallel fractures (*Pickering, 1995; Davy et al., 2006*). Many studies address the question of the angular correction between the SL and the fracture sets used to avoid this sampling bias (*Terzaghi, 1965; Pickering et al., 1995; Peacock et al., 2003; Wang, 2005; Davy et al., 2006; Bisdorn et al., 2014*). However, the SL we use are often multidirectional, due to the outcrop conditions, and mostly a combination of several outcrop planes rather than a strictly planar surface (*Fig. 4*). Thus, to be mathematically correct, Terzaghi's correction has to be applied differently to each subsampling surface orientation rather than directly applied to the whole SL. For this reason, and because the SL we used are almost all in the direction of the studied area so we have no main sampling direction, we chose not to apply a systematic correction to our data.

Taking account of this bias, the fracture orientation sets can be compared to the regional and DTM data. The orientations on each outcrop studied are plotted as a rose diagram taking into account the length of each fracture so as not to overestimate the short against the long fractures. The diagram showing the number of fractures are not presented in this paper, as they are almost equivalent to that corrected for the length of all SL data.

‘Insert Figure 4’

3. Results

The combination of structural data from the regional scale, DTMs, and outcrop analysis, provides us with a multiscale view of the brittle deformation in the Vosges rift shoulder and the influence of the basement structural heritage. Each source of data will be analysed separately in this section, and a multiscale model combining the different observations will be established.

3.1. Regional faults

The compilation of the bibliographic data from the known regional faults is presented in figure 4. From the fault orientation and the geological history of the area (*section I*), the faults have been classified into four categories:

- The ENE-WSW to E-W trending faults (*orange lines, Fig. 5a*) mainly result from the Hercynian deformation, with a stack of units and the juxtaposition of the bands of different lithologies from the Villé Schists at the South until the “Bande-Mediane” in the central part of the Champ-du-Feu massif. They are later reactivated by the brittle deformation that has been demonstrated by associated catalases and fractures (*Elsass et al., 2008, see also section 3.3*).
- The NE-SW trending faults (*red lines, Fig. 5a*), which were in the beginning at least for the Kreuzweg fault zone, and tardi-Hercynian strike-slips, with a posteriori reactivation (*Arthaud and Matte, 1975; Elsass et al., 2008*) during the Oligocene epoch.
- Other faults apparently formed during the end of the Hercynian orogeny, with a NW-SE trend, (*blue lines, Fig. 5a*) that especially make right-lateral shifts of the “Bande-Mediane”, granodiorites and diorites (*Arthaud and Matte, 1975; Elsass et al., 2008*). The NW-SE and NE-SW faults probably acted as a conjugate system before the later reactivation events.
- Finally, the N-S faults (*black lines, Fig. 5a*) were present at the end of the Hercynian orogeny, but were mainly reactivated during the Oligocene extension at the origin of the West European Rifting event (*Roland, 1971; Illies, 1972; Elsass et al., 2008*).

‘Insert Figure 5’

From the general observation of these faults, the distribution of the brittle structures can be subdivided into three parts (*Fig. 5b*). In the western area, separated from the other parts by the Saales fault, the fault system is sparse, and there is no relevant organization. The fault density is only $0.29 \text{ fault.km}^{-2}$, whereas the density of the total area is $0.54 \text{ fault.km}^{-2}$. The main fault orientations are distributed between NE-SW, ENE-WSW and NW-SE (*Tab. 1*).

To the eastern side of the Saales fault, in the central area, particularly in the “Champ-du-Feu” massif, the N-S and ENE-WSW trends are clearly dominant, being respectively 47.5 and 31.5 % of the total fault network. The fault density is almost equivalent to the whole map. In the third part, i.e. the Bruche-Schirmeck and the Permo-Trias units, the main fault orientations are NE-SW (24.6 %), and ENE-WSW (23.7 %) (*Tab. 1*).

‘Insert Table 1’

The length distribution of the faults for the whole map highlights a power-law distribution type with a change in the slope for a fault length of 2.6 km (*Fig. 5c*). The faults of length $< 2.6 \text{ km}$ are shown in bold in *figure 5c*. This demonstrates that these faults are mainly: 1) ENE-WSW to E-W, and highly segmented by the other fault sets in the “Champ-du-Feu” massif 2) a large part of the faults in the Bruche-Schirmeck area. The unclear fault spatial distribution in the Bruche-Schirmeck area is the main feature of the fault system, with many short faults compared to the whole area

studied. This fault distribution also explains the higher fault density of $0.74 \text{ fault.km}^{-2}$ in the area.

The spacing of the main fault sets has been calculated along four SLs. Each SL is perpendicular to the sets studied to avoid sampling bias due to the orientation of the faults with respect to the SL. In the central area, the analysis of the spacing between the \approx N-S faults has been calculated along SL1, and that between the \approx NW-SE faults along SL2 (*Fig. 5b*). As a part between the Saales and Brimbeliere faults, the \approx N-S faults have a regular spacing of 1-2 km over the whole massif. The case for the \approx NW-SE on SL2 is the same. In the northern area, SL3 has been drawn to plot the spacing of the \approx NW-SE faults and SL4 for the \approx NE-SW faults (*Fig. 5b*). The first set seems also to have a regular spacing of around 1 km, while the latter faults are not regularly distributed.

To further analyze the central area, an ENE-WSW cross-section that crosscuts the Champ-du-Feu massif from the Saales fault to the Vosgian fault was drawn (*Figs 5a & 6a*). As there is no information about the fault dips, it was taken as read that the dip is almost the same as the fracture set measured for the outcrop station near the fault (*Tab. 2*). For fault numbers 1, 2, 3, 10, and 12, the dip direction was extrapolated from the location of the Permian and Triassic deposits supposed to lie in the hanging wall of the fault plane. For the latter, the dip angle was almost arbitrary.

From the general observation of the topography and N-S fault location, the basement rock between the Saales and Brimbeliere faults forms a topographic depression where Permian and Triassic sediments are preserved. The Saales fault is considered as a main fault that bounds the “band-type” lithologies of the Champ-du-Feu massif and allows the preservation of a large Triassic sediment massif at the eastern side of the fault. In contrast, the Brimbeliere fault shows preserved sediments on the western side that are not cut by the cross-section. Assuming this depression is linked to the Oligocene extension system, the Saales fault can be considered to be the one with the main East directed displacement, and the Blancherupt and Brimbeliere faults as antithetic West-directed displacements (*Fig. 6b*). These observations confirm the existence of the so-called “Haute-Bruche basin” suggested in *Elsass et al (2008)*. To the East, the faults are almost West-dip as the topography ascends to the culmination point between the De la Serva and Lochmatt faults. They change almost into East-dip faults as the topography descends to the Rhine Graben toward the East. From the Willerhof fault, there is the beginning of the Saverne fracture field that marks the first real subsiding block of the Rhine Graben. As the thickness of the Vosgian sandstone is almost homogenous in this area (*Theobalt et al., 1975*), fault 12 is attributed a West-dip movement, i.e. an antithetic fault.

‘Insert Figure 6’

‘Insert Table 2’

In this cross-section, the organization of the NW-SE faults seems to follow the described architecture. In the Haute-Bruche basin, the Triassic deposits at the western side of fault 2 announce an SW directed dip in agreement with an antithetic fault.

3.2. Satellite picture interpretation

Global overview

The structural map obtained after manual extraction contains 1337 pointed lineaments ranging in size from 175 meters to 40 kilometers (*Fig. 7a*). The spatial distribution of these features seems homogeneous and organized around major structural aspects visible at the large-scale (*Fig. 5*). For example, the NE-SW lineament that is located at the western end of the map (21 km in length) borders the area studied and separates the Lorraine plateau to the west and the Triassic reliefs to the east. The main eroded valleys are also distinguishable like the Bruche valley (Schirmeck – Saales) or the Plaine river valley (Donon – Raon l'Etape). Around these main lineaments, the hydrographic and structural network creates a dense network of smaller particularities. However, the lineaments expose several families of orientation (*Fig. 7a & tab. 3*). Thus, an N-S trend is numerically dominant in the diagram at 25.6%, and secondary sets are NW-SE with 19.4 % and 18.3 %, and finally to a lesser extent NE-SW with 10.7 % and ENE-WSW with 5.1%. With weighting by length, the N-S scatters slightly (19.8%) in favour of NW-SE (19.4 %) and ENE-WSW (9.2 %).

If we consider that the E-W fault set identified from the geological data can split into E-W and ENE-WSW sets, the lineament orientations correspond well to the fault sets described by the geological data.

The distribution of lineaments according to lithology can be separated into several areas, which are the cover, constituted by Triassic and Permian sediments (*see section 1.3*), and the basement rock, which has been subdivided into the northern, central, and western parts according to the regional faults analysis (*see 3.1*). For each lithology, we performed statistics based on azimuth, length, frequency and density of lineaments (*Fig. 7b & Tab. 3*).

'Insert Figure 7'

Analysis by areas

Triassic

In Triassic sediments, the distribution of lineament orientation is sparse. All fault directions identified in the geological data can be distinguished in the rose diagram, both in terms of the number of faults and in length (*Fig. 7b*). Thus, the NW-SE lineaments represent 19.5% of the length of lineament traced and the NNE-SSW 14%. The \approx E-W regional faults are separated in ENE-WSW (9.8%) and E-W (12.3%) and the \approx N-S in N-S (11.9 %) and NNW-SSE (8.3 %). It can be concluded that all four geological data fault sets are represented with almost the same proportion, namely 15-20 %.

'Insert Table 3'

Permian

The distribution of features in Permian sediments is also diffuse; the frequency number and frequency total length diagrams are quite similar. In the frequency number diagram, the most predominant family is E-W (18.3%), then N-S (15.7%) and NE-SW (15.5%). In the frequency total length diagram, the order is E-W (26.2%), NE-SW (16.6%), N-S (15.8%) and ENE-WSW (12.5 %).

Northern area

This area, i.e Saxothuringian units, is dominated in the frequency number diagram and also in the length frequency by the N-S (20.0-15.4%), ESE-WNW (15.9-17.5%) and NW-SE (14.8-11.7%) directions. Two peaks at 10% appear between the diagram in number and that in length. These are the reflection of the Raon l'Etape – Donon and the Champenay - Schirmeck Valleys.

Central area

The Champ-du-Feu massif to the East of the Saales fault is dominated in the frequency number and also in the total length frequency by N-S lineaments (25.4-24.2%), E-W (23-22.2%) and NW-SE (12.7-13.1%). There is also an ENE-WSW trend that reaches 14.6%.

Western area

In the Western part of the Saales fault, the E-W lineament trend is the most represented, with 26.2% in number and 32.1% of length, followed by the NNW-SSE (21.7 % in number, 13.5 % in length).

Finally, the lineament trends reflect the fault system with the four sets of orientation N-S, NE-SW, ENE-WSW, E-W and NW-SE, even if they are sometimes shifted into two sub-sets (for example ENE-WSW into E-W and ENE-WSW) in the Permian and Triassic sediments. With this view, we observed a clear structural differentiation between the coverage and the basement rock. Indeed, the Permian and the Triassic sediments both express four set of faults, in almost the same proportions. In contrast, the basement in the central area is clearly dominated by N-S and ENE-WSW faults that are in agreement with the geological data. The western area expresses very few N-S structural features, and in the northern area the N-S, ENE-WSW and NW-SE faults have almost the same influence.

3.3. Outcrop scale

The fractures were studied on 35 outcrops at the outcrop scale distributed in the basement rock and the immediate Permian coverage, with particular attention being paid to the Nideck Valley (*Fig. 8*). For the Moyenmoutier fault zone, the fracture orientations were extracted from the fracture map derived from photographs (*outcrop 21, Tab. 4*). For the outcrops 22 to 25, 29 & 33, the fractures were measured at a random location on the outcrop. For all other outcrops, the fractures were statistically measured along a scan line, and the characteristics are summarized in *table 4*.

‘Insert Figure 8’

‘Insert Table 4’

In the northern part of the “Champ-du-Feu” massif, the \approx N-S fractures are the dominant set for all outcrops, whether in the granitic bands or in the tardi-Hercynian pluton (outcrops 1 to 5, *Fig. 8*). In the southern part, instead the fractures are mostly ENE-WSW to E-W oriented, parallel to the trend of the “Bande-Mediane”, diorite and granodiorite bands (outcrops 6 to 9, *Fig. 8*). Near to the Kreuzweg NE-SW fault zone, the fractures' direction on the 12 and 13 outcrops are clearly linked to this fault zone despite the proximity of the \approx E-W thrust of the southern schists above the

granodiorites. In the southern schists, the three outcrops studied highlight a dominant NW-SE fracture direction (outcrops 10, 14 & 15, Fig. 8). In the whole massif, only outcrop 11 in the Andlau granite appears as an exception to the fractures' orientations, with a sparse fracture set, mainly in the N020 to N100°E direction. In fact, the outcrop is located close to the bordering fault of the URG that can likely influence the fracture network here.

In the Bruche and Schirmeck units, outcrops 17, 18, & 19, at the North of the “Champ-du-Feu” massif show a main fracture set \approx N-S. In the same units in the Western area, on outcrops 21, 22, 23, and 25, the \approx N-S direction is still visible. Outcrops 16, 20, & 24 located near the interface between the Permian or Triassic coverage no longer express a dominant \approx N-S fracture set, but rather E-W to ESE-WNW sets. In the Permian coverage, there is a main \approx N-S fracture in the Senones Valley (outcrop 26, Fig. 8) and a \approx NE-SW one in the Donon valley (outcrop 27, Fig. 8). In the Nideck Valley, the NW-SE direction is almost predominant in both the sedimentary and volcanic parts, with secondary N-S and NE-SW directions but these are not expressed on all outcrops (outcrops 29 to 35, Fig. 8). Outcrop 28, in the Bruche unit shows the same NW-SE trend.

4. Discussion

4.1. Structural model of the Northern Vosges

Recent studies have shown that in rifting contexts, the brittle structure of the basement rock can be hierarchized in light of fault parameters like length, spacing, displacement and thickness. Indeed, structural studies of the Al-Mukalla basement (Northern Aden gulf) and the Catalonian margin (NE Spain) (Le Garzic, 2010; Place, 2010; Bertrand et al., 2015), the compilation of Morellato (2003) in different extensional systems, and also studies of the relation between the different fault parameters (Gillespie et al., 1993; Pickering et al., 1995; Clark and Cox, 1996; Peacock et al., 2003; Childs et al., 2009) emphasise with a characteristic faults organization.

Thus, by the analysis of the 2D distribution (Le Garzic et al., 2011), three orders of faults have been defined:

1) The first order faults accommodate the crustal scale deformation, like the Vosgian fault in the area studied that brought the basement rock to the surface.

2) The second order faults form the horst and graben structures in the extensional system. In these second order blocks, faults of approximately 10 km length decompose the basement rocks in horsts or grabens.

3) The third order faults are formed in second order blocks and are typically visible on DTM data by the associated eroded valleys.

The analysis of the regional faults, DTM mapping, and the fractures at the outcrop scale in the Northern Vosges have allowed us to propose a new structural model of fault reactivation linked to the West European rifting in light of this fault classification.

‘Insert Figure 9’

From the general view, the Saales fault plays a first order role in the basement structure. At the East of this fault, a horst and graben type structure can be described from the geological data as there is no relevant fault organization in the West. Both the DTM interpretations and the outcrop analysis emphasise this differentiation. As the Vosgian Fault that separates the rift shoulder from the outcropping basement and the Upper Rhine Graben basin, the Saales fault can be considered as a first order fault. In consequence, the structure in the Western area, i.e. the Senones and Champ-du-Feu first order blocks, with the latter in the central area can be individualized (*Fig. 9*).

Within the Champ-du-Feu first order block, the N-S Brimbeliere fault abuts the Saales fault, the so-called “Haute-Bruche” basin (*Elsass et al., 2008*), where Permian and Triassic sediments are partly preserved (*Figs. 5a & 6*). Towards the eastern limit of this minor basin, there is a change in the dip-direction of the N-S faults, going from clearly West-directed, to more vertical then East-directed. This fault is the longest one of the massif and along with the Magel fault delimits the Champ-du-Feu Horst. This horst is the topographic summit of the area. Toward the East, the topography starts to decline until the Willerhof fault where the first real basement depressions going into the Upper Rhine Graben begin.

In light of this key structural role and their length, the Magel and Brimbeliere faults appear to be second order faults, and organize the basement rock into four second order blocks of 5-10 km thickness (*Fig. 9*). The Champ-du-Feu first order block is also divided into secondary blocks, with a set of NW-SE fault networks. The \approx NW-SE Waldersbach and Natzwiller faults play the same role of second order faults creating the conjugated system that forms the second order blocks between the two sets of faults. Within the second order blocks, N-S and NW-SE third order faults individualize blocks of 1-2 km thickness as shown by the spacing data (*Figs. 5c & 9*).

In the northern metamorphic units, the fault network appears less organized. Only third order NW-SE and NE-SW faults are detectable in the North of the Bruche series and the Permian Nideck valley. It is noteworthy that few N-S faults are mapped in this area, suggesting that the structural style of the brittle deformation is different from the Champ-du-Feu massif. This difference led us to place a main discontinuity and separate the Bruche first order block from the Champ-du-Feu block, even if no brittle structure is known. This change in the brittle deformation could be the consequence of a different structural heritage between the northern metamorphic units attached to the Teplà-Barrandian plate and the magmatic Champ-du-Feu massif intruded at the end of the Hercynian orogeny.

To summarize, an organization in first, second and third order faults and structural blocks is considered valid in the Northern Vosges. There is a clear inherited structuration that controls the fault network, mainly by the deformation linked to the Oligocene extension, with the recorded N-S horst and graben structure. Even at the outcrop scale, the fracture network reflects both this fault structure, and that of the structural basement heritage (for example the differentiation of southern and northern suite fracture sets).

4.2. Structural Heritage and fault network

In the URG, the evidence of reactivation of weak parts of the Hercynian basement rock is recorded in later sedimentary fillings (*Sittler, 1985; Illies, 1978; Schumacher,*

2002). However, in light of the new structural data at the shoulders of the rift, the interplay between the Oligocene extension and the inherited structure seem to play a key role for the understanding of the fault network in the URG basement, as well as in the partly overburdened sediments.

As shown with our multiscale study, the Saales fault is a first order brittle discontinuity that seems to be the westernmost expression of the Oligocene extension. This is supported by the nature and fracture data that show that the N-S fault and fracture trend is almost absent from the western area. But this fault also controls the emplacement of the basement rock, as shown by the geological data. Indeed, The ENE-WSW band structure of the Champ-du-Feu intrusions is no longer valid at the western side of the Saales fault (theobalt et al., 1975; von *Eller et al.*, 1975; *Elsass et al.*, 2008). Thus, this fault appears to be a main structural feature as soon as the Hercynian basement is in place, to control the Permo-triassic sedimentation and the latter Oligocene deformation.

Within the Champ-du-Feu massif, there is also evidence of such structural heritage. Thus, in the “Haute-Bruche” basin, the “Bande-Mediane” deposits are different facies than in other parts of the massif. It is also the only location where Permian and Triassic sediments are preserved (and perhaps deposited) above the Champ-du-Feu massif until the Willerhof fault and the main bounding fault of the Upper Rhine Graben are reached. As has already been documented (*HahnWeinheimer et al.*, 1971; *Blanatl et al.*, 1972; *Elsass et al.*, 2008), the Kagenfels granite pluton morphology has a sub vertical E-W intrusion in the Northern part of the massif, going N to S, 50°W dip with more subsurface texture in the southern part (*Fig. 2*). This is also the consequence of an N-S discontinuity that existed at this time. The N-S intrusion shape is also documented by an N-S magnetic anomaly linked to granitic intrusion in the “Bande-Mediane” band in the Magel fault (*Taktak and Lauer*, 1972). Thus, we infer that the location and key role of the Brimbeliere, Magel and the other N-S faults in the Champ-du-Feu massif were also not only active during the Oligocene extension, but also in the late Hercynian orogeny, if not before.

Within the third order structural blocks, the structural heritage also plays a main role in the development of the fracture network. It is particularly observable with the fracture data in the Champ-du-Feu massif: in the granitic part, the most expressed fracture sets are the N-S and NW-SE, which are linked to the faults structuring the massif in blocks. In contrast, in the southern units, it is the E-W set that dominates the fracture sets (*Fig. 8*). These units have been defined as juxtaposed by early ENE-WSW to the E-W thrust linked to the Hercynian orogeny. Also, the magmatic fabric studied by *Skrzypek (2011)* shows a dominant N-S trend in the North and ENE-WSW in the South. Thus, the final state of the fracture network reflects the difference in the structural heritage between the North and the South of the massif: as the intra-block fracturing is controlled by the N-S and NW-SE structures in the northern part, their influence in the southern part is only minor.

In the Bruche block, the N-S faults are almost absent from the regional scale, but the DTMs and fractures studied show N-S trends that are not negligible. A part of this lack is certainly due to the absence of outcrops and precise cartography of the faults (*Elsass et al.*, 2008), it is also the reflection of structural decoupling between the Bruche and the Champ-du-Feu blocks. Nevertheless, the NW-SE and NE-SW faults are acting as “diffuse” deformations with only third order faults identified in the

northern part of the massif. No second order faults that control the lithology formation such as the Champ-du-Feu or fault cluster like the Kreuzweg fault zone is recognized. Thus, we infer that apparent “change” in the brittle deformation behaviour between the Bruche and the Champ-du-Feu block is not only a lack of data but also reflects a different structural heritage. This has an effect on later reactivations and fault development. In fact, the different lithotectonic domain affiliations (Saxothuringian for the Bruche block and MGCR-Teplà-Barrandian for the Champ-du-Feu block) seem to have an influence on the reactivation process and the final state of the brittle structures. Moreover, there is a rheological difference between the dense metamorphosed rocks of the Bruche and Rabodeau-Schirmeck units in the weaker granitic bodies that could partly explain the difference in the fracture and fault density, orientation, etc. (Bertrand *et al.*, 2016). Finally, it is noteworthy that the border of the URG changes from N-S to NE-SW trend precisely in the area where NE-SW faults are the main structural feature in the surrounding basement.

Conclusion

Several authors have shown that the Upper Rhine Graben tectonics have been controlled by the structural heritage of the Hercynian basement (Illies, 1972; Schumacher, 2002, etc.). Indeed, the deposition sequence of the syn-rift sediments, the faults morphology and kinematics reflect the reactivation of weakness areas in the basement. However, these features are mostly documented for the URG and only a few studies address the effects of the West European rift in the surrounding basement structure, and also the role of the structural heritage.

With our multiscale study of the fracture and faults network in the Northern Vosges, we are able to discuss the interaction between the basement structural heritage and the extension in such rifting contexts. In light of these data, the discussion can be summarized as follows:

- The structural impact of the West European rifting is not only localized in the basin structures but the surrounding shoulders are also affected by the extension as shown by the horst and graben structures in the Northern Vosges.
- In the area, the extensional structure develops at least until the Saales faults, with some evidence that the horst and graben structures are controlled by early structuration. In fact, the N-S faults control the positioning of late Hercynian lithologies, and were thus already active at this time. These faults also play a key role in the sedimentation of the Permian and Triassic basins, at least with the control of hemi-graben formation.
- The interaction between the structural heritage and the later extensional tectonics is reflected in the fault parameters at all scales studied: The present day orientation, length, spacing, density distributions and also the surrounding fracturing are controlled by all of the basement lithologies, inherited position structures and later extensional tectonics.
- The fault pattern can be subdivided into first order blocks with a specific fault and fracture pattern that depend on the basement lithology (and rheology) and structural heritage. In the magmatic area, the first order block can be subdivided into second and third order blocks with second and third order faults and specific spacings. In contrast, the fault pattern in the metamorphic area has a higher density but no clear organization in spacing and length.

Acknowledgments

This paper is the first published work of the PhD thesis of Lionel Bertrand, in collaboration with Fonroche Geothermie and GeoRessources. The authors would like to thank the National Geographic Institute of France for providing the elevation data used in this study.

Bibliography

- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, A., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51–73.
- Aquilina, L., De Dreuzy, J.-R., 2011. Relationship of present saline fluid with paleomigration of basinal brines at the basement/sediment interface (Southeast basin – France). *Applied Geochemistry* 26, 1933–1945.
- Arthaud, F., Matte, Ph., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139-171.
- Autran, A., Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In: *Géologie de l'Europe*. 26° C.G.I. Paris. Mémoire BRGM, Orléans, 108, 90 –111.
- Bard J.P., Burg J.P., Matte P., Ribeiro A., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In: *Géologie de l'Europe*. 26e C.G.I. Paris. Mémoire BRGM, Orléans, 108, 233 – 246.
- Blanalt J.G., von Eller J.P., Fluck P., Geffroy J., Jeannette D., Ruhland M., Schwoerer P., Thévenin A., Stieber A., Vogt H., 1972. Carte géologique de Sélestat. BRGM geological map n°307, scale 1:50,000.
- Berg, S.S., Øian, E., 2007. Hierarchical approach for simulating fluid flow in normal fault zones. *Petroleum Geoscience* 13, 25-35.
- Bertini, G., Casini, M., Gianelli, G., Pandeli, E., 2006. Geological structure of a long-living geothermal system, Larderello, Italy. *Terra Nova* 18, 163–169. doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00676.x.
- Bertrand, L., Géraud, Y., Le Garzic, E., Place, J., Diraison, M., Walter, B., Haffen, S., 2015. A multiscale analysis of a fracture pattern in granite: A case study of the Tamariu granite, Catalunya, Spain. *Journal of Structural Geology* 78, 52-66.
- Bertrand, L., Géraud, Y., Diraison, M., Damy, P.C., 2016. A model of permeability and porosity in the different type of basement of the Upper Rhine Graben inferred from outcropping analogues rocks. *European Geothermal Congress 2016, Strasbourg, France*, 19-24 Sept.
- Bisdom, K., Gauthier, B.D.M., Bertotti, G., Hardebol, N.J., 2014. Calibrating discrete fracture-network models with a carbonate three-dimensional outcrop fracture network: Implications for naturally fractured reservoir modelling. *AAPG Bulletin* 98, n°7, 1351–1376.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Richard, A., 2010. Fluid flows and metal deposition near basement /cover unconformity: lessons and analogies from Pb–Zn–F–Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids* 10, 270–292.
- Boissavy, C., Rocher, P., Laplaige, P., Brange, C., 2016. Geothermal Energy Use, Country Update for France. *European Geothermal Congress 2016 Proceedings, Strasbourg, 19-24 Sept 2016*.
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Le Carlier de Veslud, C., Gerbault, M., Pik, Ruby, N., Bonnet, S., 2007. Separation of tifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *International Journal of Earth Sciences* 96, 1003-1031.
- Boutin, R., Montigny, R., Thuizat, R., 1995. Chronologie K-Ar et ³⁹Ar-⁴⁰Ar du métamorphisme et du magmatisme des Vosges. Comparaison avec les massifs varisques voisins. *Géologie de la France* 1, 3-25.

- Bowes D.R., Aftalion M., 1991. U-Pb isotopic evidence for early Ordovician and Late Proterozoic units in the Mariáns é Lázně Complex, Central European Hercynides. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 7, 315-326.
- Brun, J.P., Gutscher, M.A., DEKORP-ECORS teams, 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics* 208, 139-147.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025-1028.
- Cathelineau, M., Boiron, M.C., Fourcade, S., Ruffet, G., Clauer, N., Belcourt, O., Coulibaly, Y., Banks, D.A., Guillocheau, F., 2012. A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chemical Geology* 322–323, 99–120.
- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A., Schöpfer, M. P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology* 31, 117–127.
- Clark, R.M., Cox, S.J.D., 1996. A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships. *Journal of Structural Geology* 18, 147-152. doi:10.1016/S0191-8141(96)80040-X
- Cocherie A., 2007. Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons des Vosges (projet carte 50 000). *Note N° MMA/ISO-2007/262*, 15 p.
- Cocks, L. R. M., 2000. The Early Palaeozoic geography of Europe. *Journal of the Geological Society of London*, vol. 157, 1-10.
- Cuong, T.X., Warren, J.K., 2009. Back Ho Filed, a fractured granitic basement reservoir, Cuu Long basin, offshore se Vietnam: a “buried-hill” play. *Journal of Petroleum Geology* 32, 129-156.
- Davy, P., Darcel, C., Bour, O., Munier, R., De Dreuzy, J.R., 2006. A note on the angular correction applied to fracture intensity profiles along drill core. *Journal of Geophysical Research* 111, B11408. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB004121>.
- Deschamps, M., 1995. Le magmatisme du Champ du Feu (Vosges septentrionales): caractérisation et signification géodynamique. *Bulletin des Académie et Société Lorraines des Sciences* 34, 131–149.
- De Dreuzy, J.R., Darcel, C., Davy, P., Bour, O., 2004. Influence of spatial correlation of fracture centers on the permeability of two-dimensional fracture networks following a power law length distribution. *Water Resources Research* 40, W01502. Doi:10.1029/2003WR002260.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C., Krishnamurthy, N.S., 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology* 330, 260– 284.
- Dezayes, C., Capar, L., Beccaletto, L., Lerouge, C., 2011. Etude de la partie Trias - Permien - toit du socle dans le Fossé rhénan pour des applications de géothermie profonde. BRGM Report, RP-60387-FR.
- Doubinger, J., von Eller, J.P., 1963. Présence de Spongiaires dans les schistes précambriens métamorphiques des Vosges. *Bulletin du Service de la Carte Géologique d’Alsace-Lorraine* 16, 111–123.
- Doubinger, J., 1965. Sur l’âge des gisements houillers des Vosges. *Bulletin du Service de la Carte Géologique d’Alsace-Lorraine* 18, 49-64.
- Durand, M., 1978. Paléocourants et reconstitution paléogéographique - L’exemple du Buntsandstein des Vosges Méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sciences de la Terre*, Tome WWII, n°4, 301-390.
- Edel, J.B., 1997. Les réaimantations post-permiennes dans le bassin dévono-dinantien des Vosges méridionales: existence d’une phase de réaimantation au Lias, contemporaine d’une phase de minéralisation d’ampleur régionale. *Compte Rendu de l’académie des Sciences de Paris* 324, 617–624.

- Edel, J.M., Schulmann, K., 2009. Geophysical constraints and model of the “Saxothuringian and Rhenohercynian subductions – magmatic arc system” in NE France and SW Germany. *Bulletin de la Société géologique de France* 180, n°6, 545-558.
- El Hadani, D. 1997. Télédétection et Systèmes d’Information Géographique pour la gestion et la recherche de l’eau. *Géo-Observateur. Les Rapports Thématiques 1* : 28.
- Elsass P., von Eller J.P., Stussi J.M., 2008. Géologie du massif du Champ du Feu et de ses abords. Eléments de notice pour la feuille géologique 307 Sélestat. Rapport BRGN RP-56088-FR.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32, 1557-1575.
- Ford, M., Le Carlier de Veslud, C., Bourgeois, O., 2007. Kinematic and geometric analysis of fault-related folds in a rift setting: The Dannemarie basin, Upper Rhine Graben. *Journal of Structural Geology* 29, 1811-1830.
- Forster, C.B., Caine, J.S., Schultz, S., 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, 27-29.
- Franke, W., 1995. Rhenohercynian Foldbelt: Autochton and Nonmetamorphic Nappe Units - Stratigraphy. In: Dallmeyer, D., Franke, W. & Weber, K. (eds) *Pre-Permian Geology of Central and Western Europe*, 33-49.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and kinematic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Geological Society Special Publication, London 179, 35-63.
- Genter, A., Castaing, C., 1997. Effets d’échelle dans la fracturation des granites. *Tectonics* 325, 439-445.
- Géraud, Y., Rosener, M., Surma, F., Place, J., Le Garzic, E., Diraison, M., 2010. Physical properties of fault zones within a granite body: example of the Soultz-sous-Forêts geothermal site. *Comptes Rendus Geosciences* 242, 566-574.
- Geyer, O. F., Gwinner M. P., 1995. *Geologie von Baden-Württemberg*, 472 p., Schweizerbart, Stuttgart, Germany.
- Gillespie, P.A., Howard, C.B., Walsh, J.J., Watterson, J., 1993. Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures. *Tectonophysics* 226, 113-141.
- Gutmanis, J.C., Bachelor, T., Doe, S., Pascual-Cebrian, E., 2015. Hydrocarbon production from fractured basement formations. Public report, version 11, p.45.
- Hahn-Weinheimer, P., Propach, G., Raschka, H., 1971. Zur Genese des Kagenfels Granits Nordvogesen. *Bulletin du Service de la Carte Géologique d’Alsace-Lorraine*, 24, 5–56.
- Heffer, K.J., Bevan, T.G., 1990. Scaling relationships in natural fractures: data, theory, and application. In: *European Petroleum Conference*, 21e24 October 1990, the Hague, Netherlands.
- Illies, J.H., 1972. The Rhine graben rift system - plate tectonics and transform faulting. *Geophysical Surveys* 1, 27-60.
- Kemnitz, H., Romer, R. L., Oncken, O., 2002. Gondwana breakup and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). *Geologische Rundschau* 91, 246-259.
- Lardeaux J.M., Schulmann K., Faure M., Janousěk V., Lexa O., Skrzypek E., Edel J.B., Štípská P., 2014. The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. In: Schulmann K., Martinez Catalan J.R., Lardeaux J.M., Janousěk V., Oggiano G. (eds) 2014. *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society, London, Special Publications, 405, 7–44.
- Le Garzic, E., 2010. Distribution multi-échelle de la fracturation dans les réservoirs cristallins, influence de l’héritage structural. University of Strasbourg, France, p. 268. PhD thesis.

- Le Garzic, E., de L'Hamaide, T., Diraison, M., Géraud, Y., Sausse J., de Urreiztieta, M., Hauville, B., Champanhet, J.M., 2011. Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications. *Journal of Structural Geology* 33, 519-536.
- Luthi, S.M., 2005. Fractured reservoir analysis using modern geophysical well techniques: application to basement reservoirs in Vietnam. Special Publications 240. In: Harvey, P.K., Brewer, T.S., Pezard, P.A., Petrov, V.A. (Eds.), *Petrophysical Properties of Crystalline Rocks*. Geological Society, London, pp. 95-106.
- Marques, J.M., Matias, M.J., Basto, M.J., Carreira, P.M., Aires-Barros, L.A., Goff, F.E., 2010. Hydrothermal alteration of Hercynian granites, its significance to the evolution of geothermal systems in granitic rocks. *Geothermics* 39, 152-160.
- Matte P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480 ± 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122-128.
- McCaffrey, K.J.W., Sleight, J.M., Pugliese, S., Holdsworth, R.E., 2003. Fracture formation and evolution in crystalline rocks: Insights from attribute analysis. In: Petford, N., McCaffrey, K.J.W. (Eds.), *Hydrocarbons in Crystalline Rocks*. Geological Society, London, pp. 109-124. Special Publications 214.
- Merle, O., Michon L., 2001. The formation of the West European rift: A new model as exemplified by the Massif Central area. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, n°2, 213-221.
- Ménillet, F., Durand, M., Maïaux, C., Loughon, J., 1978. Carte géologique de Cirey-sur-Vezouze. BRGM geological map n°270, scale 1:50,000.
- Mihara, S., 1935. Etude géologique et pétrographique de la région du Nideck. *Mémoire des Services de la Carte géologique d'Alsace Lorraine* 4, 134 p.
- Morellato, C., Redini, F., Doglioni, C., 2003. On the number and spacing of faults. *Terra Nova* 15, 315–321. doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00501.x
- Morley, C.K., Nixon, C.W., 2016. Topological characteristics of simple and complex normal fault networks. *Journal of Structural Geology* 84, 68-84.
- Murray, A., Montgomery, D.W., 2014. Characterization of highly fractured basement, Say'un Masila Basin, Yemen, in *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*, edited by G. H. Spence, J., Redfern, R., Aguilera, T.G., Bevan, J.W., Cosgrove, G.D., Couples, J.-M., Daniel, pp. 289–310, Geological Society.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17, 194–222.
- Nelson, R.A., 2001. *Geological Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*, Second ed. Gulf Professional Publishing, p. 332.
- O'Leary, D.W., Friedmann, J.D., Pohn, H.A., 1976. Lineament, linear, lination: Some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin* 87, n°10, 1463-1469.
- Paris, F., Robardet, M., 1990. Early Paleozoic paleogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics* 177, 193-213.
- Peacock, D.C.P., Harris, S.D., Mauldon, M., 2003. Use of curved scanlines and boreholes to predict fracture frequencies. *Journal of Structural Geology* 25, 109-119.
- Pickering, G., Bull, J.M., Sanderson, D.J., 1995. Sampling power-law distributions. *Tectonophysics* 248, 1-20.
- Place, J., 2010. Caractérisation des chemins de circulations de fluides dans le réseau poreux d'un batholite granitique. University of Strasbourg, France, p. 360, PhD Thesis.
- Reitz, E., Wickert, F., 1989. Late Cambrian to early Ordovician acritarchs from the Ville Unit, northern Vosges Mountains (France). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 6, 375–384.
- Rempe, N.T., 2007. Permanent underground repositories for radioactive waste. *Progress in Nuclear Energy* 49, 365-374. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pnucene.2007.04.002>.
- Robardet, M., Blaise, J., Bouyx, E., Gouvernec, R., Lardeux, H., Le Hérissé, A., Le Menn, J., Melou, M., Paris, F., Plusquellec, Y., Poncet, J., Régnault, S., Rioult, M., Weyant, M.,

2003. Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. Bulletin de la Société Géologique de France 164, n°5, 683-695.
- Rolland, A., 1975. Fracturation et géomorphologie dans le socle vosgien, essai de comparaison avec la Forêt Noire. Metz university, Phd thesis, 256 p.
- Roussé, S., Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène Moyen et Supérieur du Sud du Fossé Rhénan: Evolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin. Strasbourg University, Phd Thesis, 483p.
- Saucier, H., Millot, G., Jost, R., 1959. Les ignimbrites permienes de la région du Nideck (Vosges-Alsace). Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace Lorraine 12, n°2, 33.
- Schulmann, K., Konopá k, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Ští ská, P. & Ulrich, S. (2009). An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 266-286.
- Schumacher M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics* 21, n° 1. doi: 10.1029/2001TC900022.
- Siat, A., 1954. Observations pétrographiques sur les sables argileux blancs de Dambach-Epfig. Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace Lorraine 7, 81-84.
- Skrzypek, E., 2011. Contribution structural, pétrologique et géochronologique à la tectonique intracontinentale de la chaîne hercynienne d'Europe (Sudètes, Vosges). Strasbourg University Phd thesis, 416 p.
- Skrzypek, E., Schulmann K., Tabaud A.S., Edel J.B., 2014. Palaeozoic evolution of the Variscan Vosges Mountains. In: Schulmann K., Martinez Catalan J.R., Lardeaux J.M., Janoušek V., Oggiano G. (eds) 2014. The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society, London, Special Publications, 405, 7-44. doi:10.1144/SP405.8.
- Sittler, C., 1965. Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien: Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques, Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine, 24, 329, p. 1965.
- Slightam, C., 2014. Characterizing seismic-scale faults pre-and post-drilling; Lewisian Basement, West of Shetlands, UK. In *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*, edited by G. H. Spence, J. Redfern, R. Aguilera, T. G. Bevan, J. W. Cosgrove, G. D. Couples and J.-M. Daniel, Geological Society, London.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of Virtual Explorer* 7, 75-104.
- Tabaud, A.S., 2012. Le magmatisme des Vosges: conséquence des subductions paléozoïques, (datation, pétrologie, géochimie, ASM). Strasbourg university, Phd thesis, 227p.
- Tabaud, A.S., Whitechurch, H., Rossi, P., Schulmann, K., Guerrot, C., Cocherie, A., 2014. Devonian-Permian magmatic pulses in the northern Vosges Mountains (NE France): result of continuous subduction of the Rhenohercynien Ocean and Avalonian passive margin. In: Schulmann K., Martinez Catalan J.R., Lardeaux J.M., Janoušek V., Oggiano G. (eds) 2014. The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society, London, Special Publications, 405, 7-44.
- Taktak, A.G., Lauer, J.P., 1972. Les apports de la géophysique à la connaissance des Vosges. Bull. Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace Lorraine 25, 21-25.
- Terzaghi, R.D., 1965. Sources of errors in joint surveys. *Geotechnique* 15, 287-304.
- Théobald, N., Ménillet, F., Vogt, H., Thévenin, A., Schwoerer, P., Lounnon, J., 1975. Carte géologique de Molsheim. BRGM geological map n°271, scale 1:50,000.
- Tobschall, H.J., 1974. Geochemische Untersuchungen zum stofflichen Bestand und Sedimentationsmilieu paläozoischer mariner Tone: Die Gehalte der Hauptelemente und der Spurenelemente Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba in den Steiger Schiefer (Vogesen). Phd thesis, University of Mainz.
- Trice, R., 2014. Basement exploration, West of Shetlands: progress in opening a new play on the UKCS. Geological Society, London, Special Publications, v. 397, 1, p. 81-105, doi:10.1144/SP397.3.
- Van der Voo, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge University press, Cambridge, 411p.

- von Eller, J.P., Ménillet, F., Hollinger, J., Guillaume, C., Billoret, R., Fluck, P., Ma aux, C., 1975. Carte géologique de Saint-Di . BRGM geological map n 306, scale 1:50,000.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana derived microcontinents the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, p. 7-22.
- Wang, X., 2005. Stereological interpretation of rock fracture traces on borehole walls and other cylindrical surfaces. PhD thesis, Blacksburg, Virginia, Virginia Polytechnic Institute and State University, 113 p.
- Walter, R., 1995. *Geologie von Mitteleuropa*. Schweizerbart, Stuttgart, Germany, 566 p.
- Yielding, G., Walsh, J., Watterson, J., 1992. The prediction of small-scale faulting in reservoirs. *First Break* 10, 12.
- Ziegler P. A., European Cenozoic rift system. *Tectonophysics* 208, p. 91-111.

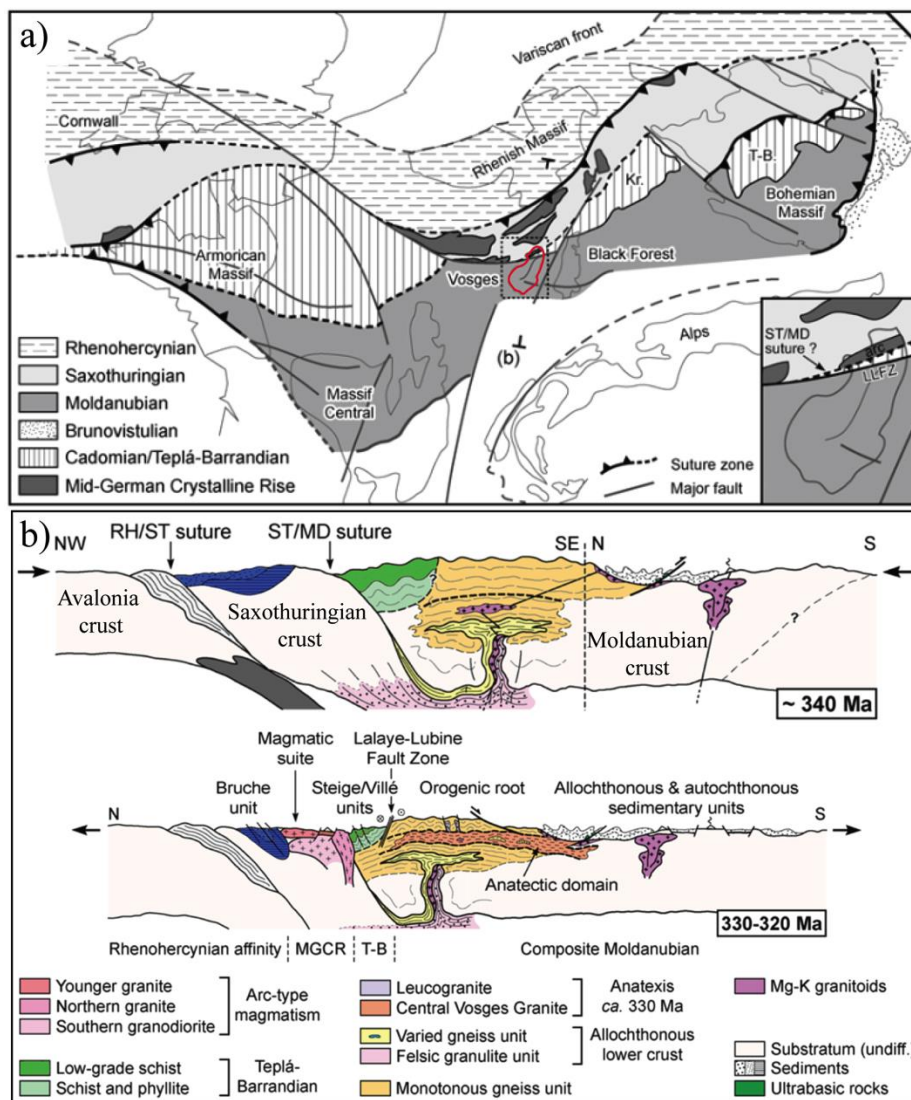


Figure 1: a) Map of the lithotectonic domains of the Hercynien orogeny in Europe modified by Skrzypek et al. (2014) after Edel and Schulmann (2009), the red lines are the Vosges Mountains, b) Schematic N-S cross-sections of the evolution of the Vosges Mountains modified after Skrzypek et al. (2014).

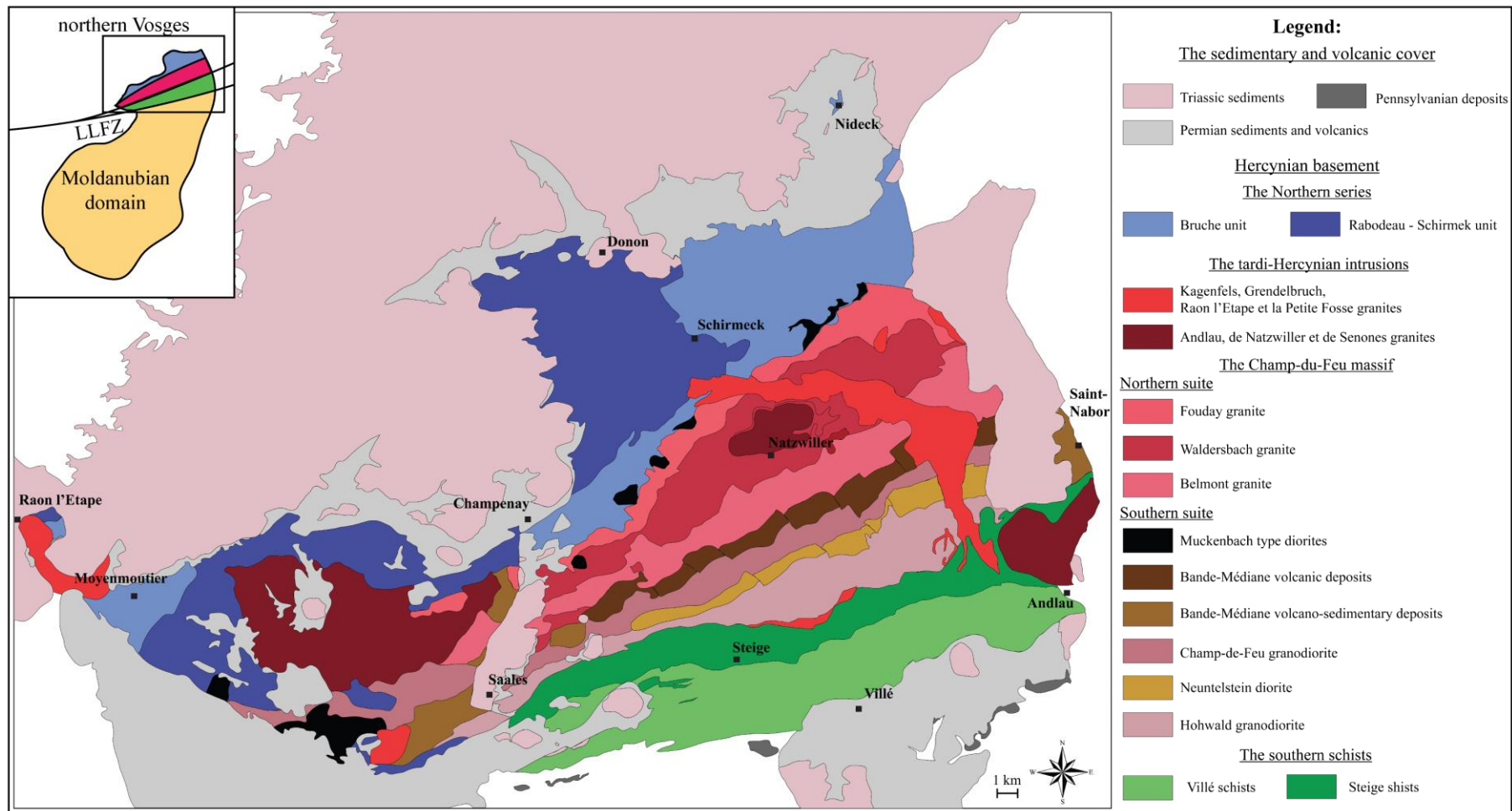


Figure 2: Simplified map of the Northern Vosges Mountains, redrawn after Blanalt et al. (1972), Théobalt et al. (1975), von Eller et al. (1975) and Ménillet et al. (1978).

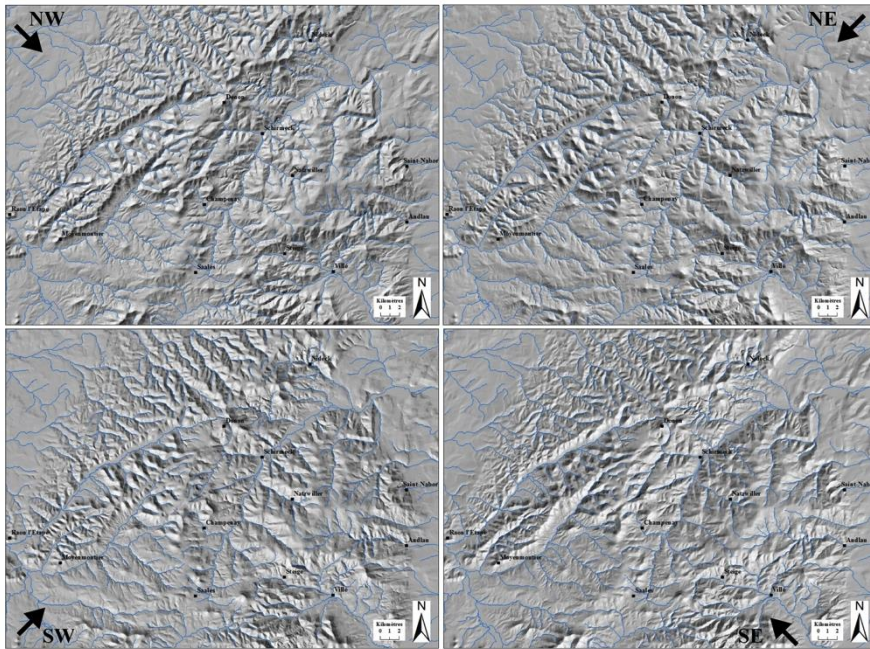


Figure 3: a) DTM data with hydrological network used for the lineament mapping (IGN, BD Alti® and BD Carthage®, RGF93 referential) with the different modelled sunlight from NW, NE, SW and SE at an inclination of 45°.

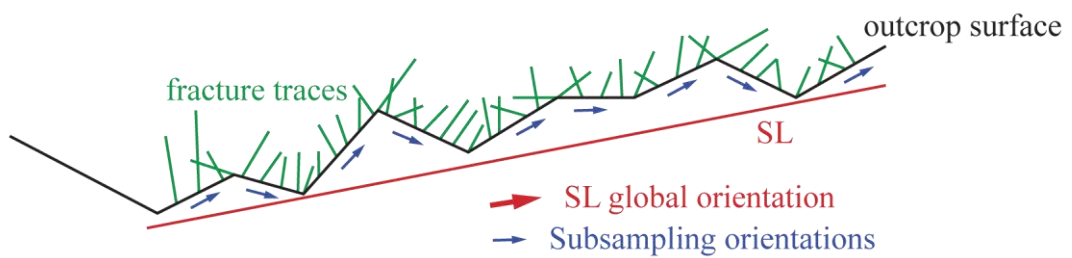


Figure 4: Schematic view of the orientation sampling bias on an SL measurement.

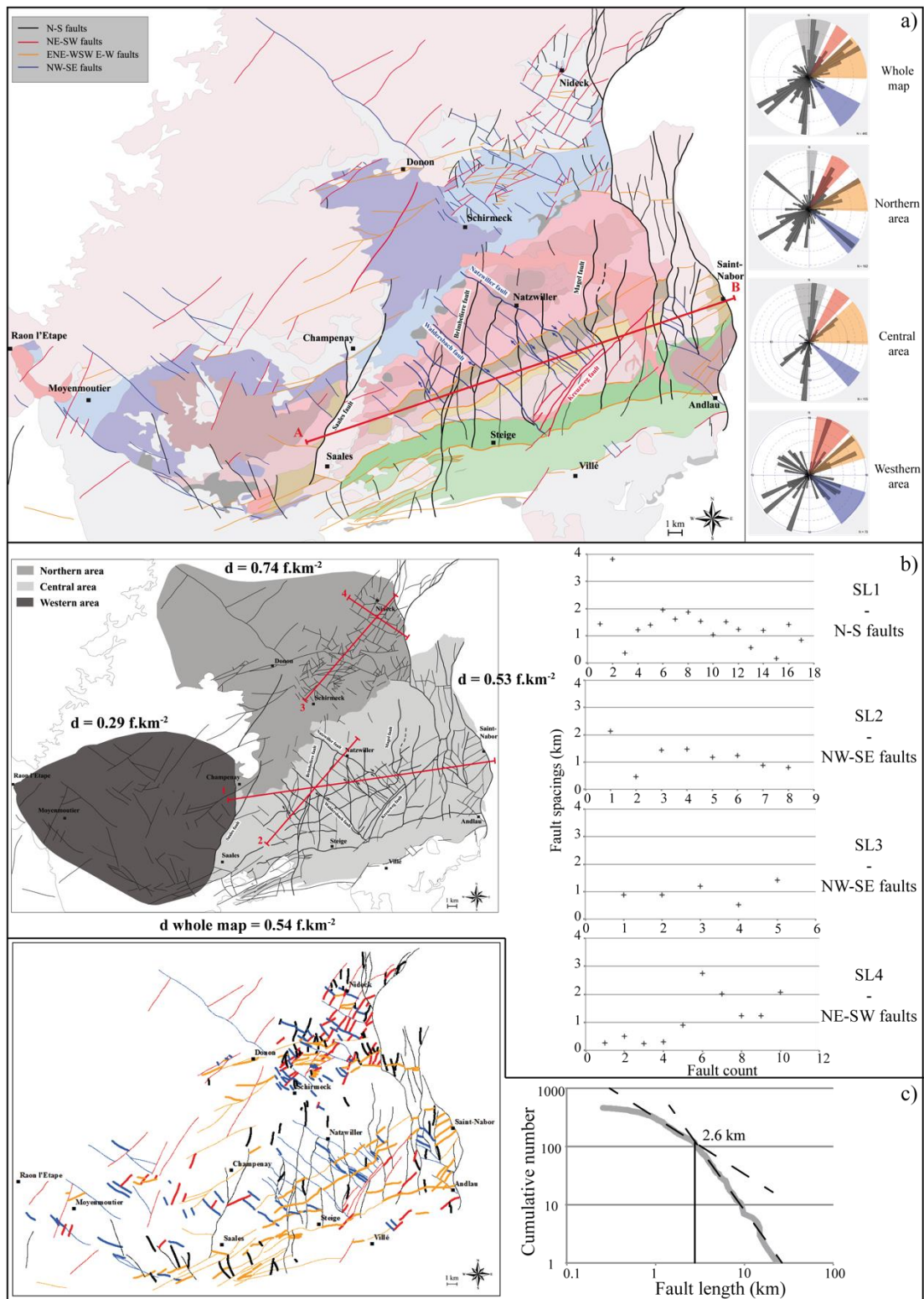


Figure 5: a) Map of faults combined from bibliographic data (Blanalt et al., 1972; Théobalt et al., 1975; von Eller et al., 1975; Ménillet et al., 1978; Elsass et al., 2008) classified by orientation, with the localization of the cross-section (Fig. 6) and orientation plot (length weighted) associated with the faults, b) Map of the three defined areas and the scan lines where the spacing between the faults has been calculated, c) Length distribution of the faults and map of those less than 3km in length.

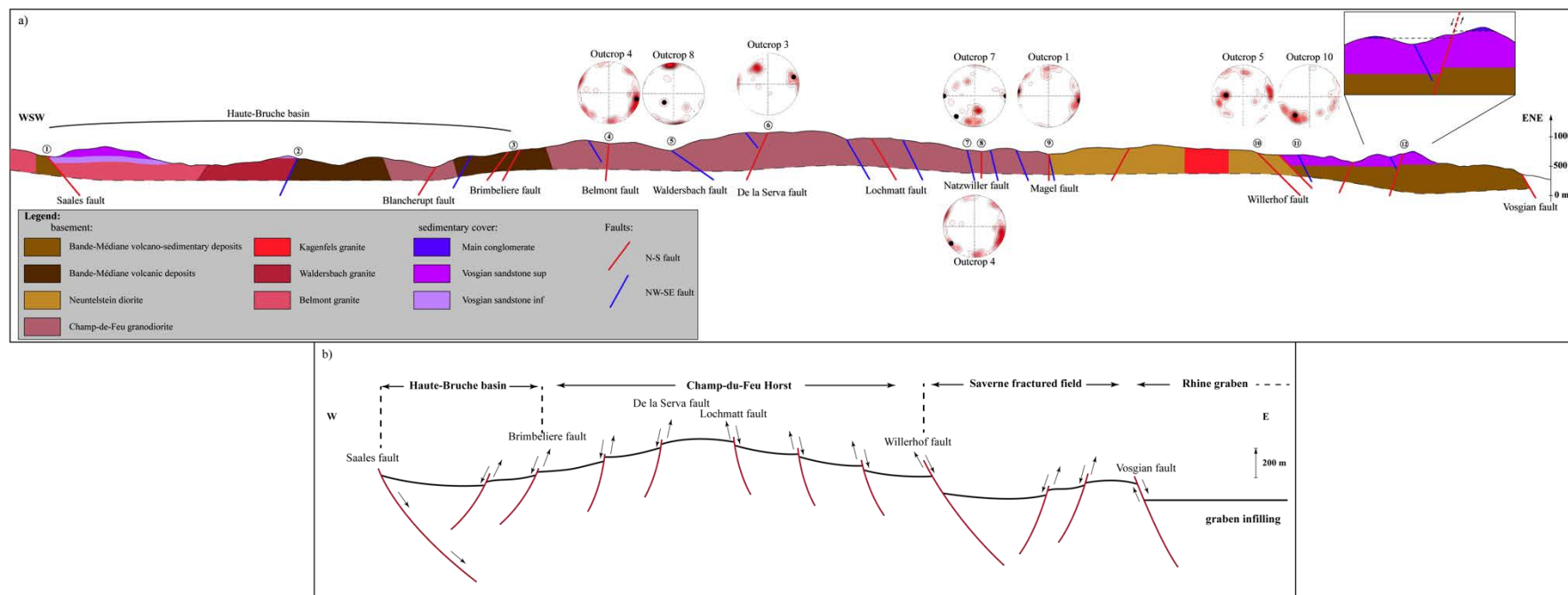


Figure 6: ENE-WSW cross-section of the “Champ-du-feu” massif where the structure of the N-S and NW-SE faults is focused. The orientation diagrams are derived from outcrop analysis on the associated fault (see section 3.3.), the fault data are summarized in table 2, see also figure 5 for the localization of the section, b) Schematic interpretation of the cross-section.

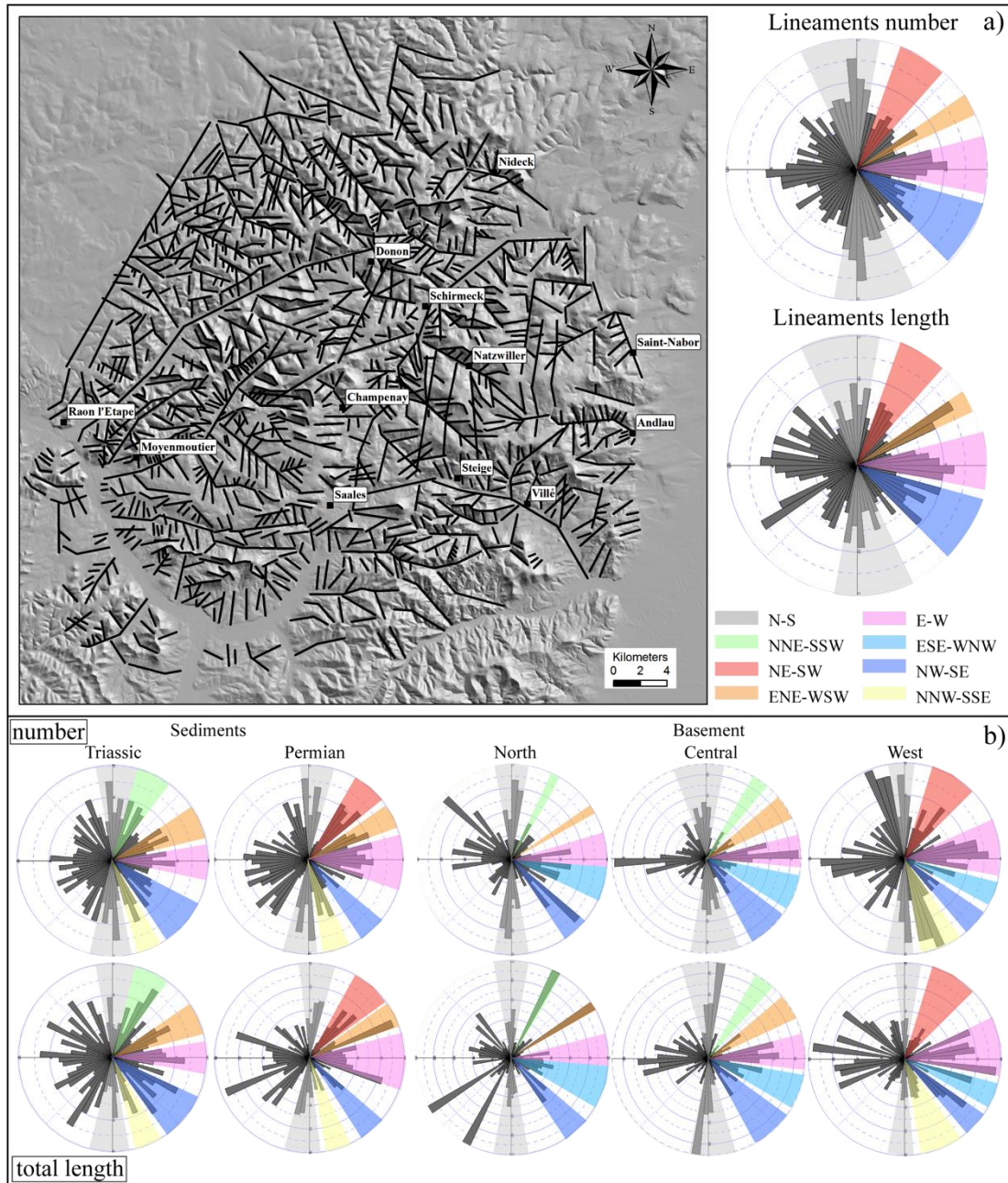


Figure 7: a) Traced lineament map on DTMs with NE lightning and orientation diagram in number and length, b) lineament orientation in number and length for the Triassic, Permian and basement (north, central and western) areas, see figure 2 for the localization of the areas.

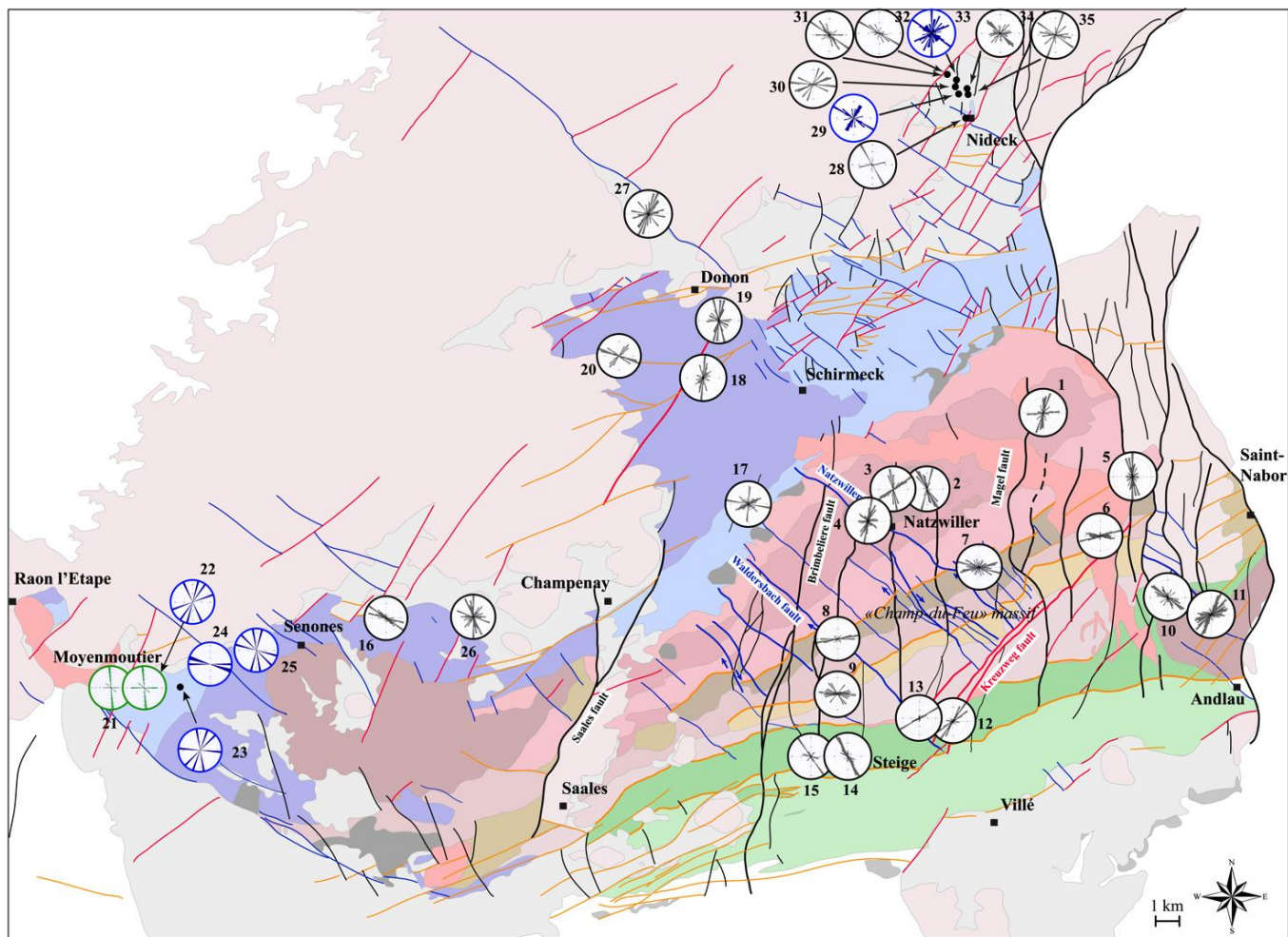


Figure 8: Structural map of the Northern Vosges with orientations diagrams of the different outcrops studied. Black lines represent outcrops where rigorous scan lines have been drawn, in green are data extracted from outcrop photographs, in bleu are outcrops where only a few fractures could be measured regardless of location method.

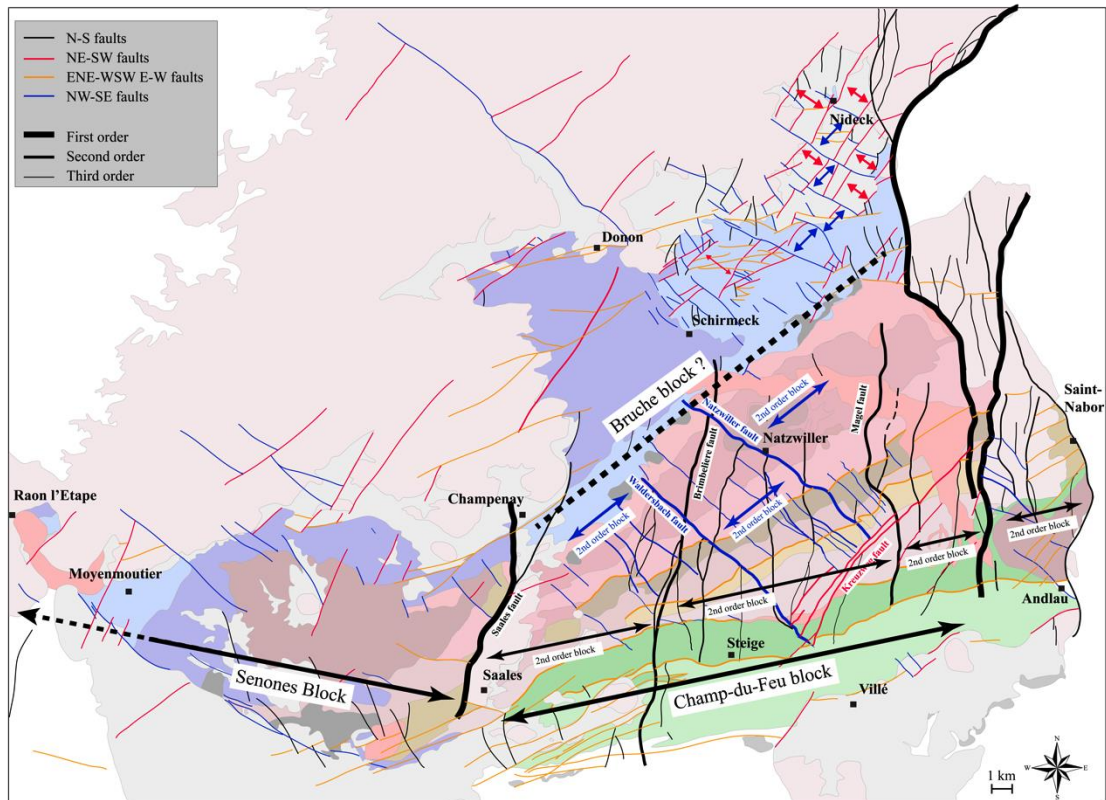


Figure 9: Classification of the faults and structural blocks in first, second and third order in the studied in light of the geological, DTMs and fractures data.

	Nb of faults	Surface area (km ²)	Fault density (nb/km ²)	Main orientations	% by area
Northern area	182	246	0.74	N-S	8.3
				NW-SE	9.5
				ENE-WSW	23.7
				NE-SW	24.6
Central area	155	292	0.53	N-S	47.5
				NE-SW	9.5
				ENE-WSW	31.5
				NW-SE	5.4
Western area	70	242	0.29	N-S	?
				NE-SW	23.3
				ENE-WSW	30.8
				NW-SE	30
Whole map	460	850	0.54	N-S	29.3
				NE-SW	10.3
				ENE-WSW	36.1
				NW-SE	11.4

Table 1: Synthesis of the fault densities, orientations and spacing in the different area of the bibliography-compiled map.

Table 2: Table of orientation of the different faults numbered in the cross-section (Fig. 6) and reference used for the dip directions.

Fault number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Orientation	E	SW	W	85°W	35°NE	75°W	83 - 77°NE	90	90	45°E	62°NE	W
Reference	Map	Map	Elsass et al., 2008	Outcrop 4	Outcrop 8 (few points)	Outcrop 3	Outcrop 4 – 7	Outcrop 7 (few points)	Outcrop 1	Outcrop 5 + map	Outcrop 10	Map

Table 2: Table of orientation of the different faults numbered in the cross-section (Fig. 6) and reference used for the dip directions.

Domain	Lineament orientation	% in nb	% in length	Domain	Lineament orientation	% in nb	% in length
Total	N-S	25.6	19.8	North	N-S	20	15.4
	NE-SW	10.7	11.3		NE-SW	3.3	10
	ENE-WSW	5.1	9.2		ENE-WSW	0.8	10
	E-W	16.7	18.3		E-W	11.7	8.3
	NW-SE	15.5	19.4		ESE-WNW	15.9	17.5
NW-SE					14.8	11.7	
Triassic	N-S	17.1	11.9	Central	N-S	25.4	24.2
	NNE-SSW	12.8	14		NNE-SSW	4.8	2.8
	ENE-WSW	9.8	12.8		ENE-WSW	8.3	7.4
	E-W	12.3	13.8		E-W	23	22.2
	NW-SE	11.3	19.5		ESE-WNW	9.8	14.6
	NNW-SSE	10	8.3		NW-SE	12.7	13.1
Permian	N-S	15.7	15.8	West	N-S	11.8	8.6
	NE-SW	15.5	16.6		NE-SW	15.8	12.2
	ENE-WSW	10.3	12.5		E-W	26.2	32.1
	E-W	23.9	26.2		ESE-WNW	5.9	8.7
	NW-SE	5.4	9		NW-SE	7.2	15.0
	NNW-SSE	10.3	6.4		NNW-SSE	21.7	13.5

Table 3: Table of the orientation repartition of the different features for the whole map, for the Triassic, Permian sediments areas, and for the northern, central and western basement subdomains (Fig. 7).

Outcrop	Lithology	Orientation	Length (m)	Nb of fractures	Density (frac/m)	Outcrop	Lithology	Orientation	Length (m)	Nb of fractures	Density (frac/m)
1	Waldersbach granite	N130°E	4.95	37	7.47	19	Schirmeck volcanism	N073°E	5.50	75	13.64
2	Natzwiller granite	N090°E	9.10	73	8.02	20	Schirmeck volcanism	N040/130°E	4.73	69	14.59
3	Natzwiller granite	N100°E	4.8	38	7.92	21a	Bruche unit	N070°E		1392	24.05
4	Natzwiller granite	N110°E	20.20	225	21.09	21b	Bruche unit	N070°E		557	21.06
5	Kagenfels granite	N092°E	15.70	73	4.65	22	Bruche unit	X	X	4	X
6	Kagenfels granite	N140°E	14.92	135	9.05	23	Bruche unit	X	X	4	X
7	Bande-Médiane	N002/170°E	3.43+1.6	62+36	19.48	24	Bruche unit	X	X	3	X
8	Bande-Médiane	N190°E	2.48	49+42	36.64	25	Schirmeck volcanism	X	X	4	X
9	Neuntelstein diorite	N000°E	2.87	67	23.34	26	Permian sediments	Plusieurs directions	22.44 au total	148	6,60
10	Steige schists	N218.15°E	5.85	86	14.70	27	Permian volcanism	N128°E	7.50	82	10.93
11	Andlau granite	N145.10°E	16.22	140	8.63	28	Bruche unit	N060°E	3.34	58	17.37
12	Kreuzweg granite	N150/155°E	1.69+3	70+59	27.50	29	Permian volcanism	X	X	35	X
13	Hohwald Granodiorite	N150°E	13.76	180	13.08	30	Permian volcanism	N178°E	5.82	59	10.14
14	Steige schists	N034/030°E	4.9+4.6	45+24	7.26	31	Permian volcanism	N057/048/028°E	13.10	110	8.40
15	Steige schists	N078°E	7.98	75	9.40	32	Permian sediments	N028/060/048°E	8.34	62	7.43
16	Schirmeck volcanism	N007°E	9.23	132	14.30	33	Permian volcanism	X	X	64	X
17	Schirmeck volcanism	N032°E	3.98	94	23.62	34	Permian volcanism	N090°E	7.5	80	10.67
18	Schirmeck volcanism	N107.15/082.07 /125°E	2.56+2.65 +2.06	29+16+31	10.45	35	Permian volcanism	N000/115°E	10.8	123	11.39

Table 4: Characteristics of the fractures measured on each outcrop studied: in black rigorous scan lines have been drawn, indicated by the length and the orientation of the measurement line (when several values were observed: a series of small SL with different orientation), data shown in green is extracted from outcrop photographs, indicated by the dimension and orientation of the associated fracture map, blue represents outcrops where only few fractures could be measured regardless of location method.

3.1.2. Synthèse et discussion

3.1.2.1. Le réseau de failles du socle à l’affleurement

L’analyse du réseau des failles issu de la bibliographie, du tracé de linéaments sur les données MNTs et l’analyse de la fracturation à l’affleurement permet de proposer un schéma d’organisation du réseau de failles dans les Vosges du Nord (Figure 3.1).

Cette étude a permis de mettre en évidence que le réseau de failles peut être divisé en quatre familles d’orientations :

1) Les failles subméridiennes qui sont déjà présentes à la fin de l’orogénèse hercynienne et qui sont réactivées principalement durant l’extension oligocène à l’origine de la formation de l’ROE.

2) Les failles NE-SW qui font partie des décrochements tardi-hercyniens et contrôlent notamment la mise en place de certains granites comme le granite de Kreuzweg. Ces failles sont également réactivées durant l’extension oligocène.

3) Les failles NW-SE qui décalent notamment les Unités du Sud avec des mouvements décrochants dextres. Elles sont probablement les conjugués des failles NE-SW lors du fonctionnement des décrochements tardi-hercyniens.

4) Les failles ENE-WSW à E-W qui sont principalement formées par la juxtaposition des unités durant la compression hercynienne. Elles sont également réactivées par les événements ultérieurs, comme le marque notamment la morphologie des bassins permien par exemple.

L’organisation de ces différentes familles de failles, par leurs espacements, leurs répartitions dans la zone affleurante, et leurs longueurs peut être décrite selon différents ordres de grandeurs de blocs structuraux décrits ci-après.

Au premier ordre, la faille de Saales, tout comme la faille bordière du fossé Rhénan jouent un rôle majeur dans la structuration du massif. Ces failles marquent à la fois des changements lithologiques dans le socle hercynien (structures en bandes ENE-WSW qui disparaît à l’ouest de la faille de Saales, nature de la Bande-Médiane différente à l’est de la faille bordière par exemple), et contrôlent également la préservation des sédiments permien et triasiques dans leur toit. La faille de Saales sépare ainsi des blocs structuraux de premier ordre, qui ont une vingtaine de km d’épaisseur : le bloc de

Senones à l'ouest et le bloc du Champ-du-Feu à l'est (Figure 3.1). A l'est de la faille de Saales, on observe un changement d'organisation à la fois des failles d'ordres inférieures et de la fracturation (cf section suivante) entre la partie magmatique qui forme le massif du Champ-du-Feu et la série métamorphique au nord. Ce constat nous a amené à séparer le bloc structural premier ordre de la Bruche de celui du Champ-du-Feu avec une limite d'orientation ENE-WSW.

Dans le bloc de Senones, les failles d'ordres inférieures ont une densité faible, et l'organisation structurale est difficile à observer. Dans le bloc de la Bruche, les failles de directions NE-SW et NW-SE forment une série de blocs structuraux d'une épaisseur moyenne d'1 à 2 km dans ces deux directions (Figure 3.1).

Dans le bloc du Champ-du-Feu, les failles N-S et NW-SE créent une organisation en blocs structaux de second et de troisième ordre. Les failles N-S de second ordre contrôlent en partie la structure des lithologies du socle, comme par exemple le fossé de la Haute-Bruche entre la faille de Saales et la faille de la Brimbelière. Avec les failles de second ordre NW-SE, elles créent des blocs structuraux d'une épaisseur de 5 à 10 km. Enfin, à l'intérieur de ces blocs, les failles dans ces mêmes directions mais de longueur et de déplacement inférieure ont un espacement régulier de l'ordre de 1 à 2 km, et créent des blocs structuraux de troisième ordre (Figure 3.1). Contrairement au bloc de la Bruche, la direction NE-SW n'apparaît qu'au niveau du couloir de faille de Kreuzweg qui forme un cluster de déformation qui traverse le bloc du Champ-du-Feu.

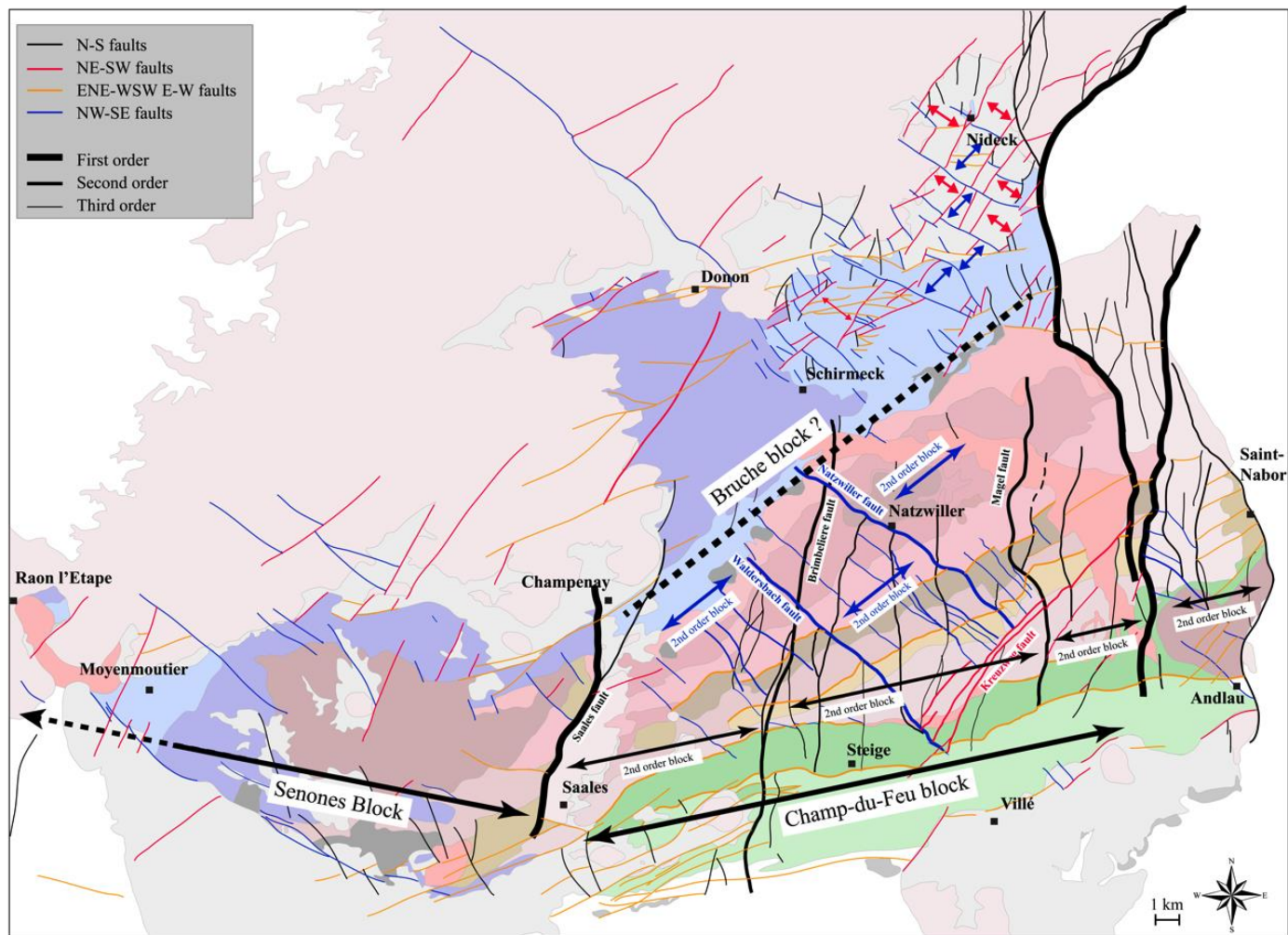


Figure 3.1 : carte de synthèse des blocs structuraux séparés par des failles de premier, deuxième et troisième ordre identifiées dans les Vosges du Nord.

3.1.2.2. Le réseau de fractures

Le réseau de fracturation à l’affleurement a été analysé au niveau de 35 affleurements répartis dans le socle hercynien, mais aussi la couverture permienne et triasique surincombante. Parmi ces 35 affleurements, la fracturation a été mesurée à l’aide de profils de mesure sur 27 d’entre eux (noir, figure 3.2), sur 6 d’entre eux, les directions principales de la fracturation ont été mesurées « à la volée » (bleu, figure 3.2), et 2 cartes d’affleurement ont été effectuées au niveau de la zone de faille de Moyennoutier (vert, figure 3.2).

Dans le bloc premier ordre du Champ-du-Feu, les résultats montrent une compartimentalisation du réseau de fractures à l’échelle de l’affleurement. Sur les cinq profils effectués dans les granites du nord, la direction de fracture dominante est N-S, avec des familles secondaires tantôt E-W, tantôt NE-SW (1, 2, 3, 4 et 5, figure 3.2). Cette fracturation est le reflet de la présence des failles N-S qui forment les blocs structuraux de deuxième et troisième ordre. Elle est également dans la direction de la fluidalité magmatique observée dans ces granites (*Skrzypek, 2011*) (Figure 3.3). Dans les Unités du Sud, les quatre profils de mesures effectués montrent au contraire une direction de fracturation majoritairement E-W à ENE-WSW, ignorant totalement l’influence des failles N-S et NW-SE, excepté pour SL9 (6, 7, 8 et 9, figure 3.2). Cette direction est liée à la structuration des bandes lithologiques qui se succèdent le long de failles ENE-WSW et qui contrôle également la direction de la foliation magnétique (Figure 3.3).

Au sud des Unités du Sud, la fracturation est contrôlée par les failles proches de la localisation des profils :

- Les profils 10 et 11 au niveau du granite d’Andlau avec une direction dominante NW-SE pour le premier et NE-SW et ENE-WSW pour le second. La faille bordière N-S toute proche ne semble pas avoir d’effet sur le réseau de fracturation à cet endroit.
- Les profils 12 et 13 dans le granite de Kreuzweg, où la fracturation dans la direction NE-SW du couloir de Kreuzweg est largement dominante.
- Les profils 14 et 15, dans les Schistes de Steige, où la direction dominante est NW-SE.

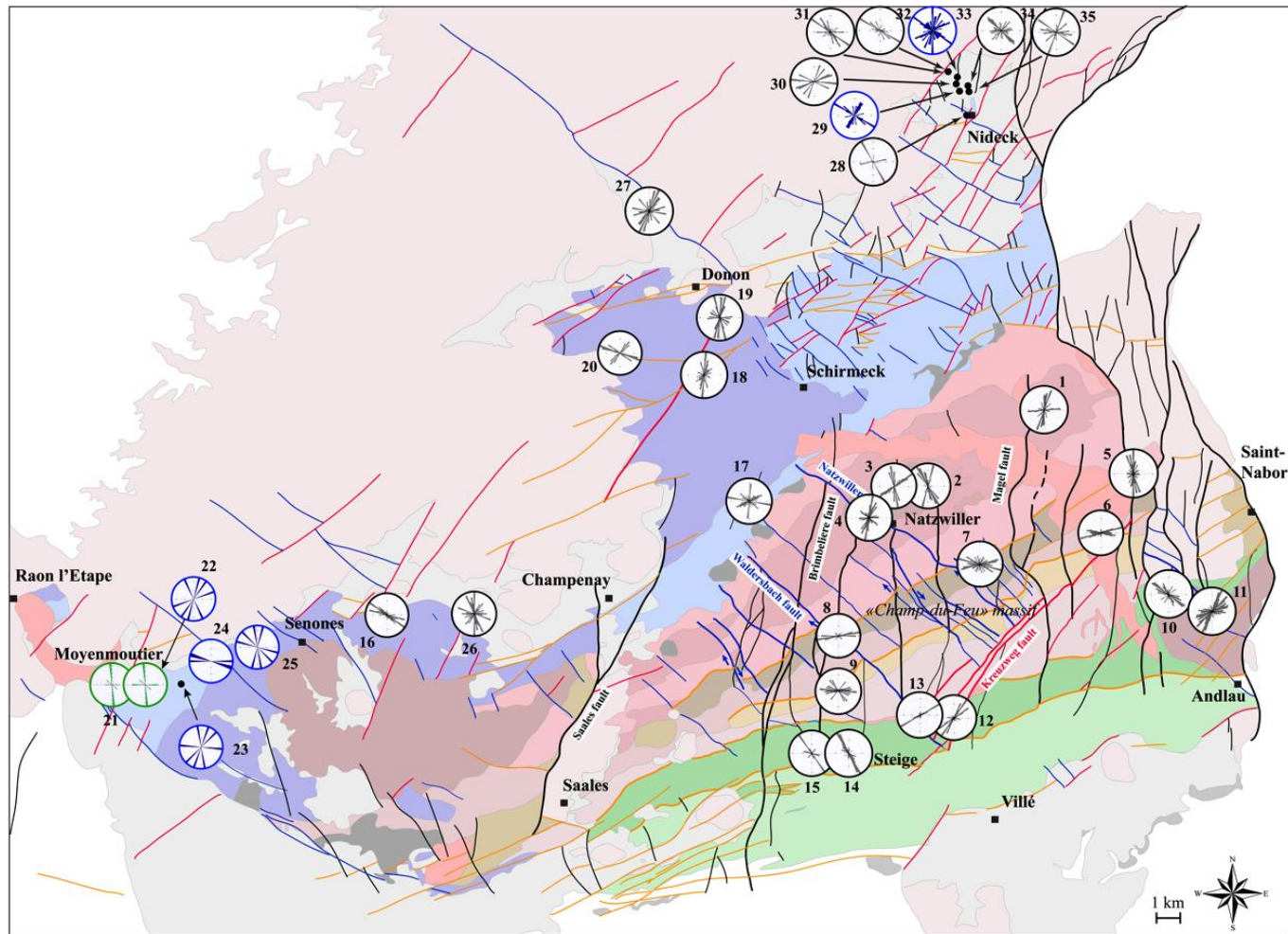


Figure 3.2 : synthèse des données d'orientations des fractures : les diagrammes noirs sont tirés des profils de fracturation, pour les affleurement en bleu, les fractures principales ont été mesurée « à la volée », en vert, les orientations principales tirées de cartes de fracturation.

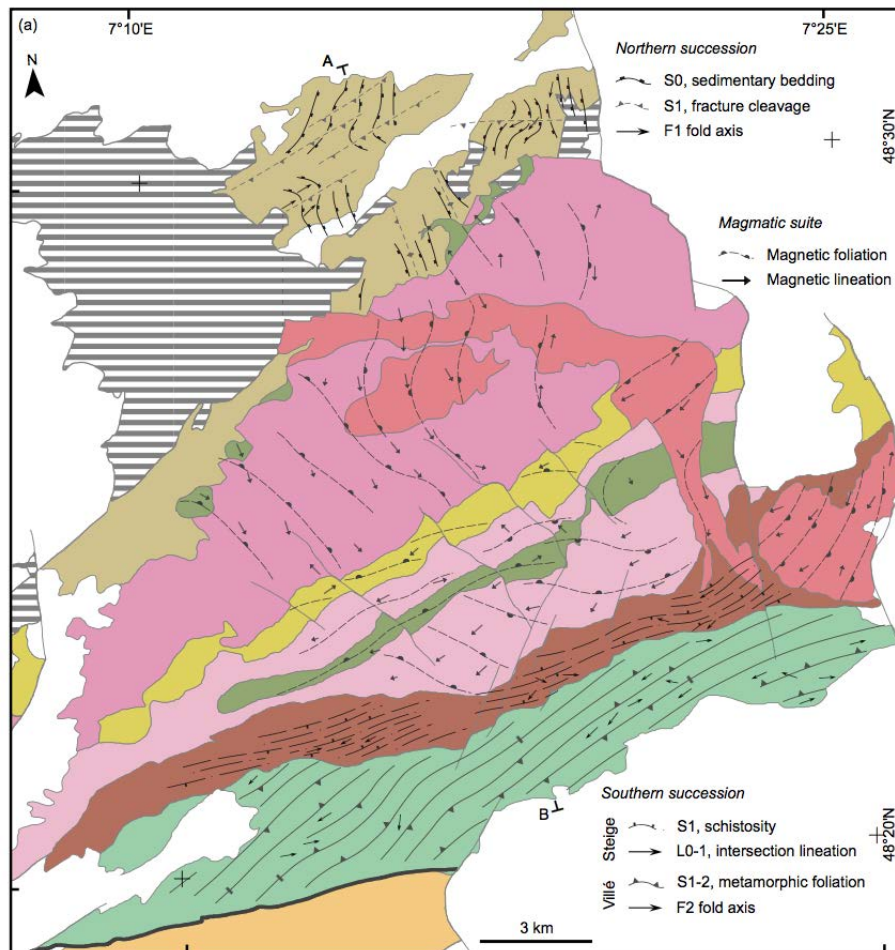


Figure 3.3 : carte des foliations magnétiques dans le massif du Champ-du-Feu et de schistosité dans les séries métamorphiques nord et sud d'après (Skrzypek 2011).

Dans les blocs de Senones et de la Bruche, la direction submériidienne est dominante sur certains profils, sans qu'une faille N-S soit cartée dans les environs. C'est le cas par exemple des profils 17, 18, 19, 26, et aussi 21, 22, 23 et 25 où cette direction apparaît dans les familles secondaires. Les autres profils, situés proche de la couverture ainsi que dans les séries permiennes ont en revanche des directions dominante tantôt NE-SW, tantôt NW-SE (SL 16, 20, 24, 27, 28, 19 à 35). Ainsi, si le réseau de failles de troisième ordre NW-SE et NE-SW semble effectivement contrôler le réseau de fracturation dans la partie Nord du bloc premier ordre de la Bruche, certains profils suggèrent la présence de failles N-S qui ne sont pas cartées sur les cartes géologiques.

Outres les orientations, les profils de mesures permettent également de distinguer les distributions de longueurs et les densités dans les différentes lithologies (Tableau 3.1). Si la discontinuité des affleurements ne permet pas le remplacement des profils par rapport

à la distance précise au cœur de faille, il est néanmoins possible de distinguer les affleurements dans la zone endommagée et les affleurements dans le protolithe.

Dans les granites, le profil clairement dans la zone endommagée est SL11, qui montre une densité proche de 30 frac/m. L'ensemble des autres SL, dans les zones plus ou moins fracturées hors des zones endommagées des failles donne une densité plus faible, entre 7 et 11 frac/m. La distribution des longueurs varie également en fonction de la position structural des profils : sur les profils où le nombre de fractures est suffisant pour permettre une bonne corrélation, la distribution des longueurs est en loi de puissance avec un exposant de 0,8 à 1,1. Dans la zone endommagée, SL11 donne un exposant plus élevé, vers 1,3. La densité des fractures plus forte a ainsi pour conséquence d'augmenter le nombre de petites fractures par rapport aux grandes.

Dans les Unités du Sud du Champ-du-Feu, ainsi que les séries métamorphiques du nord, la densité de fracturation dans le protolithe est généralement plus forte que dans les granites : les profils hors des zones de failles ont des densités allant de 10 à 17 frac/m. SL17 et SL8 effectués dans une zone de faille NW-SE, ainsi que les profils effectués dans les zones de chevauchements ENE-WSW SL7 et SL9 donnent des densités plus importante allant de 19 à 38 frac/m.

Dans les schistes du sud, la densité est équivalente aux granites, entre 7 et 9 frac/m pour SL14 et 15, et 15 frac/m dans la zone plus fracturée à l'intersection du réseau des failles bordières, des chevauchements ENE-WSW et des failles NW-SE (SL 10). Enfin, dans les séries permienes, les profils effectués dans les parties gréseuses ont des densités légèrement plus faibles, ≈ 7 frac/m (SL 26, 32), que les parties volcaniques qui ont des densités comparables aux granites, entre 8 et 11 frac/m (SL 27, 30, 31, 34, 35).

Ainsi, la densité des fractures hors des zones endommagées des failles semble liée aux lithologies. La distribution des orientations dépend en revanche de deux facteurs : 1) la présence d'une faille à proximité, 2) la prestructuration des unités, comme l'orientation de la foliation magmatique.

Tableau 3.1 : tableau de synthèse des résultats de densité et de distribution des longueurs des fractures obtenues avec les profils de mesures à l'affleurement.

N° affl	Lithologie	Nb frac	Nb frac corrélées	Loi	Coeff correl	D frac (m ⁻¹)	N° affl	Lithologie	Nb frac	Nb frac corrélées	Loi	Coeff correl	D frac (m ⁻¹)
SL1	Waldersbach granite	37	-	-	-	7,71	SL15	Steige schists	75	26	$0,78 x^{-1,02}$	0,98	9,40
SL2	Natzwiller granite	73	44	$1,97 x^{-1,00}$	0,99	8,02	SL16	Schirmeck volcanism	132	66	$2,92 x^{-0,66}$	0,99	14,30
SL3	Natzwiller granite	38	-	-	-	7,92	SL17	Schirmeck volcanism	94	50	$4,00 x^{-1,05}$	0,98	23,62
SL4	Natzwiller granite	225	133	$1,87 x^{-1,03}$	0,97	11,11	SL18	Schirmeck volcanism	76	39	$2,55 x^{-0,67}$	1,00	10,45
SL5	Kagenfels granite	73	45	$1,54 x^{-0,62}$	0,98	4,73	SL19	Schirmeck volcanism	75	38	$2,37 x^{-0,93}$	0,99	13,64
SL6	Kagenfels granite	130	82	$1,75 x^{-1,14}$	0,98	8,13	SL20	Schirmeck volcanism	69	45	$2,27 x^{-1,34}$	0,95	14,59
SL7	Bande-Médiane	98	63	$2,45 x^{-1,03}$	0,99	19,48	SL26	Permian sediments	148	81	$2,13 x^{-0,67}$	0,95	6,60
SL8	Bande-Médiane	91	61	$2,49 x^{-1,30}$	0,98	38,24	SL27	Permian volcanism	82	35	$1,67 x^{-1,19}$	0,98	10,93
SL9	Neuntelstein diorite	67	48	$2,69 x^{-0,90}$	0,99	23,34	SL28	Bruche unit	58	55	$0,89 x^{-0,73}$	0,94	17,37
SL10	Steige schists	86	49	$1,75 x^{-1,23}$	0,97	14,70	SL30	Permian volcanism	59	32	$2,66 x^{-0,73}$	0,99	10,14
SL11	Andlau granite	140	93	$2,43 x^{-0,79}$	0,98	6,97	SL31	Permian volcanism	110	50	$1,24 x^{-1,04}$	0,96	8,40
SL12	Kreuzweg granite	129	67	$1,52 x^{-1,33}$	0,99	29,55	SL32	Permian sediments	62	34	$1,77 x^{-0,85}$	0,97	7,43
SL13	Hohwald Granodiorite	180	85	$3,31 x^{-0,79}$	1,00	13,08	SL34	Permian volcanism	80	23	$2,43 x^{-0,88}$	0,88	10,67
SL14	Steige schists	69	40	$1,51 x^{-1,00}$	0,99	7,26	SL35	Permian volcanism	123	66	$2,07 x^{-1,22}$	0,96	11,39

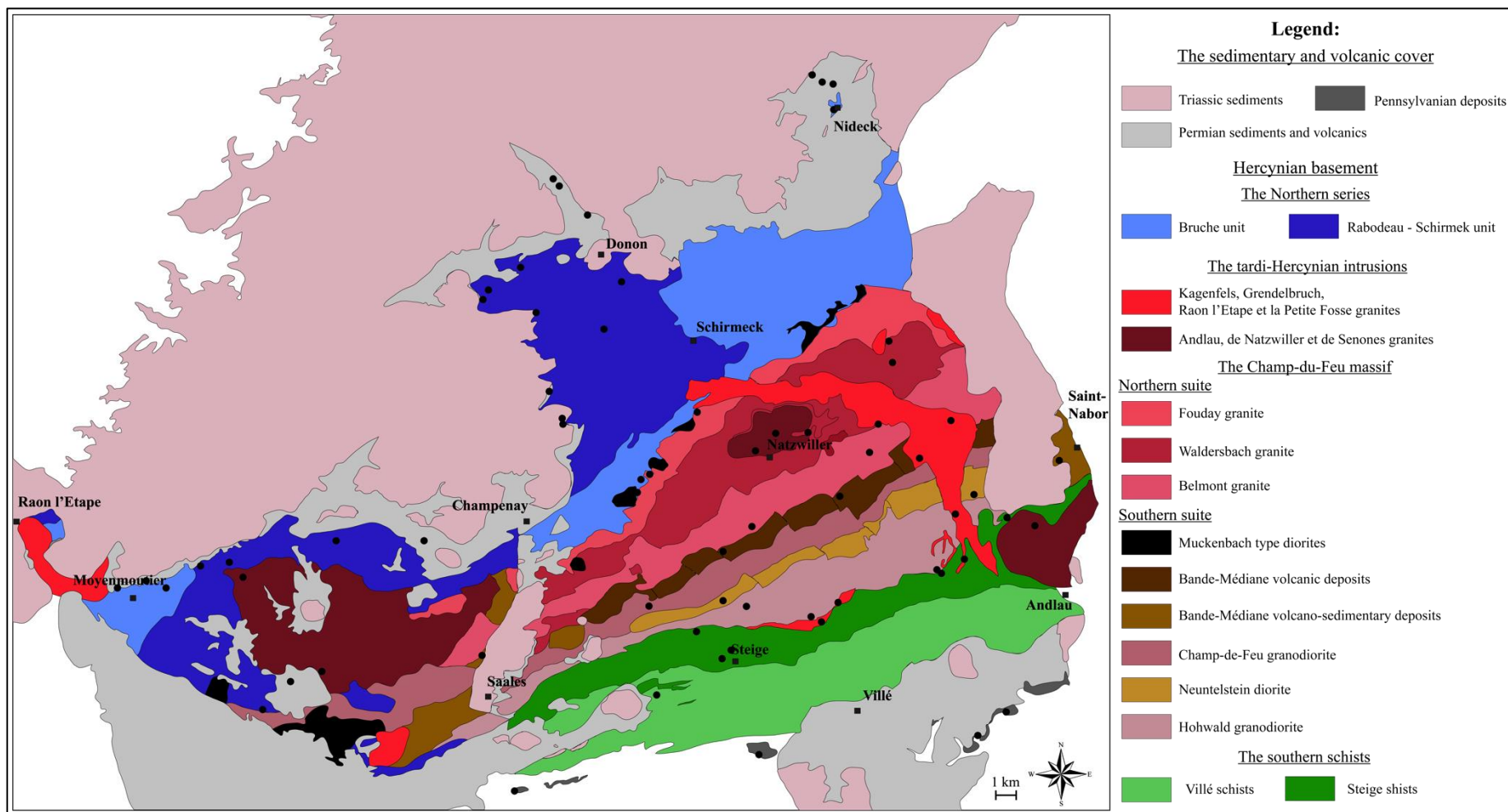


Figure 3.4 : carte globale des échantillons récoltés dans les Vosges de Nord.

3.2. Les propriétés pétrophysiques et l'altération

L'analyse multi-échelle du réseau de failles et de fractures des analogues de surface permet d'appréhender l'organisation macroscopique des structures potentiellement drainantes. L'ensemble de ces résultats a notamment permis de mettre en évidence la variabilité des caractéristiques de ces structures (longueur, orientation, densité) en fonction des lithologies et de la position structurale dans le massif. Ainsi, ont pu être distingués dans le socle trois grands groupes de matériaux : (1) les granites du Nord, (2) l'ensemble magmatique des Unités du Sud du massif du champ-du-Feu, (3) les séries métamorphiques présentes au Nord et au Sud de la zone d'étude. Les différents faciès sont échantillonnés pour obtenir des informations sur la partie matricielle de ces différentes formations ainsi que pour les formations de la couverture surincombante. Les résultats de l'analyse pétrophysique et pétrographique seront présentés par groupes d'échantillons caractéristiques des différentes unités de la couverture sédimentaire et de socle. Une attention particulière sera également portée aux échantillons permettant d'analyser les propriétés des zones de failles, des interfaces socle/couverture et des volumes arênitisés.

3.2.1. Les échantillons de couvertures

Les échantillons des couvertures sédimentaires ont été collectés dans l'objectif de caractériser l'interface socle/couverture plus particulièrement. Il s'agit des formations situées en base des séquences sédimentaires post-hercyniennes datées du Pennsylvanien, du Permien et du Trias qui reposent directement sur les formations de socle. Ces formations sont principalement de nature détritique, et ont déjà fait l'objets de nombreux travaux de caractérisation pétrographique et pétrophysiques (*e.g. Sizun, 1995 ; Haffen, 2012*). L'objectif de cette étude est d'obtenir les caractéristiques réservoirs (porosité et perméabilité notamment) des faciès qui reposent directement sur le socle à l'affleurement. Ces caractéristiques permettront ainsi d'appréhender les variations des propriétés de l'interface socle/couverture suivant le type de roches de socle et de couverture suspectées dans le substratum du fossé Rhénan. Dans les bassins permien, des coulées volcaniques sont présentes et peuvent atteindre des épaisseurs supérieures à 200 m et font donc aussi partit de cet échantillonnage (section 1.5.2.4). Enfin, des bassins pennsylvaniens peuvent

localement exister dans le substratum du fossé Rhénan, les affleurements de ces bassins dans la zone d'étude ont également été échantillonnés. L'ensemble des échantillons sont placés sur un log synthétique qui va permettre de d'appréhender l'évolution des propriétés pétrographique et pétrophysique en fonction de leur localisation dans la pile sédimentaire et la proximité avec le socle (Figure 3.5).

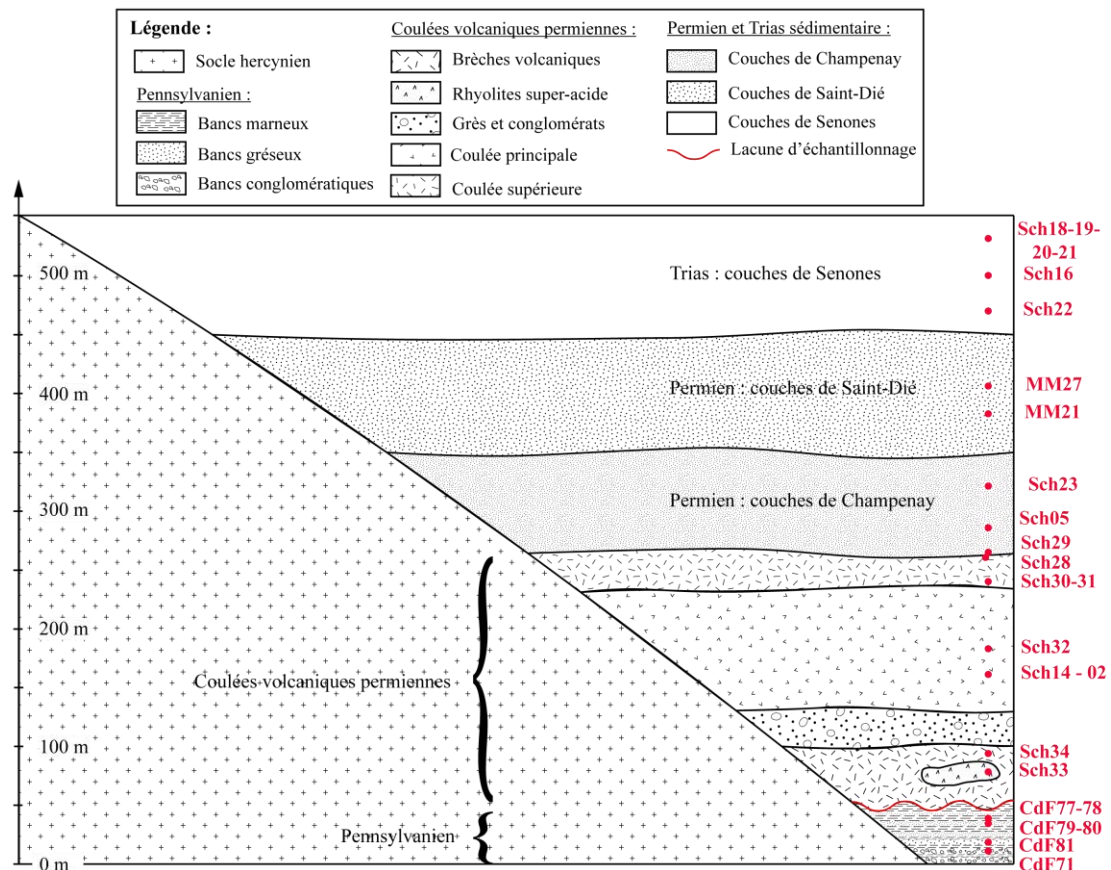


Figure 3.5 : log stratigraphique synthétique des échantillons prélevés dans la couverture surincombante des roches de socle des Vosges du Nord

Tableau 3.2 : tableau de synthèse des observations pétrographiques des échantillons de couverture avec : composition globale classée par ordre proportion relative, granulométrie moyenne, type et volume qualitatif de porosité et minéralisations secondaires.

Lithologie	Echantillons	Commentaire général	Composition	Granulométrie moyenne	Porosité	Type de porosité	Microfissuration	Minéralisations
Trias	Sch 19	Faciès gris	Qz - fls - argiles	10 - 100 µm	-	-	-	-
	Sch 18-20-21			10 - 500 µm	+	Pores	-	-
	Sch 16		Qz - fls - oxydes	0,1 - 1 mm	++	Pores	-	-
	Sch 22	Brèche sédimentaire	Eléments lithiques divers	1- 50 mm	++	Pores	-	-
Permien sédimentaire	MM 27	Faciès à ciment calcitique	Qz - fls - pl - calcite	0,5 - 1 mm	-	-	-	-
	MM 21		Qz - fls - pl - argiles	+0,5 mm	++	Pores	-	-
	Sch 23		Qz - fls - pl - argiles	-0,5 mm	+	Pores/fissures	+	-
	Sch 05	Faciès à muscovites	Qz - fls - pl - ms - argiles	0,2 mm	-	Fissures	++	Oxydes - calcites
	Sch 29		Qz - fls - pl - argiles	-0,5 mm	+	Pores	-	-
Permien volcanique	Sch 30	Faciès altéré	Clastes fls - qz - ferromag - matrice	<1 cm	++	Pores/fissures	+	Argiles
	Sch 28, 31, 32, 14 et 02	Coulée principale et supérieure	Clastes fls - qz - ferromag - matrice	<1 cm	+	Pores	-	-
	Sch 34	Coulée inférieure	Qz - clastes rhyolitiques - fls - matrice	< 2cm	+	Pores	-	-
	Sch 33	Faciès hyper siliceux	Qz - px - matrice	<1 cm	+	Pores	-	-
Pennsylvanien	CdF 77-78		Quartz - MO - argiles	< 0,1 mm	-	-	-	-
	CdF 79-80	Grès	Quartz - argiles - pl - fls	0,1 - 1 mm	-	-	-	-
	CdF 81	Microconglomérat	Quartz - argiles	0,3 - 10 mm	-	Fissures	+	Oxydes
	CdF 71	Conglomérat	Quartz - argiles - micas - oxydes	0,3 - 100 mm	++	Pores/fissures	++	Oxydes

3.2.1.1. Description pétrographique

Les caractéristiques pétrographiques des échantillons sont résumées dans le tableau 3.2, où ils sont classés selon le log stratigraphique. La nature minéralogique des éléments est classée par ordre d'importance, y compris pour les minéralisations secondaires éventuelles, ainsi que la porosité, qu'elle soit de fissures et/ou occupant l'espace inter- et intragranulaire.

- Les échantillons pennsylvaniens :

Les affleurements des formations pennsylvaniens sont très limités et ils sont situés dans la dépression associée à la zone de cisaillement de Lalaye-Lubine (*Figure 3.6a*). La forme de ces bassins indique qu'ils ont subis, de par le jeu de la zone de cisaillement, une forte déformation post-dépôts. Ainsi, dans les échantillons les plus grossiers, les quartz montrent d'importantes recristallisations héritées vraisemblablement cette phase de déformation. L'ensemble de la série est composé de sédiments clastiques marqués par des changements brutaux de dynamique de dépôts. Bien que la séquence de dépôts soit mal calée, il semble que les faciès conglomératiques sont plutôt majoritaires en base de séquence pour évoluer vers des dépôts plutôt marneux au sommet. Ainsi, les échantillons récoltés ont été replacés dans une séquence théorique allant de la granulométrie la plus grossière à la plus fine. On retrouve donc à la base des conglomérats à galets pluri-décimétriques de quartz principalement (*Cdf 71*) (*Figure 3.6b & c*). La matrice est composée de grains de quartz anguleux fortement recristallisés, de biotites complètement lessivées, et d'une fraction argileuse riche en oxydes. La microfissuration peut être subdivisée en deux types, celle qui affecte les grains de quartz, elle est cicatrisée et elle est sans doute pré-sédimentation, et celle qui recoupe les grains et de la matrice argileuse, et qui est partiellement comblée par des oxydes et qui est post-dépôts et lithification. La porosité est formée par de nombreux pores formant des cavités anguleuses de grandes tailles dans la matrice, et par des fissures encore ouvertes.

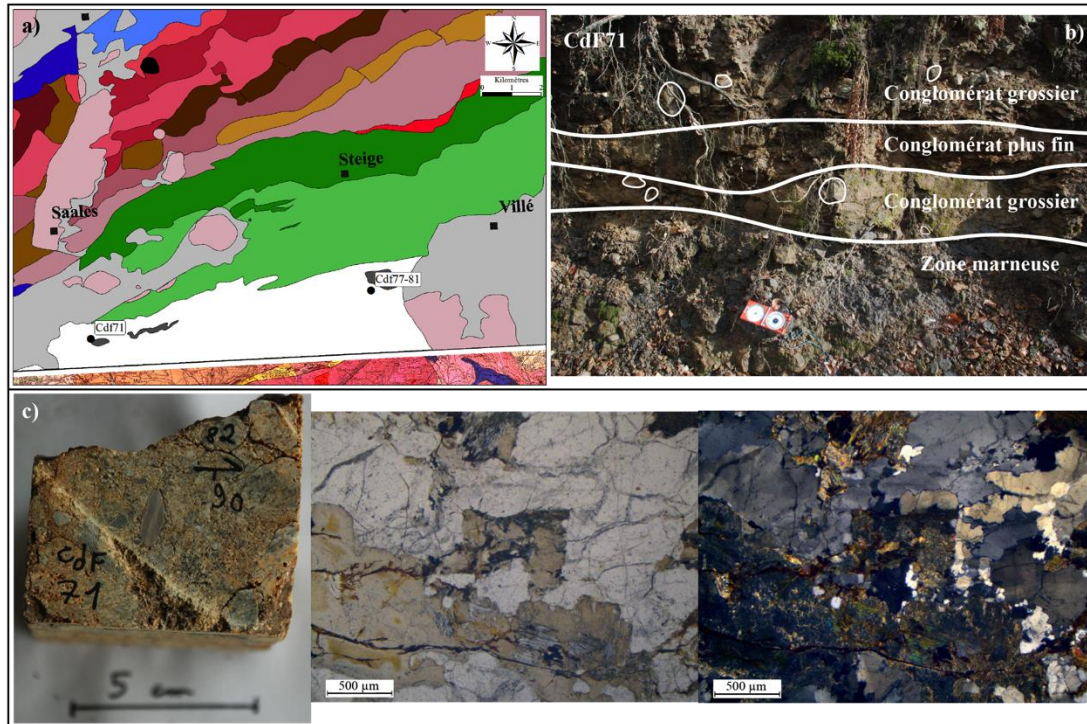


Figure 3.6 : a) carte de localisation des échantillons Pennsylvaniens b) Affleurement CdF 71, c) échantillon CdF 71 vu en macro, LPNA et LPA.

Dans l'ordre stratigraphique, on retrouve ensuite les échantillons suivants :

L'échantillon CdF 81 représente un faciès micro-conglomératique (de granulométrie comprise entre 0,3 et 100 mm), où les grains sont des fragments lithiques pouvant être centimétriques principalement composés de quartz recristallisés ou d'argiles. La fissuration avec un remplissage d'oxydes est visible souvent à la faveur des contacts quartz/argiles, certaines de ces fissures étant encore en partie ouvertes (Figure 3.7a).

Les échantillons CdF 79 et 80 ont une granulométrie de grès (0,1 - 1 mm), dont la composition est similaire à celle des échantillons précédents, à laquelle s'ajoute des plagioclases et des feldspaths. Le rapport clastes millimétriques/fragments fins micrométriques est légèrement plus important pour CdF80 (Figure 3.7b). Ces échantillons ne présentent pas de traces d'oxydation ni de porosité de taille importante. Enfin, le litage des minéraux y est très peu exprimé, excepté pour une lentille centimétrique de matière organique présente dans CdF 79 (Figure 3.7c).

CdF 77 et 78 représentent les faciès les plus fins (< 0,1 mm) et sont composés d'une alternance de lits à quartz et calcite d'origine bioclastique souvent micritique avec

des niveaux plus ou moins riches en matière organique (Figure 3.7d & e). La porosité n'est pas visible à l'échelle de la lame mince.

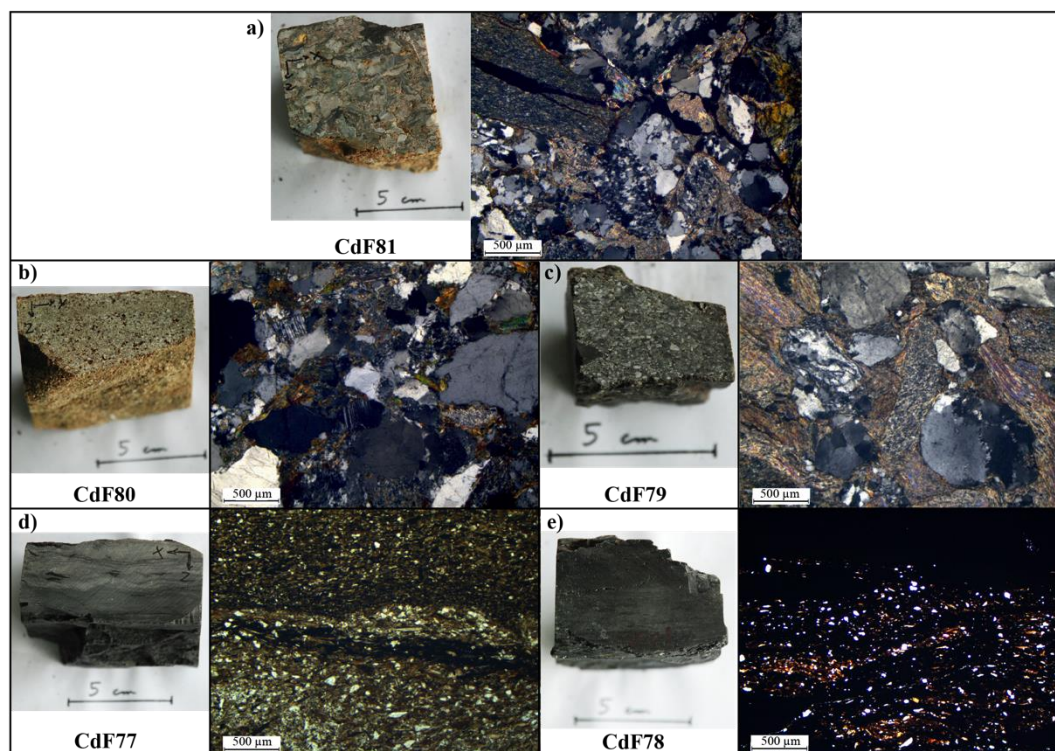


Figure 3.7 : échantillons Pennsylvaniens CdF 77 à CdF 81 vue sur face sciée et lame mince en LPA représentant la variabilité des faciès rencontrés.

- Les échantillons permien volcaniques :

Les affleurements permien volcaniques sont principalement présents au Nord de la zone d'étude de la vallée du Nideck jusqu'au Donon, où ils sont composés de coulées volcaniques intercalées dans des séries de grès permien (section 1.5.2.4). C'est dans la vallée du Nideck que la série de coulées est la plus complète et la mieux décrite (*Mihara, 1935*). Ainsi, la campagne d'échantillonnage est essentiellement concentrée dans cette vallée (Figure 3.8a), et c'est suivant cette description que le log synthétique a été construit (Figure 3.5).

Le faciès le plus grossier de la série a été échantillonné dans la partie inférieure de la séquence qui est décrite comme une série de brèches et de tufs (*Sch 34*). Les phénocristaux rougeâtres correspondent à des éléments rhyolitiques du granite de Kagenfels (*Saucier et al., 1959*), avec également des quartz et des feldspaths (Figure 3.8b), le tout dans une matrice fine rosâtre. La porosité est composée de nombreux

macro-pores dont la taille est variable suivant les prélèvements. Dans ces brèches sont intercalés des niveaux de tufs rhyolitiques et de deux compositions plus ou moins siliceuses (*Saucier et al., 1959*). L'échantillon Sch 33 représente le faciès hyper-siliceux, de couleur gris presque blanc, avec des enclaves à pyroxène et une macroporosité bien visible bien que plus faible par rapport à l'échantillon Sch 34 (Figure 3.8b).

L'ensemble des échantillons récoltés dans les coulées principales et supérieures (Sch 28, 31 et 32) ainsi que plus à l'ouest où les faciès ne sont plus différenciés cartographiquement (Sch 02 et 14) ne montre pas de variations importantes d'un point de vue pétrographique (Figure 3.8c). Ils sont composés d'une matrice fine, composés de quartz, de minéraux ferromagnésiens altérés (biotites, pyroxènes), voir en partie vitreuse ce qui a conduit *Saucier et al. (1959)* à interpréter ces coulées comme ignimbrtiques. Macroscopiquement, la matrice est plus ou moins rougeâtre, avec sur certains échantillons des passées grises qui soulignent la direction de la fluidalité magmatique. Des phénocristaux généralement millimétriques à centimétriques sont englobés dans cette matrice, il s'agit de quartz, de feldspaths dont l'altération leur donne une couleur laiteuse. La porosité observable est relativement importante, bien que de taille inférieure aux faciès grossiers. Elle est essentiellement formée par des plages de dissolution dans les phénocristaux de feldspaths mais aussi dans les quartz. Dans l'ensemble, excepté par certains quartz craquelés, la microfissuration est totalement absente de ces échantillons.

Enfin, Sch 30 fait quelque peu figure d'exception, puisqu'il représente un faciès d'altération blanc (hydrothermalisé ?) de la coulée supérieure. Les ferromagnésiens y sont complètement lessivés et les phénocristaux en partie dissous (Figure 3.8d).

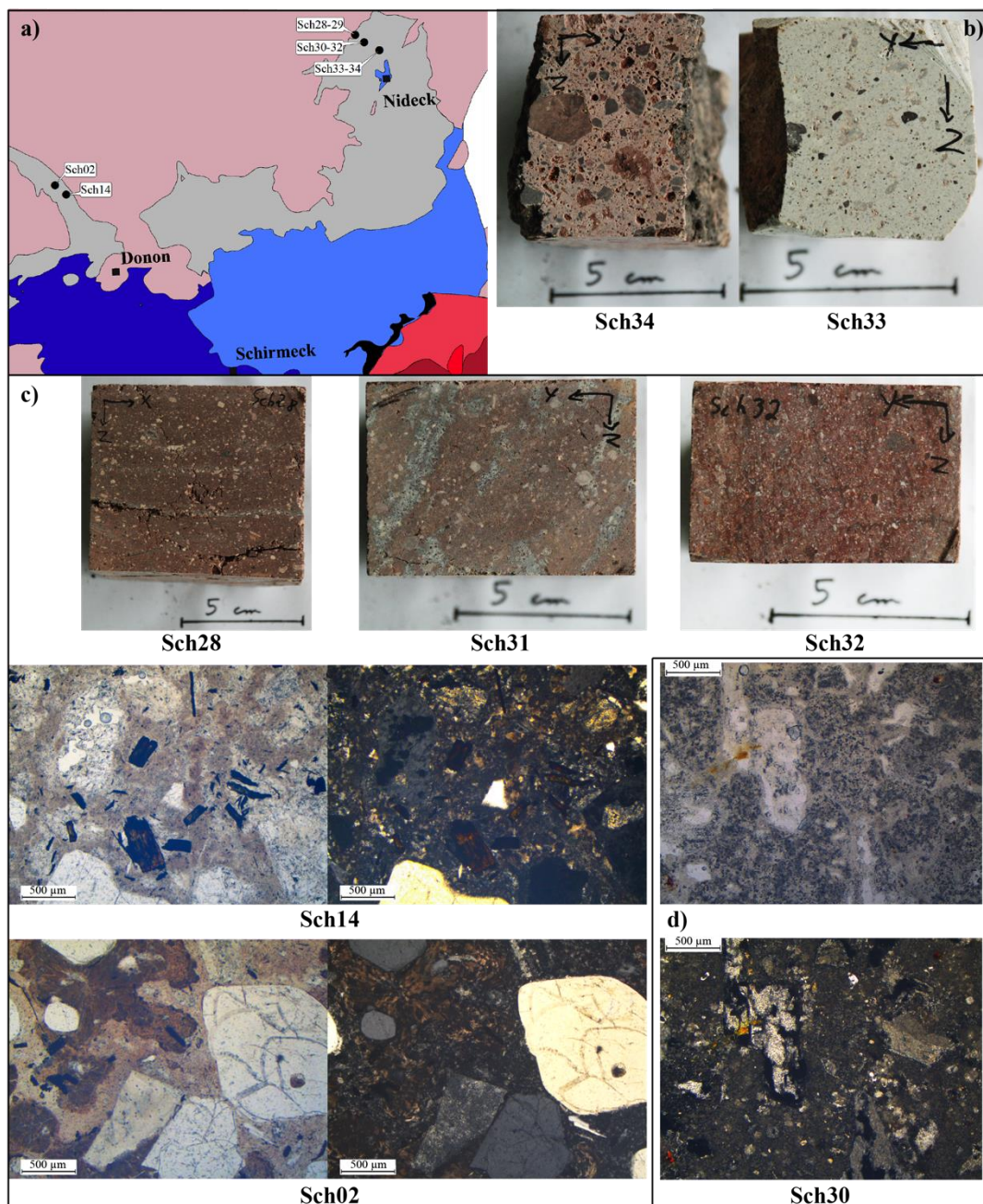


Figure 3.8 : a) carte de localisation des échantillons permien volcaniques, b) échantillons des brèches et tufs inférieures, c) échantillons des coulées principales et supérieures, d) Faciès hydrothermalisé.

- Les échantillons permien sédimentaires :

Les couches de Frappelle en base des coulées volcaniques permien n'affleurent que très peu dans la zone d'étude et constitue une lacune d'échantillonnage dans le log synthétique (Figure 3.5). La plupart des échantillons post-coulées ont été prélevés cartographiquement proche de l'interface avec le socle (Figure 3.9a), mais l'étendue de la zone d'échantillonnage rend difficile le placement des échantillons les uns

par rapport aux autres. Le seul échantillon (Sch 29) clairement prélevé à l'interface avec les roches sous-jacentes étant également celui à la granulométrie la plus fine, les autres échantillons ont été placés arbitrairement par granulométrie croissante dans le log.

Globalement, les grains ont une taille assez homogène autour de 0,5mm, ils sont sub-arrondis et enrobés d'une matrice d'oxydes et d'argiles, avec des quartz mais aussi des feldspaths potassiques et des plagioclases, avec des fragments lithiques provenant des séries volcaniques sous-jacentes pour les échantillons des couches de Champenay (Sch 23 - 29). Certains quartz présentent des traces de nombreux plans de recristallisation à haute température probablement liées à leur histoire anté-dépôts, ou à une compaction tectonique post-dépôt. La porosité est composée de l'intégralité de l'espace intergranulaire quand la matrice est absente et elle est présente dans la matrice, mais aussi en position intra-granulaires lorsque les feldspaths sont altérés. L'échantillon Sch 23 diffère de l'échantillon Sch 29 par ses quartz fortement craquelés (Figure 3.9b & c). L'échantillon Sch 05 est quant à lui un faciès plus fins, avec une granulométrie moyenne de 0,2mm, et il est surtout marqué par de nombreux lits de muscovite et de nombreuses micro-fissures à remplissages d'oxyde et de calcite (Figure 3.9d).

Les couches de Saint-Dié, situées cartographiquement au-dessus des couches de Champenay, sont représentées par les échantillons MM 21 et MM 27. Le premier a une composition globalement identique aux précédents, avec des grains cependant moins bien triés et moins arrondis, et une proportion de quartz et une granulométrie plus importantes. L'enrobage d'argiles et d'oxydes est moins important, ce qui permet le développement d'une porosité intergranulaire plus importante (Figure 3.9e). Le second échantillon se distingue par une granulométrie légèrement plus forte et par la présence d'un ciment calcitique qui colmate intégralement la porosité inter-granulaire (Figure 3.9f).

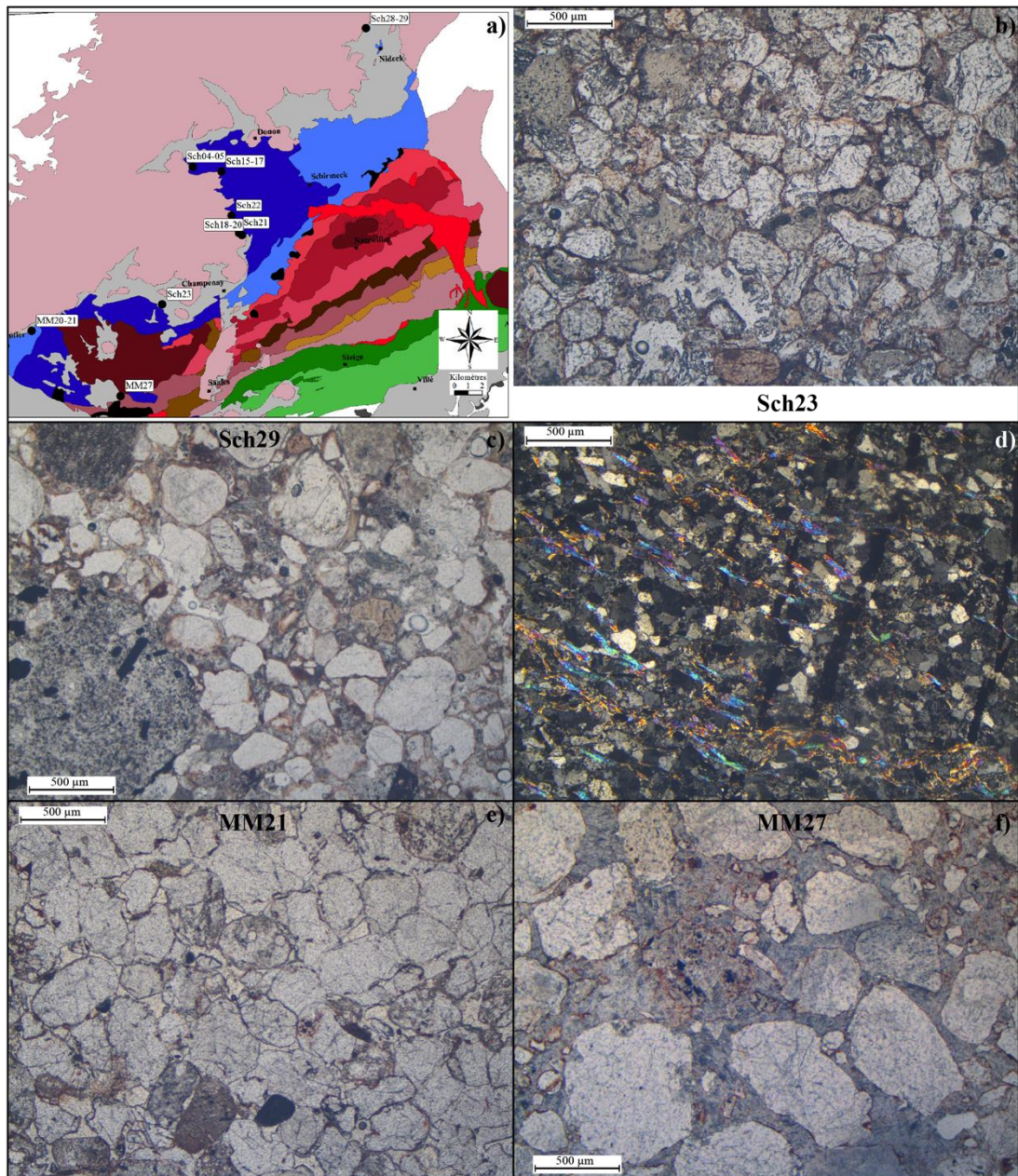


Figure 3.9 : a) carte de localisation des échantillons permien et triasiques sédimentaires. b) Sch 23 LPNA c) Sch 29 LPNA, d) Sch 05 LPA, e) MM 21 LPNA, f) MM 27 LPNA.

- Les échantillons triasiques :

Les échantillons de grès du Trias ont tous été prélevés le long de la bordure ouest des affleurements du massif volcanique de Schirmeck (Figure 3.9a). Dans l'ensemble, ils montrent une granulométrie plus hétérogène, des grains moins jointifs et plus anguleux que les échantillons permien. La matrice d'argiles et d'oxydes qui colmatent une partie du réseau poreux intergrains est moins présente (Figure 3.10a). La porosité des échantillons Sch 18, 20 et 21 dépend ainsi de la présence de cette matrice fine et des

grains de quartz plus ou moins fissurés. En base de la série, il existe certains niveaux de brèches remaniant des éléments de socle sous-jacent, comme c'est le cas pour l'échantillon Sch 22 qui est composé d'éléments grossiers de nature volcanique provenant du massif de Schirmeck (Figure 3.10b). On peut également observer des niveaux clairs, plus fins (représenté par l'échantillon Sch 19), d'épaisseur métrique où la matrice est essentiellement argilo-siliceuse (Figure 3.10c). Enfin, par endroits, comme c'est le cas pour l'affleurement de l'interface socle couverture où a été récolté l'échantillon Sch 16, certains niveaux présentent de nombreuses cavités remplies d'oxydes de fer et de manganèse pouvant aller jusqu'à des tailles centimétriques, traces d'anciennes concrétions carbonatées (*Theobald et al., 1975*) (Figure 3.10d).

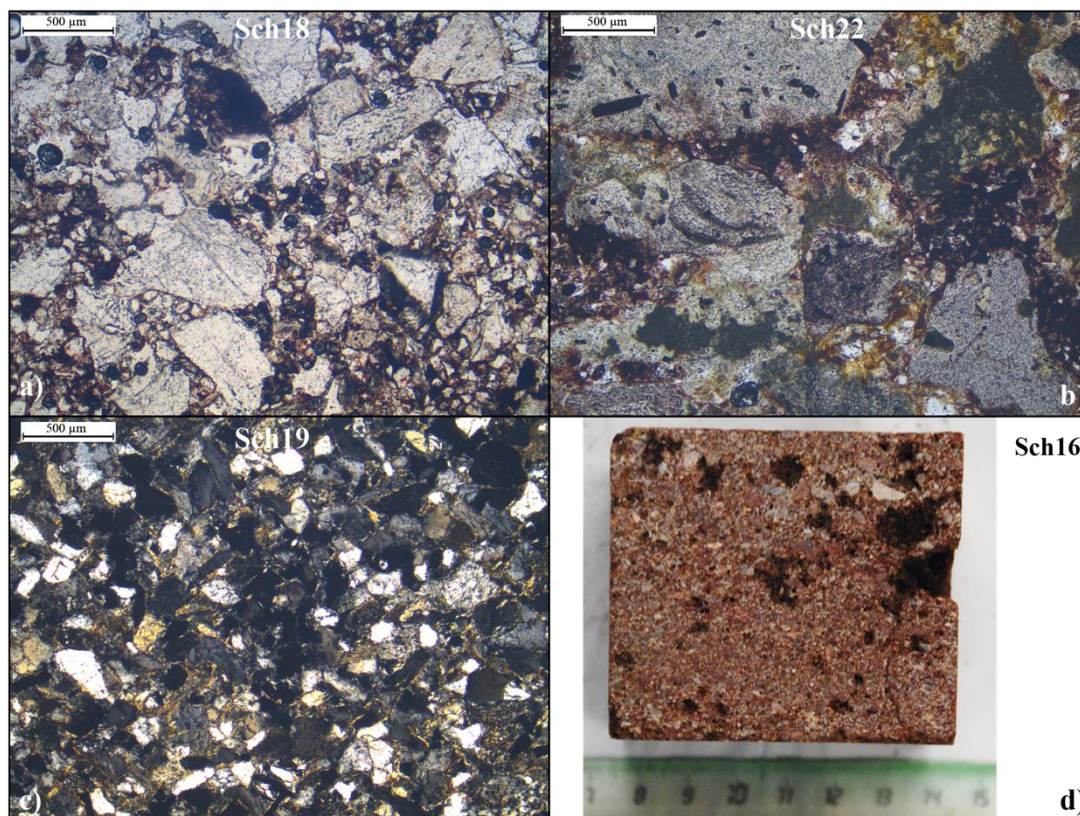


Figure 3.10 : échantillons triasiques : a) Sch 18 en LPNA, b) Sch 22 en LPNA, c) Sch 19 en LPA, d) Sch 16 vue d'une face sciée.

3.2.1.2. Les propriétés physiques

La description pétrographique nous amène à considérer des faciès à granulométrie hétérogène, ainsi que des porosités tantôt contrôlées par la fissuration, tantôt par les

espaces intergranulaires. Dans cette section, nous allons dans un premier temps observer les variations des caractéristiques propres (porosité, densité) en fonction de ces différents paramètres pétrographiques pour les échantillons pennsylvaniens, permien volcaniques puis permo-trias gréseux. Dans un second temps, nous allons étudier les courbes d'injection de mercure afin de discuter de la distribution de la taille des pores pour les différents groupes, et enfin les propriétés induites et des transferts liés à ces variations de porosité et pétrographiques.

- La porosité par saturation à l'eau et les densités :

Les échantillons des couvertures suivent la même relation linéaire entre la porosité et la densité apparente (Équation 3.1), qu'ils soient sédimentaires ou volcaniques (Figure 3.11a). À l'inverse, la densité des phases solides ne montre aucune évolution avec la porosité (Figure 3.11b), avec des valeurs similaires à l'ordonnée à l'origine de la courbe de densité apparente (à porosité nulle) qui est de 2,63. D'une part, cela indique que les variations minéralogiques matricielles décrites dans les descriptions pétrographiques n'ont pas d'influence sur la porosité des échantillons. Du point de vue pétrophysique, les variations minéralogiques sont donc faibles, les remplissages matricielles de nature différentes n'influencent pas les propriétés physiques. D'autre part, la densité de l'ensemble des échantillons est contrôlée par le couple quartz-feldspaths avec une densité de phase solide d'environ 2,63, et ainsi une densité apparente qui est fortement contrôlée par la porosité des échantillons. Cela indique également que l'ensemble de la porosité est connecté.

$$d_{app} = -0,03 \phi + 2,63 \text{ avec } R^2 = 0,949$$

Équation 3.1

Dans le détail, les échantillons volcaniques sont moins poreux que les échantillons sédimentaires, avec une porosité d'environ 5% en moyenne. Parmi les échantillons les plus poreux, dans l'ordre croissant, il y a les faciès hydrothermalisés Sch 30, Sch 28 et Sch 34 avec leurs vacuoles de tailles centimétriques. Parmi les échantillons sédimentaires, les échantillons permien ont une porosité comprises entre 12 et 15 %, et les échantillons triasiques sont les plus poreux (15 à 25 %) alors que seul Sch 05, dont on a vu qu'il possède de nombreuses fissures colmatées par des oxydes possède une densité apparente légèrement plus forte que la tendance globale pour une porosité très faible.

Pour les échantillons triasiques, la porosité semble contrôlée par les variations de granulométrie puisque l'échantillon le plus poreux est l'échantillon aux éléments les plus grossiers (Sch 22), suivi des échantillons Sch16 à 18 puis les échantillons Sch 19-20-21 dont la granulométrie est comparable (Tableau 3.2).

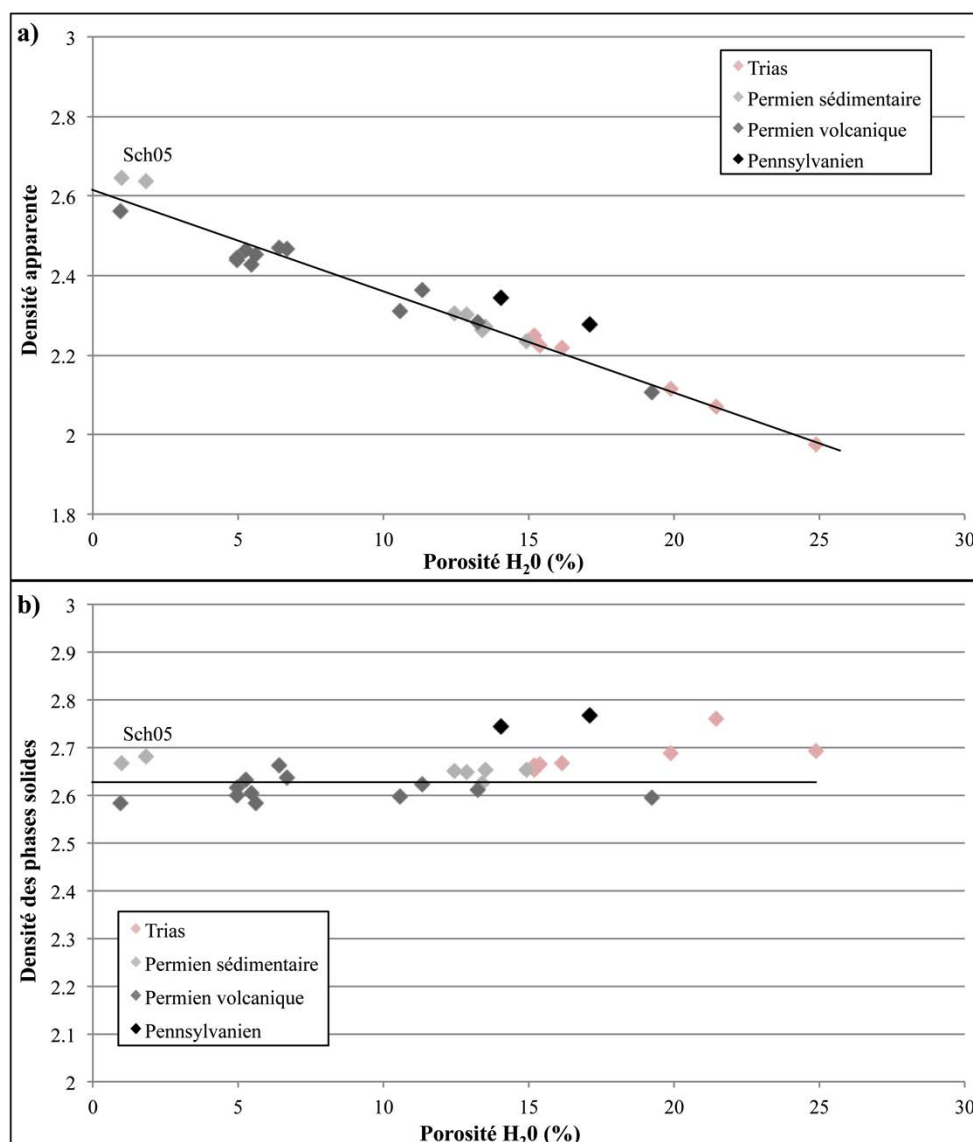


Figure 3.11 : a) densité apparente et b) densité des phases solides des échantillons de couverture en fonction de leur porosité.

- La porosité mesurée par injection de mercure :

Pour les échantillons pennsylvaniens, les faciès à granulométrie fine et à matière organique (CdF 77-78-79-81) ont une porosité qui ne dépasse pas 4% (Figure 3.12a). Pour CdF77 et 78, une grande proportion de cette porosité est mesurée pour des porosités

aux seuils d'accès très larges. Or cette porosité n'est pas visible en lames minces, ce qui suggère plutôt un artefact de la mesure avec des effets de rugosité sur les échantillons qui sont injectés dans les premiers paliers de pressions. A part ces effets de bords, les seuils d'accès de ces échantillons ne montrent pas d'organisation particulière et sont répartis sur l'ensemble de l'injection. Les échantillons plus grossiers (CdF 71 et 80) ont en revanche une porosité plus importante qui est concentrée sur des seuils d'accès inférieurs au micromètre (Figure 3.12a).

Pour les échantillons volcaniques, la distribution de la porosité en fonction des diamètres de seuils d'accès est homogène des échantillons les moins poreux vers les plus poreux, quelque soit le faciès volcanique. Pour les échantillons qui ont une porosité inférieure à 10% de porosité, une seule famille de seuil d'accès est présente et contrôle l'accès à la quasi totalité du volume poreux (1, figure 3.12b). Cette famille s'étend peu à peu vers des seuils plus larges, allant de 0,01 μm à 0,03 μm pour les porosités intermédiaires, et de 0,03 à 0,5 μm pour les échantillons dont les porosités supérieures à 10 %. L'échantillon Sch 34 est une exception, car il présente des seuils d'accès distribués sur toute la gamme de diamètres mesurés. Cette distribution des seuils d'accès peut être liée à la présence porosité vacuolaire, puisque l'observation pétrographique de l'échantillon montre qu'il est très riche en vacuoles de toutes tailles (Figure 3.8c).

Les mesures de porosité par saturation à l'eau ont montré que les échantillons sédimentaires permien sont dans l'ensemble moins poreux que les échantillons triasiques. Les essais d'injection de mercure confirment cette tendance (Figure 3.12c). La distribution des seuils accès montrent que pour les échantillons avec une porosité totale inférieure à 13%, une majorité est organisée en une seule famille de seuils d'accès (1, figure 3.12c). Ces seuils d'accès s'élargissent progressivement avec l'augmentation de la porosité, passant de 0,5-1,5 μm à 6-200 μm . Pour les échantillons les plus poreux, une seconde famille de seuils d'accès apparaît avec des diamètres plus petits (0,02 – 0,2 μm) (2, figure 3.12c).

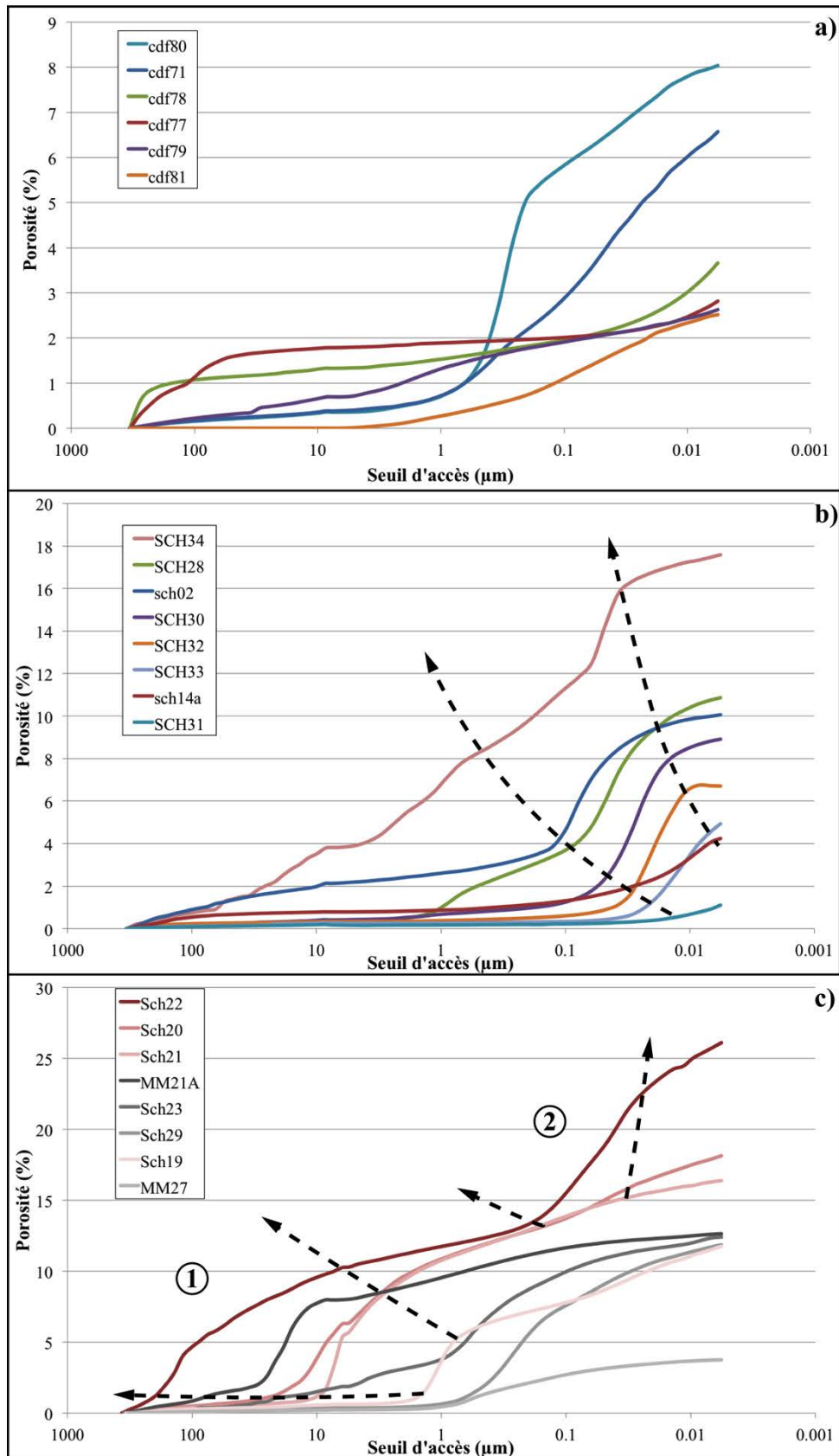


Figure 3.12 : courbes de première injection de mercure : a) pennsylvanien, b) coulées volcaniques, c) permien et trias. Les flèches représentent les évolutions des familles de seuils d'accès identifiées dans les échantillons.

- Les conductivités thermiques et vitesses des ondes P :

Bien que les échantillons pennsylvaniens, permien et triasiques suivent une relation identique du point de vue des densités, les propriétés induites montrent de fortes variations. Ainsi, les conductivités thermiques moyennes varient de 0,83 à 3,21 W.m⁻¹.K⁻¹, pour des vitesses d'ondes P allant de 2494 à 4326 m.s⁻¹ (Figure 3.13). Excepté les échantillons CdF 77-78 et Sch 22 pour les échantillons sédimentaires, deux tendances se distinguent clairement et traduisent une relation linéaire entre ces deux propriétés. Ces deux tendances correspondent respectivement aux échantillons provenant du volcanisme permien et aux échantillons d'origine sédimentaire.

Parmi les roches sédimentaires, les échantillons CdF 77 et CdF 78 s'éloignent de la tendance du fait de leur teneur en matière organique (Figure 3.7), les échantillons MM 21 et Sch 22 ont la particularité de contenir des clastes volcaniques (Figure 3.9). Pour tous les autres, qu'ils soient pennsylvaniens, permien ou triasiques, il existe une relation linéaire qui relie les deux propriétés selon l'équation 3.2 avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0,938$.

$$V_p = 1709 \lambda - 1200 \quad \text{avec } R^2 = 0,938$$

Équation 3.2

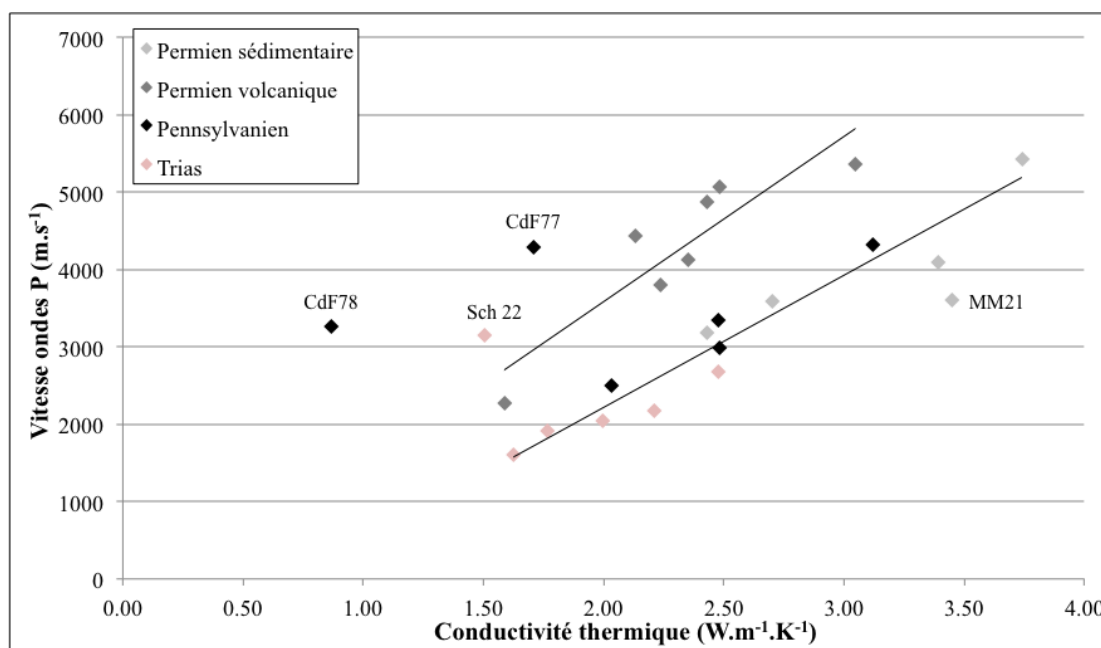


Figure 3.13 : vitesse de propagation des ondes P en fonction de la conductivité thermique des échantillons de couverture.

Les échantillons volcaniques suivent également une loi linéaire, mais avec des vitesses de propagation des ondes plus forte à conductivité thermique équivalente (Équation 3.3), avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0.811$. Ces vitesses plus fortes sont probablement un effet de la phase vitreuse qui favorise la propagation des ondes par rapport à la chaleur, et le coefficient de corrélation plus faible traduit une variabilité plus importante que pour les roches sédimentaires. Cette variabilité peut être mise en relation avec l'hétérogénéité minéralogique plus importante des échantillons volcaniques.

$$V_p = 2135 \lambda - 686 \quad \text{avec } R^2 = 0,811$$

Équation 3.3

3.2.1.3. La perméabilité

L'échantillon Sch 05 qui a la plus faible porosité des échantillons gréseux, a également la perméabilité la plus faible, $8,61 \cdot 10^{-5}$ mD (Figure 3.14). Les autres échantillons gréseux ont une perméabilité qui varie de la dizaine de millidarcy à quasi 1 Darcy (12.8 – 769 mD) et qui ne varie pas de façon linéaire avec la porosité. La porosité n'est donc pas le seul facteur impactant sur la perméabilité. Les courbes d'injections de mercure pour ces échantillons ont montré que le développement de la porosité est relié à un élargissement des diamètres d'accès qui devrait favoriser l'augmentation de la perméabilité. Pour les échantillons dont la porosité dépasse 13 %, une famille de seuils d'accès aux diamètres plus petits se développe également dans ces échantillons. Il est possible que cette famille de pore augmente la tortuosité du réseau poreux et empêchent le développement d'une perméabilité plus importante pour certains échantillons. L'unique échantillon pennsylvanien testé (*CdF 71*) s'inscrit dans la même tendance.

Pour les deux échantillons volcaniques qui ont pu être testé, la perméabilité mesurée pour Sch 02 est de 15 mD, et de 10^{-6} pour l'échantillon Sch 14, alors qu'ils ont une porosité identique autour de 5 %. Cette différence peut être expliquée en partie par les courbes d'injections de mercure : la porosité de l'échantillon Sch 02 est corrélée à la famille de seuils d'accès au diamètre entre 0,01 μm à 0,03 μm identifiée par ailleurs dans les autres échantillons volcaniques, tandis que la porosité de l'échantillon Sch 04 comprend des seuils d'accès bien plus petits.

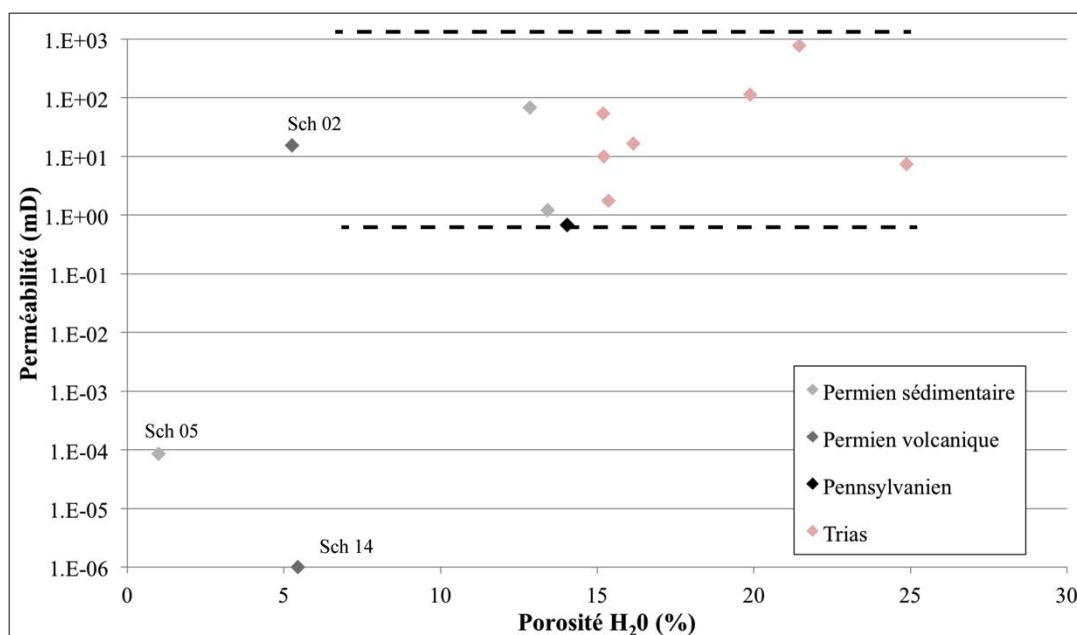


Figure 3.14 : perméabilité en fonction de la porosité des échantillons de couverture.

Pour l'ensemble des échantillons de couverture, on a donc un effet complexe des microstructures sur la perméabilité : la porosité totale ainsi que les seuils d'accès n'expliquent qu'en partie les résultats de perméabilité.

3.2.1.1. Synthèse

Les différents échantillons de la couverture sont replacés dans une série stratigraphique synthétique permettent de dégager les grandes tendances de l'évolution des propriétés matricielles des formations qui sont potentiellement au contact du socle sous-jacent (Figure 3.15).

Malgré la variabilité des faciès sédimentaires, notamment avec les échantillons riches en matière organique pennsylvaniens et la présence de coulées volcaniques permiennes, cet ensemble d'échantillons peut être considéré comme ayant une minéralogie homogène car ils ont une densité des phases solides homogène à 2,63. Ainsi, c'est la porosité qui joue un rôle majeur dans les variations de densité apparente, mais la conductivité thermique et la vitesse de propagation des ondes P dépendent plutôt de facteurs comme la granulométrie ou la compaction.

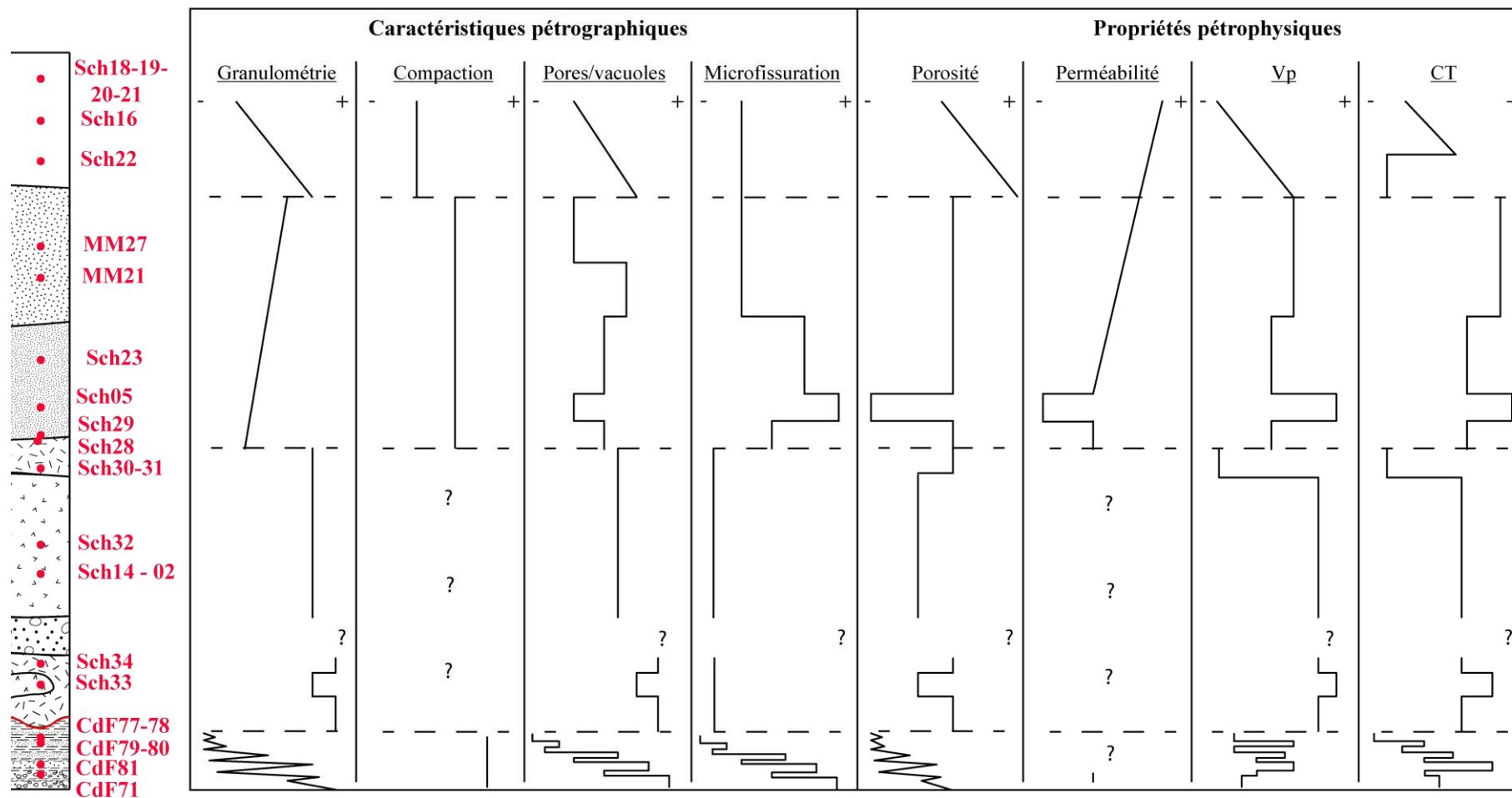


Figure 3.15 : log synthétique avec synthèse des caractéristiques pétrographiques et des propriétés pétrophysiques des échantillons de couverture.

Pour les échantillons sédimentaires, cette porosité est principalement liée à l'espace intergranulaire puisqu'excepté dans les quartz craquelés des échantillons de la couche de Champenay et dans les faciès conglomératiques pennsylvaniens, la fissuration transgranulaire est généralement absente. Cette porosité est alors contrôlée par la taille des grains et le taux de compaction de la série, ainsi que la présence ou l'absence d'une matrice qui colmate l'espace intergranulaire. Pour les échantillons de coulées volcaniques, la microfissuration est globalement absente à l'échelle des lames minces. La présence de vacuoles et de dissolutions de phases primaires permettent le développement d'une porosité de 5% pour une grande partie des échantillons.

Dans la série sédimentaire, la compaction diminue globalement depuis les échantillons pennsylvaniens jusqu'aux échantillons triasiques. La granulométrie quant à elle est extrêmement variable dans les échantillons pennsylvaniens, assez hétérogène dans les échantillons triasiques et plutôt homogène dans les échantillons permien. Ce sont les échantillons triasiques qui sont les plus poreux, avec des porosités pouvant atteindre jusqu'à 25% dans les faciès les plus grossiers et les moins compactés. Les échantillons permien sédimentaires et pennsylvaniens grossiers ont des porosités variant entre 5 et 15%. Enfin, les faciès fins pennsylvaniens, et un faciès fin permien (Sch 05) ont une porosité inférieure à 5%.

L'effet combiné de la granulométrie et de la compaction est également visible sur la taille de seuils d'accès : les seuils d'accès des échantillons fins pennsylvaniens sont les plus petits ($< 1 \mu\text{m}$), alors que le diamètre augmente avec la porosité de $0,5 \mu\text{m}$ à $200 \mu\text{m}$ pour les échantillons permien et triasiques. A noter que la cimentation inter-granulaire argileuse observée dans une partie des échantillons ne semble influencer la porosité et les seuils d'accès que de façon mineure car on ne constate pas de différence notable au niveau des seuils d'accès. A l'inverse, la présence d'un ciment calcitique (MM 27) et la présence de matière organique dans les échantillons pennsylvaniens diminuent fortement les seuils d'accès.

Enfin, la minéralogie à peu près constante, la globale absence de microfissuration permet d'établir de claires relations linéaires entre les conductivités thermiques et la vitesse de propagation des ondes P, pour les échantillons sédimentaires d'une part (Équation 3.2) et pour les échantillons volcaniques d'autre part (Équation 3.3).

3.2.2. Les séries métamorphiques

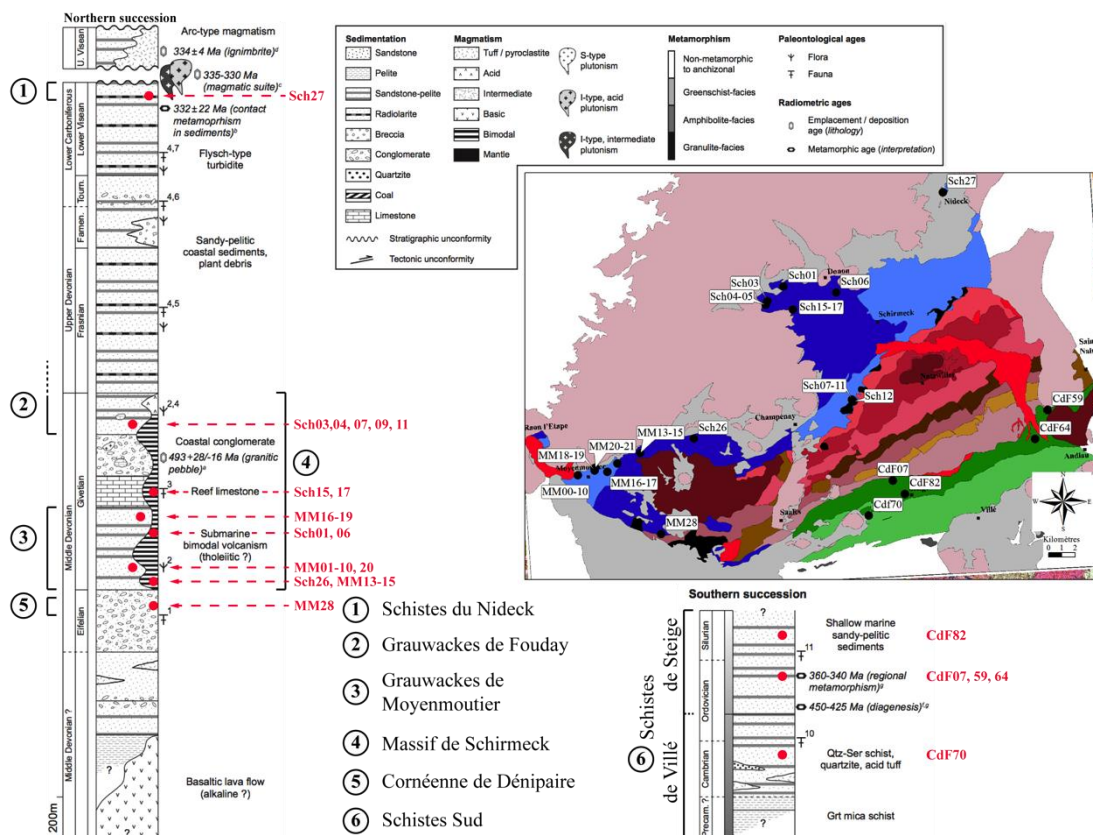


Figure 3.16 : carte de localisation des échantillons métamorphiques et log synthétique des séries d'après Skrzypek et al. (2014) sur lequel ont été placé les échantillons.

Les échantillons des roches métamorphiques de la zone étudiée sont répartis au Nord et au Sud du massif magmatique du Champ-du-Feu (Figure 3.17). Au Nord, ils appartiennent au domaine saxo-thuringien, avec la série de la Bruche (origine principalement sédimentaire) et le massif de Schirmeck-Rabodeau (origine volcanique). Au Sud, ils constituent la terminaison ouest du domaine teplà-Barrandian et forment un massif schisteux se terminant en biseau entre le massif du Champ-du-Feu et la zone de faille de Lalaye-Lubine (section 1.5.2.3). Les échantillons ont été replacés dans le log synthétique établi par Skrzypek et al. (2014). Si certains faciès n'ont pu être échantillonnés comme les faciès de calcaires récifaux qui sont relativement locaux dans la série de la Bruche, l'ensemble des échantillons sont prélevés dans les roches d'origine détritique qui composent une grande partie de cette série, de l'intrusion volcanique massive de Rabodeau-Schirmeck et des Schistes du Sud. Dans l'objectif d'une caractérisation globale des propriétés réservoirs de l'ensemble du massif, ils sont ainsi considérés comme représentatifs de l'ensemble des séries en première approximation.

Dans cette partie, les descriptions des échantillons sont regroupées selon leurs trois origines, sédimentaires, magmatiques et métamorphiques, et leurs caractéristiques pétrographiques sont résumées dans le tableau 3.3.

3.2.2.1. Description pétrographique

- La série de la Bruche

La série de la Bruche est principalement représentée par le faciès cartographique des grauwackes de Moyennoutier (MM 01 à 12, MM 16 à 20), les échantillons MM 01 à 10 sont prélevés dans une zone de faille. Dans la partie Ouest, les échantillons MM 01 à 10 et MM 20 sont principalement composés de quartz de granulométrie fine (environ 100 µm) et d'argiles, ils montrent une forte compaction (Figure 3.17a). Les échantillons MM 01 à 10 sont caractérisés par une intensité de la fracturation variable qui dépend de leur position dans la zone de faille (voir section 3.2.5), la plus part des fissures sont colmatées soit par des oxydes soit par du quartz. Certaines veines d'épaisseur millimétrique, à remplissage de quartz-biotites-argiles précoces sont également visibles. Le litage n'est visible que loin de la zone de faille (MM 20), où il est souligné par des oxydes. La porosité de ces échantillons n'est présente que dans certaines fissures non totalement colmatée. Plus à l'Est, les échantillons MM 16 à 19 montrent une variation progressive des faciès, à la fois vers des granulométries plus importantes et un apport croissant en éléments d'origine volcanique (pyroclastites de Senones). Ainsi, l'échantillon MM 16 possède de nombreux clastes de feldspaths plus ou moins altérés, avec de grands pores anguleux ouverts dans certaines espaces intergrains (dissolution d'une des phases minérales ?) et dans les fissures ouvertes (Figure 3.17b). L'échantillon MM 17 représente le faciès de base des grauwackes. Des remplissages de barytine colmatent une partie des fissures (Figure 3.17c). La proportion d'argiles et la granulométrie augmentent pour MM 11-12 et MM 18-19 par rapport au faciès de base, avec la présence d'éléments de plus en plus grossiers de MM 11 à 19, arrondis, avec une forte proportion d'argiles présente à la fois en position matricielle et en altération des clastes (Figure 3.17d). Les clastes sont d'origine magmatique (quartz, feldspaths) et sédimentaire (matière organique). Les échantillons MM 11 et 12 ont une quantité importante de fissures colmatées principalement par des oxydes, alors que MM 18 et 19 ne présentent pas de trace de microfissuration.

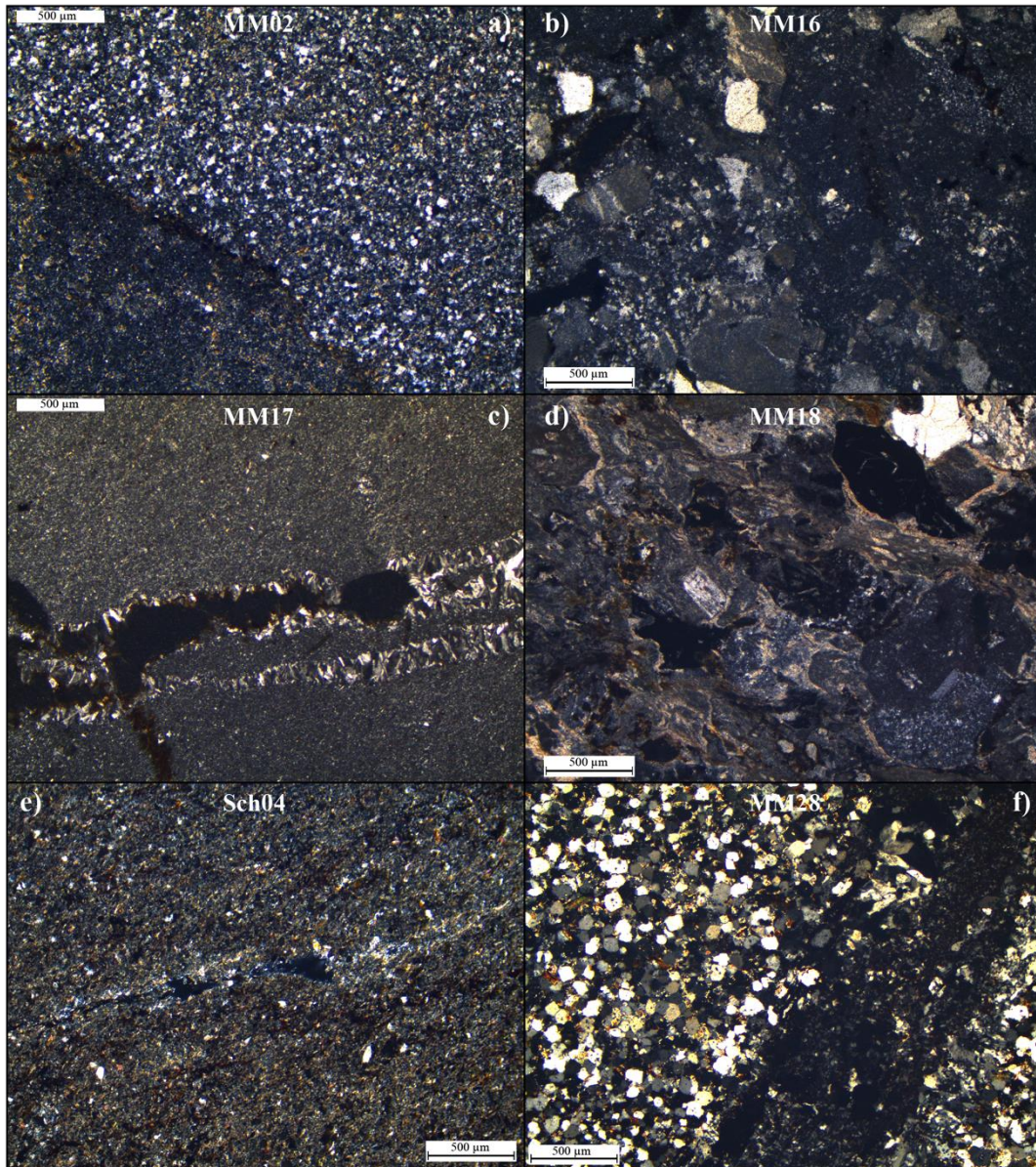


Figure 3.17 : lames minces LPA des échantillons de la série de la Bruche : a) MM 02, b) MM 16, c) MM 17, d) MM 18, e) Sch 04 et f) MM 28.

La série de la Bruche est également représentée par les grauwackes de Fouday (Sch 03, 04, 07, 08, 09 et 11) ainsi que la cornéenne de Dénipaire (MM 28) et les schistes du Nideck (Sch 27). Les schistes du Nideck ont une granulométrie plus fine que les faciès fin de grauwackes, mais à minéralogie globalement équivalente. Les échantillons Sch 03 et 04 sont globalement des équivalents des faciès fins des grauwackes de Moyenoutier. Ils s'en distinguent par une plus forte proportion d'oxydes dans la matrice pour Sch 04 (Figure 3.17e), et d'une microfissuration importante localisée dans des lits légèrement plus grossiers visibles dans Sch 03. Les échantillons Sch 07, 08, 09 et 11 ont également les mêmes caractéristiques matricielles, sans oxydes et une fissuration importante avec

des minéralisations secondaires variées. Enfin, la cornéenne de Dénipaire (MM 28) représente un faciès légèrement plus grossier, avec également quelques biotites dans la matrice, et des veines à remplissage d'oxydes et des quartz (Figure 3.17f). C'est principalement dans ces veines qu'on observe une porosité liée au remplissage partielle par les minéralisations.

- Le massif de Schirmeck

Les échantillons du massif de Schirmeck récoltés sont représentatifs des faciès des pyroclastites de Senones (*MM 13 à 15 et Sch 26*), des spillites (*Sch 01 et 06*) et des brèches volcaniques (*Sch 15 et 17*). En lames minces, ils montrent une matrice composée de plagioclases, de feldspaths et de quartz englobant une proportion variable d'éléments plus grossiers et de même nature, ainsi que des chlorites plus ou moins argilisées (Tableau 3.3). Ainsi, Sch 15 est le faciès le plus fin, sans porosité visible, avec des zones d'oxydation formant des filonnets au travers de la matrice (Figure 3.18a). Sch 17 provient du même faciès, mais à l'interface avec la couverture triasique. Des plages d'oxydes et d'amorphes remplacent une bonne partie de la matrice fine, La porosité est composée de fissures et de cavités de tailles hétérogènes pouvant aller jusqu'au centimètre (Figure 3.18b). L'échantillon Sch 01 est composé d'une matrice à grains de quartz et de granulométrie assez homogène, dans laquelle on observe quelques plages de calcite (Figure 3.18c). Ces calcites sont également présentes sous forme de remplissage de fissure, alors que d'autres fissures d'épaisseur pluri-millimétrique contiennent une paragenèse à chlorite, quartz et oxydes. L'échantillon Sch 06 est composé surtout de baguettes de plagioclases et de feldspaths, avec une matrice de chlorites mal cristallisées et d'oxydes qui sont des fantômes d'anciens minéraux primaires avec une taille moyenne d'environ 100 μm . La granulométrie de cet échantillon est la plus homogène de ce groupe d'échantillons. (Figure 3.18d). Quelques microfissures sont remplies d'oxydes dont la morphologie se distingue des oxydes matriciels. L'hétérogénéité de granulométrie s'accroît avec Sch 26, où des clastes de feldspaths et de quartz peuvent atteindre des tailles millimétriques et sont englobés dans une matrice fine (Figure 3.18e). On y retrouve des chlorites et des oxydes mais uniquement par petites plages dans la lame. Des chlorites colmatent également l'unique fissure visible. Enfin, les échantillons MM 13 à 15 montrent des fortes valeurs du rapport clastes/matrice fine, et des plages de chlorites et d'oxydes accompagnées de calcite également en quantité plus importante (Figure 3.18f).

Tableau 3.3 : tableau de synthèse des observations pétrographiques des échantillons métamorphiques avec : composition globale classée par ordre proportion relative, granulométrie moyenne, type et volume qualitatif de porosité et minéralisations secondaires.

	Lithologie	Echantillons	Commentaire général	Composition	Granulométrie moyenne	Porosité	Type de porosité	Microfissuration	Minéralisations
Série de la Bruche	Schistes du Nideck	Sch 27	Très homogène	Argiles - quartz	< 20 µm	-	-	-	-
	Grauwackes de Fouday	Sch 03	Avec bancs légèrement plus grossiers fracturés	Quartz - argiles	<50 µm	-/+	fissures	+	Oxydes
		Sch 04	Zones riches en oxydes	Quartz - argiles	<50 µm	-	-	-	Quartz
		Sch 07, 08, 09, 11	Fracturés avec minéralisation diverses	Quartz - argiles	<50 µm	+	fissures	++	Diverses
		MM 01-10	Dans zone de faille	Quartz - argiles	<50 µm	-/+	fissures	++	Qz/bt/argiles - oxydes
	Grauwackes de Moyennoutier	MM 20	Litage visible	Quartz - argiles	<50 µm	-	fissures	+	Qz - oxydes
		MM 17	Litage visible	Quartz	<50 µm	+	fissures	++	Barytine - oxydes
		MM 16	Avec clastes grossiers	Quartz - Feldspaths	100 µm	++	Pores - fissures	++	Oxydes
		MM 11-12	Litage visible	Argiles – lithoclastes (qz, Fls)	100-200 µm	+	fissures	+++	Oxydes – Qz/amorphes
		MM 18-19	Lithoclastes arrondis divers origines	Argiles – lithoclastes (qz, Fls, MO)	200 µm – 1 cm	+	pores	-	-
		MM 28	-	Quartz – argiles - biotites	50-100 µm	-/+	fissures	+	Quartz - oxydes
	Cornéenne de Dénipaire	MM 28	-	Quartz – argiles - biotites	50-100 µm	-/+	fissures	+	Quartz - oxydes

	Lithologie	Echantillons	Commentaire général	Minéraux principaux	Granulométrie moyenne	Porosité	Type de porosité	Microfracturation	Minéralisations
Massif de Schirmeck	Brèche volcanique	Sch 15	Version « saine »	Pl - fls - qz	≈ 20 μm	-	-	-	-
		Sch 17	Version altéré	Pl - fls - qz + oxydes et amorphes	≈ 20 μm	++	Pores - fissures	+	Oxydes
	Spillites	Sch 01	Granulométrie homogène -	Qz - fls - cal	10 - 100 μm	-	Fissures	+	Chl/qz/oxydes - calcites
		Sch 06	Granulométrie homogène +	Pl - fls - chl - oxydes - qz	50 - 100 μm	-	Fissures	+	Oxydes - argiles
	Pyroclastites de Senones	Sch 26	Granulométrie hétérogène	Qz - pl - fls - chl - oxydes	10 - 1000 μm	-	Fissures	-/+	Chlorites
		MM 13-15	Granulométrie hétérogène	Qz - pl - fls - chl - cal oxydes	10 - 2000 μm	-	Fissures	-/+	Calcites - oxydes
Schistes Sud	Schistes de Villé	CdF 70	Très friable	Qz - argiles - Ms - oxydes	< 50 μm	++	Pores et fissures	++	Oxydes
	Schistes de Steige	CdF 82	Très friable	Qz - argiles - Ms - oxydes	< 50 μm	++	Pores et fissures	++	Oxydes
		CdF 07	Faciès à nodules	Qz - argiles - cord	< 20 μm	-/+	fissures	-/+	Quartz - oxydes
		CdF 59	Faciès « gros grains »	Qz - argiles - biotites	100 μm	-	-	-	-
		CdF 64	Faciès hétérogène	Qz - Fls - bt - chl - cal - oxydes	50 - 200 μm	-	-	-	-

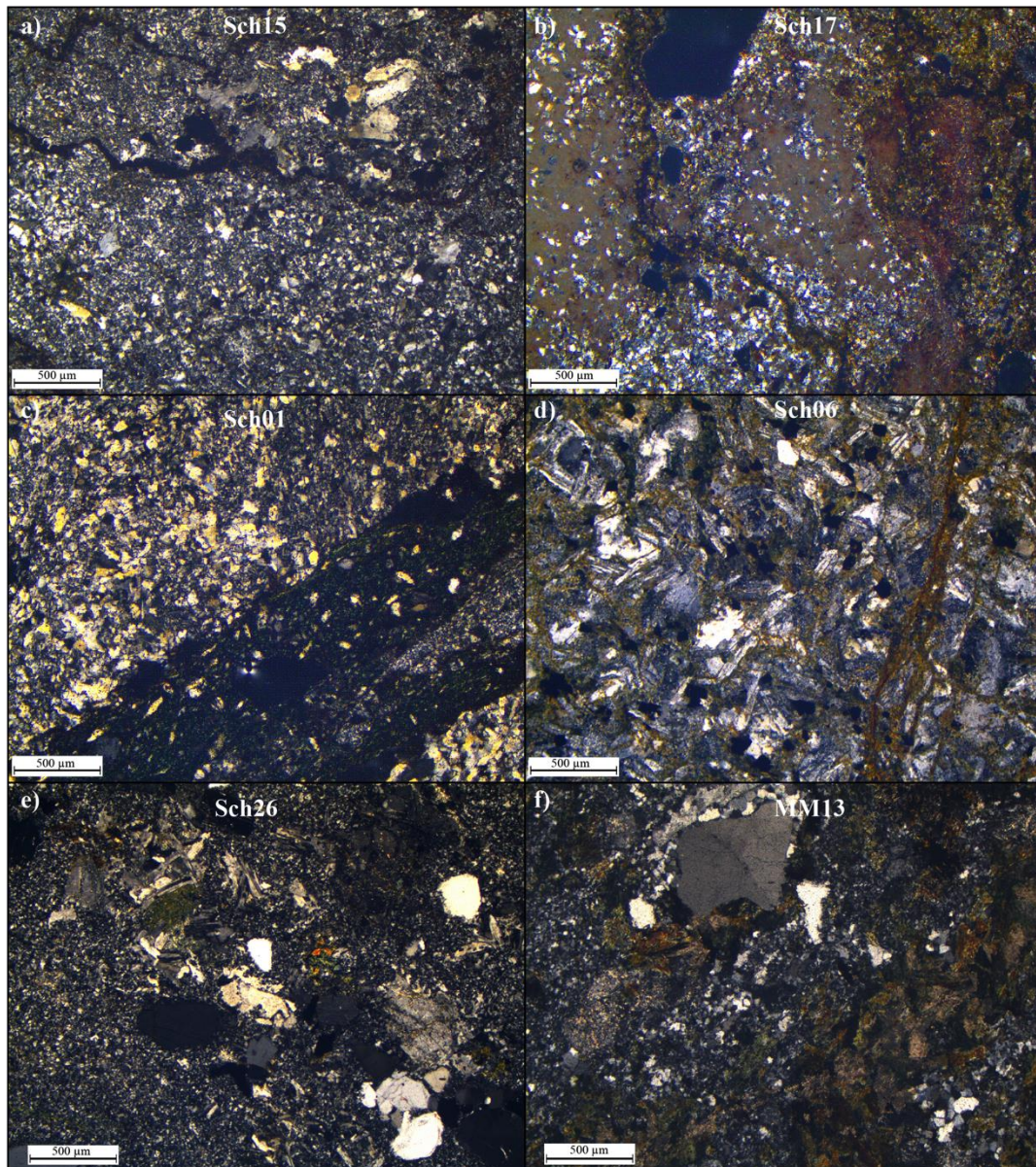


Figure 3.18 : lames mines des échantillons du massif de Schirmeck en LPA : a) Sch 15, b) Sch 17, c) Sch 01, d) Sch 06, e) Sch 26, f) MM 13.

Excepté Sch 17, la porosité de ce groupe d'échantillon est rarement visible en lame-mince, sauf dans des zones de fissures où le remplissage secondaire n'a été que partiel.

- Les schistes du Sud

Les schistes du Sud affleurent sur une large bande orientée E-W le long de la zone de faille de Lalaye-Lubine. Leur caractère schisteux et leur faible cohésion rendent leur échantillonnage difficile. Ainsi les schistes de Villé ne sont représentés que par un

unique échantillon CdF 70 (Figure 3.19a). Les foliations sont composées de niveaux de quartz et d'argiles et de quelques muscovites et biotites, la porosité est importante et située entre les différents plans de schistosité. Autour de certaines fissures, on observe que le colmatage des oxydes présent dans les fissures pénètre cette porosité de schistosité sur environ un millimètre d'épaisseur de part et d'autre des fissures.

L'échantillon représentant les schistes de Steige est l'échantillon CdF 82, les autres échantillons étant récoltés dans les différentes faciès liés au métamorphisme thermique qu'a subi cette formation au contact de la granodiorite du Hohwald et du granite d'Andlau. Ainsi, CdF 07 est le faciès de Schistes à Nodules de cordiérite (Figure 3.19b) qui peut former des amas de l'ordre de 200 μm , le tout dans une matrice quartzo-argileuse plus fine que celle des échantillons précédents. La porosité est localisée dans des veines de quartz sous la forme d'une forte microfissuration à remplissage d'oxydes. Avec CdF 59, la granulométrie augmente, les grains de quartz et les fantômes de minéraux primaires argilisés sont sub-arrondis, et on observe également une forte proportion de biotite (Figure 3.19c). Ces dernières sont orientées préférentiellement selon la schistosité. Enfin, CdF 64 représente le faciès le plus hétérogène, formé de quartz et feldspaths en baguette, de biotites plus ou moins lessivées ainsi que d'amas d'un mélange de chlorite, de calcite et d'oxyde, provenant vraisemblablement de l'altération de minéraux primaires (Figure 3.19d). Dans l'ensemble, les échantillons provenant des zones à métamorphisme de contact ne montrent pas de traces de microfissuration ni de porosité importante.

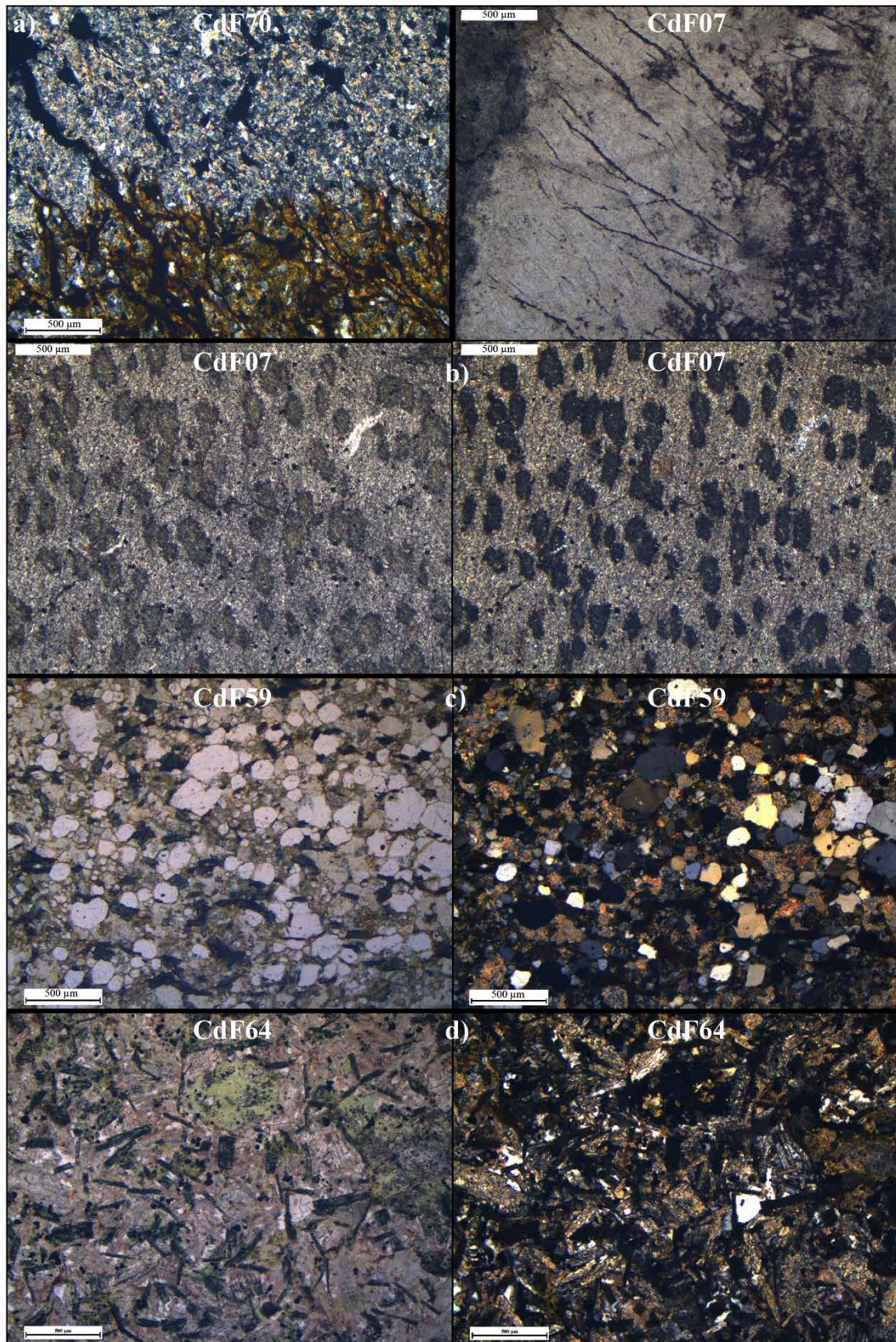


Figure 3.19 : lames minces : a) CdF70 en LPA , b) CdF07 : veine de quartz LPNA, minéralogie générale LPNA et LPA c) CdF59 LPNA et LPA et d) CdF64 LPNA et LPA.

3.2.2.2. Les propriétés physiques

- La porosité à l'eau et les densités

La porosité des échantillons métamorphiques n'excède jamais 10%, excepté pour l'échantillon Sch 17 qui a été prélevé à l'interface avec la couverture sédimentaire et qui a une porosité de 15 %, cet échantillon est considéré comme représentatif de l'effet de processus supergène. Globalement, l'évolution de la porosité suit une relation linéaire avec la densité apparente selon deux tendances distinctes (Figure 3.20a). Le comportement de ces deux groupes d'échantillons est dépendant de leur composition minéralogique : les échantillons contenant principalement des quartz, feldspaths et plagioclases se regroupent selon la tendance (1), avec un fort coefficient de corrélation traduisant une certaine homogénéité minéralogique (Équation 3.4). Qu'ils soient d'origine sédimentaire ou volcanique, les échantillons avec une minéralogie plus variée, comme les schistes du Sud, les pyroclastites de Senones, les spillites ou ceux à matière organique (MM 18-19), s'alignent sur une seconde tendance (2), avec une densité globalement plus forte de 0,1 g.cm⁻³ par rapport à la tendance (1) et pour une porosité équivalente (Figure 3.20a). Cette variabilité plus importante de minéralogie est confirmée par un coefficient de corrélation plus faible (Équation 3.5).

Néanmoins, l'évolution de la densité apparente avec la porosité (pente de la droite) est identique pour les deux groupes d'échantillons, malgré la différence de minéralogie initiale. Les ordonnées à l'origine de ces deux droites sont comparables aux densités de phase solide mesurée au picnomètre à gaz. En effet, ces densités varient de 2.65 pour les échantillons principalement composés de quartz et de feldspaths à 2.84 pour les échantillons avec une quantité importante d'oxydes et de minéraux ferromagnésiens, sans que cette variation ne soit corrélée avec une évolution quelconque de la porosité indiquant qu'il n'y a pas de porosité non connectée (Figure 3.20b).

$$d_{app} = -0.0265 \phi + 2,6838 \quad \text{avec } R^2 = 0,929$$

Équation 3.4

$$d_{app} = -0,0247 \phi + 2,7653 \quad \text{avec } R^2 = 0,863$$

Équation 3.5

Les échantillons les plus poreux sont les échantillons MM 11 à 16 pour les grauwackes et CdF 70 pour les schistes du Sud, ainsi que l'échantillon Sch 07 pour les grauwackes de Fouday. Ces échantillons ont été identifiés comme ceux présentant le plus de microfissures ouvertes en lames minces.

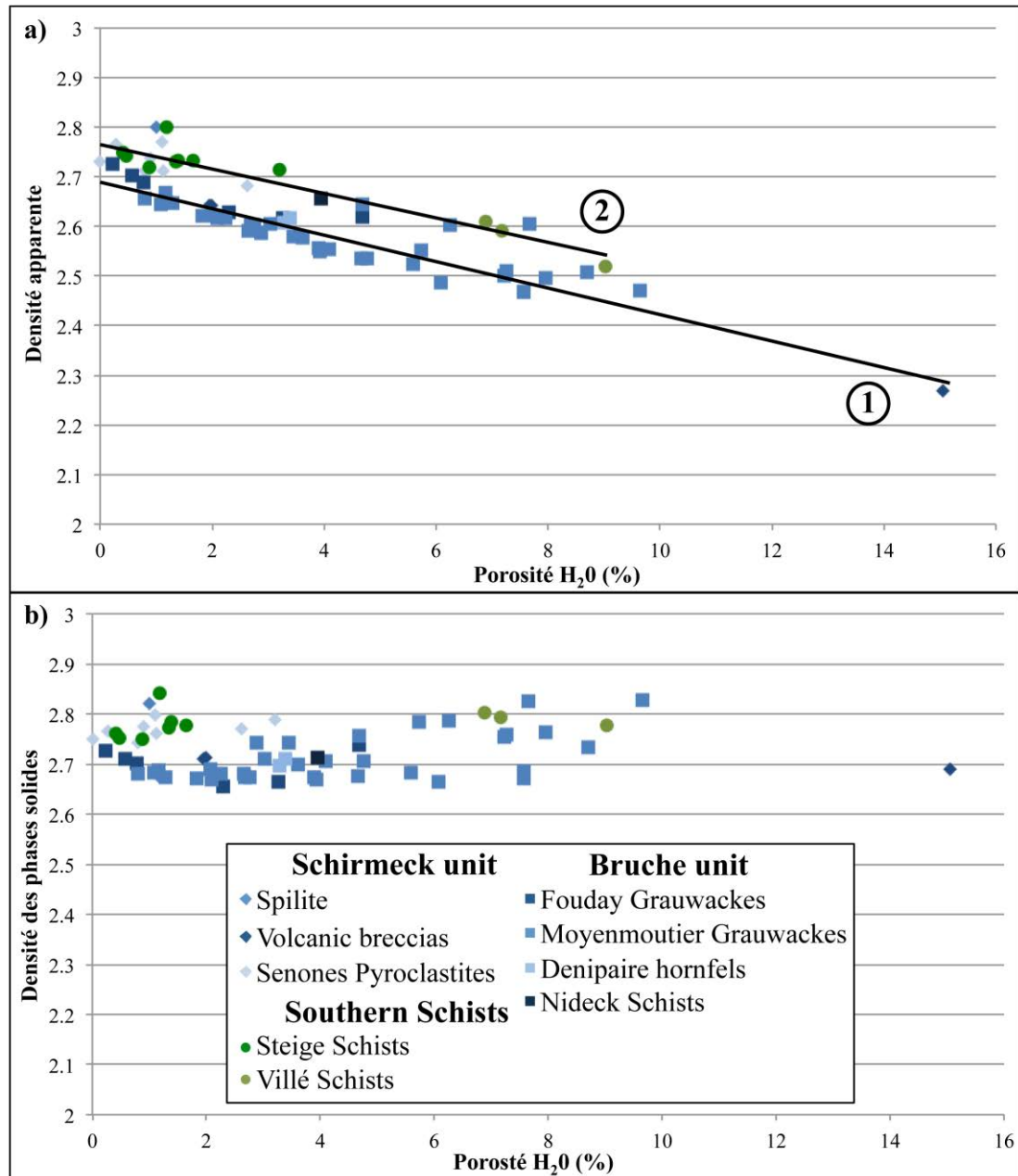


Figure 3.20 : a) densité apparente et b) densité des phases solides en fonction de la porosité des échantillons métamorphiques.

- La porosité mesurée par injection de mercure

Les courbes d'injection de mercure ont été regroupées en fonction des trois groupes précédemment décrits, avec les échantillons d'origine sédimentaire pour la tendance 1 (Figure 3.21a), les échantillons d'origine sédimentaire et volcanique et ceux des Schistes du Sud qui suivent la tendance 2 (Figure 3.21b), (Figure 3.21c).

Pour les échantillons du premier groupe, la porosité maximale est de 9,75%. Les courbes d'injections montrent que l'on peut subdiviser les échantillons en fonction des seuils d'accès à la porosité en trois sous-groupes :

- Les échantillons à porosité faible, inférieure à 2,5 %, ont globalement des seuils d'accès qui sont distribués de façon homogène sur l'ensemble de la plage de mesure sans qu'une famille préférentielle ne soit détectable.
- Les échantillons à porosité supérieure à 2,5% accessible à travers des seuils d'accès $< 0,1 \mu\text{m}$.
- Deux échantillons dont la porosité est également accessible par une gamme de seuils d'accès, mais de diamètre supérieur à la précédente : vers $0,2 \mu\text{m}$.

Globalement, les échantillons dont la porosité est supérieure à 2,5% sont ceux où on a observé la présence de microfissures en lames minces. Ainsi, les deux familles de diamètres d'accès restreint vers $0,1$ et $0,2 \mu\text{m}$ peuvent être considérées comme étant l'expression de cette microfissuration. Pour les échantillons peu poreux, la distribution « large spectre » correspond au bruit de fond de la porosité intergranulaire dont les seuils d'accès sont très variables.

Les échantillons suivant la tendance 2 ont une minéralogie plus hétérogène que ceux qui suivent la tendance 1. Cette hétérogénéité est également une caractéristique des courbes d'injections de mercure. Bien que les échantillons analysés soient globalement moins poreux (maximum 3,3 %), on constate surtout que la porosité est de manière générale distribuée sur l'ensemble du spectre des seuils d'accès. Ainsi, pour ce groupe d'échantillons, c'est la porosité inter et/ou intragranulaire liée à la variabilité minéralogique qui domine. Seul Sch 26B, faciès microfissuré de l'échantillon Sch 26 (cf section 3.2.5) possède une famille de seuil d'accès bien définie autour de $0,1 \mu\text{m}$.

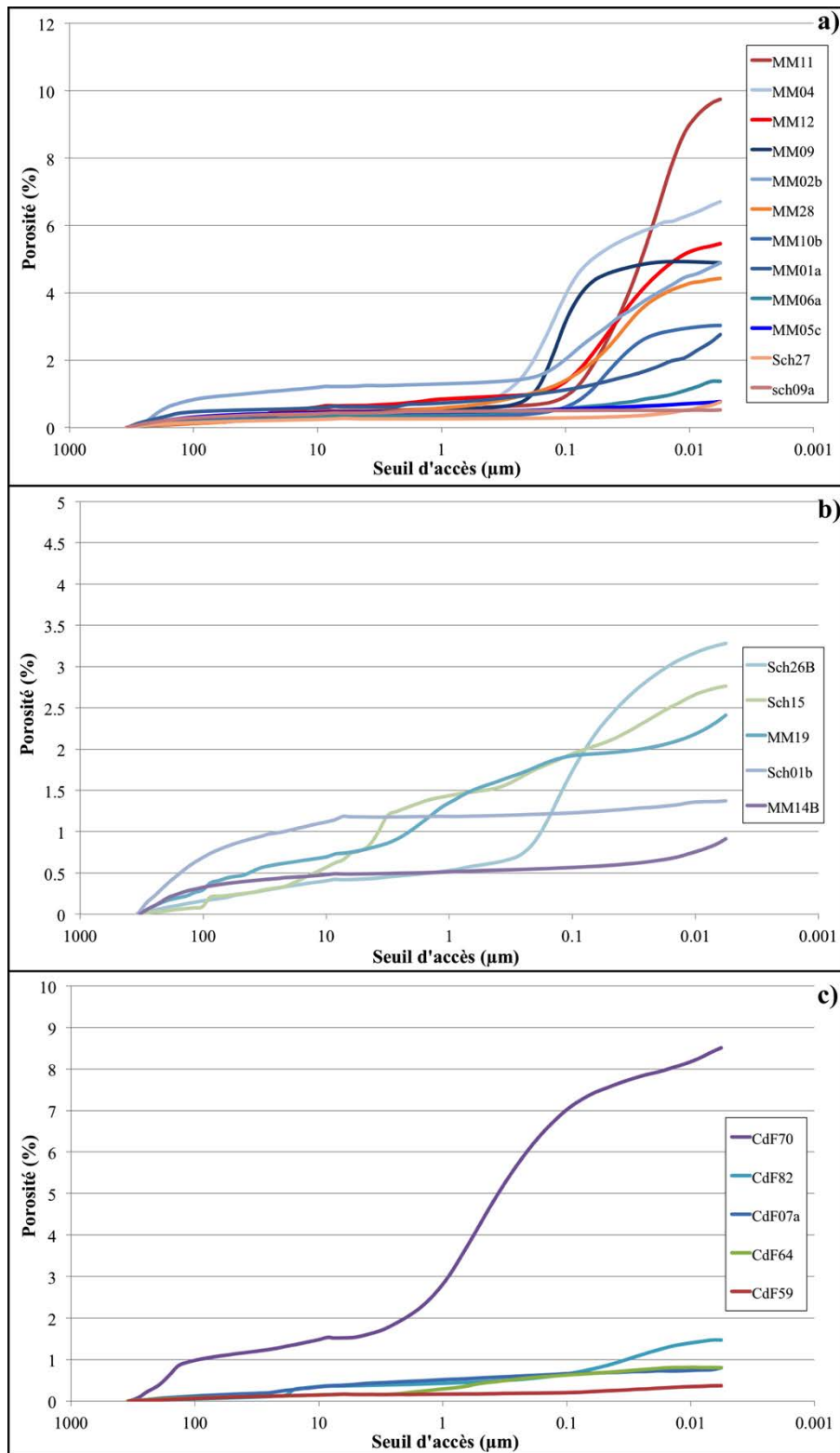


Figure 3.21 : courbes de première injection de mercure des échantillons des unités métamorphiques : a) suivant la tendance 1, b) suivant la tendance 2, c) schistes Sud.

Enfin, dans les schistes Sud, le seul échantillon significativement poreux (CdF 70 avec 8,5%) montre une porosité distribuée sur l'ensemble des seuils d'accès, même si on

constate une inflexion de la courbe pour des seuils d'accès compris entre 0,1 et 1 μm et pour des seuils inférieurs à 0,01 μm . Cet échantillon montre en lame mince une porosité composée de microfissures et des pores intergranulaires qui peuvent être importantes. En comparaison avec les groupes précédents, on peut supposer que la famille entre 0,1 et 1 μm est due à la microfracturation comme c'est le cas pour les échantillons du groupe 1, et le « bruit de fond » comme étant la signature de la porosité intra- et inter- granulaire comme c'est le cas pour les échantillons du groupe 2.

- Les conductivités thermiques et vitesses des ondes P

Excepté l'échantillon Sch 17, dont on a vu sa particularité en lames minces étant donné qu'il représente l'interface socle/couverture, la comparaison des vitesses des ondes P et des conductivités thermiques conservent la séparation en deux groupes des échantillons (Figure 3.22a).

Ainsi, les échantillons du groupe 1 de grauwackes de Moyennoutier (*MM 01-10 et MM 20*) et de Fouday (*Sch 07-09*) qui sont principalement de minéralogie quartzique suivent une tendance linéaire avec un relativement bon coefficient de corrélation (Équation 3.6). Les échantillons étant globalement de composition et de granulométrie identiques, cette tendance est seulement le résultat de l'évolution de la porosité. En effet, comme le montrent les graphiques V_p et CT en fonction de la porosité (Figure 3.22b & c), l'augmentation de la porosité induit une baisse, de manière linéaire, de ces deux propriétés. Pour les échantillons du groupe 2, la tendance linéaire est également présente, avec néanmoins un coefficient de corrélation plus faible, du fait de la variabilité minéralogique plus importante (Équation 3.7). La différence de comportement entre les deux groupes est due aux V_p qui sont plus fortes pour le groupe 2 à CT équivalente.

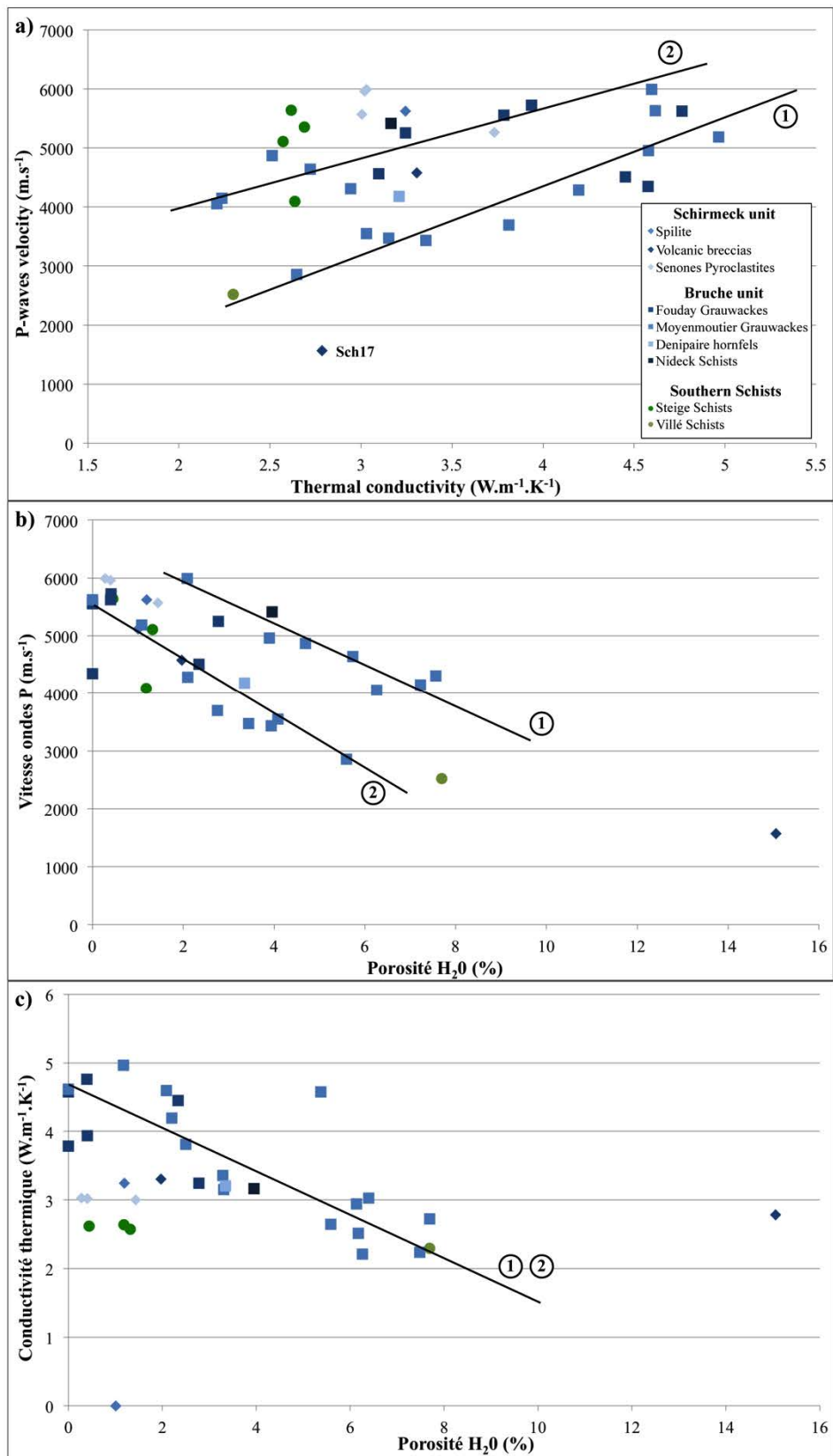


Figure 3.22 : vitesse de propagation des ondes P en fonction de la conductivité thermique des échantillons métamorphiques.

$$V_p = 1154 \lambda - 256 \quad \text{avec } R^2 = 0,792$$

Équation 3.6

$$V_p = 834 \lambda + 2299 \quad \text{avec } R^2 = 0,521$$

Équation 3.7

3.2.2.3. La perméabilité

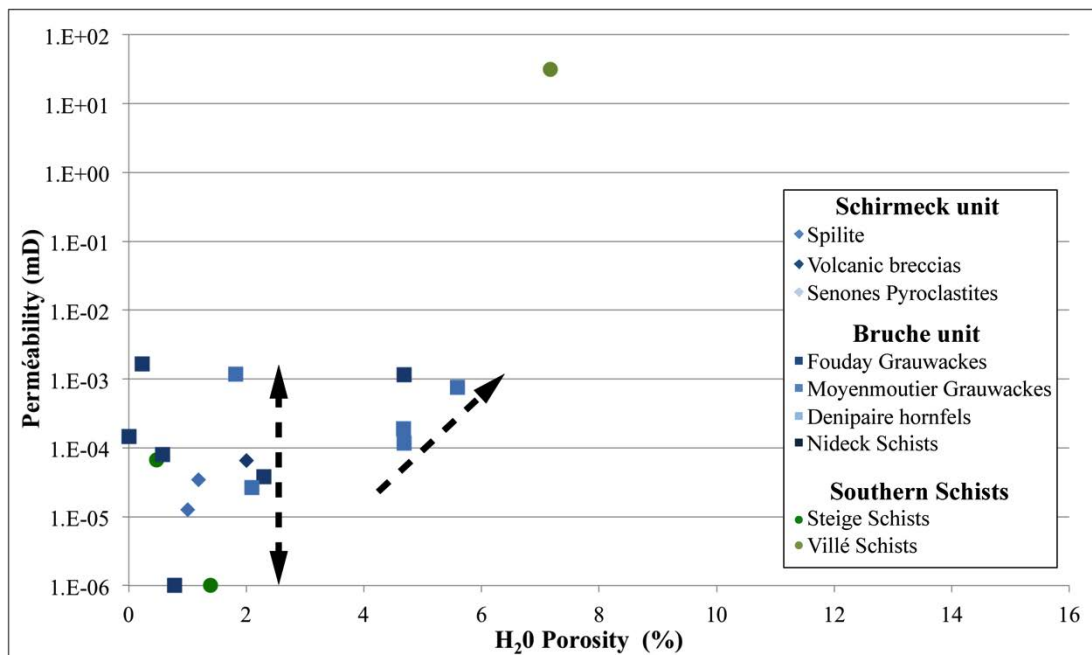


Figure 3.23 : perméabilité matricielle en fonction de la porosité des échantillons métamorphiques.

La perméabilité de ces échantillons est faible et elle varie entre 10^{-6} et 10^{-3} mD excepté pour l'échantillon des schistes de Villé qui atteint 30 mD (Figure 3.23). Cette variation se retrouve sur l'ensemble des échantillons à porosité faible ($< 2\%$) mais aussi pour les échantillons à porosité plus importante, l'augmentation de la porosité ne semble pas avoir d'effet sur la perméabilité. La perméabilité est donc vraisemblablement contrôlée par le réseau de microfissure qui compose la porosité des échantillons. Cette partie du réseau contrôle cette propriété de transfert alors que la porosité de pores ou matricielle contrôle le volume poreux avec peu d'effet sur la perméabilité. Cette partie de l'espace poreux est plutôt en position inter-granulaire et contribue peu à la perméabilité.

Seul l'échantillon des schistes de Villé a une forte perméabilité (31 mD) du fait de sa plus forte porosité entre les plans de schistosité observée en lames minces (Figure 3.19a). Il y a donc un effet de seuil de porosité où la porosité granulaire devient suffisamment connectée pour créer une forte perméabilité et/ou l'effet de la microfissuration selon les plans de schistosité qui oriente la forme des vides et crée des conduits plus efficaces que pour les autres échantillons.

3.2.2.4. Synthèse

L'ensemble des observations microscopiques et des propriétés pétrophysiques permet de définir le comportement matriciel des échantillons métamorphiques qui ont été replacé sur un log synthétique selon leur position générale dans la série exposée en figure 3.16 (Figure 3.24).

Globalement les observations pétrographiques, les mesures de densité, de porosité, des conductivités thermiques et de vitesses des ondes permettent de différencier deux groupes d'échantillons : les échantillons métamorphiques d'origine sédimentaire dont la composition est globalement quartzo-feldspathiques (1) et les échantillons d'origine sédimentaire ou volcanique avec une composition plus variée (2).

Ces deux groupes montrent certaines similitudes : on n'observe pas de pores en lames minces, le développement de la porosité est surtout lié à la densité de microfissuration, sauf pour certaines exceptions : les échantillons des schistes n'ayant pas subis de métamorphisme de contact (*CdF 70 et 82*), les échantillons de grauweekes à granulométrie grossière (*MM16, 19 et 19*) ainsi que l'échantillon d'altération supergène du massif volcanique de Schirmeck Sch 17. Les porosités mesurées les plus importantes sont dans ces faciès, où elle peut atteindre les 10 % environs, la microfissuration ayant un effet moindre sur le volume poreux des autres échantillons. Cette microfissuration a plus étonnamment un faible impact sur la perméabilité, puis que celle-ci ne dépasse jamais 10^{-3} mD excepté quand elle est combinée à un réseau de pores comme il a été observé pour *CdF 70* qui est le seul échantillon avec une perméabilité supérieur, à 30 mD. En lame mince, les observations montrent que ces microfissures sont souvent colmatées par des minéralisations secondaires, observation également mise en évidence par les courbes d'injections de mercure qui montrent que les seuils d'accès sont globalement de petits diamètres. Cela peut également être mis en relation avec les variations de conductivité

thermique et des vitesses des ondes P : si la porosité des échantillons diminue les deux paramètres de manière linéaire, la diminution des V_p lié à la porosité de fissure est moindre par rapport à la diminution des CT.

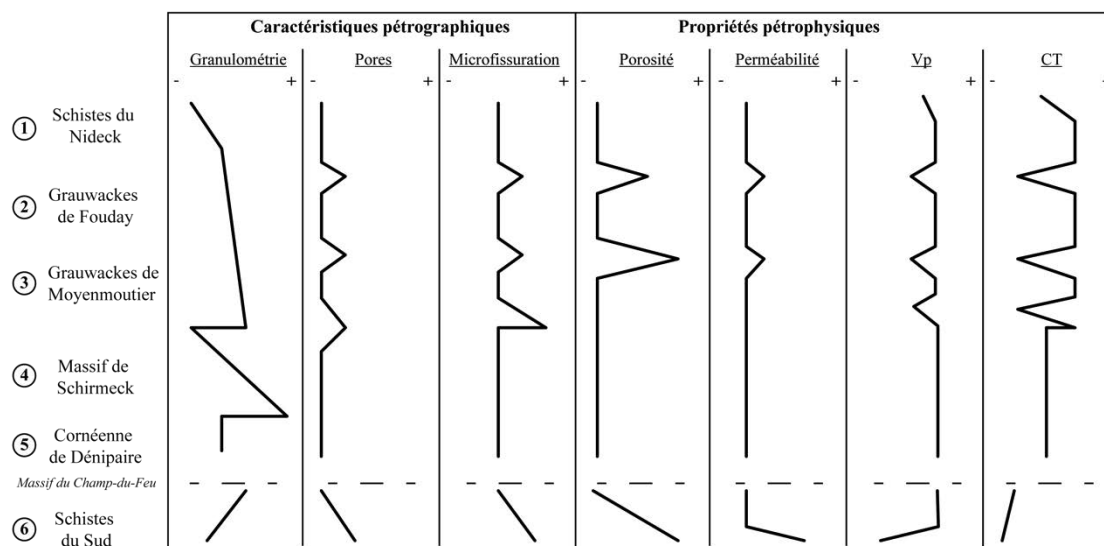


Figure 3.24 : log synthétique des caractéristiques pétrographiques et des propriétés pétrophysiques des groupes d'échantillons métamorphiques (groupes issus du log général figure 3.15).

Si le développement du réseau poreux montre des similitudes entre les deux groupes d'échantillons, les différences sont visibles au niveau des mesures des densités. La densité apparente des deux groupes d'échantillons varie de manière similaire avec la porosité, mais la densité des phases solides est supérieure pour les échantillons du groupe 2 (2,68 contre 2,78). Cela se traduit également par des vitesses des ondes P plus forte pour les échantillons de ce groupe à conductivité thermique équivalente. Ce groupe est également marqué par le développement potentiel d'une porosité inter et intra-granulaire même pour les échantillons à volume poreux total plus faible, alors que seul CdF 70 développe des seuils d'accès liés à cette porosité dans le groupe 1, la porosité n'étant que fissurale pour les autres.

3.2.3. Les unités du Sud

Ces unités sont mises en place en bandes ENE-WSW dans le Sud du massif du Champ-du-Feu (Figure 3.25). Cette section décrit ainsi les caractéristiques

pétrographiques et pétrophysiques des échantillons récoltés dans ces unités, auquel il a été ajouté les échantillons des diorites de type Muckenbach (CdF 05, 18, Sch 12) en raison de leur similitude pétrographique avec les diorites de la Bande-Médiane et de Neuntelstein.

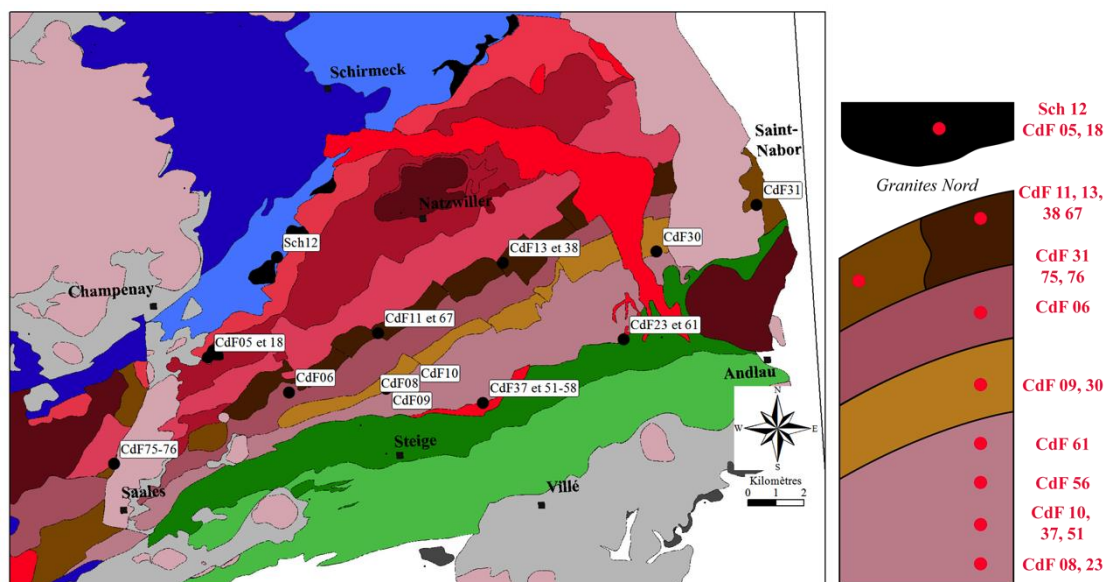


Figure 3.25 : carte de localisation et coupe synthétique des échantillons de l'unité du Sud et des diorites de Muckenbach.

3.2.3.1. Description

Les diorites de type Muckenbach ont été récoltées dans deux des plutons affleurants : les échantillons CdF 05 et CdF 18 dans le pluton le plus au SW, et l'échantillon Sch 12 dans celui de Fouday (Figure 3.25). Les diorites de Neuntelstein sont représentées par les échantillons CdF 09 et 30. Dans l'ensemble, ces échantillons sont composés d'une matrice fine et de phénocristaux de même composition, plagioclases, feldspaths et amphiboles, et plus rarement de biotites et de quartz. La granulométrie est très hétérogène, puisqu'on passe de textures grenues avec des grains quasi centimétriques à des textures où il y a un mélange de phénocristaux englobés dans une matrice de cristaux de tailles micrométriques, jusqu'à des faciès uniquement composés de cristaux de taille micrométrique (Figure 3.26). Cette variabilité se retrouve également dans la proportion de ferromagnésiens avec CdF 05, CdF 09 où ils sont quasi absents à CdF 30 ou Sch 12 où ils composent environ 30% de la lame. Dans l'ensemble, les feldspaths et plagioclases sont très argilisés, les biotites sont altérées alors que les amphiboles

présentent peu de trace d'altération. Enfin, quelques fissures colmatées par des minéralisations secondaires, principalement d'un assemblage de la chlorite et quartz, ou d'argiles et d'oxydes sont présentes dans l'ensemble des échantillons.

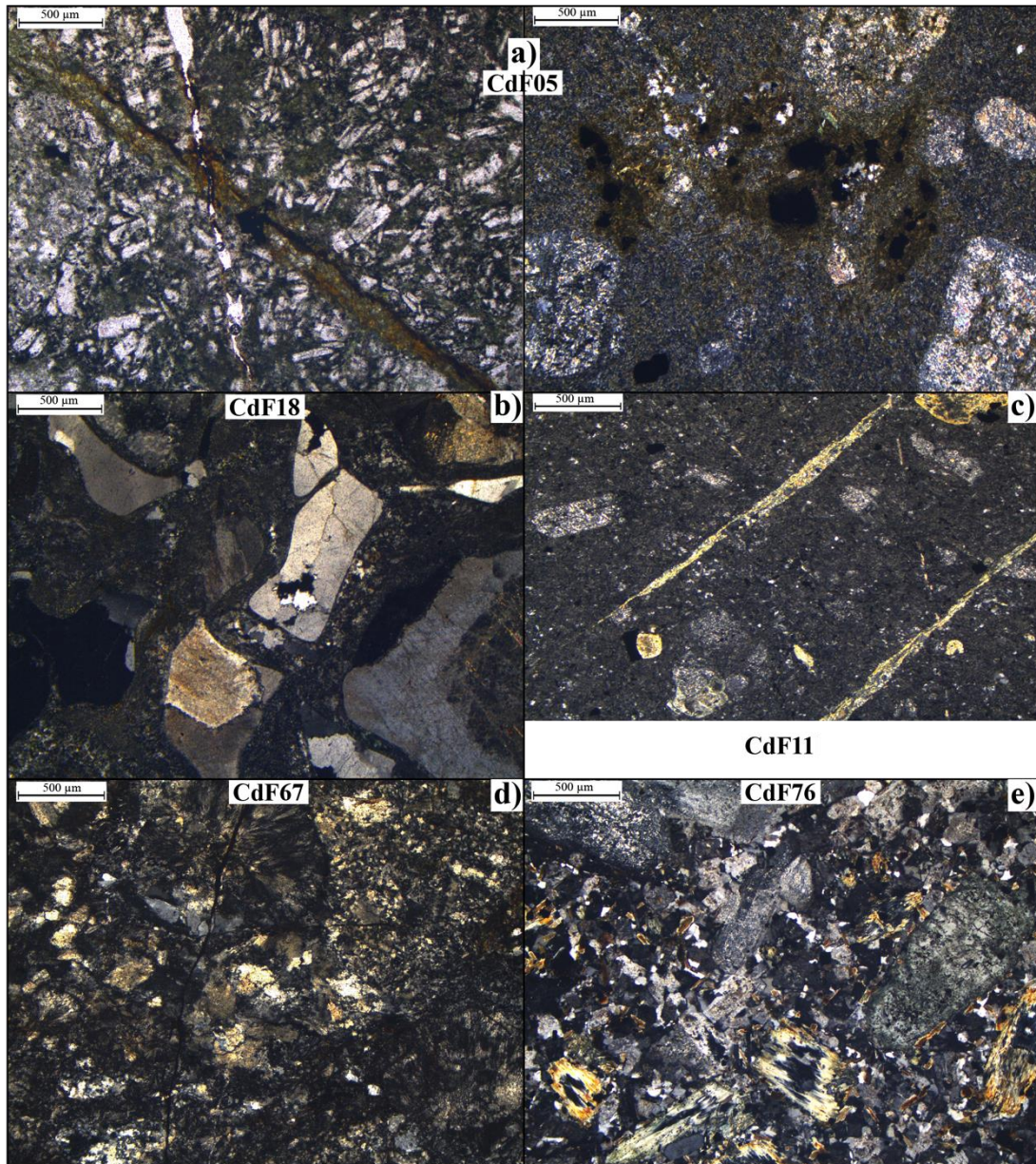


Figure 3.26 : exemples de lames minces en LPA des échantillons a) & b) des diorites de Muckenbach et de Neuntelstein, c) de la Bande-Médiane, d) des granodiorites.

Tableau 3.4 : tableau de synthèse des observations pétrographiques des échantillons de l'unité du Sud avec : composition globale classée par ordre proportion relative, granulométrie moyenne, type et volume qualitatif de porosité et minéralisations secondaires.

Lithologie	Echantillons	Minéraux principaux	Granulométrie moyenne	Porosité	Type de porosité	Microfracturation	Minéralisations
Diorites Muckenbach et Neuntelstein	Sch 12 - Cd F05 - 18 - 09 - 30	Pl - fls - amp - argiles - bt - qz	0,1 - 10 mm	-	Fissures	-/+	Chl - qz - argiles - ox
Bande-Médiane magmatique	CdF 11	Pl - fls - chl - ox - ep - argiles	< 0,2 mm	-	-	-/+	Barytine - qz - argiles oxydes
	CdF 67	Pl - fls - qz	< 0,5 mm	-	Fissures	++	Oxydes
	CdF 13	Pl - fls - chl - ox - qz	< 1 mm	-/+	Fissures	+	Qz - argiles
	CdF 38	Pl - fls - chl - ox - qz	< 1 mm	-/+	Fissures	+++	-
Bande-Médiane sédimentaire	CdF 31	Pl - fls - chl - ox - ep - argiles	< 0,2 mm	-	-	-/+	Qz - argiles
	CdF 75-76	Chl - Pl - Fls - chl - cal - ox	< 1 mm	-	-	-	-
Lithologie	Echantillons	granulométrie	Teneur ferromagnésiens	Altération ferromagnésiens	Altération Fls/Pl	Microfracturation	Minéralisations
Granodiorites	CdF 06, 08, 23, 55, 57	1 mm	Importante	Faible	Faible à modérée	-	-
	CdF 10, 37, 51, 53, 54	1 mm	Importante	Modérée	Modérée à forte	+	-
	CdF 52, 56	1 mm	Importante	Importante	Importante	+	-
	CdF 61	1 mm	Importante	Modérée	Modérée	+++	-

La Bande-Médiane comprend des faciès magmatiques basiques variés (*CdF 11, 13, 38, 67*) mais aussi des faciès d'origine sédimentaire qui sont dans les études récentes rattachées à la série de la Bruche, mais qui ont conservés dans cette description dans les unités du Sud en raison de leur position structurale (*CdF 31, 75, 76*) (Figure 3.25).

D'un point de vue pétrographique, les échantillons CdF 11 et CdF 31 représentent les faciès les plus fins, avec des cristaux de taille inférieure à 0,5 mm et très peu de phénocristaux (Figure 3.26c). Ils sont surtout composés de plagioclases, de feldspaths, de chlorites (relativement saines pour CdF 11 et argilisées pour CdF 31), et d'épidotes qui sont le résultat du métamorphisme régional. Comme pour les échantillons de diorites, les quelques microfissures présentes dans les lames minces sont colmatées par du quartz et des argiles. Pour l'échantillon CdF 67, on observe une granulométrie légèrement supérieure, il est surtout marqué par l'absence de minéraux ferromagnésiens et par la présence de nombreuses microfissures colmatées par des oxydes (Figure 3.26d). Pour CdF 13 la proportion et la taille des phénocristaux augmentent par rapport aux cristaux fins (environ 50/50) et l'échantillon est recoupé par des fissures colmatées par des quartz et des argiles. L'échantillon CdF 38 a été prélevé dans un couloir de fracturation de l'affleurement CdF 13 où la roche initiale est broyée et altérée. Enfin, dans les échantillons CdF 75 et 76 les phénocristaux sont largement dominants (Figure 3.26e). Parmi ces phénocristaux on observe de nombreuses chlorites, ainsi que quelques biotites dont le pourtour est chloritisé, des plagioclases et des feldspaths partiellement argilisés, ainsi que des plages de calcite qui précipitent dans les fantômes des minéraux ferromagnésiens.

Les granodiorites du Champ-du-Feu n'ont pu être échantillonnées que sur un unique affleurement (CdF 06, figure 3.25) contrairement aux granodiorites du Hohwald (*CdF 08, 23, 37, 51 à 58, 61*). Cependant, ces granodiorites sont très similaires d'un point de vue pétrographique et ne sont d'ailleurs plus vraiment distinguées cartographiquement dans la partie Ouest du massif. Ainsi, les granodiorites du Champ-du-Feu et du Hohwald sont regroupées dans la discussion des propriétés qui suit.

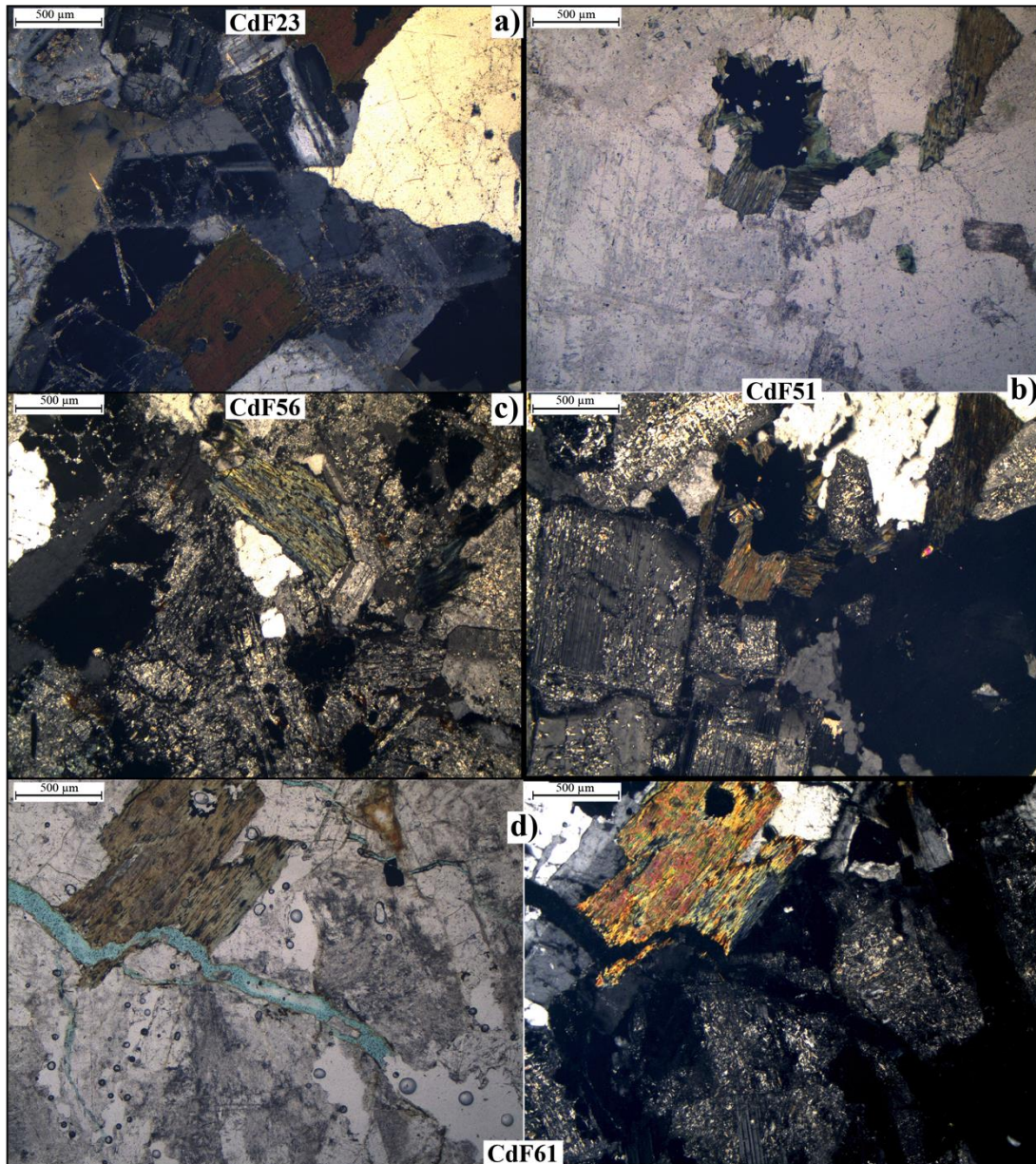


Figure 3.27 : exemples de lames minces des échantillons de granodiorites a) CdF 23 LPA, b) CdF 51 LPA et LPNA, c) CdF 56 LPA et d) CdF 61 LPNA & LPA.

Les échantillons de granodiorites se distinguent par le degré d'altération des biotites et des amphiboles d'une part, et des plagioclases et feldspaths d'autre part, ainsi que par leur degré de microfissuration. Pour les échantillons les plus sains, CdF 06, 08, 23, 55 et 57, les biotites sont en général saines, et les plagioclases et feldspaths ne présentent que quelques traces d'argilisation selon des plans préférentielles (Figure 3.27a). Presqu'aucune microfissuration n'est visible dans ces échantillons. L'altération augmentant, les biotites et amphiboles deviennent partiellement à totalement chloritisées, avec l'apparition d'amas d'oxydes associés, et les plages argileuses aux seins des cristaux

de plagioclases deviennent plus importantes (*CdF 10, 37, 51, 53, 54*) (Figure 3.27b). La microfissuration y est présente, bien que toujours de manière très éparse et ne traverse que quelques grains. Parmi les échantillons où l'on observe le plus de porosité en lames minces, on peut distinguer deux types : 1) Les échantillons CdF 52, 56, prélevés dans une zone fracturée, montre un degré d'altération des ferromagnésiens encore plus importante que les échantillons précédents, les biotites sont totalement lessivées, et les plagioclases et feldspaths sont complètement argilisés. La microfissuration n'est cependant pas plus développée que dans les échantillons précédents (Figure 3.27c). 2) L'échantillon CdF 61 est macroscopiquement proche d'un échantillon d'arène et prélevé dans une zone relativement peu fracturée (Figure 3.27d). En lame mince, les biotites ne sont cependant que partiellement chloritisées et/ou argilisées, et les plagioclases et feldspaths n'ont qu'un faible degré d'argilisation. En revanche, de nombreuses fissures, avec des espaces ouverts importants sont présentes.

3.2.3.2. Les propriétés physiques

- La porosité et les densités

Deux groupes se distinguent clairement parmi les mesures de porosité et de densités : 1) les échantillons de granodiorite et 2) les échantillons de diorites et de la Bande-Médiane (Figure 3.28).

Pour les premiers, la porosité peut atteindre 10%. Avec l'augmentation de la porosité, on constate une diminution de la densité apparente des échantillons (Équation 3.8), mais la densité des phases solides reste strictement identique pour l'ensemble du groupe avec une densité de 2,71 (Figure 3.28b). L'ordonnée à l'origine de la relation densité apparente - porosité, représentant la densité de la phase solides, est d'ailleurs remarquablement identique à la densité des phases solides mesurée par picnomètre à gaz. Les échantillons les moins poreux sont les échantillons CdF 06, 08, 23, 55 et 57 (<2%), pour lesquels l'altération des ferromagnésiens et des feldspaths et des plagioclases est modérée et la densité de microfissuration est relativement faible. Pour CdF 10, 37, 51, 53 et 54, qui ont une altération plus importante, la porosité est légèrement supérieure (2-4%). Enfin, les échantillons les plus poreux, de 4 à 10%, sont CdF 52, 56 dont l'altération des minéraux primaires est la plus importante et l'échantillon CdF 61, qui est peu altéré mais qui présente une forte microfissuration.

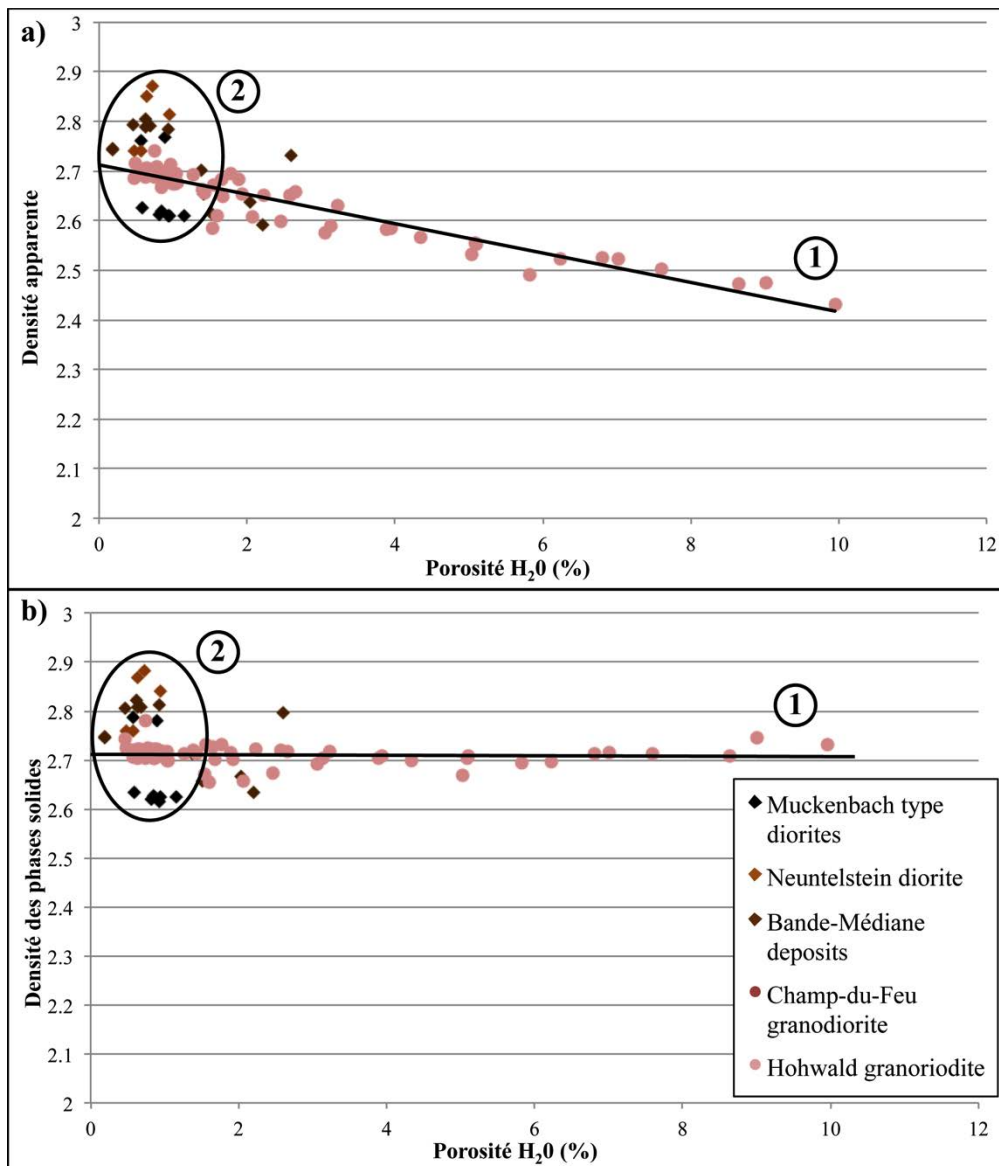


Figure 3.28 : a) densité apparente et b) densité des phases solides en fonction de la porosité à l'eau des échantillons de l'unité Sud.

Ainsi, si les transformations minéralogiques ne semblent avoir aucun effet sur la densité des phases solides, l'évolution de la densité apparente semble strictement liée au développement de la porosité. Pour ces échantillons, le développement de la microfissuration et l'altération des phases primaires contrôlent le développement de la porosité.

$$d_{app} = -0.030 \phi + 2,712 \quad \text{avec } R^2 = 0,904$$

Équation 3.8

Les échantillons du second groupe quant à eux ne développent jamais une porosité importante. Seule un échantillon de CdF 11, dont les microfissures sont ouvertes et partiellement colmatées par des remplissages divers a une porosité supérieure à 2%. Cette faible porosité entraîne que les densités apparentes sont quasi identiques aux densités des phases solides, avec une variabilité forte, entre 2,59 et 2,87, qui représente la variabilité de la minéralogie.

- La porosité mesurée par injection de mercure

Les courbes d'injection de mercure ont été séparées en deux groupes suivant les analyses de porosité et de densités (Figure 3.29). Pour le groupe des granodiorites (1), on observe que la porosité est distribuée de manière assez homogène pour les seuils d'accès inférieurs à 10 μm . Aucune famille ne se distingue clairement dans cette large gamme de seuil d'accès que ce soit pour les échantillons peu ou très poreux. Seul CdF 61 sort du lot, puisqu'une première famille de seuil d'accès supérieure à 10 μm porte 50% de la porosité totale de l'échantillon, en plus de la première famille de seuil d'accès. Cet échantillon est aussi le seul pour lequel on a observé une importante microfissuration (Figure 3.27d) qui peut être corrélée à cette seconde famille de seuils d'accès.

Pour les échantillons du second groupe, là encore, la porosité est généralement faible excepté pour CdF 38 qui est l'échantillon de la zone broyée. Cet échantillon, dont le volume poreux est essentiellement composé de microfissures, atteint une porosité proche de 7 %. La porosité de cet échantillon, ainsi que de son équivalent non broyé CdF 13, est concentrée sur un seuil d'accès au diamètre entre 0,1 et 0,6 μm (Figure 3.29b).

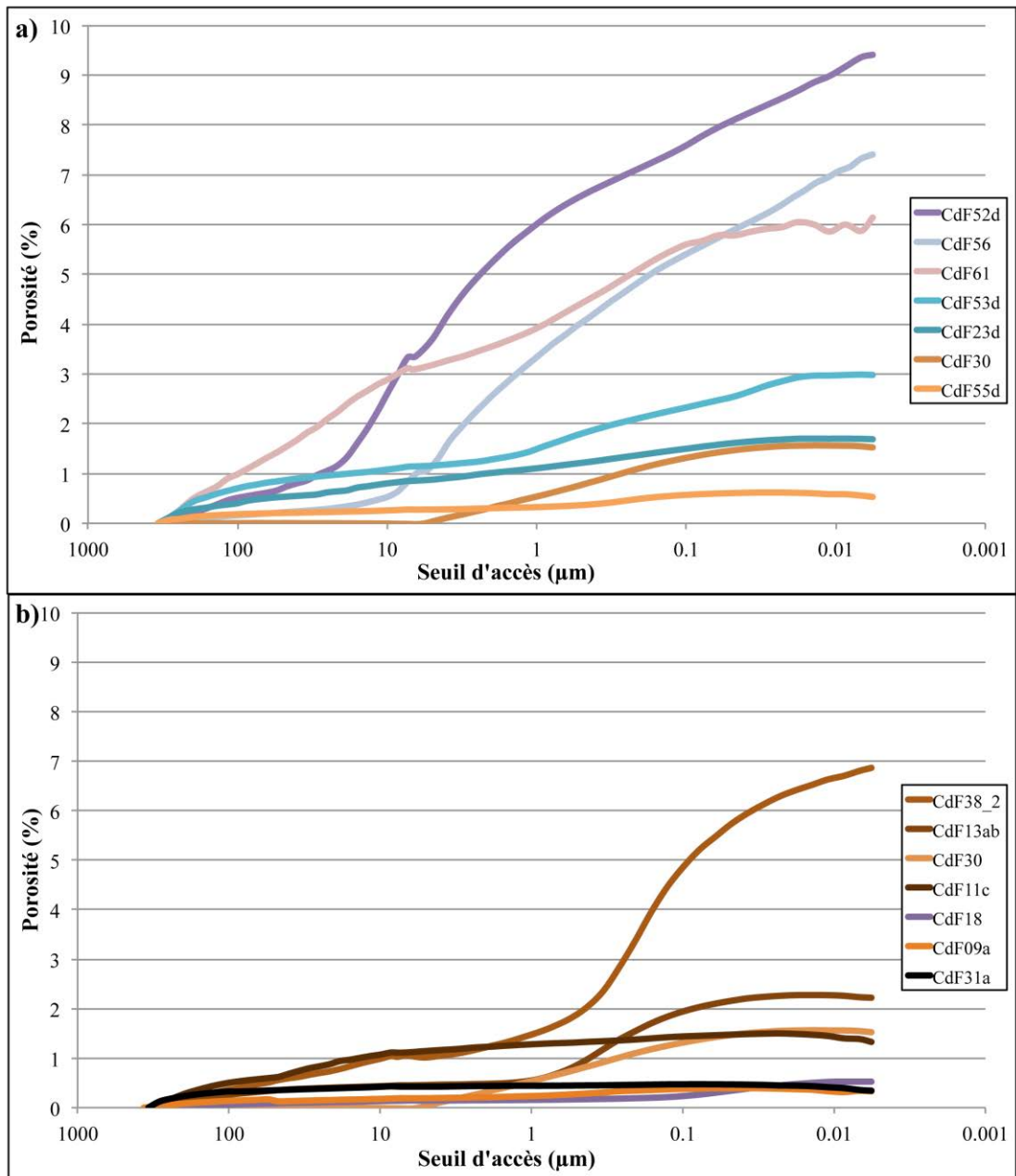


Figure 3.29 : courbes de première injection de mercure des échantillons des unités Sud: a) les granodiorites, b) les autres faciès.

- Les conductivités thermiques et vitesses des ondes P

La porosité des échantillons du groupe 2 restant toujours faible, les CT et Vp de ces échantillons varient peu (Figure 3.30). La CT est ainsi comprise entre 2,16 et 2,72 $W.m^{-1}.K^{-1}$ et les Vp entre 4773 et 5856 $m.s^{-1}$. Dans le groupe des granodiorites, les échantillons sains se situent globalement dans le même intervalle. Malgré les différences pétrographiques entre CdF 56 et CdF 61, ces échantillons montrent une diminution des deux propriétés de façon linéaire selon l'équation 3.9, par rapport aux échantillons sains.

C'est pour l'échantillon CdF 61, avec une forte microfissuration que les propriétés sont les plus faibles, avec une CT de $1,87 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et des V_p de 1716 m.s^{-1} .

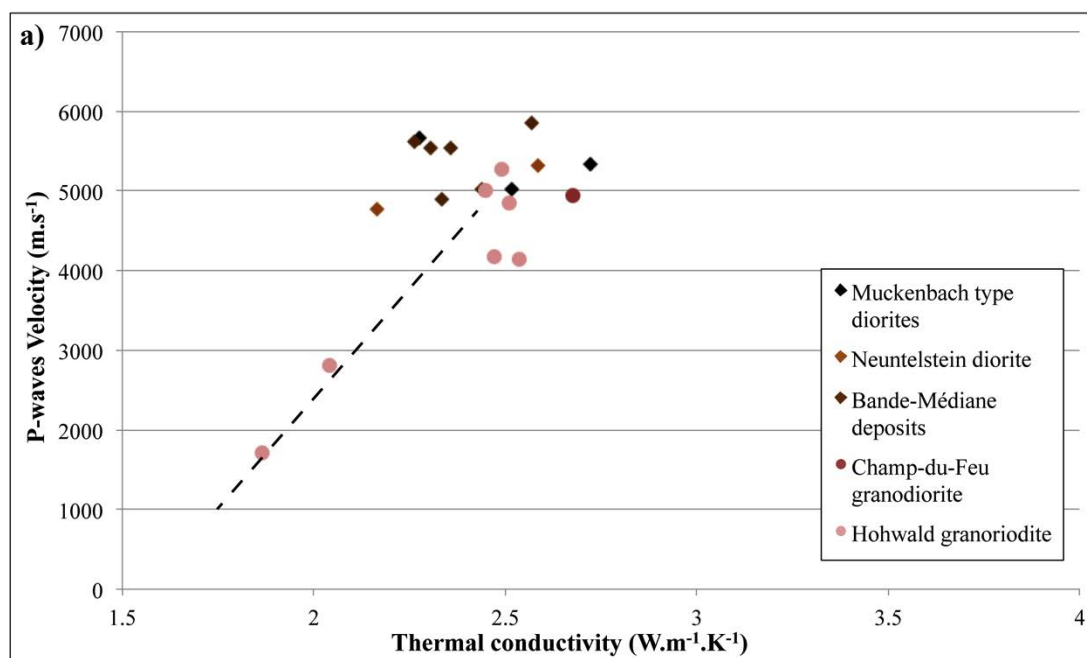


Figure 3.30 : vitesse de propagation des ondes P en fonction de la conductivité thermique des échantillons des unités Sud.

$$V_p = 4468 \lambda - 6445 \quad \text{avec } R^2 = 0,863$$

Équation 3.9

3.2.3.3. La perméabilité

Excepté pour l'échantillon CdF 61, la perméabilité des granodiorites est globalement faible, inférieure à 10^{-3} mD, quelque soit leur degré d'altération. L'échantillon CdF 61 par contre, avec son importante microfissuration atteint des perméabilités très importantes, 64 mD. Les échantillons du groupe 2 ne sont pas non plus perméables, l'échantillon CdF 11 où quelques microfissures partiellement colmatées ont été observées en lame mince est le plus perméable avec seulement 10^{-2} mD.

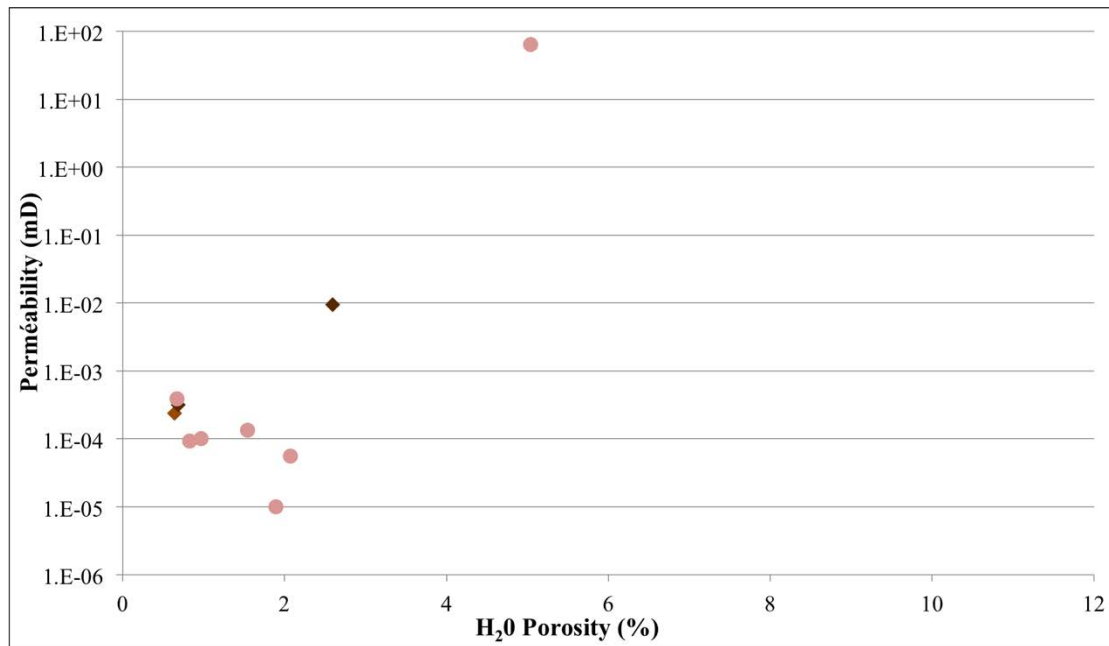


Figure 3.31 : perméabilité matricielle en fonction de la porosité des échantillons des unités Sud.

3.2.3.4. Synthèse

L'analyse des échantillons des unités du Sud et des diorites de type Muckenbach permet de distinguer deux groupes au caractère pétrographique et pétrophysique distinct.

Les diorites et les différents faciès de la Bande-Médiane récoltés, qu'ils soient d'origine sédimentaire ou magmatique, ont globalement une composition minéralogique et une granulométrie variée, mais n'ont jamais une porosité importante (Figure 3.32). Des fissures sont présentes dans la plus part des échantillons observés en lame-minces, mais celles-ci sont la plus part du temps colmatées par des minéralisations secondaires. Ainsi, seul CdF 38, l'échantillon d'une zone broyée au niveau de l'affleurement CdF 13 a une porosité allant jusqu'à 7 %, les autres ne dépassent jamais 3%. Du fait de la variabilité minéralogique, la densité des phases solides varie assez fortement entre 2,6 et 2,9. Les vitesses des ondes P, et les conductivités thermiques sont en revanche relativement homogènes, du fait de l'absence de porosité et du colmatage du réseau de fissures.

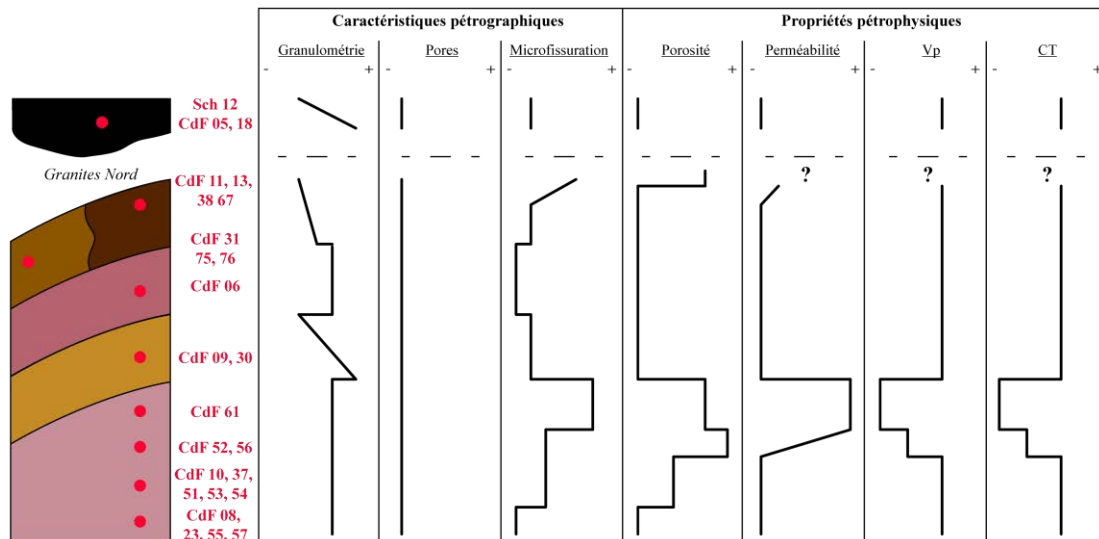


Figure 3.32 : log synthétique des caractéristiques pétrographiques et des propriétés pétrophysiques des échantillons de l'unité Sud.

Le second groupe est formé des échantillons de granodiorites du Hohwald et du Champ-du-Feu. Leur minéralogie primaire est globalement homogène, mais on constate une évolution distincte du degré d'altération dans les zones fracturées et les zones d'altération supergène qui augmente la porosité et la perméabilité.

Dans les zones fracturées, l'altération des ferromagnésiens et des plagioclases et feldspaths augmente. Cette évolution se reconnaît dans les échantillons CdF 06, 08, 23, 55 et 57 qui sont sains, CdF 10, 30, 51, 53 et 54 à l'altération modérée et CdF 52 et 56 à l'altération importante. Dans ces derniers, la porosité maximale mesurée est de 10 % à l'injection de mercure, les autres faciès ayant des porosités qui varie entre 1-2 % pour les échantillons sains et de 2 à 6 % pour les altérés. Cette évolution de porosité fait varier de manière linéaire la densité apparente des échantillons, dont la densité des phases solides reste cependant inchangée et égale à 2,71. L'altération des échantillons s'observe également sur les courbes d'injections de mercure où l'augmentation de la porosité est reliée à la formation de seuils d'accès distribués sur l'ensemble des diamètres inférieur à 10 μm . Elles s'observe également par une diminution des conductivité thermiques et des vitesses des ondes P qui passent de 2,5 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ et 5000 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les échantillons sains à 2,0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ et 3000 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ environs pour l'échantillon le plus altéré.

Prélevé dans une zone arénitisée, l'échantillon CdF 61 a des caractéristiques différentes. Les minéraux y sont plus peu altérés, mais la microfissuration ouverte y est très importante. Cet échantillon a ainsi un volume poreux moins important que les échantillons CdF 52 et 56, avec 6 % mesurée à l'injection au mercure, mais développe

une perméabilité plus forte, mesurée à 54 mD. Cette observation peut être mise en relation avec la microfissuration qui crée une famille de seuils avec des diamètres supérieurs à 10 μm , favorisant la création de conduits perméables à volume poreux plus faible que les échantillons CdF 52 et 56. Du fait du développement de ce réseau de microfissures, les vitesses des ondes P et les conductivités acoustiques sont encore plus faibles, avec 1,8 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ et 1800 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

3.2.4. Les granites

3.2.4.1. Description pétrographique

Les échantillons de granites regroupent les granites mis en place en bandes ENE-WSW dans la partie Nord du massif du Champ-du-Feu (groupe I), ainsi que les granites postérieurs qui recoupent les différentes unités comme les plutons subcirculaires de Natzwiller, d'Andlau et de Senones (groupe II), ou les granites plus tardifs comme les granites du Kreuzweg ou de Kagenfels (groupe III) (Figure 3.33). Les caractéristiques pétrographiques de l'ensemble des échantillons granitiques sont résumées dans le tableau 3.5. Dans cette partie ont également été intégrées les données sur les phases accessoires de ces massifs : des mesures ont été effectuées :

- sur les enclaves du granite de Waldersbach (aussi appelé granite à enclaves) car elles peuvent représenter une forte proportion de la composition du granite en certains endroits (*Elsass et al., 2008*),
- sur des échantillons de lamprophyre (*CdF 19 et 28*), qu'on rencontre fréquemment dans et autour du granite de Natzwiller, et enfin sur des filons de granite et microgranites qui peuvent également être nombreux, notamment dans la terminaison Sud du granite de Kagenfels et autour du granite d'Andlau (*CdF 62-63 et Sch10*).

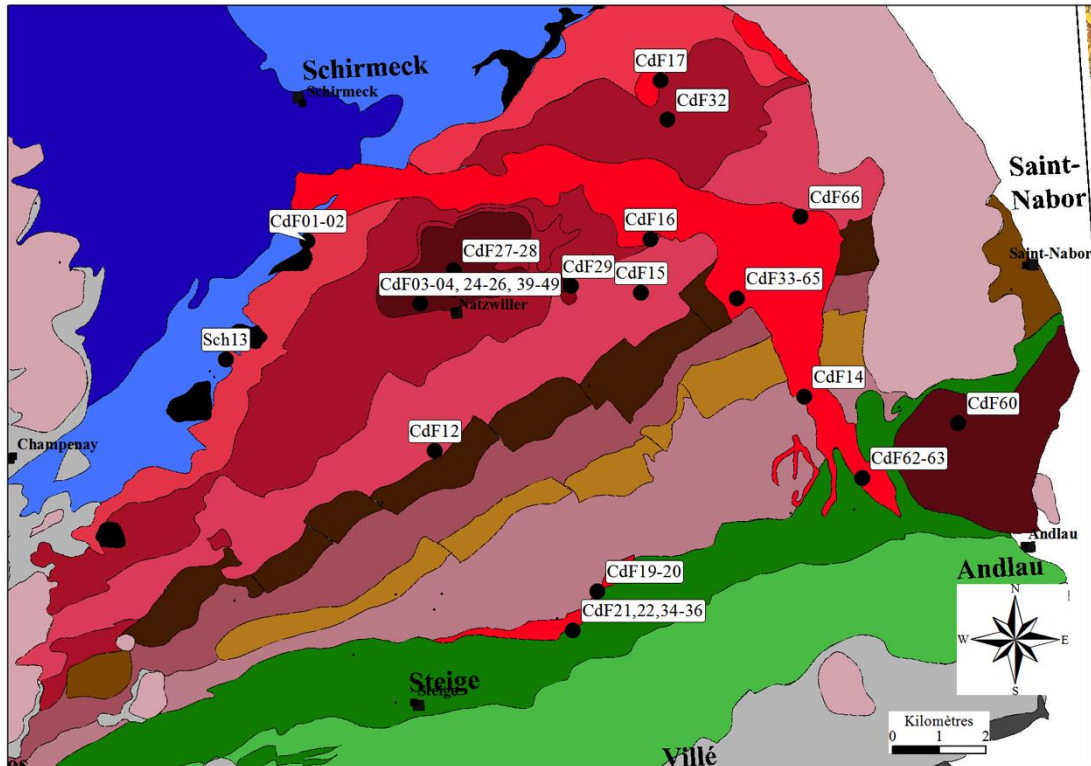


Figure 3.33 : carte de localisation des échantillons de granites.

- **Les granites Nord (groupe I) :**

Le granite de Fouday est représenté par trois échantillons, Sch 13, CdF 01 et CdF 02. En lames minces, dans les trois échantillons, de nombreux plans de recristallisation de quartz diminuent la granulométrie globale de l'échantillon (Figure 3.34a). Les plagioclases et les feldspaths potassiques ont subis une argilisation modérée, tandis que les ferromagnésiens (biotites et amphiboles) ne sont plus que des amas d'un mélange de chlorites, d'argiles et d'oxydes. La microfissuration y est modérée, avec la présence de quelques fissures partiellement colmatées et à porosité ouverte.

Le granite de Waldersbach contient de nombreuses enclaves basiques et il est représenté par les échantillons CdF 16 et 17. En lames minces, l'échantillon Cdf 16 montre une altération faible des plagioclases, et des orthoses qui sont par ailleurs riches en plan perthitiques. Les biotites sont plutôt rares, et les amphiboles sont remplacées par des amas d'oxydes comparables à celles observés dans le granite de Fouday (Figure 3.34b). On constate cependant que ces amas ont une porosité avec des tailles importantes. La microfissuration est globalement plus importante que pour le granite de Fouday. (Figure 3.34b). L'échantillon CdF 17 a quant à lui une granulométrie plus fine (200 µm) si ce n'est la présence d'orthose de taille centimétrique (Figure 3.34c). Ces orthoses, ainsi

que les feldspaths et plagioclases plus fins sont modérément à fortement altérées, tout comme les biotites. La microfissuration y est de densité plus faible que l'échantillon CdF 16.

Enfin, les échantillons CdF 12 et 15 représentent le granite de Belmont. Dans ces échantillons, le degré d'argilisation des feldspaths et des plagioclases y est faible comme pour le granite de Waldersbach. Les biotites par contre, sont présentes en quantité plus importante et montrent une chloritisation (*CdF 12*) ou un lessivage (*CdF 15*) partiel (Figure 3.34d). On y observe également une microfissuration très dense, dont une bonne partie est colmatée par des oxydes qui semblent être liés à l'altération partielle des biotites et dont l'autre partie, ouverte, constitue une importante porosité de fissure.

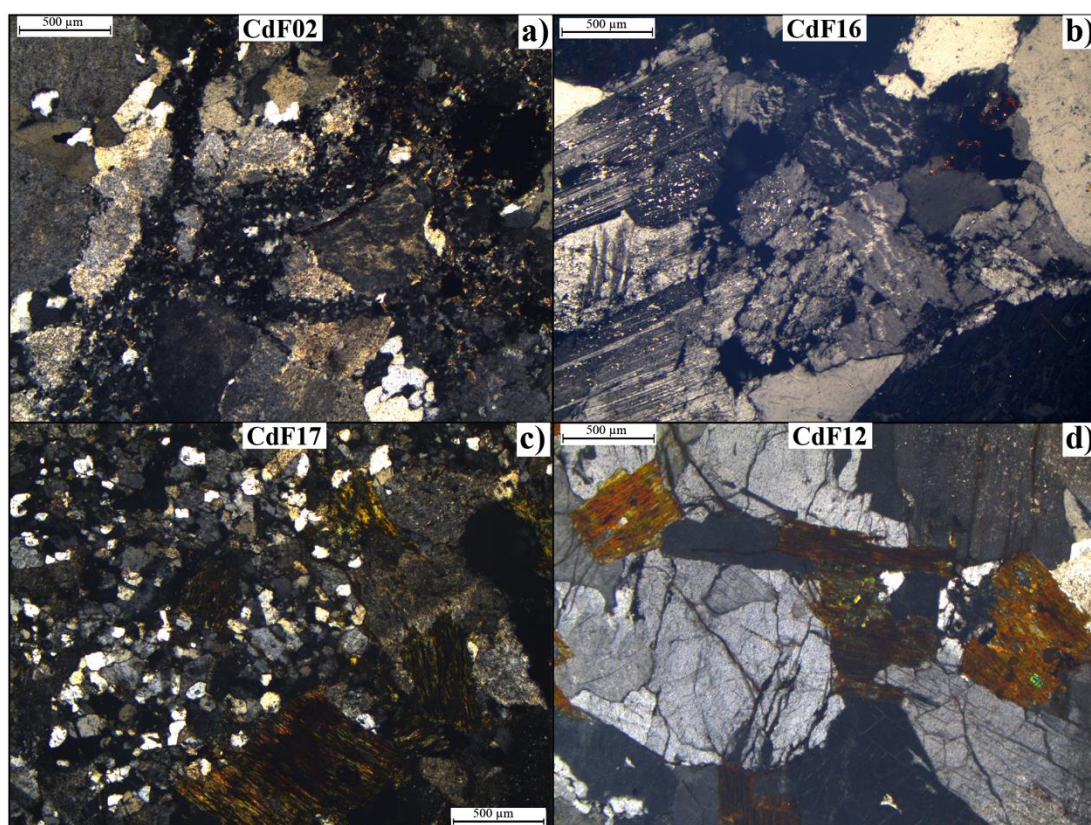


Figure 3.34 : lames minces représentant les différents échantillons des granites Nord : a) Granite de Fouday en LPA, b) et c) de Waldersbach en LPA et d) de Belmont.

Tableau 3.5 : tableau de synthèse des observations pétrographiques des échantillons de granite avec : composition globale classée par ordre proportion relative, granulométrie moyenne, teneur et degré d'altération des minéraux ferromagnésiens, du degré d'altération des feldspaths et plagioclases et degré de microfissuration.

Lithologie	Faciès	Echantillons	Commentaire général	granulométrie	Teneur ferromagnésiens	Altération ferromagnésiens	Altération Fls/Pl	Microfissuration	Minéralisations
Groupe I	Fouday	Sch 13, CdF 01-02	Beaucoup de plans de recristallisations	0,5 mm	Faible	Totale	Modérée	+	Oxydes - argiles
	Waldersbach	CdF 16		1 mm	Très faible	Totale	Faible	++	Oxydes
		CdF 17		0,2 mm	Faible	Modérée à forte	Modérée à forte	+	
	Belmont	CdF 12-15		> 2 mm	Faible	Modérée à forte	Faible à modérée	++	Oxydes
Groupe II	Natzwiller	CdF 03, 04, 27, 39, 40, 42, 44, 45, 47		1 mm	Moyenne	Modérée	Faible	-	
		CdF 41, 46, 48, 49		1 mm	Moyenne	Importante	Modérée	-	
		CdF 29	Faciès de bordure	hétérogène	Très faible	-	Faible	++	Oxydes
	Andlau	CdF 60	Proche arène	2 mm	Moyenne	Modérée	Faible à modérée	+++	
	Sennones	MM 26	Proche arène	2 mm	Moyenne	Modérée	Faible à modérée	+++	
		MM 24	Altération sous arène	2 mm	Moyenne	Modérée	Modérée	++	
Groupe III	Kagenfels	CdF 14	Faciès mariolitique	1 mm	-	-	Faible	-	
		CdF 66		2 mm	Très faible	Importante	Faible à modérée	++	
		CdF 33-65	Arène	2 mm	Moyenne	Modérée	Faible à modérée	+++	
	Kreuzweg	CdF 20		1 mm	Moyenne	Modérée	Modérée	+	Oxydes

- **Les granites tardifs (groupe II) :**

Les échantillons des granites aux plutons sub-circulaires sont surtout représentés par le granite de Natzwiller (*CdF 03-04, CdF 2 4 à 27, CdF 29 et CdF 39 à 50*). Dans ce granite, les échantillons CdF 24 à 26 sont prélevés dans un cœur de faille et font l'objet d'une discussion spécifique détaillée en section 3.2.5. Dans les zones fracturées les échantillons peuvent être regroupés en trois faciès : 1) : Les échantillons CdF 03, 04, 27, 39, 40, 42, 44, 45 et 47 montrent un degré d'altération plutôt faible (Figure 3.35a). Les biotites sont partiellement chloritisées et/ou argilisées et les plagioclases et feldspaths n'ont que quelques traces d'argilisation. La microfissuration y est quasiment absente.

2) Les échantillons CdF 41, 46, 48 et 49 montrent une altération modérée : les biotites sont totalement chloritisées, et les plages argileuses dans les plagioclases sont présentes en quantité importante, remplaçant parfois totalement le minéral primaire (Figure 3.35b). La microfissuration n'y est cependant pas plus importante que pour le premier faciès. 3) Les échantillons prélevés au niveau du cœur de faille seront présentés en section 3.2.5. Le faciès de bordure qui représente l'interface entre le granite de Natzwiller et les granites du Nord a également été échantillonné (*CdF 29*). Ce faciès est reconnaissable par la quasi absence de minéraux ferromagnésiens, et une granulométrie bimodale avec des clastes de plagioclases, feldspaths et quartz englobés dans une matrice plus fine de même composition (Figure 3.35c). L'argilisation de ces minéraux est faible et la microfissuration y est très peu présente.

Un unique échantillon du granite d'Andlau a été prélevé (*CdF 60*) dans une zone où il est très arénitisé : les grains sont à peine cohésifs et la structure du granite est proche du sable. En lame mince, on y observe une microfissuration très intense, avec un remplissage à oxydes à proximité des biotites (Figure 3.35d). Cette fissuration crée une forte porosité, avec des fissures pouvant avoir des ouvertures millimétriques par endroit. En revanche, l'altération des minéraux semble plutôt faible, puisque les biotites sont seulement partiellement chloritisées, et les plagioclases n'ont que peu de trace d'argilisation.

Le granite de Senones a été échantillonné dans son faciès très altéré (*MM 24*) sous l'arène granitique peu consolidée (*MM 26*). En lame-mince, de nombreuses microfissures ouvertes sont observées et l'altération des biotites est modérée (Figure 3.35e). L'argilisation des feldspaths et des plagioclases y est également modérée et on y observe une porosité liée à la dissolution des minéraux. L'échantillon MM 26 est l'équivalent de l'échantillon d'arène du granite d'Andlau CdF 60 : une microfissuration ouverte encore

plus importante, mais un degré d'altération des biotites et des feldspaths et plagioclases relativement faible par rapport à l'échantillon MM 24.

- Les granites peralumineux (groupe III) :

Les granites peralumineux ont été échantillonnés avec le granite de Kagenfels et de Kreuzweg. Le granite de Kagenfels affleure en lame qui recoupe les lithologies plus anciennes, de direction E-W dans les granites Nords qui devient N-S dans les Unités du Sud (Figure 3.33). A l'extrémité de la partie N-S, la texture grenue du granite laisse place à des faciès de mise en place moins profonds, avec des faciès microgrenus voir des faciès subvolcaniques. CdF 14 est un exemple de cette transition de faciès connu sous le nom de faciès à marioles (*Elsass et al., 2008*). En lame mince, il est caractérisé par une teneur très faible en minéraux ferromagnésiens, et des quartz associés aux orthoses en à une texture graphique typique des pegmatites (Figure 3.35f). Les orthoses sont argilisées de façon modérée, et on remarque surtout la présence de ces « marioles ». De nombreux pores de taille importante sont ainsi observables, à la fois dans les marioles qui semblent dissoutes et dans les espaces intergranulaires non recristallisés. Il n'y a pas de microfissuration dans l'échantillon. CdF 66 présente une texture grenue plus classique des granites, avec des plagioclases argilisés de manière modérée, des orthoses avec de nombreux plans de perthite et très peu altérées (Figure 3.35g). Les rares biotites visibles sont presque entièrement lessivées et de nombreuses microfissures ouvertures sont présentes, en particulier dans les grains de quartz. Enfin, les échantillons CdF 33 et 65 ont été prélevés sur un affleurement d'arènes, dans un premier temps ils peuvent être considéré comme l'équivalent de l'échantillon arénitisé du granite d'Andlau CdF 60.

Enfin, le granite de Kreuzweg est mis en place à la faveur de la zone de faille de Kreuzweg qui a fait l'objet d'une étude détaillée présentée en section 3.2.5.2 (*CdF 21, 22, 34, 35 et 36*). L'échantillon CdF 20 représente le granite hors de la zone faille (Figure 3.35g). Dans ce granite, la granulométrie moyenne est de taille millimétrique, et les feldspaths et plagioclases y sont modérément argilisés. Les micas sont principalement des muscovites, qui sont en lame mince partiellement altérées et fissurées selon les plans de clivages. Des oxydes ont précipités dans ces clivages, ainsi que quelques plans de microfissurations. Enfin, par endroit, on observe de la porosité liée à la dissolution des minéraux primaires.

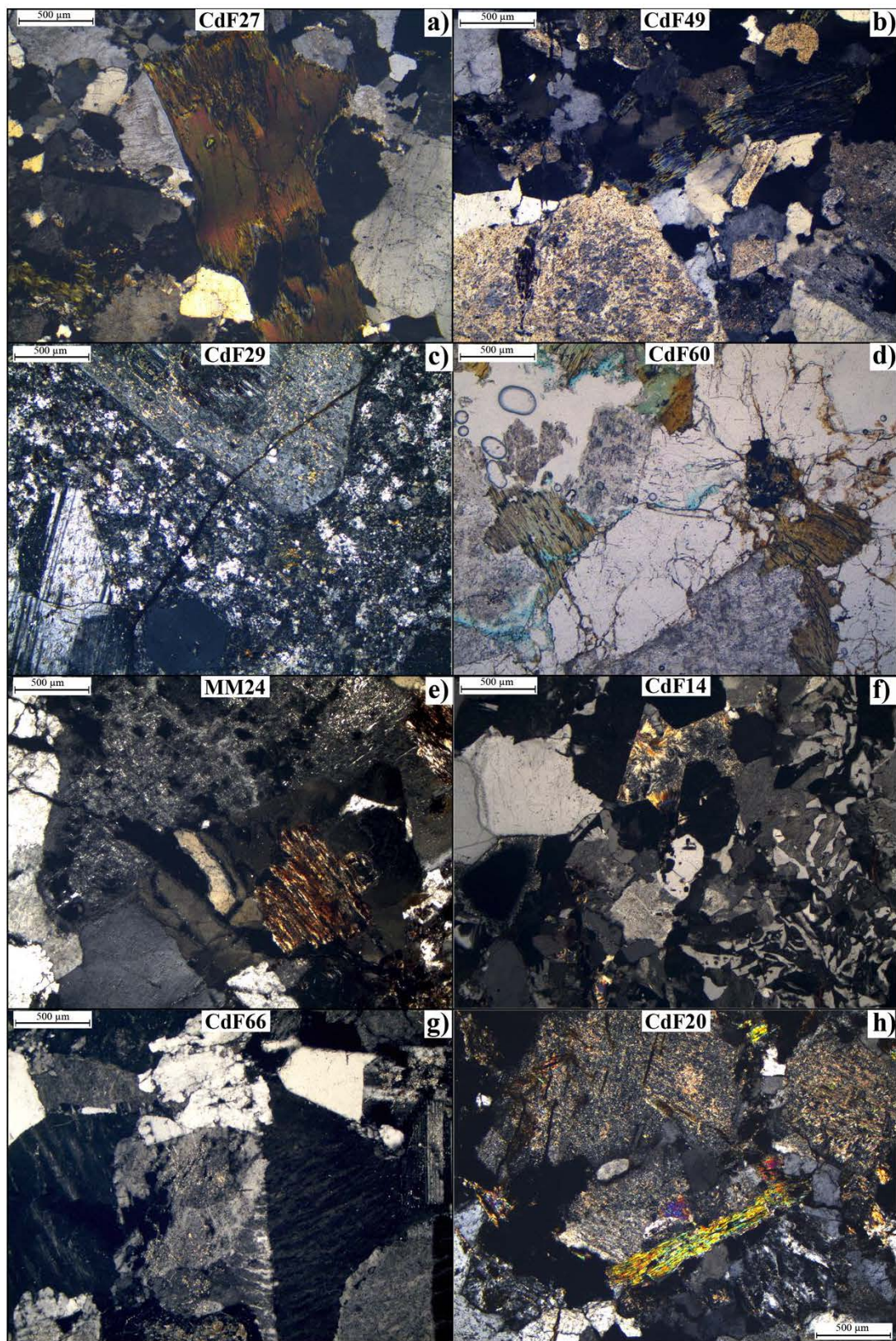


Figure 3.35 : lames minces représentant les différents échantillons des granites tardifs : a) et b) granite de Natzwiller en LPA, c) faciès de bordure en LPA, d) granite d'Andlau LPNA, granite de Senones en LPA, f) et g) granite de Kagenfels en LPA, h) granite de Kreuzweg en LPA.

3.2.4.2. Les propriétés physiques

- La porosité et les densités :

L'ensemble des échantillons granitiques étudiés suit la même tendance entre la densité apparente et la porosité à l'eau (1, figure 3.36). Elle est décrite selon l'équation 3.10, avec une densité à l'origine de 2,64 pour des porosités allant de 1 à 9 %. Cette densité est équivalente à la densité des phases solides des échantillons qui au contraire ne montre aucune variation avec la porosité (Figure 3.36b). Ainsi, l'ensemble de la porosité de ces échantillons est connecté. De plus, les variations minéralogiques liées à l'altération des échantillons et le développement de la porosité n'ont pas d'influence sur la densité des phases solides.

L'échantillon mesuré à 9 % de porosité est l'échantillon CdF 21 qui est un échantillon du couloir de faille de Kreuzweg. Les échantillons atteignant des porosités de 4 à 6 % sont les autres échantillons de cette zone de faille, ainsi que les échantillons les plus altérés du granite de Natzwiller CdF 46, 48, et ceux du granite de Kagenfels CdF 14, 63 et 66 ainsi que l'échantillon d'arène de granite d'Andlau.

$$d_{app} = -0.026 \phi + 2,637 \quad \text{avec } R^2 = 0,764$$

Équation 3.10

Les échantillons d'enclaves et de lamprophyres, qui ont une minéralogie différente que l'ensemble des granites, se démarquent par une densité apparente plus forte, entre 2,75 et 2,8 (2, figure 3.36). Cette densité est identique aux densités de phases solides, aucun de ces échantillons n'ayant une porosité supérieure à 1,5 %.

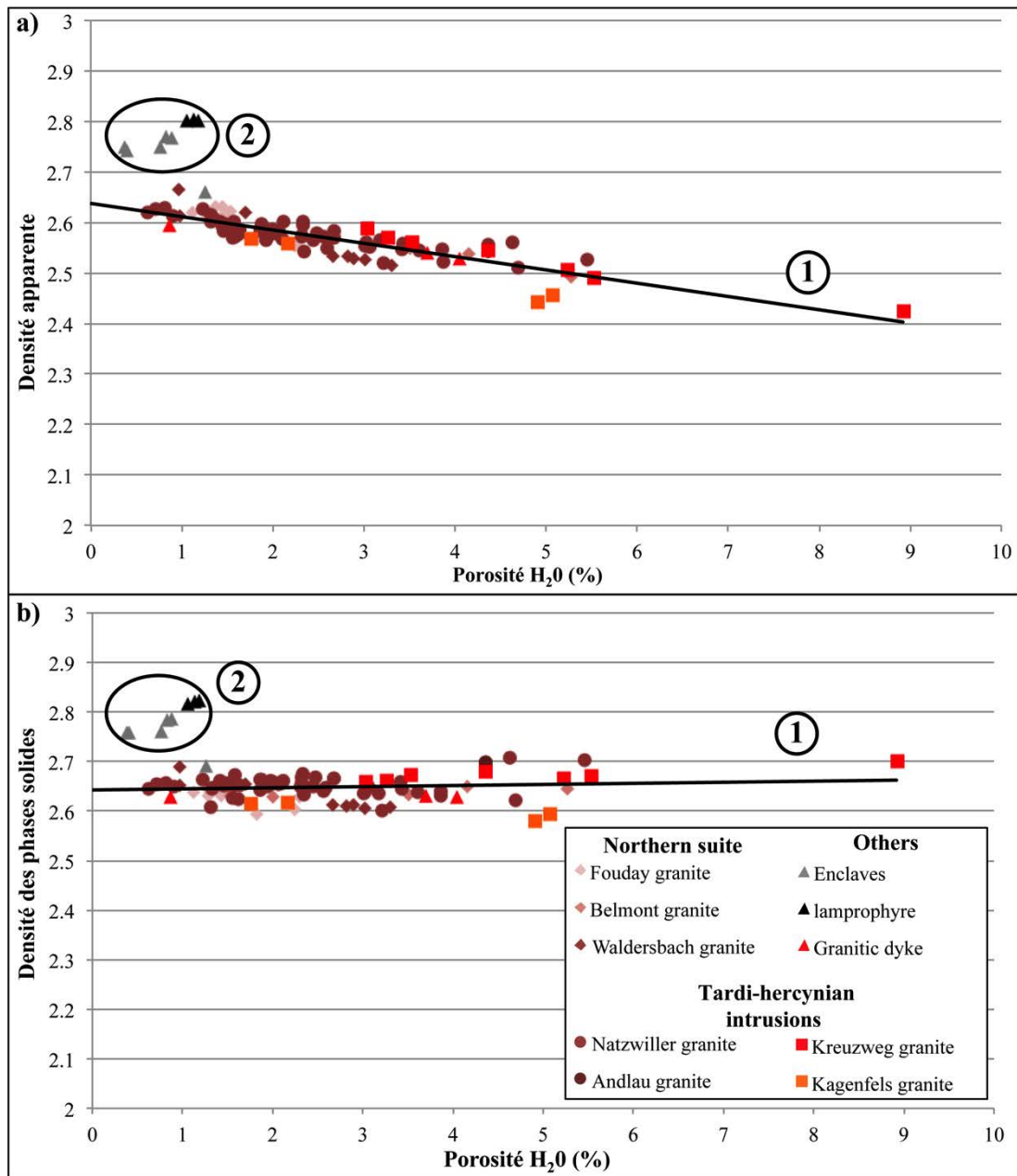


Figure 3.36 : a) densité apparente et b) Densité des phases solides en fonction de la porosité des échantillons de granites.

- La porosité mesurée par injections de mercure :

Les courbes de première injection de mercure ont été séparées en fonction des groupes définis dans la description pétrographique des échantillons.

Les granites du groupe I ont des porosités de 2 à 6 % pour des seuils d'accès répartis sur l'ensemble des diamètres mesurés (Figure 3.37a). Pour les échantillons Sch

13 et CdF 16, une légère inflexion, traduisant la présence d'une seconde famille de pores est observable aux diamètres de 0,15 et 0,4 μm respectivement.

Les échantillons du groupe II sont ceux du granite de Natzwiller, prélevés dans la zone de faille mineure pour les échantillons CdF 24, 25 et 26 (section 3.2.5.3), dans les zones fracturés pour les échantillons CdF 41 et saines pour l'échantillon CdF 27 et 45, ainsi que l'arène de ce granite pour MM 24 et 26. L'évolution des courbes d'injection de mercure montre ainsi l'évolution du réseau poreux lié au degré d'altération décrit pour ces échantillons dans l'analyse des caractéristiques pétrographiques. Ainsi, le développement du volume poreux de ces échantillons est principalement lié à la présence d'une famille de pore aux seuils d'accès qui s'élargissent avec l'augmentation du volume de porosité totale, passant de 0,08 - 0,1 μm pour les échantillons sains à 0,1 - 1 μm pour les échantillons les plus altérés (Figure 3.37b). Pour les échantillons prélevés dans les arènes granitiques, cette gamme de seuil d'accès est également visible, avec un élargissement plus important : 0,1 à 2 μm , mais on observe également une deuxième famille de seuils d'accès plus larges, entre 10 et 100 μm , qui porte environs 50 % de leur porosité totale (entre 13 et 14 %).

Parmi les échantillons du groupe III, les échantillons de l'arène du granite de Kagenfels, non mesurés à la porosité à l'eau du fait de leur faible cohésion, ont une porosité totale au mercure entre 7,5 et 10 % (CdF 33, 65) (Figure 3.37c). L'échantillon du cœur de faille de Kreuzweg CdF 36 est le plus poreux avec une porosité totale de 14,6 %. Ces trois échantillons ont globalement des seuils d'accès répartis sur l'ensemble des diamètres mesurés. Pour les autres échantillons, à l'altération plus ou moins prononcée dans les zones fracturés et de roche saine, le volume poreux est plutôt restreint à une famille de seuils d'accès : de 0,07 à 0,7 μm pour les échantillons CdF 14, 21, 26 et 66 et < 1 μm pour les échantillons CdF 34 et 35.

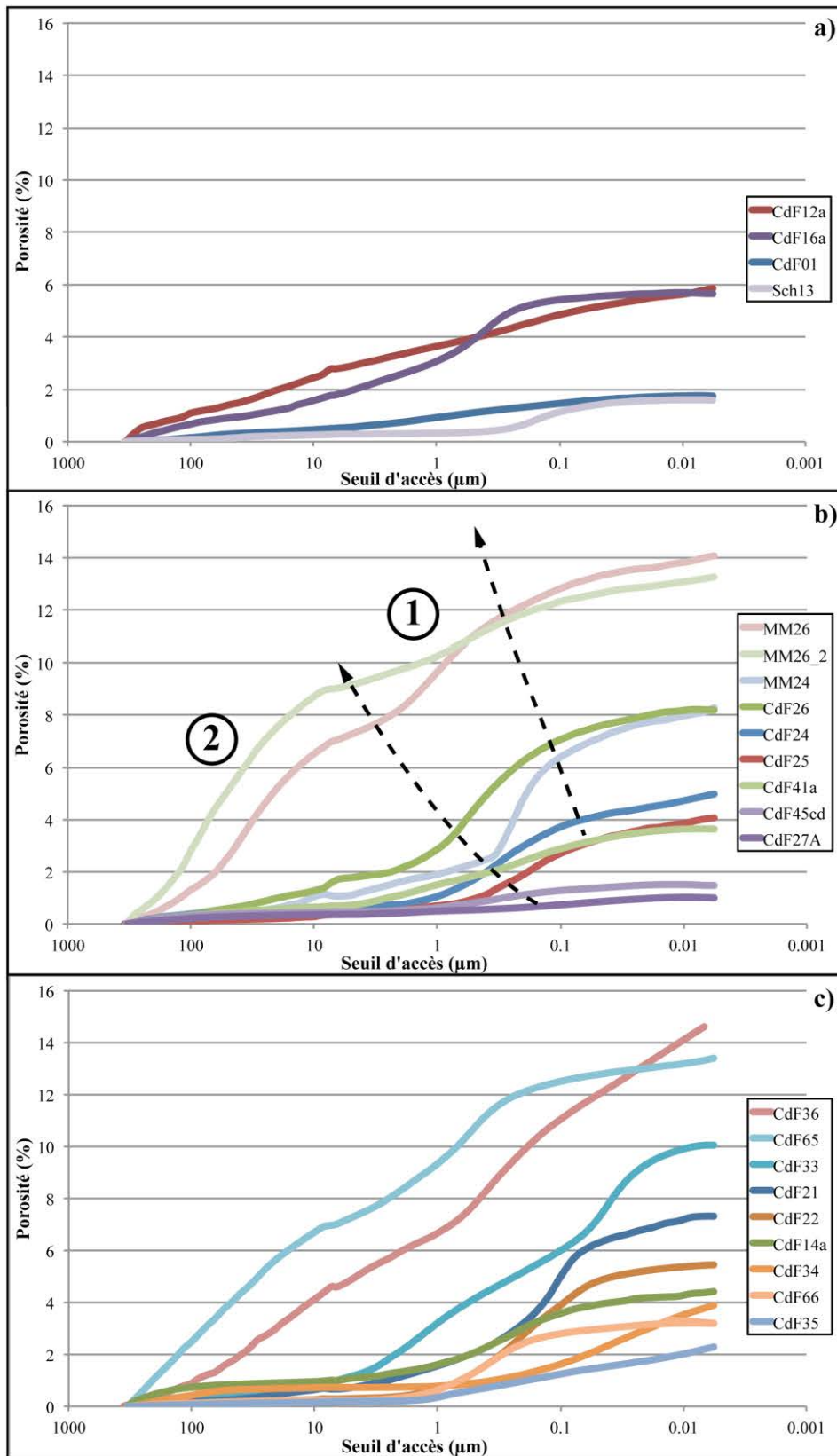


Figure 3.37 : courbes de première injection de mercure des échantillons de granites : a) les granites du nord, b) les granites nord, b) les granites tardifs, c) les granite peralumineux.

- Les conductivités thermiques et vitesses des ondes P :

Les échantillons granitiques ont une forte variabilité des propriétés acoustiques et thermiques, avec des valeurs de VP entre 1900 et 6000 m.s⁻¹ et des CT entre 1,8 et 3,2 W.m⁻¹.K⁻¹ (Figure 3.38). Cette évolution suit une relation linéaire décrite par l'équation 3.11. Les échantillons aux VP et CT les plus faibles, sont les échantillons pour lesquels la porosité à l'eau ou au mercure la plus importante a été mesurée (CdF 12, 14, 21, pour des porosité entre 4 et 6 %). Les échantillons à la porosité la plus faible, sont en revanche ceux où les VP et la CT sont les plus fortes (Sch 13, CdF 01, 45). Ainsi, les échantillons étant relativement homogène du point de vu pétrographique, l'évolution linéaire constatée pour ces deux propriétés est le résultat du développement du volume poreux au sein des échantillons.

Les échantillons d'arène ou de cœur de faille n'apparaissent pas dans ces résultats puisque les matériaux non cohésifs ne permettent pas d'avoir des faces sciées suffisamment régulière pour les mesures de VP. La conductivité thermique des échantillons d'arène granitique CdF 65, MM 24 et MM 26 ont néanmoins pu être mesurées. Les valeurs sont encore plus faible ou équivalents aux CT des échantillons CdF 12, 14 et 21 : 1,37 W.m⁻¹.K⁻¹ pour MM 26, 1,54 W.m⁻¹.K⁻¹ pour CdF 65 et 1,86 W.m⁻¹.K⁻¹ pour MM 24.

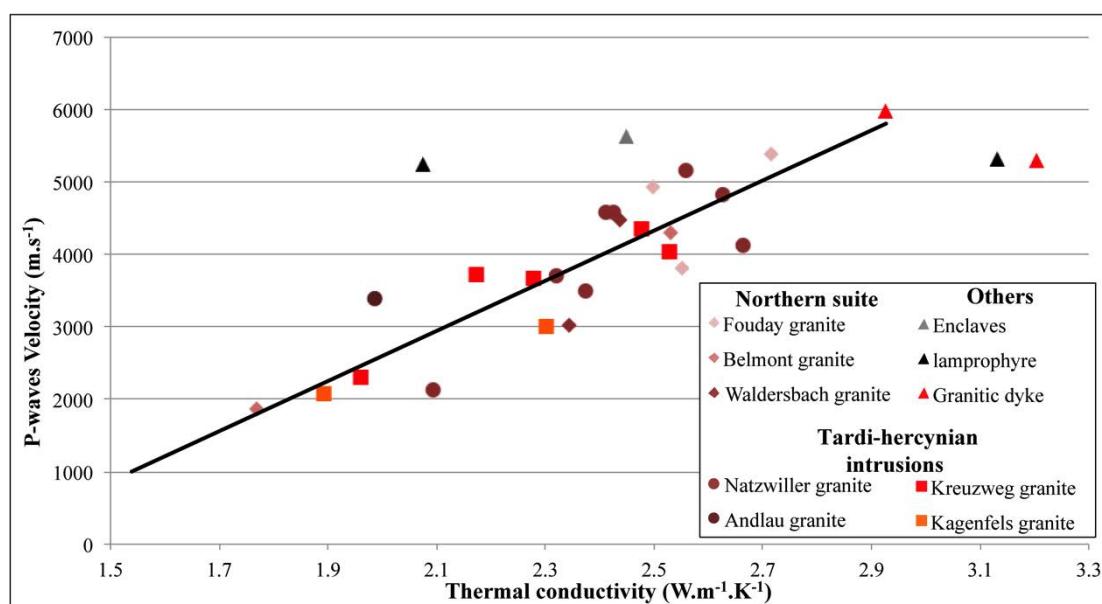


Figure 3.38 : vitesse de propagation des ondes P en fonction de la conductivité thermique des échantillons de granites.

$$V_p = 3461 \lambda - 4325 \quad \text{avec } R^2 = 0,787$$

Équation 3.11

Dans ces mesures, il peut également être noté que les enclaves et filons échantillonnés ont une très forte variabilité des conductivités thermiques du fait de leur variabilité minéralogique (2,1 à 3,1 W.m⁻¹.K⁻¹). En revanche, les VP y sont plutôt constantes, entre 5200 et 6000 m.s⁻¹.

3.2.4.3. La perméabilité

La perméabilité matricielle augmente globalement avec la porosité des échantillons granitiques mesurés (Figure 3.39). Cette évolution n'est cependant pas linéaire, et montre une dispersion des valeurs de plus en plus importante. Les échantillons dont la porosité est inférieure à 2 % ont ainsi des perméabilités entre 10⁻⁶ et 10⁻³ mD. De 2 à 6 % de porosité, certains échantillons montrent une augmentation très forte de la perméabilité, pouvant aller jusqu'au mD pour une porosité de 3,3 % (*CdF 35 > CdF 16 > CdF 39*) (1, figure 3.39). D'autres en revanche, pour une augmentation de porosité plus forte, ont une augmentation de perméabilité faible, allant jusqu'à 10⁻² mD (*CdF 46 > CdF 15 > CdF 17*).

Ainsi, l'augmentation de la porosité totale n'est pas le seul facteur impactant sur le développement de la perméabilité matricielle. L'évolution de ce réseau poreux est formée par l'interaction complexe entre microfissuration et altération des minéraux primaires qui crée un réseau plus ou moins perméable. L'altération augmentant, les courbes d'injections de mercure montre une élargissement des seuils d'accès favorables à une forte perméabilité, mais le degré de microfissuration, plus ou moins important selon les échantillons, permet une perméabilité plus importante à volume poreux équivalent pour un échantillon moins fissuré.

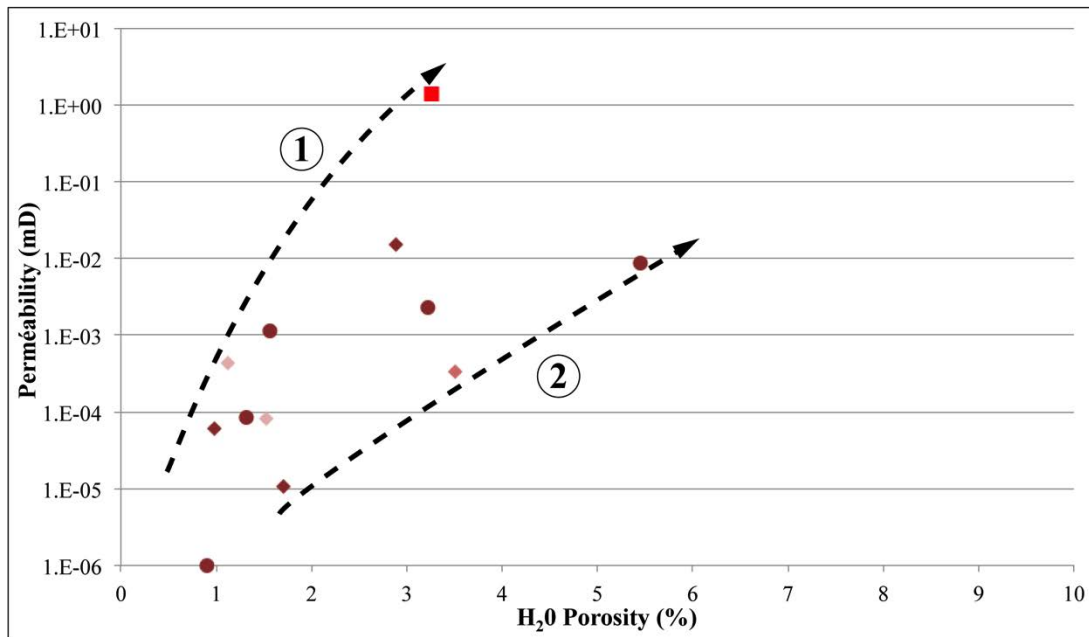


Figure 3.39 : perméabilité matricielle en fonction de la porosité des échantillons de granites.

3.2.4.4. Synthèse

Quelque soit le faciès de base et l'origine géochimique des échantillons étudiés, les granites ont le même comportement d'un point de vu pétrographique et pétrophysique. La synthèse de ces propriétés peut ainsi être effectuée sans distinction de faciès, mais en fonction de l'évolution des propriétés des échantillons sains, dans les zones de failles ou de fracturation pervasive ainsi que dans les zones d'arènes liés à l'altération supergène (Figure 3.40).

Les cœurs de failles n'ont pu être échantillonnées que dans la zone de faille de Kreuzweg et de Natzwiller, qui font l'objet d'une étude spécifique dans la section suivante. Dans les zones endommagées, de fracturation pervasive au sein du massif et les échantillons sains, on constate une évolution de l'altération des phases primaires. Les ferromagnésiens sont ainsi de plus en plus chloritisés, et les feldspaths et plagioclases argilisés. La microfissuration augmente également avec cette altération, même si la densité de microfissuration la plus importante observée est dans les échantillons d'arène granitique. Dans ces échantillons d'arène, l'altération minéralogique est en revanche assez faible (Figure 3.40).

Malgré ces différences, l'ensemble des échantillons de granites a une densité des phases solides homogène autour de 2,64, et l'augmentation de la porosité induit une évolution linéaire de la densité apparente, ainsi que des CT/VP. En revanche, les échantillons altérés dans les zones de fracturation et ceux dans les zones d'altération supergène qui forme les arènes ont une morphologie de réseau poreux différents. La création du volume poreux se faisant plutôt par l'altération minéralogique dans le premier cas, celle-ci forme un réseau poreux aux seuils d'accès restreints dont le diamètre s'agrandit avec le degré d'altération. On a ainsi la formation d'un volume poreux qui peut être important, allant jusqu'à 10 %, mais une perméabilité matricielle qui augmente peu avec cette porosité (10^{-2} mD maximale mesurée). Les échantillons où la microfissuration est importante, dans ou proche des arènes granitiques, développent une famille de seuils d'accès supplémentaire, plus large, qui induit des perméabilités plus forte (1 mD) pour une volume poreux moins important. Pour les échantillons d'arène non consolidée, la perméabilité n'a pas pu être mesurée, mais les injections de mercure montrent tout de même que la porosité peut atteindre 14 %.

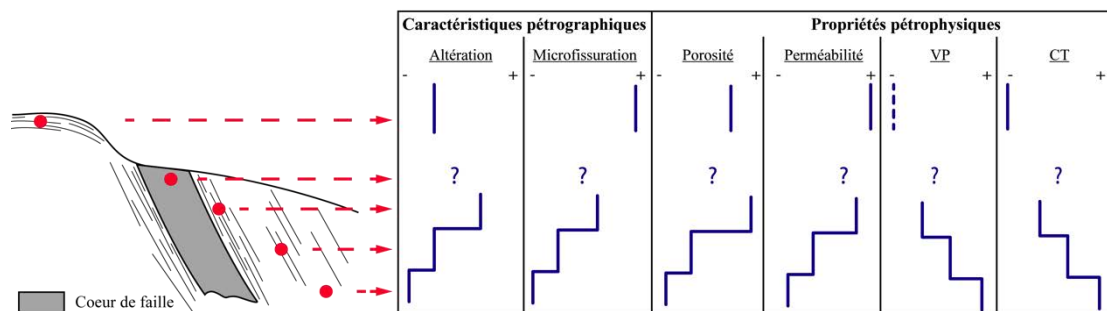


Figure 3.40 : synthèse des caractéristiques pétrographiques et des propriétés pétrophysiques des granites en fonction de leur position par rapport aux zones de faille et d'altération supergène.

3.2.5. Le cas des zones de failles

La plus part des échantillons ont été prélevés à proximité des accidents cartographiés dans l'étude régionale mais les affleurements ont une extension en générale faible. Ceci empêche le remplacement de ces échantillons dans un modèle de zone de faille avec un cœur et une zone endommagée. Dans certains cas, des zones de failles mineures, associées aux grands accidents ont cependant pu être étudiés et sont présentés dans cette partie : 1) La zone de faille NE-SW qui traverse les grauwackes de Moyennoutier

appartenant à la série de la Bruche (MM 00 à 10), 2) La zone de faille NE-SW de Kreuzweg et son granite associé (CdF 21, 22, 34, 35, 36) et enfin 3) les échantillons du granite Natzwiller (CdF 24, 25, 26 et 40 à 50) proches de la zone de faille NW-SE du même nom (Figure 3.41). Ces trois zones de failles ont fait l'objet d'une étude détaillée et sont présentées ci-après.

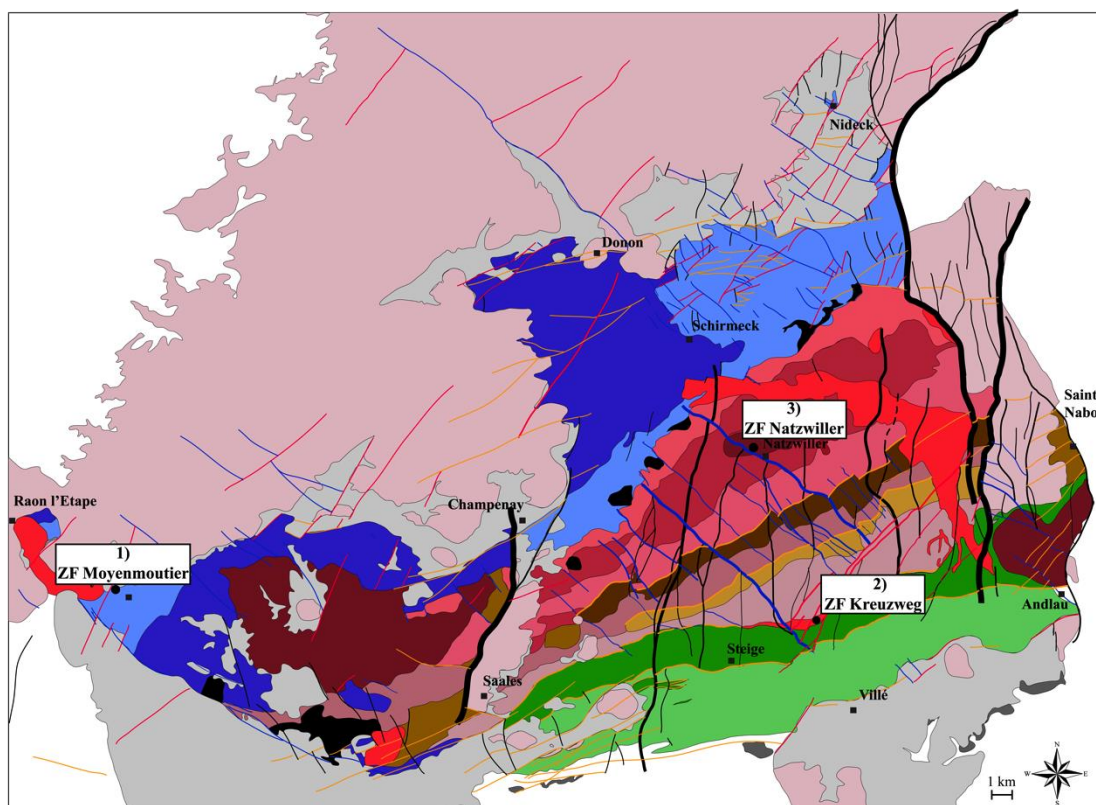


Figure 3.41 : carte de localisation des zones de faille étudiées.

3.2.5.1. La zone de faille de Moyenmoutier

La zone de faille étudiée est une faille secondaire située à environ 500 m à l'Est de la faille de Moyenmoutier de direction N030°E et qui affecte la série de la Bruche. Elle est structurée autour d'un cœur de faille argilisé de 1,15 m d'épaisseur et de direction similaire à la faille principale. Autour de ce cœur de faille, la zone endommagée affleure sur environ 5 m et est reconnaissable par une densité de fractures plus importante (198 frac/m²) que le protolithe qui affleure un peu plus loin (156 frac/m²) (Figure 3.42a). Différents échantillons ont été prélevés à des distances variables du cœur de faille afin

d'observer les variations des densités de microfissures et des propriétés pétrophysiques au sein de cette zone de faille.

Les échantillons à l'interface entre le cœur argileux et la zone endommagée sont les plus poreux, avec des porosités pouvant aller jusqu'à 9% (Figure 3.42b). La porosité diminue ensuite très rapidement de part et d'autre du cœur, jusqu'à 1-2% à 1m du cœur, ce qui est une porosité moins importante que les échantillons prélevés plus loin dans le protolithe où l'on observe des porosités entre 4 et 6 %. Pour les conductivités thermiques et les vitesses d'ondes P, on observe la tendance inverse : ces propriétés augmentent dans le premier mètre autour du cœur de faille pour diminuer au delà (Figure 3.42c). A noter que si la porosité du protolithe est supérieure à celle mesurée à 1 m du cœur, les propriétés macroscopiques restent dans le même ordre de grandeur.

Les courbes d'injection de mercure montrent que les échantillons dans le protolithe, à 12,4 et 16,3 m du cœur de faille ont une famille de seuils d'accès restreint à des diamètres entre 0,1 et 0,3 μm qui porte l'ensemble du volume poreux (Figure 3.42d). Les échantillons de la zone endommagée, ont au contraire une porosité qui comprend des seuils d'accès répartis sur l'ensemble des diamètres inférieurs à 0,2 μm (à -3, -1,52, 0,73 et 0,45 m). L'échantillon au flanc du cœur de faille (0 m), qui a la porosité la plus importante, représente un échantillon intermédiaire entre les deux réseaux poreux décrits précédemment : la famille restreinte aux seuils d'accès entre 0,1 et 0,3 μm représente environ 75 % de sa porosité totale, les 25 % restant étant répartis de manière homogène dans les seuils d'accès plus petits. Une injection de mercure a également été effectuée dans un échantillon du cœur de faille argileux (Figure 3.42e) et donne une allure similaire à l'échantillon du flanc, avec des diamètres cependant différents : une famille de seuils d'accès avec des diamètres restreints autour d'1 mm qui porte environ 75 % de la porosité totale, et 25 % répartie dans les seuils d'accès plus petits. Cette courbe, et la porosité totale de 41,8 % est cependant à considérer avec précaution. En effet, si dans les autres cœurs de failles étudiées dans cette thèse, les échantillons non-cohésifs ont gardé leur structure originelle au moment de l'échantillonnage, ce n'est pas le cas de celui-ci qui formait plutôt une pâte argileuse. La structure originelle, et par conséquent sa porosité a ainsi pu être modifiée par le prélèvement.

En lame mince, l'ensemble des échantillons de la zone endommagée et du protolithe ne montre pas de variations pétrographiques significatives. Les grauwackes sont dans cette zone composés essentiellement de quartz de granulométrie inférieure à 50 μm ,

colmaté par des argiles. Seul quelques niveaux de quartz plus grossiers, comprenant également des chlorites sont présents dans certaines lames. Les densités de microfissures ont été étudiées sur des lames minces horizontales et orientées, après tracés sur ArcGIS®. Les tracés ont été effectués avec deux échelles d'observations : les macrofissures que l'on peut observer à l'œil nu sur la lame, et les microfissures que l'on n'observe qu'au microscope polarisant. Les densités des deux tracés sont représentées en nombre de fissures/cm² (Figure 3.43a) ou en cm/cm² (Figure 3.43b) en fonction de la distance au cœur de faille sont résumées en tableau 3.6. Globalement on constate, à la fois pour les macro et microfissures, une densité plus importante pour les échantillons à l'Ouest du cœur, excepté pour l'échantillon à 16,3 m qui affiche une différence importante entre la densité de fissures exprimée en nombre et en longueur. Au sein des échantillons proches du cœur de faille, il est difficile de discuter une quelconque évolution des densités en nombre de fissures. En longueurs cependant, on observe une nette diminution de la densité de chaque côté du cœur de faille, à l'approche de celui-ci.

L'orientation de ces macro et microfissures ne montre en revanche aucune corrélation avec l'éloignement du cœur argileux (Figure 3.43b). On observe d'ailleurs que la direction du cœur de faille qui est N030°E n'est présente de manière importante que sur les lames des échantillons prélevés à 1,52 à l'Ouest et 12,4 m à l'est du cœur et dans les microfissures des échantillons à 0, 0,45 et 0,73 m à l'Est. Ailleurs, on retrouve les autres directions de fracturation observées à l'affleurement : ≈N-S, E-W et NW-SE, en proportion variable suivant les échantillons. Il est également intéressant de noter que les directions exprimées dans les macrofissures ne sont identiques aux directions exprimées dans les microfissures, ou en proportion qui varie entre les deux échelles, que pour les lames n° 7 et 9.

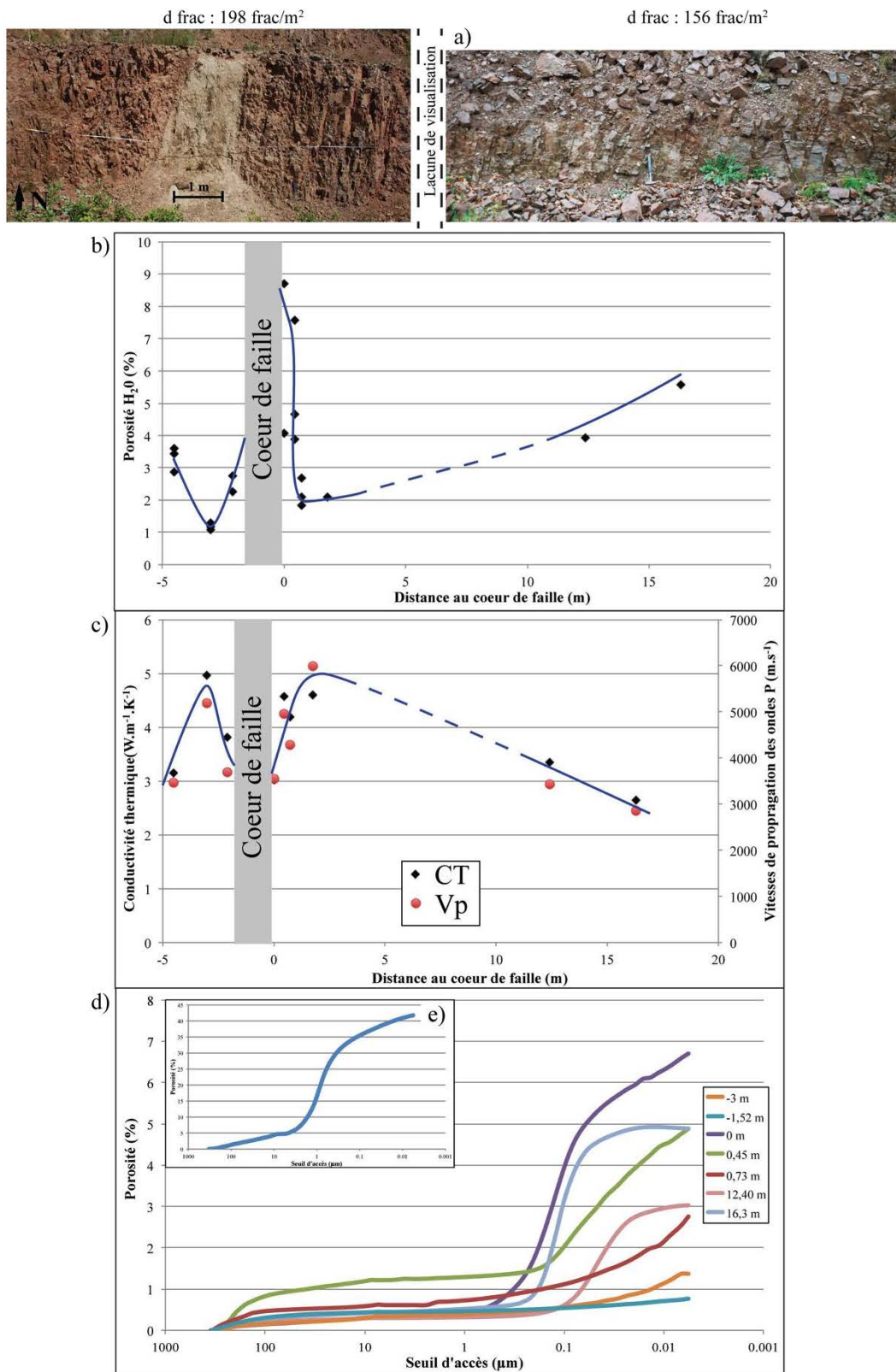


Figure 3.42: a) vue de l'affleurement de la zone de faille de Moyennoutier avec le cœur de faille et la zone endommagée d'une part, et le protolithe moins fracturé de l'autre, b) porosité, c) Conductivité thermique et vitesses des ondes P en fonction de la distance au cœur de faille, d) courbes de première injection de mercure des différents échantillons de la zone de faille.

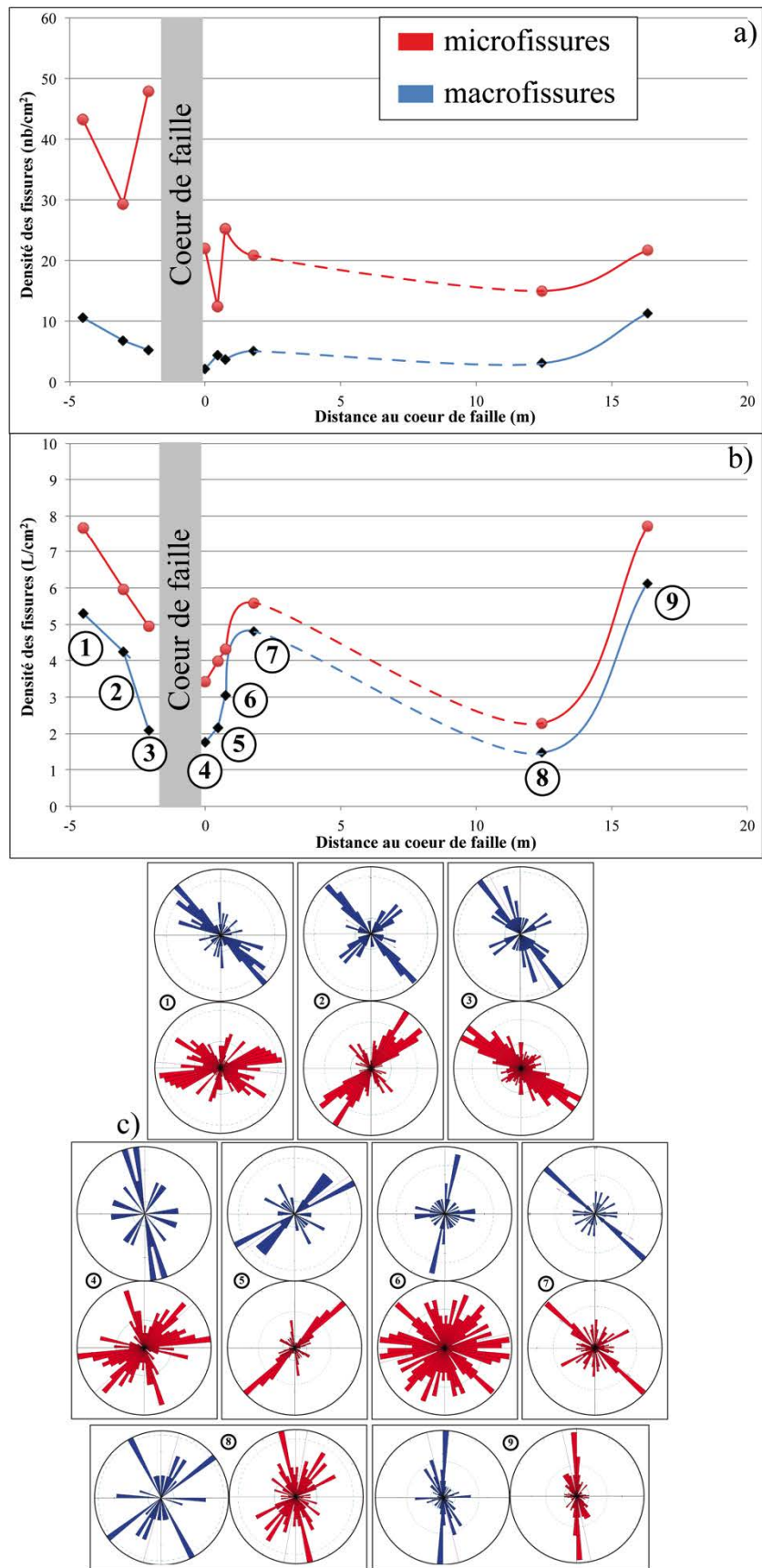


Figure 3.43 : répartition de la fracturation étudiée en lames minces dans la zone de faille de Moyennoutier : densité des microfissures en nb/cm², b) pondérée par les longueurs, c) orientation des microfissures.

Tableau 3.6 : résultats de densité des macro et microfissures en lames minces et résultats des analyses de diffraction RX sur les échantillons de la zone de faille de Moyennoutier.

	N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	distance au cœur de faille (m)	-3	-1,02	-0,6	0 (flanc du cœur)	0,45	0,73	1,77	12,4	16,3
Macrofissures	Nb de fissures	52	43	33	13	28	26	30	21	78
	Densité (nb/cm ²)	10.51	6.79	5.22	2.13	4.38	3.68	5.06	3.05	11.25
	Densité (cm/cm ²)	5.29	4.24	2.09	1.76	2.16	3.05	4.82	1.47	6.13
Microfissures	Nb de fissures	214	185	303	134	79	172	123	103	150
	Densité (nb/cm ²)	43.25	29.20	47.88	21.96	12.35	25.15	20.76	14.97	21.63
	Densité (cm/cm ²)	7.67	5.96	4.94	3.43	3.98	4.31	5.59	2.28	7.71
Analyses DRX R totale (%)	Qz (%)		100		71	100			100	
	Orthose (%)				29					
Analyses DRX argiles (%)	Vm/Chl		35		40	40	25		30	
	Illites		50		15	50	55		60	
	Kaolinite		20		45	10	20		10	

D'un point de vue minéralogique, des analyses de diffraction aux rayons X ont été effectuées sur certains échantillons représentatifs de l'éloignement au cœur de faille et les résultats sont présentés en tableau 3.6. La minéralogie des argiles montre la présence d'illites qui sont localisées entre les grains de quartz, et un mélange de vermiculite/chlorite lié à l'altération des biotites présentes dans les bancs plus grossiers. Les proportions de ces deux phases minérales est à peu près constante parmi les phases argileuses, quelque soit la distance au cœur de faille. En revanche, la kaolinite n'est présente que de façon mineure (10-20 %) dans l'ensemble des échantillons, excepté dans le cœur de faille où elle représente 45 % des argiles.

3.2.5.2. La zone de faille de Kreuzweg

La faille de Kreuzweg est une des zones de failles majeures NE-SW à tendance décrochante senestre qui affectent l'ensemble de la zone d'étude depuis les schistes de Villé jusqu'au granite de Kagenfels (Figure 3.41). La structure de cette zone de faille est complexe, avec plusieurs cœurs qui localisent la déformation, et le granite de Kreuzweg qui affleure au contact de cette zone de faille et des schistes du Sud. Ce granite a été échantillonné au niveau d'un cœur secondaire (N35, 70SE) (Figure 3.44a). Ainsi, les échantillons CdF 21, 22 ont été prélevés du côté NW de ce cœur secondaire, CdF 34 et CdF 35 du côté SE, et CdF36 dans le cœur altéré. L'étude de la fracturation a montré une augmentation de la densité de fractures de 20 frac/m à 5m du cœur à 41 frac/m au contact FC-DZ (SL 12).

En lame mince, l'ensemble des échantillons montre une recristallisation des grains des quartz selon des plans préférentiels, témoins de l'activité relativement haute température de la zone de faille (Figure 3.44b). L'échantillon CdF 34, prélevé à 1 m à l'Est du cœur de faille, représente une partie plutôt saine, peu déformée (peu de plans de recristallisations des quartz) et peu altérée, des biotites légèrement chloritisées et des plagioclases peu argilisés. Dans l'échantillon CdF 35, prélevé un peu plus loin, les biotites sont plus altérées que dans l'échantillon précédent et la densité de microfissuration est plus forte. Des amas d'oxydes cristallisés remplissent les fantômes d'amphiboles, l'argilisation des plagioclases et la recristallisation des quartz sont également plus importantes (Figure 3.44b). Pour la partie ouest, les échantillons CdF 21 et 22 se distinguent de CdF 35 par un taux de recristallisation des quartz bien plus important et par la présence de nombreux oxydes, à la fois dans le réseau de microfissures, en association avec des argiles, mais aussi dans la matrice, notamment dans les amphiboles et les biotites. Ces dernières sont totalement lessivées, et les plagioclases totalement argilisés. Dans l'échantillon CdF 36 prélevé dans le cœur de faille, la matrice rocheuse initiale est complètement déstructurée : la microfissuration intense (voir brêchique) est en grande partie colmatée par les argiles et les oxydes de sorte qu'il est difficile de différencier les anciens plagioclases et feldspaths des remplissages argileux. La porosité se compose de deux types de vides, des microfissures réouvertes après des précipitations d'argiles et des cavités de taille variable dans la matrice.

On a donc, une différenciation pétrographique entre les échantillons au NW et au SE du cœur de faille : les oxydes ne sont à priori présents que dans le compartiment NW, c'est-à-dire dans le mur de la faille. Les ferromagnésiens y sont également plus altérés. Cette différenciation pétrographiques est également marquée dans les assemblages argileux (Tableau 3.7) : si les illites, qui sont d'après analyses des lames, attribués à l'altération des plagioclases et feldspaths et aux remplissages de microfissures, sont majoritaires dans l'ensemble des échantillons, l'altération des ferromagnésiens entraîne la précipitation des smectites à l'Ouest et des chlorites/chlorites-vermiculites à l'Est. Dans le cœur de faille, on peut également noter la présence d'une faible quantité de kaolinite. Les analyses de roche totale confirment :

- la déstructuration totale des plagioclases et des feldspaths dans le cœur de faille puisqu'on ne retrouve que des quartz dans CdF 36.
- l'altération plus importance des plagioclases (quantité d'albite plus faible) au NW du cœur de faille.
- la présence d'oxydes en quantité suffisante pour être détectée dans le compartiment NW.

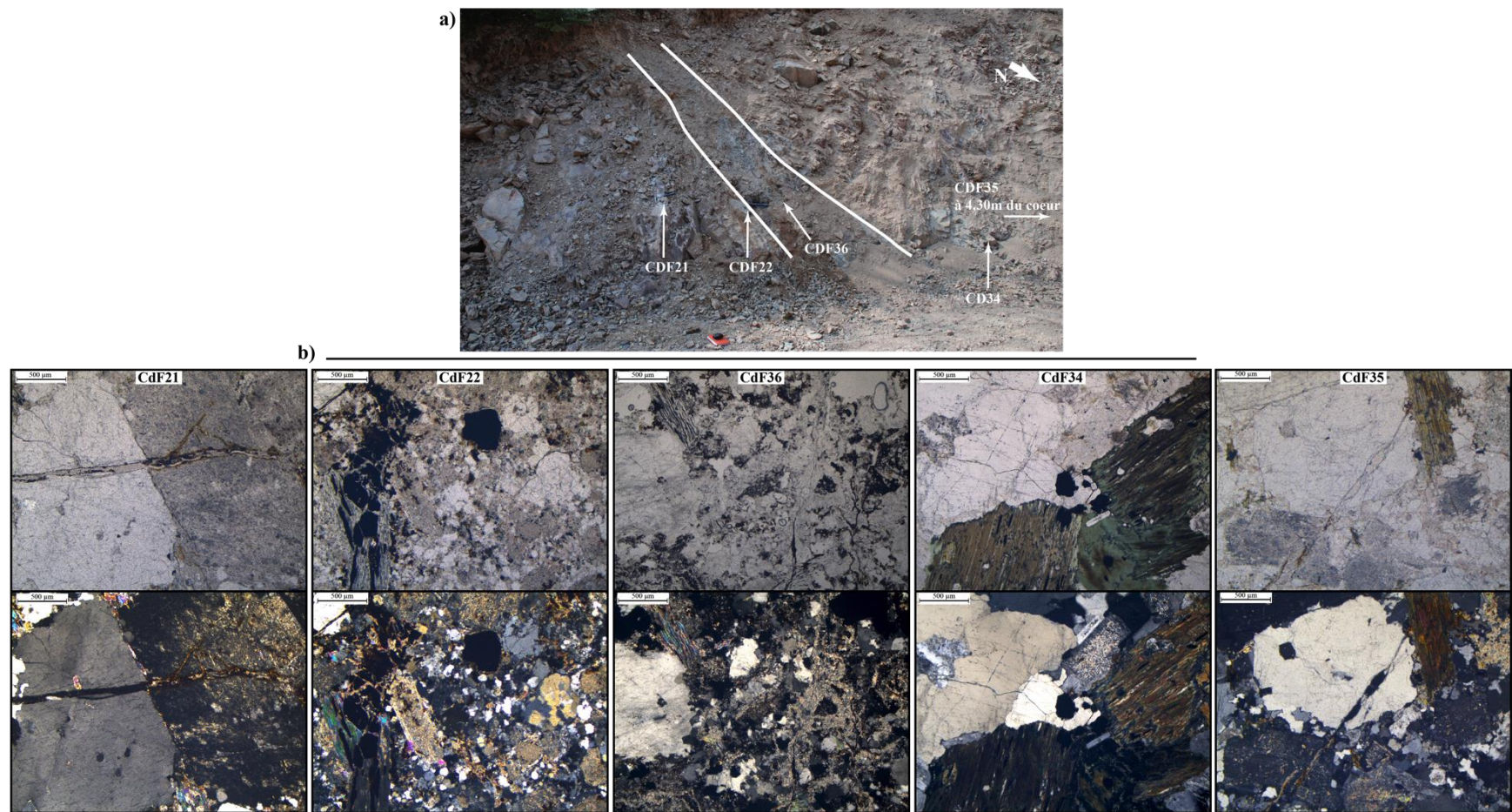


Figure 3.44 :a) photo de l’affleurement de zone de faille de Kreuzweg avec localisation des échantillons, b) photos de lames minces en LPNA et LPA des différents échantillons de la zone de faille.

Tableau 3.7 : propriétés pétrophysiques des échantillons du cœur de failles de Kreuzweg et résultats des analyses de diffraction RX sur les poudres des échantillons.

	N°	CdF21	CdF22	CdF36	CdF34	CdF35
	Distance au cœur de faille (m)	-1	Flanc SW	cœur	1	4,3
Paramètres pétrophysiques	CT (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	1,96	2,28	-	2,48	2,17
	Vp (m.s ⁻¹)	2311	3675	-	4356	3716
	Porosité Hg (%)	7,32	5,44	12,63	3,89	2,29
Analyses DRX R totale (%)	Qz	68		100	56	50
	Albite	7			23	32
	Orthose	22			20	19
	Hématite	3			1	
Analyses DRX argiles (%)	Smectites	15		5	5	
	Illites	85		90	95	80
	Kaolinite			5		
	Chlorites Fe					10
	Interstratifié Chl/Vm					10

Pour l'interprétation des données pétrophysique, l'échantillon CdF 20 a été utilisé comme référence, il représente l'état peu ou pas déformé du matériau. Il a été positionné de manière arbitraire à 10 mètres de la faille (Figure 3.45). Les analyses de la porosité par saturation à l'eau montrent que l'échantillon CdF 36 du cœur de faille est le plus poreux, avec 12,63 %, suivis des échantillons du compartiment ouest de la faille (Figure 3.45a). Dans ce compartiment, on constate que la porosité est plus faible aux épontes du cœur de faille qu'à 1 m de distance, passant de 5,44 à 7,32 %. Ces échantillons sont néanmoins plus poreux que ceux du compartiment Est et que l'échantillon hors zone de faille. Ces derniers affichent une porosité à peu près constante autour de 3 %. Les courbes d'injection de mercure montre que l'accès à la porosité des échantillons du flanc Ouest est contrôlée par des seuils d'accès compris entre 0,1 et 0,5 μm environ, probablement liée à l'ouverture des microfissures observées en lames minces (Figure 3.45b). Pour l'échantillon de cœur de faille, la porosité est accessible grâce à l'ensemble du spectre de seuils d'accès analysé.

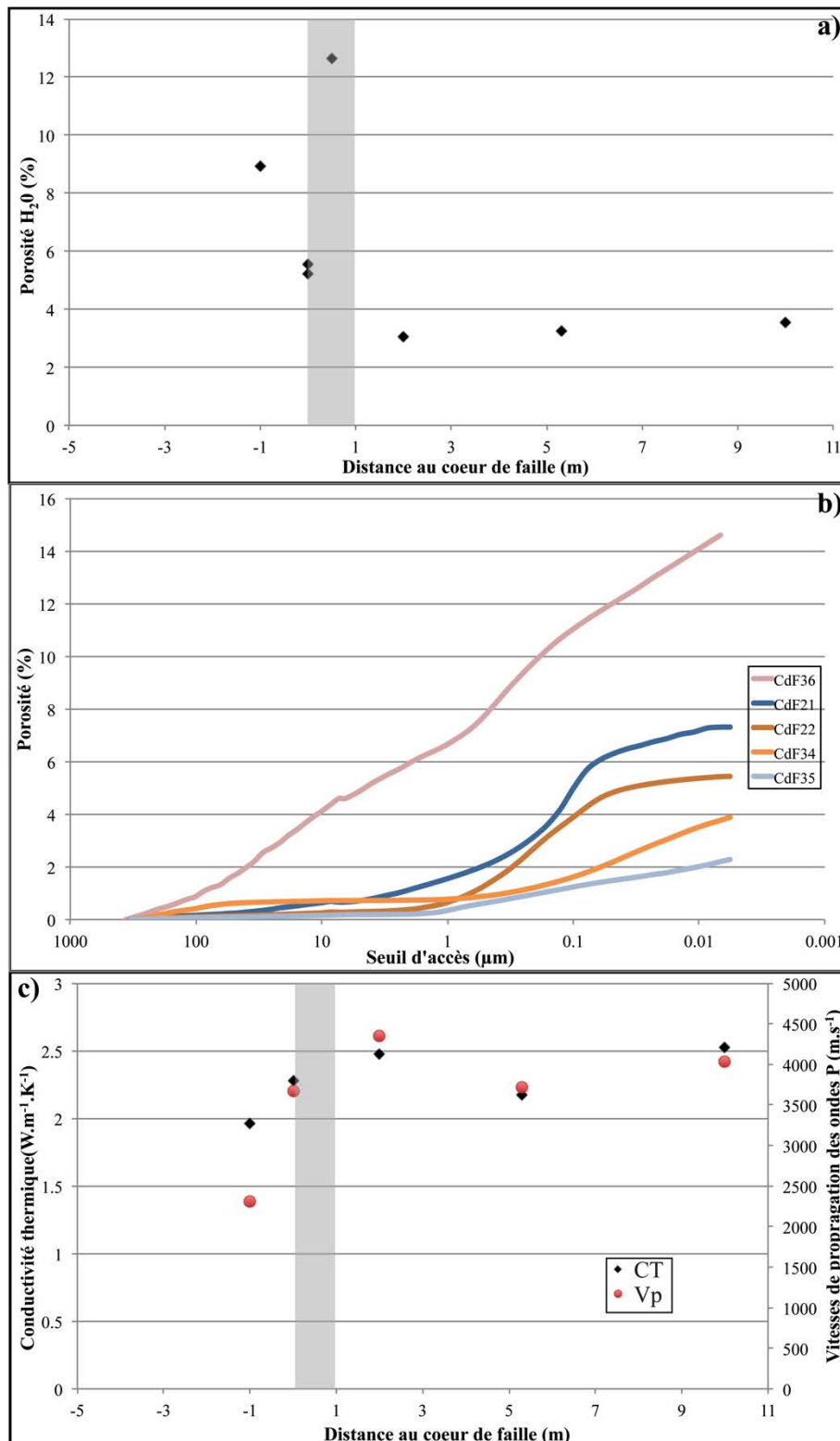


Figure 3.45 : a) résultats de porosité à l'eau, b) de première injection de mercure et c) conductivité thermiques et vitesse des ondes P des échantillons de la zone de faille de Kreuzweg.

Les mesures de conductivités thermiques et de vitesses des ondes P n'ont malheureusement pas pu être effectuées sur l'échantillon de cœur de faille car il n'était pas assez cohésif. Pour les autres échantillons, la différence entre le compartiment Ouest et Est de la faille n'est pas aussi forte que le suggère les mesures de porosités et l'étude pétrographiques. (Figure 3.45c), Les valeurs de CT et de Vp varient globalement peu et se situent entre 2,0 et 2,5 W.m⁻¹.K⁻¹ pour les CT et 3700 et 4400 m.s⁻¹ pour les Vp, exceptés les Vp de l'échantillon CdF 21 prélevé à 1m à l'Ouest de la faille qui sont de 2300 m.s⁻¹. Les mesures de CT assez homogène montre que la porosité, plus importante à l'Ouest du cœur de faille, semble en partie contrebalancée par la présence des oxydes qui ont une conductivité thermique forte. Pour les Vp, le colmatage des microfissures par les argiles homogénéise vraisemblablement les vitesses puisque le seul échantillon où l'on observe une diminution importante est CdF 21 où on a observé la présence de microfissures ouvertes en quantité importante.

3.2.5.3. Le granite de Natzwiller

Le granite de Natzwiller est traversé par une faille de second ordre de direction N135°E (Figure 3.41). Bien que la zone principale de la déformation liée à la faille n'est pas visible, l'affleurement SL 4 situé proche de la zone endommagée permet d'échantillonner plusieurs cœurs de failles mineurs et d'étudier les modifications pétrophysiques associées.

La densité des fissures de l'affleurement a été mesurée à 11 frac/m et varie le long du profil (Figure 3.46a). Trois zones où la fracturation est la plus dense sont identifiables : une importante entre 7 et 14 m sur le profil, et deux plus mineurs autour de 1 m et 18 m. Les cœurs de failles sont quand à eux localisés à 13 m (orientation N035, 81W), à 16,45 m (orientation N035, 80W). Au sein de la zone fracturée principale, certaines fissures ont un remplissage à oxydes (*en rouge*) qui ont été séparé des fissures dépourvues de remplissages (*en bleu*). On remarque que ces remplissages sont concentrés en trois clusters de fissures, dont un est lié spatialement à la présence du cœur de faille le plus important de l'affleurement (13 m). Si, les directions de fractures observées à l'affleurement sont \approx N010°E, N030°E, N090°E et N130°E, les précipitations d'oxydes ne sont observés que dans les directions N010°E et N030°E (Figure 3.46b).

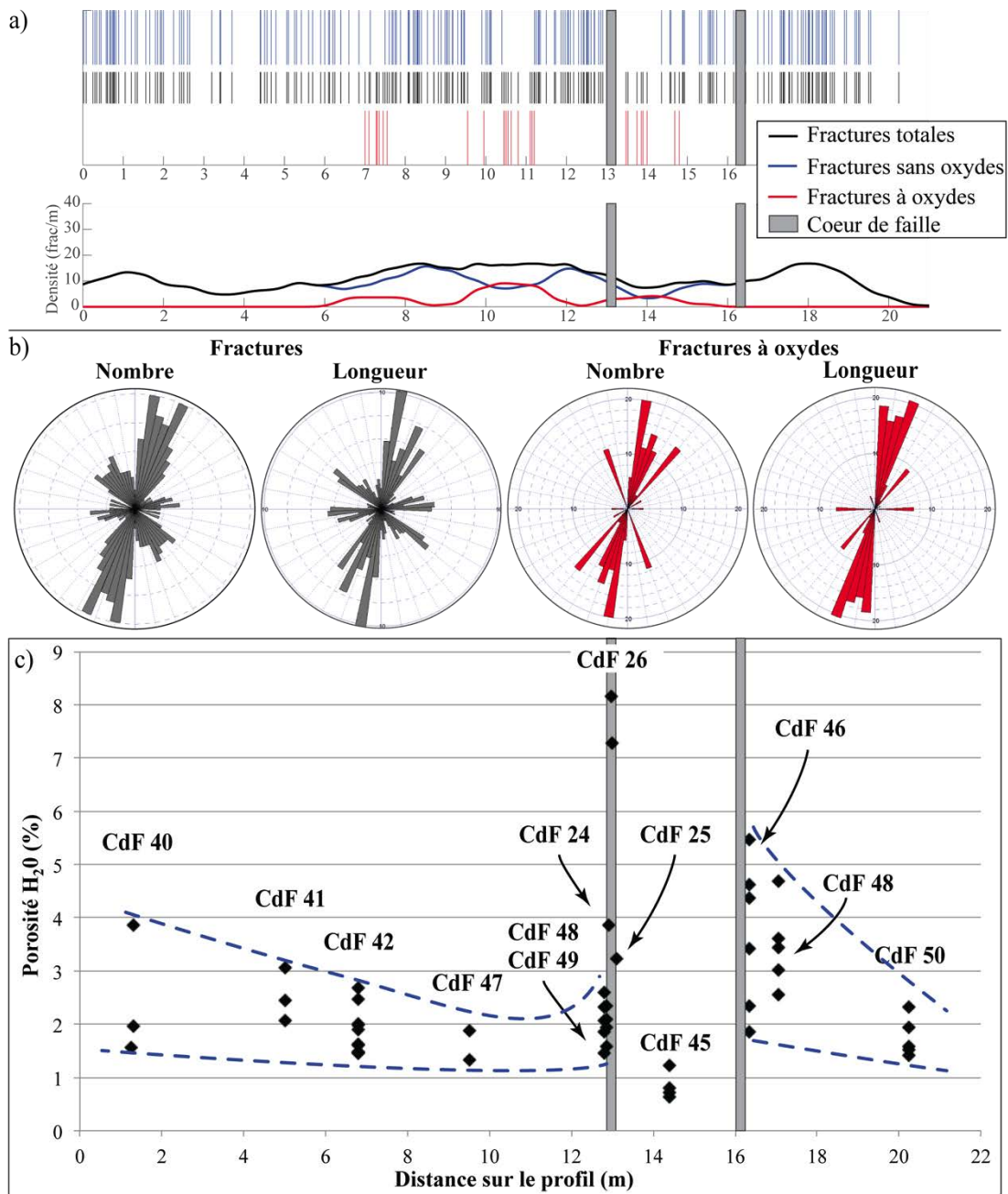


Figure 3.46 : a) répartition des fractures le long du profil de fracturation de l’affleurement de Natzwiller, b) orientation des fractures et des fractures colmatées par les oxydes, c) porosité du granite de Natzwiller en fonction de la distance aux cœurs de failles mineures.

Les échantillons CdF 40 à 50 ont été récoltés le long de ce profil de mesures, dans les zones plus ou moins fracturées, et CdF 24, 25 et 26 plus spécifiquement dans le cœur de faille situé à 13 m sur le profil (Figure 3.46c). Globalement, les échantillons les moins poreux (<3 %) sont situés autour des cœurs de failles mineures, dans les zones où les oxydes colmatent le réseau de fractures (CdF 42, 47, 48, 49, 50). Hors de ces zones minéralisées, éloignées des cœurs de failles (CdF 40, 41), où au contact direct (CdF 24,

25, 46, 68), la porosité augmente et peut atteindre 5,5 %. Dans la section 3.2.4, nous avons vu que l'augmentation de la porosité de ces échantillons est liée à l'altération des minéraux ferromagnésiens et des feldspaths et plagioclases. Ainsi, le degré d'altération est contrôlé par la proximité des cœurs de failles mineures, ainsi que de la densité de fractures à l'affleurement, quand celles-ci ne sont pas colmatées. La porosité est ainsi maximale au niveau du cœur de faille échantillonnée, avec 8,1 %, puis elle décroît rapidement de part et d'autre des deux cœurs de failles mineures. Entre ces deux cœurs de failles, une zone peu fracturée est préservée de l'altération et à la porosité la plus faible de l'affleurement (1,2 % maximum).

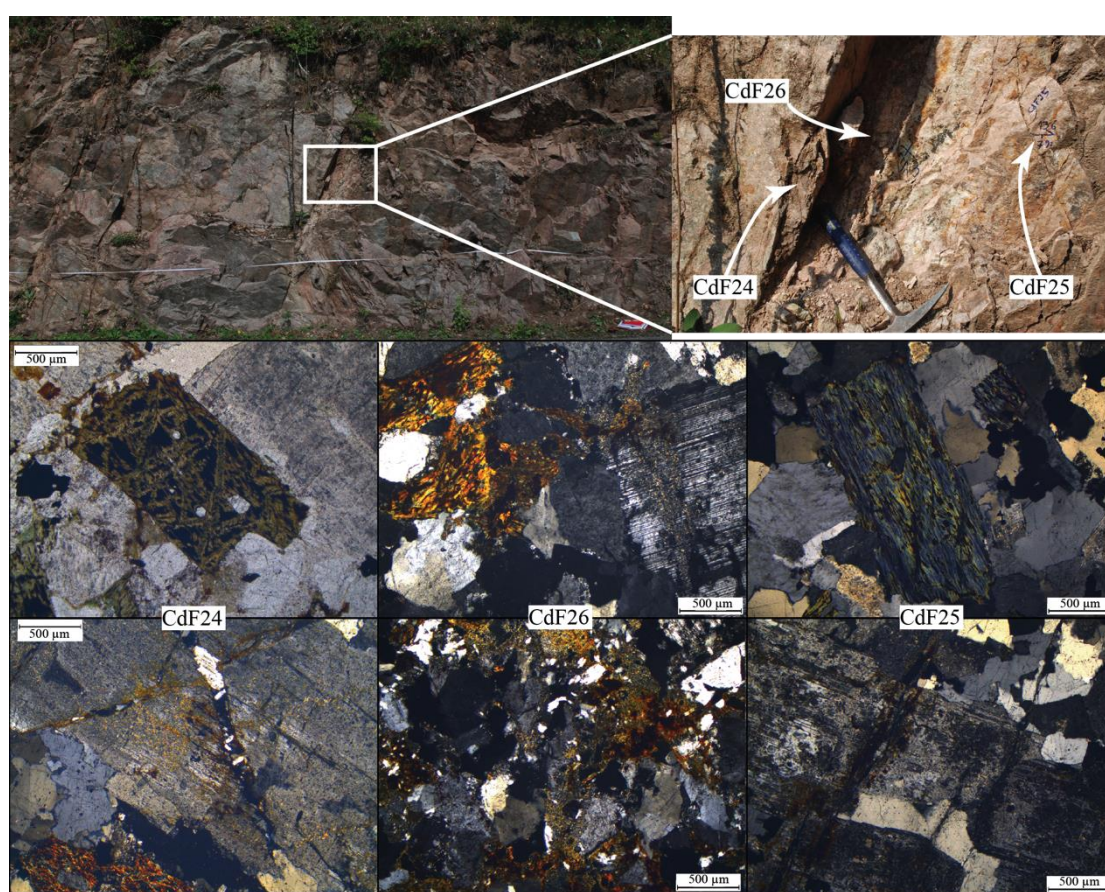


Figure 3.47 : localisation et photo de lames minces des échantillons de cœur de failles mineures dans le granite de Natzwiller montrant l'altération des ferromagnésiens et des feldspaths-plagioclases.

Dans les échantillons CdF 24, 25 et 26, les transformations pétrographiques sont différentes que celle décrites pour les échantillons des zones peu ou modérément fracturées. Dans la lame-mince de CdF 24, au contact du cœur de faille, les minéraux ferromagnésiens sont presque entièrement remplacés par des opaques ou chloritisés

(Figure 3.47). Les feldspaths et plagioclases ne sont altérés que lorsqu'ils sont recoupés par des plans de microfissuration. Ces plans, sont colmatés par un mélange d'argiles et d'oxydes, et parfois par des quartz secondaires. L'échantillon CdF 25, de l'autre côté du cœur de faille mineur a des caractéristiques similaires, avec une densité de microfissuration cependant moins dense, et une argilisation des feldspaths associés plus faible, que l'échantillon CdF 24 (Figure 3.47). Dans l'échantillon du cœur de faille, CdF 26, l'argilisation des feldspaths et plagioclases n'est pas plus importante que dans les échantillons précédents. Les biotites en revanche sont complètement oxydées et des zones de brèche comprenant du matériel granitique broyé ainsi que des argiles et des oxydes sont présents sur environ 50 % de la surface de la lame. Dans cette brèche, de nombreux pores formés de cavités intergranulaires sont visibles.

Partie III : Le réservoir en profondeur

Chapitre 1 : L'apport du levé aéromagnétique

L'analyse du réseau de failles dans les Vosges du Nord permet de mettre en évidence une organisation spécifique qui peut servir de guide pour l'interprétation des données sismiques sous le PER de Strasbourg. Il a notamment été mis en avant l'interaction entre structure du socle et réactivation des failles durant les événements post-orogénèse hercynienne. Cette interaction a conduit à une différenciation des structures entre les blocs de la Bruche, de Senones et du Champ-du-Feu. La compréhension de l'organisation pétrographique et structurale en profondeur pour la zone analogue sera une clé pour comprendre la prolongation de ces structurations sous le PER de Strasbourg.

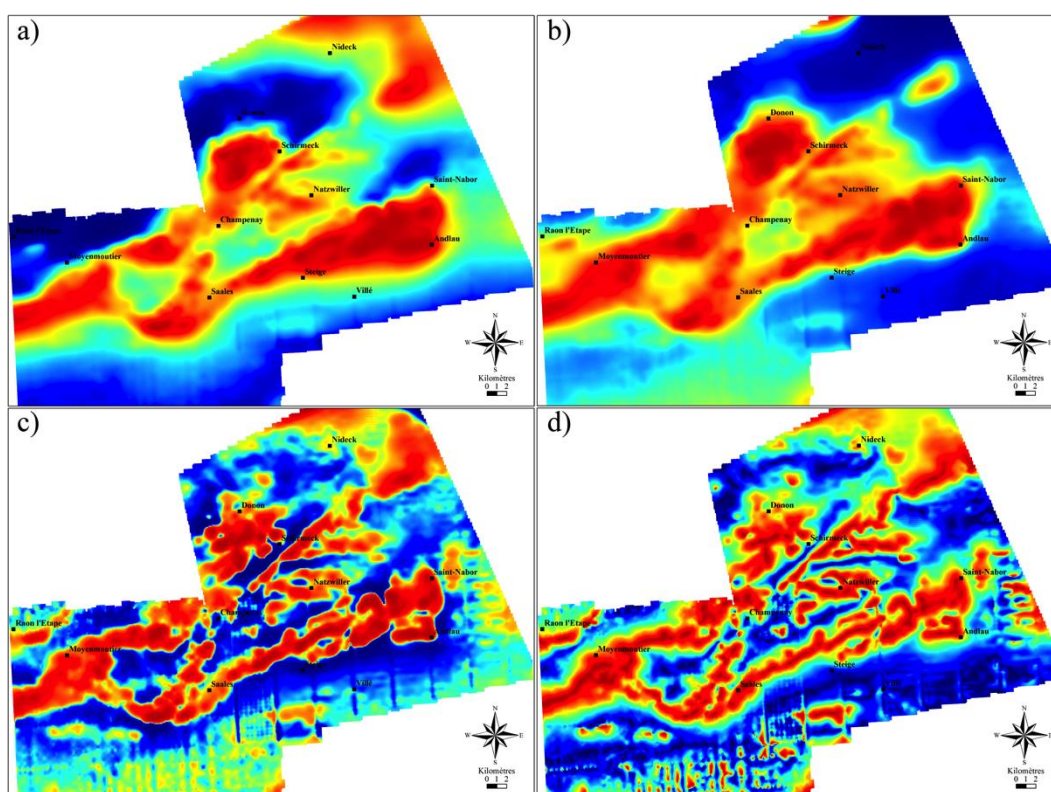


Figure 1.1 : cartes issues des levés aéromagnétiques effectués sur les Vosges du Nord : a) anomalie du champ total, b) anomalie réduite aux poles, c) première dérivée verticale, d) tilt-angle.

Sur la zone d'étude, les données du levé de la carte géologique de Saint-Dié (levé réalisé par l'EOST, Strasbourg) et le levé de Fonroche Géothermie pour la partie est de la zone affleurante (levé réalisé pendant la thèse) ont été combinées et sont présentées dans ce chapitre.

La figure 1.1 présente la carte d'anomalie du champ total, ainsi que les divers traitements effectués : réduction aux poles, première dérivée verticale et tilt-angle. Les

deux premières permettent de reconnaître les grands traits structuraux de la zone d'étude avec au nord et au sud des zones à susceptibilité faible, et au centre des structures plus complexes marquées par des variations de susceptibilité entre les différents granites, la série de la Bruche et les séries volcaniques.

Les cartes de la première dérivée verticale et du tilt-angle permettent d'affiner les contours des anomalies et révèlent de nouvelles structures. Les deux étant relativement comparables, les résultats présentés ci-après sont issues des tracés sur la dérivée première (Figure 1.2). La présentation des résultats est divisée en deux parties : une discussion des anomalies magnétiques mises en évidence, une seconde partie qui évoque l'organisation des lithologies du socle déduites.

1.1. Les linéaments magnétiques

1.1.1. Le contact entre les schistes de Steige et de Villé et les unités Sud

Le linéament majeur est de direction ENE-WSW entre Andlau et Saales est observé sur les quatre cartes. Ce linéament sépare la partie Sud à susceptibilité plutôt faible et le reste de la zone d'étude (1, figure 1.2). Ce linéament est décalé par un second de direction NW-SE dans la partie ouest de la carte. La superposition du tracé de linéaments et de la carte géologique montre que cette limite correspond à la limite cartographique entre le massif magmatique du Champ-du-Feu et les Schistes du Sud. A l'ouest de la carte, ce linéament suit le contact entre le bassin de Villé et le socle affleurant.

Le couloir de faille NE-SW de Kreuzweg est également marqué par un linéament magnétique (2, figure 1.2), qui rejoint le linéament formé par le contact schistes/massif magmatique. Ce couloir de faille marque un changement dans la structure de ce contact : A l'ouest, on observe une bonne correspondance entre la position du linéament d'après la dérivée verticale et la carte géologique, ce qui suggère un contact vertical entre ces deux unités. A l'est, cette correspondance devient de moins en moins bonne, le linéament magnétique se décalant de plus en plus vers le Sud par rapport à la limite géologique. Même si l'influence du granite d'Andlau intrudé dans ce secteur n'est pas négligeable, ce

décalage traduit également un changement structural : les données de terrain synthétisées par *Elsass et al. (2008)* montre en effet qu'à l'ouest du couloir de Kreuzweg, le contact granodiorite/schistes a plutôt fonctionné en décrochement vertical, et à l'est plutôt en chevauchement penté vers le sud.

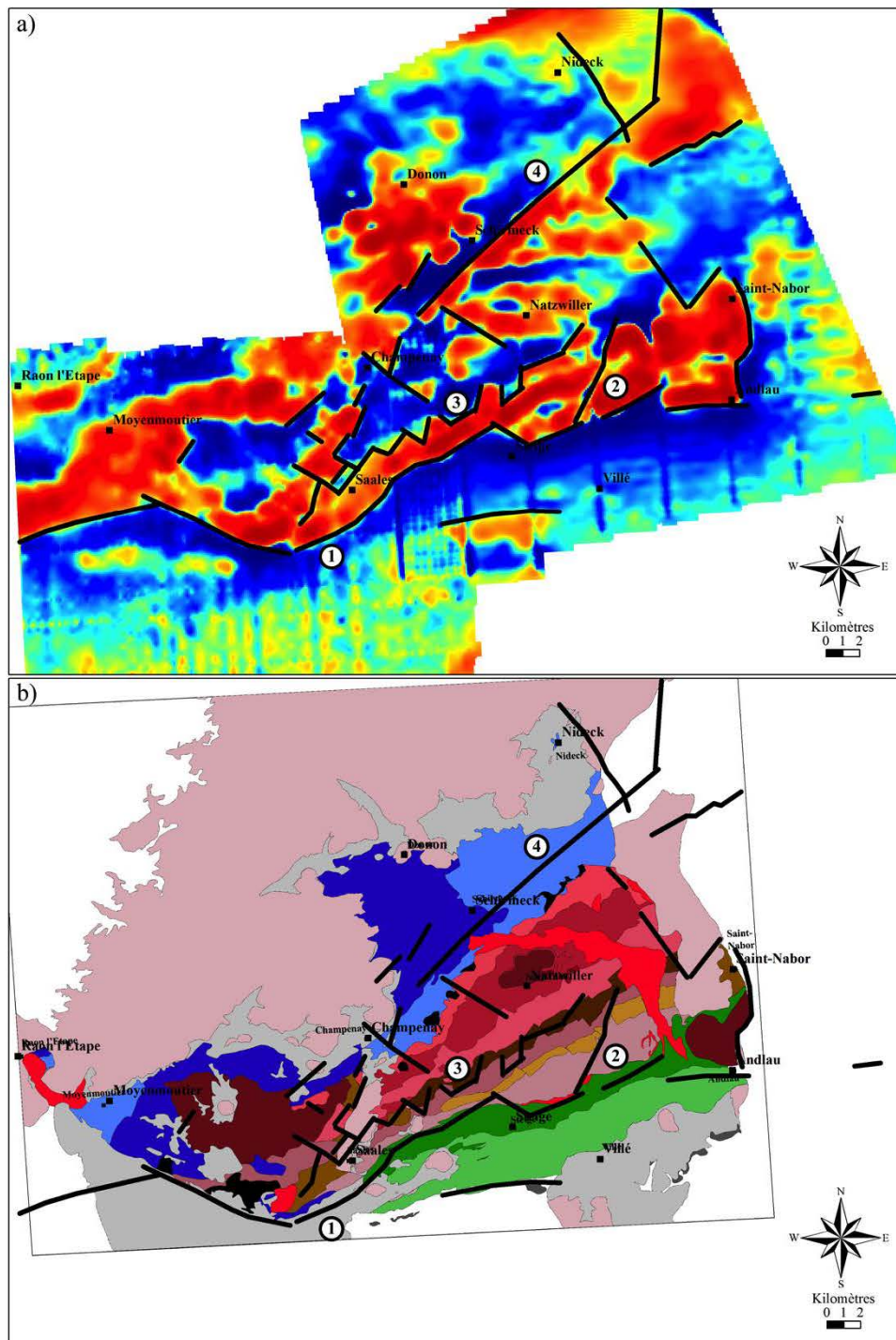


Figure 1.2 : tracés des linéaments magnétiques a) sur la première dérivée verticale, b) report des tracés sur la carte géologique simplifiée.

1.1.2. Le contact entre les unités du Sud et les granites

Plus au nord, un contact entre l'unité à forte susceptibilité magnétique et une unité à susceptibilité plus faible a été identifié (3, figure 1.2). D'après les mesures de susceptibilité, les différentes bandes (granodiorites, bande de diorites variées et Bande-Médiane) de l'unité Sud sont plutôt homogènes et à plus forte susceptibilité que les granites du Nord. Ainsi, ce contact magnétique marque très certainement le contact entre les granites Nord et la Bande-Médiane de l'unité Sud. Ce contact est fortement segmenté par des linéaments NW-SE et N-S (Figure 1.3a). Dans l'ensemble, le contact magnétique semble situé plus au sud que la trace du contact géologique en surface, ce qui indiquerait un pendage vers le sud de la faille qui met au contact l'unité du Sud et les granites.

Bien que l'ensemble des failles N-S et NW-SE identifiées sur la carte géologique ne soit pas marquées par un décalage du contact magnétique, on constate tout de même une bonne correspondance entre les deux tracés (Figure 1.3b). Les failles NW-SE identifiées sur la carte aéromagnétique correspondent bien à une trace de faille NW-SE en surface, confirmant ainsi leur pendage sub-vertical et le jeu décrochant. Deux d'entre elles sont également marquées par une continuité du linéament dans les granites, au niveau de Champenay et au sud-ouest de Natzwiller. En revanche, la trace magnétique des failles N-S est moins bien localisée par rapport aux failles géologiques cartographiées, certainement du fait de leur pendage qui n'est pas vertical.

1.1.3. Le contact entre les granites et les séries métamorphiques du Nord.

Au nord du massif magmatique du Champ-du-Feu, un important linéament de direction NE-SW est également identifiable sur la carte aéromagnétique (4, figure 1.2). Ce linéament marque vraisemblablement le contact entre le massif magmatique du Champ-du-Feu et les séries métamorphiques du Nord qui diffèrent d'un point de vue des susceptibilités magnétiques. Ce linéament est décalé vers le Nord par rapport à la trace géologique, ce qui indiquerait un pendage vers le Nord.

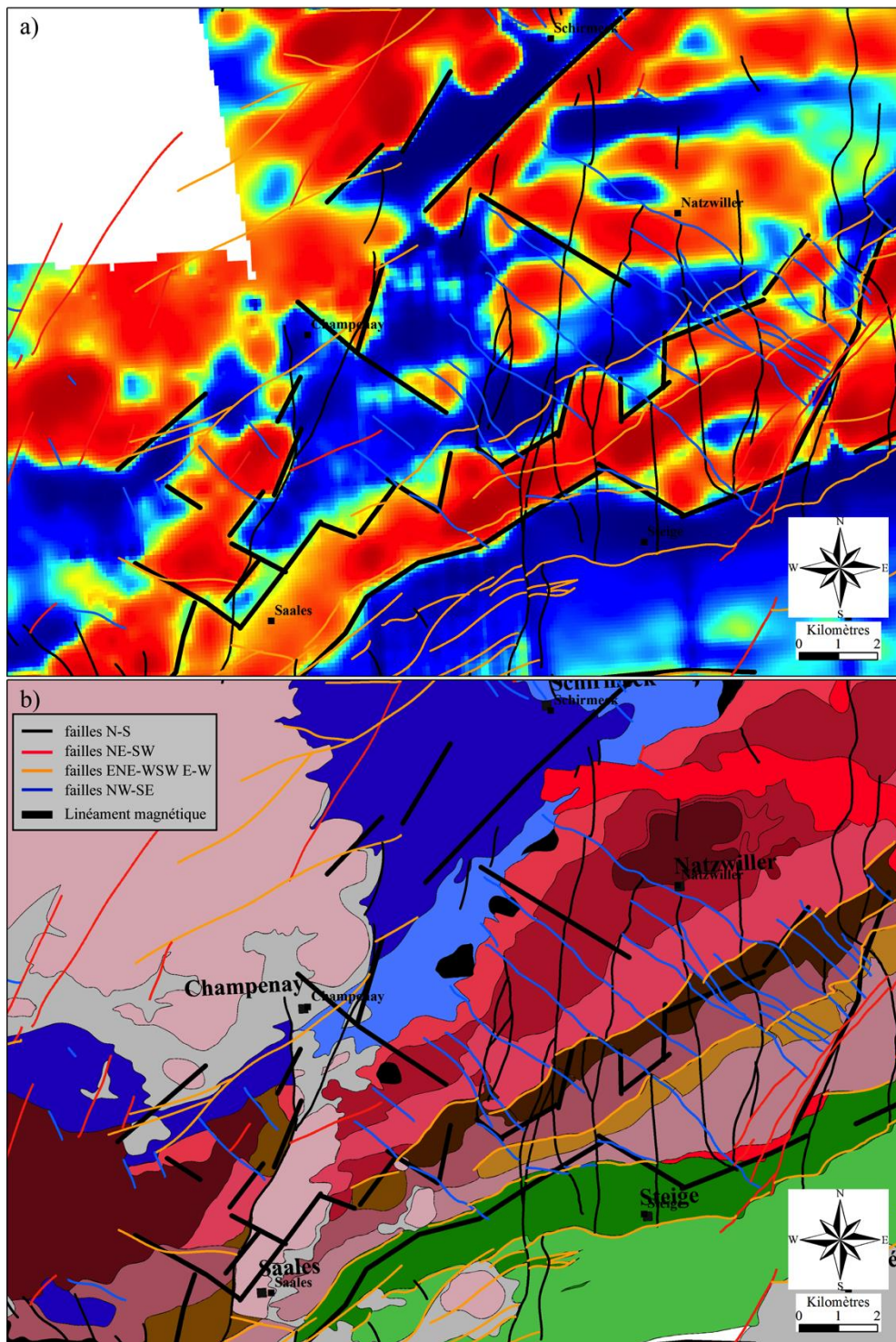


Figure 1.3 : zoom sur la Bande-Médiane du Champ-du-Feu avec combinaison des failles géologiques et du tracé des linéaments magnétiques a) sur la carte de la première dérivée verticale, b) sur la carte géologique simplifiée.

Des linéaments d'extension moins importante sont également visibles. Au sud de la carte, la zone de faille de Lalaye-Lubine affleurante est marquée par un linéament magnétique E-W. La trace magnétique de la faille de N020°E de Saales peut également

être identifiée entre Saales et Champenay, même si elle semble segmentée tout comme le contact entre les unités Sud et les granites. Enfin, la limite affleurante du bassin permien du Nideck semble également être marqué par une limite magnétique NW-SE.

1.2. Les lithologies magnétiques

Les linéaments magnétiques donnent une information structurale supplémentaire sur la prolongation des structures en profondeur, mais le contour des anomalies mis en avant par la dérivée verticale permet aussi de retracer les contours des différentes lithologies en profondeur. On a ainsi une information supplémentaire sur l'organisation des lithologies du socle dans le massif, dont les différents points importants sont décrits ci-après.

1.2.1. L'ouest de la faille de Saales

A l'ouest de la faille de Saales, sur le levé de la carte géologique de Saint-Dié, les anomalies correspondent clairement aux variations de lithologies du socle. Ainsi, le granite de Senones, à la susceptibilité magnétique faible, s'individualise nettement de son encaissant métamorphique (1, figure 1.4). La morphologie des contours de ce granite sur le signal magnétique correspond plutôt bien au contour de la carte géologique. Autour de ce granite, la susceptibilité magnétique forte suggère l'influence des formations volcaniques du massif de Rabodeau-Schirmeck sur les lithologies moins susceptibles d'origine sédimentaire de la Bruche. Au nord de Moyenmoutier, une anomalie négative allongée dans la direction ENE-WSW apparaît ainsi qu'une nouvelle anomalie positive en bordure de la carte aux environs de Raon l'Etape (2,3, figure 1.4). Cette anomalie positive peut être attribuée aux séries basaltiques affleurantes dans la vallée au niveau de cette ville.

1.2.1. Le massif du Champ-du-Feu

Au niveau du massif du Champ-du-Feu, les unités Sud, à susceptibilité magnétique forte, s'identifient clairement des granites Nord malgré leur segmentation par les réseaux de failles NW-SE et N-S. Cependant, plusieurs informations peuvent être tirées de la correspondance entre les lithologies de la carte géologique et les anomalies magnétiques.

1) Le granite tardif de Kagenfels, surtout sa partie E-W, s'identifie nettement du massif granitique encaissant (4, figure 1.4). En revanche, l'extrémité Sud de ce granite, de direction N-S, se perd dans l'anomalie positive des unités Sud. Cette observation est pleinement en accord avec les études géologiques effectuées sur ce granite (*Elsass et al., 2008*). En effet, dans cette partie sud, les faciès pétrographiques indiquent un épanchement plus proche de la surface que dans sa partie nord, avec des terminaisons en faciès rhyolitiques. La bonne correspondance entre les limites magnétiques et géologique au Nord confirme ainsi la mise en place sous forme de lame verticale du granite et une forme de lacolithe moins profond dans la partie sud.

2) Le granite de Kreuzweg, mis en place au croisement entre le chevauchement des Schistes du Sud sur les unités magmatiques Sud et la zone de faille de Kreuzweg est associée sur la carte magnétique à des petites anomalies négatives (5, figure 1.4). Les anomalies liées à ce granite sont néanmoins déplacées vers le nord par rapport à sa cartographie à l'affleurement.

3) Les granites du Nord ont une susceptibilité magnétique plutôt faible comparée à l'intrusion granitique de Natzwiller. Ce pluton subcirculaire semble ainsi s'étendre en profondeur, au delà du granite de Kagenfels qui lui est postérieur qui le recoupe (6, figure 1.4).

4) Une anomalie positive suit le linéament NE-SW au nord du massif et continue sous la couverture triasique à l'est. Cette anomalie peut être liée à la racine des différents plutons de diorites de type Muckenbach qui apparaissent entre les granites du Nord et la série de la Bruche (7, figure 1.4).

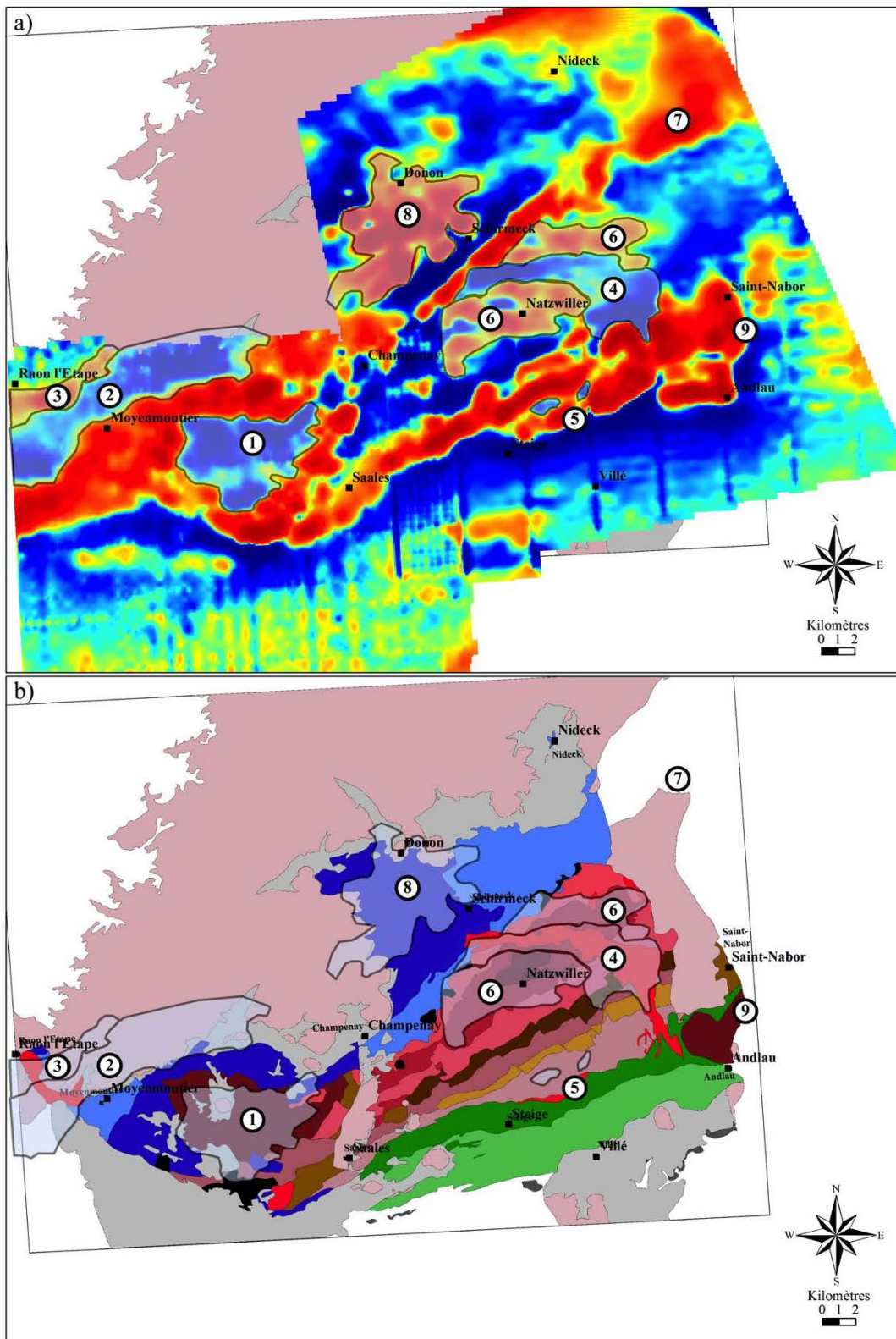


Figure 1.4 : a) tracé des lithologies reconnues sur la carte de première dérivée verticale, b) report du tracé sur la carte géologique simplifiée.

1.2.2. Les séries métamorphiques Nord

Au nord du massif du Champ-du-Feu, l'épanchement du massif volcanique de Schirmeck semble s'individualiser nettement de la série de la Bruche à la susceptibilité magnétique plus faible (8, figure 1.4). A l'est, il semble ainsi s'arrêter au niveau du Donon, alors qu'à l'ouest il rejoint le massif de Rabodeau sous les massifs permien et triasiques de Champenay.

1.2.3. La continuité sous la couverture sédimentaire

A l'extrémité est de la carte, les lithologies du socle passent sous la couverture sédimentaire triasique de l'extrémité Sud du champ de fractures de Saverne et une des structures bordières marque le début de l'effondrement principale du fossé Rhénan. L'influence de la faille bordière est clairement visible sur la carte magnétique entre Saint-Nabor et Andlau, où elle diminue de manière abrupte l'anomalie magnétique liée à l'unité Sud du Champ-du-Feu (9, figure 1.4). En revanche, plus au nord, la faille bordière n'a visiblement aucune influence sur les données magnétiques. On remarque plutôt une simple continuité de l'anomalie négative liée à la présence des granites, puis de l'anomalie positive liée aux plutons de diorite qui affleurent en surface à l'ouest (7, figure 1.4). Finalement, au regard de ces données magnétiques, les interfaces où on observe les changements les plus importants et donc qui marqueraient le début de l'effondrement du fossé avec des décalages important des lithologies sont plutôt les linéaments qui marquent 1) l'interface entre les granites du Nord et les sédiments triasiques à l'affleurement, et plus au Nord 2) la fin de l'affleurement du bassin du Nideck et le début des sédiments triasiques (Figure 1.5).

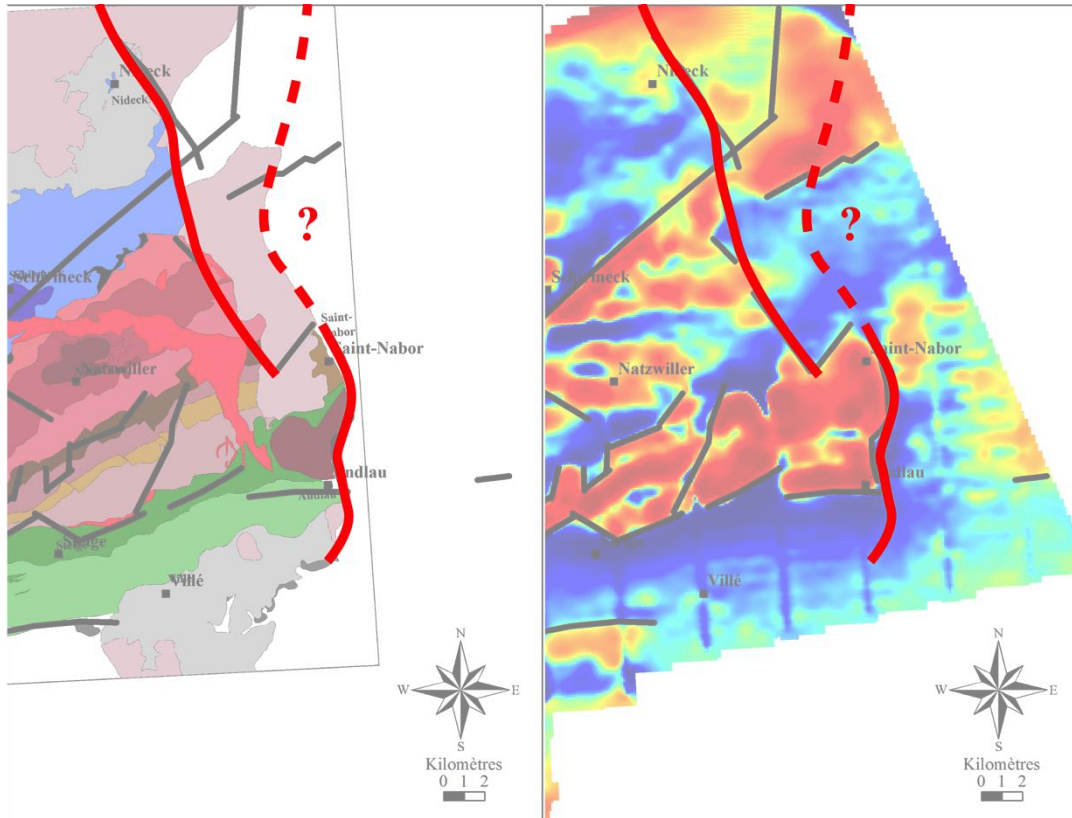


Figure 1.5 : zoom sur la partie est de la zone d'étude, avec tracé des failles marquant la limite du fossé a) sur la carte géologique simplifiée, b) sur la carte de première dérivée verticale.

1.3. Éléments de discussion

La comparaison entre le levé magnétique et les données géologiques, aidé des mesures de susceptibilité magnétique permet d'aller plus loin dans la compréhension de l'organisation structurale du socle et de sa relation avec les bassins permien. Cette comparaison soulève néanmoins quelques points importants qui sont discutés dans cette section.

1.3.1. L'organisation premier ordre du socle des Vosges du Nord

- La zone de faille de Lalaye-Lubine

Les données géologiques montrent que la zone de faille de Lalaye-Lubine est un contact géologique majeur qui sépare le socle moldanubien, qui correspond à la partie

interne de la chaîne hercynienne, des unités moins métamorphisées teplà-barrandien, saxothuringiennes et rhénohercyniennes (*Edel et Schulmann, 2009 ; Skrzypek et al., 2014*). Dans la zone d'étude, ce contact majeur sépare les Schistes Sud à susceptibilité magnétique faible, des séries de gneiss des Vosges Moyennes.

Bien que le sud de la carte soit légèrement bruité, cette zone de faille apparaît comme un linéament magnétique au niveau de sa zone affleurante à l'ouest de Villé (noir, figure 1.6). En revanche, sous les bassins permien de Villé et de Saint-Dié cette structure n'est absolument pas visible. D'un point de vue magnétique, le contact majeur se situe plutôt entre les Schistes du Sud appartenant à l'unité teplà-barrandien et le massif du Champ-du-Feu (rouge, figure 1.6). Ce constat pose la question de l'influence de la faille Lalaye-Lubine comme contact majeur, qui apparaît comme un phénomène plutôt limité sur la carte aéromagnétique.

Le contact lithologique majeur semble donc plutôt être à l'interface entre les Schistes Sud et le massif du Champ-du-Feu, avec une vergence plutôt orientée vers le Sud. Cette vision est en accord avec les travaux de Skrzypek (2011) qui a montré que les Schistes Sud sont la terminaison du domaine teplà-tarrandian qui ne s'étend que peu en profondeur et qui place la suture majeure en profondeur au Sud du Massif du Champ-du-Feu (Figure 1.6).

- **Le contact entre le massif du Champ-du-Feu et les séries du Nord.**

Les données géologiques montrent que le massif magmatique du Champ-du-Feu se met en place entre le domaine saxothuringien représenté par la série de la Bruche et le volcanisme de Schirmeck-Rabodeau, et le domaine teplà-barrandien représenté par les Schistes Sud. Au nord, les traces d'un contact tectonique ne sont pas visibles. En effet, les granites Nord et les séries métamorphiques ont à l'affleurement un contact plutôt diffus, marqué notamment par l'intrusion des diorites de type Muckenbach et un métamorphisme thermique lié à l'intrusion.

Notre étude des failles et de la fracturation a cependant montré qu'il existe un découplage de la déformation fragile entre le nord et le sud de ce contact. En effet le massif du Champ-du-Feu est structuré en une série de blocs délimités par les failles N-S et NW-SE, qui contrôle également la fracturation à l'échelle de l'affleurement. Au nord, dans les séries métamorphiques et le bassin permien du Nideck, la structuration est moins évidente, et plutôt contrôlée par les directions NW-SE et NE-SW (Partie II, section 3.1.2). Ce constat conduit à placer une limite structurale majeure entre le massif du Champ-du-Feu et les séries métamorphiques Nord.

1.3.2. Le contrôle structural du socle sur les bassins permians

La structure des bassins permians est fortement contrôlée par les accidents tectoniques NE-SW et NW-SE qui ont localisé le début de l'extension post-orogénique hercynienne, ces séries se mettent en place dans les dépressions de direction ENE-WSW du socle (Partie II, section 1.2.1). Dans la zone d'étude, les sédiments gréseux permians, ainsi que les séries volcaniques acides du Nideck ont une très faible susceptibilité magnétique et n'apparaissent donc pas sur les cartes magnétiques. Le signal magnétique est principalement porté par les lithologies et les structures du socle. Cependant, certaines observations sur la structure de ces bassins permians peuvent être déduites des données aéromagnétiques (Figure 1.7).

Les limites NE des bassins de Saint-Dié et du Nideck sont mises en évidence par des linéaments magnétiques, tout comme la limite à l'affleurement du bassin de Champenay. Pour le bassin de Villé, nous avons vu que cette limite est un contact lithologique majeur du socle, entre le domaine moldanubien et le domaine saxothuringien (1, figure 1.7). Il en est de même pour la limite Sud du bassin de Champenay marquée par une anomalie négative au nord (2, figure 1.7). Pour ce bassin, sa limite NE ne se situe pas dans la zone cartée par le levé aéromagnétique, mais est vraisemblablement de direction NE-SW également puisqu'un peu plus loin, les sédiments triasiques reposent directement au contact du socle (3, figure 1.7).

Ainsi, il est alors très probable que la limite NE du bassin du Nideck, également marquée par un linéament majeur, soit contrôlé par un changement lithologique majeure dans le socle (4, figure 1.7). Ces directions ENE-WSW et NE-SW sont également observées pour le bassin de Villé. Ainsi, si la mise en place des bassins permians dans les dépressions ENE-WSW du socle semble évidente, les limites de bassins de directions NE-SW semblent également contrôlé par les structures du socle (failles mais aussi lithologies).

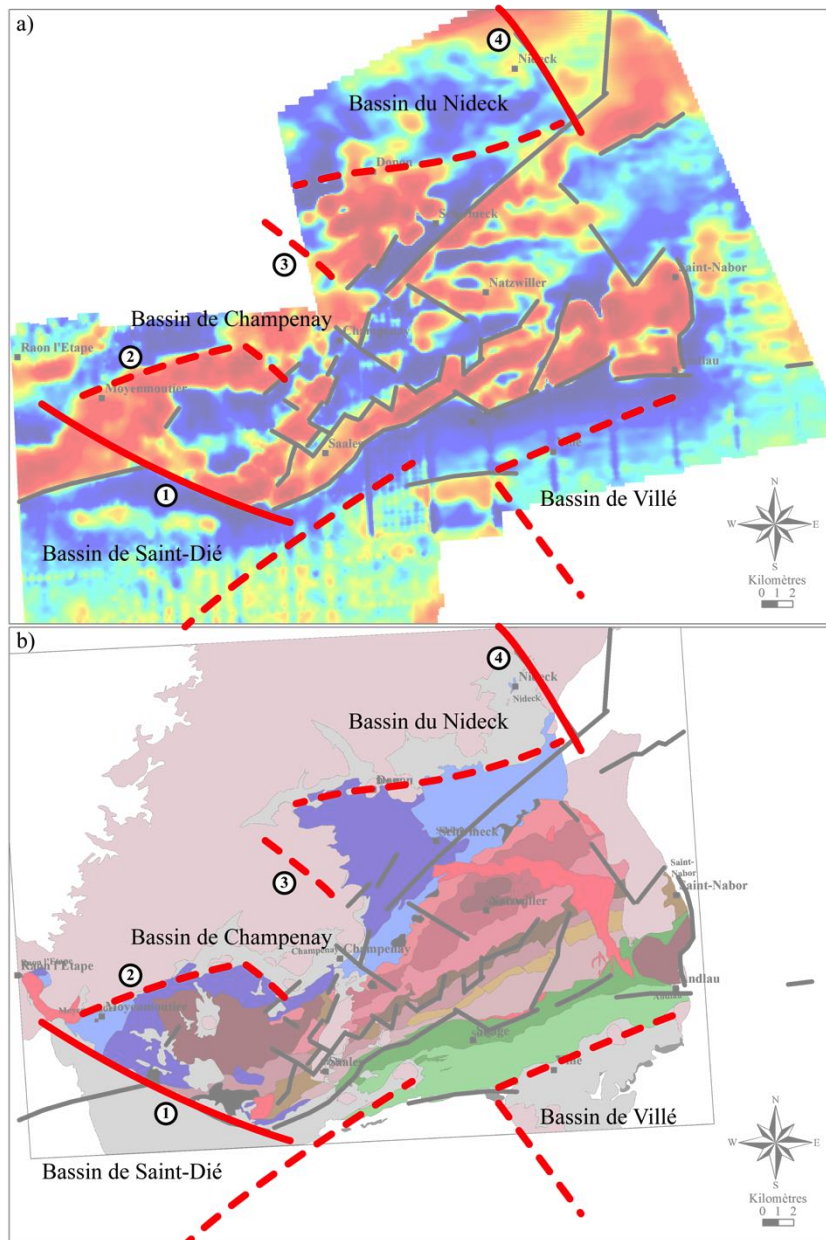


Figure 1.7 : tracé des limites (affleurante ou structurale) des bassins permien dans la zone d'étude a) sur la carte de première dérivée verticale, b) sur la carte géologique simplifiée.

Chapitre 2 : La modélisation

L'objectif de ce chapitre est de développer une méthodologie de modélisation qui intègre dans un modèle d'écoulement double milieu à la fois l'information des réseaux de fractures à l'affleurement, et les données matricielles acquises à l'aide des mesures pétrophysiques. Pour ce faire, des réseaux de fractures équivalents ont été générés sous le logiciel GoCad[®], puis les données matricielles ont été intégrées et les conditions réservoirs ont été modélisées sous Pumaflow[®]. L'ensemble permet d'analyser le fonctionnement d'un doublet géothermique dans une zone de faille durant une période de 30 ans. Ce modèle a été réalisé sur un modèle de réservoir géothermique de type zone de faille équivalent aux cibles géothermiques dans le fossé Rhénan. Dans ce chapitre sont ainsi présentés les premiers résultats de génération des réseaux de fractures dans la zone de faille, puis le modèle de fonctionnement des puits dans lequel les différents paramètres qui impactent la productibilité seront discutés. Les résultats seront comparés en utilisant un référentiel orthonormé où la direction Z est verticale, X est la direction E-W perpendiculaire au plan de faille et Y la direction N-S parallèle au plan de faille.

Certains des résultats de ce chapitre entrent directement en compte dans la caractérisation des réservoirs géothermiques de Fonroche Géothermie. Pour des raisons de confidentialités, ces valeurs seront indiquées en valeurs relatives et non en valeurs réelles.

2.1. La modélisation des réseaux de fractures

Dans un premier temps, un cas très simple a été testé afin de mettre au point la méthodologie de transfert des informations obtenues sur les affleurements vers les modèles géologiques et les modèles d'écoulement. Pour cela, le réseau de fractures a été modélisé pour un socle granitique sur lequel repose la série gréseuse du Trias et les couches du Trias supérieur considérées comme les épontes du système.

2.1.1. Le granite : *protolithe*

L'étude de la fracturation sur les différents affleurements a montré que le réseau de fractures comprend quatre familles : N-S, NE-SW, ENE-WSW et NW-SE. Dans les granites au Nord du massif du Champ-du-Feu, la proportion de ces 4 familles est

relativement constante entre les différents affleurements, nous avons donc choisis de prendre pour référence l’affleurement du granite de Natzwiller (Figure 2.1a). Cet affleurement est à la fois représentatif des proportions de fractures entre les différentes familles, et il est celui où le nombre de mesures est le plus important avec 226 fractures, ce qui permet d’obtenir les données statistiques les plus robustes. Les caractéristiques du réseau de fractures sur cet affleurement sont résumées dans le tableau 2.1. La distribution des longueurs des fractures identifiées sur cet affleurement et dans l’ensemble des granites du Nord montre une loi de puissance définie selon l’équation 2.1, cette équation est aussi celle de la distribution multi-échelle depuis les failles régionales jusqu’aux fractures (*voir chapitre suivant*).

$$n(x) = 1,87 x^{-1,0}$$

Équation 2.1

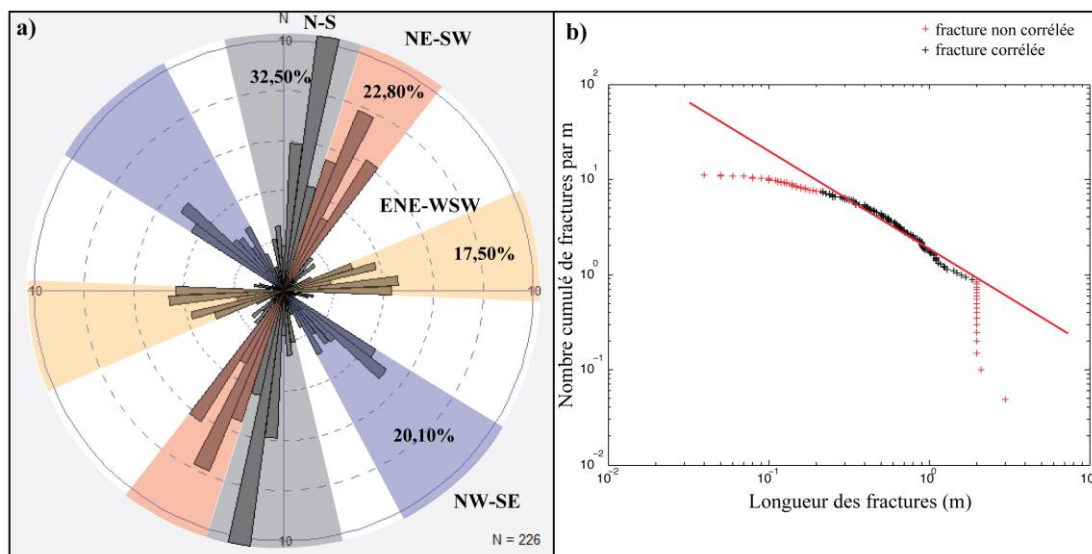


Figure 2.1 : a) diagramme des orientations pondérées par les longueurs de l’affleurement du granite de Natzwiller (SL4), avec répartition des différentes familles, b) distribution des longueurs.

Pour la modélisation, un bloc cubique de 50 m de côté est considéré, en accord avec la taille de la maille élémentaire du modèle de zone de faille qui sera construit sous Pumaflow[®]. Les fractures modélisées dans ce bloc ont une longueur comprise entre 30 m afin d’éviter en partie les effets de bords du modèle, et 30 cm, car c’est au deçà de cette longueur que la loi de puissance n’est plus représentative pour nos affleurements (Figure

2.1b). Bien que des études antérieures sur les granites aient montré que cette loi pouvait être prolongée à des longueurs inférieures pour les granites (*Annexe*), cela permet à la fois de limiter les hypothèses sur cette distribution, et de limiter le nombre de fractures générées (limité par le logiciel).

La densité P10 peut ainsi être recalculée pour chaque famille de fractures à partir de leurs proportions en fonction de l'orientation, de la loi de longueur, de la longueur du profil, de la distribution de Fisher et de l'angle entre le profil et les différentes familles directionnelles. Cette densité P10 est ainsi convertie en intensité 3D, P32. On peut noter que cette conversion change la famille d'orientation majoritaire, qui était N-S pour la mesure sur profil et qui passe à NW-SE pour la répartition 3D (Tableau 2.1).

Tableau 2.1 : caractéristiques du réseau de fractures de l'affleurement de Natzwiller, utilisé pour représenter le protolithe pour le modèle numérique.

Fractures	% en orientation	Distribution Fisher	P10 (frac/m)	P32 (m/m ³)	Rapport ouverture/longueur
N-S	32,5	25	0,11	0,13	$10^{-5} \times L$
NE-SW	22,8	7	0,09	0,11	$5 \cdot 10^{-6} \times L$
ENE-WSW	17,5	11	0,05	0,13	$10^{-6} \times L$
NW-SE	20,1	19	0,07	0,25	$5 \cdot 10^{-6} \times L$

Ayant peu de données sur l'ouverture des fractures, celles-ci ont été extrapolées sur la base des longueurs et de leurs orientations par rapport à la contrainte régionale. Ainsi, pour des fractures verticales, avec une contrainte maximale horizontale NNW-SSE (Partie I, section 1.4.2), la famille de fractures qui est la plus susceptible d'être ouverte est la famille N-S ; la famille ENE-WSW, orientée perpendiculairement à la contrainte sera considérée comme fermée. Une variation arbitraire d'un ordre de grandeur a été appliquée entre ces deux familles, et un rapport ouverture/longueur intermédiaire a été défini pour les fractures dont les orientations sont comprises entre ces deux cas extrêmes (Tableau 2.1).

La génération du réseau de fractures avec ces paramètres induit les propriétés énoncées dans le tableau 2.2 (*Protolithe*). Avec quatre familles de fractures globalement subverticales, la perméabilité selon la direction Z est la plus forte. On constate par ailleurs une forte anisotropie : la perméabilité en Y, dans la direction N-S parallèle à la zone de

faille qui va être modélisée, est bien plus importante que la perméabilité selon X qui est la direction E-W, perpendiculaire à la zone de faille.

2.1.2. Le modèle de la zone de faille : cas 0

Le modèle de l’affleurement de Natzwiller représente le modèle « type » de la fracturation dans le socle granitique hors d’une zone de faille, c’est à dire caractéristique du protolithe. L’étape suivante consiste en la création de la zone de faille type pour le fossé Rhénan où les propriétés générées vont évoluer avec la proximité du cœur de faille. Les failles ciblées pour la géothermie profonde dans ce fossé sont typiquement des failles de troisième ordre (*voir chapitre suivant*), d’orientation approximativement N-S activées ou réactivées lors la formation du rift. Ces failles ont typiquement des déplacements de l’ordre de 400 m et des zones endommagées d’une épaisseur de 300 m (Figure 2.2a). Nous avons donc considéré l’évolution de la fracturation dans ce type de géométrie de faille.

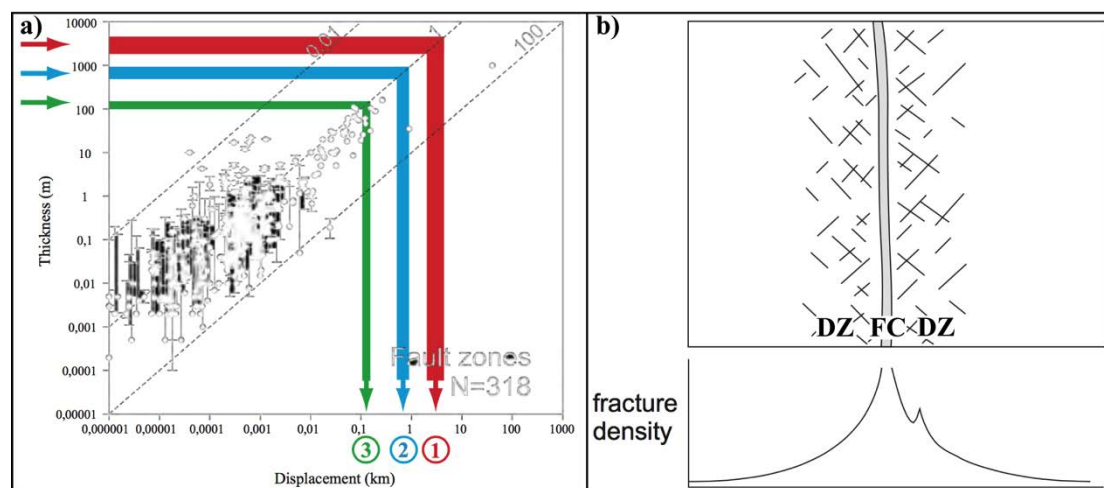


Figure 2.2 : a) lien entre épaisseur et déplacement des failles selon leur ordre de grandeur d’après Le Garzic (2010) modifié d’après Childs et al. (2009), b) modèle de zone de faille et de densité de fracture associée modifié d’après Faulkner et al. (2010).

Dans un premier temps, nous avons considéré un modèle d’évolution simple de la fracturation dans cette zone de faille, avec un cœur unique où la déformation est la plus importante et une fracturation qui diminue dans la zone endommagée avec l’éloignement au cœur de faille (Figure 2.2b). Cette évolution de la fracturation a été décrite pour ce cas

simple selon l'équation 2.2, avec une variation de la densité des fractures F qui dépend du facteur β qui dépend lui même du déplacement le long de la faille D , de x la distance au cœur de faille (m) et de F_0 la densité de fracture au cœur de faille (*Mitchell et Faulkner, 2012*).

$$F = F_0 e^{-x/\beta} \quad \text{avec } \beta = \frac{aD}{(b + D)} \quad \text{où } a = 96,25 \text{ et } b = 147,16$$

Équation 2.2

Du fait de la direction de l'extension oligocène par rapport à la direction de la faille, et des résultats de l'analyse de la fracturation, nous avons considéré que dans la zone endommagée d'une faille N-S, c'est la densité des fractures N-S qui augmente à l'approche du cœur de faille. Les autres familles directionnelles étant héritées de l'histoire géologique antérieure, leur densité est supposée constante et comparable à celle du protolithe granitique.

Tableau 2.2 : résultats des propriétés équivalentes en fonction de la distance au cœur de faille.

	Distance au cœur de faille (m)	P32 fractures N-S (m/m ³)	Porosité (%)	Perméabilité selon X (%)	Perméabilité selon Y (%)	Perméabilité selon Z (%)
Protolithe	150	0,13	24,7	2,6	12,3	14,2
	110	0,23	35,3	3,5	26,1	28,2
	75	0,37	45,9	4,3	37,9	40,1
	35	0,67	68,2	6,2	62,9	64,8
	0	1,09	100	8,9	97,8	100

Ainsi le modèle de la zone de faille cas 0 est créé en réalisant une série de modèles de réseaux de fractures selon le modèle *protolithe* décrit dans la section précédente, avec une augmentation de la densité des fractures N-S selon l'équation 2.2, alors que les trois autres familles de fractures gardent leur paramètres initiaux sur l'ensemble de la zone de faille. Les propriétés de cette zone de faille sont calculées pour une distance au cœur de faille de 115, 75, 35 et 0 m (Tableau 2.2). Dans l'ensemble de la

discussion des résultats, la valeur de perméabilité maximale au cœur de faille ($d = 0$ m), suivant la direction Z, sera utilisée comme valeur de référence (= 100 %), ainsi que la porosité de fracture à ce niveau du modèle.

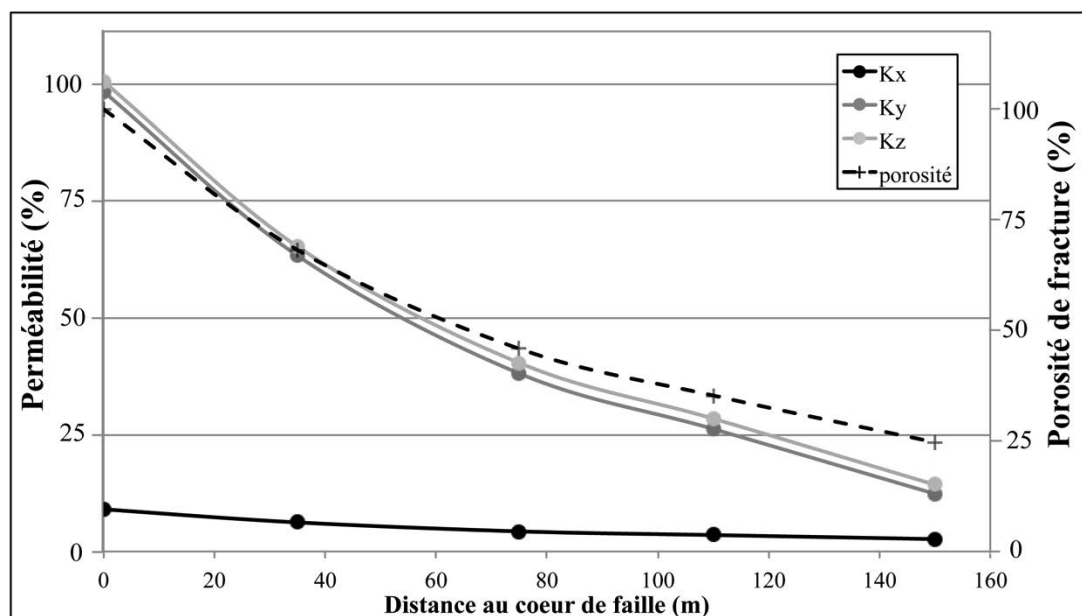


Figure 2.3 : résultats de l'évolution de porosité et perméabilité de fractures calculées à partir du réseau de fracture généré dans la zone de faille du cas 0.

Les résultats de l'évolution de la perméabilité et de la porosité de fracture en fonction de la distance au cœur de faille sont présentés dans le tableau 2.2 et sur la figure 2.3. Globalement, on constate une augmentation de la porosité de fracture au travers de la zone endommagée, et surtout, le développement d'une anisotropie entre les perméabilités calculées selon X et selon Y/Z. Cette anisotropie augmente à l'approche du cœur de faille. La perméabilité perpendiculaire à la faille est la plus faible, passant de 2,6 à 8,9 % de la perméabilité maximale, soit une augmentation d'un facteur de 3,4, alors que la perméabilité verticale et orientée N-S dans le plan de la faille passe d'environ 12-14 % à 100 %, soit une augmentation d'un facteur 7,1.

On peut également noter que cette augmentation suit une loi de type exponentielle similaire à l'augmentation de la densité de fractures de Mitchell et Faulkner (2012), mais avec une pente moins forte entre les valeurs estimées à 115 m et 75 m du cœur de faille (Figure 2.3). Cette inflexion est due au changement de l'orientation de la famille de fracture dominante en fonction de l'éloignement au cœur de la faille. Loin du cœur de faille la famille dominante est NW-SE alors que près du cœur de faille c'est l'intensité

P32 de la famille N-S qui est dominante. Cela implique que dans cette faille, avec une zone endommagée de 150 m de part et d'autre du cœur de faille, l'héritage structural avec les familles directionnelles héritées garde une influence sur la porosité et la perméabilité de fractures sur environ le tiers externe de la zone endommagée. Et cela malgré l'ouverture deux fois plus importante des fractures N-S par rapport aux fractures NW-SE.

2.1.3. Les autres modèles de réseaux de fractures

Suite à l'établissement de la méthodologie de modélisation du réseau de fractures dans la zone de faille type, plusieurs modèles ont été testés afin de tester l'influence de certains paramètres sur les propriétés réservoirs générées. Ces modèles sont détaillés dans cette section, pour les granites, pour un socle de type métamorphique et la couverture gréseuse.

2.1.3.1. Les autres modèles de granite

- cas 1 : avec variation de l'exposant de distribution des longueurs

Le cas 0 représente le cas le plus simple défini par l'étude du réseau de fractures dans les granites du Nord et les granites tardifs du massif du Champ-du-Feu. Cependant, nous avons observé avec l'étude de la fracturation que l'exposant de la loi de puissance, c'est-à-dire le rapport longues/courtes fractures passe de $a_{1D} \approx 1$ dans le protolithe à 1,3 dans les zones endommagées (Partie II, section 3.1.2.2). Cette variation de distribution a été prise en compte dans le cas 1, où l'augmentation de densité des fractures N-S est corrélée à l'augmentation du nombre de fractures courtes par rapport aux longues (Figure 2.4a).

Cette variation induit deux changements majeurs par rapport au cas 0 : 1) une perméabilité finale au cœur de faille quasiment deux fois plus faible (50,0 % au lieu de 100% selon K_y/K_z et 4,9 % au lieu de 8,9 % selon K_z). Ce modèle crée en fin de compte un nombre de fractures plus important, mais en général plus petites, limitant ainsi la connectivité du réseau de fractures. 2) Une influence de l'héritage structural plus forte puisque la différence entre le modèle à 115 m et 75 m où les familles N-S prennent le pas sur les fractures NW-SE est encore plus visible dans l'évolution des perméabilités.

- cas 2 : avec présence de fracturation horizontale

Bien que la fracturation horizontale soit difficile à quantifier sur les affleurements qui ont en général une extension verticale peu importante, cette fracturation peut avoir une densité importante, notamment dans les horizons altérés au sommet des blocs de socle (*voir chapitre suivant*). Ces sommets étant justement la cible privilégiée pour l'exploitation de leur potentiel réservoir, nous avons testé l'influence de cette famille de fracture horizontale dans ce cas 2. La fracturation horizontale a été ajoutée avec une intensité P32 équivalente à celle de la famille de fracture NW-SE, qui est la plus dense à après la famille N-S. Elles présentent également la même distribution d'ouverture et une distribution de Fisher de 15 qui est une valeur intermédiaire par rapport aux autres familles. Enfin, le rapport longueur/hauteur a été considéré comme égale à 1, puisque contrairement aux fractures tectoniques subverticales (rapport 8/1), la propagation des fractures horizontales devrait se faire de manière équivalente dans toutes les directions.

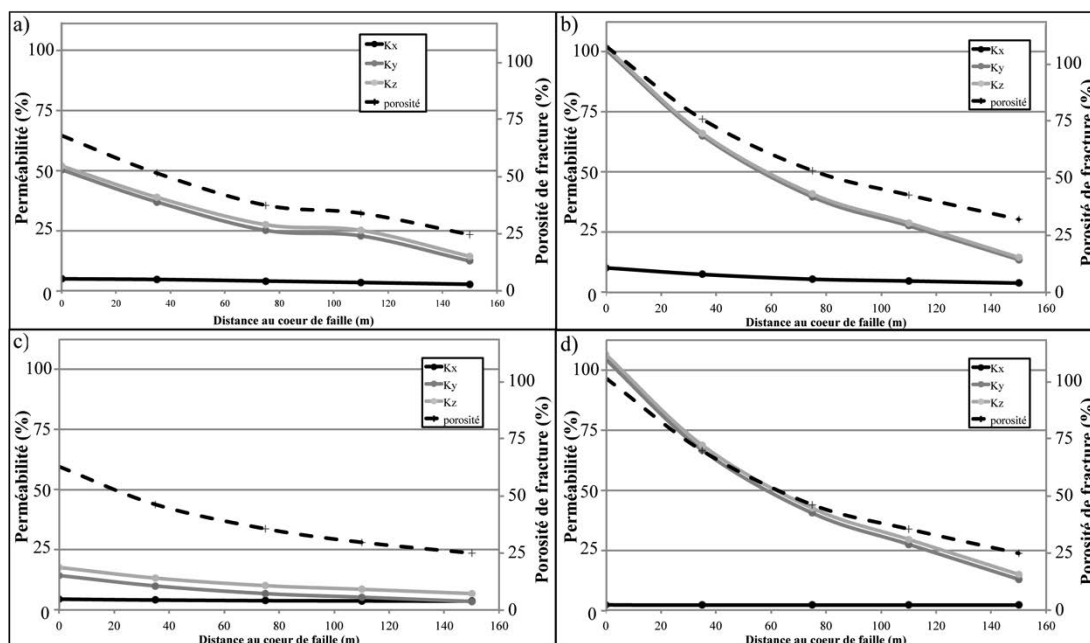


Figure 2.4 : autres modèles : a) cas 1 avec variation de l'exposant de loi de puissance de la distribution des longueurs des fractures N-S, b) cas 2 avec ajout d'une famille de fractures horizontales, c) cas 3 avec ouvertures de fractures constante entre les différentes familles et d) cas 4 avec orientations des fractures constantes.

L'ajout de cette famille de fracture ne change pas fondamentalement l'évolution de la porosité et de la perméabilité de fractures dans la zone de faille (Figure 2.4b). D'une part, la porosité est légèrement augmentée, de 24,7 % à 31,8 % dans le protolithe et de

107 % au niveau du cœur de faille. D'autre part, on constate une légère homogénéisation de la perméabilité : la perméabilité K_x est légèrement plus forte et on a donc une anisotropie plus faible entre K_x et K_y/K_z , et les valeurs K_y et K_z deviennent très proches. Cela a également pour effet d'effacer l'inflexion due au changement de la population de fracture dominante et qui contrôle les écoulements.

- cas 3 : avec une ouverture identique pour les quatre familles de fractures

Afin de tester l'influence des ouvertures des fractures sur les caractéristiques du modèle, ce cas 3 correspond à celui où une ouverture identique est affectée à toutes les familles de fractures. Pour ce test, c'est l'ouverture intermédiaire à $5.10^{-6} \times L$ qui a été utilisée.

Les résultats de ce modèle montrent que les ouvertures ont une très forte influence sur la perméabilité dans la zone de faille. En effet, la perméabilité selon X reste minimale quelle que soit la localisation dans la zone endommagée. Les perméabilités selon Y et Z n'atteignent que 14,2 et 17,4 % de la perméabilité du cas 0, soit une diminution d'un facteur de 7 environs. L'effet sur la porosité est cependant plus faible, puisqu'on atteint tout de même 62,4 % de la porosité du cas 0, soit seulement une diminution d'un facteur de 4,4.

- cas 4 : avec des familles de fractures à orientation constantes

Le dernier cas est celui où les fractures n'ont pas de dispersion d'orientation en loi de Fisher, mais avec une orientation constante. Dans ce modèle, l'évolution de la perméabilité selon Y et Z dans la zone de faille, ainsi que la porosité de fractures ne diffère quasi pas du cas 0 (Figure 2.4c). En revanche, on observe que la perméabilité selon X devient constante au travers de la zone de faille, et équivalente au protolithe du cas 0. Avec des orientations constantes, cela induit que les connexions entre les fractures d'une même orientation sont nulles. Etant donné que seule l'intensité des fractures N-S varie au travers de la zone de faille, on peut ainsi conclure que les connexions de cette famille de fractures créent l'augmentation de la perméabilité dans la zone de faille, et la famille de fracture E-W créent le « bruit » de fond de perméabilité égal à la perméabilité en X du protolithe du cas 0.

2.1.3.2. Le cas d'un socle non granitique

Le cas d'un socle de type « Unité Sud » a également été étudié. Dans cette unité, nous avons vu que les successions de chevauchements liés à la mise en place des unités au cours de la phase hercynienne crée un fort héritage structural, qui se marque par la présence de fractures ENE-WSW plus abondantes que dans les granites. Ainsi, nous avons utilisé le diagramme d'orientation de l'affleurement CdF 13, qui totalise le plus grand nombre de fractures, pour déterminer la répartition des orientations de fractures (Figure 2.5a). Malheureusement, le nombre de fractures reste assez faible pour avoir une bonne statistique sur la distribution de Fisher des familles de fractures N-S, NE-SW et NW-SE. Pour ces directions, elle est donc calquée sur le paramètre de Fisher des granites, et calculée pour l'Unité du Sud uniquement pour les fractures ENE-WSW (Tableau 2.3). Nous avons également vu que la fracturation des affleurements de cette unité est globalement plus dense dans la partie protolithe, ce qui se traduit par un facteur de loi de puissance de 2,5 au lieu de 1,8 (Équation 2.3). En revanche, la répartition entre les fractures courtes et longues reste identique. Enfin, nous avons vu que beaucoup de microfractures sont colmatées par des minéralisations liées aux phases de déformations antérieures. Ainsi, nous avons décidé de diviser par deux les ouvertures de l'ensemble des fractures afin de tenir compte de l'influence de ces minéralisations (Tableau 2.3).

Les résultats sont présentés dans le tableau 2.4 et la figure 2.5b. Avec une densité initiale élevée, on constate que l'intensité P32 des fractures N-S augmente bien plus que dans le cas des granites. La porosité de fractures est également beaucoup plus importante, puisqu'elle atteint 242,3 % de celle des granites au cœur de faille, ce qui est presque 2,5 fois plus important. Les perméabilités suivent la même évolution au travers de la zone endommagée que pour les granites, mais avec une perméabilité maximale plus faible, de l'ordre de 66 % de celle obtenue dans les granites selon X et Y. Ainsi, la présence des fractures E-W ne semble pas influencer les valeurs de perméabilités car elles sont les plus fermées. La diminution de perméabilité globale semble liée aux plus faibles ouvertures des fractures. Les fortes valeurs de densité globale dans le protolithe, et de densité de fractures N-S dans la zone endommagée sont contrebalancées par ces ouvertures plus faibles.

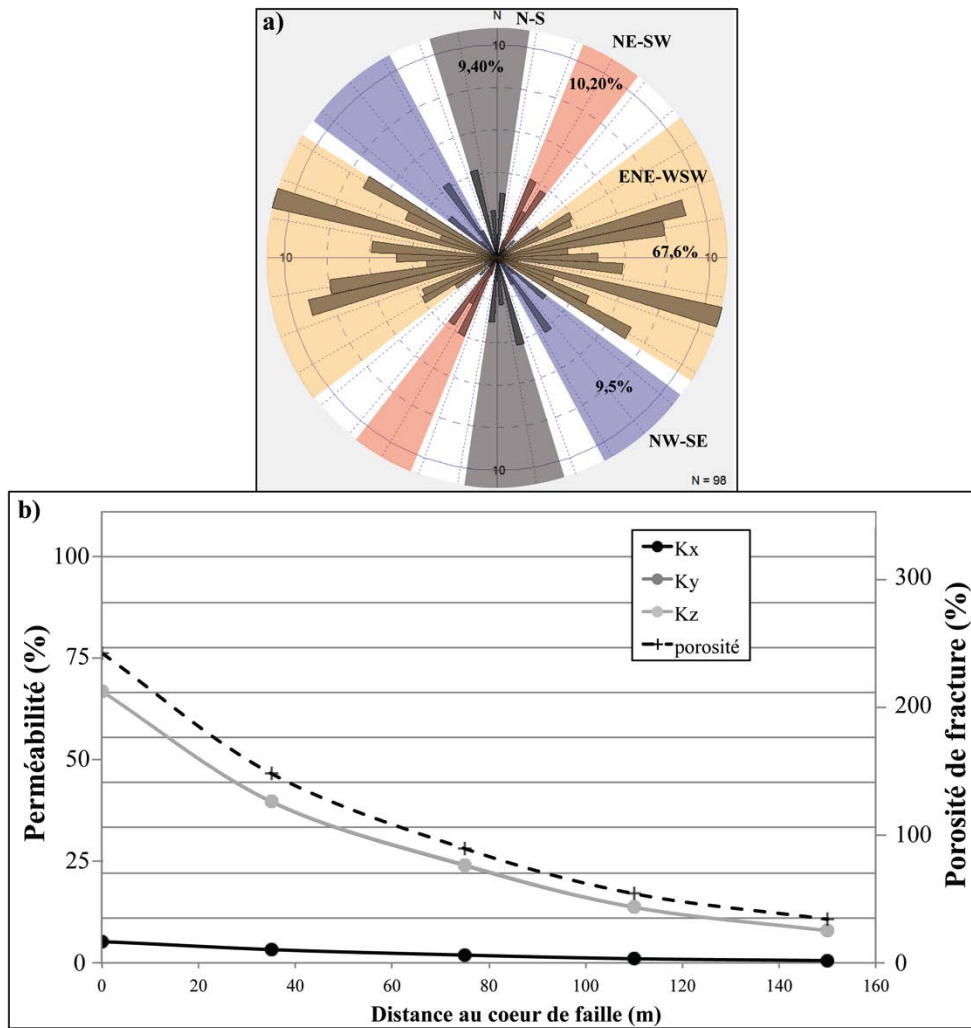


Figure 2.5 : a) diagramme d'orientation pondérée par les longueurs de l'affleurement CdF13 (SL8), b) Résultats de l'évolution de porosité et perméabilité de fractures calculées dans la zone de faille du cas du socle type « Unité du Sud ».

$$n(x) = 2,50 x^{-1,0}$$

Équation 2.3

Tableau 2.3 : caractéristiques du réseau de fractures de l'affleurement du SL8, considéré comme protolithe pour le cas du socle type Unité du Sud.

Fractures	% en orientation	Distribution Fisher	P10 (frac/m)	P32 (m/m ³)	Rapport ouverture/longueur
N-S	9,4	25	0,16	0,72	$5 \cdot 10^{-6} * L$
NE-SW	10,2	7	0,17	0,41	$10^{-6} * L$
ENE-WSW	67,6	43	1,20	1,23	$5 \cdot 10^{-7} * L$
NW-SE	9,5	19	0,16	0,28	$10^{-6} * L$

Tableau 2.4 : résultats des propriétés équivalentes en fonction de la distance au cœur de faille de l'Unité du Sud.

	Distance au cœur de faille (m)	P32 fractures N-S (m/m ³)	Porosité (%)	Perméabilité selon X (%)	Perméabilité selon Y (%)	Perméabilité selon Z (%)
Protolithe	150	0,72	34,1	0,6	7,9	7,9
	110	1,26	54,1	1,0	13,6	13,7
	75	2,09	89,4	1,9	23,9	24,0
	35	3,68	148,2	3,2	39,5	39,6
	0	6,09	242,4	5,3	66,5	66,6

Nous avons également essayé de diminuer les ouvertures d'un demi ordre de grandeur supplémentaire, les perméabilités dans les trois directions deviennent quasi nulles, ce qui est équivalent à la fermeture totale du système.

2.1.3.3. Evolution du réseau de fractures dans la couverture gréseuse

Un dernier modèle a été construit pour la couverture sédimentaire gréseuse à partir des données de terrain de Haffen (2012). Dans son étude, la fracturation de différents affleurements des séries du Trias inférieur du « bloc de Marlenheim » a été quantifiée (Figure 2.6a). Ce bloc est limité par deux failles N-S et deux failles de direction E-W. Pour notre modèle qui cible une faille N-S, nous avons donc utilisé les données de l'affleurement du Rocher du Lion proche d'une faille N-S. Dans cette zone, les fractures sont majoritairement NE-SW, avec une très faible proportion de fractures NW-SE et E-W (Figure 2.6b). La densité des fractures y est aussi globalement plus faible que dans les formations de socle. Les distributions de longueur des fractures n'ayant pas été caractérisées, la même distribution que celle observées dans les granites a été appliquée. Les caractéristiques de densités obtenues dans le protolithe sont reportées en tableau 2.5.

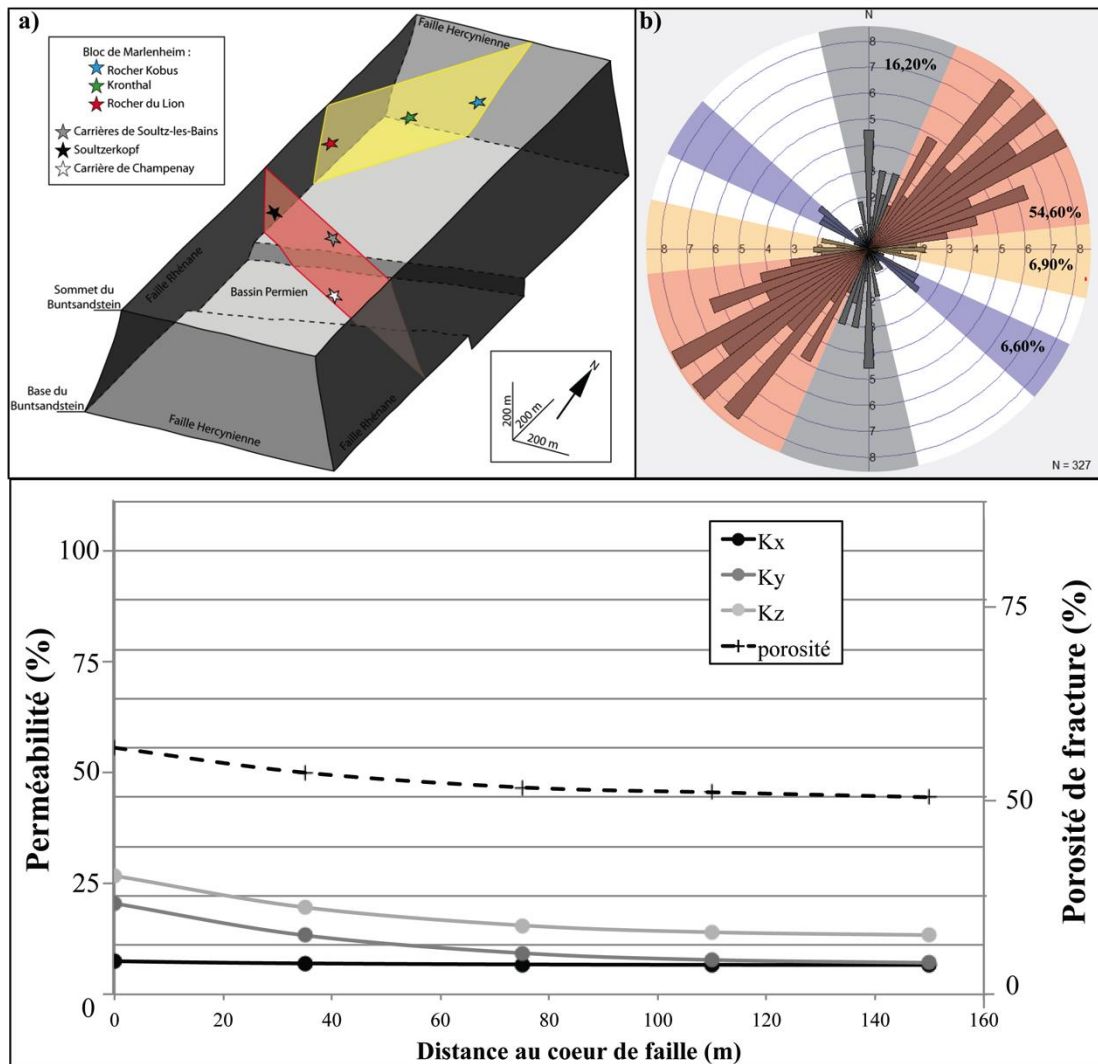


Figure 2.6 : a) schéma synthétique du bloc de Marlenheim d'après Haffen (2012), b) diagramme d'orientation pondéré par les longueurs de l'affleurement du Rocher du Lion modifié d'après Haffen (2012), c) résultats de l'évolution de la porosité et de la perméabilité de fracture dans la zone de faille de la couverture gréseuse.

Tableau 2.5 : caractéristiques du réseau de fractures de l'affleurement du Rocher du Lion, pour le modèle de zone de faille dans la couverture gréseuse.

Fractures	% en orientation	Distribution Fisher	P10 (frac/m)	P32 (m/m ³)	Rapport ouverture/longueur
N-S	16,2	22	0,01	0,02	$10^{-5} \times L$
NE-SW	54,6	56	0,04	1,22	$5 \cdot 10^{-6} \times L$
ENE-WSW	6,9	10	0,01	0,01	$10^{-6} \times L$
NW-SE	6,6	4	0,01	0,01	$5 \cdot 10^{-6} \times L$

Comme les fractures N-S sont très peu représentées au Rocher du Lion, avec un héritage structural qui est plutôt dominé par une orientation NE-SW, l'intensité P32 des fractures N-S évolue peu dans la zone de faille (Tableau 2.6). Deux points peuvent cependant être notés concernant les perméabilités du modèle (Figure 2.6c): 1) du fait de la présence importante des fractures NE-SW qui ont une ouverture intermédiaire, au niveau du protolithe, la perméabilité perpendiculaire à la faille, selon X, est équivalente à la perméabilité parallèle à la faille, selon Y, contrairement aux cas de socle. 2) Cette anisotropie de perméabilité change au travers de la zone de faille, puisque la perméabilité selon X ne varie presque pas, alors que la perméabilité selon Y augmente avec la perméabilité selon Z. Au final, la perméabilité évolue assez peu dans la zone endommagée, et n'est augmentée que d'un facteur 2 selon Z dans le cœur par rapport au protolithe. On a donc une zone de faille qui est globalement moins drainante que dans le cas du socle.

Tableau 2.6 : résultats des propriétés équivalentes de la génération du réseau de fractures en fonction de la distance au cœur de faille de la couverture gréseuse.

	Distance au cœur de faille (m)	P32 fractures N-S (m/m ³)	Porosité (%)	Perméabilité selon X (%)	Perméabilité selon Y (%)	Perméabilité selon Z (%)
Protolithe	150	0,02	47,1	6,6	7,1	13,3
	110	0,03	48,2	6,6	7,7	13,9
	75	0,05	49,4	6,7	9,3	15,5
	35	0,09	52,9	7,0	13,3	19,5
	0	0,15	58,8	7,3	20,6	26,6

2.1.4. Création du modèle géologique

Les différents modèles de réseau de fractures permettent de discuter les évolutions et les anisotropies de la perméabilité équivalente et de la porosité des zones endommagées dans les zones de failles d'après les données géologiques récoltées dans l'étude de terrain. Pour la modélisation du fonctionnement du doublet géothermique, un modèle GOcad de zone de faille est construit en fonction de ces résultats.

2.1.4.1. Données de fracturation

Dans un premier temps, nous avons considéré la géométrie la plus simpliste possible, selon le modèle d'évolution de la fracturation utilisé précédemment. Ainsi, une zone de faille de 300 m d'épaisseur et un décalage verticale de 400 m, d'orientation N-S a été crée (Figure 2.7). Cette faille traverse le socle granitique et une couche de « Buntsandstein » d'une épaisseur de 400 m, soit l'épaisseur moyenne de la formation sous le PER de Strasbourg. Ainsi, les valeurs de perméabilités et de porosité de fractures ont été tirées des résultats de la modélisation présentés en figure 2.6c et dont les formules mathématiques suivent les équation 2.4 à équation 2.7, où x est la distance au cœur de faille.

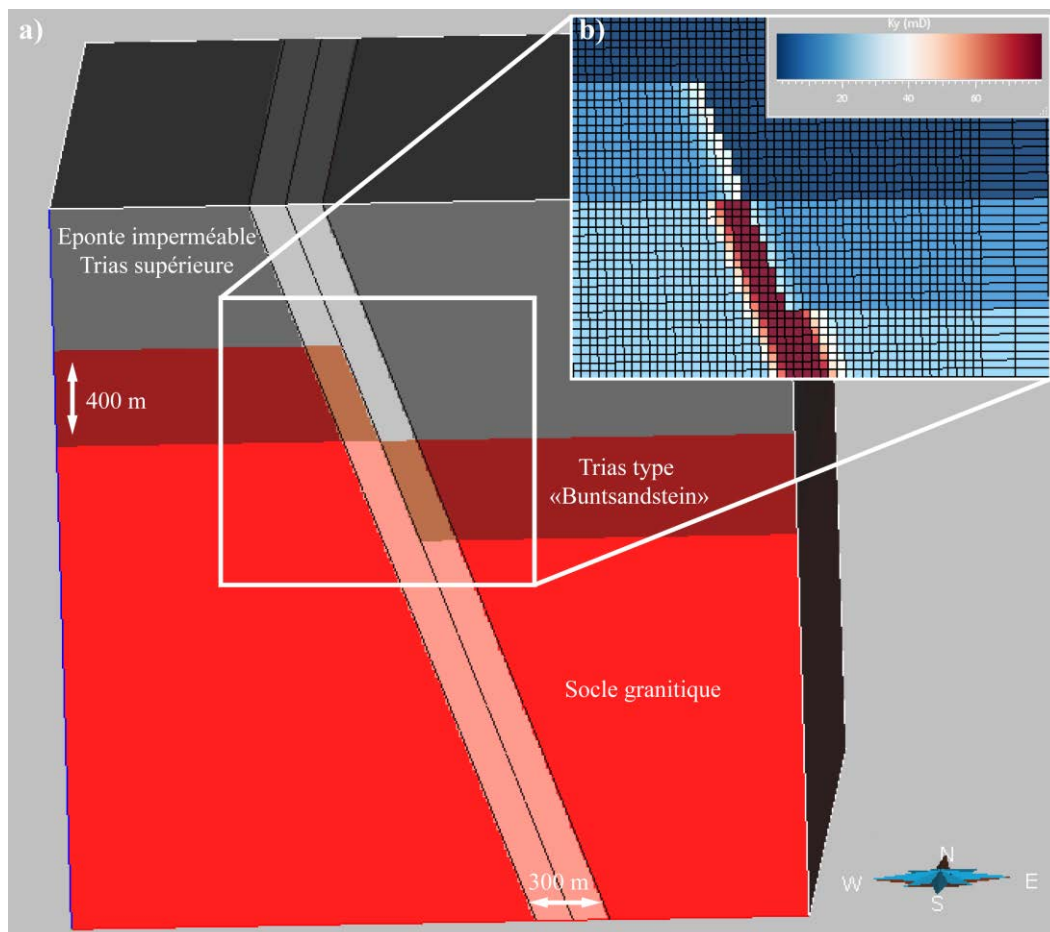


Figure 2.7 : a) représentation du bloc 3D modélisé avec la zone de faille et les différentes couches du modèle, b), zoom sur la zone de faille avec exemple du résultat K_y modélisé en fonction de la distance au cœur de faille.

Porosité de fracture Buntsandstein :

$$\phi_f = 0,0048 e^{-0,001 x} \quad \text{avec } R^2 = 0,895 \quad \text{Eq (1)}$$

Équation 2.4

Perméabilité Buntsandstein selon X :

$$K_x = 13,035 e^{-7E-4 x} \quad \text{avec } R^2 = 0,855 \quad \text{Eq (2)}$$

Équation 2.5

Perméabilité Buntsandstein selon Y :

$$K_y = 0,0014 x^2 - 0,3692 x + 36,272 \quad \text{avec } R^2 = 0,993 \quad \text{Eq (3)}$$

Équation 2.6

Perméabilité Buntsandstein selon Z :

$$K_z = 0,0014 x^2 - 0,3699 x + 47,598 \quad \text{avec } R^2 = 0,994 \quad \text{Eq (4)}$$

Équation 2.7

De la même façon, les données de fracturation du cas 0 ont été utilisées pour la zone endommagée de la faille dans la partie socle. Les propriétés suivent ainsi les équation 2.8 à équation 2.11.

Porosité de fracture granite :

$$\phi_f = 0,0082 e^{-0,009 x} \quad \text{avec } R^2 = 0,996 \quad \text{Eq (5)}$$

Équation 2.8

Perméabilité granite selon X :

$$K_x = 15,24 e^{-0,008 x} \quad \text{avec } R^2 = 0,987 \quad \text{Eq (6)}$$

Équation 2.9

Perméabilité granite selon Y :

$$K_y = 183,67 e^{-0,013 x} \quad \text{avec } R^2 = 0,990 \quad \text{Eq (7)}$$

Équation 2.10

Perméabilité granite selon Z :

$$K_z = 185,13 e^{-0,013 x} \quad \text{avec } R^2 = 0,987 \quad \text{Eq (8)}$$

Équation 2.11

Hors de la zone de faille, c'est à dire à plus de 150 m de part et d'autre du cœur de faille où la fracturation est la plus dense, les porosités et perméabilités de fractures selon X, Y et Z utilisées sont ceux des « protolithes » et sont constantes dans l'ensemble des formations. Les couches au dessus du Buntsandstein sont considérées comme imperméables et non poreuses à la fois dans et hors de la zone de faille.

Enfin, le passage sous PumaFlow[®] nécessite la définition de tailles de blocs caractéristiques entre lesquels la perméabilité de fracture est localisée (Partie I, section 3.3.2). Les tailles de blocs n'ayant pas pu être caractérisés dans cette première étape de modélisation, il a dans un premier temps été considéré une taille de bloc homogène dans les différentes couches, et égale à la taille des modèles de fractures utilisés pour la génération des propriétés équivalente, soit 50 m.

2.1.4.2. Données matricielles

Afin de créer un modèle de double-porosité, les propriétés matricielles sont ajoutées au modèle. Les données de porosité, de perméabilité et de conductivité thermique ont été extraites des mesures pétrophysiques sur échantillons, tandis que les données de capacités calorifiques ont été extraites de la bibliographie. Pour l'ensemble de ces propriétés, l'échelle de la maille du modèle généré est trop large pour tenir compte des variations locales, notamment des variations de faciès au sein du Trias et des transformations minéralogiques au sein du cœur de faille. Dans un premier temps, des valeurs homogènes ont donc été établies dans la zone endommagée d'une part, et dans le protolithe non fracturé d'autre part.

- La porosité de matrice :

Les mesures de porosité à l'eau sur échantillons des grès permien et triasiques ont donné des valeurs comprises entre 1 et 25 %, qui dépendent notamment de la granulométrie et du colmatage inter-grains dans les différents faciès rencontrés (Partie II, section 3.2.1). Les variations obtenues sont cependant semblables aux valeurs issues de la synthèse GeORG de 330 mesures de porosité provenant de 23 forages dans les différents faciès du Buntsandstein (*Sokol et al., 2013*). L'ensemble de ces mesures donne une porosité moyenne de 9,51 %. Cette moyenne est également en accord avec les mesures réalisées sur l'ensemble des carottes du forage EPS1 avec une moyenne de 9,5 % pour la porosité (*Haffen, 2012*). Ainsi, la porosité matricielle de la couche gréseuse dans notre

modèle a été arrondie à l'unité soit 10 %, à la fois dans la zone de faille et pour le protolithe.

La porosité des granites sur les échantillons sains est en générale faible sur les échantillons de terrain. La porosité appliquée à la couche granitique hors de la zone de faille est de 1 %. Pour les échantillons microfissurés et/ou altérés, la porosité à l'eau atteint 9 %, et même 15 % pour les échantillons non cohésifs mesurés par injections de mercure. Ces porosités concerne les faciès les plus altérés et ne sont présentes que localement dans les cœurs de failles argileux. L'ensemble des échantillons microfissurés a plutôt une porosité entre 2 et 6% (Partie II, section 3.2.4), et une porosité moyenne de 4 % dans la zone de faille a donc été appliquée.

Pour les formations supérieures, la porosité des formations d'âge mésozoïque au dessus du Buntsandstein dans les forages est la moyenne des résultats de 1002 mesures réalisées dans les couches datées du Trias supérieur au Jurassique moyen (*Sokol et al., 2013*). La porosité moyenne de ces échantillons est de l'ordre de 5 %, et elle a été appliquée à la fois dans le protolithe et dans la zone de faille.

- **La perméabilité de matrice :**

Sur le même principe que la porosité, la perméabilité matricielle de nos quelques échantillons de grès triasiques et permien ont été comparés aux mesures issues de la bibliographie. Nos mesures varient entre 1 mD et 1 D en fonction des faciès rencontrés. Ces variations sont plus faibles que les résultats de synthèses sur l'ensemble du fossé Rhénan qui indiquent des perméabilités pouvant aller jusqu'au Darcy mais qui peuvent être bien plus faible, jusqu'à 10^{-3} mD pour les faciès plus compactés (*Sokol et al., 2013*). La moyenne de l'ensemble de ces mesures est de 2,33 mD. Dans le forage EPS1, les mesures effectuées parallèlement au litage ont donné une valeur moyenne de 25,0 mD tandis qu'elles ont une valeur moyenne de 14,8 mD pour une direction perpendiculaire au litage. Enfin, les données de quatorze tests hydrauliques dans les différents forages traversant le Buntsandstein dans le fossé Rhénan donnent une valeur de perméabilité intrinsèque moyenne de 6,5 mD (*Stober et Bucher, 2014*). Pour notre modèle, c'est la moyenne arrondie la plus pessimiste (2,5 mD) qui a été utilisé afin de tenir compte d'une profondeur des formations plus importante que dans le forage d'EPS1.

La perméabilité des granites est directement déduite des mesures sur échantillons présentés dans la thèse. Pour les échantillons à porosité équivalente utilisée dans la partie

protolithe du modèle, la perméabilité est de l'ordre de 0,01 mD. L'échantillon le plus poreux atteint quant à lui une perméabilité de 1 mD. Ces valeurs ont ainsi été attribuées à la zone de faille et au protolithe.

Pour l'éponte supérieure, la synthèse des données de 691 mesures donnent une perméabilité moyenne aux alentours de 0,5 mD (Sokol et al., 2013).

- **Les propriétés thermiques :**

Pour le premier modèle réalisé sous Pumaflow[®], les propriétés thermiques sont directement rentrées dans le logiciel après importation de la grille. Il n'a donc pour ce premier essai pas été possible de distinguer les conductivités thermiques et les capacités calorifiques du protolithe et de la zone de faille.

La conductivité thermique des échantillons de grès mesurée varie entre 1,5 et 3,5 W.m⁻¹.K⁻¹ en fonction des faciès et de la porosité (Partie II, section 3.2.1), avec une moyenne de 2,5 W.m⁻¹.K⁻¹. Cette moyenne est équivalente aux valeurs de CT de la plus part des échantillons de granites non altérés (Partie II, section 3.2.4). Par conséquent, cette moyenne a été utilisée dans le modèle.

Tableau 2.7 : tableau de synthèse des propriétés de matrice et de fracture utilisées pour la modélisation d'écoulement sous PumaFlow[®].

	Matrice				Fractures				Taille de bloc (m)
	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	CT (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	Cp (J.cm ⁻³ .K ⁻¹)	Porosité (%)	Perméabilité X (mD)	Perméabilité Y (mD)	Perméabilité Z (mD)	
Eponte	5	0,5	2,5	2,5	0,0002	0,5	0,5	0,5	10
Eponte-faille	5	0,5	2,5	2,5	0,0002	0,5	0,5	0,5	10
Sédiments	10	2,5	2,5	2,5	0,0040	12	12,8	24,1	10
Sédiments-faille	10	2,5	2,5	2,5	Eq (1)	Eq (2)	Eq (3)	Eq (4)	10
Socle	1	0,01	2,5	2,5	0,0021	4,8	22,2	25,7	10
Socle-faille	4	1	2,5	2,5	Eq (5)	Eq (6)	Eq (7)	Eq (8)	10

La capacité calorifique volumique n'ayant pas été mesurée durant la thèse, les données sont issues de la bibliographie. Pour les formations gréseuses, les capacités

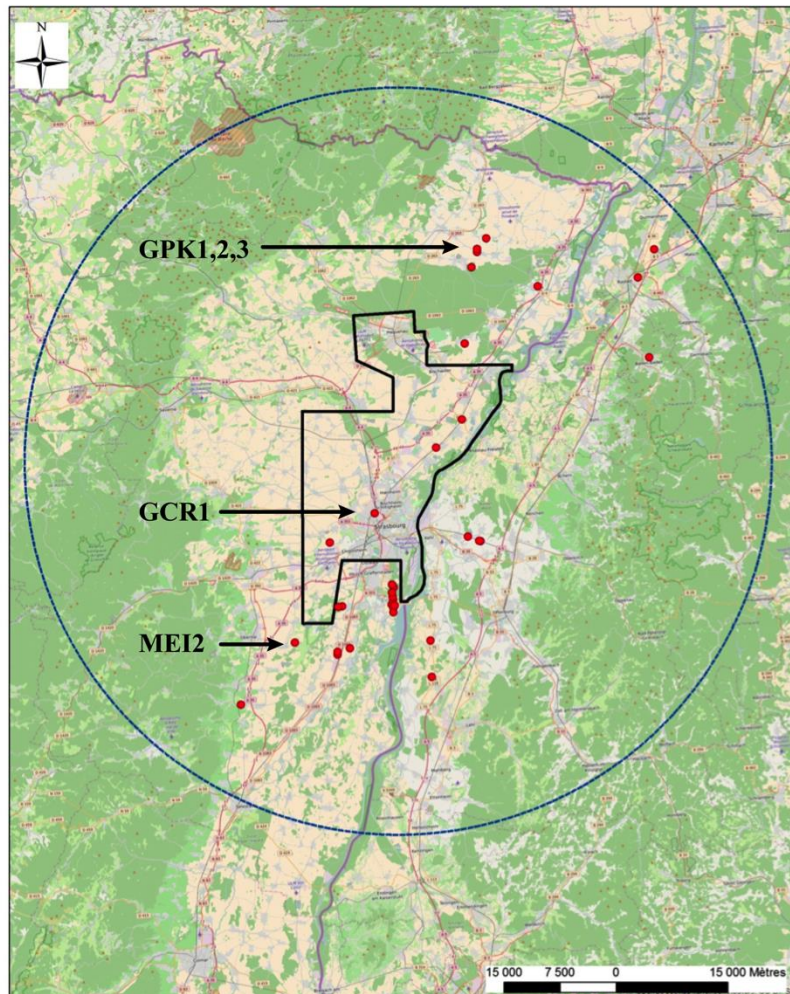
calorifiques moyennes utilisées sont de $2,3 \text{ J.cm}^{-3}.\text{K}^{-1}$ (*de Marsilly, 1986*). Pour les formations de socle de type granite ou gneiss, ces valeurs oscillent entre $1,5$ et $3 \text{ J.cm}^{-3}.\text{K}^{-1}$ (*Waples et Waples, 2004*). Sans mesures plus précises dans les formations modélisées, une moyenne de $2,5 \text{ J.cm}^{-3}.\text{K}^{-1}$ sur l'ensemble des formations a ainsi paru raisonnable dans cette première approche.

L'ensemble des données utilisées dans les différentes couches du modèle, à la fois matricielles et de fractures est résumé dans le tableau 2.7. La prochaine étape consiste à implanter des puits pour la modélisation du fonctionnement du doublet géothermique. Ainsi, les conditions initiales et les résultats de la modélisation sont présentés ci-après.

2.2. Modélisation du fonctionnement d'un doublet géothermique

2.2.1. Etat initiale

Les forages déjà effectués dans le fossé Rhénan permettent de définir les conditions réservoirs aux profondeurs ciblées. Pour ce modèle, les forages dans un rayon de 50 km autour du centre du PER de Strasbourg, localisés dans le fossé Rhénan et possédant des données de température à plus de 500 m de profondeur ont été utilisés (Figure 2.8). Parmi ces forages, les plus importants sont : le forage de Meistratzheim-2 (MEI2), qui a atteint le socle granitique à 1666,5 m aux SW du PER, les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts GPK1, 2, 3, et le forage de Cronembourg situé dans le PER et qui a atteint la base du Trias et le sommet du Permien à 3076 m de profondeur. Ces forages, vont ainsi permettre de définir les conditions de pression et de température aux profondeurs modélisées. Les propriétés des fluides géothermiques sont ensuite définies en fonction de la synthèse des données existantes dans ces forages, et les conditions d'exploitation similaires aux projets de doublets de Fonroche Géothermie seront appliquées.



Légende

- Forages avec données de températures avec une profondeur supérieur à 500 m
- Zone tampon de 50 km
- PER de Strasbourg (Fonroche Géothermie)

Figure 2.8 : carte des forages avec des données de température à une profondeur supérieure à 500 m dans un rayon de 50km autour du centre du PER de Strasbourg.

2.2.1.1. Les propriétés du réservoir

- **La température :**

Dans le forage de Cronenbourg, deux diagraphies thermométriques ont été réalisées (*Garibaldi, 2010*):

- une première effectuée peu après le forage et qui a donné une température de 160°C à 3015 m avec un gradient globalement linéaire, soit un gradient géothermique moyen de 4,8 °C/100 m.

- une seconde effectuée 15 mois après le forage qui a mesuré jusqu'à 144,2 °C dans le Muschelkalk moyen à 2670 m, soit un gradient moyen de 5,1 °C/ 100m.

Dans le forage MEI2, la diagraphie de température a également donné un gradient globalement linéaire, avec un gradient moyen autour de 4,1 °C/100 m.

Les forages de Soultz-Sous-Forêts n'ont pas un gradient linéaire contrairement à ceux observés dans les forages GCR1 et MEI2. En effet, les cellules de convections naturelles du fluide géothermique créent une homogénéisation des températures entre 1000 et 3700 m de profondeur. Un gradient fort caractérise les couches supérieures (Figure 2.9).

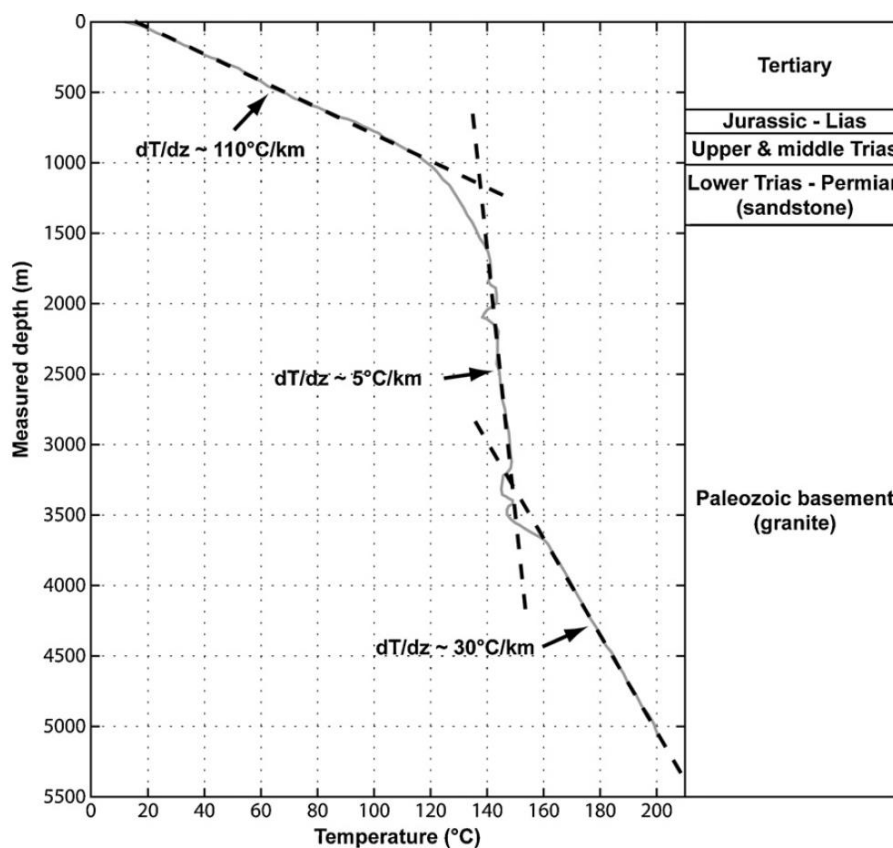


Figure 2.9 : gradient de température plusieurs mois après le forage de GPK2 (Genter et al., 2010).

Cette convection n'étant pas présente dans le forage de Cronenbourg, qui est au cœur du PER, elle n'a pas été intégrée dans le modèle. Au vu des différents gradients mesurés dans les forages, la température au sommet du modèle (2000 m) a été définie à 100°C, puis un gradient moyen de 4 °C/100 m. a été appliqué.

- **La pression du réservoir :**

Les tests d'évaluation de la productivité dans le cadre des forages de Cronembourg et de Soultz-sous-Forêts ont permis d'établir que la pression statique du réservoir est hydrostatique. Celle-ci a donc également été utilisée dans notre modèle.

2.2.1.2. Le fluide géothermique

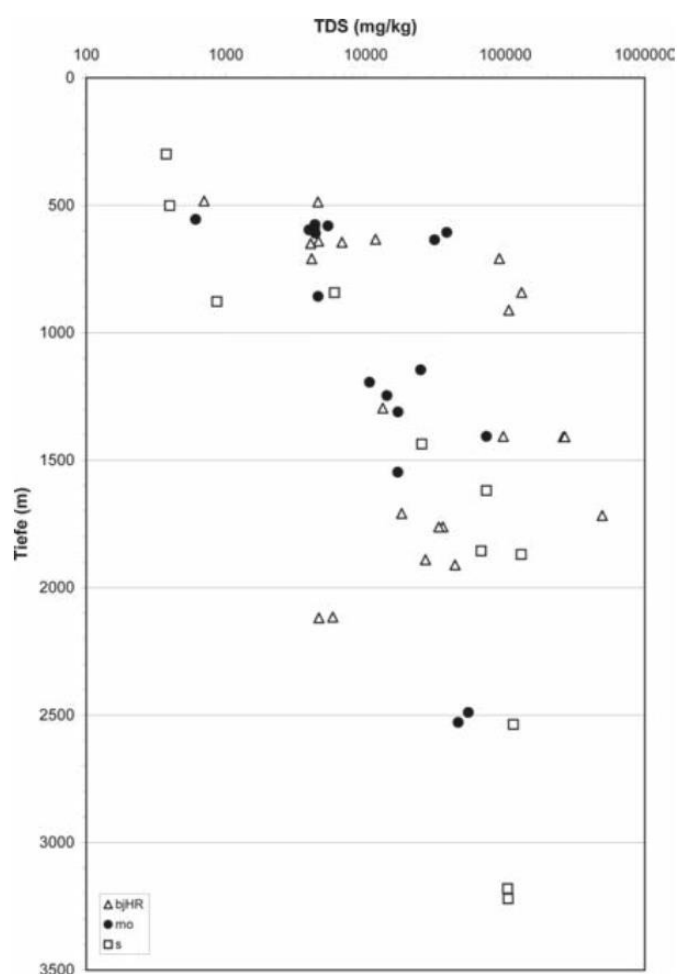


Figure 2.10 : synthèse de la salinité des fluides géothermiques (en TDS : total dissolved solids en mg.kg^{-1}) des fluides géothermiques prélevés dans les différents forages du Fossé Rhénan (Stober et Jodocy, 2011).

La synthèse des caractéristiques des fluides qui circulent dans les forages à différentes profondeurs dans le fossé Rhénan montre une augmentation progressive de la salinité avec la profondeur (Stober et Jodocy, 2011). Globalement, cette tendance se

stabilise au delà de 2000 - 3000 m de profondeur (Figure 2.10). De plus, pour les exploitations géothermiques déjà en activité dans des réservoirs de socle (Rittershoffen, Soultz-sous-Forêts, Landau, Insheim), la salinité des fluides est globalement constante avec une moyenne de 104g/l (*Sanjuan et al., 2016*). Dans notre modèle, nous utilisons donc cette valeur de salinité et la considérons constante tout au long des simulations.

2.2.1.3. Les conditions d'exploitation

Les conditions d'exploitation sont dérivées du concept des projets de doublets géothermiques développés par Fonroche Géothermie (Figure 2.11). Ainsi, les puits ont été placés à une distance de 1000 m dans la zone de faille exploitée. Ils pénètrent de la même manière la zone de faille avec un angle de 45°, avec une ouverture des puits de 550 m au travers de la zone endommagée. Le diamètre des puits est de 8,5 pouces.

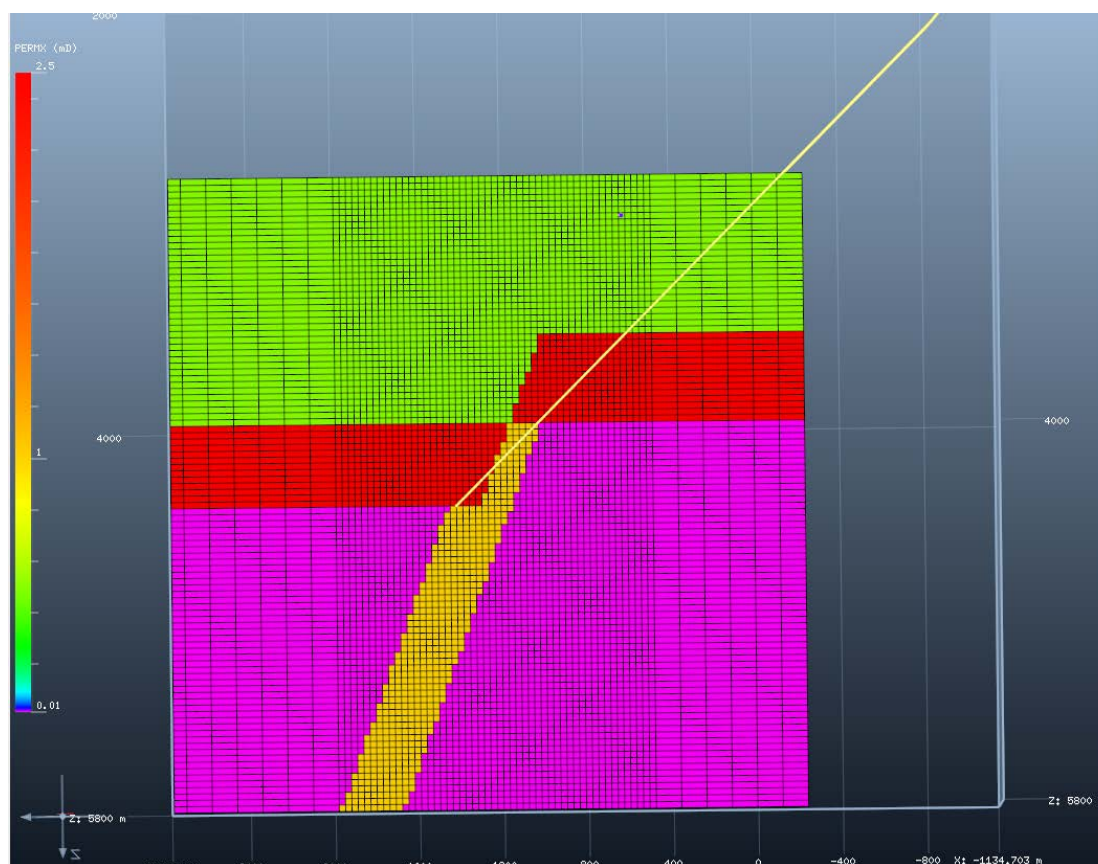


Figure 2.11 : trajectoire des puits sur une coupe E - W du modèle sur laquelle est affichée les valeurs de perméabilité de matrice pour différencier les couches du modèle.

Enfin, le débit d'exploitation utilisé est de 350 m³/h et correspond au débit visé par Fonroche Géothermie sur les différents sites de géothermie profonde étudiés. Au puits de réinjection, le fluide est réinjecté dans le réservoir à une température de 65°C.

2.2.2. Résultat de la simulation sur 30 ans

2.2.2.1. Différentiels de pression et température aux puits

Les résultats de l'évolution des pressions et des températures dans les puits durant la simulation du fonctionnement du doublet géothermique sur 30 ans sont présentés en Figure 2.12. Ces valeurs sont mesurés au sommet des 550 m de puits ouverts et prennent donc en compte l'ensemble de la zone réservoir exploitée. Pour des raisons de confidentialité, comme pour les valeurs de porosité et de perméabilité de fractures dans la section précédente, les résultats sont présentés en relatif. La pression 0 représente ainsi la pression du réservoir avant mise en exploitation des puits, et 100 % est la pression maximale atteinte au puits injecteur dans le modèle. La température minimale au puits producteur atteinte en début d'exploitation est donnée à -100 % par rapport à la température lors de l'arrivée de la bulle froide (Figure 2.12b)

Lors de la mise en exploitation, le différentiel de pression entre les puits et le réservoir à l'état initial se forme (Figure 2.12a). Ce différentiel est mis en place de manière « instantanée » au puits producteur et atteint -70 % au bout de la première année. Au puits injecteur en revanche, on constate que le différentiel de pression continue à augmenter et ne se stabilise que plus tard, atteignant les 100% qu'au bout de 4 ans. Sur le reste de la durée d'exploitation, l'écart de pression entre les deux puits reste stable, mais passe très légèrement du puits injecteur au puits producteur.

Durant la mise en place de l'exploitation, la température au puits producteur chute de manière instantanée jusqu'à la température minimale attribuée à -100 % (Figure 2.12b). Cette chute est liée à la mise en place de la boucle de convection du fluide géothermique qui homogénéise les températures le long de la partie ouverte du puits. Une fois la bouclée créée, deux phases distinctes sont identifiables dans l'évolution de la température sur 30 ans :

1) Durant les onze premières années, la température au puits producteur augmente progressivement. Cette augmentation, bien que légère, est le résultat du pompage de fluides chauds dans la zone de faille dans les parties basses du réservoir.

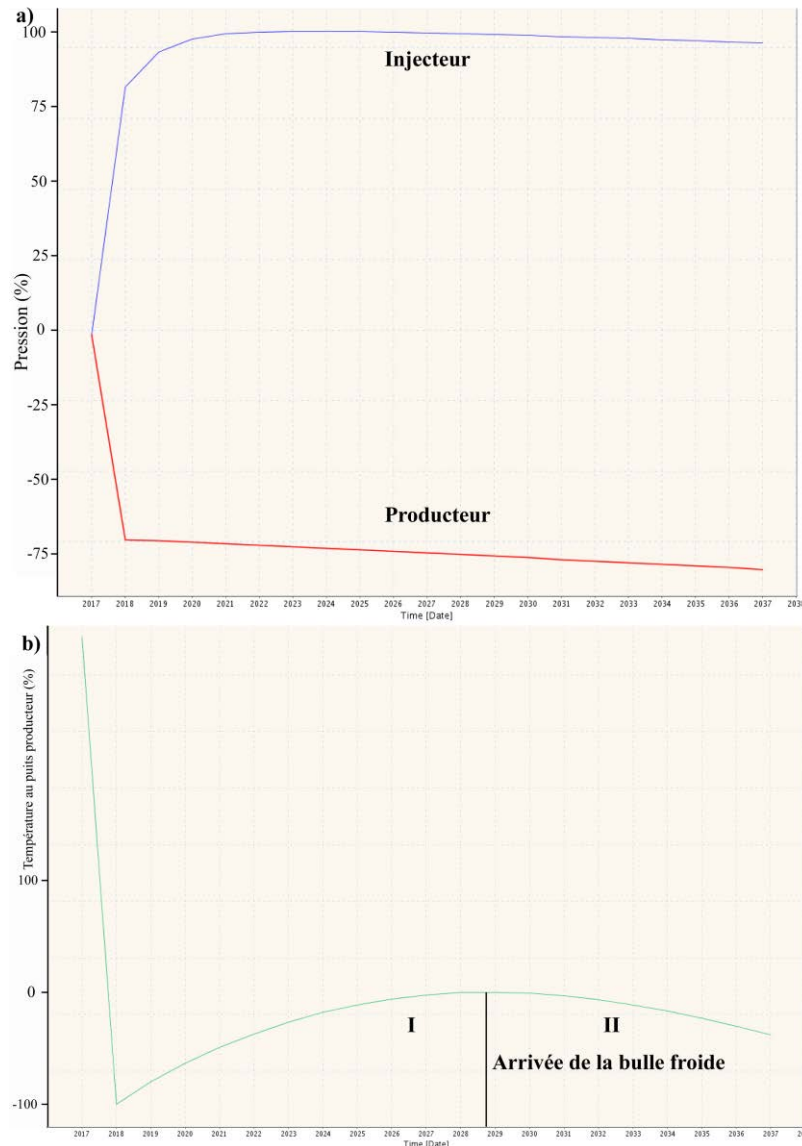


Figure 2.12 : a) pression au sommet de la partie ouverte des puits injecteur (bleu) et producteur (rouge) et b) température au puits producteur durant la simulation du fonctionnement du doublet géothermique sur 30 ans.

2) Lors de la 12^e année, les premiers fluides plus froids arrivent au puits producteur, poussés par le puits injecteur. On constate donc le début de l'arrivée de la bulle froide qui refroidit peu à peu le puits producteur. Ce refroidissement est cependant faible, puisqu'au bout des 30 ans, la température n'a baissée que de 47 % par rapport à la température au début de l'arrivée de la bulle froide.

L'évolution du fonctionnement du doublet géothermique peut également directement être observée grâce à l'évolution des températures dans le modèle. La figure 2.13 montre les coupes N-S et E-W des températures au bout de 30 ans d'exploitation.

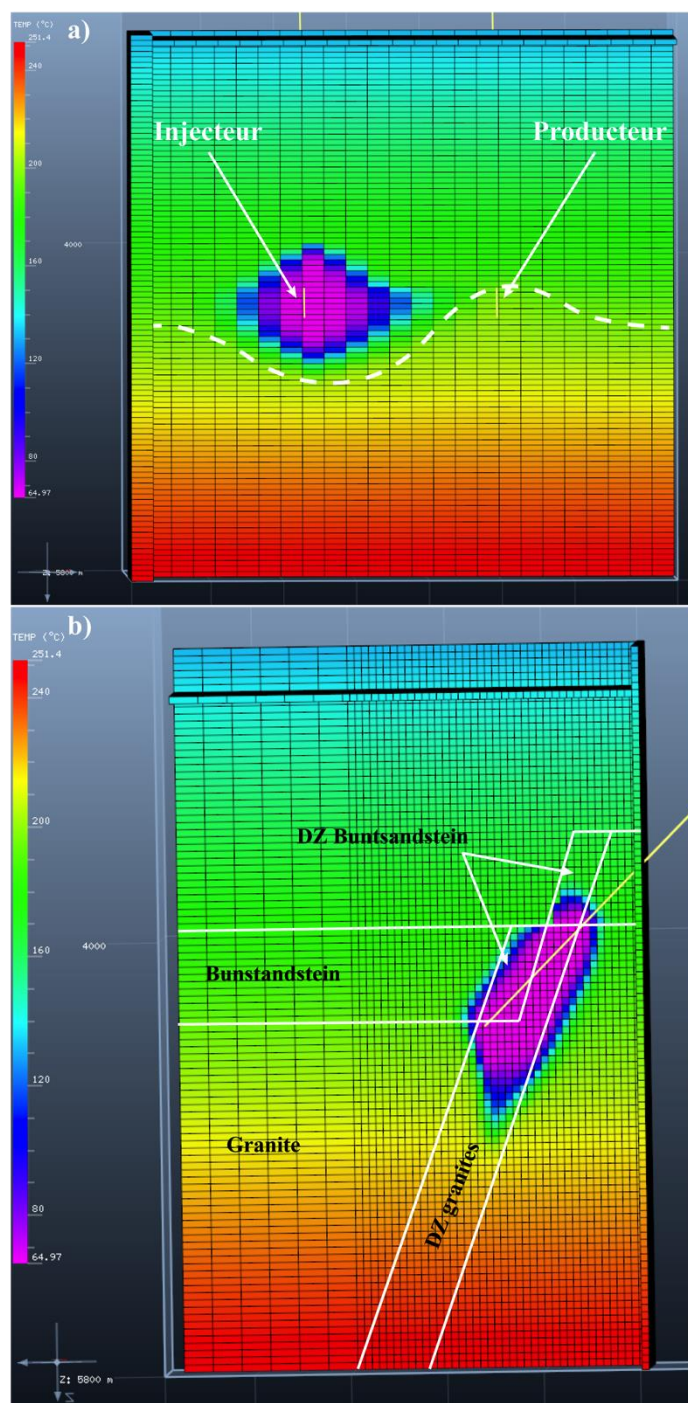


Figure 2.13 : coupes verticales des températures dans le modèle au bout de 30 ans de simulation : a) section N-S, dans la direction de la faille, b) section E-W, perpendiculaire à la zone de faille.

La coupe N-S confirme les résultats observés sur le profil de mesure de température au cours du temps. En effet, malgré l'avancée de la bulle froide du puits injecteur vers le puits producteur, on constate une remontée du gradient de température au niveau du puits producteur (Figure 2.13a). Cette température remonte dans la zone de faille depuis le socle pour arriver au puits ouvert.

La coupe E-W montre la morphologie de la bulle froide au sein de la zone de faille (Figure 2.13b). Du fait de la faible perméabilité perpendiculairement à la faille, on constate que le front froid ne pénètre que très peu l'encaissant. La perméabilité verticale permet une bonne propagation de la bulle froide dans la zone de faille. Cette propagation est plus importante vers le bas que dans la couche de grès où la perméabilité est plus faible.

2.2.3. Test de sensibilité

Le modèle généré depuis l'analyse du réseau de fractures à l'affleurement et des propriétés matricielles permet d'appréhender l'évolution du différentiel de pression et de la bulle froide au sein de la zone de faille. Le test de sensibilité permet d'aller plus loin, et d'observer quels paramètres influencent le plus les résultats du modèle. Ce test est présenté dans cette partie.

2.2.3.1. Facteurs de variations appliquées

Pour ce test de sensibilité, la gamme de variation des propriétés matricielles et de fractures est résumée dans le tableau 2.8. Les propriétés de fracturation ont été définies avec un facteur de variation de 2 en positif et négatif, et englobe ainsi les cas les plus pessimistes et optimistes présentés dans la section 2.1. Etant donné l'absence de données sur les tailles de blocs, la variation acceptée a été définie entre 1 et 100 m d'épaisseur.

Pour les propriétés matricielles, la porosité a également été définie avec un facteur de variation de 2 sur l'ensemble des formations. Les variations modélisées rendent ainsi compte des variations de faciès et des degrés d'altération possibles au sein des couches du Trias et dans le granite.

Pour la perméabilité de matrice, les variations mesurées dans la thèse ainsi que les différentes synthèses énoncées en section 2.1.4.2 montrent que celle-ci varie sur plusieurs ordres de grandeurs. Une variation d'un facteur 10 a donc été appliquée. Enfin, les variations de conductivité thermique et de capacité calorifique volumique ont également été calquées sur les variations décrites dans ces synthèses (Tableau 2.8).

Tableau 2.8 : tableau des variations des différents paramètres utilisé pour le test de sensibilité : pour les données de porosité et de perméabilités, il s'agit des coefficients multiplicateurs par rapport aux valeurs importées de GOcad, pour les CT, Cp et taille de blocs, il s'agit des valeurs du paramètre.

Paramètres	Fractures				Matrice			
	Kx	Ky Kx	ϕ	Taille de bloc (m)	K	ϕ	CT (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	Cp (J.cm ⁻³ .K ⁻¹)
Valeur min	0,5	0,5	0,5	1	0,1	0,5	1,8	1,5
Valeur max	2	2	2	100	10	2	4,2	3,5
Loi de variation	Normale	Normale	Normale	Normale	Log normale	Normale	Normale	Normale

Cinquante simulations sont ainsi effectuées avec les paramètres qui varient selon les facteurs décrits, et avec une probabilité suivant une loi normale (excepté pour la perméabilité) autour du modèle initial.

2.2.3.2. Résultats

Les résultats des cinquante modèles du test de sensibilité sur les différentiels de pression et la température au puits producteur sont représentés en figure 2.14. L'intervalle sur fond bleu dans ces résultats représente les modèles comprenant 90 % des résultats qui écarte les cas de figures les plus extrêmes. Au puits injecteur, le différentiel de pression maximum atteint est compris entre 90 et 113 % pour cet intervalle (Figure 2.14a). Il est également à noter que cette augmentation de pression se fait suivant deux cas de figures : pour une partie des modèles, la montée en pression est « instantanée » et arrive directement à son maximum directement au premier point de mesure ; pour d'autres, la montée est plus progressive et prend jusqu'à 6 ans.

Contrairement au puits injecteur, la pression au puits producteur atteint directement à son minimum lors de la première année dans tous les cas de figures (Figure 2.14b). Elle varie entre -63 et -77 % dans l'intervalle des 90 % des modèles. Ces variations sont ainsi moins importantes que pour le puits producteur. En revanche, la diminution globale de la pression au cours de 30 ans est ici observée quelque soit les paramètres d'entrée.

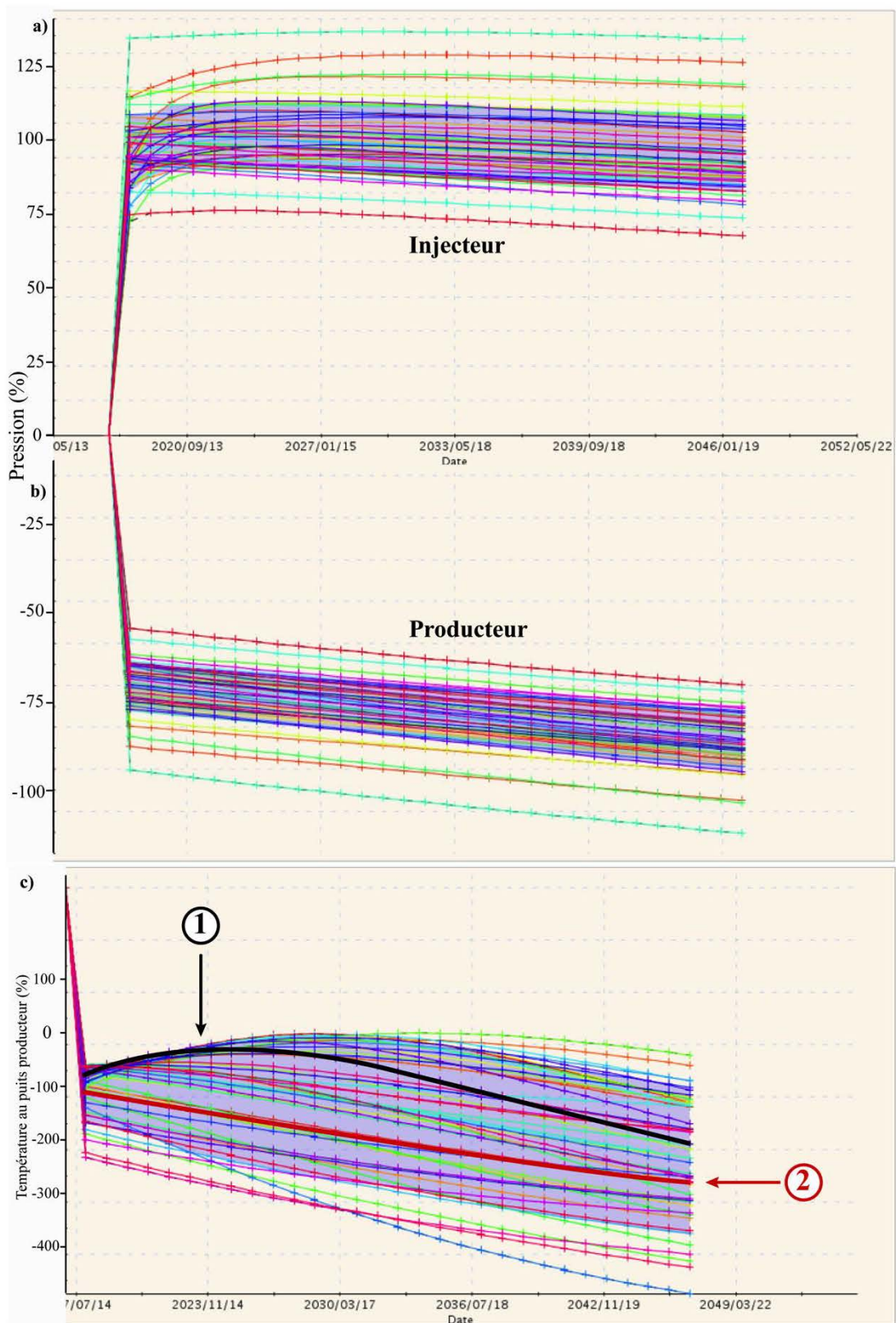


Figure 2.14 : résultats des 50 simulations du test de sensibilité : a) évolution de la pression au puits injecteur, b) évolution de la pression et c) de la température au puits producteur.

La température au puits producteur a pour une partie des modèles la même forme en deux phases que la modélisation de base : après mis en circulation de la boucle géothermique, la température augmente progressivement avant de diminuer à nouveau lorsque la bulle froide arrive au puits. Dans certains modèles, cette arrivée se fait très tôt, au bout de 5 - 6 ans (1, figure 2.14c). Pour ces modèles, l'arrivée précoce de cette bulle froide est suivie d'une diminution rapide de la température, de - 210 % en 30 ans au lieu des 100 % en moyenne.

Pour une autre série de modèles, au puits producteur la phase d'augmentation de la température est absente (2, figure 2.14c). L'arrivée de la bulle froide peut alors être considérée comme instantanée sur les 30 ans d'exploitation. La température décroît cependant de la même façon que les cas précédents.

Les comportements du doublet sont donc à la fois de court terme, avec l'établissement d'une boucle de convection, et de long terme, avec l'arrivée de la bulle froide au bout d'un certain nombre d'années d'exploitation. Les paramètres qui influencent les résultats ont ainsi été analysés au bout de la première année d'exploitation, et au bout des 30 ans d'exploitation (Figure 2.15 et tableau 2.9). Ces résultats sont présentés selon les mêmes pourcentages de variations que les pressions et températures présentés précédemment, avec comme valeur 0 le résultat de la modélisation initiale.

A court terme et à long terme, le paramètre qui influence le plus la valeur du différentiel de pression est la perméabilité dans la zone de faille (Y et Z), à la fois pour le puits producteur et le puits injecteur. Cette influence n'est cependant pas symétrique : au puits injecteur, pour des perméabilités doublées, la différence de pression ne diminue que de 10 %, tandis que pour des perméabilités divisées par deux, le différentiel de pression peut augmenter de 40 % (Figure 2.15a et tableau 2.9). Ce constat est identique mais logiquement inversé pour le puits de production (Figure 2.15c et tableau 2.9).

Le second paramètre en importance qui rentre en jeu est en revanche dépendant du puits et de la durée de l'exploitation. A court terme au puits injecteur, la taille de bloc, c'est-à-dire le nombre de chemins drainés dans la maille a un rôle important sur le différentiel de pression, pouvant jouer sur -10 et + 5 % (Figure 2.15a et tableau 2.9). La conductivité thermique et la perméabilité perpendiculaire à la faille (en X) font également varier le résultat d'environ 5-6 % au total. Au puits producteur, c'est la perméabilité en X qui joue un rôle secondaire, faisant varier la pression de 7 %, puis les tailles de blocs et la perméabilité matricielle (Figure 2.15c et tableau 2.9). A long terme, la pression des

deux puits est à nouveau régie par les mêmes paramètres secondaires : la capacité calorifique de la roche et la perméabilité selon X (Figure 2.15b, d et tableau 2.9).

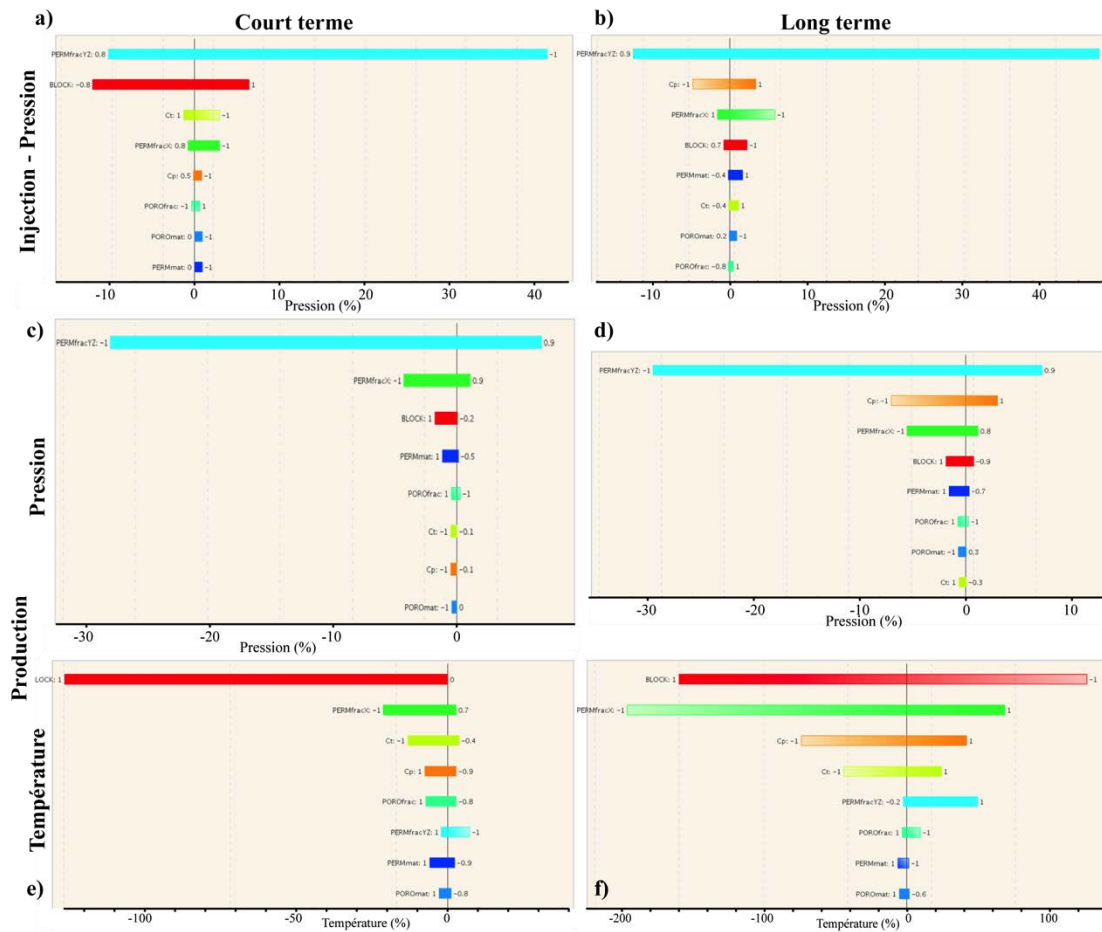


Figure 2.15 : influence des différents paramètres sur les résultats du test de sensibilité à court terme (1 an) et à long terme (30 ans) sur : a) & b) la pression au puits injecteur, b) & c) la pression au puits producteur et e) & f) la température au puits producteur.

La température au puits producteur à court et à long terme est largement influencée par la chenalisation du fluide. Cette chenalisation agit surtout sur la diminution de la température à court terme (Figure 2.15e), mais cette influence s'équilibre entre la diminution ou l'augmentation de la température au puits à long terme (Figure 2.15f). La perméabilité en X, la CT et la Cp ont également un rôle secondaire. Ces paramètres prennent cependant beaucoup plus d'importance sur les températures à long terme, ainsi que la perméabilité dans la faille dans une moindre mesure.

Tableau 2.9 : tableau récapitulatif des quatre paramètres ayant le plus d'influence sur la pression au puits d'injection, la pression et la température au puits de production (variation en pourcentage par rapport au modèle initial).

	Court terme		Long terme	
	Paramètre	Effet	Paramètre	Effet
Pression injection	Kyz	-10 à + 40 %	Kyz	-12 à + 47 %
	Taille de bloc	-12 à + 8 %	Cc	-5 à +4 %
	CT	-2 à +4 %	Kx	-2 à + 6 %
	Kx	-1 à +4 %	Taille de bloc	-1 à +3 %
Pression production	Kyz	-28 à + 7 %	Kyz	-30 à + 8 %
	Kx	-5 à +2 %	Cc	-8 à +3 %
	Taille de bloc	-3 %	Kx	-6 à + 2 %
	K matrice	-2 %	Taille de bloc	- 3 à + 1 %
Température production	Taille de bloc	-130 %	Taille de bloc	-160 à + 130 %
	Kx	-22 à +5 %	Kx	-195 à +70 %
	CT	-15 à +7 %	Cp	-75 à + 40 %
	Cc	- 9 à + 5 %	CT	- 45 à + 25 %

Au final, la perméabilité de la faille a un rôle majeur sur les différentiels de pression comme attendu, mais la variation des paramètres secondaires met en évidence l'évolution à court et long terme du doublet géothermique, ainsi que la différence entre les puits. A la mise en exploitation, l'injection met en jeux les chemins rapides de circulation (effet de la chenalisation), tandis qu'à la production, la perméabilité perpendiculaire à la faille permet de faire tampon entre le protolithe et la zone de faille, et diminue ainsi le différentiel de pression. Sur le long terme, dans les deux puits, la perméabilité en X qui permet l'interaction entre la zone de faille et le protolithe, ainsi que la capacité du protolithe à restituer la chaleur de part sa capacité calorifique prennent de l'importance et aident à maintenir un différentiel de pression un peu plus faible. La chenalisation joue un rôle premier ordre sur la température, car elle a un impact sur la forme de la bulle froide : une forte chenalisation induit une arrivée rapide de la bulle froide, qui peut être visible dès la première année dans les cas extrême (2, figure 2.14c). En revanche, sur le long terme, la diffusion entre le protolithe et la faille par la

perméabilité X, la Cp et la CT prend un rôle aussi important et compense la chenalisation dans la zone de faille.

2.3. Synthèse et discussion

2.3.1. La perméabilité de fractures

L'objectif de ce travail de modélisation a été de développer une méthodologie de passage des données de terrain à un modèle de double porosité qui inclue les données de fracturation ainsi que les données pétrophysiques. Pour les données de fracturation, il a ainsi fallu à la fois transférer les résultats de mesure obtenus en 1 dimension (profils) une organisation en 3 dimensions, et effectuer un transfert d'échelle depuis les fractures mesurées de taille centimétrique à métrique à un modèle de bloc réservoir de plusieurs kilomètres d'arête.

Les données de fracture et matrice ont ainsi été intégrées dans un modèle de zone de faille dont l'épaisseur de la zone endommagée et le déplacement sont typique des failles visées par les projets de géothermie haute température dans le fossé Rhéna. L'analyse du réseau de faille dans les Vosges a montré que ce type de faille existe également dans le massif à l'affleurement sur les épaules du rift (Partie II, section 3.1.1). Le comportement hydraulique de la zone endommagée de ces failles a ainsi pu être appréhendé grâce à la génération des réseaux de fractures équivalents. Si l'hypothèse que seule la densité des fracture N-S varie dans la zone de faille de même direction est assez forte, elle permet néanmoins de simplifier et de modéliser l'évolution de la perméabilité et porosité de fracture dans la zone de faille.

Cette modélisation a montré que l'influence de l'héritage structurale anté-rift a un rôle non négligeable sur la perméabilité du protolithe peu fracturé et dans la zone endommagée jusqu'à ce que la densité des fractures N-S devienne dominante. Cet héritage structural mis à part, la perméabilité équivalente modélisée suit une évolution exponentielle en lien avec l'évolution de la densité des fractures dans la zone endommagée. La perméabilité la plus importante est atteinte dans la direction de la zone de faille dans les zones où la fracturation est la plus dense. La direction de perméabilité perpendiculaire à la zone de faille est quant à elle surtout contrôlée par le degré

d'interconnexion des fractures et reste bien plus faible. L'ajout d'une fracturation horizontale de type horizon altéré n'influence que peu les propriétés de transfert dans le cas testé. Pour un socle métamorphique, la densité de fracturation diffuse dans le protolithe est plus importante que dans les granites. Cependant, l'orientation moins favorable du réseau de fractures à cause de l'héritage hercynien de direction ENE-WSW dominant et le colmatage par les minéralisations secondaires identifiés dans les nombreux échantillons tendent à diminuer la perméabilité du modèle de zone de faille. Dans la couverture gréseuse, en accord avec les données existantes (*Haffen, 2012*), du fait de l'héritage structural de direction majoritairement NE-SW, également observé dans les données de fracturation effectué dans le Permien de la vallée du Nideck (Partie II, section 3.1.1), la perméabilité de fractures dans la zone de faille augmente plus faiblement par rapport aux granites.

2.3.2. Facteurs de contrôle

L'analyse du test de sensibilité a permis de mettre en évidence les facteurs majeurs influençant les résultats du modèle d'écoulement. Il a ainsi été montré qu'il y a un effet à court terme et un effet à long terme, même si la perméabilité dans les directions de la faille est un facteur primordial pour les pressions dans les deux cas.

1) A court terme, c'est la présence (ou l'absence) de chenalisation du fluide (matérialisé par la taille de blocs) qui a un rôle majeur sur le temps d'arrivée de la bulle froide qui peut être quasi instantannée à l'échelle du modèle. Elle a également un rôle important lors de l'injection et permet de réinjecter plus facilement les fluides dans la faille. En second lieu, c'est la capacité de drainage dans l'ensemble de la largeur de la faille et dans le protolithe (via la perméabilité en X) qui influence l'évolution de la température et de la pression surtout au niveau du puits producteur. Les propriétés matricielles n'ont qu'un faible impact dans les écoulements à court terme.

2) Sur le long terme, les propriétés matricielles du réservoir ont un rôle plus important, en particulier la capacité calorifique du milieu qui devient aussi importante que la perméabilité perpendiculaire à la faille. Ainsi, la combinaison de ces deux propriétés favorables permet une meilleure diffusion entre le protolithe et la zone de faille qui réchauffent en parti les fluides lors de la circulation. Agissant peu sur la pression, le degré de chenalisation modélisé par les tailles de blocs a également un rôle majeur.

Enfin, il est également à noter que si la bulle froide atteint le puits producteur de manière immédiate dans les modèles les plus défavorables, la remontée de fluide plus chaud depuis les parties profondes de la zone de faille et la capacité de l'encaissant à réchauffer les fluides provenant de l'injecteur limitent la perte de température sur le long terme. La diminution maximale observée n'est ainsi que d'environ 3°C sur 30 ans, ce qui rend, pour les conditions de simulation, l'exploitation viable sur le long terme.

2.3.3. Perspectives

Au premier abord, la méthodologie de transfert entre les propriétés de fractures à l'affleurement et les mesures pétrophysiques vers un modèle de zone de faille et de simulation de doublet géothermiques donnent des résultats intéressants. Ce travail est un premier essai comprenant la calibration du passage entre GoCAD[®] et Pumaflow[®]. Ce passage a notamment exigé la création d'une maille relativement simpliste dans un premier temps, ainsi que la simplification des variations des propriétés matricielles. Par la suite, cet aspect de la méthodologie pourra être affiné, notamment en intégrant des variations de porosité, de perméabilité matricielle et de conductivités thermiques plus proches des résultats observés sur les échantillons. De plus, un outil de mesure de la capacité calorifique sur échantillons a été acquis récemment et permettra de préciser cette propriété pour les lithologies des zones d'études. Une maille plus fine permettra également d'intégrer les variations de porosité et de perméabilité matricielle liée à l'altération dans les cœurs de failles et la zone endommagée identifiés par l'étude de terrain (Partie II, section 3.2.5).

Pour les données de fracturation, nous avons vu que les ouvertures des fractures jouent un rôle important dans les résultats de perméabilité et porosité de fractures. De la même manière, les tailles de blocs ont un rôle important dans la quantification de l'évolution de la température durant le fonctionnement du doublet géothermique. Ces deux paramètres n'ont pour ce premier travail été qu'appréhender de manière qualitative en raison de l'absence de données précises. Pour aller plus loin et affiner les résultats de la génération du réseau de fractures dans la zone de failles, des investigations plus poussées de ces deux paramètres seront nécessaires.

Dans l'ensemble, la zone de faille modélisée suit une évolution simple de la densité selon le modèle exponentielle de densité de la fracturation de Mitchell et Faulkner

(2012). Avec le raffinement des propriétés matricielles et de la maille, la prise en compte d'une structure plus complexe de la zone de faille, avec un cœur altéré, des cœurs et zones de déformations secondaires, tout comme un protolithe moins homogène pourra être appréhender. Enfin, la façon dont les propriétés varient entre les mesures de surface et la profondeur est également étudiée dans la littérature (*Kranz et al., 1979 ; Morrow et al., 1994 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; van Wees et al., 2016*). Cette piste n'a pas encore été exploré dans cette étude, pour les roches granitiques et métamorphiques et pourra être prise en compte dans un second temps.

Chapitre 3 : Concept de réservoirs de socle

3.1. Organisation du réseau de faille et héritage structural

3.1.1. Organisation structurale des deux zones d'étude

Dans les deux zones d'études, l'analyse du réseau de failles dans le socle aux épaules du ROE a mis en évidence une organisation spatiale des failles qui forment des blocs de largeurs caractéristiques. Cette organisation est multi-échelle, les dimensions et l'orientation des blocs peuvent être comparés en fonction des lithologies et des positions structurales.

L'analyse structurale montre :

- que les failles de 1^{er} ordre sont présentes uniquement dans les vosges,
- les failles de 2nd ordre sont présentes dans les deux sites,
- les failles de 3^e ordre sont présentes dans les vosges. En Ardèche, des failles de 3^e ordre sont présentes mais avec un espacement plus faible, qui pourrait indiquer une structuration de 4^e ordre.

Dans les deux zones d'étude les espacements caractéristiques entre les structures des directions majeures sont de 4 - 8 km et 9 km respectivement en Ardèche pour les failles ENE-WSW et NE-SW (Figure 3.1a) et dans les Vosges et le massif du Champ-du-Feu pour les failles N-S et NW-SE (Figure 3.1b). Ces espacements sont caractéristiques des blocs de second ordre. Dans les Vosges, les failles subméridiennes de Saales et la faille bordière du fossé, ainsi que les failles ENE-WSW à E-W de Lalaye-Lubine et de la Bruche forment des blocs de premier ordre d'espacements respectifs de 20 et 12 km. Cette dimension n'est pas représentée en Ardèche (Figure 3.1c).

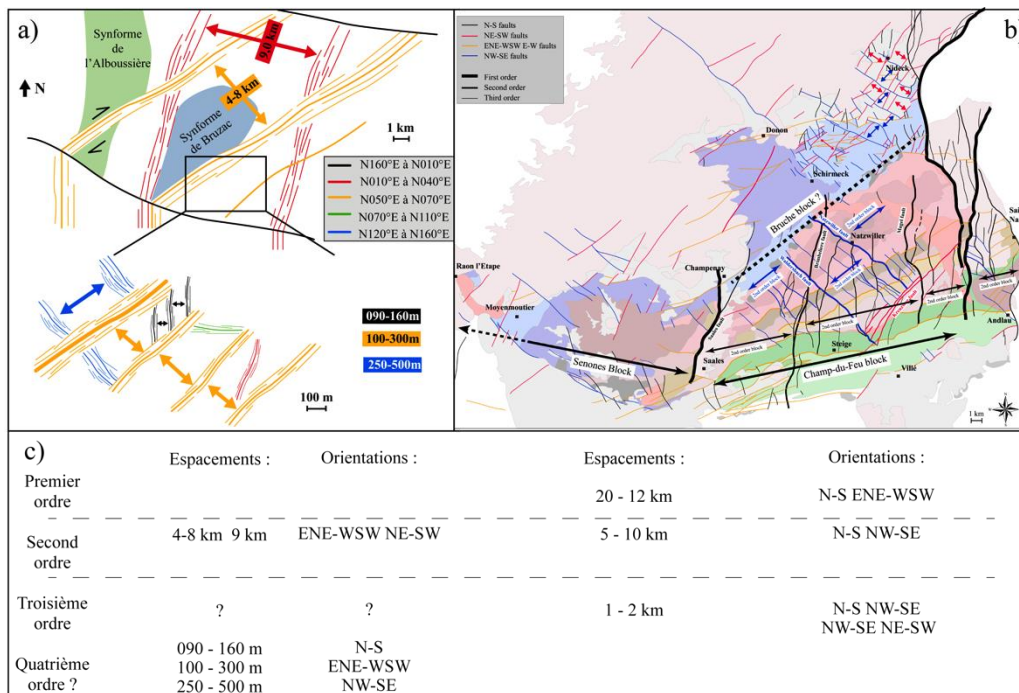


Figure 3.1 : organisation structurale des failles des différents ordres de grandeurs a) dans le Massif central ardéchois, b) dans les Vosges du Nord, c) tableau de comparaison des différents ordres de grandeur des failles.

Aux dimensions inférieures, suivant les secteurs en Ardèche, les failles N-S, ENE-WSW et NW-SE créent des blocs aux espacements caractéristiques de 90-160 m, 100-300 m et 250-500 m respectivement. Dans les Vosges du Nord, suivant le bloc structural de premier ordre dans lequel on se situe, les failles N-S et NW-SE ou NW-SE et NE-SW forment des blocs de troisième ordre avec un espacement caractéristique de 1 à 2 km. L'espacement globalement plus faible de ces structures en Ardèche, semble ainsi indiquer la présence d'un 4^e ordre (Figure 3.1c).

Ainsi, l'organisation spatiale du réseau de failles montre des similarités entre les deux zones d'étude :

- Une organisation en blocs structuraux liée aux deux familles d'orientation principale qui contrôlent la structure des massifs mais qui sont influencés par les changements lithologiques du socle.
- Une organisation interne de ces blocs en blocs structuraux plus petits avec des orientations de failles qui varient d'un bloc à l'autre.

Néanmoins, la comparaison des deux zones d'études révèle aussi des différences dans cette organisation :

- Dans les Vosges, les failles de premier ordre contrôlent la structuration du massif et influencent l'organisation des structures plus petites. En Ardèche, la dimension premier ordre est absente et c'est la dimension de deuxième ordre qui structure la zone.

- Les failles de troisième ordre ont un espacement équivalent dans les Vosges, quelque soit leur orientation, que ce soit dans le bloc premier ordre de la Bruche ou du Champ-du-Feu. En Ardèche, les espacements des failles indiquent plutôt la présence d'un quatrième ordre, avec des orientations qui varient d'un bloc structural second ordre à l'autre.

Ainsi, les Vosges ont globalement une structuration plus complexe avec trois ordres de grandeurs de failles et de blocs structuraux, contre deux pour l'Ardèche. Les similarités et les différences de ces deux zones sont comparées aux autres épaules de rift dans le monde dans la section suivante.

3.1.2. Comparaison avec les autres systèmes de rift

L'espacement moyen des failles visibles à l'échelle des acquisitions sismiques a été synthétisé sur de nombreux systèmes de rift de part le monde (*Morellato et al., 2003*) (Figure 3.2). Ces études montrent qu'excepté pour le système « Basin and Range » aux Etats-Unis, les espacements moyens sont compris entre 4 et 6 km. Dans certains contextes, des familles d'espacements supplémentaires entre 10 et 17 km sont constatées.

Ces espacements sont en accords avec les espacements de deuxième et de premier ordre mis en évidence dans cette étude, les ordres inférieurs ayant des dimensions caractéristiques inférieures à la résolution de la synthèse de Morellato et al. (2003).

Pour les systèmes de rift où la contrainte extensive est oblique à l'ouverture, l'étude du socle protérozoïque sur l'épaule du Golf d'Aden au Yémen, et l'étude du socle hercynien sur l'épaule de la marge catalane en Espagne a montré que le réseau de faille est organisé selon trois ordres de grandeurs dont les espacements sont similaires à ceux de notre étude (*Le Garzic, 2010*) (Figure 3.3b). Ces espacements caractéristiques sont identifiés malgré que le Golf d'Aden soit à un stade plus précoce d'extension que la marge catalane où l'extension est allée jusqu'à la formation de croûte océanique (*Watts et Torné, 1992 ; Mauffret et al., 1995 ; Roca et al., 1999*).

La présence ou l'absence des différents ordres de grandeurs dans les zones d'études peut être mis en relation avec ces résultats.

En Ardèche, nous avons vu que les directions N-S liées à l'extension E-W oligocène ne sont présentes en quantité significative qu'au quatrième ordre. La déformation liée à l'extension n'est alors localisée que sur la faille bordière ou dans le fossé (*Dumas, 1986*). La faille bordière, peut alors être considérée comme une faille « d'ordre A ». L'héritage structural, en particulier la direction N050°E héritée du cycle hercynien et qui joue un rôle majeur lors des phases de déformations pré-rifting oligocène, au Crétacé et au Jurassique dans les parties Cévenoles (*Elmi, 1990 ; Courjault et al., 2011 ; Ferry et Grosheny, 2013*), sont les éléments structurants des blocs de second et troisième ordres observés sur les épaules du rift. On est donc dans un cas intermédiaire entre les stades précoces et matures de rift orthogonal identifié par Walter (2015), avec une forte influence des directions héritées comme c'est le cas en Catalogne et dans le golf d'Aden. Les structures N050°E pourraient correspondre aux failles N000°E du rift ougandais, l'organisation de ces dernières étant mal décrite du fait des conditions d'affleurement. En Ouganda, les intersections de ces structures localisent les circulations de fluides aussi bien hydrothermaux qu'hydrocarbonés.

Dans les Vosges du Nord, les trois ordres de grandeurs des failles identifiés pour les rifting obliques sont présents, bien que l'héritage structural des lithologies du socle ait une forte influence sur les directions de ces blocs. Dans le fossé Rhénan, ces espacements sont également reconnus dans les coupes sismiques (Figure 3.4a). Pour cette partie du rift, si l'extension oligocène est plutôt orthogonale à la direction d'ouverture, à partir du Miocène, la contrainte devient oblique et la suite de la déformation se fait en trans-tension (section 1.4.2). Cette rotation explique ainsi l'organisation structurale comparable aux rifts obliques et qui engendre notamment une segmentation des failles bordières qui sont

alors à considérer de premier ordre, plutôt que d'ordre A comme c'est le cas pour les rifts orthogonaux (Figure 3.4b).

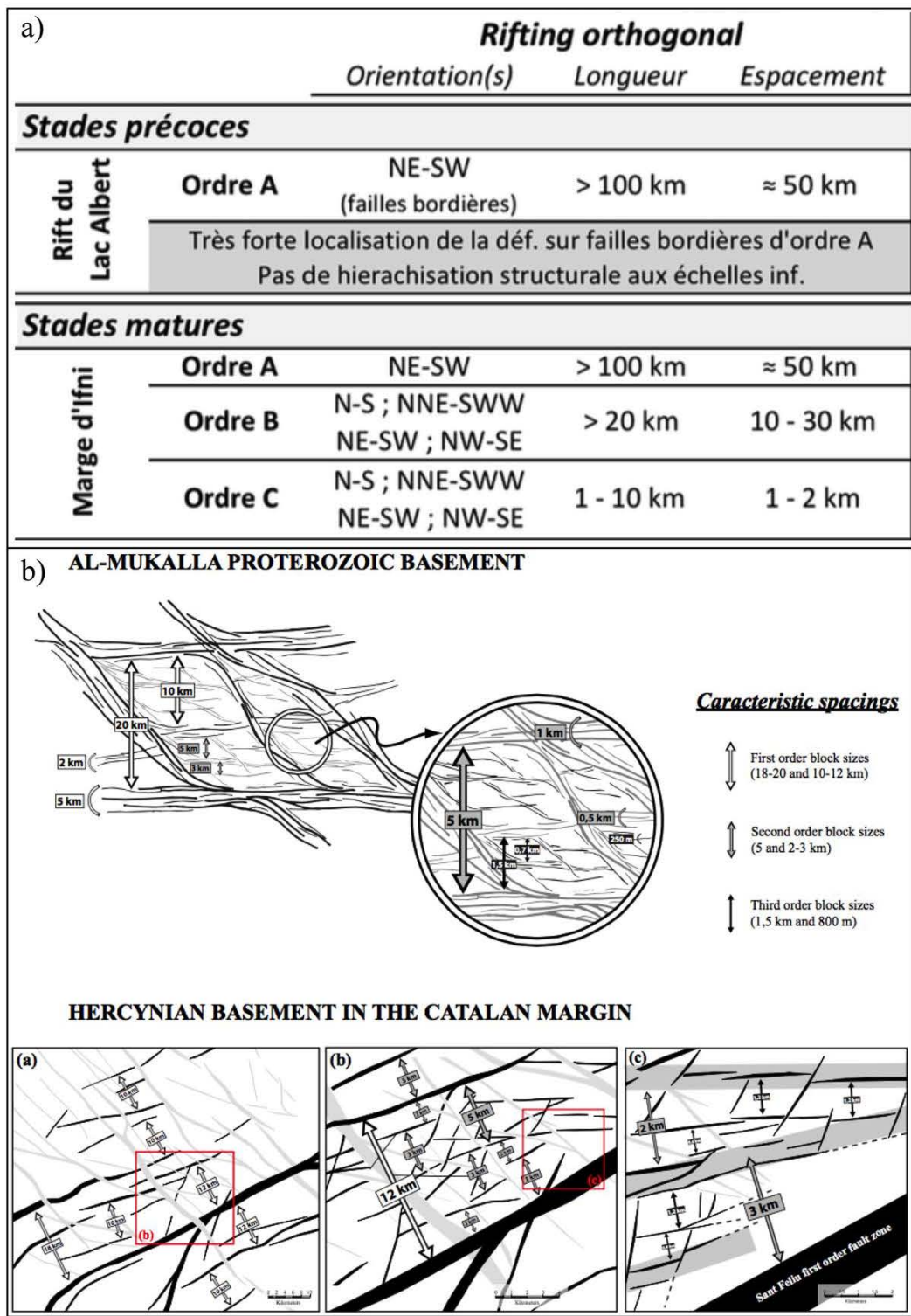


Figure 3.3 : caractéristiques de l'organisation du réseau de failles a) pour des rifts orthogonaux : exemple de la marge d'Ifni et du Lac Albert (Walter, 2016), b) pour les rifts obliques : exemple dans le golf d'Aden et la marge catalane (Le Garzic, 2010).

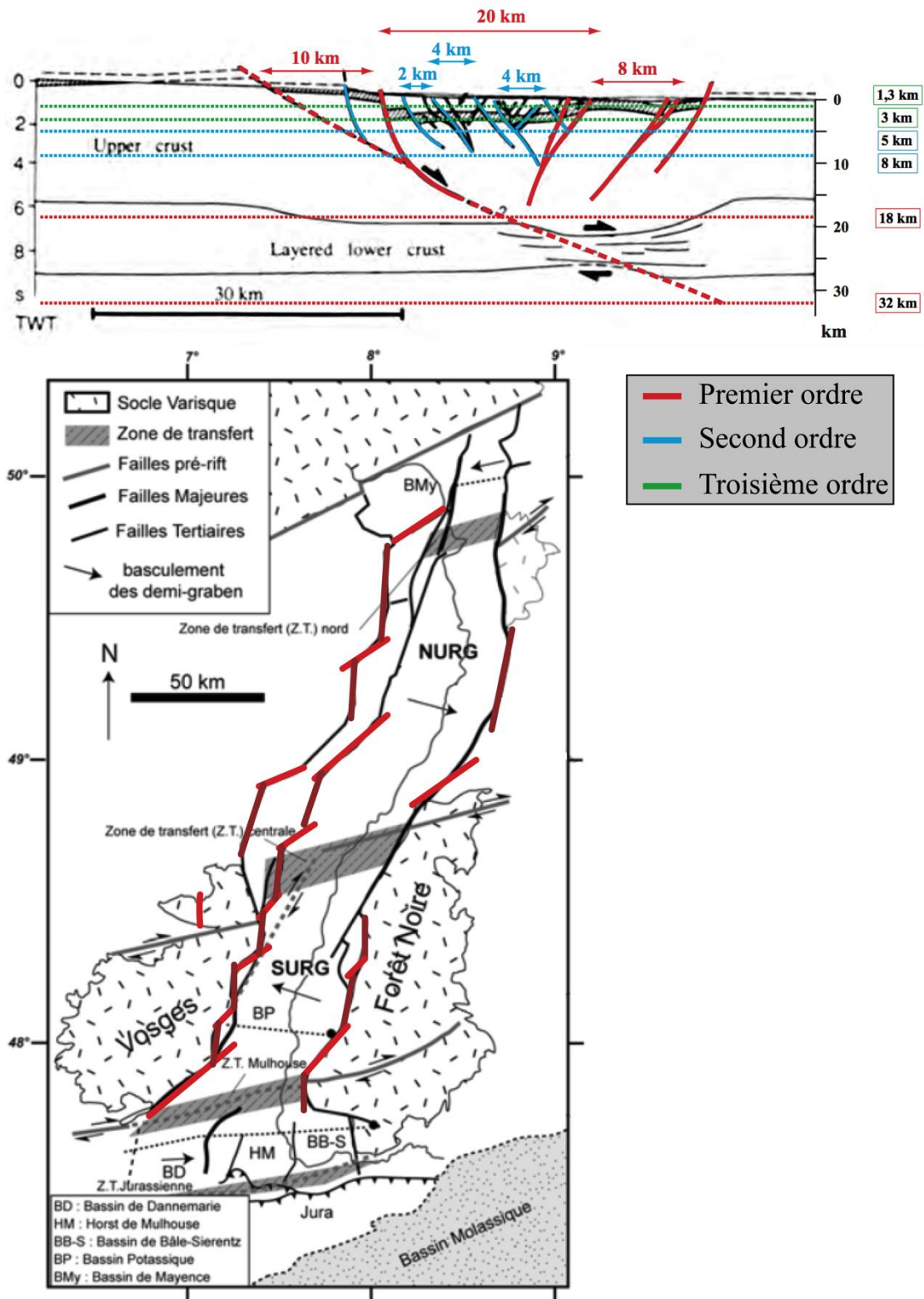


Figure 3.4 : a) coupe interprétative issues des coupes sismiques transversales du fossé Rhénan au centre du fossé (modifié par Le Garzic, 2010 d'après Brun et al., 1992), b) carte du fossé Rhénan montrant la segmentation des failles bordières en failles d'ordre I.

3.1.1. La distribution des longueurs

La distribution des longueurs des failles et des fractures depuis l'échelle millimétrique jusqu'à l'échelle plurikilométrique sur la marge catalane a été étudiée en début de thèse et fait l'objet d'une publication présentée en Annexe. Cette étude montre que l'ensemble du réseau suit une loi de puissance des longueurs dont l'exposant 2D est égale à 2, malgré des variations mineures aux différentes échelles d'observations. Une loi de puissance, mais avec un exposant légèrement plus faible (1,8) a également été montré pour les failles du premier au troisième ordre du golfe d'Aden (Figure 3.5a). Sur la marge marocaine, cette distribution a également été montrée, avec un exposant plus fort, entre 2,0 et 2,2 cette fois (Figure 3.5b).

Sur les deux zones d'étude, les failles sur les cartes géologiques et les linéaments des tracés MNT montrent également une distribution en loi de puissance, bien que la carte géologique d'Ardèche indique un déficit important de densité des structures (Figure 3.5c). Excepté pour cette dernière carte, les lois de distribution ont un exposant de 2, équivalent à l'exposant décrit pour la marge catalane.

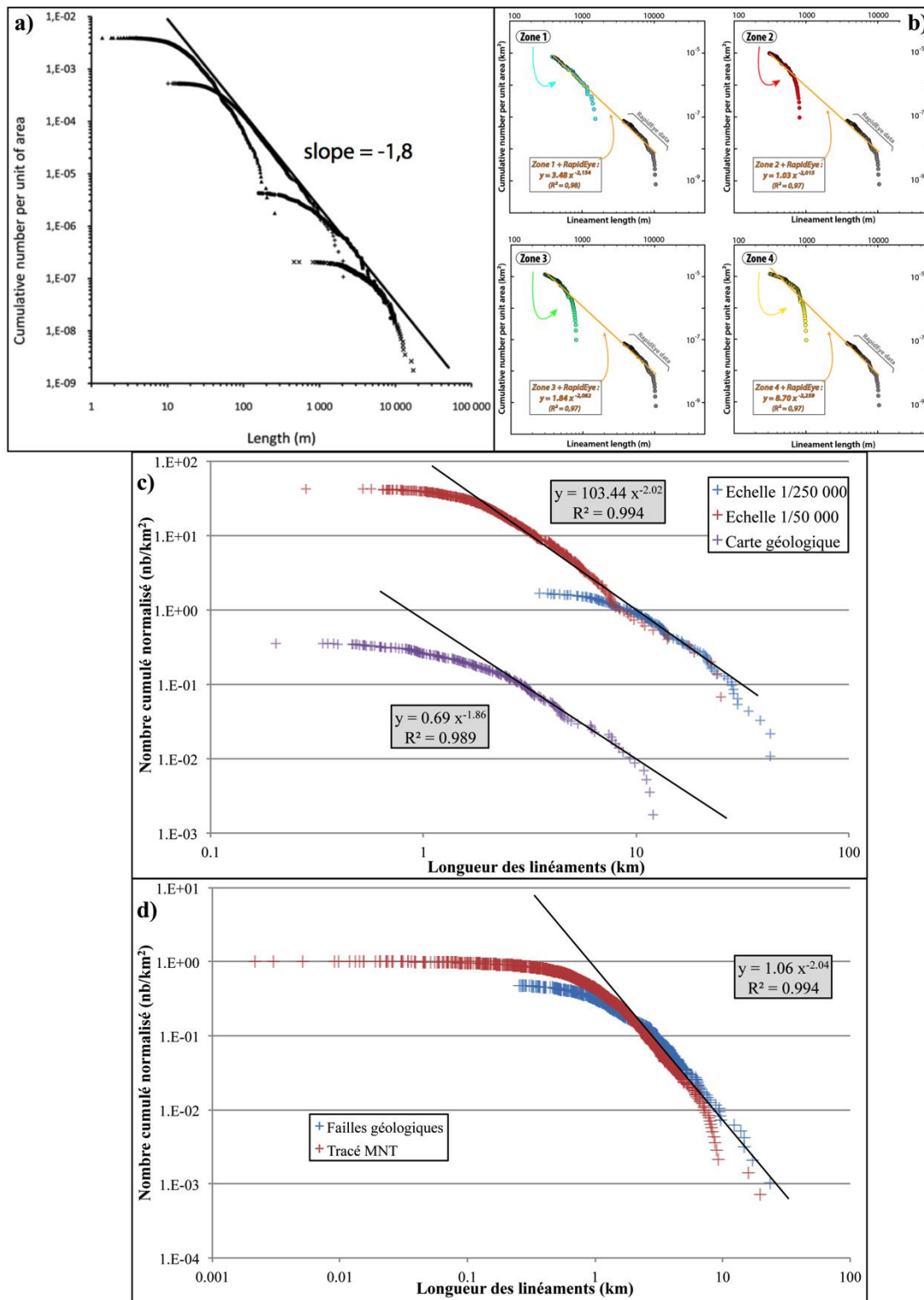


Figure 3.5 : distribution des longueurs des linéaments structuraux a) sur l'épaule du rift du golf d'Aden (Le Garzic et al., 2011), b) sur la marge d'Ifni (Walter, 2016), c) sur la bordure est du Massif central, d) dans les Vosges du Nord.

Bien que les données soient manquantes pour le Lac Albert, ces distributions peuvent être mis en relation avec les ordres de grandeurs des blocs et la relation entre les

failles courtes (ordre 2, ordre 3) et longues (ordre A, ordre 1). Les failles d'ordre A ne sont pas prises en compte dans l'étude des images satellites sur la marge marocaine (Walter, 2015). La proportion des petites failles est importante devant les failles longues, ce que traduit l'exposant supérieur à 2, cela montre alors le développement important des structures d'ordre inférieur lors de la maturation du rift. L'exposant 1,8 au golf d'Aden peut à l'inverse être mis en relation avec le stade précoce du développement de ce système extensif, ainsi que la présence des structures obliques héritées de grande dimension (Le Garzic, 2010). Sur nos deux zones d'études, ainsi que sur la marge catalane, le développement plus mature du système crée un réseau de failles « fractale » (exposant $2D = 2$) du point de vue des longueurs, et ceci malgré les différences d'héritage structural et de localisation de la déformation des N-S au niveau de la fosse de Valence.

3.2. Modèle géologique du réservoir

L'analyse du réseau de failles sur les épaules des bassins ciblés par Fonroche Géothermie a permis de mettre en évidence l'organisation des structures macroscopiques du socle. Elle a notamment mis en avant l'importance de l'héritage structural sur les orientations et les espacements des failles potentiellement drainantes. L'étude de la fracturation à l'échelle de l'affleurement ainsi que des propriétés pétrographiques et pétrophysiques des échantillons de socle et de la couverture sédimentaire surincombante permet d'appréhender les propriétés hydrauliques de ces failles. Ces données permettent notamment le classement des lithologies du socle en fonction du réseau de fracturation (densité, orientations), de leur altérabilité dans les zones fracturées, des géométries dans les zones endommagées et les cœurs de failles ainsi que des propriétés physiques associées. Ainsi, les modèles de zones de failles et leurs porosités et perméabilités de matrice et de fractures sont synthétisés dans cette partie, au regard des hétérogénéités pétrographiques rencontrées dans les deux zones d'étude.

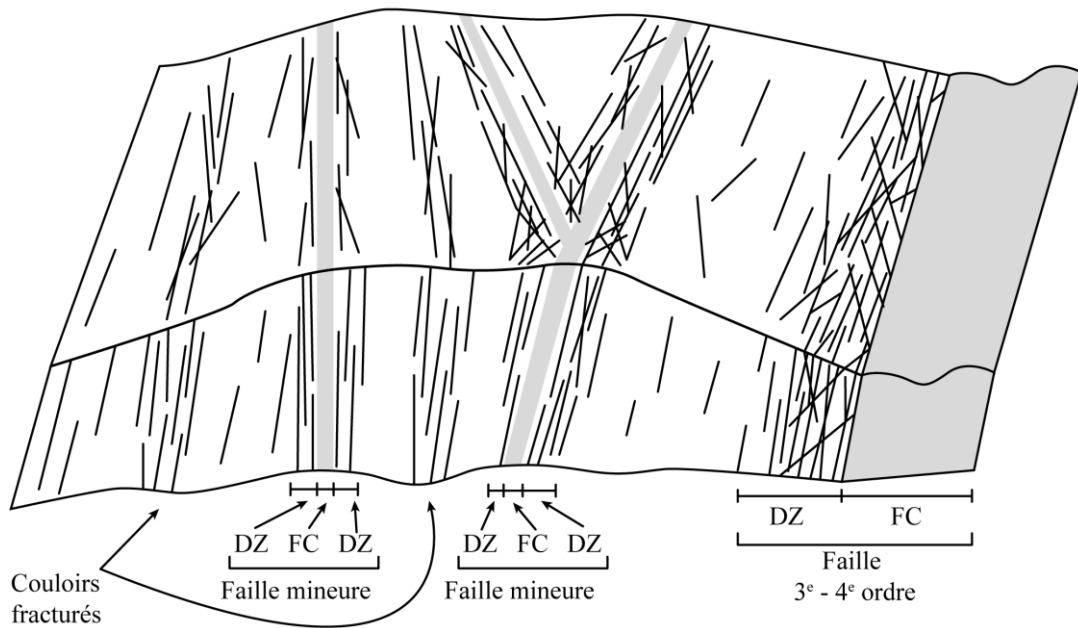


Figure 3.6 : modèle de socle à l’affleurement à l’intérieur d’un bloc structural de troisième et quatrième ordre, avec la zone endommagée de la faille, les cœurs de failles et couloir de fracturation intra-bloc.

L’analyse multi-échelle des zones de failles a ainsi mis en évidence que dans les blocs structuraux formés par les failles de troisième et de quatrième ordre, il existe des zones de failles mineures et des couloirs de fracturations qui modifient les propriétés réservoirs par rapport aux roches saines. Les variations pétrophysiques des différentes lithologies sont ainsi décrites pour les structures-types schématisées dans la figure 3.6.

3.2.1. La matrice du réservoir fracturé

Hors des zones de failles, la fracturation et l’altération changent localement les propriétés par rapport à celles de la roche saine, avec notamment les zones où la densité de fractures est plus forte que la « moyenne » du massif. Les analyses pétrographiques et pétrophysiques permettent de distinguer 5 groupes parmi les lithologies du socle décrites dans les deux zones d’étude. Les caractéristiques pétrophysiques des échantillons altérés dans les zones de fractures et des échantillons sains sont synthétisées dans le tableau 3.1 et la figure 3.7.

I) Les granites, en Ardèche et dans les Vosges du Nord, ainsi que les granodiorites des Unités du Sud du Champ-du-Feu, ont des propriétés similaires pour les

échantillons sains, avec des porosités allant de 1 à 2 % et une perméabilité matricielle inférieure à 10^{-3} mD. Dans les zones fracturées, la porosité peut atteindre 6 %, elle est le résultat principalement de l'altération des minéraux ferromagnésiens et des plagioclases-feldspaths. Avec l'augmentation de cette porosité, la densité apparente, la conductivité thermique et la vitesse de propagation des ondes P diminuent de manière linéaire. La perméabilité matricielle de ces échantillons peut atteindre 10 mD.

II) Les autres unités magmatiques de l'unité du Sud du Champ-du-Feu, ainsi que les séries métamorphiques d'origine volcanique dans les Vosges du Nord (massif de Rabodeau-Schirmeck), forment le deuxième groupe d'échantillons. Dans l'ensemble, ces échantillons sont très peu altérables, et ils ne développent que rarement une porosité supérieure à 1,5 %. Seul un échantillon prélevé dans un couloir de fractures a développé une densité de microfissures importante, qui augmente sa porosité à 2,5 % et sa perméabilité à 10^{-2} mD (contre des valeurs comprises entre 10^{-3} et 10^{-6} mD pour les autres échantillons). Du fait de la variabilité minéralogique de ce groupe d'échantillons, les densités de phases solides varient beaucoup et sont toujours très proches des densités apparentes, avec des valeurs comprises entre 2,60 et 2,90. Les variations de conductivité thermique et de vitesse de propagation des ondes P reflètent cette variabilité minéralogique plutôt qu'un effet de la porosité.

Les échantillons du groupe III, IV et V ont des évolutions des propriétés pétrophysiques similaires, et ont été regroupés dans la synthèse de la figure 3.7. Ils se différencient ainsi par leur origine, ainsi que par leur densité des phases solides. Leur conductivité thermique et leur vitesse de propagation des ondes sont principalement fonction de leur minéralogie primaire.

Le groupe III est composé des échantillons métamorphiques d'origine sédimentaire prélevés dans les Vosges du Nord (Schistes du Sud, série de la Bruche). Le groupe IV comprend les échantillons métamorphiques schisteux de l'unité des gneiss inférieurs en Ardèche, et le groupe V est composé par les gneiss des unités métamorphiques supérieures et inférieures. Ces échantillons ont à la fois une porosité liée à l'altération des phases primaires, des micas et des plagioclases-feldspaths quand ils sont présents et également liée à une densité de microfissuration qui peut être importante, notamment lorsque des plans de schistosité sont présents et bien orientés. Les échantillons sains ont ainsi une porosité qui varie de 0 à 4 %, avec des perméabilités matricielles comprise entre 10^{-3} et 10^{-6} mD. Les échantillons les plus poreux ont des porosités jusqu'à 10 % et des perméabilités matricielles de l'ordre de 10 mD (Figure 3.7).

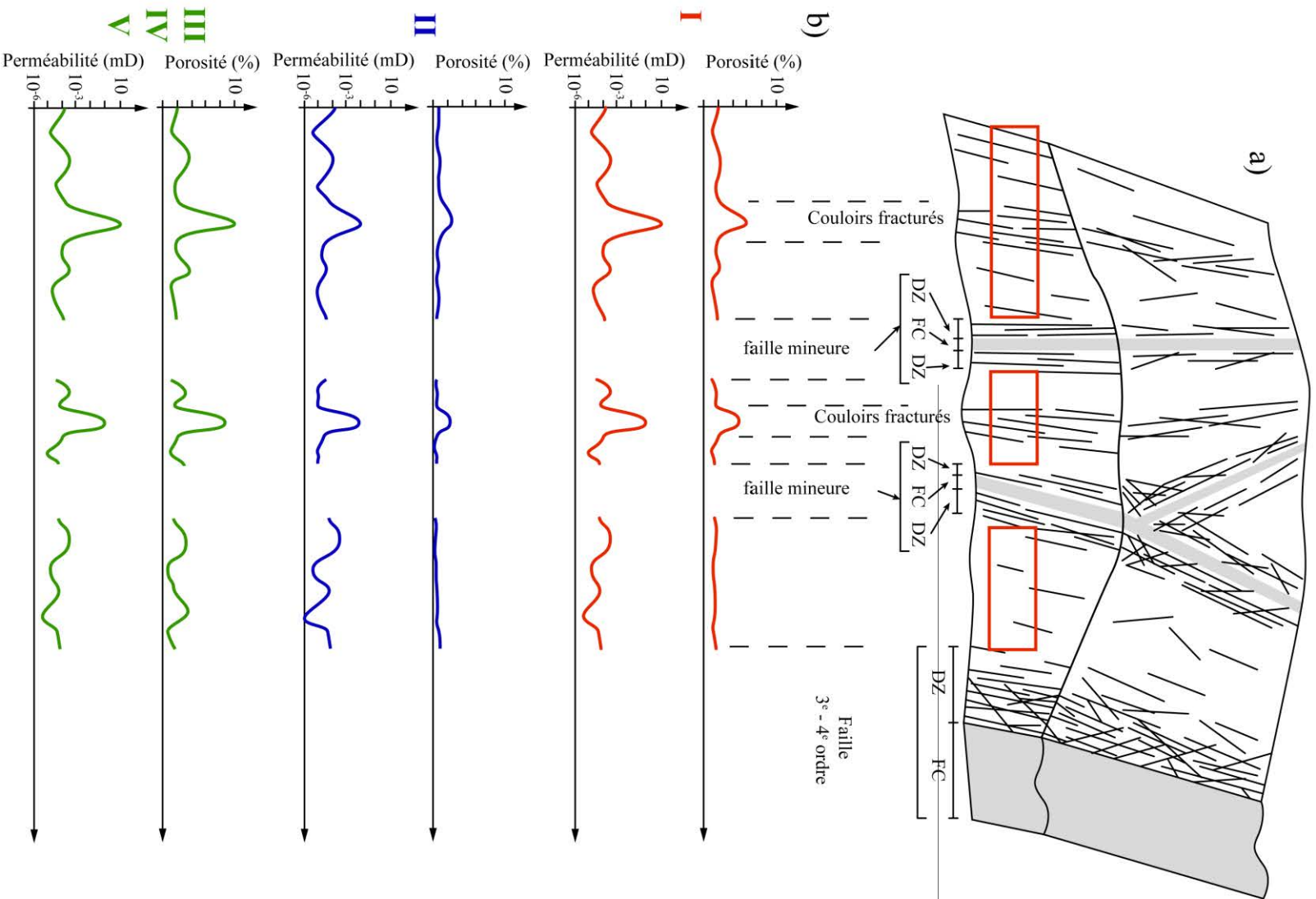


Figure 3.7 : résultats synthétiques des porosités et perméabilités matricielles, dans le protolithe peu fracturé et les couloir de fracturation, des grands groupes lithologiques de socle dans les deux zones d'études.

Tableau 3.1 : tableau synthèse des propriétés pétrophysiques des différents groupes lithologiques rencontrés dans les deux zones d'étude, pour les faciès de roche saine et les faciès dans les zones fracturées (variations maximales observées).

	Sain						Zone fracturée						
	Densité apparente	Densité phases solides	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	CT (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	VP (m.s ⁻¹)	Processus	Densité apparente	Densité phases solides	Porosité (%)	Perméabilité (mD)	CT (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	VP (m.s ⁻¹)
I	2,50	2,63	1 - 2	10 ⁻³ - 10 ⁻⁶	2,5 - 3,0	4000 - 5000	Altération minérale	2,50	2,63	3 - 6	10	2,0	3000
II	2,60 - 2,90	2,60 - 2,90	0 - 1,5	10 ⁻³ - 10 ⁻⁶	2,2 - 2,7	5000 - 6000	Microfissures	2,60 - 2,90	2,60 - 2,90	2,5	10 ⁻²	2,2 - 2,7	5000 - 6000
III	2,69 - 2,80	2,65 - 2,85	0 - 3	10 ⁻³ - 10 ⁻⁶	3,8 - 5,0	5000 - 6000	Microfissures - Altération minérale	2,47	2,65 - 2,85	3 - 10	10 ⁻³ - 10 ⁻⁶	2,2	3000
IV	2,56 - 2,69	2,67 - 2,72	1 - 4	10 ⁻⁶	2,50 - 3	4000 - 5500	Microfissures - Altération minérale	2,42	2,61 - 2,77	4 - 8	1	1,70 - 2,57	3000 - 4000
V	2,58 - 2,71	2,63 - 2,75	0 - 3	10 ⁻⁶	2,3 - 3,5	4000 - 5200	Microfissures - Altération minérale	2,40	2,60 - 2,71	3 - 8	10	1,9 - 2,50	3000 - 4000

En conclusion, le potentiel réservoir hors des zones de failles semble être plus important pour les échantillons métamorphiques d'origine sédimentaire et pour les gneiss, mais cela dépend des faciès rencontrés et du degré de fissuration des plans de schistosité. Pour les granitoïdes, indépendamment de leur origine, ce potentiel peut également être important dans les zones où la fracturation a permis des circulations de fluides qui ont altéré les minéraux primaires et créé de la porosité et de la perméabilité matricielle. Pour les unités magmatiques autres que les granitoïdes, métamorphisées ou non, les porosités primaire et secondaire ne sont jamais très importantes.

3.2.2. La zone de faille

Au sein du bloc structural, la présence de cœurs de failles mineures (3^e - 4^e ordre et inférieur), avec des transformations minéralogiques importantes par rapport à la roche encaissante, a été identifiée sur la cartographie de terrain en Ardèche, et localement dans les affleurements des Vosges du Nord. Les variations des propriétés dans ces cœurs de failles dans les différents groupes lithologiques décrits précédemment sont présentées dans cette partie (encadrés rouges, figure 3.8a).

Dans les leucogranites en Ardèche, une zone de faille de quatrième ordre a pu être échantillonnée. Les cœurs des failles mineurs ont fait l'objet d'échantillonnages ponctuels ou plus exhaustifs sur les affleurements des granites de Kreuzweg et de Natzwiller dans les Vosges. Les données recueillies sur ces affleurements permettent de proposer un modèle de compartimentalisation associé à ce type de zones de faille (Figure 3.9) qui est dérivé de la définition générale de la zone endommagée et du cœur de faille (Partie I, section 2.1.1)

Les échantillons qui sont prélevés dans les cœurs de failles mineures, qui ont une épaisseur inférieure au mètre, ou dans celui des structures de 3^e et 4^e ordre, montrent une intense altération minéralogique. Les plagioclases-feldspaths y sont souvent totalement argilisés, et les ferromagnésiens lessivés, avec une bréchification des grains initiaux qui réduisent la granulométrie des échantillons. Les données de diffraction DRX, combinées à l'analyse des lames minces, montrent la disparition des chlorites/vermiculites/smectites (produits d'altération des ferromagnésiens dans notre étude), et la présence d'illite à la fois en remplacement des feldspaths et plagioclases mais aussi en colmatage de la brèche.

La kaolinite est également présente en quantité moindre mais seulement dans les échantillons les plus transformés des cœurs de failles. La porosité de ces échantillons de cœur de faille varie de 7,4 % (*Ard 40*) à 12,6 % (*CdF 36*) dans les cœurs de failles mineures, la perméabilité matricielle n'étant pas mesurable du fait de la faible cohésion des matériaux (Figure 3.9a).

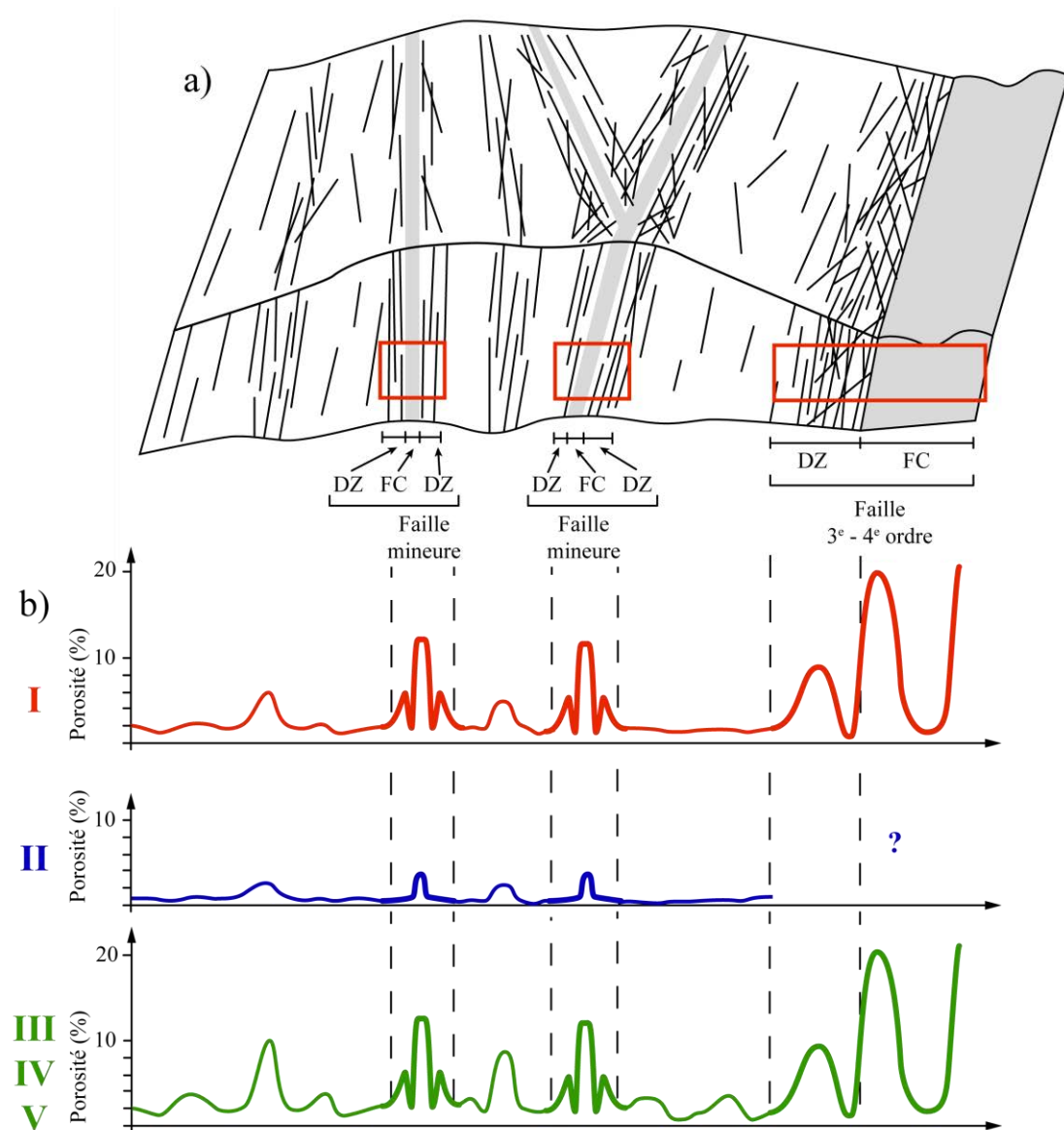


Figure 3.8 : résultats synthétiques des porosités matricielles, au travers d'un bloc structural de troisième et quatrième ordre pour les grands groupes lithologiques de socle dans les deux zones d'études.

Dans le cœur des failles de 4^e ordre, ces matériaux perméables et poreux se retrouvent aux épontes du cœur de faille, alors que des matériaux dont la porosité est très

faible se retrouve au centre. En effet, dans les différents échantillons du cœur de la faille de 4^e ordre des leucogranites en Ardèche, l'échantillon Ard 51 au centre du cœur n'a qu'une porosité de 2,7 %, comparable à celles des échantillons situés hors de la zone de faille. Une forte porosité est concentrée sur les épontes du cœur de faille, et peut atteindre 23,8 % (Ard 50). Ce constat nous amène à proposer une zonation du cœur de faille de 4^e ordre, contrairement aux cœurs des failles mineures, avec un centre peu poreux et perméable et une éponte perméable et poreuse (Figure 3.9b).

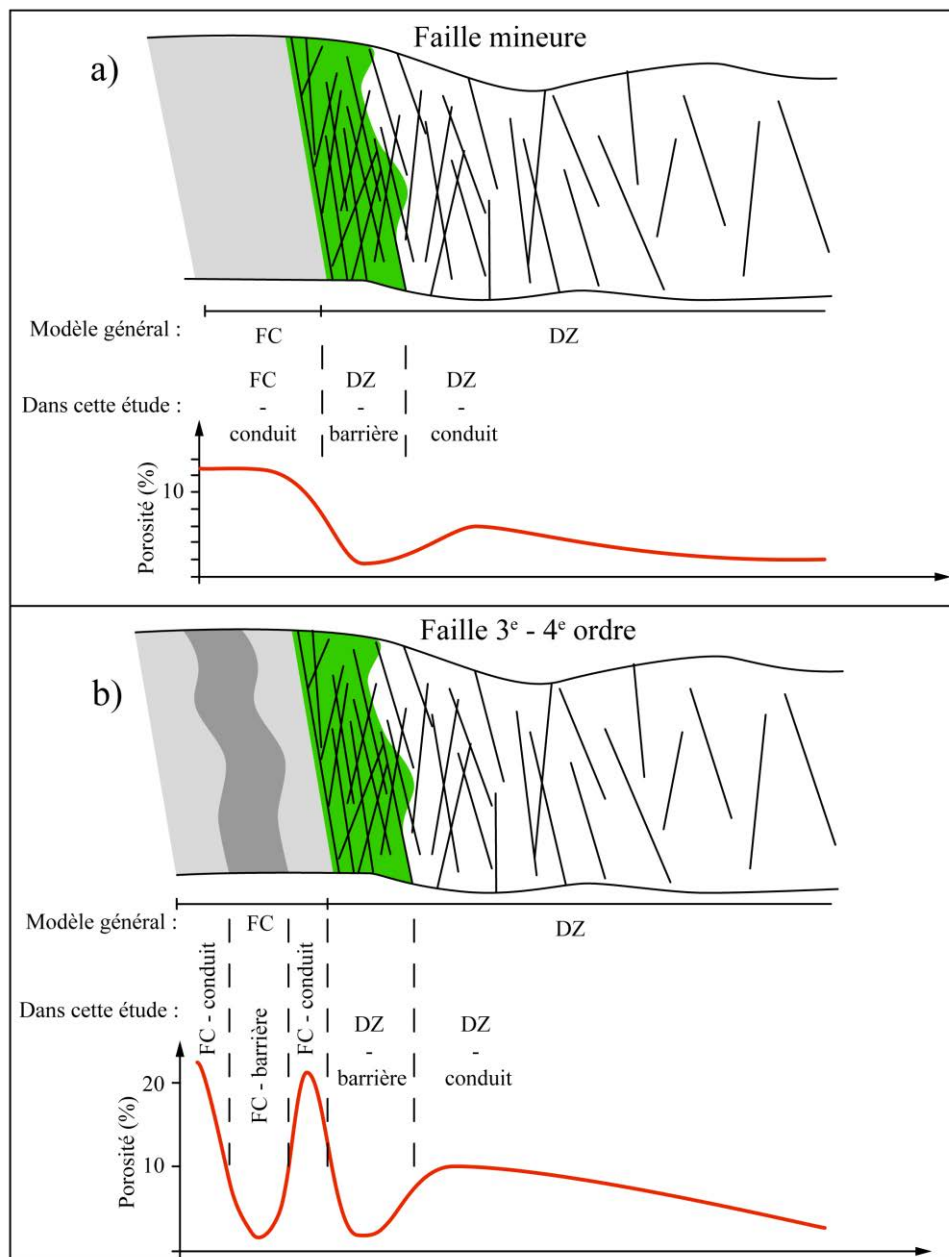


Figure 3.9 : schéma de synthèse de zones de failles a) mineures, b) de troisième ordre pour les lithologies granitiques, avec définition des zones endommagées et des cœur de failles drainants ou barrières.

Dans les zones endommagées des failles du 4^e et 3^e ordre, on retrouve les mêmes structures que dans les zones de failles mineures. Dans les échantillons prélevés à proximité du cœur, le réseau poreux est colmaté et les échantillons sont peu poreux. Ce colmatage est soit issu des argiles également présentes dans le cœur de faille comme dans le leucogranite d'Ardèche, soit induit par des minéralisations secondaires, comme les oxydes dans les zones de failles de Kreuzweg ou de Natzwiller. La porosité matricielle n'augmente qu'en s'éloignant de la zone de faille, où elle atteint des niveaux comparables aux valeurs mesurées dans les zones fracturées du reste du massif (Figure 3.9a & b).

Ainsi, pour les granites, le modèle de zone de faille proposé est composé de 4 parties :

- un cœur de faille qui agit plutôt comme conduit, dans les zones de failles mineures et seulement aux épontes des cœurs de failles de troisième et quatrième ordre.
- Ces dernières développent dans leur partie centrale une fonction de barrière qui n'est pas présent dans les cœurs de failles plus petits.
- La zone endommagée, est divisée en deux parties : la zone endommagée proche du cœur de faille, où les précipitations secondaires colmatent la porosité du réseau de fractures. Cela crée un deuxième niveau qui agit plutôt comme barrière, au moins d'un point de vue des propriétés matricielles.
- Enfin, plus loin, la densité de fracturation et l'altération associée augmentent et correspondent à un compartiment de zone endommagée qui agit plutôt comme conduit.

Dans l'ensemble, les échantillons dans le cœur de failles ont des densités apparentes, des vitesses de propagation des ondes et des conductivités thermiques encore plus faibles que les échantillons les plus poreux dans les zones de fractures, du fait des transformations minéralogiques et du développement associé de la porosité.

Dans les échantillons du groupe II, seules quelques zones broyées très locales ont été observées, avec des épaisseurs qui n'excèdent pas la dizaine de centimètres. Les transformations minéralogiques y sont relativement faibles, le matériau étant plutôt une brèche d'éléments encaissant, comme il l'a été observé pour Sch 26B, prélevé dans une zone broyée des pyroclastites de Senones (Partie II, section 3.2.2). Si cet échantillon peut être assimilé à celui d'un cœur de faille mineure, la porosité n'y est que de 3,3 %.

La zone de faille de Moyenmoutier représente une zone de faille complète pour les matériaux du groupe III. Des échantillons du cœur de faille de la Voulte-sur-Rhône représentent les matériaux du groupes IV et V. Dans la zone de faille de Moyenmoutier, le même type de répartition de porosité que dans les zones de failles des matériaux granitiques a été observé (Partie II, section 3.2.5.1) : un cœur de faille très poreux, même si la valeur de porosité très élevée (> 40 %) peut être attribuée à une forte argilisation, probablement supergène ; et une porosité réduite dans la zone endommagée au contact du cœur de faille du au colmatage par les argiles. L'échantillon Ard 04 dans le cœur de faille développé dans les gneiss d'Arèche a quant à lui une porosité de 7 %, et les échantillons des cœurs de failles de la Voulte-sur-Rhône, avec un encaissant schisteux ont des porosités allant jusqu'à 18 % (*Ard 64, 59*). Ainsi, le modèle de zone de faille proposé pour les granitoïdes semble applicable pour les échantillons du groupe III, IV et V, avec des variations de porosité maximale qui dépendent de la pétrographie initiale de l'encaissant de la faille.

Au final, bien que la perméabilité matricielle n'ait pu être mesurée dans les échantillons peu cohésifs des cœurs de failles, la porosité matricielle permet de classer le potentiel réservoir des lithologies du socle dans les zones de failles. Si les granites développent une porosité importante dans un compartiment de la zone endommagée et du cœur de faille, c'est aussi le cas des échantillons du groupe III, IV et V. La porosité maximale y est alors dépendante de la pétrographie d'origine, comme c'est le cas dans le reste du bloc structural. Dans les échantillons du groupe II à l'inverse, des zones de failles poreuses n'ont jamais été observées.

3.2.3. Les zones d'altération supergène

Les échantillons des affleurements où une altération supergène importante a été observée, peuvent avoir une texture allant jusqu'à celle de saprock où ils sont peu consolidés et ils sont fortement altérés. Ces profils ont principalement été observés dans les lithologies granitiques (*groupe I*) (Figure 3.10a). Seul un affleurement à l'interface de la couverture sédimentaire permienne et le volcanisme de Schirmeck a pu être décrit. Cette interface montre une surface d'altération très restreinte, épaisse de 5 cm environ, dans laquelle l'échantillon Sch 17 été prélevé, il a une porosité de 15 %, alors que l'échantillon sain sous-jacent a une porosité de 2,2 % (*Sch 15*).

Ce niveau très peu épais, ainsi que l'absence de faciès d'altération supergène dans les roches métamorphiques, que ce soit dans les Vosges du Nord ou en Ardèche tend à indiquer que les profils d'altération dans les lithologies du groupe II, III, IV et V ne développent qu'un faible horizon poreux et perméable, et/ou que celui-ci est facilement remobilisé par l'érosion.

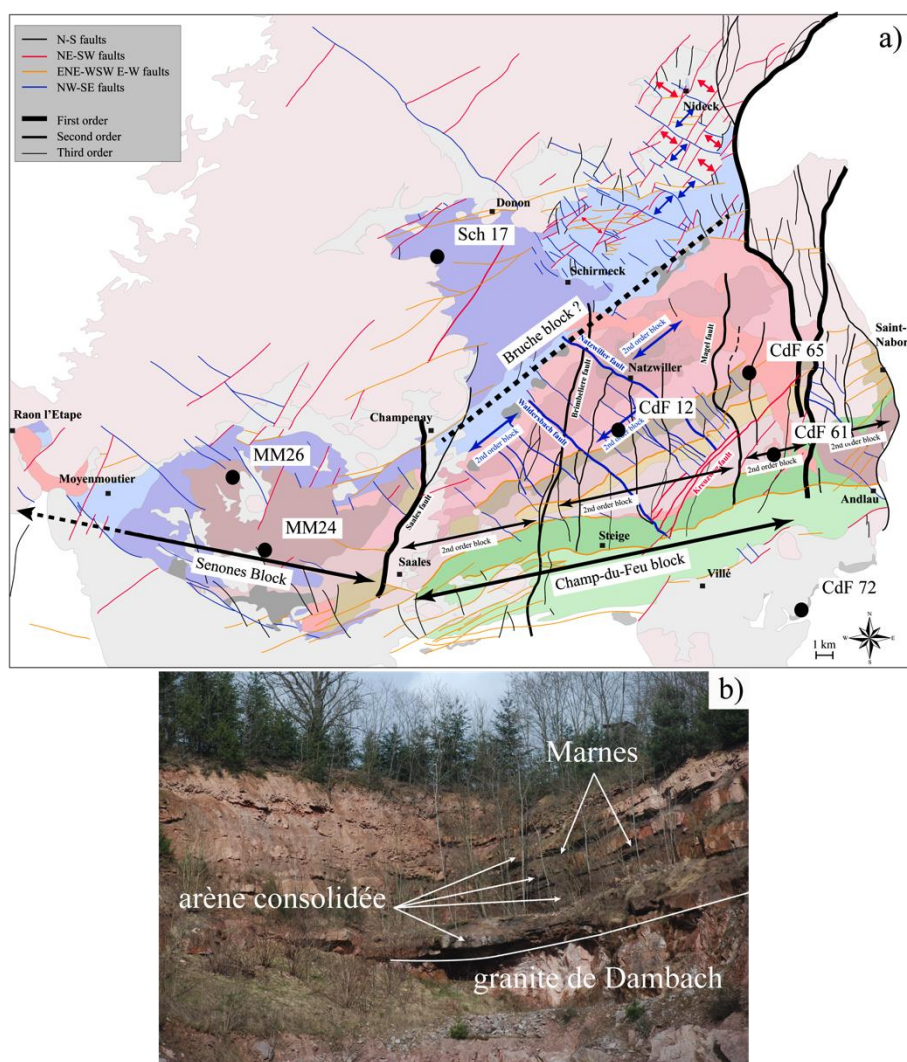


Figure 3.10 : a) carte de localisation des affleurements de saprolite dans les Vosges du Nord, b) photo de l'affleurement de l'interface socle couverture au niveau de l'arène granitique de Dambach.

Dans les échantillons de granites et de granodiorites en revanche, ces horizons d'altération ont été fréquemment observés. Dans les Vosges, leur cartographie montre qu'ils sont surtout sur des hauts topographiques (Figure 3.10a) : Les échantillons CdF 12 dans le granite de Belmont et CdF 65 dans le granite de Kagenfels, tout deux sur les sommets du Champ-du-Feu, CdF 61 pour les granodiorites du Hohwald au bord du haut

topographique au contact avec les schistes de Steige qui forment un creux topographique plus au Sud, les échantillons de l'arène du granite de Senones dans le haut topographique formé par ce pluton, y compris lorsque la couverture permienne proche est préservée (*MM 24 - 26*). Ces échantillons sont aussi très proches des toits de blocs limités par la série de failles N-S dans le massif du Champ-du-Feu. Cette observation est ainsi en accord avec le concept d'altération au toit des blocs basculés. Dans l'ensemble de ces échantillons, l'altération supergène est surtout marquée par la transformation légère des micas, et une forte densité de microfissuration. Les feldspaths et plagioclases sont en revanche très peu altérés. Dans ces arènes, la porosité peut atteindre 13,6 % (*MM 26*), sachant que cette porosité est très certainement sous estimée étant donné que les mesures se font sur les grains les plus cohésifs de l'arène.

Dans les bas topographiques, qui sont notamment les zones subsidentes où se localisent les bassins au Pennsylvanien et au Permien, cette arène est absente ou a été remanié dans les premiers sédiments qui reposent sur le socle. Ce phénomène a notamment été observé pour l'arène du granite de Dambach juste au Sud de la zone d'étude (*CdF 72*), où les premiers sédiments pennsylvaniens sont constitués par une alternance de niveaux d'arène granitique remaniée et fortement consolidée qui alternent avec des niveaux marneux (*Blanalt et al., 1972*) (Figure 3.10b). Ces niveaux, ont une porosité inférieure à 5 %.

3.3. Point méthodologique et perspectives

La méthodologie de caractérisation multi-échelle et multi-disciplinaire proposée dans cette thèse a permis de définir l'organisation du réseau des failles, de la fracturation et de déterminer leurs propriétés pour les analogues de socle des deux fossés ciblés par Fonroche Géothermie (encadrés rouges, figure 3.11). Les différentes tailles de blocs, leurs orientations ont notamment permis de guider les prospections sismiques (confidentielles) et aéromagnétiques ainsi que leur interprétation. Les données acquises permettent de retrouver des caractéristiques communes avec celles décrites pour d'autres systèmes de rift ou de marge, mais aussi certaines spécificités (section 3.1). Elle a également permis de classer les lithologies du socle en fonction de leur potentiel géothermique qui dépend à la fois de leur réseau de fracturation et de leurs propriétés matricielles, développés dans les réseaux de failles et les horizons d'altération supergène au toit du

socle (section 3.2). Ces données ont notamment permis l'élaboration d'une première méthodologie de modélisation en double milieu qui pourra être investiguée de manière plus approfondie par la suite (Partie I, chapitre II).

Cette thèse s'inscrit dans la thématique de l'équipe ressources carbonées du laboratoire GeoRessources, qui porte sur la géométrie des réservoirs et la dynamique des transferts, fluides, chaleur, matière. Ces travaux ont conduit à la reconnaissance de plusieurs axes de développement dont certains avaient été identifiés mais n'ont pas pu être poursuivis dans ce travail (encadrés verts, figure 3.11).

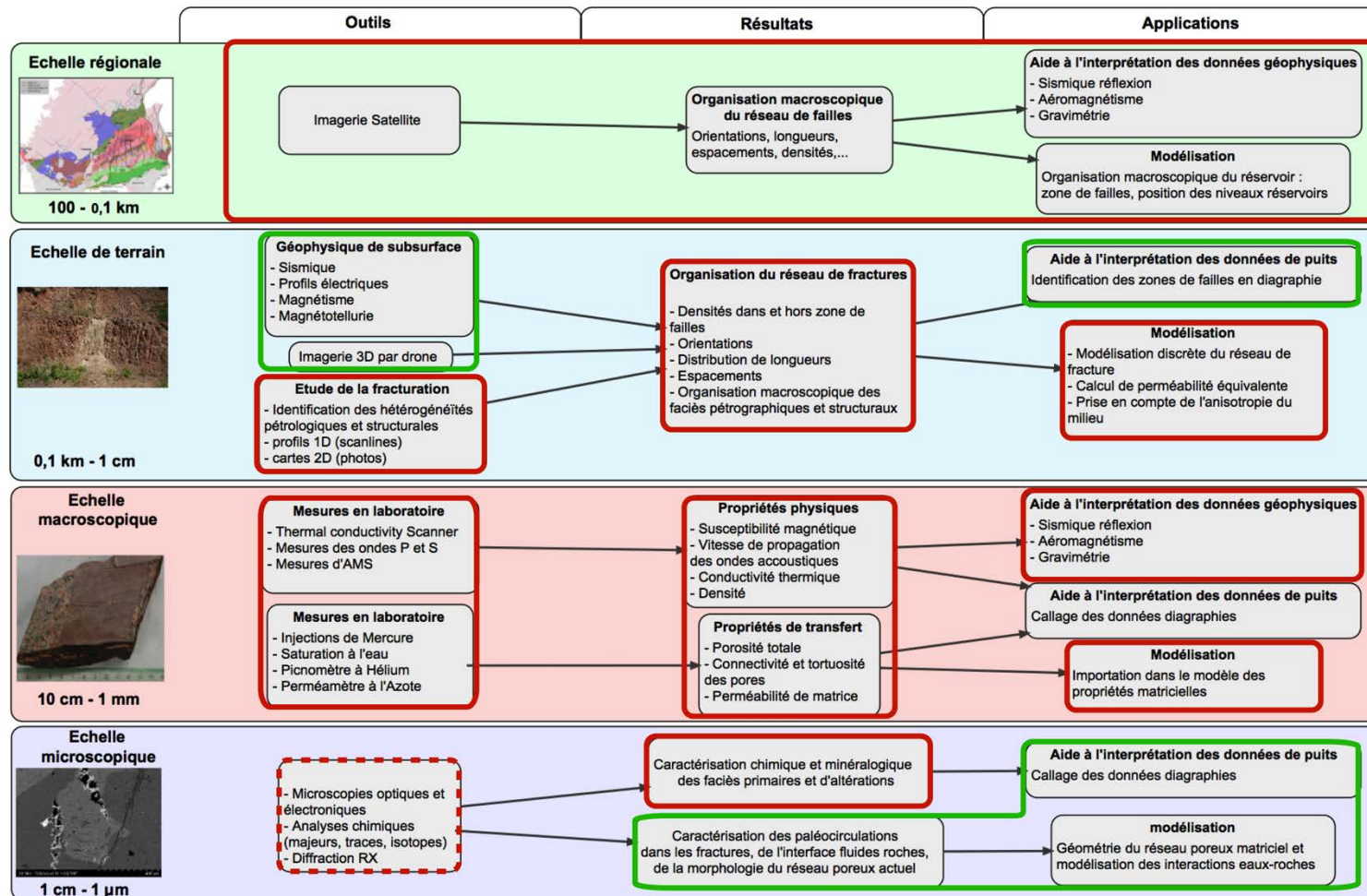


Figure 3.11 : schéma de synthèse de la méthodologie multi-échelle développée dans cette thèse et au sein de l'équipe. Les encadrés rouges sont les points qui ont été abordés dans ce manuscrit, les encadrés verts désigne des perspectives pour le travail futur.

Le premier constat est qu'il y a une lacune de visualisation des objets structuraux entre les failles dont les dimensions sont suffisamment importantes pour être observables à l'échelle de la carte géologique, et les réseaux de fracturation de dimension hectométrique et inférieure reconnus sur le terrain. Cette lacune avait notamment été démontrée par les analyses des longueurs dans l'étude de Catalogne effectué en début de thèse (*Annexe*). Cet intervalle de dimension permet également de faire le lien entre les données de forages et celles d'affleurement et est donc importante à caractériser. De plus, la complexité du passage entre des données acquises en une dimension (profils, forages) et leur réalité en trois dimensions a été mentionnée plusieurs fois dans le manuscrit. Pour appréhender ces structures et ce transfert de dimension, une méthodologie de reconstitution 3D par drone, avec reconnaissance des plans de fracturation de taille décamétrique et supérieure sur des falaises ou des plans de carrières a été initiée (Figure 3.12a). Malheureusement, la durée d'instruction des demandes d'autorisations de vols a retardé la mise en œuvre de ces analyses à des dates ultérieures. Par ailleurs, en collaboration avec l'Université de Strasbourg, des acquisitions de données aéromagnétiques par drone, pour des altitudes de vol de moins de 100 mètres, permettent des résolutions entre celle de la carte géologique et celle du terrain ont débuté et feront l'objet de développements dans les mois à venir (Figure 3.12b). Ces données pourront également être combinées aux acquisitions de profils de résistivités ou de sismique réfraction sur le terrain (*e.g. Place, 2010*).

En second lieu, les études pétrographiques effectuées dans la thèse ont montré l'existence de nombreuses minéralisations secondaires dans les réseaux de fractures et de microfissures. Ces minéralisations sont importantes car elles conditionnent la connectivité du réseau de fractures et son évolution dans le temps. Faire le lien entre ces minéralisations et la dynamique des fossés pourrait également apporter de nouvelles informations sur le fonctionnement du Rift Ouest Européen. Des premières analyses (analyses MEB, chimie de l'altération des biotites, isotopes de l'oxygène sur calcites) ont été effectuées et ne sont pas présentées dans le manuscrit car elles ont besoin d'être complétées. Le lien entre ces remplissages dans le socle et dans les niveaux triasiques du Buntsandstein (travaux au sein de l'équipe) et du Muschelkalk (observées sur les carottes des forages Insheim et Binnenweig) pourra donner des informations sur les dynamiques de circulations dans le fossé Rhénan.

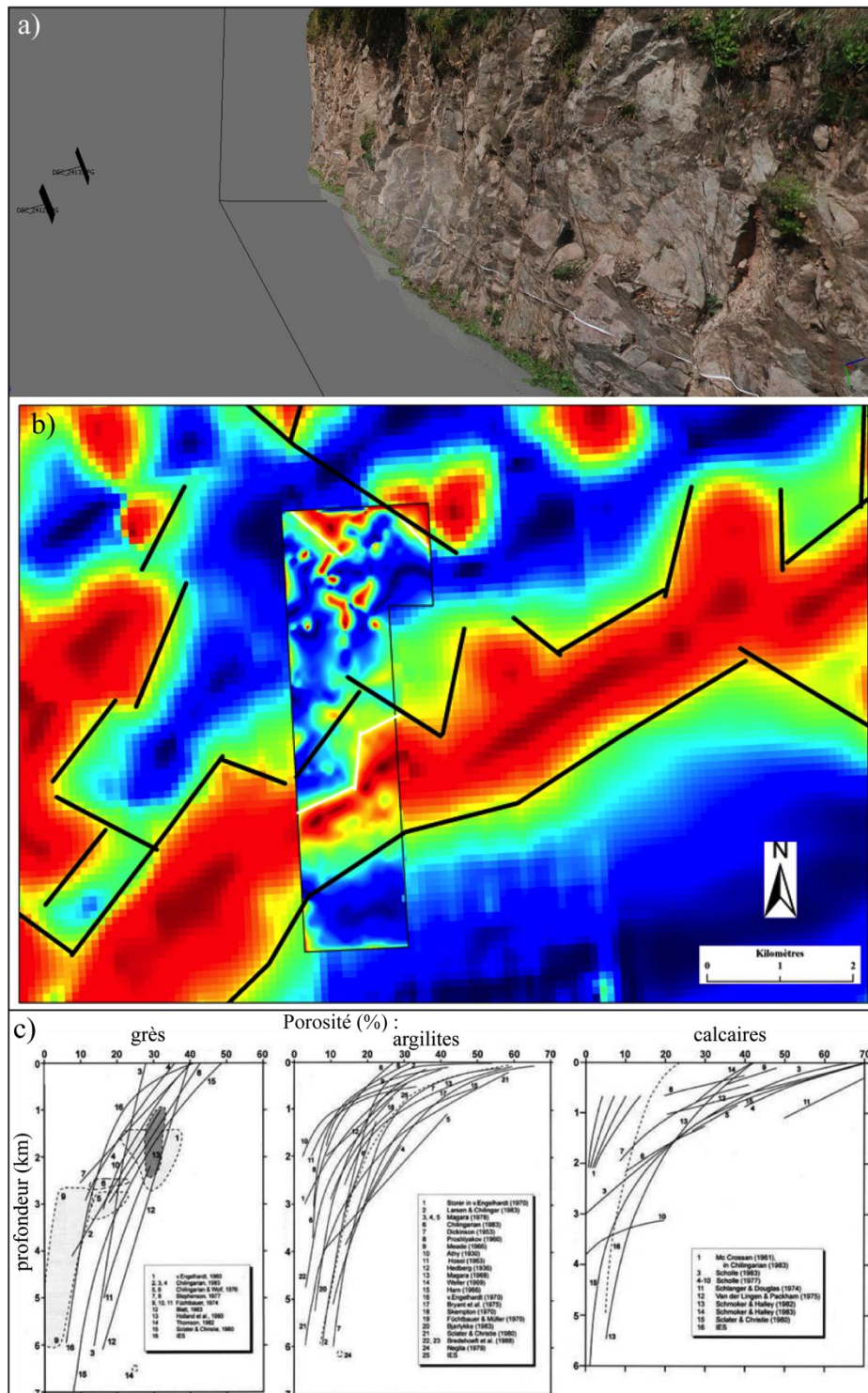


Figure 3.12 : a) test de reconstitution 3D de l’affleurement de Natzwiller effectué en préalable aux reconstitutions 3D par drone pour la reconnaissance automatique des plans de fractures, b) levé aéromagnétique effectué par drone callé sur le levé aéromagnétique classique, c) exemple de courbes de diminution de la porosité en fonction de la profondeur pour différents types de lithologies (modifiés d’après van Wees et al., 2016).

Enfin, un des aspects non traité dans ce manuscrit est la propagation des informations sur le réseau poreux en profondeur. En effet, la pression lithostatique

appliquée sur les lithologies du socle à 4 km de profondeur, peut être importante et entraîner la fermeture des microfissures (Figure 3.12c), notamment pour les échantillons les plus altérés et argileux de type cœur de faille ou d'horizon altéré. La conservation de cet horizon altéré en profondeur est d'ailleurs un point essentiel difficilement quantifiable à partir des acquisitions de sub-surface. Pour ces aspects, les forages envisagés par Fonroche Géothermie, en partie carottés, permettront d'apporter des éléments de réponse. L'étude de ces carottes et des diagraphies des forages fait parti du contrat post-doctoral qui va démarrer à suite de cette thèse.

Conclusion générale

Les travaux présentés dans ce manuscrit s'inscrivent dans la problématique de la mise en œuvre de projets de forages géothermiques haute température. En France métropolitaine, ces projets sont principalement localisés dans les bassins extensifs liés au Rift Ouest Européen. Pour des températures visées supérieures à 150°C, les réservoirs cibles sont situés dans le socle des bassins et à l'interface avec les formations sédimentaires surincombantes. Les lithologies de ce socle sont de nature magmatique ou métamorphique, avec une mise en place qui s'est effectuée durant l'orogénèse hercynienne. Dans ces formations, la porosité et la perméabilité matricielles sont souvent faibles, excepté : 1) dans les zones de failles où la fracturation permet de développer une porosité et perméabilité de fractures, et une porosité matricielle liée à la fracturation et à l'altération des minéraux primaires ; 2) à l'interface socle/couverture, où l'altération supergène, antérieure à l'enfouissement, peut avoir développé de fortes porosité et perméabilité. Ces réservoirs sont dit non-conventionnels, car les écoulements de fluides y sont régis par une double porosité : la matrice et le réseaux de fracture.

Pour appréhender les écoulements dans ce type de réservoir, ces travaux de thèse s'appuient sur une analyse multi-échelle et multi-techniques sur deux analogues de terrain des réservoirs cibles dans le ROE. En effet, le socle de ces bassins affleure sur les épaules du rift, ce qui permet l'analyse du réseau de failles et de fractures, ainsi que des propriétés matricielles, pour obtenir des information sur le réservoir en profondeur. Deux zones, qui font l'objet de projets de forages géothermiques par Fonroche Géothermie, ont ainsi été étudiées :

- les Vosges du Nord considérées comme analogue du socle du fossé Rhénan sous la région de Strasbourg,
- la bordure est du Massif central ardéchois considérée comme analogue du socle de la fosse de Valence.

Pour ces zones, le réseau de failles a été analysé depuis les grandes failles qui contrôlent la structure au premier ordre de l'épaule du rift, jusqu'aux failles mineures, d'épaisseur métrique, où l'altération de la matrice a pu être caractérisée et quantifiée. Le réseau de fractures a également été étudié afin de déterminer les orientations, densités, longueurs caractéristiques des fractures dans les différents compartiments des zones de failles et dans le protolithe où une fracturation pervasive est présente. Cette étude a permis d'aboutir à une méthodologie de modélisation numérique qui combine la génération statistique de réseau de fractures (DFN) pour obtenir la porosité et perméabilité de

fractures, et la modélisation des écoulements dans un double milieu prenant en compte les porosités et perméabilités matricielles.

L'analyse multi-échelle, a ainsi permis de mettre en évidence des failles avec des dimensions (longueurs, orientations, espacement) caractéristiques qui sont équivalentes à celles mesurées sur d'autres rifts. La présence ou l'absence d'un de ces ordres de grandeurs de failles ainsi que leur orientation peut être mis en relation avec le mode d'ouverture du rift, et/ou avec l'héritage structurale anté-rift du socle. Quatre ordres de grandeurs de blocs ont ainsi pu être mis en évidence.

En Ardèche, la bordure ouest du rift est formée par une mégastructure d'orientation N-S et l'ensemble de la déformation liée à l'ouverture du bassin y est localisé. La faille bordière est ainsi d'ordre A (mégastructure contrôlant l'extension), et la structuration du socle à l'affleurement est contrôlée par des failles d'ordre II (d'une longueur caractéristique autour de 20 km), de direction ENE-WSW. Dans les Vosges, la contrainte oblique à l'ouverture du rift à partir du Miocène, ainsi que la déformation diffuse sur l'épaule créent une compartimentalisation en blocs structuraux avec des failles d'ordre I N-S et ENE-WSW à E-W. A l'intérieur des blocs structuraux de premier ordre, la direction des failles dépend de l'héritage structural du socle et varie d'un bloc à l'autre. Dans les Vosges, des blocs de deuxième et de troisième ont ainsi pu être identifiés. En Ardèche, les failles de troisième ordre sont absentes, ou sont plus courtes et ont des espacements plus faibles, ce qui suggère la présence d'un quatrième ordre.

L'analyse du réseau de fractures et des propriétés matricielles a permis d'étudier et de quantifier les qualités réservoirs des zones de failles de troisième ordre, les zones de failles mineures, le réseau de fracturation pervasif ainsi que les zones d'altération supergène. Il a ainsi été mis en évidence une répartition des porosités et des perméabilités matricielles dans les zones de failles qui diffère du concept général de la zone de faille. Dans les zones endommagées, deux compartiments ont ainsi pu être distingués : la zone endommagée conduit où le réseau de fractures permet une circulation de fluides pervasive qui altère la matrice et permet le développement d'une porosité relativement importante. Près du cœur de faille, on distingue une zone endommagée barrière, où les précipitations secondaires dans les microfissures et la matrice diminuent la porosité et la perméabilité. Pour les failles de troisième ordre, le cœur est peu poreux, entouré de zones où la destructuration du matériau et l'altération créent une forte porosité matricielle. Dans les failles mineures moins épaisses, le cœur de faille peu poreux n'a pas été observé.

Ces analyses ont également abouti à une classification des lithologies du socle à l'intérieur des blocs structuraux, en fonction de leur densité de fracturation et du développement d'une porosité et perméabilité matricielle liée à l'altération dans les zones de failles et au toit du socle. Les granites, indépendamment de leur origine et de leur minéralogie primaire, sont les seuls où un horizon altéré développant une forte porosité a pu être observé. Pour les zones de failles et les couloirs de fracturation, c'est également dans les granites que se développent une porosité et une perméabilité matricielle importantes. Les autres lithologies magmatiques, ainsi que les roches métamorphiques d'origine volcanique fortement indurée sont au contraire les plus défavorables puisque la matrice n'a jamais développé une porosité et une perméabilité importante, et le réseau de fractures ; bien que plus dense que dans les granites, est colmaté par les minéralisations secondaires. Parmi les lithologies métamorphiques, le potentiel réservoir dépend de la roche d'origine. En effet, certains faciès d'origine sédimentaire ont montré des évolutions similaires aux roches granitiques. Dans les gneiss et les schistes, la présence d'une fissuration importante, et d'une porosité matricielle associée, dépend notamment de l'orientation de la foliation par rapport à la direction des failles proches de troisième ordre.

Finalement, une première étape de modélisation numérique a permis de développer une méthodologie de passage des données d'affleurement à un réseau de fractures en 3 dimensions statistiquement équivalent. Ces modèles ont permis d'appréhender la problématique de la perméabilité et de la porosité de fractures dans les zones de failles. Combiné aux données matricielles, le fonctionnement d'un doublet géothermique dans une faille conceptuelle équivalente aux cibles des projets géothermiques dans le substratum des bassins a pu être simulé dans un modèle double-milieu. Cette méthodologie a été dans un premier temps testée pour un socle granitique et offre des résultats prometteurs pour aller vers une compréhension des propriétés hydrauliques des zones de failles dans les différentes lithologies.

Cette thèse, met ainsi en évidence l'importance des informations qui peuvent être tirées des analogues de terrain, ainsi que l'importance de l'analyse multi-échelle des structures. La structure du réseau de failles mise en évidence peut servir de guide pour la prospection dans les bassins, les tailles de blocs et les orientations des failles peuvent aider à l'interprétation des acquisitions géophysiques. Elle permet également d'avoir une idée de l'organisation des structures secondaires, non détectables par ces mêmes techniques de prospection. Le comportement hydraulique des zones de failles peut alors

être appréhendé en fonction des lithologies potentiellement rencontrées dans le socle des bassins, au regard de la relation complexe entre héritage structural et néoformation de structures.

Références bibliographiques

Ackermann R.V., Schlische R. W., 1997. Anticlustering of small normal faults around larger faults. *Geology*, 25, 1127–1130.

Acworth R.I., 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 20, 265– 272.

Aghai Soltani L., Bender P., Braun A., Schmidt-Effing R., 1996. Oberdevonische Radiolarien aus Kieselgesteinen des Breuschtals (Vallée de la Bruche, Nord-Vogesen, Frankreich). *Jahresbericht und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins*, 78, 183-208.

Agosta F., Prasad M., Aydin A., 2007. Physical properties of carbonate fault rocks, Fucino basin (Central Italy): implications for fault seal in platform carbonates. *Geofluids*, 7, 19–32.

Agosta F., 2008. Fluid flow properties of basin-bounding normal faults in platform carbonates, Fucino Basin, central Italy. *Geological Society of London Special Publication*, 299, 277–291.

Agosta F., Mulch A., Camberline P., Aydin A., 2008. Geochemical traces of CO₂ rich fluid flow along normal faults in central Italy. *Geophysical Journal International*, 174, 758-770.

Agosta F., Alessandroni M., Antonellini M., Tondi E., Giorgioni M., 2010. From fractures to flow: A field-based quantitative analysis of an outcropping carbonate reservoir. *Tectonophysics*, 490, 197-213.

Aharonov E., Spiegelman M., Kelemen P., 1997. Three-dimensional flow and reaction in porous media: implications for the Earth's mantle and sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14821-14834.

Akame J.M., Mvondo Ondo J., Oling J.B., Essono J., Mbih Kemeng P., 2013. Application of (MNT) SRTM numeric field models for mapping structural lineaments: application to the Mezesse Archean, East of Sangmélina (South Cameroon). *International Journal of Tropical geology, geography and ecology*, 37, 71-80.

Al-Ali Z., Al-Buali M.H., AlRuwaili S., Ma S.M., Marsala A.F., Alumbaugh D., DePavia L., Levesque C., Nalonnil A., Zhang P., Hulme C., Wilt M., 2009. Looking Deep into the Reservoir. *Oilfield review*, 21, 38-47.

Alai R., Aqrawi A.A., Mohamed A.B., A Taha M.T., 2014. Fracture characterization in basement reservoirs through seismic attributes. *First Break*, 32, 1-10.

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer A., Kreuzer H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50, 51–73.

Anderson L.J., Osborne R.H., Palmer D.F., 1983. Cataclastic rocks of the San Gabriel fault - An expression of deformation at deeper crustal levels in the San Andreas fault zones. *Tectonophysics*, 98, 209–251.

Anthes G., Reischmann T., 2001. Timing of granitoid magmatism in the eastern mid-German crystalline rise. *Journal of Geodynamics*, 31, 119–143.

Antonellini M., Aydin A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: Petrophysical properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 355–377.

Aquilina L., Pauwels H., Genter A., Fouillac C., 1997. Water-rock interaction processes in the Triassic sandstone and the granitic basement of the Rhine graben: geochemical investigation of a geothermal reservoir. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4281-4295.

Aquilina L., De Dreuzy J.-R., 2011. Relationship of present saline fluid with paleomigration of basinal brines at the basement/sediment interface (Southeast basin - France). *Applied Geochemistry*, 26, 1933-1945.

Arthaud F., Matte Ph, 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.

Arthaud F., Ogier M., Séguret M., 1981. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bulletin du Bureau des Ressources Géologiques et Minières*, 2, 175-193.

Asanuma H., Soma N., Kaieda H., Kumano Y., Izumi T., Tezuka K., Niitsuma H., Wyborn D., 2005. Microseismic Monitoring of Hydraulic Stimulation at the Australian HDR Project in Cooper Basin. *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*, 24-29 avril, 1-5.

Aubague M., Prouhet J.P., Slansky M., 1966. Caractérisation des milieux de sédimentation et recherches de nouveaux sites Pb-Zn dans la zone caussenarde. *Bulletin du BRGM, Orléans*, 1, 87-112.

Autran A., Cogné J., 1980. La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In: *Géologie de l'Europe. 26° C.G.I. Paris. Mémoires du Bureau des Ressources Géologiques et Minières*, 108, 90 – 111.

Aydin A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 797–814.

Bächler D., Kohl T., Rybach L., 2003. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection – Rhine Graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 431–441.

Bailleux P., 2012. Multidisciplinary approach to understand the localization of geothermal anomalies in the Upper Rhine Graben regional to local scale. *Thèse de l'université de Neuchâtel*, 131 p.

Balsamo F., Storti F., 2010. Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Crotona basin, southern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 822-837.

Bard J.P., Burg J.P., Matte P., Ribeiro A., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In: *Géologie de l'Europe. 26e C.G.I. Paris. Mémoires du Bureau des Ressources Géologiques et Minières*, 108, 233 – 246.

Barenblatt G., Zheltov I.P., Kochina I., 1960. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks [strata]. *Journal of applied mathematics and mechanics*, 24, 1286–1303.

Barker R.D., White C.C., Houston J.F.T., 1992. Borehole siting in an African accelerated drought relief project. In: Wright E.P., Burgess W.G., (Eds) *Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa. Geological Society of London, Special Publication*, 66, 183–201.

Batias P., 1979. Le massif de granite de Tournon-Saint-Cierge. *Massif central français. Gisement, pétrologie et géochronologie. The de l'Université de Lyon*, 174 p.

Baujard C., Genter A., Dalmais E., Maurer V., Hehn R., Rosillette, 2016. Temperature and hydraulic properties of the Rittershoffen EGS reservoir, France. *European Geothermal Congress, Strasbourg, France, 19-24 Septembre*, 1-8.

Becker A., 2000. The Jura Mountains—An active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 321, 381- 406.

Belfield W.C., Sovitch J., 1995. Fractures statistics from horizontal wellbores. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 34, 47–50.

Belikov B.P., 1967. Plastic constants of rock-forming minerals and their effect on the elasticity of rocks. *Physical and mechanical properties of rocks*. Academy of Sciences of the USSR, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 124-140.

Bellot, J.P., 2008. Hydrothermal fluids assisted crustal-scale strike-slip on the Argentat fault zone. *Tectonophysics*, 450, 21-33.

Benecke, E. W., Büc ing, H., 1898. *Calceola sandalina* im oberen Breuschthal. *Mittheilungen der geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen*, 4, 105-111.

Bense V.F., Person M., 2006. Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. *Water Resources Research*, 42, W0542.

Bense V., Person M., Chaudhary K., You Y., Cremer N., Simon S., 2008. Thermal anomalies as indicator of preferential flow along faults in an unconsolidated sedimentary aquifer system. *Geophysical Research Letters*, 35, L24406.

Bense V.F., Gleeson T., Loveless S.E., Bour O., Scibek J., 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171-192.

Berg S.S., Øian E., 2007. Hierarchical approach for simulating fluid flow in normal fault zones. *Petroleum Geoscience*, 13, 25-35.

Bergerat F., 1987. Paléo-champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 611-620.

Bernabé Y., 1991. Pore geometry and pressure dependence of the transport properties in sandstones. *Geophysics*, 56, 436-446.

Bernard M.L., 1999. Etude expérimentale des propriétés physiques des roches pyroclastiques de la Montagne Pelée. Thèse de l'Université Paris 7, 260 p.

Bertani R., 2015. Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report. *Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia*, 19-25 avril 2015, 1-19.

Bertini G., Casini M., Gianelli G., Pandeli E., 2006. Geological structure of a long-living geothermal system, Larderello, Italy. *Terra Nova*, 18, 163–169.

Birch F., 1958. The Velocity of compressional Waves in Rocks to 10 kilobars, Part 1. *Journal of Geophysical Research*, 65, 1083-1102.

Bisdom K., Gauthier B.D.M., Bertotti G., Hardebol N.J., 2014. Calibrating discrete fracture-network models with a carbonate three-dimensional outcrop fracture network: Implications for naturally fractured reservoir modeling. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 98, 1351-1376.

Bisdom K., Bertotti G., Nick H.M., 2016. A geometrically based method for predicting stress-induced fracture aperture and flow in discrete fracture networks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 100, 1075-1097.

Blanalt J. G., 1969. Contribution à l'étude du conglomérat givétien de Russ (Vallée de la Bruche, Vosges). *Essai de paléogéographie*. Thèse de 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 72 p.

Blanalt J.-G., Doubinger J., 1973. Contenu paléontologique du gisement frasnien de la carrière Wenger et Petit à Hersbach (vallée de la Bruche, Vosges). *Sciences Géologiques*, 26, 75-90.

Blanalt J.G., Lillie F., 1973. Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains sédimentaires dévono-dinantiens de la vallée de la Bruche (Vosges septentrionales). *Sciences Géologiques*, 26, 69-74.

Blès J.-L., Gros Y., 1991. Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, 194, 265-277.

Böcher J., Littke R., 2016. Thermal maturity and petroleum kitchen areas of Liassic Black Shales (Lower Jurassic) in the central Upper Rhine Graben, Germany. *International Journal of Earth Sciences*, 105, 611-636.

Boiron M.C., Cathelineau M., Richard A., 2010. Fluid flows and metal deposition near basement/cover unconformity : lessons and analogies from Pb-Zn-F-Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids*, 10, 270-292.

Bois C., 1993. Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 226, 227-252.

Boissavy C., Rocher P., Laplaige P., Brange C., 2016. Geothermal Energy Use, Country Update for France. European Geothermal Congress 2016 Strasbourg, France, 19-24 Septembre, 1-19.

Bonhomme M., Prévôt L., 1968. Application de la méthode Rubidium-Strontium à l'étude de l'âge radiométrique de quelques dépôts dévono-dinantiens du massif de la Bruche (Vosges du Nord). *Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine*, 21, 219-248.

Bonnet E., 1997. La localisation de la déformation dans les milieux fragiles-ductiles: approche expérimentale et application à la lithosphère continentale, Thèse de l'Université de Rennes, 200 p.

Bonnet E., Bour O., Odling N.E., Davy P., Main I., Cowie P., Berkowitz B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39, 347-383.

Bornand M., Mandier P., Monjuvent G., Chenevoy M., Combié J., 1977. Notice explicative de la carte géologique de France, Feuille Valence, n°818, édition Bureau des Ressources Géologiques et Minières, 54p.

Bouchot V., Sanjuan B., Traineau H., Guillou-Frottier L., Thion I., Baltassat J.M., Fabriol H., Bourgeois B., Lasne R., 2010. Assessment of the Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe, French West Indies): Toward a Conceptual Model of the High Temperature Geothermal System. *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia*, 25-29 avril, 1-8.

Bouiflane M., 2008. Cartographies aéromagnétique et magnétique multi-échelles : étude structurale d'une région du fossé Rhénan. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 209 p.

Bour O., Davy P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 33, 1567-1583.

Bour O., Davy P., 1998. On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research*, 34, 2611-2622.

Bour O., Davy P., 1999. Clustering and size distributions of fault patterns : theory and measurements. *Geophysical Research Letters*, 26, 2001-2004.

Bour O., Davy P., Darcel C., Odling N., 2002. A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway). *Journal of Geophysical Research*, 107, B6, 2113.

Bourbié T., Coussy O., Zinszer B., 1986. Acoustiques des milieux poreux. Publication de l'Institut Français du Pétrole, 27, 339p.

Bourgeois O., Ford M., Diraison M., Le Carlier de Veslud C., Gerbault M., Pik R., Ruby N., Bonnet S., 2007. Separation of rifting lithospheric folding signatures in the NW Alpine foreland. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1003-1031.

Bourquin S., Guillocheau F., 1996. Keuper stratigraphic cycles in the Paris Basin and comparison with cycles in other Peritethyan basins (German Basin and Bresse-Jura Basin). *Sedimentary Geology*, 105, 159–182.

Bourquin S., Peron S., Durand M., 2006. Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. *Sedimentary Geology*, 186, 187-211.

Bousquié P., 1979. Texture et porosité dans les roches calcaires. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris VI et Ecole des mines de Paris, 191p.

Boutin R., Montigny R., Thuizat R., 1995. K-Ar and ³⁹Ar-⁴⁰Ar chronology of metamorphism and magmatism of the Vosges. Comparison with adjacent Variscan massifs. Oral communication of “Geologie de la France” colloque, Paris, 14-15 dec, 1993, 3-25.

Bowes D. R., Aftalion M., 1991. U-Pb isotopic evidence for early Ordovician and Late Proterozoic units in the Marián ké Lázně Complex, Central European Hercynides. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 7, 315-326.

Braun A., Maass R., Schmidt-Effing R., 1992. Oberdevonische Radiolarien aus dem Breuschtal (Nord-Vogesen, Elsaß) und ihr regionaler und stratigraphischer Zusammenhang. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 185, 161-178.

Breede K., Dzebisashvili K., Liu X., Falcone G., 2013. A systematic review of enhanced (or engineered) geothermal systems : past, present and future. *Geothermal Energy*, 1, 1-27.

Brown W.B., 2009. Hot Dry Rock geothermal energy: important lessons from Fenton Hill. *Proceedings, Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 9-11 Février, SGP-TR-187.*

Brun J.P., Gutscher M.A., Dekorp-ecors teams, 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflexion data : a summary. *Tectonophysics*, 208, 139-147.

Bucher K., Stober I., 2016. Large-scale chemical stratification of fluids in the crust : hydraulic and chemical data from the geothermal site Urach, Germany. *Geofluids*, 16, 813-825.

Büchling H., 1918. Beiträge zur Geologie des oberen Breuschtals in den Vogesen: Tl. 1. Strassburger Druckerei und Verlags-Anstalt.

Bujakowski W., Barbacki A., Czerwińska B., Pająk L., Pussak M., Stefaniuk M., Trzeźniński Z., 2010. Integrated seismic and magnetotelluric exploration of the Skierniewice, Poland, geothermal test site. *Geothermics*, 39, 78–93, doi: 10.1016/j.geothermics.2010.01.003.

Burg J. P., Leyreloup A., Marchand J., Matte, P., 1984. Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan belt: an example in the French Massif Central. Dans : Hutton D.H.W., Sanderson D.J., *Variscan Tectonics of the North- Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publication, 14, 47–61.

Burg J.P., Delor C., Leyreloup A., Romney F., 1989. Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P – T – t record from mineral to regional scale. In : Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D., *Evolution of Metamorphic Belts*. Geological Society of London, Special Publications, 439, 423 – 439.

Cacas M.C., Ledoux E., de Marsilly G., Tillie B., 1990. Modeling Fracture Flow With a Stochastic Discrete Fracture Network : Calibration and Validation 1. The Flow Model. *Water Resources Research*, 26, 479-489.

Caine J.S., Coates D.R., Timoffeef N.P., Davis W.D., 1991. Hydrogeology of the Northern Shawangunk Mountains. New York State Geological Survey Open-File Report 1g806, 72 p.

Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025-1028.

Carasco B., 1987. Les grabens stéphano-permiens de l'Est de la France : évolution tectonosédimentaire, développement des faciès lacustres carbonatés et sapropéliques. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 176 p.

Carreras J., Druguet E., 2014. Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. In : Schulmann K., Martínez Catalán J. R., Lardeaux J.M., Janoušek V., Oggian, The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society of London, Special Publications, 405, 333–361.

Carpentier S., Steeghs P., Boxem T., 2016. Seismic reprocessing and attributes for geothermal exploration : a case study in Friesland, Netherlands. European Geothermal Congress, Strasbourg, France, 19-24 septembre, 1-8.

Carslaw H.S., Jaeger J.C., 1986. Conduction of heat in solids. Oxford Science Publications, 510p.

Castaing C., Halawani M.A., Gervais F., Chilits J.P., Genter A., Bourguine B., Ouillon G., Brosse J.M., Martin P., Genna A., Janjou D., 1996. Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting. *Tectonophysics*, 261, 291-314.

Cathelineau M., Boiron M.C., 2010. Downward penetration and mixing of sedimentary brines and dilute hot waters at 5 km depth in the granite basement at Soultz-sous-forêts (Rhine graben, France). *Comptes-Rendus Geoscience*, 342, 560-565.

Cathelineau M., Boiron M.C., Fourcade S., Ruffet G., Clauer N., Belcourt O., Coulibaly Y., Banks D.A., Guillocheau F., 2012. A major Late Jurassic fluid vent at the basin/basement unconformity in western France : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chemical Geology*, 322-323, 99-120.

Cello G., Invernizzi C., Mazzoli S., 2001. Fault properties and fluid flow patterns from Quaternary faults in the Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 336, 63-78.

Chester F.M., Logan J.M., 1986. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault, California. *Journal of Structural Geology*, 9, 621–634.

Charlety J., Propriétés physiques du réservoir de Soultz-sous-Forêts à partir de l'analyse fine de la sismicité induite. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 238 p.

Châteauneuf J.-J., Châteauneuf, Geneviève F., 1989. Synthèse géologique des bassins permien français. Mémoire du Bureau des Ressources Géologiques et Minières, 128, 288p.

Chigira M., 2001. Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specially after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan. *Engineering Geology*, 59, 219–231.

Childs C., Manzocchi T., Walsh J.J., Bonson C.G., Nicol A., Schöpfer M.P.P., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology*, 31, 117–127.

Chilton P. J., Foster S.S.D., 1995. Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Applied Hydrogeology*, 3, 36–49.

Cho M., Choi Y., Ha K., Kee W., Lachassagne P., Wyns R., 2003. Relationship between the Permeability of Hard Rock Aquifers and Their Weathering, from Geological and Hydrogeological Observations in South Korea. International Association of Hydrogeologists IAH Conference on "Ground- water in fractured rocks", Prague, 15–19 septembre, 15-19.

Cladouhos T., Petty S., Foulger G., Julian B., Fehler M., 2010. Injection Induced Seismicity and Geothermal Energy. Geothermal Resources Council Transactions, 34, 1213-1220.

Clauser C., Villinger H., 1990. Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rhein graben. Geophysical Journal International, 100, 393–414.

Clark R.M., Cox S.J.D., 1996. A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships. Journal of Structural Geology, 18, 147-152.

Clifford P.J., Berry P.J., Gu H., 1991. Modeling the vertical confinement of injection-well thermal fractures. Society of Petroleum Engineers, Production Engineering, 6, 355 - 374.

Cocherie A., 2007. Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons des Vosges (projet carte 50 000). Note N° MMA/ISO-2007/262, 15 p.

Cocks L.R.M., 2000. The Early Palaeozoic geography of Europe. Journal of the Geological Society of London, 157, 1-10.

Contraires S., 2008. Effet hydrauliques d'une injection de CO₂ en réservoir souterrain: mise au point de méthode géophysique de surface permettant de suivre ces effets. Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris, 2006p.

Coppo N., Darnet M., Harcouët-Menou V., Wawrzyniak P., Manzella A., Bretaudeau F., Romano G., Lagrou D., Girard S.-F., 2016. Characterization of Deep Geothermal Energy Resources in Low enthalpy sedimentary basins in Belgium using Electro-Magnetic Methods - CSEM and MT results. European Geothermal Congress, Strasbourg, France, 19-24 septembre, 1-8.

Corsin P., Dubois G., 1932. Description de la flore dinantienne de Champenay. Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine, 2, 1-33.

Cowie P.A., Sornette D., Vanneste C., 1995. Multifractal scaling properties of a growing fault population. Geophysical Journal International, 122, 457–469.

Cowie P. A. (1998). Normal Fault Growth in Three - Dimensions in Continental and Oceanic Crust. Faulting and magmatism at mid-ocean ridges, 325-348.

Cox D.R., Lewis P.A.W., 1966. The statistical analysis of series of events. Edition Methuen, London, 285 p.

Crawford B.R., Faulkner D.R., Rutter, E.H., 2008. Strength, porosity, and permeability development during hydrostatic and shear loading of synthetic quartz-clay fault gouge. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 113, B03207, 1-14.

Cruden D.M., 1977. Describing the size of discontinuities. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, Geomechanical Abstract, 14, 133–137.

Corsin P., Danze-Corsin Millot G., Ruhland M., 1960. Sur l'âge viséen inférieur des schistes de Schwarzbach (vallée de la Bruche) dans les Vosges du Nord. Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine, 13, 163-164.

Courel L., Durand M., Maget P., Maiaux C., Menillet F., Pareyn C., 1980. Trias. In : Mégnien, C., Synthèse géologique du Bassin de Paris, Mémoire, 101, Bureau des Ressources Géologiques et Minières, 37–74.

Cowie P.A., Sornette D., Vanneste C., 1995. Multifractal scaling properties of a growing fault population. *Geophysical Journal International*, 122, 457–469.

Cuenot N., 2009. Réponse du granite fracturé de Soultz-sous-Forêts à des injections massives de fluide : analyse de la microsismicité induite et du régime de contraintes. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 223 p.

Cuong T.X., Warren J.K., 2009. Bach Ho field, a fractured granitic basement reservoir, Cuu Long Basin, offshore SE Vietnam: A « Buried-Hill » play. *Journal of Petroleum Geology*, 32, 129-156.

Dal Pont S., 2004. Lien entre la perméabilité et l'endommagement dans les bétons à haute température. Thèse de l'Ecole Normale des Ponts et Chaussées, 222 p.

Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris, 647 p.

Darnet M., 2003. Caractérisation et suivi de circulations de fluides par la mesure de Potentiels Spontanés (PS). Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 204 p.

Darot M., Guéguen Y., Baratin M.-L., 1992. Permeability of thermally cracked granite. *Geophysical Research Letters*, 19, 869-872.

Darot M., Reuschlé T., 2000. Acoustic wave velocity and permeability evolution during pressure cycles on a thermally cracked granite. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 37, 1019-1026.

Davy P., Sornette A., Sornette D., 1990. Some consequences of a proposed fractal nature of continental faulting. *Nature*, 348, 56-58.

Davy P., Darcel C., Bour O., Munier R., de Dreuzy J.R., 2006. A note on the angular correction applied to fracture intensity profiles along drill core. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B11408.

Dawers N.H., Anders M.H., 1995. Displacement-length scaling and fault linkage. *Journal of Structural Geology*, 17, 607.

Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire du Bureau des Ressources Géologiques et Minières*, 125, 618 p.

Debschütz W., Kruckel U., Schopper J.R., 1989. Effects of geostatic stress and pore pressure on the Klinkenberg permeability factor and other fluid parameters. *Proceedings of the Symposium "Rock at great depth"*. Edition Maury et Fourmaintraux, Balkema, 179-185.

De Dreuzy J.R., Davy P., Bour O., 2001a. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 1. Effective connectivity. *Water Resources Research*, 37, 2065-2078.

De Dreuzy J.R., Davy P., Bour O., 2001b. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures. *Water Resources Research*, 37, 2079-2095.

De Dreuzy J.R., Davy P., Bour O., 2002. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following power law distributions of length and aperture. *Water Resources Research*, 38, 12.

De Dreuzy J.R., Darcel C., Davy P., Bour O., 2004. Influence of spatial correlation of fracture centers on the permeability of two-dimensional fracture networks following a power law length distribution. *Water Resources Research* 40, W01502.

Delorme M., 2015. Ecoulements en milieux fracturés : vers une intégration des méthodes discrètes et continues. Thèse de l'Université de Toulouse, 269 p.

Denèle Y., Laumonier B., Paquette J.-L., Olivier P., Gleizes G., Barbey P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In : Schulmann K., Martínez Catalán J. R., Lardeaux J.M., Janoušek V., Oggian, The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society of London, Special Publications, 405, 333–361.

Denis A., 1990. Perméabilité de fracture et diagraphies acoustiques : traitements numériques de données obtenues en forage profond et sur modèle. Thèse de l'Université de Bordeaux I, 174 p.

Dennis J.G., 1967. International Tectonic Dictionary. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 7, 196 p.

Dershowitz W., 1984, Rock joint systems. Thèse de l'Université du Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, 987 p.

Dershowitz W.S., Einstein H.H., 1988. Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 21, 21–51.

Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal J.C., Krishnamurthy N.S., 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330, 260-284.

Dezayes C., Genter A., Valley., 2010. Structure of the low permeable naturally fractured reservoir at Soultz. *Comptes-Rendus Geoscience*, 342, 517-530.

Dezayes C., Beccaletto L., Oliviero G., Bailleux P., Capar L., Schill E., 2011. 3-D Visualization of fractured geothermal field : the example of the EGS Soultz Site (Northern Upper Rhine Graben, France). *PROCEEDINGS, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 31 janvier - 2 février, SGR-TR-191.*

Dèzes P., Schmid S.M., Ziegler P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, 1-33.

Diallo M.S., Prasad M., Appel E., 2003. Comparison between experimental results and theoretical predictions for P-wave velocity and attenuation at ultrasonic frequency. *Wave Motion*, 37, 1-16.

Dorbath L., Cuenot N., Genter A., Frogneux M., 2009. Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections. *Geophysical Journal International*, 177, 653-675.

Doïr W., Pique A., Franke W., Kramm U., 1992. Les galets granitiques du conglomérat de Russ (Dévono-Dinantien des Vosges du Nord) sont les témoins d'un magmatisme acide ordovicien. La distension crustale et le rifting saxothuringien au Paléozoïque inférieur. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 315, 587-594.

Doubinger, J., 1963. Chitinozoaires ordoviciens et siluriens des schistes de Steige dans les Vosges. *Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine*, 16, 125-136.

Doubinger J., 1965. Sur l'âge des gisements houillers des Vosges. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace Lorraine*, 18, 49-64.

Doubinger J., von Eller J.P., 1963. Présence de Spongiaires dans les schistes précambriens métamorphiques des Vosges. *Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine* 16, 111–123.

Doubinger J., Adolff M.-C., 1977. Etudes palynologiques dans le Trias de la bordure sud-est du Massif central français (Bassin de Largentière, Ardèche). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 30, 59-74.

Dresmann H., Keulen N., Timar-Geng Z., Fügenschuh B., Wetzel A, Stünitz H., 2010. The southwestern black forest and the upper rhine graben main border fault: Thermal history and hydrothermal fluid flow. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 285–297.

Dubois G., 1946. Répartition des gisements certainement et vraisemblablement dinantiens dans la région de la Bruche (Vosges moyennes). *Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 12, 222-223.

Duchaufour P., 1997. *Abrégé de pédologie, sol, végétation, environnement*. 5^e édition, Masson, 291 p.

Ducrot J., Lancelot J. R., Marchand J., 1983. Datation U–Pb sur zircons de l'éclotite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe Occidentale. *Earth and Planetary Science Letters*, 18, 97–113.

Dumas D., 1986. La sédimentation paléogène dans le fossé salifère de Valence : Géométrie des dépôts et aperçu des mécanismes sédimentaires. *Géologie de la France*, 4, 399-416.

Durand M., 1978. Paléocourants et reconstitution paléogéographique - L'exemple du Buntsandstein des Vosges Méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sciences de la Terre*, 22, 301-390.

Durand M., Jurain G., 1969. Eléments paléontologiques nouveaux du Trias des Vosges méridionales. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 269, 1047-1049.

Durand M., Chrétien J.C., Poinsignon J.M., 1994. Des cônes de déjection permians au grand fleuve triasique: evolution de la sédimentation continentale dans les Vosges du Nord autour de 250 Ma. *Livret-guide d'excursion du Congrès national de l'Association des Professeurs de Biologie et Géologie*. Editions Pierron, Sarreguemines. 32 p.

Dverstorp B., Andersson J., 1989. Application of the Discrete Fracture Network Concept with Field Data : Possibilities of Model Calibration and Validation. *Water Resources Research*, 25, 540-550.

Dyer H., Amitrano D., Bouiller A.-M., Scaling properties of fault rock. *Journal of Structural Geology*, 45, 125-136.

Ebigbo A., Niederau J., Marquart G., Dini I., Thorwart M., Rabbel W., Pechinig R., Bertani R., Clauser C., 2016. Influence of depth, temperature, and structure of a crustal heat source on the geothermal reservoirs of Tuscany: numerical modelling and sensitivity study. *Geothermal Energy*, 4, 1-29.

Edel J.-B., Schulmann K., Rotstein Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the recent. *International Journal of Earth Science*, 96, 305-325.

Edel J.-B., Schulmann K., 2009. Geophysical constraints and model of the “Saxothuringian and Rhenohercynian subductions – magmatic arc system” in NE France and SW Germany. *Bulletin de la Société géologique de France*, 180, 545-558.

Edel J.-B., Casini L., Oggiano G., Rossi P., Schulmann K., 2014. Early Permian 908 clockwise rotation of the Maures–Estérel– Corsica–Sardinia block confirmed by new palaeomagnetic data and followed by a Triassic 60° clockwise rotation. In : Schulmann K., Martínez Catalán J. R., Lardeaux J.M., Janoušek V., Oggian, *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society of London, Special Publications, 405, 333–361.

Ehlen J., 2000. Fractal analysis of joint patterns in granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37, 909-922.

El Hadani D., 1997. Télédétection et Systèmes d'Information Géographique pour la gestion et la recherche de l'eau. *Géo-Observateur. Les Rapport Thématiques*, 1, 28.

Elmi S., 1967. Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Document du département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de Lyon, 19, 845 p.

Elmi S., 1981. Sédimentation rythmique et organisation séquentielle du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. Rosso Ammonitico Symposium Proceedings : Tecnoscienza. Edition Farinacci A., Elmi S., 251-299.

Elsass P., von Eller J.P., Stussi J.M., 2008. Géologie du massif du Champ du Feu et de ses abords. Eléments de notice pour la feuille géologique 307 Sélestat. Rapport Bureau des Ressources Géologiques et Minières, RP-56088-FR, 187 p.

Evans K.F., Moriya H., Niitsuma H., Jones R.H., Phillips W.S., Genter A., Sausse J., Jung R., Baria R., 2005. Microseismicity and permeability enhancement of hydrogeologic structures during massive fluid injections into granite at 3 km depth at the Soultz HDR site. *Geophysical Journal International*, 160, 388-412.

Fagerend A., 2011. Fractal vein distributions within a fault-fracture mesh in an exhumed accretionary melange, Chrystalls Beach Complex, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 33, 918-927.

Faulkner D.R., Rutter E.H., 2000. Comparisons of water and argon permeability in natural clay-bearing fault gouge under high pressure at 20 degrees C. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 105, B7, 16415-16426.

Faulkner D.R., Rutter E.H., 2001. Can the maintenance of overpressured fluids in large strike-slip fault zones explain their apparent weakness? *Geology*, 29, 503-506.

Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J., Withjack M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32, 1557-1575.

Faulkner D.R., Mitchell T.M., Jensen E., Cembrano J., 2011. Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes. *Journal of Geophysical Research*, 116, B05403.

Faure M., Bé Mézème E., Cocherie A., Rossi P., Chemenda A., Boutelier D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain. *Tectonics*, 27, TC002115.

Faure M., Lardeaux J. M., Ledru P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes-Rendus Geosciences*, 341, 202-213.

Ferrill D., Morris A., 2003. Dilational normal faults. *Journal of Structural Geology*, 25, 183-196.

Ferry S., Grosheny D., 2013. Turbidites et brèches carbonatées (Jurassique et Crétacé du bassin subalpin). Livret-guide : Excursion de l'Association des Sédimentologistes Français, en collaboration avec le Groupe Français du Crétacé. 101 p.

Figge K., 1968. OberDevon im Breuschthal der Vogesen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 4, 195-199.

Firtion F., 1945. Apports à la connaissance paléontologique du Dévono-Dinantien de la région de Schirmeck. *Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 4, 39-41.

Firtion F., 1957. Les éléments paléontologiques dévoniens du Val de Bruche. *Annales Universitatis Saraviensis, Scientia*, 5-6, 97-184.

Fisher N.H., Lewis T., Embleton B.J.J., 1987. *Statistical analysis of spherical data*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 329 p.

Florez-Marques E.L., 1992. Transferts de chaleur et de masse en milieu sédimentaire et fracturé. Modélisation numérique de la convection naturelle autour du site géothermique de Soultz (Graben du Rhin). Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine. 229 p.

Ford M., Le Carlier de Veslud C., Bourgeois O., 2007. Kinematic and geometric analysis of fault-related folds in a rift setting: The Dannemarie basin, Upper Rhine Graben. *Journal of Structural Geology*, 29, 1811-1830.

Forestier F.H., 1961. Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). *Bulletin des services de la carte géologique de la France*, 271, 813 p.

Forster C.B., Evans J.P., 1991. Hydrogeology of thrust faults and crystalline thrust sheets: results of combined field and modeling studies. *Geophysical Research Letters*, 18, 979-982.

Franke W., 1995. Rhenohercynian Foldbelt: Autochton and Nonmetamorphic Nappe Units - Stratigraphy. In : Dallmeyer D., Franke W., Weber K., (Eds) *Pre-Permian Geology of Central and Western Europe*, Springer, Berlin, 33-49.

Franke W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and kinematic evolution. Dans : Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D., *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Geological Society of London, Special Publication, 179, 35-63.

Fredrich J.T., Greaves K.H., Martin J.W., 1993. Pore geometry and transport properties of Fontainebleau sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 20, 691-697.

Freyemark J., Sippel J., Scheck-Wenderoth M., Bär K., Stiller M., Fritsche J.G., Kracht M., 2017. The deep thermal field of the Upper Rhine Graben. *Tectonophysics*, 694, 114-129.

Gall J.C., Durand M., Muller E., 1977. Le Trias de part et d'autre du Rhin. Corrélation entre les marges et le centre du bassin germanique. *Bulletin du Bureau des Ressources Géologiques et Minières*, 15, 307-322.

Garibaldi C., 2010. Détermination des températures profondes du Bassin du Sud-Est de la France et relations entre anomalies thermiques, géologie et circulations hydrothermales par modélisation 3D. Thèse de l'Université de Nice-Sophia Antipolis, 286 p.

Genter A., Traineau H., 1991. Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS- 1, Soultz-sous-Forêts, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72, 121-141.

Genter A., Castaing C., 1997. Effets d'échelle dans la fracturation des granites. *Tectonics*, 325, 439-445.

Genter A., Castaing C., Martin P., 1997. Evaluation de la fracturation des réservoirs par forages : comparaison entre les données de carottes et d'imagerie de paroi. *Revue de l'Institut français du pétrole*, 52, 1-45.

Genter A., Guillou-Frottier L., Breton J.P., Denis L., Dezayes Ch., Egal E., Feybesse J.L., Goyeneche O., Nicol N., Quesnel F., Quinquis J.P., Roig J.Y., Schwartz S., 2004. Typologie des systèmes géothermiques HDR-HFR en Europe, Rapport Bureau des Ressources Géologiques et Minières, RP-53452-FR, 165p.

Genter A., Evans K., Cuenot N., Fritsch D., Sanjuan B., 2010. Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). *Comptes-Rendus Geoscience*, 342, 502-515.

Gérard B., 1997. Modélisation 3D des transferts de fluide et de chaleur dans les formations sédimentaires. Application aux réacteurs d'Oklo (Gabon). Thèse de l'Institut Polytechnique de Lorraine, Nancy, 251 p.

Géraud Y., 1991. Déformation thermomécanique et porosité des roches granitiques : évolution des espaces poreux. Thèse de l'Université de Provence, 330 p.

Géraud Y., Surma F., 2003. Porosity and thermal conductivity of the Soultz-sous-Forêts granite. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 1125–1136.

Géraud Y., Diraison M., Orellana N., 2006. Fault zone geometry of a mature active normal fault: A potential high permeability channel (Pirgaki fault, Corinth rift, Greece). *Tectonophysics*, 426, 61-76.

Géraud Y., Rosener M., Surma F., Place J., Le Garzic E., Diraison M., 2010. Physical properties of fault zones within a granite body: Example of the Soultz-sous-Forêts geothermal site. *Comptes-Rendus Geoscience*, 342, 566-574.

Geyer O.F., Gwinner M.P., 1995. *Geologie von Baden-Württemberg*, Schweizerbart, Stuttgart, Germany, 472 p.

Gillespie P.A., Howard C.B., Walsh J.J., Watterson J., 1993. Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures. *Tectonophysics*, 226, 113-141.

Gillespie P.A., Walsh J.J., Watterson J., Bonson C.G., Manzocchi T., 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from the Burren, Co. Clare, Ireland. *Journal of Structural Geology*, 23, 183-201.

Giger S.B., Tenthorey E., Cox S.F., Gerald J.D.F., 2007. Permeability evolution in quartz fault gouges under hydrothermal conditions. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 112, B7.

Goddard J.V., Evans J.P., 1995. Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 17, 533–547.

Gong G., 2005. Physical properties of the Alpine rocks: A Laboratory Investigation. Thèse de l'Université de Genève, 142p.

Gray M.B., Stamatakos J.A., Ferrill D.A., Evans M.A., 2005. Fault-zone deformation in welded tuffs at Yucca Mountain, Nevada, USA. *Journal of Structural Geology*, 27, 1873–1891.

Gudéfin H., Debeglia N., Frignet B., Gable R., 1977. Considérations sur la présence du Jurassique supérieur et sur les possibilités géothermiques dans le sous-sol de Valence (26). Rapport BRGM, 77-SGN-655-JAL, 155 p.

Gueguen Y., Palciaukac V., 1992. Introduction à la physique des roches. Edition Hermann, 312 p.

Guerriero V., Vitale S., Ciarcia S., Mazzoli S., 2011. Improved statistical multi-scale analysis of fractured reservoir analogues. *Tectonophysics*, 504, 14-24.

Guieu G., Roussel J., 1990. Conséquence possible de l'extension crustale pré-oligocène en Provence méridionale : la mise en place gravitaire des chevauchements. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris*. 311, 485-492.

Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart N., Friedenber R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M., Gaumet R., others, 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, 13, 189–245.

Guillou-Frottier L., Carré C., Bourguine B., Bouchot V., Genter A., 2013. Structure of hydrothermal convection in the Upper Rhine Graben as inferred from corrected temperature

data and basin-scale numerical models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 256, 29-49.

Gutmanis J. C., Batchelor T., Doe S., Pascual-Cebrian E., 2015. Hydrocarbon production from fractured basement formations. Public report, version 11, p. 45.

Guy A., Edal J.B., Schulmann K., Tomek Č., Lexa O., 2011. A geophysical model of the Variscan oro- genic root (Bohemian Massif): implications for modern collisional orogens. *Lithos*, 124, 144–157.

Hantschel T., Kauerauf A.I., 2009. *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*. Springer Berlin Heidelberg, Germany, 476 p.

Haffen S., 2012. *Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace*. Thèse de l'Université de Strasbourg, 391 p.

Häring M.O., Schanz U., Ladner F., Dyer B.C., 2008. Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics*, 37, 469-495.

Hess J.C., Lippolt H.J., Kober B., 1995. The age of the Kagenfels granite (northern Vosges) and its bearing on the intrusion schem of late Variscan granitoids. *Geologische Rundschau*, 84, 568–577.

Hollinger J., 1969. Beitrag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 121, 79-91.

Hollinger J., 1975. *Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Perm und Unteren Buntsandstein der Nordwest-Vogesen (Becken von Saint-Dié)*. Thèse de l'Université de Mayence, 143 p.

Holtzapffel T., 1985. *Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination*. Société géologique du Nord, 12, 136 p.

Homand F., Duffaut P., 2000. *Manuel de mécanique des roches*. Ecole des Mines, Paris, 265p.

Holzhausen G.R., 1989. Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions. *Engineering Geology*, 27, 225–278.

Horálek J., Jechumtálová Z., Dorbath L., Šílený J., 2010. Source mechanisms of micro-earthquakes induced in a fluid injection experiment at the HDR site Soultz-sous-Forêts (Alsace) in 2003 and their temporal and spatial variations. *Geophysical Journal International*, 181, 1547-1565.

Hurtig, E., Cêrmák, V., Haenel, R. and Zui, V. (eds) (1992): *Geothermal atlas of Europe*. Hermann HackVerlagsgesellschaft: Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha, Germany,

Ikenne M., Baroz F., 1985. Mise en évidence des caractères orogénique, tholéiitique et calco-alcalin du volcanisme dévono-dinantien dans le massif du Rabodeau (Vosges septentrionales) : apport à la reconstitution géotectonique des Vosges. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 301, 529-532.

Illies J.H., 1972. The Rhine graben rift system - plate tectonics and transform faulting. *Geophysical Surveys*, 1, 27-60.

International Finance Corporation, 2013. *Success of Geothermal Wells: A global study*. International Finance Corporation, United States of America, 80 p.

Jafari A., Babadagli T., 2011. Effective fracture network permeability of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 40, 25-38.

Jamtveit B., Yardley B., 2012. *Fluid Flow and Transport in Rocks : Mechanisms and effects*. Eds. Springer Science & Business Medias, 320p.

Jung S., 1999. The role of crustal contamination during the evolution of continental rift-related basalts: A case study from the Vogelsberg area (central Germany). *GeoLines*, 9, 48–58.

Juteau T., 1971. Nouvelles données cartographiques, pétrographiques et chimiques sur le massif dévono-dinantien du Rabodeau (Vosges septentrionales). Pétrogénèse d'une série spilite-kératophyre « hercynotype » complexe. *Sciences de la Terre*, 16, 45-106.

Kaieda H, Ito H, Kiho K, Suzuki K, Suenaga H, Shin K, 2005. Review of the Ogachi HDR project in Japan. In : Proceedings of the world geothermal congress 2005, Antalya, 24–29 Avril, 1-7.

Kampman N., Burnside N.M., Shipton Z.K., Chapman H.J., Nicholl J.A., Ellam R.M., Bickle M.J., 2012. Pulses of carbon dioxide emissions from intracrustal faults following climatic warming. *Nature Geoscience*, 5, 352–358.

Katsube T.J., 1981. Pore structure and pore parameters that control the radionuclide transport in crystalline rocks. In : Proc. Tech. Program. Int. Powder Bulk Solid Handling Processing (Rosemont Illinois) CAANERS Exp. Group., Chicago, Illinois.

Keller J., Kramel M., Henjes-Kunst F., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ single crystal dating of early volcanism in the Upper Rhine Graben and tectonic implications. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 121 – 130.

Kemnitz H., Romer R. L., Oncken O., 2002. Gondwana breakup and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). *Geologische Rundschau*, 91, 246- 259.

Khair H.A., Cooke D., Hand M., 2015. Seismic Mapping and Geomechanical Analyses of Faults within Deep Hot Granites, a Workflow for Enhanced Geothermal System Projects. *Geothermics*, 53, 46-56.

Kim Y.-S., Sanderson D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*, 68, 317-334.

Klikenberg L.J., 1941. Permeability of porous media to liquid and gases. *American Petroleum Institut, Drilling and production practice*, 2, 200-213.

Kohl T., Bächler D., Rybach L., 2000. Steps towards a comprehensive thermo-hydraulic analysis of the HDR test site Soultz-sous-Forêts. *Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu - Tohoku, Japan*, 28 mai- 10 juin.

Kolyukhin D., Torabi A., 2012. Statistical analysis of the relationships between faults attributes. *Journal of Geophysical Research*, 117, B05406.

Kranz R.L., Frankel A.D., Engelder T., Scholz C.H., 1979. The Permeability of Whole and Jointed Barre Granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 16, 225-234.

Lagarde J.L., Capdevila R., Fourcade S., 1992. Granites et collision continentale, l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, 597-610.

Lamarche J., Lavenu A.P.C., Gauthier B.D.M., Guglielmi Y., Jayet O., 2012. Relationships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in Carbonates (South-East Basin, France). *Tectonophysics*, 581, 231-245.

Landes K.K., Amoroso J.J., Charlesworth L.J.Jr., Heany F., Lesperance P.J., 1960. Petroleum resources in basement rocks. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 44, 1682–1691.

La Pointe P., Parney R., Eiben T., Dunleavy M., Whitney J., 2002. 3-D reservoir and stochastic fracture network modeling for enhanced oil recovery, circle ridge phosphoria/tensleep reservoir, wind river reservation, Arapaho and Shoshone tribes, Wyoming. Semi-Annual Technical Report, 75 p.

Lardeaux J.M., Schulmann K., Faure M., Janouseř V., Lexa O., Skrzypek E., Edel J.B., Ští ská P., 2015. The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. In : Schulmann K., Martinez Catalan J.R., Lardeaux J.M., Janouseř V., Oggiano G., The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society of London, Special Publications, 405, 7–44.

Larsen B., Grunnaleite I., Gudmundsson A., 2010. How fracture systems affect permeability development in shallow-water carbonate rocks: An example from the Gargano Peninsula, Italy. *Journal of Structural Geology*, 32, 1212-1230.

Laubscher H., 1992. Jura kinematics and the Molasse Basin. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 67, 121–133.

Le Carlier C., Royer J.-J., Flores E.-L., 1994. Convective heat transfer at Soultz-sous-Forêts geothermal site: implications for oil potential. *First Break*, 12, 553–560.

Ledésert B., Hébert R.L., Grall C., Genter A., Dezayes C., Bartier D., Gérard A., 2009. Calcimetry as a useful tool for a better knowledge of flow pathways in the Soultz-sous-Forêts Enhanced Geothermal System. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 106-114.

Ledésert B., Hebert R., Genter A., Bartier D., Clauer N., 2010. Fractures, hydrothermal alterations and permeability in the Soultz Enhanced Geothermal System. *Comptes-Rendus Geoscience*, 342, 607-615.

Ledru P., Courrioux G., Dallain C., Lardeaux J.M., Montel J.M., Vanderhaeghe O., Vitel G., 2001. The Velay dome (French Massif Central) : melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, 342, 207-237.

Le Garzic E., 2010. Distribution multi-échelle de la fracturation dans les réservoirs cristallins, influence de l'héritage structural. Thèse de l'université de Strasbourg, 268 p.

Le Garzic E., De L'Hamaide T., Diraison M., Géraud Y., Sausse J., De Urreiztieta M., Hauville B., Champanhet J.M., 2011. Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications. *Journal of Structural Geology*, 33, 519-536.

Levens R.L., Williams R.E., Ralston D.R., 1994. Hydrogeologic role of geologic structures. Part 1: paradigm. *Journal of Hydrology*, 156, 227–243.

Limberger J., Calcagno P., Manzella A., Trumpy E., Boxem T., Pluymaekers M.P.D., van Wees J.-D., 2014. Assessing the prospective resource base for enhanced geothermal systems in Europe. *Geothermal Energy Science*, 2, 55-71.

Lippolt H.J., Hess J.C., 1983. Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism I. $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläo tologie, Monatshefte*, 12, 713-730.

Loges A., Wagner T., Kirnbauer T., Göb S., Bau M., Berner Z., Markl G., 2012. Source and origin of active and fossil thermal spring systems, northern Upper Rhine Graben, Germany. *Applied Geochemistry*, 27, 1153-1169.

Long J.C.S., Witherspoon P.A., 1985. The relationship of degree of interconnection to permeability in fracture networks. *Journal of Geophysical Research*, 90, B4, 3087-3098.

Loveless S.E., Bense V.F., Turner J., 2011. Fault deformation processes and permeability architecture within recent rift sediments, central Greece. *Journal of Structural Geology*, 33, 1554-1568.

Lupi M., Geiger S., Graham C.M., 2010. Hydrothermal fluid flow within a tectonically active rift-ridge transform junction : Tjörnes Fracture Zone, Iceland. *Journal of Geophysical Research*, 115, B05104.

Luthi S.M., 2005. Fractured reservoir analysis using modern geophysical well techniques: application to basement reservoirs in Vietnam. In : Harvey P.K., Brewer T.S., Pezard P.A., Petrov V.A., *Petrophysical Properties of Crystalline Rocks*. Geological Society, London, Special Publications, 240, 95-106.

Main I.G., Kwon O., Ngwenya B.T., Elphick S.C., 2000. Fault sealing during deformation-band growth in porous sandstone. *Geology*, 28, 1131-1134.

Majer E.L., Baria R., Stark M., Oates S., Bommer J., Smith B., Asanuma H., Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics*, 36, 185-222.

Mäkel G.H., 2007. The modelling of fractured reservoirs: Constraints and potential for fracture network geometry and hydraulics analysis. In : Jolley S.J., Barr D., Walsh J.J., Knipe R.J., *Structurally complex reservoirs: Geological Society of London, Special Publications*, 292, 375-403.

Mallavieille J., Guihot P., Costa S., Lardeaux J.M., Gardien V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139-149.

Mal'kovskii V., Pek A., 2001. Evaluation of the influence of a highly permeable fault on transport of pollutants by the local groundwater flow. *Geology of Ore Deposits*, 43, n°3, 216-223.

Manda A.K., Mabee S.B., Wise D.U., 2008. Influence of rock fabric on fracture attribute distribution and implications for groundwater flow in the Nashoba Terrane, eastern Massachusetts. *Journal of Structural Geology*, 30, 464-477.

Mandl G., 2005. *Rock Joints. The Mechanical Genesis*. Eds Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 222p.

Manga M., Brodsky E., 2006. Seismic triggering of eruptions in the far field: Volcanoes and geysers. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 34, 263-291

Manzocchi T., Walsh J.J., Bailey W.R., 2009. Population scaling biases in map samples of power-law fault systems. *Journal of Structural Geology*, 31, 1612-1626.

Marone C., Scholz C.H., 1989. Particle-size distribution and microstructures within simulated fault Gouge. *Journal of Structural Geology*, 11, 799-814.

Marques J.M., Matias M.J., Basto M.J., Carreira P.M., Aires-Barros L.A., Goff F.E., 2010. Hydrothermal alteration of Hercynian granites, its significance to the evolution of geothermal systems in granitic rocks. *Geothermics*, 39, 152-160.

Marrett R., Ortega O.J., Kelsey C.M., 1999. Extent of power-law scaling for natural fractures in rock. *Geology*, 27, 799-802.

de Marsilly G., 1986. *Quantitative Hydrogeology, Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press, New-York, 440 p.

Mascle A., Vially R., Deville E., Biju-Duval B., Roy J.P., 1996. The petroleum evaluation of a tectonically complex area : The western margin of the Southeast Basin (France). *Marine and Petroleum Geology*, 13, 941-961.

Matek B., 2016. 2016 Annual U.S. & Global Geothermal Power Production Report. Geothermal Energy Association Report, 36 p.

Mattauer M., 1973. Le rôle des décrochemens tardi-hercyniens dans l'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture du socle hercynien. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, 291.

Matte P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 186, 329-374.

Matte P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480±290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122-128.

Mauffret A., Pascal G., Maillard A., Gorini C., 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 645-666.

Mayer A., May W., Lukkarila C., Diehl J., 2007. Estimation of fault-zone conductance by calibration of a regional groundwater flow model: Desert Hot Springs, California. *Hydrogeology Journal*, 15, 1093-1106.

McCann T., Pascal C., Timmerman M.J., Krzywiec P., López-Gómez J., Wetzel L., Krawczyk C.M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. *Geological Society of London, Memoirs*, 32, 355-388.

Mercier L., Lardeaux J. M., Davy P., 1991. On the tectonic significance of the retro-morphic P-T paths of the French Massif Central eclogites. *Tectonics*, 10, 131 – 140.

Merle O., Michon L., 2001. The formation of the West European rift: A new model as exemplified by the Massif Central area. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 213-221.

Micromeritics®, 2011. Notice d'utilisation AccuPyc II 1340, Analysis System, 134-42870-01, septembre 2011.

Mihara S., 1935. Etude géologique et pétrographique de la région du Nideck. *Mémoire des Services de la Carte géologique d'Alsace Lorraine*, 4, 134 p.

Mitchell T.M., Faulkner D.R., 2009. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 31, 802-816.

Mitchell T.M., Faulkner D.R., 2012. Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 339-340, 24-31.

Morellato C., Redini F., Doglioni C., 2003. On the number and spacing of faults. *Terra Nova*, 15, 315-321.

Morrow C., Lockner D., Hickman S., Rusanov M., Röckel T., 1994. Effects of lithology and depth on the permeability of core samples from the Kola and KTB drill holes. *USGS Staff - Published Research, Paper 408*, 7263-7274.

Morrow C.A., 2000. Permeability of Deep Drillhole Core Sample. *Proceedings, International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Data Analysis*, Nov. 22-23, 1999, Tsukuba, Japan. Eds. Ito H., Fujimoto K., Tanaka H., Lockner D.

Morrow C.A., Moore D.E., Lockner D.A., 2001. Permeability reduction in granite under hydrothermal conditions. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 106, B12, 30551-30560.

Muhukira Y., Nozaki H., Asanuma H., Niitsuma H., Wyborn D., Häring M., 2010. Interpretation of Microseismic Events of Large Magnitudes Collected at Cooper Basin, Australia and at Basel, Switzerland. *Proceedings World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, 25-29 avril.

Murray A., Montgomery D.W., 2014. Characterization of highly fractured basement, Say'un Masila Basin, Yemen. Geological Society, London, Special Publications, 374, 289–310.

Nakatani M., Scholz C.H., 2004a. Frictional healing of quartz gouge under hydrothermal conditions: 1. Experimental evidence for solution transfer healing mechanism. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 109, B7.

Nance R.D., Gutiérrez-Alonso G., Keppie J.D., Linnemann U., Murphy J.B., Quesada C., Strachan R.A., Woodcock N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. Gondwana Research, 17, 194–222.

Nelson R.A., 2001. Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. 2nd edition, Boston, Gulf Professional Publishing, 332 p.

Norton, D., Knapp R., 1977. Transport phenomena in hydrothermal system: the nature of porosity. American Journal of Science, 277, 913-917.

Oda M., 1985. Permeability tensor for discontinuous rock masses. Géotechnique 35, 483-495.

Odling N.E., 1997. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. Journal of Structural Geology, 19, 1257-1271.

Odling N.E., Gillespie P., Bourguin B., Castaing C., Chiles J.P., Christensen N.P., Fillion E., Genter A., Olsen C., Thrane L., Trice R., Aarseth E., Walsh J.J., Watterson J., 1999. Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. Petroleum Geosciences, 5, 373-384.

Olivet J.L., 1996. Kinematics of the Iberian plate. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, 131-195.

Olsson R., Barton N., 2001. An improved model for hydromechanical coupling during shearing of rock joints: International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 38, 317–329.

Ortega O., Marret R., 2000. Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico. Journal of Structural Geology, 22, 571-588.

Paquette J.L., Monchoux P., Couturier M., 1995. Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan Belt. Implications for U – Pb zircon systematics in metabasic rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 1611–1622.

Paris F., Robardet M., 1990. Early Paleozoic paleogeography of the Variscan regions. Tectonophysics, 177, 193-213.

Pathak V., Babadagli T., Majorowicz J.A., Unsworth M.J., 2013. Evaluation of Engineered Geothermal Systems as a Heat Source for Oil Sands Production in Northern Alberta. Natural Resources Research, 23, 247-265.

Peacock D.C.P., Harris S.D., Mauldon M., 2003. Use of curved scanlines and boreholes to predict fracture frequencies. Journal of Structural Geology, 25, 109-119.

Pearce M.A., Jones R.R., Smith S.A.F., McCaffrey K.J.W., 2011. Quantification of fold curvature and fracturing using terrestrial laser scanning. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 95, 771-794.

Pellerin F.M., 1980. La porosité mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches. Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, 106, 106-116.

Péron S., Bourquin S., Fluteau F., Guillocheau F., 2005. Paleoenvironment reconstruction and climate simulation of the Early Triassic: Impact of the water table and sediment supply on the preservation of fluvial system. Geodynamica Acta, 18, 431-446.

Philippe Y., Colletta B., Mascle E., 1996. The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. In : Ziegler P.A, Horvath F., Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Peri-Tethys Mémoire 2, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, 170, 235–261.

Philippe Y., Deville E., Mascle A., 1998. Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse subalpine massifs (SE France). In : Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H.P., Fernandez M., Cenozoic Foreland Basins of Western Europe, Geological Society of London, Special Publication, 134, 239–262.

Pickering G., Bull J.M., Sanderson D.J., 1995. Sampling power-law distributions. *Tectonophysics*, 248, 1-20.

Pin C., Lancelot J.R., 1982. U – Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 1–12.

Piqué A., Canals A., Grandia F., Banks D.A., 2008. Mesozoic fluorite veins in NE Spain record regional base metal-rich brine circulation through basin and basement during extension events. *Chemical Geology*, 257, 139-152.

Place J., Sausse J., Diraison M., Géraud Y., Naville C., 2007. 3-D mapping of permeable structures affecting a deep granite basement from isotropic 3C VSP data. *Geophysical Journal International*, 186, 245-263.

Place J., 2010. Reconstitution des chemins de circulations de fluides dans le réseau poreux d'un batholite granitique. Thèse de l'Université de Strasbourg, 360 p.

Pollard D.D., Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past one hundred years. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1181–1204.

Popov Y.A., Seminov V.G., Korosteliyov V.M., Berezin V.V., 1983. None-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source. *Izvestiya, Physics of the solid Earth*, 19, 563-567.

Popov Y.A., Berezin V.V., Seminov V.G., Korosteliyov V.M., 1985. Complex detailed investigation of the thermal properties of rocks on the basis of a moving point source. *Izvestiya, Physics of the solid Earth*, 21, 64-70.

Popov Y., A., Pribnow, Dan F.C., Sasse J.H., Williams C.F., Burkhardt H., 1999. Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. *Geothermics*, 28, 253-276.

Portier S., André L., Vuataz F.D., 2007. Review on chemical stimulation techniques in oil industry and applications to geothermal systems. Technical report in enhanced geothermal innovative network for Europe. CREGE - Centre for Geothermal Research, Neuchâtel, 32 p.

Potter R., Robinson E., Smith M., 1974. Method of extracting heat from dry geothermal reservoirs. US Patent N°3, 786, 858, USA. Los Alamos, New Mexico.

Praeg D., 2004. Diachronous Variscan late-orogenic collapse as response to multiple detachment: A view from the internides in France to the foreland in the Irish Sea. *Geological Society Special Publication*, 223, 89-138.

Pribnow D., Schellschmidt R., 2000. Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. *Geophysical Research Letters*, 27, 1957-1960.

Price N.J., Cosgrove J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, 502 p.

Pryvalov V., Pironon J., Izart A., Michels R., Panova O., 2015. A new tectonic model for the late Paleozoic evolution of the Lorraine-Saar coal-bearing Basin (France/Germany). *Tectonique et Stratigraphie*, 42, 40-50.

Ragnarsson Á., 2016. Geothermal Energy Use, Country Update for Iceland. European Geothermal Congress 2016 Strasbourg, France, 19-24 Septembre, 1-13.

Ranalli G., Gale A.D., 1976. Lectures on the Rheology of the Earth, Part I: Basic Concepts. University Carleton, Department of Geology, Geological Paper 76-1, Ottawa, Canada, 157 p.

Rasolofosaon P., Zinszer B., 2003. Petroacoustic Characterization of reservoir Rock for Seismic Monitoring Studies Oil & Gas Science and Technology, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 58, 615-635.

Reitz E., Wickert F., 1989. Late Cambrian to early Ordovician acritarchs from the Villé unit, northern Vosges Mountains (France). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläologie, Monatshefte*, 6, 375-384.

Rempe N.T., 2007. Permanent underground repositories for radioactive waste. *Progress in Nuclear Energy*, 49, 365-374.

R.I.L.E.M., 1978, Altération et protection des monuments en pierre, méthodes expérimentales conseillées, Colloque international, Paris, 5-9 juin.

Riley P.R., Goodwin L.B., Lewis C.J., 2010. Controls on fault damage zone width, structure, and symmetry in the Bandelier Tuff, New Mexico. *Journal of Structural Geology*, 32, 766-780.

Rizki A., Baroz F., 1988. Le volcanisme tholéiitique du massif de Schirmeck (Vosges septentrionales, France), témoin d'une zone de convergence de plaques au Paléozoïque supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 307, 511-516.

Rizki A., Deschamps M., Baroz F., Bebien J., 1992. Le volcanisme de la bande médiane du Champ du Feu : sa place et sa signification dans le magmatisme dévono-dinantien des Vosges septentrionales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 315, 995-1001.

Robardet M., Blaise J., Bouyx E., Gouvernec R., Lardeux H., Le Hérisse A., Le Menn J., Melou M., Paris F., Plusquellec Y., Poncet J., Régnauld S., Rioult M., Weyant M., 2003. Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164, 683-695.

Robinson E.S., Potter R.M., McInteer B.B., Rowley J.C., Armstrong D.E., Mills R.L., 1971. A preliminary study of the nuclear subterrene. In : M.C. Smith (Editor), *Geothermal Energy*. Los Alamos Natl. Lab. Rep., LA-4547, 57 p.

Roca E., Sans M., Cabrera L., Marzo M., 1999. Oligocene to middle Miocene evolution of the central Catalan margin (Northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, 315, 209-233.

Rolland A., 1975. Fracturation et géomorphologie dans le socle vosgien, essai de comparaison avec la Forêt Noire. Thèse de l'Université de Metz, 256 p.

Rolet J., Yésou H., Besnus Y., 1993. Structures circulaires et réseaux de fractures en pays granitique. Analyse de données SPOT, Landsat TM et Seasat sur le Massif armorican. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164, 199-214.

Rosener M., 2007. Etude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 207 p.

Rotstein Y., Schaming M., Rousse S., 2005. Tertiary tectonics of the Dannemarie basin, upper Rhine graben, and regional implications. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 669–679.

Roure F., Brun J.-P., Colletta B., van den Driessche J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, 14, 503-519

Roure F., Brun J.-P., Colletta B., Vially R., 1994. Multiphase extensional structures, fault reactivation and petroleum plays in the Alpine foreland basin of southeastern France. In : *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, eds Springer Berlin Heidelberg, 245-268.

Roussé S., 2006. Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène moyen et supérieur du Sud du Fossé Rhénan. Evolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 483 p.

Roussel-Tournier B., 2001. Transfert de capillarité et évaporation dans des roches – rôles des structures de porosité. Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg, 204 p.

Sammis C., King G., Biegel R., 1987. The kinematics of gouge deformation. *Pure and Applied Geophysics*, 125, 777-812.

Sanjuan B., Le Nindre Y.-M., Menjot A., Sbai A., Brach M., Lasne E., 2004. Travaux de recherche liés au développement du champ géothermique de Bouillante (Guadeloupe). Rapport Bureau des Ressources Géologiques et Minières, RP-53136-FR, 169 p.

Sanjuan B., Pinault J.-L., Rose P., Gérard A., Brach M., Braibant G., Crouzet C., Foucher J.-C., Gautier A., Touzelet S., 2010. Tracer testing of the geothermal heat exchanger at Soultz-sous-Forêts (France) between 2000 and 2005. *Geothermics*, 35, 622-653.

Sanjuan B., Millot R., Innocent C., Dezayes C., Scheiber J., Brach M., 2016. Major geochemical characteristics of geothermal brines from the Upper Rhine Graben granitic basement with constraints on temperature and circulation. *Chemical Geology*, 428, 27-47.

Santallier D., Briand B., Ménot R.P., Piboule M., 1988. Les complexes leptyno-amphiboliques (CLA) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 3–12.

Sapin M., Hirn A., 1974. Results of explosion seismology in the southern Rhône valley. *Annales Geophysicae*, 30, 181-202.

Sardini P., Ledésert B., Touchard G., 1997. Quantification of microscopic porous networks by image analysis and measurements of permeability in the Soultz-sous-Forêts granite (Alsace, France). In : *Jamtveit B., Yardley B., Fluid Flow and Transport in Rocks-Mechanisms and Effects*. Chapman & Hall Ed, 171–188.

Sardini P., Moreau E., Sammartino S., Touchard G., 1999. Primary mineral connectivity of polyphasic igneous rocks by high-quality digitisation and 2D image analysis. *Computers & Geosciences*, 25, 599-608.

Saucier H., Millot G., Jost R., 1959. Les ignimbrites permienne de la région du Nideck (Vosges-Alsace). *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace Lorraine*, 12, p. 33.

Sausse J., 1998. Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré : relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes. Thèse de l'Université Nancy I, 336 p.

Sausse J., 2002. Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the Soultz granite (Bas-Rhin, France). *Tectonophysics*, 348, 169-185.

Sausse J., Fourar M., Genter A., 2006. Permeability and alteration within the Soultz granite inferred from geophysical and flow log analysis. *Geothermics*, 35, 544-560.

Sausse J., Dezayes C., Dorbath L., Genter A., Place J., 2010. 3D model of fracture zones at Soultz-sous-Forêts based on geological data, image logs, induced microseismicity and vertical seismic profiles. *Comptes-Rendus Geoscience*, 342, 531-545.

Savage H.M., Brodsky E.E., 2011. Collateral damage: Evolution with displacement of fractures distribution and secondary fault strands in fault damage zones. *Journal of Geophysical Research*, 116, B03405.

Schön J. H., 2011. *Physical properties of rocks: A workbook*, vol. 8, Elsevier, 512 p.

Schulmann K., Konopá ek J., Janoušek V., Lexa O., Lardeaux J.-M., Edel J.-B., Ští ská P., Ulrich S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes-Rendus Geoscience*, 341, 266-286.

Schulte T., Zimmermann G., Wuataz F., Portier S., Tischner T., Junker R., Jatho R., Huenges E., 2010. *Enhancing Geothermal Reservoirs, Geothermal Energy Systems : Exploration, Development, and Utilization*. Edition Ernest Huenges, Wiley-VCH Verlag GmbH & Co, Weinheim., 243 p.

Schultz R.A., Soliva R., Fossen H., Okubo C., Reeves D.M., 2008. Dependence of displacement–length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. *Journal of Structural Geology*, 30, 1405-1411.

Schumacher M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonophysics*, 21, 1006.

Sequeira Braga M.A., Paquet H., Begonha A., 2002. Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal); granitic saprolites and arenization. *Catena*, 49, 41–56.

Shapiro S.A., Kummerow J., Dinske C., Asch G., Robert E., Erzinger J., Kumpel H.-J., Kind R., 2006. Fluid induced seismicity guided by a continental fault : Injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site (KTB). *Geophysical Research Letters*, 33, L01309.

Sharma A., Rajamani V., 2000. Weathering of gneissic rocks in the upper reaches of Cauvery river, south India: implications to neotectonics of the region. *Chemical Geology*, 166, 203–233.

Shipton Z., Evans J., Kirchner D., Kolesar P., Williams A., Heath J., 2004. Analysis of CO₂ leakage through low-permeability faults from natural reservoirs in the Colorado Plateau, southern Utah. In: Baines, S., Worden, R., *Geological Storage of Carbon Dioxide*, special publication. Geological Society of London, 233, 43–58.

Sibson R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Geological Society of London Journal*, 133, 191–231.

Sibson R.H., 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. In : Mikumo T., Aki K., Ohnaka M., Ruff L.J., Spudich P.K.P., *Earthquake Source Physics and Earthquake Precursors*. *Tectonophysics*, 211, 283-293.

Sibson R.H., 2000. Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29, 469-499.

Sissingh W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, 333, 361–400.

Sissingh W., 2003. Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 229–263.

Sittler C., 1965. Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien: Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques, Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace Lorraine, 24, 392 p.

Sittler C., 1985. Les hydrocarbures d'Alsace dans le contexte historique et géodynamique du fossé Rhénan. Bulletin des Centres de Recherches Elf-Aquitaine Exploration Productions, 9, 335- 371.

Sizun J.-P., 1995. Modifications des structures de porosité de grès lors de transformations pétrographiques dans la diagenèse et l'hydrothermalisme : application au Trias de la marge ardéchoise et du fossé Rhénan. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 297 p.

Skrzypek E., 2011. Contribution structurale, pétrologique et géochronologique à la tectonique intracontinentale de la chaîne hercynienne d'Europe (Sudètes, Vosges). Thèse de l'Université de Strasbourg, 405 p.

Skrzypek E., Schulmann K., Tabaud A.S., Edel J.B., 2014. Palaeozoic evolution of the Variscan Vosges Mountains. In : Schulmann K., Martinez Catalan J.R., Lardeaux J.M., Janoušek V., Oggiano G., The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society of London, Special Publications, 405, 45-75.

Sokol G., Nitsch E., équipe du projet GeORG, 2013. Potentiel géologique profond du fossé Rhénan supérieur. Rapport Bureau des Ressources Géologiques et Minières, RP-61945-FR, 123p.

Soliva R., Benedicto A., 2005. Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults. Journal of Structural Geology, 27, 317-325.

Soliva R., Schultz R.A., Benedicto A., 2005. Three-dimensional displacement-length scaling and maximum dimension of normal faults in layered rocks. Geophysical Research Letters, 32, L16302.

Soliva R., Benedicto A., Schultz R.A., Maerten L., Micarelli L., 2008. Displacement and interaction of normal fault segments branched at depth: Implications for fault growth and potential earthquake rupture size. Journal of Structural Geology, 30, 1288-1299.

Sorkhabi R., Tsuji Y., 2005. Faults, Fluid Flow & Petroleum Traps. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 85, 354 p.

Srivastava S., Roest W.R., Kovacs L.C., Schouten H., Kligord K., 1990. Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. Nature, 344, 756- 759.

Stampfli G.M., Mosar J., Favre P., Pillecuit A., Vannay J.-C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East-Mediterranean connection. In : Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S., Peri-Tethys Memoire, 6: Peri-Tethyan Rift/ Wrench Basins and Passive Margins, Mémoire du Museum National d'Histoire Naturelle, 186, 51–108.

Stampfli G.M., von Raumer J.F., Borel G.D., 2002a. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. Geological Society of America, Special Paper, 364, 263-280.

Stampfli G.M., Borel G.D., Marchant R., Mosar, J. 2002b. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. Dans : Rosenbaum G., Lister G.S., 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer, 7, 75 - 104.

Stauffer D., Aharony A., 1994. Introduction to Percolation Theory. Taylor et Francis Ed, Philadelphia, 190 p.

Steiner C., Hobson A., Favre P., Stampfli G.M., Hernandez J., 1998. Mesozoic sequence of fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in Central Atlantic. Geological Society of America Bulletin, 110, 1304-1317.

Stober I., Bucher K., Hydraulic properties of the crystalline basement. Hydrogeology Journal, 15, 213-224.

Stober I., Jodocy M., 2011. Hydrochemical characteristics of deep seated waters in the Upper Rhine Graben - Basic information for geothermal energy. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, Berlin, 39, 39-57.

Stober I., Fritzer T., Obst K., Schulz R., 2014. Deep Geothermal Energy. Application Possibilities in Germany. Federal Ministry for Economic Affairs and Energy (BMWi) Report, 84 p.

Surma F., 2003. Détermination de la porosité des zones endommagées autour des failles et rôle de l'état du matériau sur les propriétés d'échange fluides-roches : minéralogie, structures de porosité, caractéristiques mécaniques. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 297 p.

Tabaud A.-S., 2012. Le magmatisme des Vosges : conséquence des subductions paléozoïques, (datation, pétrologie, géochimie, ASM). Thèse de l'Université de Strasbourg, 227p.

Tabaud A.S., Whitechurch H., Rossi P., Schulmann K., Guerrot C., Cocherie A., 2015. Devonian-Permian magmatic pulses in the northern Vosges Mountains (NE France): result of continuous subduction of the Rhenohercynien Ocean and Avalonian passive margin. Geological Society of London, Special Publications, first published March 17, 187-223.

Tadokoro K., Ando M., Nishigami K., 2000. Induced earthquakes accompanying the water injection experiment at the Nojima fault zone, Japan: seismicity and its migration. Journal of Geophysical Research, 105, 6089 – 6104.

Tagaki H., Takahashi K., Shimada K., Tsutsui K., Miura R., Kato N., Takizawa S., 2012. Integrated estimates of the thickness of the fault damage zone in granitic terrain based on penetrative mesocracks and XRD analyses of quartz. Journal of Structural Geology, 35, 64-77.

Takahashi M., Mizoguchi K., Kitamura K., Masuda K., 2007. Effects of clay content on the frictional strength and fluid transport property of faults. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 112, B8.

Talwani P., Chen L., Gahalaut K., 2007. Seismogenic permeability, k_s . Journal of Geophysical Research, 112, B07309.

Tardy Y., 1998. Dérive des continents, latérites et paléoclimats tropicaux. Editions Bureau des Ressources Géologiques et Minières, Orléans, 472 p.

Tenthorey E., Scholz C.H., Aharonov E., Leger A., 1998. Precipitation sealing and diagenesis. Experimental results. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 103, B10, 23951-23967.

Tester J.W., Anderson B.J., Batchelor A.S., Blackwell D.D., DiPippo R., Drake E.M., Garnish J., Livesay B., Moore M.C., Nichols K., Petty S., Toksoz M.N., Veatch R.W. Jr, 2006. The Future of geothermal energy - impact of enhanced geothermal systems on the United States in the 21st Century. US Department of Energy, Washington, D.C., 4-40.

Terzaghi R.D., 1965. Sources of errors in joint surveys. Geotechnique, 15, 287-304.

Thiry M., Carrillo N., Franke C., Martineau N., 2013. Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes. Rapport Technique N° RT131010MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France, 34 p.

Tischner T., Evers H., Hauswirth H., Jatho R., Kosinowski M., Sulzbacher H., 2010. New concepts for extracting geothermal energy from one well: the GeneSys-Project. In : Proceedings of the world geothermal congress, Bali, 25–30 Avril, 1-5.

Tobschall H.J., 1974. Geochemische Untersuchungen zum stofflichen Bestand und Sedimentationsmilieu paläozoischer mariner Tone: Die Gehalte der Hauptelemente und der Spurenelemente Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba in den Steiger Schieferen (Vogesen). Habilitationsschrift, Mainz, 142 p.

Traineau H., Lasne E., Sanjuan B., 2015. Main Results of a Long-Term Monitoring of the Bouillante Geothermal Reservoir During Its Exploitation. Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia, 19-25 Avril, 1-9.

Trice R., 2014. Basement exploration, West of Shetlands: progress in opening a new play on the UKCS. Geological Society of London, Special Publications, 397, 81–105.

Twiss R.J., Moores E.M., 2004. Structural Geology. Freeman and Compagny Ed, 2nd edition, 736 p.

van der Voo R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge University press, 411 p.

van der Zee W., Urai, J.L., 2005. Processes of normal fault evolution in a siliciclastic sequence: a case study from Miri, Sarawak, Malaysia. Journal of Structural Geology 27, 2281-2300.

Van Wees J.-D., Sippel J., Bär K., Beekman F., Bialkowski A., Dezayes C., Heidbach O., Limberger J., Mielke P., Pluymaekers M., Reinsch T., Reiter K., Tesauro M., Ziegler M., 2016. IMAGE Integrated Methods for Advanced Geothermal Exploration. Images-D6.01: Catalogues and European models. 72 p.

Velde B.B., Meunier A., 2008. The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks. Springer Science & Business Media Ed, 406 p.

Vergés J., Fernandez M., Martinez A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn- and post- collisional evolution. Journal of the Virtual Explorer, 8, 55-74.

von Eller J.-P., 1964. Dioritisation, granitisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. Région comprise entre la plaine d'Alsace, d'Andlau à Saint-Nabor et le Champ du Feu. Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine, 17, 171-210.

von Raumer J.F., Stampfli G.M., Bussy F., 2003. Gondwana derived microcontinents the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. Tectonophysics, 365, 7- 22.

Walker R.J., Holdsworth R.E., Armitage P.J., Faulkner D.R., 2013. Fault zone permeability structure evolution in basalts. Geology, 41, 59–62.

Walter B., 2016. Réservoirs de socle en contexte extensif : Genèse, géométries et circulations de fluides. Exemples du rift intracontinental du Lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d'Ifni (Maroc). Thèse de l'Université de Lorraine, 432 p.

Walter R., 1995. Geologie von Mitteleuropa. Schweizerbart, Stuttgart, Germany, 566 p.

Walsh J.B., Brace W.F., 1966. Elasticity of rock: A review of recent theoretical studies, Rock Mechanics and Engineering Geology, 4, 283.-297.

Wang X., 2005. Stereological interpretation of rock fracture traces on borehole walls and other cylindrical surfaces. Thèse de l'Université de Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, 113 p.

Wang Z., Nur A., 1992. Elastic wave velocity in porous media: a theoretical recipe. In Seismic and acoustic velocities in reservoir rocks, Tulsa, F.K. Levlin Ed. 1-35.

Waples D.W., Waples J.S., 2004. A review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rock, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks. *Natural Resources Research*, 13, 97-122.

Wardlaw N. C., McKellar M., 1981. Mercury porosimetry and the interpretation of pore geometry in sedimentary rocks and artificial models. *Powder Technology*, 29, 127-143.

Warren J., Root P.J., 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 3, 11 p.

Washburn E.W., 1921. Note on a method of determining the distribution of pores sizes in a porous material. *Proceedings of the National Academy of Science*, 7, 115-116.

Watanabe N., Ishibashi T., Tsuchiya N., 2015. Predicting the Channeling Flows through Fractures at Various Scales. *Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia, 19-25 Avril*, 1-11.

Watterson J., Walsch J.J., Gillespie P.A., Easton S., 1996. Scaling systematics of fault sizes on a large-scale range fault map. *Journal of Structural Geology*, 18, 119-214.

Watts A.B., Torné M., 1992. Subsidence history, crustal structure, and thermal evolution of the Valencia trough: a young extensional Basin in the western mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 97, 20021-20041.

White A.F., Bullen T.D., Schulz M.S., Blum A.E., Huntington T.G., Peters N.E., 2001. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 65, 847-869.

Willemse E.J.M., 1997. Segmented normal faults: correspondence between three-dimensional mechanical models and field data. *Journal of Geophysical Research*, 102, 675-692.

Williams C.F., Reed M.J., Anderson A.F., 2011. Updating the classification of geothermal resources. Dans : *Proceedings of the thirty-sixth workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford University, Stanford, 31 janvier – 2 Fevrier, SGP-TR-191*.

Wilmarth M., Stimac J., 2015. Power Density in Geothermal Fields. *Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia, 19-25 avril*, 1-7.

Wilson J.E., Goodwin L.B., Lewis C.J., 2003. Deformation bands in nonwelded ignimbrites: petrophysical controls on fault-zone deformation and evidence of preferential fluid flow. *Geology*, 31, 837-840.

Wilson M., Neumann E.R., Davies G. R., Timmerman M. J., Heeremans M., Larsen B.T., 2004. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction. In : *Wilson M., Neumann E.R., Davies G. R., Timmerman M. J., Heeremans M., Larsen, B.T., Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe. Geological Society of London, Special Publications*, 223, 1-10.

Wong T.F., Fredrich J.T., Gwanmesia G.D., 1989. Crack aperture statistics and pore space fractal geometry of Westerly granite and Rutland quartzite: Implications for an elastic contact model of rock compressibility. *Journal of Geophysical Research*, 94, 10 267-10 278.

Wyns R., Gourry J.-C., Baltassat J.-M., Lebert F., 1999. Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0-100 m) en contexte de socle altéré. In : *Bureau des Ressources Géologiques et Minières (Eds.), 2^{ème} Colloque GEOFCAN, Orléans, France*, 105- 110.

Yielding G., Freeman B., Needham D.T., 1997. Quantitative fault seal prediction. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81, 897-917.

Zamora M., Sartoris G., Chelini W., 1994. Laboratory measurements of ultrasonic wave velocity in rock from the Campi Flegrei volcanic system and their relation to other field data. *Journal of Geophysical Research*, 99, 13553-13561.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij, Geological Society of London, 2nd edition, 239 p.

Ziegler P.A., 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, 91–111.

Ziegler P.A., Schumacher M.E., Dezes P., Van Wees J.D., Cloetingh S., 2006. Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. Geological Society, London, *Memoirs*, 32, 97-112.

Zimmermann G., Burkhardt H., Engelhard L., 2005. Scale dependence of hydraulic and structural parameters in fractured rock, from borehole data (KTB and HSDP). Geological Society of London, *Special Publications*, 240, 37-45.

Zimmermann G., Reinicke A., 2010. Hydraulic stimulation of a deep sandstone reservoir to develop an Enhanced Geothermal System: Laboratory and field experiments. *Geothermics*, 39, 70-77.

Zimmermann R.W., 2002. Flow in Porous Media. M.Sc. in Petroleum Engineering, Imperial College, London, 160 p.

Zygouri V., Verroios S., Kokkalas S., Xypolias P., Jouvouelas I.K., 2008. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece ; comparison between offshore and onshore active faults. *Tectonophysics*, 453, 193-210.

Annexe

2015, Journal of Structural Geology, 78, 52-66.

A multiscale analysis of a fracture pattern in granite: A case study of the Tamariu granite, Catalunya, Spain.

Lionel Bertrand ^{a, *}, Yves Géraud ^a, Edouard Le Garzic ^a, Joachim Place ^b, Marc Diraison ^c, Bastien Walter ^a, Sébastien Haffen ^a

^a GeoRessources, UMR 7359 ENSG -Université de Lorraine/CNRS/CREGU, 2 rue du Doyen Marcel Roubault, Vandœuvre-les-Nancy Cedex, 54518, France ^b Department of Earth Sciences, Uppsala Universitet, Villavägen 16, SE-752 36, Uppsala, Sweden ^c Institut de Physique du Globe (IPG), UMR 7516 CNRS-Université de Strasbourg/EOST, 5 rue René Descartes, Strasbourg, Cedex, 67084, France

Abstract

The in-depth investigation of fractured reservoirs is mainly limited to geophysical data that is in 3D and mostly on the scale of hundred meters to several kilometers or boreholes data that is in 1D and at meter to lower scale. The study of outcropping analogues of buried reservoirs is therefore a key tool for the characterization of the fault and fracture network at the reservoir scale. Tamariu granite has been the subject of this study with the aim to analyse faults and fractures from seismic to borehole scale. With the combination of satellite picture at different resolution and field study, we perform a statistical analysis focused of the length and orientation from infra centimeter crack to hundred kilometer length fault. On the whole range of scale studied, i.e. on 7 orders of magnitude, we have defined a length distribution following a power-law with an exponent $a = -2$. On the contrary to the length that can be modelled with a unique law, the orientation data shows a variation depending on the scale of observation: as the fault and fracture sets are suitable from the regional faults to the centimeter crack, the proportion of the sets varies at each scale of observation.

1. Introduction

Fracture networks are known to be a main fluid flow pathways in a large set of geological formations, and notably, in crystalline or in low porosity sedimentary rocks. In this particular type of rock, the hydrothermal alteration or weathering can significantly enhance the matrix porosity, but in a non-altered rock mass, the matrix has in general a low porosity and permeability. As a consequence, in a poorly altered basement reservoir, the fracture network controls the fluid flow (Nelson, 2001). Fractured systems in crystalline rocks are therefore the subject of studies nowadays due to the large applications in CO₂ storage, water resources, geothermal or petroleum reservoirs, nuclear wastes storage (Genter and Castaing, 1997; Luthi, 2005; Rempe, 2007; Cuong and Warren, 2009; Géraud et al., 2010; Marques et al., 2010). To model and predict the fluid flow in such reservoirs, it is thus essential to characterize the fracture network properties (Long and Witherspoon, 1985; de Dreuzy et al.,

2001a & b; de Dreuzy et al., 2002; Davy et al., 2006b). Behind the fractures and fault zones hydraulic properties, several geometric parameters are required, such as the distribution of the length, spacing, aperture or density of the fractures over the largest possible scale ranges (Heffer and Bevan, 1990; Yielding et al., 1992; De Dreuzy et al., 2004; Berg and Øian, 2007). Even though various measurement methods and tools exist, the data are rarely available over the whole scale of the fractured system. In addition, the link between varied measurements and scales is not conspicuous and has been the subject of different studies (Gillespie et al., 1993; Pickering et al., 1995; Marret et al., 1999; Ehlen, 2000; Bour et al., 2002; Peacock et al., 2003; Zimmermann et al., 2005; Davy et al., 2006a; Manzocchi et al., 2009; Riley et al., 2011). Multi-scale studies have been undertaken mostly in sedimentary rocks (Castaing et al., 1996; Odling, 1997; Marret et al., 1999; Cello et al., 2001; Gillespie et al., 2001; Soliva et al., 2005; Putz-Perrier and Sanderson, 2010; Fagerend, 2011), and few of them were carried on granites (Genter and Castaing, 1997; Ehlen, 2000; Escuder Viruete et al., 2001; Le Garzic et al., 2011). These data allow mostly a 2D characterization of the fracture network. For deep rock body analysis, the only available information about fracture networks are boreholes data that are 1D and between millimetres to tens of centimetres in scale, and seismic lines data that are 2D, sometimes 3D, from hundred of metres to several kilometres in scale. In addition, fractures and faults in crystalline rocks are poorly investigated with seismic methods and their detection requires specific data processing. Given that the interval between the borehole and seismic scales constitutes what is the reservoir, it is therefore essential to analyse it, even though there is no tool to characterize and visualize fractures ranging in this interval.

So as to enhance the knowledge about fracture networks between the various scales and dimensions, it is paramount to study fractured reservoirs field analogues (McCaffrey et al., 2003). Crystalline rock outcrops expose in few favourable cases the fracture pattern and allow the study in 1D, 2D or 3D at different scales between the sample and the regional fracture and faults network. Many outcrop studies focus on the interaction between the fracture network properties and the rock mass permeability and porosity at different scales (e.g. Géraud et al., 2006; Forster et al., 1997; Bellot, 2008; Manda et al., 2008). However, on many outcrops, the fractures are only exposed in a limited area and the study of the fracture system in a large-scale range becomes impossible. With the aim to propose the largest ranging scale analysis for a fracture network, we have combined the analysis at metre scale and lower of the Tamariu outcrop in the Catalan Coastal Ranges, in Spain (this study) and previous studies undertaken by Le Garzic (2010) and Place (2010) which provide a structural network on both regional and local scales. At the regional scale, faults between approximately 1 km and 100 km in length were analysed, and the regional structural context of the Tamariu area was defined (Le Garzic, 2010). The second study has highlighted a complex fracture and fault network on the Tamariu outcrop, which is controlled at the kilometre scale by the regional deformation (Place, 2010). In this paper, we will attempt to define the fracture network on the scale under tens metres belonging to Tamariu outcrop. Due to the lack of motion markers along the fractures in the granite at the outcrop scale, the term fracture will be used in this article for any planar brittle discontinuity (faults, joints, or veins) (Bonnet et al., 2001; Peacock et al., 2003). Measurements will be performed in the field using 1D scan lines and 2D fracture maps and, at more a precise scale on a 10 by 20 cm sample. This will enable us to integrate fracture lengths information between the seismic scale and the borehole scale with a sub-centimeter precision.

2. Geological settings

The Catalan Coastal Ranges (CCR) are a part of the Valencia Trough, which corresponds to the NW part of the Mediterranean margin along the Spanish coast (Fig. 1a). They are composed of two sub-parallel mountain belts with an approximately N060°E elongation; formed by heads of tilted blocks separated by Neogene sediments and basaltic volcanism (Enrique, 1990; Julivert and Dura_n, 1990). The basement of the sediments is composed of metasediments dated from Cambro-Ordovician to early Carboniferous intruded by granites

at the end of the Hercynian orogen (late Carboniferous to early Permian), (Enrique, 1990; Julivert and Dura_n, 1990). These granites have a mantellic origin with various degrees of continental contamination and a geochemical signature of post-collisional magmatism (Enrique, 1990; Julivert and Dura_n, 1990; Ferrès-Herna_nde_z, 1998). As a consequence of their late emplacement, they are poorly affected by the Hercynian deformation, aside from some wide late Hercynian strike-slip faults NW-SE to NNW-SSE and NE-SW to ENE-WSW in direction (Arthaud and Matte, 1975).

Since the end of the Hercynian orogen, the CCR were deformed by several geological events: the Permian extension phase, the opening of the Tethysian Ocean between the late Permian and Jurassic times, and the formation of the Pyrenees during the Eocene and lower Oligocene N-S compression. Those tectonic events have reactivated the late Hercynian strike-slip faults, with different rates and motions, and created new faults in the sedimentary cover (Bixel, 1987; Salas and Casas, 1993; Guimera_, 1994; Alsaker et al., 1996; Beaumont et al., 2000; Stampfli et al., 2002; Verge_s et al., 2002; Juez-Larre_ and Andriessen, 2006; Diez et al., 2007).

In the late Oligocene, the propagation towards the SW of the West European Rift and the accretion of the Burdigalian oceanic crust induced the formation of the Catalan margin. Their geometry is now a set of horst and grabens limited by inherited Hercynian faults E-W in direction and tertiary faults NE-SW to ENE-WSW in directions, with the Hercynian material that outcrops at the head of the tilted blocks (Batrina et al., 1992; Roca and Guimera, 1992; Watts and Torne_, 1992; Salas and Casas, 1993; Mauffret et al., 1995; Se_ranne et al., 1995; Goula et al., 1999; Roca et al., 1999; Lewis et al., 2000; Parcerisa et al., 2007) (Fig. 1a). Moreover, wide transfer zones, oriented N120°E -130°E approximately, compartmentalized the Valencia Trough, like the Catalan Transform fault (CTZ) (Maillard et al., 1992). Thus, the CCR are divided in two zones depending on the geometry and kinematics of the extensional and compressional structures (Roca et al., 1999). On the one hand, the north zone, which is the onshore extension of the CTZ with NW-SE faults directions. On the other hand, the south zone, which is the Catalan margin primary shoulder, is structured by Hercynian faults reactivated during Tertiary and forming tilted blocks with an NNW direction (Fig. 1b).

The Tamariu granite is a batholith that outcrops in the Northern sector in the Sant Feliu horst (SFb Fig. 1b). The outcrop is along the Mediterranean coast between Cala Tamariu and Cala Pedrosa and has approximately 1 km in length (Fig. 3b). It is chiefly a biotite granodiorite with K-feldspar megacrysts dated from 288.4 ± 2 Ma (Ferre_s-Herna_nde_z, 1998), with some Permian spessartite dykes that intrude the granitic body (Sole_ et al., 2002).

3. Large-scale fault and fracture network

3.1. Regional scale

A regional analysis of the faults was undertaken at different scales from the large CCR faults to the more local fault on the Sant Feliu horst using regional maps, satellite pictures, DTM data and field studies (Le Garzic, 2010). Four orders of faults are defined depending on their characteristics and scales: 1) the first order faults composed of the lithospheric and crustal faults measuring approximately 100 km in length, forming crustal scale deformation clusters of few kilometres width, and make the main structure of the Catalan margin, 2) the second order with faults measuring approximately 20-30 km in length and that control the horst and graben structures of the CCR 3) the third order with faults measuring around 10 km in length that decompose the horst or grabens blocks in third order blocks and form the main eroded valleys visible on the DTM data, and finally 4) the fourth order faults measuring less than 1 km in length where the fault core and damaged zone can be found on the field associated with a fracture network between them.

At all scales, two different tectonic systems have been identified: the faults trending between N000°E and N100°E are associated with the main thinning of the Catalonian margin, whereas faults trending between N100°E and N150°E are the onshore extension of the Catalonian transform fault (Roca et al., 1999; Le Garzic, 2010). Those two systems are expressed differently depending on the observation scale.

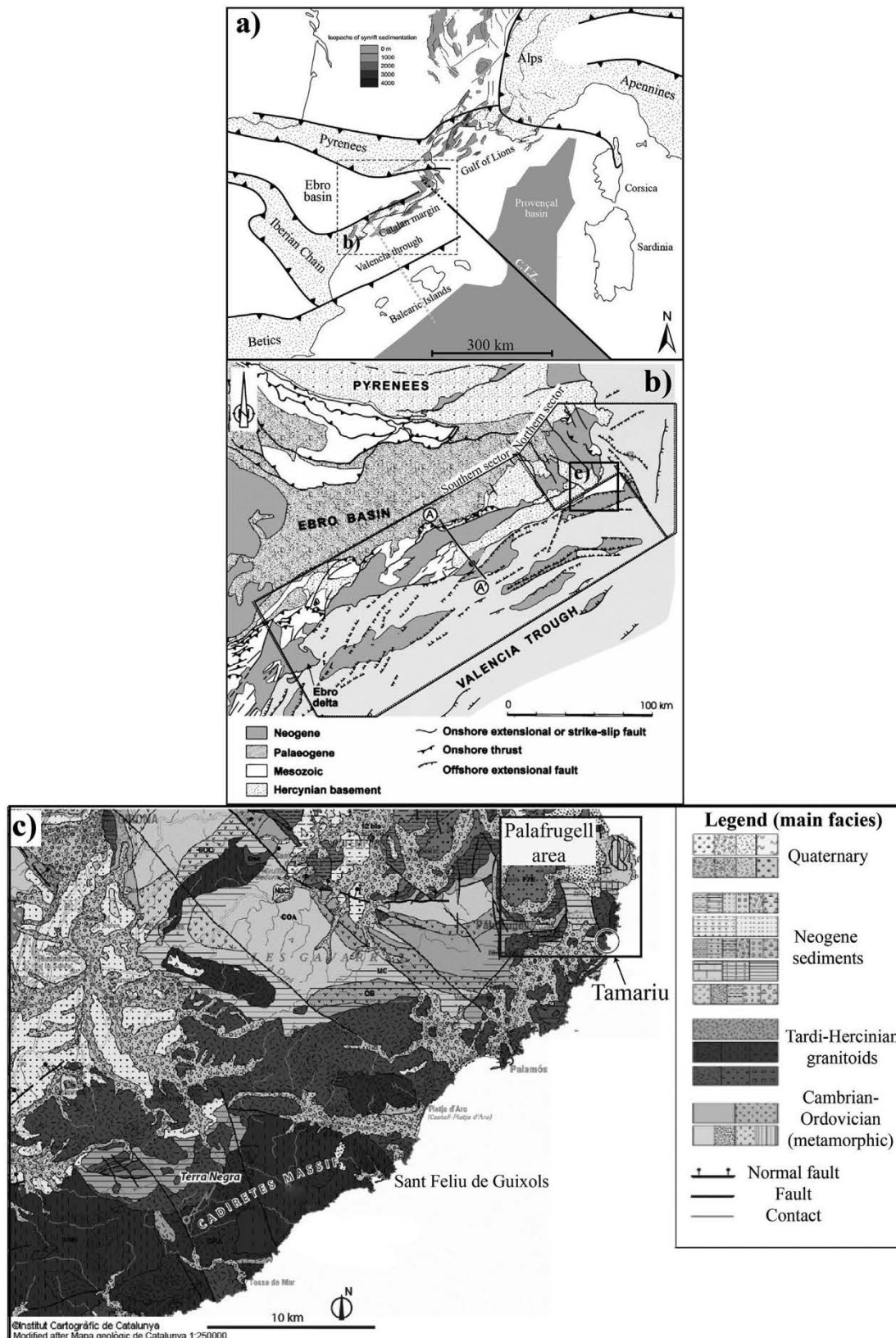


Fig. 1. a) Simplified map of the NW Mediterranean Sea. The dotted areas represent the Alpine domains and the grey areas represent the sediments in the main basins of the West European rift (Séranne, 1999). b) Structural map of the CCR separating the northern and southern sectors (by Roca et al., 1999). c) Geological map with the localization of Palafrugell area and the Tamariu outcrop (Cartographic Institute of Catalonia e Mapa geolo_gic de Catalunya 1:250 000).

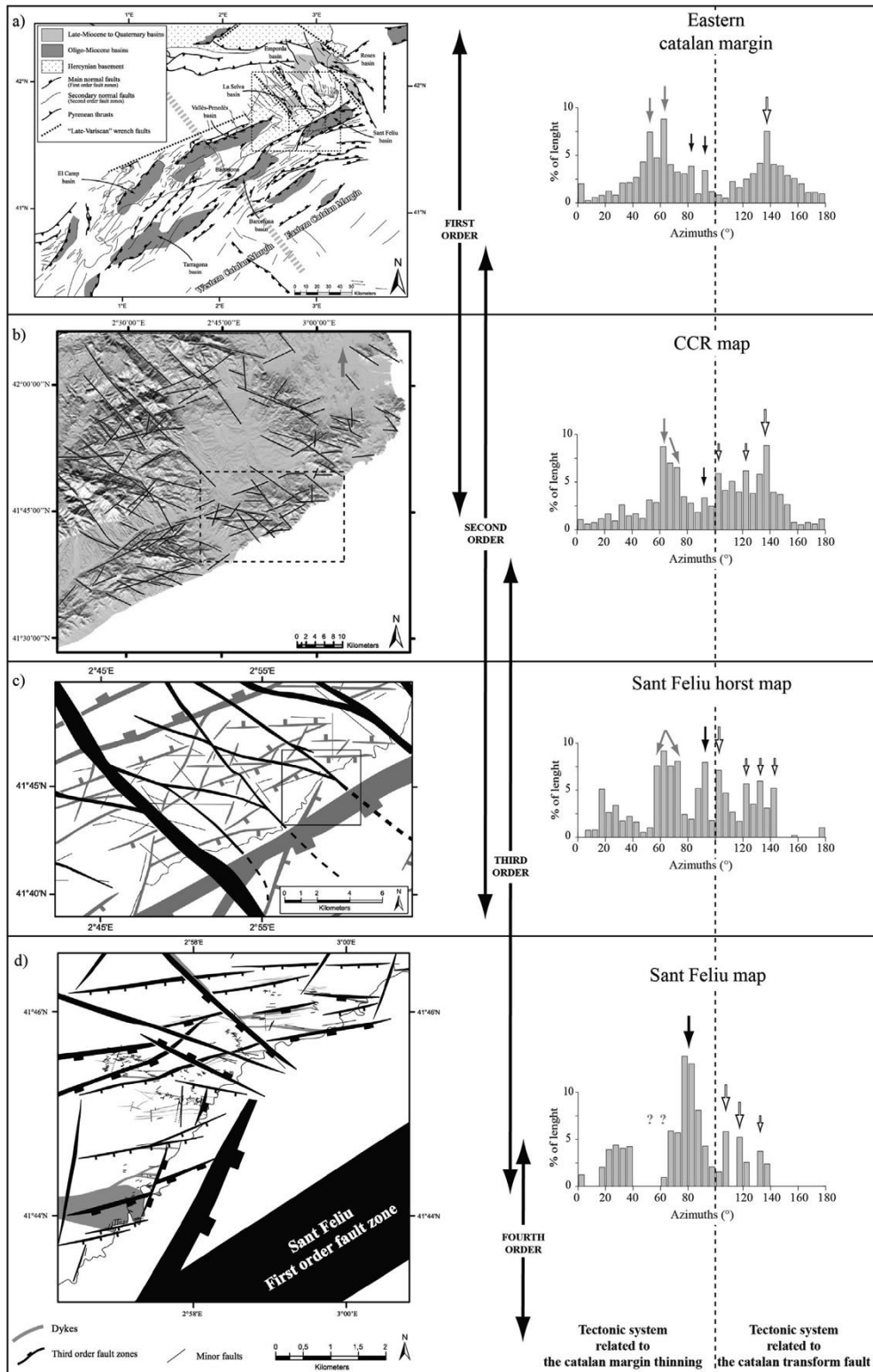


Fig. 2. Fault traces and orientation diagram by *Le Garzic (2010)* on: a) the general map of the Catalan margin, b) the Catalan Coastal Ranges on DTM data, c) and d) Faults on Sant Feliu Horst and Sant Feliu region compiled by satellite pictures and field data.

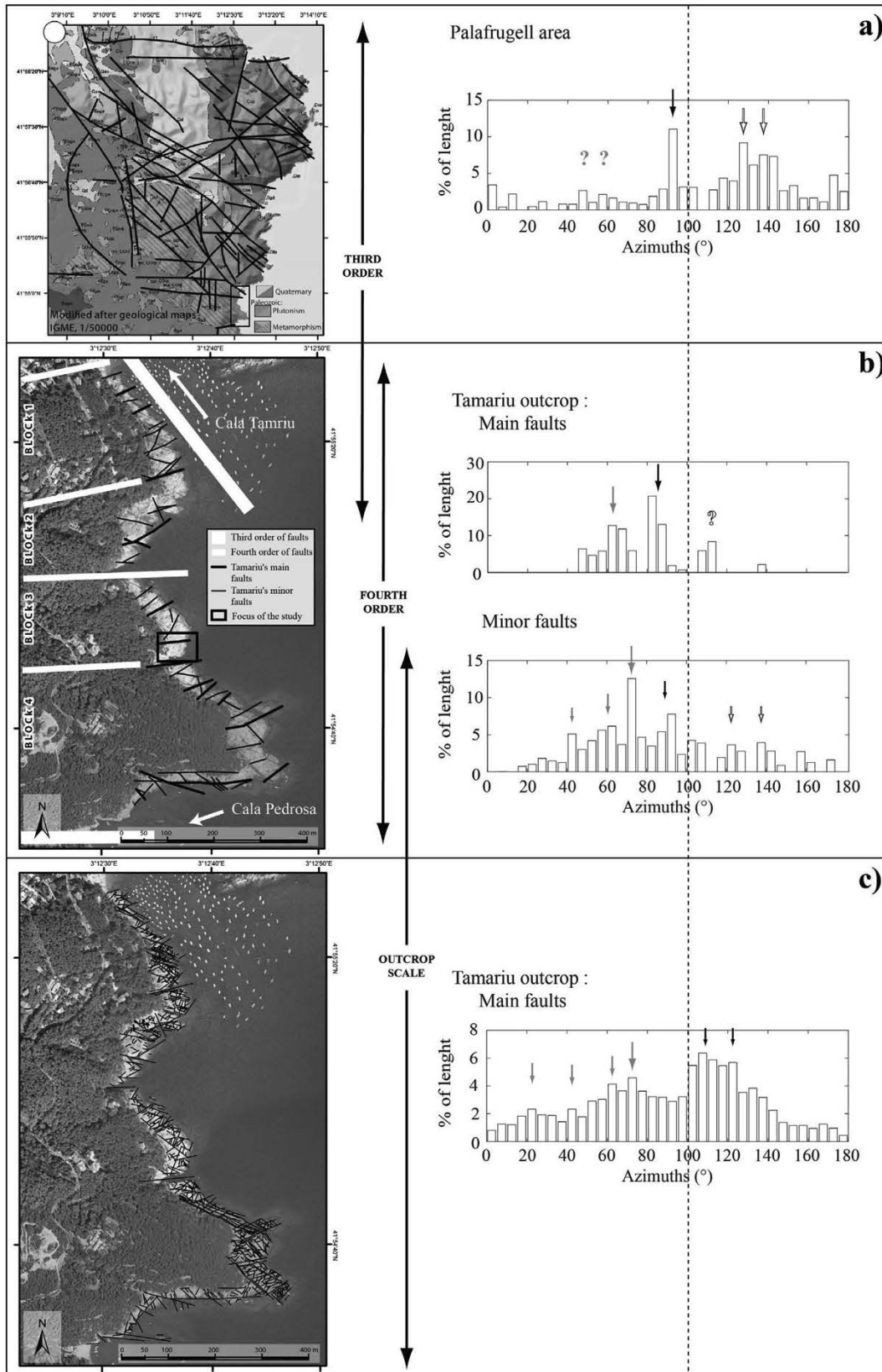


Fig. 3. Fault traces and orientation diagram by [Place \(2010\)](#) on: a) Palafrugell area map, b) Main faults on Tamariu outcrop, c) fracture traces mapped on high resolution satellite picture.

On the map of the Catalan margin compiled from published data onshore and offshore

(Fig. 2a), At the first order scale, the first geological system is represented by faults in the first order scale with N050°E and N060°E directions (grey arrows on the orientation diagram, Fig. 2a). These faults are linked to the margin extension. The second system is the extension onshore of the Catalanian transform fault, which reactivates the N140°E direction (black arrows, Fig. 2a). At the scale of the CCR, the faults traces have been mapped from DTM data and can be associated mostly to the second order of faults (Fig. 2b). These second order's fault set is composed almost by faults with the same orientations than those of the first order, but with only a shift of 10° for the rift faults (grey arrows, Fig. 2b) and a new secondary fault direction linked to the CTZ (white arrows, Fig. 2b).

There is a significant change in the fault network at the scale of the Sant Feliu horst, that is a block delimited by first order of scale faults, i.e. a first order structural block. The map of the block is a compilation of published data (Fontbote_ et al., 1990; Pous et al., 1990; Banda and Santanach, 1992; Roca and Guimera_, 1992; Tassone et al., 1994; Cabrera and Calvet, 1996; Goula et al., 1999; Roca et al., 1999; Mapa Geolo_gic de Catalunya 1: 50 000; Mapa Geologic de Catalunya 1: 250 000) and the faults traces identified on the DTM data (Fig. 2c). The faults of first and second orders controlling the basin structures coexist with the Hercynian reactivated faults zE-W in direction (black arrows, Fig. 2c). At this scale, the faults linked to the CTZ show several different faults directions indicating that the fault network is more complex (white arrows, Fig. 2c).

With help of geomorphological and structural observations on the field compared to the DTM data, a second order block has been mapped in the area of Sant-Feliu (Fig. 2d). At this scale, only the third and fourth orders of faults have been mapped, and the orientation diagram confirms the observations of the whole Sant- Feliu horst: fracture and fault network within the internal part of the block is mostly controlled by E-W direction (black arrows, Fig. 2d).

3.2. Palafrugell area and Tamariu outcrop

With a combination of DTM data and the geological map (Cartographic Institute of Catalonia, 1:50 000), Place (2010) has mapped the third order of faults in the Palafrugell second order block, where Tamariu outcrop is located (Figs. 1c and 3a). As in the Sant Feliu block, the main direction of the fault network is E-W (black arrow, Fig. 3a) with several secondary directions linked to the CTZ system (white arrows, Fig. 3a).

Tamariu outcrop is located in the South of the Palafrugell second order block, and forms a third order block limited by a zNW-SE third order fault to the North (Cala Tamariu) and a zE-W one to the South (Cala Pedrosa) (Fig. 3b). This block outcrops along the Mediterranean coast with an approximately N-S trending and offers a transect through the whole block. From image analysis and the field mapping, zE-W fourth order faults have been recognized and divide the Tamariu block into four fourth order blocks (Place, 2010).

Within a fourth order structural block, faults are subdivided into two groups: the main faults with fault core and damage zone up to 1 m in width and the minor faults with a damage zone of less than 10 cm in width (black lines, Fig. 3b). The main faults are mostly ~ N080°E in direction (black arrows, Fig. 3b), while the set between N040°E and N080°E in directions are more represented at the scale of the minor faults (grey arrows, Fig. 3b). In addition, the fractures on this scale have been mapped on a high-resolution satellite picture (Fig. 3c). On this map, the main lineament direction is around N110°E -N120°E and are linked to a spessartite dyke and associate fractures particularly visible on this scale, in particular in the block 1 & 4 (black arrows, Fig. 3c). Within blocks, fractures' directions N040°E N065°E and N075°E are also present, with a newly observed N020°E direction (grey arrows, Fig. 3c). We can however note that the approximately N-S fracture orientation is certainly underestimated due to the N-S trending of the outcrop.

4. Methods

To undertake the characterization of the fracture system between decimetre and centimetre length scale, we decided to focus on the fourth order block n-3, and more specifically on the black frame, in Fig. 3b. This targeted area was chosen because the mean fault and fracture distribution are representative of the whole outcrop. Indeed, the block exposure led us to draw sub-horizontal scan lines, with orientations summarized in Table 1, intersecting enough fractures to permit a statistical analysis. The studied area is cut by a main fault outlined by Place, 2010 (Fig. 3b and Fig. 4a), having a decametre wide fault core filled by carbonates and granite breccias.

In order to analyse the fracture network at various scales and dimensions, we combine 1D and 2D data (Gillespie et al., 1993; Bonnet et al., 2001; Gillespie et al., 2001). A general map of the 60 by 40 m area was drawn from a GoogleEarth[®] view, in order to localize the largest fractures (Fig. 4a). All fractures drawn on this map were longer than 10 m. With the aim to identify fractures with a length comprised between a decimetre and a metre, we drew 3 scan lines on the outcrop. Their orientations were selected in order to sample the main sets of fractures observed on the general map (Fig. 4a), i.e. perpendicular to the main orientations of the fractures (Table 1). The first scan line starts on the structural block bordering fourth order of fault, trending N000°E, over 30 m in length (SL1, Fig. 4a). This scan line is long enough to procure a good statistical view of the fracture network, with more than 600 measured fractures (Ehlen, 2000). The N-S orientation was chosen to cut the main fractures direction of ~N060°E to ~N110°E (Fig. 4a), and for being perpendicular to the main structure orientation identified by Place (2010) (Fig. 2b). The second scan line is oriented N150°E with 7.33 m long (SL2, Fig. 4a). It begins on the main fault that passes through the outcrop. This scan line was designed in order to study the influence of this fault on the fracture density. The third scan line, oriented N060°E with 9 m length, was created in order to take into account the NW-SE family of fractures in the eastern part of the area (SL3, Fig. 4a). On each scan line, all fractures ranging between 1 cm and approximately 10 m long were measured in terms of orientation, length and thickness.

In order to sample the short fractures in detail, we created fracture maps by taking photographs of the outcrop (Fig. 4c). A 50 mm focal lens was used to minimize the distortion of the fractures. The photographs were taken in the absence of sunlight on the outcrop to avoid any light effect in fracture identification (Odling, 1997). The maps were then georeferenced in order to allow the calculation of lineament length and orientation using ArcGIS[®]. To establish the fracture maps, all fractures were manually traced, averaging the fracture roughness, with help of brown carbonate in the thickest fractures (Fig. 4d). All fractures have been picked, from the several decimetre lengths to the millimetre cracks visible cross-cutting only few minerals. On the fractures intersections, the lineaments are traced continuously if there is no significant change in fractures orientation (Fig. 4d).

The map 1 represents a 1.2 m side square and is located far from the influence of the main fault (1, Fig. 4a). The map 2 measures 1.2 m per 2.4 m and is limited by SL2 on its west side (2, Fig. 4a). This area is under the influence of the structural block main fault, with an area of higher fracture density compared to map 1. Finally, a sample was collected near the map 2 in an area where intense N090°E direction structures were identified (grey point, Fig. 4a) with very short fractures easily identifiable with the help of brown mineralization. It was photographed in order to construct map 3 measuring 20 cm per 10 cm. This permits us to extend the study further to a very small scale and define very short fractures, millimetre to decimetre in length.

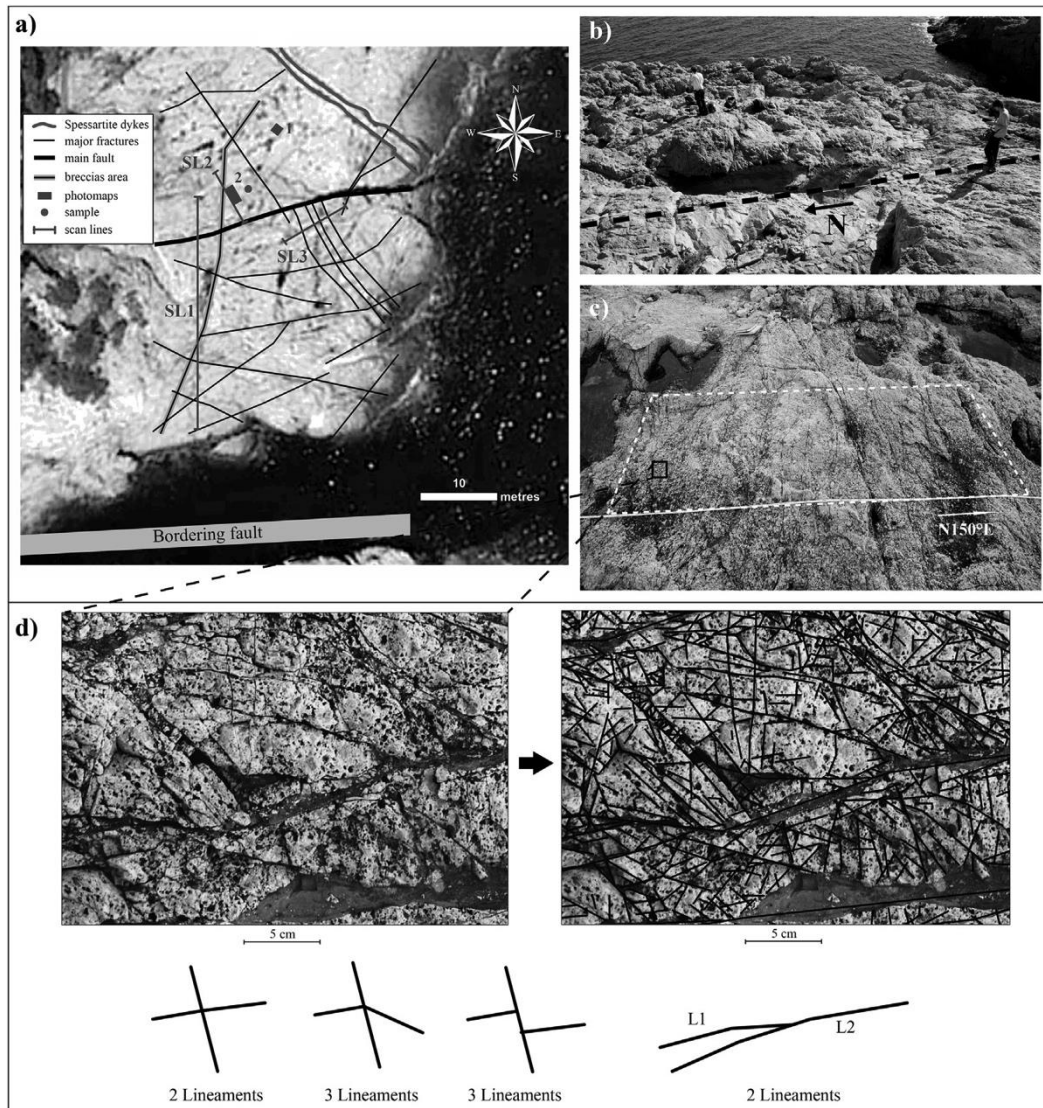


Fig. 4. a) Map of the studied area with the major fractures, the localization of the scan lines, the maps and the samples, b) View of one of the scan lines (SL1, Fig. 4a), c) View of the sector where a fracture map was carried out (2, Fig. 4a), d) zoom on the rock explaining the fracture map building.

5. Results

The number of fractures for each scan lines and maps of fractures are summarized in Table 1.

5.1. Scan lines

Fracture orientation distributions have been represented as histograms (Fig. 5). The orientation is plotted against cumulative length so as to not underestimate long fractures against shorter fractures. With the intention to obtain a better visibility, they have been grouped in 10° bins. The black zones represent the zones where fracture orientation is not represented, since for the fractures with orientations within a cone of 10° on each side of the scan line orientation, the fracture density is highly underestimated. Outside of these directions, the sampling effects of the fractures against the scan line orientations are corrected with the Terzaghi's coefficient (Terzaghi, 1965; Peacock et al., 2003; Davy et al., 2006a). The correction has been made with Spheristat[®], by applying an angular correction coefficient on each fracture depending on the angle between the fracture and the SL orientation as described

in [Goodman \(1976\)](#). From SL1 and SL2, we have calculated the density distribution along the lines and plotted the length distribution against the cumulative fracture number ([Bonnet et al., 2001](#)) ([Fig. 5](#)). The density is calculated on each centimetre of the scan line with a window of 2 m. Breccias zones are areas with a fracture density too high to permit the picking of individual fractures. On SL3 the small number of fractures measured does not allow the density and length distribution calculation.

On SL1 and SL2, the fractures orientation follows mainly the N050-N070°E directions (white arrows, [Fig. 5a & b](#)), which are consistent with the minor faults orientation observed at the scale of the Tamariu entire outcrop ([Fig. 2b](#)) ([Place, 2010](#)). Secondary fractures directions are also present, such as N020-040°E, N100°E, and N120°E (black arrows, [Fig. 5a & b](#)). No density increase is observed on the southern part of the SL1, which is located near the fault bounding the structural block. We can even notice a relatively low fracture density in the first 6 m of the SL compared to the average density ([Fig. 5a](#)). The highest fracture density area is located south of the breccia zone at approximately 10 m. This area corresponds to the intersection between an N110°E major fracture zone and the N030°E breccia structure ([Fig. 4a](#)). With the exception of these two areas, the fracture density is relatively homogenous with an average density of 26 frac/m if we exclude the “no data” zone, between 12.5 m and 13.5 m SL2 starts at the main fault within the structural block ([Fig. 4a](#)). Its fracture density shows a slight decrease when moving away from this main fault ([Fig. 5b](#)), but the average fracture density is relatively high (46 frac/m) compared to SL1. Outside the biases due to the sampling method, i.e. truncation and censoring, the length distribution of the two SL shows a power-law distribution ([Fig. 5](#)). Truncation is the underestimation of the short fractures linked to the resolution limitations of the map or the visual limitation on an SL. Censoring is due to the long fractures that intersects the border of the map and are therefore underestimated in length or those that are too long for measuring the length, and those that are not included in the sampling area ([Pickering et al., 1995](#); [Bonnet et al., 2001](#)). The exponent of the power-law is similar for the two SL and is around 1, and the lower cut-off between the fitted and the biased data is around fracture length of 20-30 cm.

SL3, with an N060°E orientation, reveals a fractures set oriented N150°E, a direction seldom presents on SL1 and SL2 because of their orientations, but very dense in this part of the outcrop (grey arrow, [Fig. 5c](#)). This orientation is predominant here, and is consistent with a family of fractures remarkably straight as observed on the general map ([Fig. 4a](#)).

5.2. Fractures maps

5.2.1. Description of maps

The map 1 is located far away from the main fractures at the outcrop scale ([Fig. 4a](#)). Nevertheless, the raw map indicates intense fractured areas, chiefly on the NW part of the map ([Fig. 6a](#)). This area is in fact on the intersection between a cluster of N060-070°E fractures and ~N030-040°E fractures with thick carbonates mineralization that crosscut the whole map. In this part of the map, the fracture density is very high and can result in some small breccia areas (highly fractured area, [Fig. 6a](#)). In the rest of the map, the granite seems less fractured, but in details there is many short fractures (less fractured area, [Fig. 6a](#)). With all these short fractures, the fracture average fracture density of the whole map reaches to 7208 frac/m². The diagram of the fracture orientations, regrouped in 5-bins, highlights three fracture families: N030-055°E, N060-090°E and N120-140°E with a nearly symmetrical distribution around the centre of the fracture set ([Fig. 6b](#)). The length distribution plotted in [Fig. 6c](#) expose a power law distribution outside of the sampling biases. This power-law has an exponent $a = -1.86$ and is valid for fractures length approximately between 2 cm and 120 cm, that is the map width.

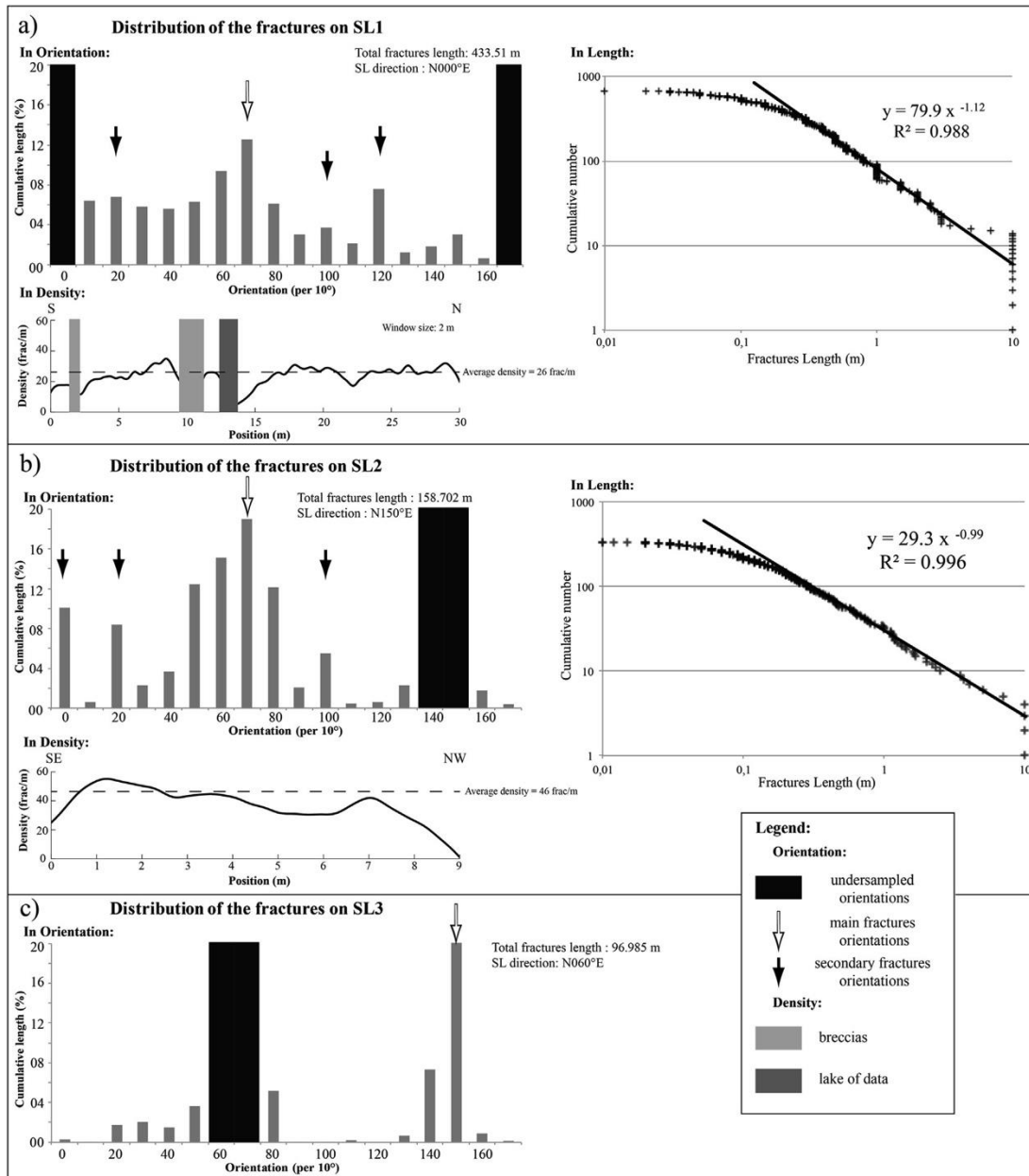


Fig. 5. Distribution of the fractures orientation, density and length on the 3 scan lines made on the Tamariu outcrop, a) SL1, b) SL2 and c) SL3. The “lake of data” area corresponds to the zone within the cone of misrepresentation linked to the orientation of the SL.

Contrary to the map 1, the map 2 is located near the main fault of the area of study and the N000°E to N030°E breccia zone (Fig. 4a). The raw map outlines intense fracturing, primarily in the northern end of the map, where a cluster of N070-080°E fractures intersects a ~N090°E one (Fig. 7a). On the rest of the map, the main fractures create a network of carbonates veins mainly visible in the southern part. Despite of the localisation of the map near the fault zone, the whole fracture density is comparable to the map 1 with 6601 frac/ m². The fracture orientation presents once again a symmetrical distribution around main fracture sets, with mainly two sets on this map: N060-080°E and N140-N160°E (Fig. 7b). As the map 1, the length distribution of the fractures follows a power-law outside of the biased fracture lengths, roughly between 3 cm and 1 m (Fig. 7c). The exponent of this power-law is a little higher with a = -1.93.

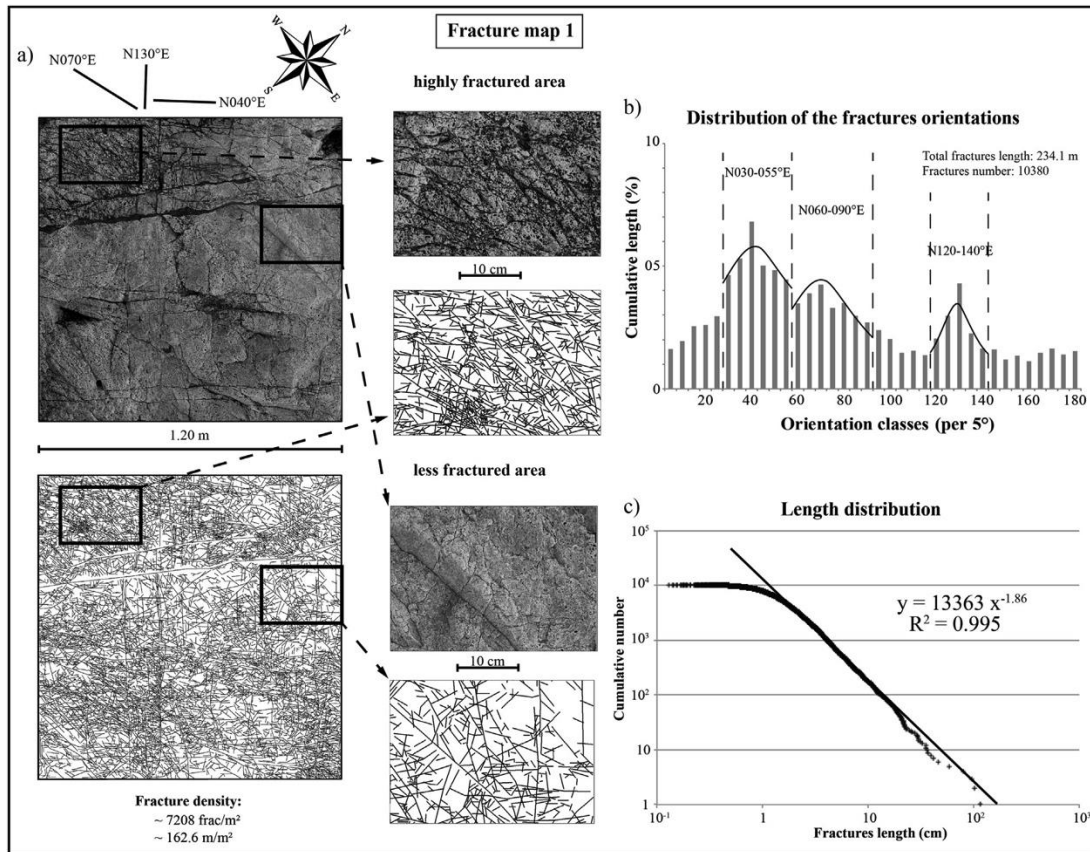


Fig. 6. Fractures map 1 from the outcrop Photos: a) raw and fracture map, b) orientation distribution of the fractures, c) length distribution.

The map 3 is a “zoom” of the northern part of the map 2 with N080-090°E as direction of the main fracture set (Fig. 8a). At this scale, the thickest carbonate veins create areas where no fractures are mapped, but between these veins, the granite is highly fractured. The observed fracture density is therefore very high ($\sim 79\ 850\ \text{frac}/\text{m}^2$) with many fractures below millimetre lengths. On this map, the fractures orientation demonstrates, as in the maps 1 and 2 the symmetrical distribution of the orientation around the main orientation at N080-090°E (Fig. 8b), and a length distribution following a power law with an exponent $a = -1.72$ from 5 mm to the 20 cm lengths.

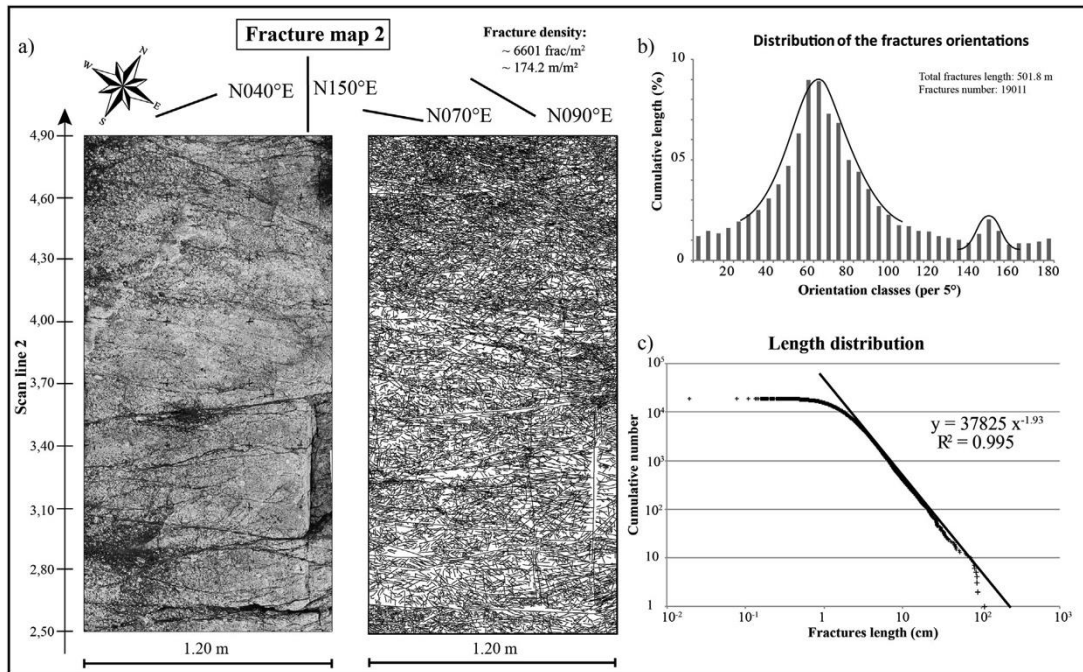


Fig. 7. Fractures map 2 from the outcrop Photos: a) raw and fracture map, b) orientation distribution of the fractures, c) length distribution.

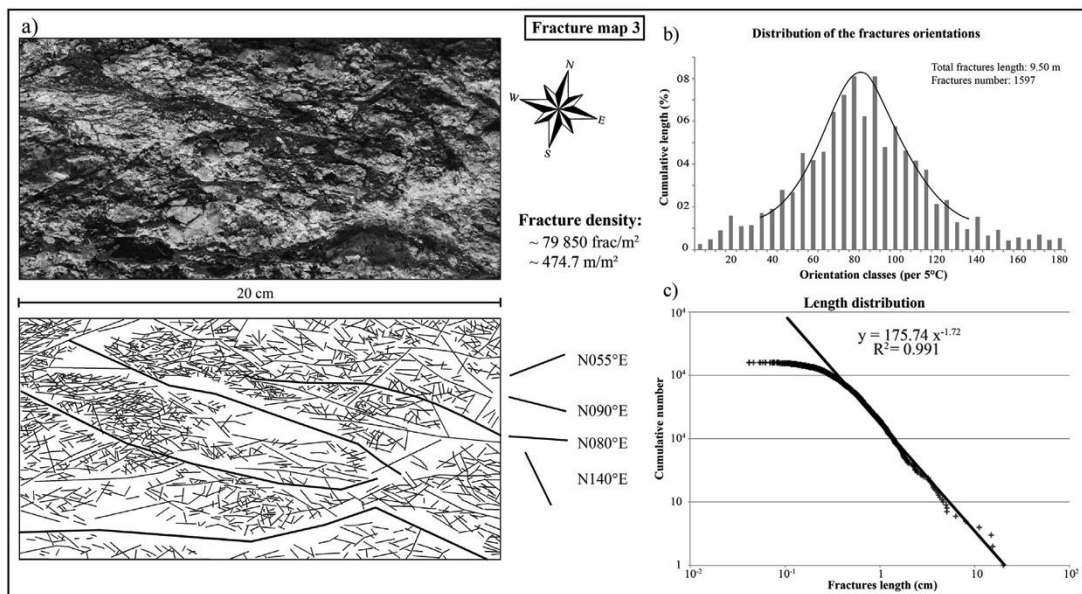


Fig. 8. Fractures map 1 from hand sample: a) raw and fracture map, b) orientation distribution of the fractures, c) length distribution.

5.2.2. Multiscale length distribution

The cumulative length distributions of each map from the CCR scale to Tamariu outcrop scale have been plotted in Fig. 9a. Except of Tamariu outcrop scale map where the data form a curve that could be interpreted as an exponential law, all maps show a power law distribution outside the lengths with censoring or truncation effects. The traced lineaments on Tamariu map are ~10 m ~100 m in length while the resolution of the satellite picture is 5 m (Place, 2010), and the width of the outcrop is often smaller than 50 m. The apparent exponential law of the lineament population on this map could be the result of these sampling conditions.

The power-law exponent of the maps varies at each scale of observation: on the CCR and the Sant Feliu horst map it is quite low, around $a = -1.7$, and progressively increase with the scale to around 2.0 for the Palafrugell area until 2.2-2.3 for Tamariu scale with the main fault and outcrop map (Fig. 9a). The cumulative fractures length of all maps has been plotted together, normalized by the surface area of the maps in order to compare the different scales (Pickering et al., 1995). Over the whole data range, all power-law segments of the maps can be linked in a power-law extended on fractures between ~ 1 cm and ~ 100 km in length (Fig. 9b). This indicates that the fracture length distribution follows a power-law valid for all fractures over approximately 7 orders of magnitude.

As the power-law is sufficiently clear, two length ranges are not represented (1-10 m and 100-1000 m). The first data gap is due to the absence of a map with a resolution capable of sampling the 1e10 m lengths fractures. Terrestrial LIDAR mapping or photographs with drones could help to resolve this lack of data. The second one is linked to the limited exposure along the coast of Tamariu which induces a large undersampling of the number of fractures $\sim N_e S$ in orientation and of the fractures with $\sim E-W$ orientations longer than 50 m. The power-law is given with an exponent of ~ 2 for our 2D data, that implies their 2D representation is self-similar if the fractures and faults are assumed to have a random spatial distribution (Odling et al., 1999; Bour et al., 2002). In consequences, the probability of observing a fracture of the size of the sampling window is the same at all scales. Bour and Davy (1997) have shown that for this value of power law exponent and for a random distribution of orientations and positions, all fractures length classes have the same role on the connectivity of the fracture system.

6. Discussion

6.1. Representativeness of the maps

With our maps at almost all scale of observation between the seismic scale and the borehole scale, we have highlighted a length distribution following a power-law over 7 orders of magnitude. However the high density of small cracks visible on the map 1 to 3 should be not representative of the whole granitic rock, especially in non-fractured rock parts. This fracture density is scale dependent: the shortest fractures we can detect, higher is the apparent fracture density. For our maps, the fracture density ranges between 6601 frac/m² for map 2 and 7208 frac/m² for map 1, where the shorter lineaments measurement are around the centimetre length, and 79 850 frac/m² for map 3 with lower cut-off in lengths of millimetres, i.e. one order of magnitude lower. These densities are similar to those obtained on fracture network analysis from outcrop down to microscopic scale, for example, Ortega and Marret (2000) studying microfractures in sandstones measured around 1.10^5 frac/m² for fractures millimetres in length by integrating fractures and cracks network analysis at outcrop and microscopic scale. Other studies, comparing microfractures and mesofractures using scan lines are also in agreement with this observation by showing extrapolated fracture densities around 10^3 - 10^4 frac/m² for fractures studied at microscopic or core sample scales (Faulkner et al., 2010; Guerriero et al., 2011; Pearce et al., 2011; Tagaki et al., 2012). Finally, Bonnet et al. (2001) plotted the lower cut-offs of 45 fracture maps studies on natural data at various scales against the area of the maps and established a general trend of the lower cut-off limits of this type of fracture maps. For maps around the square meter of area, the typical lower cut-off is around the centimetre length as it is precisely the case on our maps 1 & 2 (Fig. 9). These observations are in agreement with the validity of our fracture tracing, and shows that the apparent density of our fracture are not uncommon in fractured rocks.

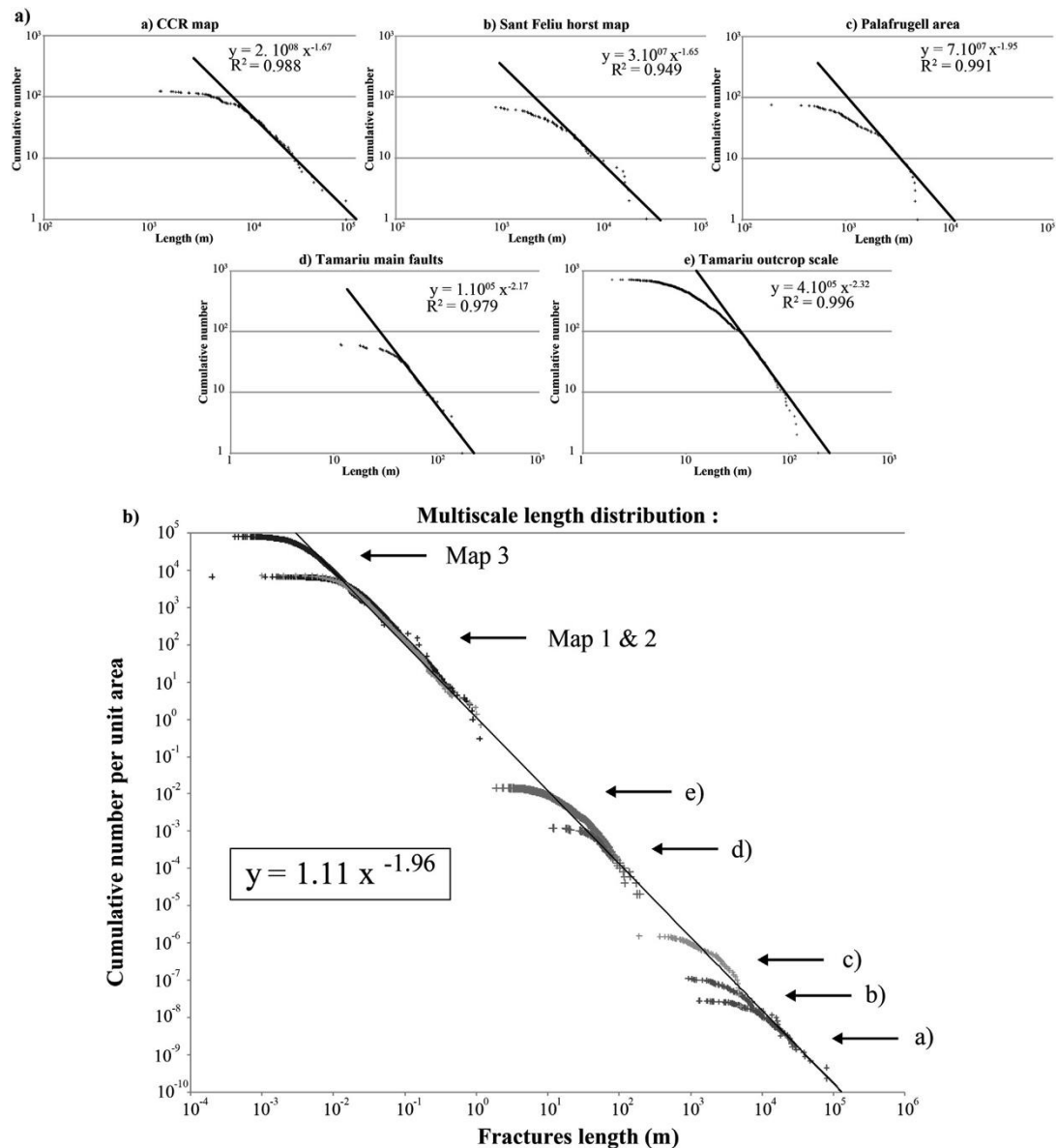


Fig. 9. a) Fractures length distribution of each map from the CCR scale to the Tamaru outcrop scale, b) comparison between our data, Tamaru entire outcrop data and the regional data of the Catalonian Coastal Ranges. Each plot corresponds to the entire data set on each map without separating the different fracture sets. The correlation line has been fitted to the different data set manually.

However, the high density of short fractures bring the question about the lower cut-off of the power-law, as a less fractured granite could have a significant lower fracture density that could reach the cut-off of the power law distribution to a higher length. As the authors know from the field, the Tamaru block 3 where the outcrop scale study has been made do not express a particularly high fracture density compared to the other blocks (Place, 2010). To test the influence of the variation of fracture densities on the length distribution, we have therefore sampled different parts of the map 2 and compare the length data in apparently low and high fracture density zones (Fig. 10). The northern part of the map is a highly fractured area with $\sim N090^\circ E$ intersecting $\sim N070^\circ E$ fractures and expose a total density of 8744 frac/m^2 . The called middle part of the map exposes a more moderate fracture density with 6113 frac/m^2 . For the length distribution from these areas we can observe that the cumulative number give a power-law with the same exponent of a $1/4$ "1.96 and almost the same lower cut-off (Fig. 10). In consequence, the small change in fractures density on this map appears to have no influence on the lower cut-off of the length distribution. However, drawing fracture maps at the same scale in less fractured granite outcrops on the CCR should be

interesting in order to better discuss the lower cut-off of the length distribution.

6.2. Multiscale analysis

From the regional scale of the CCR to Tamariu outcrop scale, the maps and the scan lines show a heterogeneous evolution in terms of fault and fracture orientation. In fact, the fracture sets are consistent over the whole range of scales studied: the N060-070°E directions, marked by the bordering faults of the large scale horst and grabens structure, the ~N090°E that controls the third and fourth order blocks and Tamariu main structures, and the ~N140°E direction linked to the CTZ are found from the hundred kilometre length faults until the short centimetre cracks. However, these orientations are not expressed with the same weight at each scale:

At the first order scale, it is the N060-070°E that dominates the fault network, while there is an inversion with the ~N090°E set toward the second and the third order scale (Fig. 2). Between the fourth order scale and Tamariu block 3, there is a new inversion between these two fracture and fault sets (Figs. 3 and 5). The fault and fracture set originate from the CTZ is sometimes very important, like on the first order scale, and sometimes completely absent, like on the third order scale. Thus, as the orientation sets are consistent at the whole range of data, the expression of each set is highly dependent of the scale observation.

At the opposite, we have shown that the length distribution of the fault and fracture network can be modelled by a power-law with almost the same exponent from the centimetre to the hundred kilometre lengths. In a predictive sense, it means that we have in this case two kinds of parameters: scale dependent parameters like orientation that have to be modelled differently at each scale of observation, and scale independent parameters like the length distribution that can be up or down scaled depending on the model resolution needed.

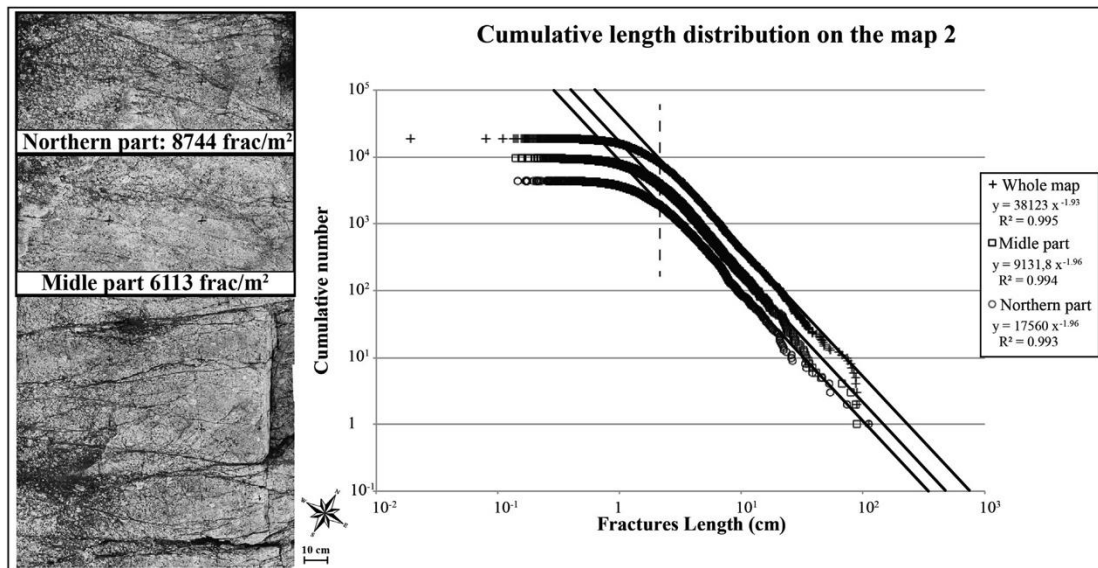


Fig. 10. Comparison of the length distribution between a highly fractured (Northern part) and moderately fractured (Middle part) area.

7. Conclusion

Tamariu outcrop and CCR basement offers the opportunity to study basement rock analogue of buried reservoirs in extensional context, with a complex structural heritage acquired since the Hercynian orogeny. In this paper, we have focused on the statistical analysis of faults and fractures, namely their length and orientation, on the largest range of scale possible. For that, we combined field observation and satellite imagery, with the combination of 1D measurement method with scan lines and 2D with maps.

1) We have demonstrated a power-law distribution of the faults and fractures length between 1 cm and 100 km, i.e. on approximately 7 orders of scales. The exponent $a = -2$ of the law can be applied for the whole range of data.

2) Three main fault sets control the regional scale structure of the CCR: the $\sim N060^{\circ}E$ horst and basin bordering faults, the $\sim N090^{\circ}E$ hercynian herited faults and the $\sim N140^{\circ}E$ faults linked to the CTZ. These orientations are the main orientation expressed from the regional scale until the centimetre crack scale on Tamariu outcrop.

3) As the same orientation dominate each scale of orientation, their relative proportion depends on the scale of observation. The $\sim N060^{\circ}E$ faults are the main structure on the first and second order and at the outcrop scale, but at the third and fourth order scale it is the $\sim N090^{\circ}E$ faults, and the $\sim N140^{\circ}E$ faults density varies from very present at the first order scale to almost absent at other scales of observation.

4) In a predictive sense for modelling basement buried reservoirs, there is therefore two kinds of statistical parameter in our case: a length distribution in power-law with an exponent that can be considered as homogenous on the whole range of scale observation, and at the opposite the orientation that have to be considered independently at each scale.

Acknowledgements

We are grateful to Dr. Jonathan Long and Dr. Ekaterina A. Vsemirnova from the Geospatial Research Ltd, Durham University for their constructive comments on this paper. We also thank Mme Grenier Marie, UK for the English syntax and vocabulary correction. We want also to thank N. Odling for their valuable comments on the early version of the paper, and their constructive review with the second anonymous reviewer.

Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires.

Résumé

En France métropolitaine, les projets de géothermie haute température pour la production d'électricité sont principalement localisés dans le socle des fossés d'effondrement liés à la mise en place du Rift Ouest Européen. Le socle de ces fossés a été étudié sur deux analogues à l'affleurement sur les épaules du rift : les Vosges du Nord pour le fossé Rhénan et la bordure Est du Massif central pour la fosse de Valence. Cette étude a permis de montrer que le réseau de failles s'organise selon trois ordres de grandeurs de longueurs et d'espacements caractéristiques qui individualisent des blocs structuraux. Les orientations et l'espacement des failles formant ces blocs et la présence ou l'absence de certains ordres de grandeurs sont le résultat de l'héritage anté-rift du socle, ainsi que du mécanisme d'ouverture du bassin. Le potentiel réservoir des formations de socle et de la couverture surincombante a été analysé au regard de ces zones de failles et de l'altération supergène qui affecte le toit du socle. Ainsi, les lithologies potentiellement rencontrées en base des fossés ont pu être classées en fonction du potentiel de développement de porosité et de perméabilité matricielle dans les cœurs de failles, les zones endommagées et le réseau pervasif de fractures dans le protolithe. L'évolution de la fracturation dans les zones de failles a également pu être appréhendé, et une méthodologie de modélisation double milieu a été élaborée pour caractériser la porosité et la perméabilité de fractures et modéliser le fonctionnement d'un doublet géothermique dans une faille synthétique équivalente aux cibles des projets géothermiques.

Mot clés : géothermie, réservoirs fracturés, roches de socle, interface socle-couverture, étude multi-échelle.

Study of geothermal reservoirs developed in the basement and at the interface with the sedimentary units.

Abstract

High temperature geothermal projects for electricity production are in France mostly localized in the basement of basins linked to the West European Rifting event. The basement of these basins have been studied on two outcrop analogues at the shoulders of the rift: the Northern Vosges Mountains for the Upper Rhine Graben and the Eastern border of the Massif central for the Valence Graben. This study has shown that the fault network is organized in three orders of size with characteristic length and spacing, and that form characteristic structural blocks. The orientation and spacing of these faults and the presence or absence of some size orders are the result of structural inheritance of the basement and the mechanism of the basin opening. The reservoir potential of the basement rocks and the surrounding sedimentary cover has been analysed in light of the fault zones structure and the weathered layer at the top of the basement. Thus, the basement rocks of the basins has been classified in light of the potential of matrix porosity and permeability development in the fault core, the damaged zone and the fractured protolith. The evolution of the fracture network in the fault zone has been studied too, with the development of a double-porosity model in order to characterize the fracture porosity and permeability, and therefore simulate the working of a geothermal doublet in a synthetic fault zone analogue of the geothermal drilling targets.

Keywords: géothermie, fractured reservoirs, basement rocks, basement-cover interface, multiscale study.