UNIVERSITÉ DE LORRAINE | BIBLIOTHÈQUES UNIVERSITAIRES

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 bibliothèque : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr
(Cette adresse ne permet pas de contacter les auteurs)

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

Ecole doctorale n°607 SIReNa
Laboratoire GeoRessources – UMR 7359

Caractérisations structurale et des circulations fluides dans l'environnement des gisements de type discordance : exemple du gisement de Cigar Lake (Saskatchewan, Canada)

Thèse présentée et soutenue publiquement le 8 avril 2025

pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université de Lorraine

Spécialité Géosciences

Par **Martin QUESSANDIER**

Jury

Directeurs de thèse :		
Dr. Yves GERAUD	Professeur	Université de Lorraine, France
Dr. Patrick LEDRU	Consultant	France
Présidente du Jury :		
Dr. Judith SAUSSE	Professeure	Université de Lorraine, France
Rapporteurs :		
Dr. Roger SOLIVA	Professeur	Université de Montpellier, France
Dr. Stanislas SIZARET	Professeur	Université d'Orléans, France
Examinateur :		
Dr. Stéphanie DUCHENE	Professeure	Université Paul Sabatier, France
Invité :		
Dr. Olivier GERBEAUD	Ingénieur	Orano, France

Remerciements

Ca y est, nous y sommes !

Il est temps, dans ces premières pages, de mettre un point final à cette aventure. Elle fut longue, difficile, émaillée d'épreuves, mais aussi de joies. Et si aujourd'hui elle se termine positivement, c'est grace au soutien de nombreuses personnes qui ont fait de cette thèse une réussite collective.

Je tiens tout d'abord à remercier Mr Roger Soliva et Mr Stanislas Sizaret d'avoir accepté de rapporter ce travail et souligner les améliorations et perspectives de cette étude. Je souhaite également remercier les examinateurs présents lors de la soutenance, Mme la présidente du jury Judith Sausse et Mme Stéphanie Duchène pour l'échange scientifique approfondi et enrichissant.

Merci à Orano, partenaire industriel de cette thèse dont les équipes en France et au Canada m'ont acceuilli chaleureusement et particulièrement à Olivier Gerbeaud avec lequel j'espère que de futures explorations minéralogiques dans les Alpes verront le jour.

A mon directeur Yves Géraud et co-directeur Patrick Ledru, pour votre soutien inconditionnel et votre présence attentionnée dans les bons jours comme les mauvais, pour votre expertise scientifique et vos conseils, pour la liberté qu'il m'a été donnée dans le déroulement de ces travaux, plus qu'un remerciment, recevez ma gratitude.

Je ne peux m'empécher de penser aux membres de mon comité de thèse, François Faure et Philippe Boulvais, à Mme Elmira Arab Tehrany-Kahn, directrice de l'école doctorale SIReNa, à Nathalie Foucal ex-directrice du CREGU et Anne-Sylvie André-Mayer, directrice du laboratoire GeoRessources, pour leur soutien et conseils à des moments déterminants pour la poursuite de ce travail. Soyez ici remerciés.

Je tiens également à remercier Dr Claire Bossennec et Lionel Bertrand pour les nombreuses discussions qui ont grandement contribué à cette thèse. A Hugo Ceinturet, Laura Perez, Lilian Aceto, Philip Bourgeois, Quentin Boulogne et à Pierre Cosme, aujourd'hui en thèse auprès de notre cher directeur, à qui je souhaite le meilleur.

A Audrey, Christophe et Ariane (la dream team), pour le pain et l'humour quotidien durant trois années compliquées. P. S. : Si vous cherchez le livre de recettes, il est dans mon étagère. A Elise, Gouy, Jeanne, Laurie, Maïlys, Manon, Maxime, Mehdi, Metzger, Paul, Salim, Thomas et Victor (comme quoi, même lorsqu'ils sont 13 ça ne finit pas forcément mal), merci les copains d'avoir été là jusqu'au bout.

Enfin, à ma famille, mon frère, mon père et ma mère qui ont eu le droit à quelques sueurs froides et des nuits plutôt courtes ces derniers temps, cette thèse est en grande partie la votre et n'aurait pas abouti sans vous. Et pour les petits derniers, Arthur et Oscar qui m'ont vu travailler sans relache jour et nuit, n'oubliez pas, on a les limites que l'on se donne.

Citation

« A ce moment-là, je n'ai pas tellement d'hésitation. Je sais que la course officielle est finie car je suis obligée de m'arrêter. Je ne vais pas commencer à naviguer dans les mers du Sud avec un bateau gravement handicapé. Ça c'est hors de question. Le seul endroit où je peux m'arrêter c'est Cape Town, et si je m'arrête je suis discalifiée. Mais si mon équipe et mon sponsor me suivent, ils vont me fabriquer un nouveau safran et vont me l'amener. Mon idée c'est de finir. Je me suis dit que je faisais le tour du monde, je fais le tour du monde. Il y a quelque chose d'émotionnel, c'est l'honneur du capitaine. Je ne veux pas lâcher.

Quand on a un problème comme ça, on est des marins, on est habitué à ça. Quand vous naviguez vous avez des emmerdes tout le temps. Donc je suis habituée à gérer les emmerdes. Je classe les choses, 1 la survie des gens à bord, 2 la survie du bateau, 3 arriver quelque part, 4 arriver là où l'on veut arriver et 5 y arriver vite. Et je n'ai pas d'états d'âme, je sais que c'est comme ça. La mer est froide, le vent vient de là où d'ailleurs, mais ce n'est pas moi qui décide. Je peux juste jouer avec, faire avec. Mais ce n'est pas la peine de pleurer, il faut mieux concentrer son énergie à aller avec. »

Dans le creux de la vague,

Récit de la 3ème édition du Vendée Globe par Isabelle Autissier – Les Baladeurs podcast #64

Sommaire

1. Introduction 12

2. Contexte géologique régional 22

2.1. Évolution géodynamique du socle l'Est de l'Athabasca 22

2.2. La zone de transition Wollaston-Mudjatik (WMTZ) 24

2.3. Le bassin de l'Athabasca 26

2.4. Les gisements d'uranium en discordance 27

2.5. Contrôle structural des gisements 30

2.6. Ages des minéralisations 31

3. Cadre géologique de l'étude 36

3.1. Localisation de la zone d'étude 36

3.2. Evolution structurale 37

3.3. Les altérations hydrothermales 42

3.4. Définition des ensembles litho-structuraux du socle pré-Athabasca 43

4. Méthodologie 48

4.1. Démarche globale 48

4.2. Définitions 51

4.2.1. La zone de faille 51

4.2.2. Les fractures 53

4.2.3. Propriétés hydrauliques associées aux zones de faille 54

4.3. Séquence structurale de la zone de faille de Cigar Nord 57

4.3.1. Typologie des structures 57

4.3.2. Minéralogie 62

4.3.3. Chronologie des évènements structuraux et des altérations 64

4.4. Caractérisation du schéma structural 64

4.4.1. Reconstitution du réseau de failles à l'échelle de la zone d'étude 65

4.4.2. Organisation structurale à l'échelle des zones de faille 66

4.4.3. Intensité de fracturation à l'échelle de la lame mince 72

4.5. Quantification des propriétés pétrophysiques macroscopiques. 72

4.5.1. Porosimétrie par saturation à l'eau 72

4.5.2. Mesures de densités 74

4.5.3. Vitesse de propagation des ondes 77

4.5.4. Conductivité thermique 82

4.5.5. Perméabilité 85

4.6. Caractérisation morphologique du réseau poreux 88

4.6.1. Porosimétrie par injection de mercure 88

4.6.2. Géométrie de la porosité macroscopique 90

4.6.3. Estimation de la porosité macroscopique 91

4.6.4. Topologie de la porosité macroscopique 91

4.6.5. Estimation de la tortuosité des pores 97

5. Analyse pétro-structurale de la fracturation de la zone de Cigar Nord 104

5.1. Répartition des blocs lithologiques 104

5.2. Classification et typologie des structures 107

5.2.1. La foliation et les couloirs mylonitiques 107

5.2.2. Les brèches cohésives à quartz-hématite (BQ) 108

5.2.3. Les cataclasites 112

5.2.4. Altération supergène et paléo-régolithe 116

5.2.5. Les brèches cohésives à quartz-illite 118
5.2.6. Les minéralisations uranifères et fractures à arsénio-sulfures et coffinite 123
5.2.7. Brèche à quartz-pyrite 129
5.2.8. Les gouges à argiles blanches 130
5.2.9. Les brèches non-cohésives 131
5.3. Evolution polyphasée de la zone de faille de Cigar Nord 133
5.3.1. Evolution ductile à cassante pré-Athabasca 133
5.3.2. Evolution cassante syn à post-Athabasca 136
6. Organisation litho-structurale des faille de Cigar Nord et Cigar Main 142
6.1. Organisation litho-structurale à l'échelle de la propriété Waterbury/Cigar 143
6.2. Organisation litho-structurale de la zone de Cigar Nord : Exemple de la coupe E 148
6.2.1. Présentation des unités lithologiques de la coupe E 148
6.2.2. Identification des cœurs de faille sur la coupe E 150
6.2.3. Caractérisation des structures associées à la zone d'endommagement sur la coupe E 156
6.3. Caractérisation de l'organisation litho-structurale de la faille de Cigar Nord 161
6.3.1. Localisation du cœur de faille principal 162
6.3.2. Caractérisation de la zone d'endommagement 164
6.3.3. Distribution des structures selon les lithologies 170
6.4. Caractérisation de l'organisation litho-structurale de la faille de Cigar Main : Exemple de la coupe H 175
6.4.1. Localisation du cœur de faille principal 175
6.4.2. Caractérisation de la zone d'endommagement 177
6.4.3. Distribution des structures selon les lithologies 180
6.5. Estimation des déplacements enregistrés par les failles de Cigar Nord et Main 181
6.6. Comparaison de l'organisation litho-structurale des failles de Cigar Nord et Main 184
7. Apport des données pétrophysiques sur l'évolution hydraulique des zones de faille de Cigar Nord et Main 190
7.1. Les résultats des analyses 191
7.1.1. Les densités 191
7.1.2. Porosité par saturation à l'eau 193
7.1.3. Vitesses de propagation des ondes acoustiques 195
7.1.4. Conductivité thermique 196
7.1.5. Perméabilité 198
7.2. Analyse des corrélations entre propriétés pétrophysiques 199
7.2.1. Analyses en composantes principales 200
7.2.2. Extension des corrélations à l'ensemble du jeu de données 202
7.2.3. Corrélations à l'échelle des zones de faille et impact de la fracturation 205
7.3. Caractérisation morphologique du réseau poreux 209
7.3.1. Porosimétrie par injection de mercure 210
7.3.2. Paramètres géométriques de la porosité macroscopique 213
7.3.3. Paramètres topologiques de la porosité macroscopique 220
7.3.4. Domaines de porosités-perméabilités et morphologies du réseau poreux 222
7.4. Faciès pétrophysiques 226
7.4.1. Fracturation associée aux évènements hydrothermaux 226
7.4.2. Degré d'altération associée aux évènements hydrothermaux 229
7.4.3. Impacts de la fracturation et de l'altération sur la morphologie du réseau poreux et les propriétés hydrauliques 232
7.4.4. Évolution des faciès pétrophysiques 236
7.5. Evolution hydraulique différenciée des zones de faille de Cigar Nord et Main 238
8. Discussion 244
8.1. Schéma structural de la zone d'étude 244
8.2. Contrôle de l'héritage structural et des réactivations tectoniques sur la maturité des zones de faille 246
8.3. Contrôle lithologique sur la morphologie des zones de dommage et des précipitations 249
8.4. Impact de la maturité des zones de faille sur les propriétés pétrophysiques 252
8.5. Impact de la maturité des zones de faille sur le comportement hydraulique 253
8.6. Construction d'un modèle d'évolution de la morphologie des réseaux poreux et des propriétés hydrauliques 255
8.7. Evolutions hydrauliques pré-, syn- et post-uranium dans les zones minéralisées 257

9. Conclusion générale et perspectives 264
Liste des figures 270
Liste des tableaux 282
Bibliographie : 286
Annexes 322

Chapitre 1

1. Introduction

Au cours de l'histoire, la consommation énergétique n'a cessé de croitre et a été un facteur indispensable à la croissance de nos sociétés et à l'amélioration de la qualité de vie. Depuis le début de l'ère industrielle, le mix énergétique mondial repose sur les énergies fossiles. Cependant, à la suite du premier choc pétrolier, l'électrification des usages à accru la part de l'électricité dans le mix énergétique mondial, de 9,5 à 19,7 % entre 1973 et 2019 (Fig. 1.1, A).

La production d'électricité est aujourd'hui encore majoritairement basée sur ces énergies fossiles (Fig. 1.1, B). Mais leur exploitation de plus en plus complexe et les émissions de CO_2 associées à leur utilisation font de l'énergie nucléaire une solution accessible et bas carbone dans le cadre de la transition énergétique.

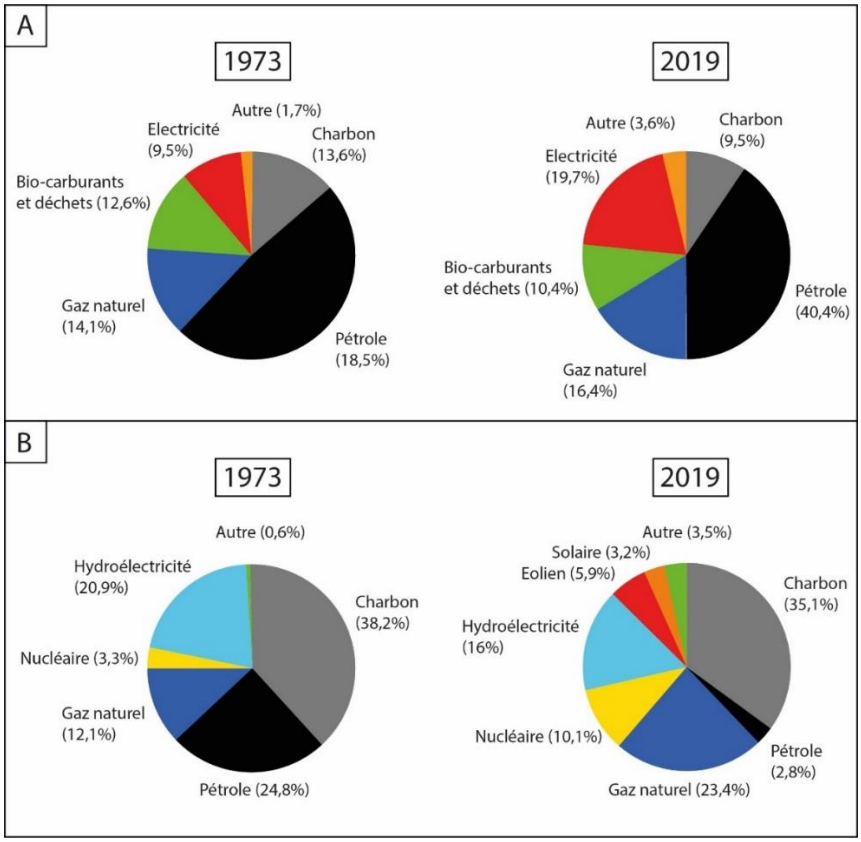


Figure 1-1 : (A) Comparaison du mix énergétique mondial entre 1973 et 2019 (d'après OECD/NEA-IEA, 2020) ; (B) Comparaison des sources d'énergies dans la production d'électricité mondiale entre 1973 et 2020 (d'après Dale, 2021 ; IAEA, 1974)

Fin 2022, 437 réacteurs nucléaires civils étaient en exploitation dans le monde, pour une capacité de 394 gigawatts (WNA, 2023), représentant une demande de 60 100 tU au 1er janvier 2021 (IAEA, 2022). Les engagements pris par de nombreux pays, ainsi que la révision de leurs programmes nucléaires, devraient pour un scenario bas maintenir la production actuelle ou faire augmenter les capacités à 677 gigawatts pour un

scenario haut, soit une augmentation de la demande annuelle d'uranium de 63 040 à 108 272 tU par an à l'horizon 2040 (IAEA, 2022). Bien que la production permette de répondre à la demande actuelle, ces prévisions de croissance du secteur nucléaire obligent à poursuivre l'exploration et la découverte de nouvelles ressources. De plus, le temps de développement des projets miniers, de 10 à 20 ans entre la découverte d'un nouveau gisement et sa mise en exploitation, pousse à maintenir les investissements et l'exploration de nouveaux gisements afin d'anticiper l'augmentation de la demande (Fig. 1.2).

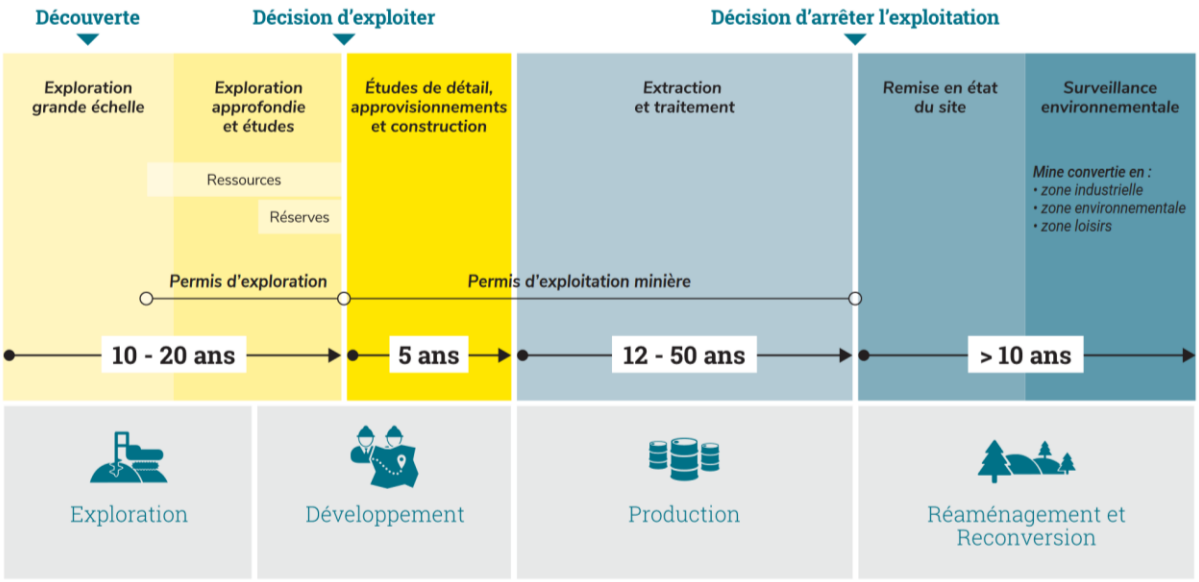


Figure 1-2 : Cycle de la vie d'une mine (ORANO, 2022)

Dans ce contexte, la région du bassin de l'Athabasca dans la province du Saskatchewan (Canada), est une cible d'exploration stratégique pour les compagnies minières majeures et les compagnies juniores d'exploration. Ce district minier est connu pour abriter des gisements d'uranium associés aux discordances ou "unconformity-related uranium deposits" (URU) et a permis, lors des premières découvertes des gisements de Rabbit Lake (1968) et Cluff Lake (1969) d'en définir le type (Derry, 1973; Knipping, 1974; Hoeve et Sibbald, 1978). Ces découvertes ont déclenché d'intenses campagnes de prospection depuis plus de 50 ans, menant à la détection de nombreux gisements, dont deux présentant les plus hautes teneurs au monde, McArthur River et Cigar Lake (Fig. 1.3). La partie Est du bassin, où ces découvertes historiques ont eu lieu, est aujourd'hui encore la zone la plus riche au monde pour ce type de dépôts.

A l'heure actuelle, plusieurs zones minéralisées font l'objet d'un développement continu, comme les gisements de Arrow et Triple R dans l'Ouest du bassin ou encore ceux de Phoenix et Gryphon (projet Wheeler River), Fox Lake ou encore Christie Lake dans la partie Est. De nombreuses zones prospectives sont également en exploration, ce qui témoigne du fort potentiel conservé par le bassin de l'Athabasca et son environnement, plaçant la région comme l'une des plus attractives pour l'exploration et la production d'uranium au monde (8% de la production mondiale en 2020 (Fig. 1.4)).

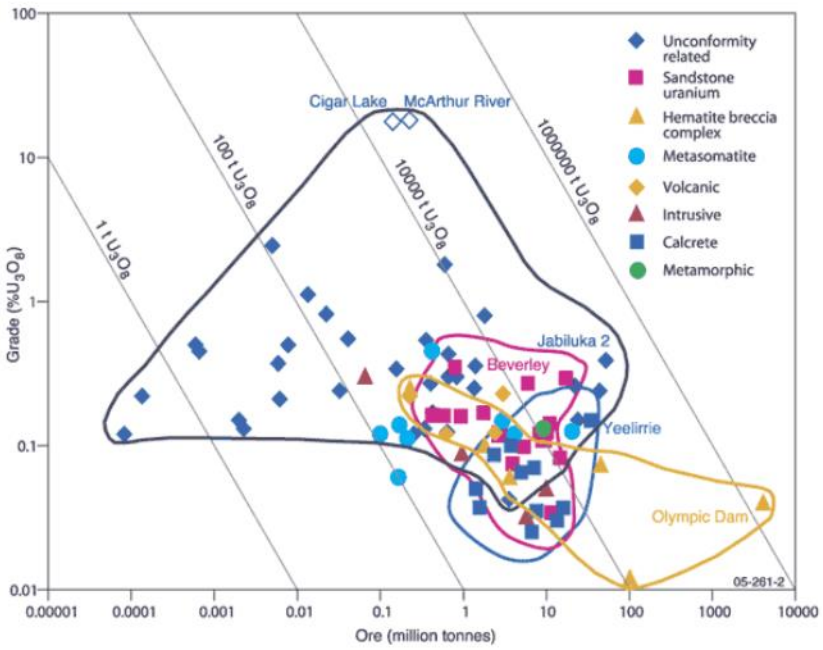


Figure 1-3 : Diagramme teneur-tonnage par type de gisement d'uranium (Martz 2017, modifié d'après Jefferson et al., 2007 et Thomas et al., 2000)

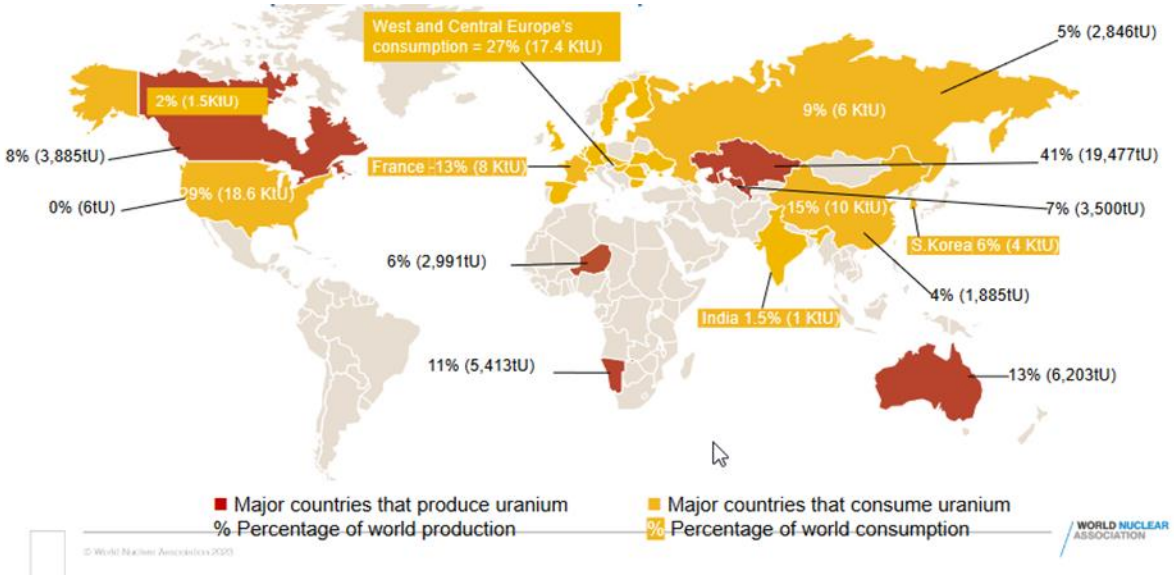


Figure 1-4 : Répartition des principaux pays producteurs et consommateurs d'uranium en 2020 (WNA Fuel Report 2021-2040)

En 2020, Orano (anciennement Cogema, puis Areva), 2ème producteur mondial d'uranium, exploite quatre sites dans le monde : un au Kazakhstan et au Niger et deux au Canada dans la région de l'Athabasca (Fig. 1.5). La compagnie est historiquement implantée dans la région et a débuté ses opérations par l'exploitation des gisements de Cluff Lake de 1980 à 2002 puis par la découverte du gisement de Cigar Lake en 1981 (Bruneton, 1987, 1993; Cogema, 1997). Les mines de McArthur River et de Cigar Lake ont été mises en exploitation respectivement en 1999 et en 2014. A noter que les activités sur McArthur River ont été stoppées de 2018 à 2022, suite à la baisse du prix de l'uranium. Plusieurs projets d'exploration sont actuellement menés par Orano dans l'Athabasca reflétant l'importance stratégique de la région pour la compagnie.

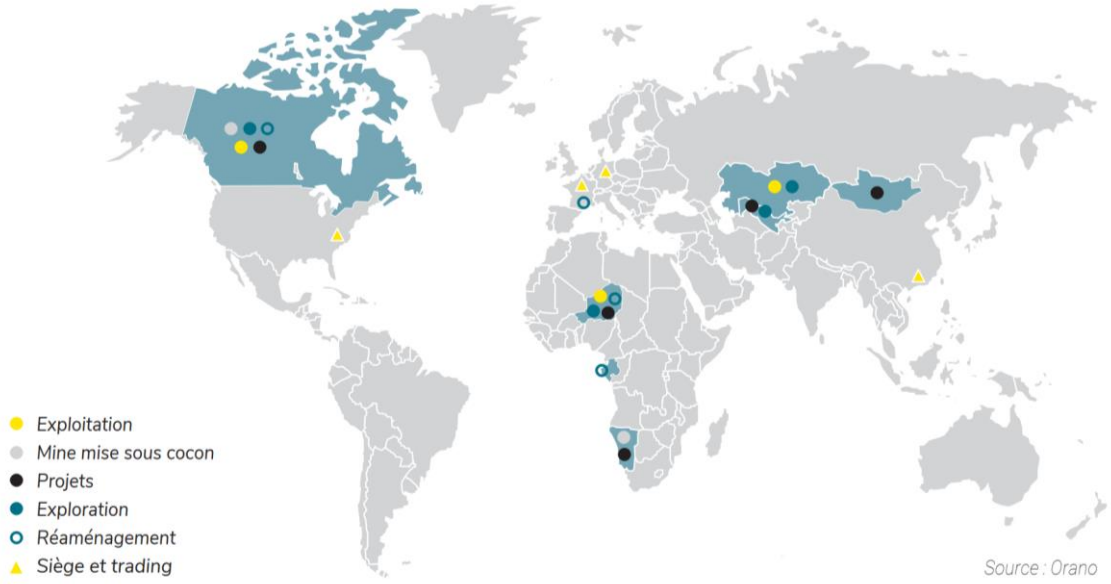


Figure 1-5 : Carte des activités d'Orano Mining dans le monde (Rapport d'activité Orano, 2022)

Ces activités de prospection se basent sur des guides d'exploration compilant les caractéristiques géologiques des gisements d'uranium associés aux discordances.

Ce travail d'observation et de classification des différents gisements et de leurs empreintes géologiques et géochimiques peut être représenté dans une classification tétragonale dont quatre gisements de l'Athabasca (Cigar Lake, Millenium, Mc Arthur, Eagle Point) constituent les pôles extrêmes (Fig 1.6) (IAEA, 2018a; Ledru et al., 2024). Ces gisements sont diffèrents par (i) la forme, le tonnage et la teneur des zones minéralisées, (ii) la répartition des lithologies au sein du socle, (iii) la localisation, la largeur et les zonations minéralogiques des halos d'altération, et (iv) par la nature des failles, de leurs contacts et la quantité de rejet observé à la discordance.

L'une des caractéristiques communes à ces quatre gisements est la présence de zones de cisaillement héritées de l'orogène Trans-Hudsonienne (THO) s'enracinant dans le socle, accompagnées d'une propagation de la déformation dans le bassin sédimentaire marquant une réactivation synchrone à postérieure au dépôt du bassin de l'Athabasca. Dans le socle, ces failles sont pour certaines riches en graphite, minéral aux propriétés conductrices permettant un ciblage de ces zones par les méthodes géophysiques électromagnétiques aériennes, en surface et en forage. Leurs propriétés mécaniques très lubrifiantes se traduisent par une localisation particulière de la déformation et des déplacements le long de ces structures. Une altération hydrothermale est observée aux épontes de ces structures, se marquant par des assemblages minéralogiques et des transformations géochimiques, et soulignant l'action de circulations de fluides et de leurs interactions avec les roches. La cible « idéale », visée lors de l'exploration, se situe ainsi à l'intersection de ces zones de cisaillement graphiteuses et de la discordance (Fig. 1.6).

De nombreux travaux soulignent l'importance du contrôle structural et des réactivations tectoniques dans la mise en place de ces circulations fluides au sein des zones de failles (Jefferson et al., 2007). Les études structurales détaillées et la mise en évidence d'une histoire polyphasée (Lorilleux et al., 2002 ; Grare et al., 2018a,

2018b, 2021; Benedicto et al., 2021; Hillacre et al., 2021) documentent différents mécanismes de déformation, morphologies, cinématiques et minéralogies de ces failles.

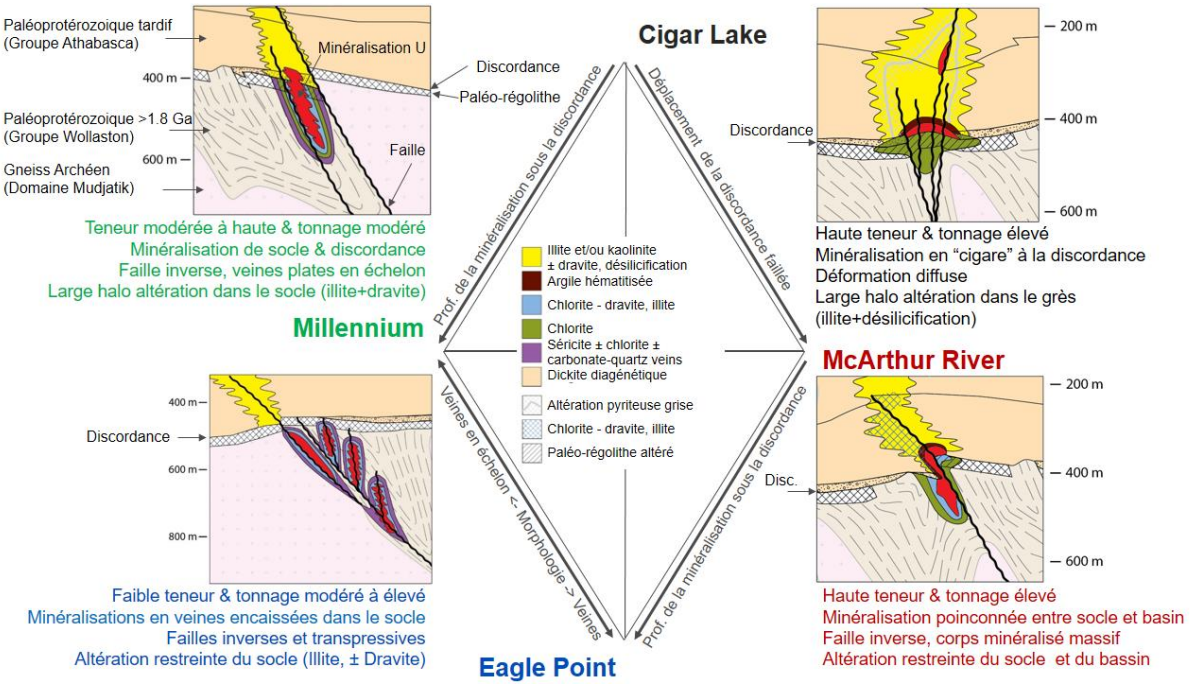


Figure 1-6 : Diagramme de classification litho-structurale des gisements d'uranium associés aux discordances à partir de leurs caractéristiques géologiques (Ledru et al., 2022 modifié d'après AIEA, 2018)

Les concepts de structures « vectrices » perméables aux fluides, mais également de structures agissant comme écrans à ces circulations font l'objet de nombreuses publications (Caine et al., 1996; Clennell et al., 1998; Fisher et Knipe, 1998; Bense et Person, 2006; Person et al., 2007; Faulkner et al., 2010; Matonti et al., 2012; Indrevær et al., 2014). L'accent est mis sur l'importance relative des zones de cœur et d'endommagement de ces systèmes de faille pour la compréhension des propriétés hydrauliques de ces structures. Dans l'environnement des gisements URU, ces caractères sont aussi observés (Grare et al., 2018b; Scibek et Annesley, 2021) mais restent peu documentés. Par ailleurs, l'analyse pétrophysique, technique basée sur la mesure des propriétés physiques des roches, couplée à l'étude des structures et de leurs altérations, permet de classer les zones de faille et de contraindre l'évolution des chemins de circulation (Matonti et al., 2012). La caractérisation des comportements mécaniques de ces systèmes de faille et de leurs relations avec les circulations hydrothermales est considérée comme potentiellement la meilleure pratique pour reconstituer le fonctionnement de ces paléo-systèmes hydrothermaux. Dans cet objectif, la connaissance des paragenèses minéralogiques, des conditions pression-température-pression de fluide et la compréhension des mécanismes à l'origine de la stimulation de la perméabilité des structures héritées du socle, constituent des éléments critiques.

L'objectif de cette thèse est de déterminer le/les paramètre(s) géologique(s) clé(s), permettant la transformation d'une structure imperméable en une structure perméable au fluide minéralisateur et le dépôt de grande quantité d'uranium concentrée en une zone restreinte. La réalisation de cet objectif nécessite la comparaison entre des structures "fertiles" en minéralisations uranifères et des structures n'ayant pas développé ces minéralisations.

Afin d'identifier ces paramètres, il est important de définir le rôle dynamique des différentes structures en déterminant :

- (i) la géométrie et la chronologie de leur mise en place,
- (ii) les phases minérales de remplissage et les altérations associées marquant les chemins de migration et l'origine des fluides,
- (iii) ainsi que les modifications des propriétés pétrophysiques induites par l'altération notamment concernant la porosité et la perméabilité.

De nombreux conducteurs minéralisés et non minéralisés sont reconnus dans la propriété du projet d'exploration Waterbury/Cigar (40,453 % Orano Canada Inc.; 54,547 % Cameco Corp.; 5% Tepco Ressources Inc.). Deux secteurs ont été sélectionnés : la zone de Cigar Nord, zone de faille possédant un segment faiblement minéralisé et un segment stérile ; la zone du gisement de Cigar Lake, zone de faille possédant le deuxième gisement URU le plus concentré en uranium dans le monde et l'un des plus importants par le tonnage. Le site de Cigar Lake et son environnement a fait l'objet de nombreuses campagnes d'exploration et de plusieurs études scientifiques depuis sa découverte en 1981 (Bruneton, 1993, 1987; Philippe, 1988; Philippe et al., 1993; Baudemont et Rafini, 2000; Kaczowka, 2017; Martz, 2017; Martz et al., 2017, 2019a, 2019b; Eldursi et al., 2020). Le volume important de données résultant de l'exploration (données géologiques, géophysiques et géochimiques), de ces études scientifiques et des carottes de forage stockées systématiquement sur site a été revu dans le cadre de cette étude. Un échantillonnage des conducteurs a été réalisé et complété par des échantillons acquis lors des campagnes d'exploration de 2018-19 sur les conducteurs et à l'occasion des forages des puits de congélation sur le site minier de Cigar Lake. L'ensemble des mesures réalisées sur ces échantillons est consultable dans la base de données de l'observatoire Otelo (Observatoire Terre Environnement de Lorraine) (https://ordar.otelo.univ-lorraine.fr/).

La spécificité de ce travail repose sur la comparaison de zones minéralisées et de zones "stériles" via l'application de techniques d'analyses utilisées dans la caractérisation des réservoirs géologiques. Ces techniques employées pour la première fois dans le cadre des gisements URU, permettent d'apporter de nouvelles contraintes sur le contrôle structural et pétrophysique de ces gisements et des circulations fluides associées.

Chapitre 2

2. Contexte géologique régional 22

2.1. L'évolution géodynamique du socle l'Est de l'Athabasca 22

2.2. La zone de transition Wollaston-Mudjatik (WMTZ) 24

2.3. Le bassin de l'Athabasca 26

2.4. Les gisements d'uranium en discordance 27

2.5. Contrôle structural des gisements 30

2.6. Ages des minéralisations 31

2. Contexte géologique régional

2.1. Évolution géodynamique du socle l'Est de l'Athabasca

Le bassin de l'Athabasca repose en discordance sur un socle de roches magmatiques, volcaniques et métamorphiques appartenant au bouclier canadien. Ce bouclier est le résultat d'accrétions successives de cratons archéens ainsi que d'arcs et de ceintures orogéniques protérozoïques (1,8 - 2 Ga) marquant les zones de suture entre cratons (Hoffman, 2003, 1988; Van Kranendonk et al., 1993).

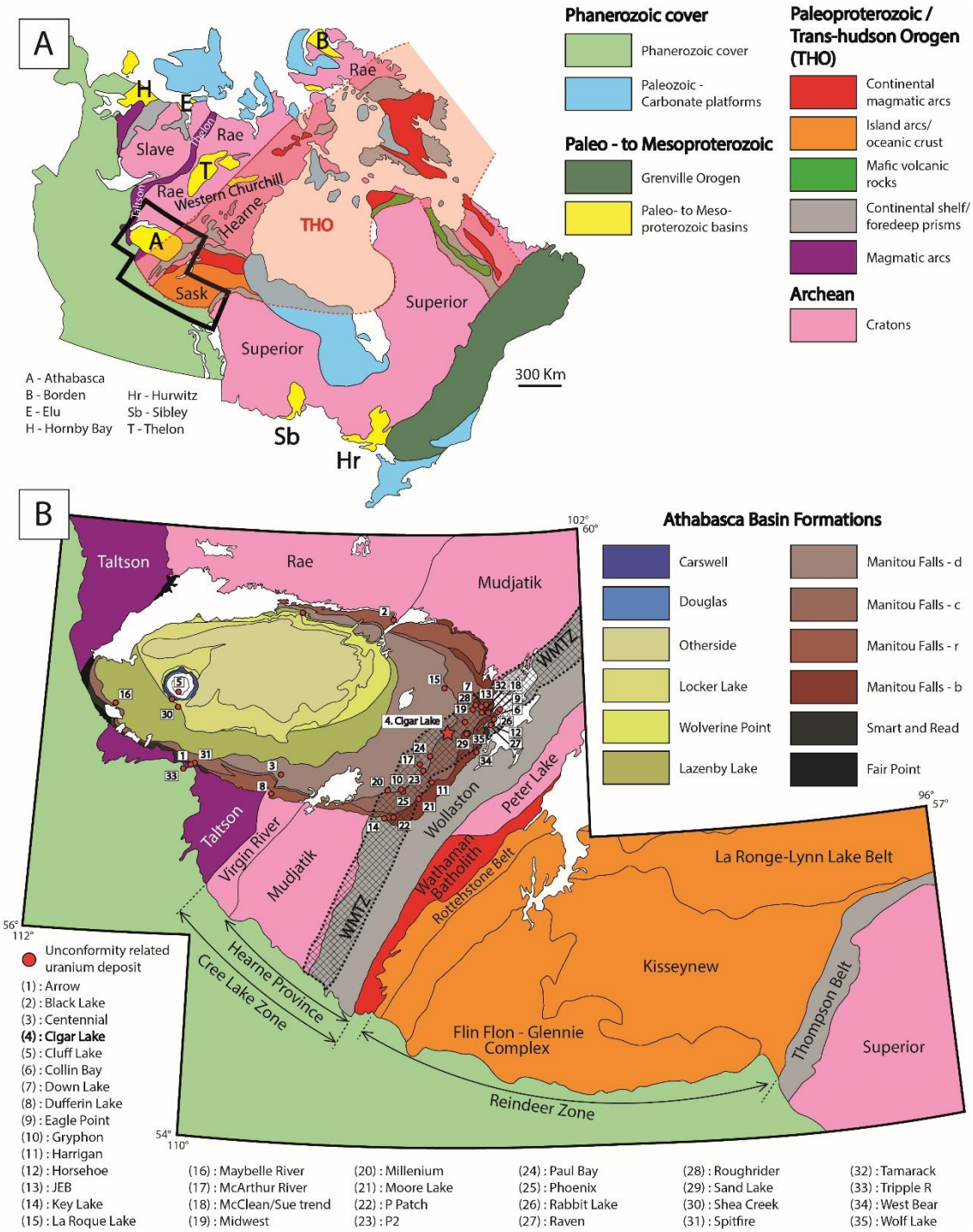


Figure 2-1 : (A) Carte géologique simplifiée du bouclier canadien ; (B) Carte géologique simplifiée de l'orogène trans-hudsonienne, montrant les principales subdivisions litho-tectoniques (d'après Jeanneret, 2016)

La plus large et la mieux exposée de ces orogènes est l'orogène trans-hudsonienne (THO) (Zhao et al., 2002) séparant la Province de Churchill à l'Ouest et le Craton Supérieur à l'Est (Fig. 2.1, A). Cette orogène est subdivisée d'Est en Ouest en quatre domaines tectoniques (Fig. 2.1, B) : la ceinture de Thompson, la zone Reindeer, le batholite Wathaman-Chipewyan et la zone Cree Lake (Lucas et al., 1993). Parmi ces quatre domaines, la zone Reindeer est interprétée à partir de l'étude de données de paléomagnétiques comme la zone de fermeture de l'océan Paléoprotérozoïque Manikewan (Fig. 2.2), océan majeur du Paléoprotérozoïque dont l'extension du plancher océanique est estimée à environ 4000 km (Symons, 1991; Gala et al., 1998). Cet océan séparait les Cratons Hearne et Rae (subdivision de la Province de Churchill) du Craton Supérieur.

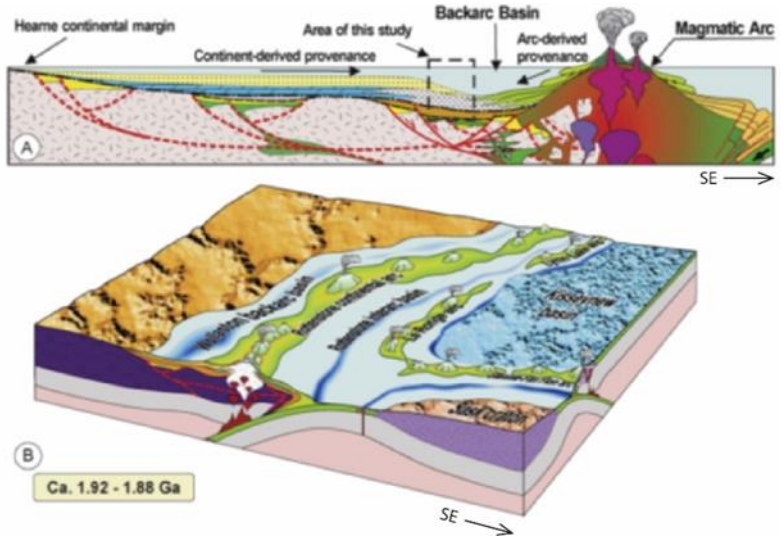


Figure 2-2 : Coupe (A) et modèle (B) montrant la zone de subduction issue de la fermeture de l'océan Manikewan ainsi que la configuration des différentes provinces géologiques (d'après Tran et al., 2008)

Le développement d'une marge passive le long de la bordure Sud-Est du Craton Hearne est suivi de la formation d'une croute océanique initiée entre 2,1 et 2 Ga (St-Onge et al., 1992) et au développement d'une marge passive le long de la bordure du Craton de Hearne. L'océanisation provoque le dépôt en discordance de formations de fer rubanées et de séries sédimentaires riches en matière organique regroupées au sein de la séquence I (lower subgroup) du groupe du Wollaston (Yeo, 1998; Tran et al., 2003;) entre 2,1 et 1,92 Ga.

La fermeture de cet océan se déroule par étapes de 1,92 à 1,85 Ga avec la disparition successive de plusieurs segments océaniques dans des zones de subduction et l'accrétion de différents arcs océaniques et d'un microcontinent, le Sask craton (Ansdell, 2005; Hajnal et al., 2005; Corrigan et al., 2005, 2007, 2009). Cet épisode d'accrétion et d'épaississement crustal est également associé à la formation de croute juvénile (1,92 à 1,88 Ga) au sein d'un bassin d'arrière arc, le bassin du Wollaston (Ray et Wanless, 1980; Lewry et al., 1981; Corrigan et al., 2005; Tran et al., 2008), dans lequel vont se déposer les séries sédimentaires silico-clastiques et carbonatées de la séquence II (Lower subgroup) et les séries molassiques de la séquence III (Upper subgroup) du groupe du Wollaston (Tran et al., 2003).

La fermeture complète de l'océan Manikewan amorce la phase de collision continentale entre les Cratons de Hearne et du Sask avec la marge du Craton Supérieur et des complexes d'arcs volcaniques séparant ces blocs de 1,83 à 1,8 Ga (Ashton et al., 1999; Corrigan et al., 2001, 2005; Connors et al., 2002). Cette étape d'épaississement crustal est suivie d'une phase de déformation tardi-collisionnelle transpressive (1,8 – 1,76 Ga) caractérisée par la mise en place de bandes de déformation décrochante senestre et l'injection de nombreuses roches intrusives (Annesley et al., 2005; Bickford et al., 2005; Schneider et al., 2007; Jeanneret et al., 2016).

2.2. La zone de transition Wollaston-Mudjatik (WMTZ)

L'orogène trans-hudsonienne a profondément affecté la marge continentale Est du Craton de Hearne. Cette marge se compose de deux domaines, (i) le Mudjatik principalement formé de dômes de gneiss feldsiques (tonalités-trondhjémites) d'âge archéen (Lewry et Sibbald, 1977, 1980; Harper, 1988; Annesley et al., 1999, 1997), et (ii) le Wollaston constitué de méta-sédiments (paragneiss, formations de fer rubanées, quartzites, marbres…) (Annesley et Madore, 1988, 1989, 1990, 1999; Yeo, 1998), déposés dans un contexte de marge passive puis de bassin d'arrière arc évoluant en bassin d'avant pays lors de la collision (Tran et al., 2003). Ces deux domaines formant un ensemble socle – couverture, ont été déformés et métamorphisés durant l'orogénèse, aboutissant à une forte imbrication et à la formation de structures verticales d'échelle crustale s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres de longueur et s'enracinant sur plusieurs dizaines de kilomètres (Jeanneret et al., 2013, 2016; Ledru et al., 2024). Le domaine du Wollaston est ainsi séparé à l'Ouest du Mudjatik par la zone de transition Wollaston-Mudjatik (WMTZ). Cette zone particulièrement déformée de 40 à 80 km de large et orientée NE-SW marque l'évolution progressive dans le style structural, le métamorphisme et les lithologies entre les deux domaines (Annesley et al., 2005).

L'ensemble des phases de la déformation associée à la formation de la THO, à l'effondrement de la chaîne et à des réactivations tectoniques post-orogéniques, est observable dans cette zone, apportant une diversité importante dans les types de structures rencontrées, leurs caractéristiques géométriques et leurs âges.

L'événement structural le plus ancien (D1) se manifeste par des plans de foliations (S1) sub-horizontaux et orientés N70 – N110° (Jeanneret et al., 2016). Ces structures sont localement observables dans le dôme gneissique du Mudjatik et les séries méta-sédimentaires au sein de zones peu déformées et préservées des événements structuraux postérieurs qui viennent partiellement ou totalement les effacer. Bien que ces foliations soient temporellement mal contraintes, leur présence dans les séries du Wollaston indique un possible lien entre l'événement structural D1 et la THO (Jeanneret, 2013). Elle correspond dans le dôme archéen à une foliation gneissique alternant des niveaux quartzo-feldspathiques et des niveaux riches en biotites, et dans les méta-sédiments du Wollaston, à la réorientation des quartz, feldspath, biotite et sillimanite. Cette foliation est surlignée par de nombreux leucosomes indiquant une association entre la déformation D1 et un événement de fusion partielle (Jeanneret et al., 2013, 2016).

Le second événement (D2) est l'événement ductile le plus visible, donnant le grain structural dominant à la WMTZ. Cette déformation est le résultat de la collision oblique transpressive de la THO associée à l'épaississement de la chaine. L'âge de cette phase de déformation reste sujet à débat, il est estimé entre 1,83 et 1,805 Ga (Annesley et al., 2005; Harper et al., 2005) et entre 1,805 et 1,78 Ga (Jeanneret et al., 2016). Cet événement est marqué par la formation d'une ceinture de plis (P2) isoclinaux sub-verticaux Nord-Est, le long de la bordure Sud-Est du Craton Hearne et au sein de la WMTZ, reconnue par Money (1968) et Weber et al. (1975). Ces plis sont accompagnés d'une foliation (S2) pénétrative parallèle aux plans axiaux des plis. Cette foliation, très présente dans les séries gneissiques du Wollaston, est marquée par la réorientation de la sillimanite et de la biotite et par l'allongement de la cordiérite et du grenat (Annesley et al., 2005; Jeanneret, 2016; Khairallah, 2017).

Dans ces roches la S1 est en partie, voire totalement, transposée par la S2, la rendant non visible ou difficilement observable. Le développement de cette foliation S2, orientée NE – SO est suivi par l'apparition de zones de cisaillement senestre (C2) d'échelle crustale au-sein de couloirs de déformation (Annesley et al., 2005; Jeanneret et al., 2013; Jeanneret, 2016), dans l'ensemble de la WMTZ entre 1,82 et 1,805 Ga. Cette déformation est associée au raccourcissement NO – SE engendré par la collision oblique transpressive de la THO (Annesley et al., 2005; Ledru et al., 2024).

Un troisième événement ductile (D3) associé à la collision oblique tardive (1,805 – 1,775 Ga) et à un raccourcissement NE – SO de la chaine, entraine l'apparition de plis ouverts orientés NO – SE et de cisaillements N70-110° dextres venant transposer la foliation S2 (Annesley et al., 2005; Harper et al., 2005; Ledru et al., 2024).

Ces trois étapes de déformation ductile sont suivies de deux étapes de déformation post collision, marquant l'exhumation de l'orogène. Elles se traduisent par la réactivation en domaine cassant des anciennes structures ductiles (Annesley et al., 2005) :

- (i) post collision (1,775 – 1,76 Ga) avec réactivation des cisaillements senestres orientés NE – SO et apparition de failles inverses orientées N – NE,
- (ii) post collision tardive (1,75 – 1,72 Ga) avec apparition de failles dextres NO et N – NO.

Ces réactivations sont marquées par un décalage de la discordance entre le bassin sédimentaire de l'Athabasca (début de la sédimentation estimé à 1,71 Ga) et le socle et par l'extension de ces failles dans le bassin (Jefferson et al., 2007). Ces deux paramètres indiquent des réactivations cassantes le long de ces failles syn- à post-dépôt du bassin de l'Athabasca.

La WMTZ apparait donc comme une zone de déformation intense et polyphasée (Fig. 2.3, A). L'interprétation de l'évolution de cette zone peut aussi être abordée par une analyse des gradients du champ magnétique qui révèlent le grain structural du socle et l'importance relative des grands systèmes de faille (Fig. 2.3, B et C). Ainsi, l'Interprétation en tectonique superposée telle que proposée par Annesley et al. (2005) peut être revue en considérant l'existence d'un système de failles anastomosées dans lequel les principaux gradients de déformation

se localisent aux contacts lithologiques entre les dômes archéens, caractéristiques du domaine Mudjatik, et les séries du Wollaston qui à l'Est marquent la structuration dominante NE-SW (Witherly, 2014; Jeanneret et al., 2016; Ledru et al., 2024).

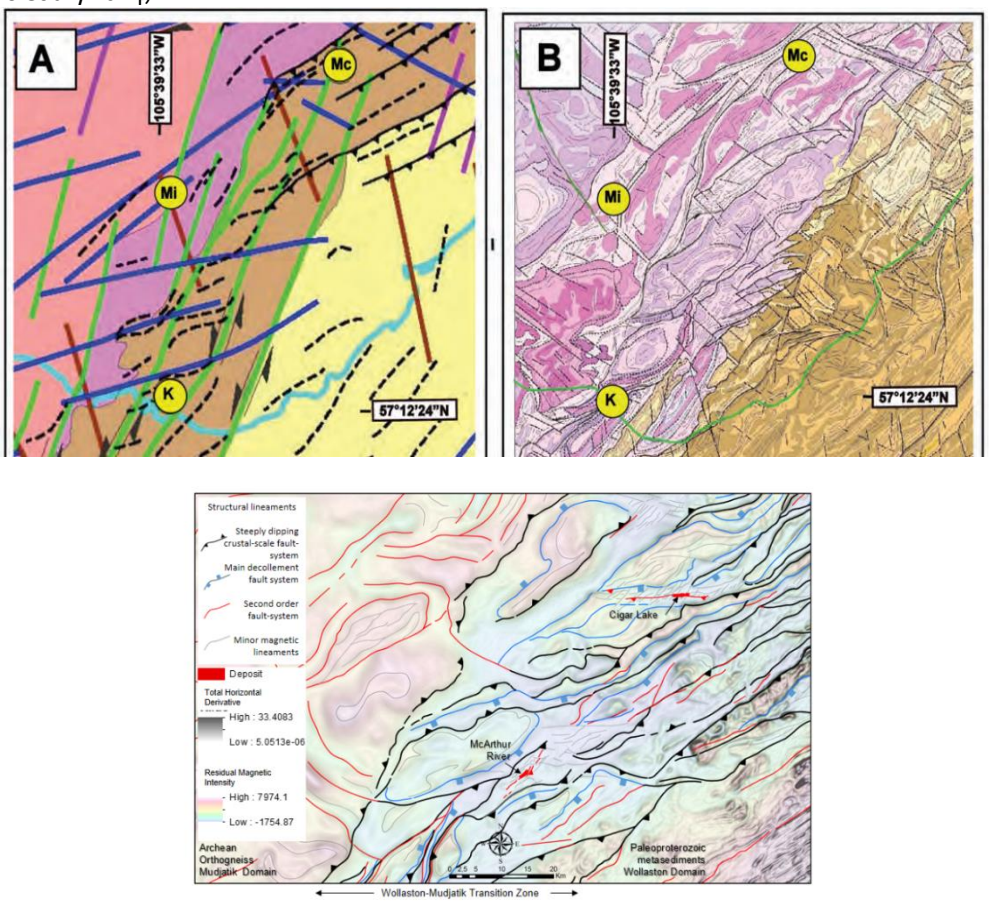


Figure 2-3 : (A) Carte géologique du socle de l'Athabasca (d'après Annesley et al., 2005) ; (B) Carte géologique du socle de l'Athabasca interprétée à partir des données aéromagnétiques (d'après Witherly, 2014) ; (C) Carte structurale interprétée à partir des gradients magnétiques et des conducteurs électromagnétiques de la partie centrale de la WMTZ (d'après Ledru et al., 2022)

2.3. Le bassin de l'Athabasca

Le bassin de l'Athabasca est un bassin sédimentaire intra-cratonique localisé dans le Nord de la province de la Saskatchewan et de l'Alberta. C'est le plus grand des bassins protérozoïques canadiens (Rainbird et Young, 2009; Furlanetto et al., 2016) avec une superficie actuelle de 100 000 km² (Jefferson et al., 2007). Ce bassin, dont le remplissage a une épaisseur maximale actuelle de 1500 m (Ramaekers et al., 2007), est principalement composé de roches silicoclastiques (grès, conglomérats, argilites et siltites non déformés et non métamorphisés) déposées dans des environnements de dépôts continentaux fluviatiles (Rainbird et al., 2007). Il est recouvert d'une épaisseur variable de tills et moraines quaternaires (Campbell, 2007). Il repose en discordance sur le socle archéen intensément régolithisé sur plusieurs dizaines de mètres (Macdonald, 1980; Kotzer et Kyser, 1995). La structure régionale du bassin est constituée de quatre sous-éléments superposés séparés par des discordances sédimentaires (de la base au sommet, les bassins de : Martin, Jackfish, Cree et Mirror), présentant des variations granulométriques et des directions de paléo courants qui leur sont propres (Ramaekers et al., 2007; Bosman et Ramaekers, 2015). Le début de la sédimentation du Super-Groupe de l'Athabasca (Groupe Martin et Groupe de

l'Athabasca) est estimé à 1,82 – 1,83 Ga (Ashton et al., 2009) et correspond à la phase de fermeture complète de l'océan Manikewan et à l'épaississement crustal de la THO. Le sommet de la pile sédimentaire est marqué par la présence de marnes et de roches carbonatées stromatolithiques marquant le passage d'environnements de dépôts continentaux fluviatiles à un système côtier de plateforme marine. L'arrêt de la sédimentation, estimé entre 1,5 et 1,54 Ga est encore mal contraint (Creaser et Stasiuk, 2007; Ramaekers et al., 2007).

Les sédiments sont répartis en 25 formations sédimentaires regroupées en 6 groupes au-sein du Super-groupe de l'Athabasca (Bosman et Ramaekers, 2015). Trois de ces groupes (Manitou Falls, Lazenby Lake et Wolverine Point) constituent le sous-bassin Cree, sous-bassin s'étendant sur l'ensemble de la région et constituant la majorité de l'épaisseur de la pile sédimentaire. Le début de la sédimentation de ce sous-bassin est estimé à 1710 Ma (Cumming et Krstic, 1992; Kyser et al., 2000; Rainbird et al., 2007) à l'Est du bassin et à 1760 Ma à l'Ouest (Ramaekers et al., 2007). Ces âges sont cohérents avec l'évolution tardive de la THO et les âges les plus récents obtenus dans le secteur du Wollaston Lake (1718 ± 12 Ma sur diagrammes Concordia U-Th-Pb obtenu sur des grains de monazite du district de Wollaston Lake (Jeanneret et al., 2016) et 1713 ± 10 Ma par datation 207Pb/206Pb obtenue sur rutile (Adlakha et Hattori, 2021) et correspondent à une période de démantèlement de l'orogène trans-hudsonienne bordant le bassin à l'Est et de l'orogène Taltson-Thelon bordant le bassin à l'Ouest (Rainbird et al., 2007; Rainbird et Young, 2009). Le groupe Manitou Falls, à la base du sous-bassin Cree est séparé en formations (de la base au sommet : Smart [MFs], Read [MFr], Bird [MFb], Collins [MFc], Warnes [MFw], Hodge [MFh] et Clampit-Dunlop [MFcl-MFd]) formant une succession silico-clastique d'arénites, de conglomérats et d'argilites. Ces formations constituent les principaux dépôts issus de cônes alluvionnaires dans le bassin de l'Athabasca. La majorité des gisements URU de l'Athabasca sont localisés à la base de ce groupe ou dans le socle sous-jacent (Yeo et al., 2002; Bosman et Ramaekers, 2015).

2.4. Les gisements d'uranium en discordance

Les gisements d'uranium associés aux discordances du bassin de l'Athabasca sont des amas, des veines et des zones de remplacement semi-massif d'uraninite et de pechblende formés entre 1,6 et 1,35 Ga et localisées à proximité de la discordance protérozoïque entre le bassin de l'Athabasca et le socle archéen – paléo-protérozoïque (Jefferson et al., 2007).

Les premières publications définissant les gisements d'uranium dits de discordance apparaissent au début des années 1970 après deux découvertes majeures : Les gisements de Rabbit Lake (1968) et Cluff Lake (1969) (Derry, 1973; Hoeve et Sibbald, 1978; Knipping, 1974) dans l'Athabasca au Canada, et les gisements de Ranger I et II, Nabarlek et Jim-Jim dans les territoires du nord-Ouest en Australie (Derry, 1973; Dodson et al., 1974; Langford, 1974). Ce concept nait d'un constat simple : ces gisements sont localisés à proximité de la discordance, s'étendent peu en profondeur avec une concentration en uranium décroissante, leur conférant un caractère épigénétique supergène plutôt qu'épigénétique hypogène (Derry, 1973; Knipping, 1974; Langford, 1974).

La majorité des modèles métallogéniques utilisés de nos jours s'accordent sur la circulation de saumures oxydées à NaCl-$CaCl_2$ (120 – 200 °C) riches en uranium au sein du bassin sédimentaire et des structures réactivées du socle (Boiron et al., 2010; Richard et al., 2011, 2013, 2015). Le mélange de ces saumures oxydées et de fluides réducteurs profonds remontant en surface le long de ces zones de failles réactivées provoque la précipitation de l'uranium sous forme d'uraninite (Hoeve et Sibbald, 1978; Jefferson et al., 2007). La présence de pièges structuraux, comme des zones en dilatance (zones de relai, veines de tension), ainsi que les réactivations tectoniques successives permettent l'accumulation des minéralisations (Hoeve et Quirt, 1987; Benedicto et al., 2021). Le maintien des circulations fluides et des réactivations tectoniques sur une longue période, possiblement plusieurs centaines de millions d'années (Kyser et al., 2000), semble nécessaire à la formation des gisements URU (Jefferson et al., 2007).

Trois types de minéralisations sont actuellement distingués :

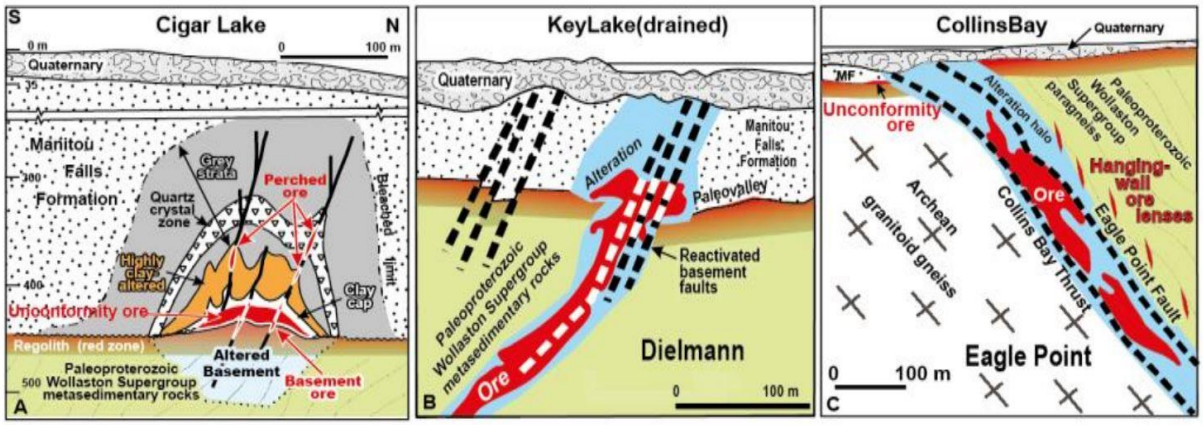


Figure 2-4 : Exemple de trois gisements d'uranium associés aux discordances localisés dans la partie Est du bassin de l'Athabasca (d'après Jeanneret, 2016). (A) Gisement de Cigar Lake montrant les minéralisations associées à la discordance, les minéralisations perchées et les minéralisations de socle ; (B) Gisement de Deilmann de la zone de Key Lake formé de minéralisations associées à la discordance et de minéralisations dans le socle ; (C) Gisement de Eagle Point formé uniquement de minéralisations dans le socle.

- (i) les minéralisations directement associées à la discordance (Fig. 2.4, A et B). Ces minéralisations se localisent au contact de la discordance dans le bassin sédimentaire et se présentent généralement sous forme d'amas allongés et aplatis. Ces minéralisations représentent un intérêt économique important du fait de leur forte concentration en uranium, au-dessus de 3 % (IAEA, 2018a).
- (ii) les minéralisations perchées (Fig. 2.4, A), localisées dans le bassin sédimentaire, loin de la discordance (parfois plusieurs centaines de mètres). Ces minéralisations disséminées ou sous forme d'amas ou de veines de faible extension sont contrôlées structuralement par des failles et fractures pouvant s'enraciner au sein d'un corps minéralisé en profondeur. Les solutions techniques existantes pour l'exploitation des minéralisations perchées ne sont pas actuellement économiques.
- (iii) Les minéralisations dans le socle (Fig. 2.4, A, B et C). Ces minéralisations sont localisées dans le socle sous le bassin sédimentaire et peuvent s'étendre jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous la discordance. Tout comme pour les minéralisations perchées, elles peuvent se présenter sous forme d'amas, de veines ou disséminées et sont contrôlées structuralement par des réseaux de failles et de fractures.

Pour ces trois types, la minéralisation uranifère est constituée d'uraninite et/ou pechblende (massive, semi-massive ou disséminée) accompagnées de leurs minéraux d'altération tels que la coffinite ou l'uranophane.

Ces minéralisations uranifères peuvent être : (i) monométallique, essentiellement composée d'uraninite-pechblende – la plupart de ces gisements se localisent au sein du socle (Thomas et al., 2000; Jefferson et al., 2007), (ii) polymétallique, avec de nombreux minéraux tels que la galène, la pyrite, l'arsénopyrite, la chalcopyrite, ainsi que de nombreux sulfo-arséniures Ni-Co accompagnant les minéralisations uranifères (McGill et al., 1993; Jefferson et al., 2007) – la plupart de ces gisements se localisent dans le bassin sédimentaire.

Les minéralisations sont entourées d'un halo d'altération hydrothermal observable dans le socle et pouvant s'étendre au bassin sédimentaire. L'observation ou l'absence de ce halo d'altération dans le bassin sédimentaire, couplé aux zonations minéralogiques permet de distinguer deux types de halo d'altération (Fig. 2.5) :

- Les altérations de type "Egress" reconnues à la fois pour des gisements de socle et encaissées dans le bassin, présentent une zonation (de la zone minéralisée aux roches non altérées) à : sudoïte ± chlorite (Fe-Mg), sudoïte ± illite, illite ± sudoïte. Deux sous-catégories sont distinguées, certains gisements présentant une dissolution importante du quartz associé à l'illite (Cigar Lake) (Bruneton, 1993), d'autres présentant une silicification précoce accompagnée d'un assemblage à illite – kaolinite – chlorite et dravite (Mc Arthur River) (Thomas et al., 2000).

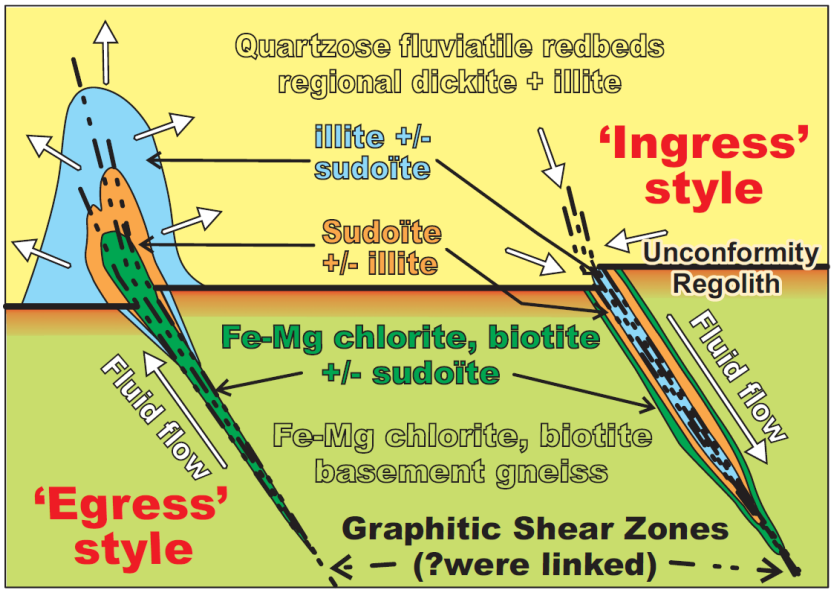


Figure 2-5 : Modèles de dépôt des gisements d'uranium de type Egress et Ingress (d'après Jefferson et al., 2007).

- Les altérations de type "Ingress", reconnues pour les gisements de socle, présentent la zonation inverse du type "Egress" (Quirt, 1989) (de la zone minéralisée aux roches non altérées) à : illite ± sudoïte, sudoïte ± illite, sudoïte ± chlorite (Fe-Mg) (Jefferson et al., 2007).

Les travaux de modélisation numériques THM montrent que ces deux systèmes ont pu fonctionner simultanément (Li et al., 2018a, 2018b).

2.5. Contrôle structural des gisements

Les gisements d'uranium associés aux discordances sont fortement contrôlés structuralement, avec comme structure de premier ordre, la discordance protérozoïque du bassin de l'Athabasca. A l'échelle régionale et des gisements, plusieurs types de structures exercent un contrôle plus ou moins marqué suivant les secteurs.

Les nombreux contacts lithologiques entre ces dômes archéens et les séries méta-sédimentaires du Wollaston produisent une pré-structuration du socle qui constitue l'héritage structural primaire de la WMTZ. Ces contacts créent de forts contrastes rhéologiques au sein du socle, formant des zones de faiblesse facilitant la mise en place et leur enracinement en profondeur. Ces cisaillements sub-verticaux d'échelle régionale forment un réseau anastomosé venant ceinturer les dômes archéens et permettant l'accommodation de la déformation lors de la mise en place du système en dômes et bassins pendant la THO (Jeanneret, 2016; Ledru et al., 2024). Ces zones s'avèrent favorables aux minéralisations uranifères, l'exemple type étant le gisement Mc Clean où les différents corps minéralisés (de A à E) sont alignés le long du contact dôme archéen/séries du Wollaston (Tourigny et al., 2001, 2007). Ces zones sont considérées comme un guide structural de premier ordre, au même titre que la discordance, pour la compréhension de l'architecture du socle et de ses relations avec le bassin.

La présence de graphite dans de larges segments de ces zones de cisaillement exerce un contrôle majeur sur la localisation des zones de déformation et sur les déplacements associés. Le rôle lubrificateur de ce matériel extrêmement ductile est un facteur déterminant pour comprendre la répartition de la déformation. Bien que leur rôle sur la formation des gisements soit encore largement débattu (Song et al., 2022), leur association avec la localisation de ces gisements à l'intersection avec la discordance, est telle que ces zones peuvent être considérées comme un guide structural de second ordre à l'échelle du bassin de l'Athabasca.

Des intrusions granitiques ou pegmatitiques dans les séries méta-sédimentaires du Wollaston sont aussi responsables des contrastes rhéologiques et favorisent la localisation des zones de cisaillement. Ce contrôle structural est observé dans plusieurs gisements comme celui de Centennial (Reid et al., 2010, 2014) ou encore de Gryphon (Li et al., 2018a).

La structuration en dômes et bassins contribue également à la formation de la ceinture de plis de la WMTZ, où les axes de plis anticlinaux sont localisés au niveau des dômes archéens et ceux des plis synclinaux dans les séries méta-sédimentaires du Wollaston. Plusieurs exemples de gisements de socle ou de bassin se localisent le long des flancs de ces plis avec une orientation des corps minéralisés dans la direction des axes de plis. C'est le cas pour le gisement de Rabbit Lake situé le long du flanc ouest d'un pli synclinal (Knipping, 1974; Tremblay, 1982) ou encore pour les corps minéralisés de Gaertner et Deilmann de la zone de Key Lake, localisée le long du flanc sud d'un pli synclinal (OECD/NEA-IAEA, 1979; Harvey, 1999). L'association entre gisement et pli est également signalée dans la partie Ouest du bassin de l'Athabasca où le gisement récemment découvert en 2013 de Arrow s'est mis en place le long du flanc nord-ouest d'un pli synclinal. D'après (Hillacre et al., 2018, 2021), les zones d'interférence entre les différentes générations de plis F3 et F4 de "Type 1" et "Type 3" (Grasemann et al., 2004)

venant plisser les structures ductiles précoces S1-S2, sont des zones propices à la nucléation de couloirs de déformation. Une de ces zones se localise le long du flanc d'un pli régional nord-ouest (F3), donnant l'orientation du contrôle de déformation du Patterson Lake (Hillacre et al., 2021).

De nombreuses études menées sur les gisements URU de l'Athabasca ont montré la présence de structures telles que les brèches de faille, les gouges ou les cataclasites. Ces structures sont caractéristiques de la déformation en régime cassant, sous des conditions de pression et de température correspondant à moins de 10 km de profondeur (Sibson, 1977; Imber et al., 2008; Fagereng et Toy, 2011). Leur mise en place sur les zones de déformation ductile atteste de la réactivation de ces failles en domaine cassant et du poly-phasage de l'histoire tectonique lors de l'exhumation du socle (Benedicto et al., 2021; Grare et al., 2021; Hillacre et al., 2021; Ledru et al., 2024). Le prolongement de ces failles cassantes observées dans le socle à travers le bassin sédimentaire (Ey et al., 1985; Lorilleux, 2001), et les décalages de la surface de la discordance associés à ces structures témoignent de réactivations syn- à post- Athabasca.

Il est aujourd'hui admis que les réactivations de ces failles en domaine cassant ont entrainé et focalisé les circulations des fluides hydrothermaux pour former les gisements d'uranium à la discordance (Jefferson et al., 2007; Li et al., 2018a; Poh et al., 2019).

Bien que les structures ductiles (D2-D3 : foliations, zones de cisaillement, plis) associées à la collision oblique de la THO (1,83 – 1,775 Ga) (Annesley et al., 2005; Harper et al., 2005) et les structures cassantes syn- à post-Athabasca (à partir de 1,76 Ga) (Ramaekers et al., 2007) associées à l'étape de post-collision tardive (Annesley et al., 2005) sont contraintes dans l'évolution géodynamique du secteur et dans le temps, une incertitude existe sur les conditions et l'âge de mise en place des structures associées à la transition ductile-cassante.

De plus, certaines structures de socle riches en mica et/ou argile, associées à des réactivations cassantes, présentent des textures phyllitiques pouvant être associées à une déformation plastique. Cette difficulté de reconnaissance des structures de déformation rend difficile la compréhension structurale de certains secteurs.

2.6. Ages des minéralisations

De nombreuses analyses géochronologiques ont été réalisées depuis les années 1970 sur les gisements URU de l'Athabasca et ont donné lieu à plusieurs compilations (Mercadier, 2008; Martz, 2017; Chi et al., 2018). Ces compilations (Fig. 2.6) présentent des âges U-Pb sur uraninite variant de 1594 à 60 Ma (Alexandre et al., 2007, 2012), avec pour chaque gisement plusieurs âges obtenus. Ces variations sont attribuées à la diffusion isotopique du plomb hors de l'uraninite provoquée par les interactions fluides-uraninite entrainant la réinitialisation des équilibres isotopiques (Kister et al., 2004). Ce phénomène a notamment permis la datation des différentes circulations fluides au sein du gisement de Cigar Lake (Martz, 2017).

L'âge le plus ancien pour les minéralisations uranifères de l'Athabasca est de 1594 ± 64 Ma (Alexandre et al., 2007). Cet âge obtenu sur l'indice minéralisé de Southwest représente à l'heure actuelle le premier événement

minéralisateur daté. D'autres âges, également proches de 1,6 Ga, ont été déterminés sur le prospect de Virgin River, mais n'ont pas été retrouvés sur les gisements majeurs de l'Athabasca. Les âges les plus anciens pour les gisements « géants » de Mc Arthur River et de Cigar Lake sont respectivement de 1540 ± 38 (Alexandre et Kyser, 2003), et de 1461 ± 47 Ma (Fayek et al., 2002a) à 1468 ± 94 Ma (Kaczowka, 2017). A partir de ces données, Chi et al. (2018), estiment que l'événement minéralisateur majeur à l'échelle du bassin a lieu avant 1540 Ma.

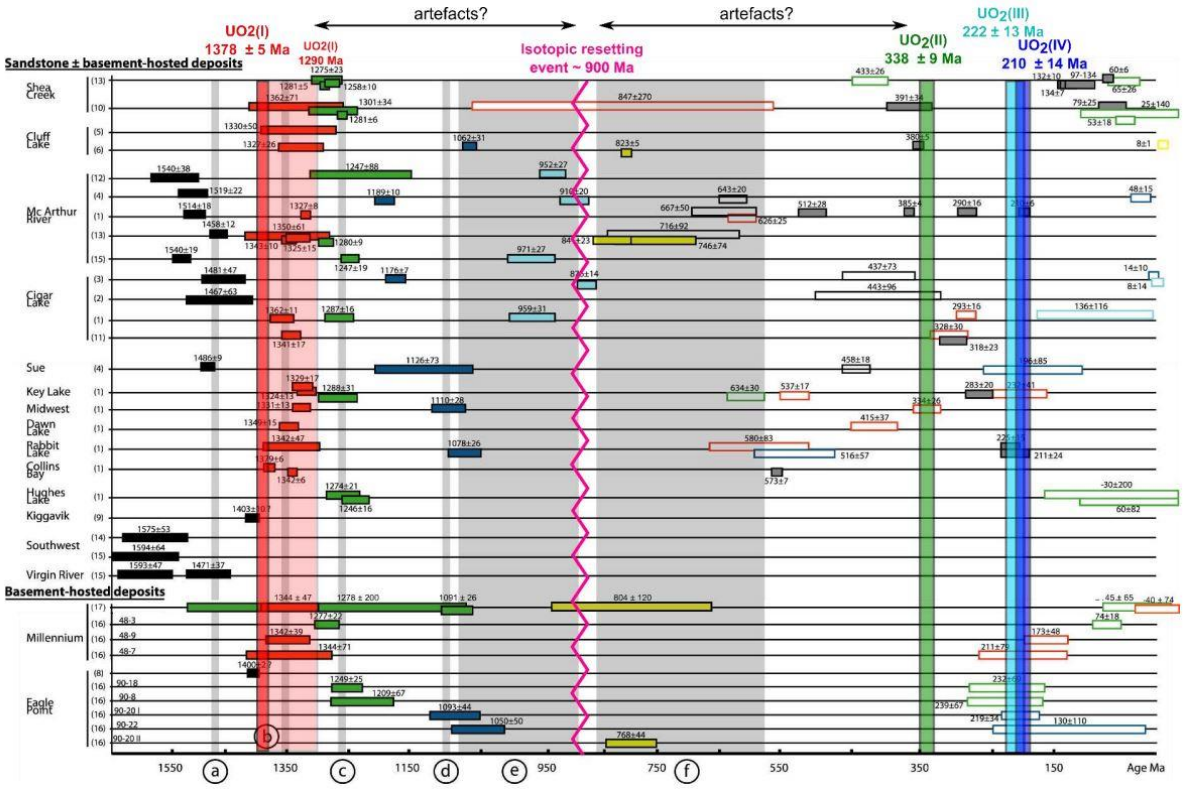


Figure 2-6 : Compilation des âges U/Pb obtenus sur oxydes d'uranium dans le bassin de l'Athabasca (d'après Martz (2017), modifié d'après Mercadier (2008), intercepts supérieurs des droites Concordia (rectangles pleins), et inférieurs (rectangles vides). Sources : (1) Cumming and Krstick (1992), (2) Fayek et al. (2000), (3) Fayek et al. (2002a), (4) Fayek et al. (2002b), (5) Hoeve et al. (1985), (6) Bell (1985), (8) Andrade (1989), (9) Davidson et Ganghi (1989), (10) Cuney et al. (2002) (SIMS), (11) Philippe et al. (1993), (12) Alexandre et Kyser (2003), (13) Kister (2003), (14) Alexandre et Kyser (2006), (15) Alexandre et al. (2007), (16) Mercadier (2008).

Cependant, de nombreuses datations montrent des âges plus récents autour de 1350 Ma. C'est le cas du gisement de Mc Arthur River où des âges de 1350 ± 61 Ma, 1343 ± 10 Ma, 1325 ± 15 Ma (Kister, 2003) et 1327 ± 8 Ma (Cumming et Krstic, 1992) ont été obtenus ainsi que pour le gisement de Cigar Lake daté à 1362 ± 11 Ma (Cumming et Krstic, 1992), 1352 ± 2 Ma (Kaczowka, 2017) et 1341 ± 17 Ma (Philippe et al., 1993). Les travaux réalisés sur ce gisement par Martz (2017), reposant sur des milliers d'analyses, proposent un âge maximum de l'événement minéralisateur majeur à 1378 ± 5 Ma. Les âges autour de 1350 Ma retrouvés dans les autres gisements du bassin de l'Athabasca (Shea Creek, Cluff Lake, Key Lake, Midwest, Dawn Lake, Rabbit Lake, Collins Bay, Millenium) pourraient indiquer un événement minéralisateur principal lié à des contextes tectoniques aux limites de rifting à des orogènes tel celui de East Kootenay au Sud-Ouest du bassin de l'Athabasca ou à de grands complexes magmatiques Martz (2017).

Chapitre 3

3. Cadre géologique de l'étude 36

3.1. Localisation de la zone d'étude 36

3.2. Evolution structurale 37

3.3. Les altérations hydrothermales 42

3.4. Définition des ensembles litho-structuraux du socle pré-Athabasca 43

3. Cadre géologique de l'étude

3.1. Localisation de la zone d'étude

Le gisement de Cigar Lake, deuxième gisement URU le plus concentré au monde, est localisé à proximité de la bordure Est du bassin de l'Athabasca dans la propriété de Waterbury-Cigar. Ce gisement a été découvert en 1981 par forage d'un conducteur graphiteux Est-Ouest de 10 Km de longueur (Cigar Main) identifié en surface par prospection électromagnétique (Bruneton, 1987, 1993; Fouques et al., 1986). Il se localise à 400-450 m de profondeur à la discordance entre le socle archéen et paléo-protérozoïque et les sédiments du bassin de l'Athabasca. Les minéralisations uranifères sont concentrées sous forme d'amas de 15 à 100 m de large et de 10 à 20 m de haut selon la direction Est-Ouest sur plus de 1.9 km. Plusieurs zones minéralisées, plus restreintes, ont également été découvertes à proximité du gisement, le long du même conducteur (Cigar Est) et d'autres conducteurs électromagnétiques. Ainsi, la zone de Tibia se situe à 1 km au Nord du gisement à l'intersection de deux conducteurs (Cigar Nord et Contact), la zone de Cigar Nord est localisée à 2 km au Nord-Ouest du gisement le long du conducteur Cigar Nord.

Le gisement de Cigar Lake est contenu dans la formation sédimentaire clastique d'origine fluviatile de Bird (MFb), sous la formation Collins (MFc), appartenant toutes deux au Groupe de l'Athabasca (Bruneton, 1993). Il repose au contact du socle archéen et paléo-protérozoïque formé des séries sub-verticales méta-sédimentaires du groupe du Wollaston (paragneiss, gneiss calco-silicatés, méta-arkoses (Fig. 3.1)) correspondant à un bas magnétique, recoupées par des intrusions de pegmatites, leuco-granites et niveaux anatectiques. Elles sont limitées au Nord et au Sud par des dômes archéens d'orthogneiss, associés à des hauts magnétiques et reconnus par forages.

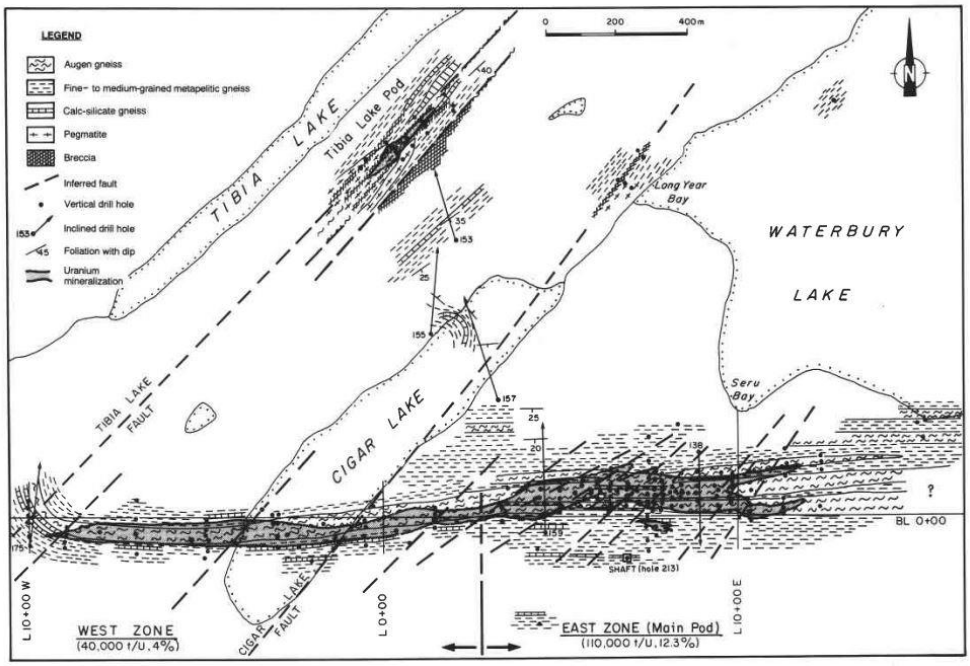


Figure 3-1 : Carte géologique simplifiée du toit du socle autour du gisement de Cigar Lake (d'après Bruneton, 1993)

3.2. Evolution structurale

De très nombreuses structures sont observables dans l'environnement de Cigar Lake et au sein du gisement. Les structures de premier ordre sont représentées par les contacts lithologiques majeurs entre les dômes archéens et les séries du Wollaston dans le socle. Ces contacts discordants curvilignes sont nombreux au Nord et au Sud de la zone d'étude et absents de la zone centrale et au niveau du gisement. Il peut s'agir de zones de cisaillement ductiles strictement localisées dans le socle et recoupées par la discordance ou de zones de déformation développées dans les conditions de la transition ductile-fragile (qualifiées de semi-cassantes dans les études structurales de la mine de Cigar Lake (Harvey, 2015)) et généralement attribuées à l'évolution tardi-orogénique trans-hudsonienne. Ces zones de déformation sont le siège de réactivations tectoniques synchrones à postérieures au dépôt du bassin de l'Athabasca, qui se marquent par une extension de ces structures dans les formations du bassin et, le long des structures majeures (Cigar Nord et Cigar Main), par un décalage au niveau de la discordance témoignant d'un rejeu inverse de ces failles, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres dans la zone étudiée.

Si des structures plicatives peuvent être observées à l'échelle des carottes de forage, il est plus difficile de les caractériser à l'échelle régionale notamment à cause de l'absence de niveaux repères et de l'intense déformation des lithologies initiales. La présence d'un pli orienté est-ouest au sein des séries du Wollaston a cependant été proposée par Bruneton (1993) (Fig. 3.1). L'analyse des anomalies magnétiques réalisée par Zaluski (2014), suggère également l'existence d'un pli à l'ouest de Cigar Main (Fig. 3.2). Ce pli synclinal, marqué par la symétrie Nord-Sud des séries du Wollaston est interprété comme un pli F_3 associé à la collision oblique tardive de la THO et au raccourcissement NE-SO (Zaluski, 2014). D'autres plis sont également observables, en particulier les plis anticlinaux F_3 contenant en leur cœur les orthogneiss des dômes archéens.

La foliation principale (S_2) observée dans les séries méta-sédimentaires du Wollaston est similaire à la foliation régionale NE-SO de la WMTZ associée à la phase de déformation D_2. Cependant le gisement de Cigar Lake se situe au-dessus d'une zone de cisaillement Est-Ouest (Fig. 3.3) venant réorienter cette foliation régionale (Bruneton, 1987). Cette zone de cisaillement inverse dextre (C_3), de pendage Sud, d'environ 10 km de longueur, est associée à la déformation tardi-hudsonienne D_3 (Bruneton, 1993, 1987; Fouques et al., 1986; Annesley et al., 2005). En forage, cette structure se traduit par une texture mylonitique très marquée et l'apparition d'une texture œillée formée de porphyroblastes de cordiérite et de feldspath potassique, étirés dans le sens du cisaillement et caractéristiques de ce faciès "Augen gneiss" (Fouques et al., 1986). La minéralogie de ces gneiss est identique à celle des gneiss pélitiques présents dans la zone, cependant la proportion de cordiérite, de graphite et de sulfure y est plus élevée (Martz, 2017). Cette zone de cisaillement riche en graphite et pyrite correspond au conducteur électromagnétique "Cigar Main" (Fig. 3.3) ciblé par les campagnes d'exploration ayant permis la découverte du gisement en 1980-1981.

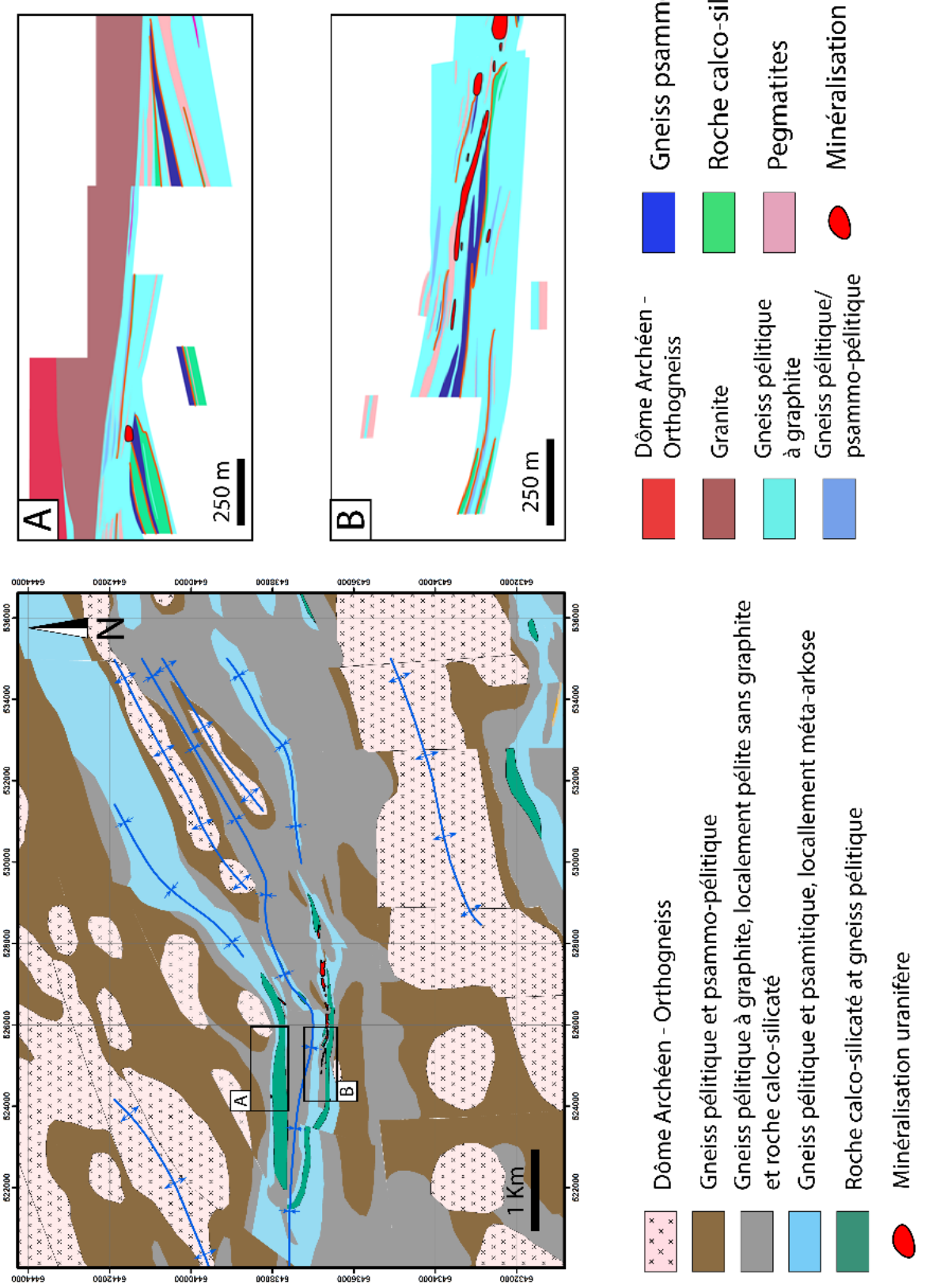


Figure 3-2 : Carte de la géologie au toit du socle issue de l'interprétation des anomalies magnétiques (inversion) et des données géologiques résultant de l'exploration (d'après Zaluski, 2014).

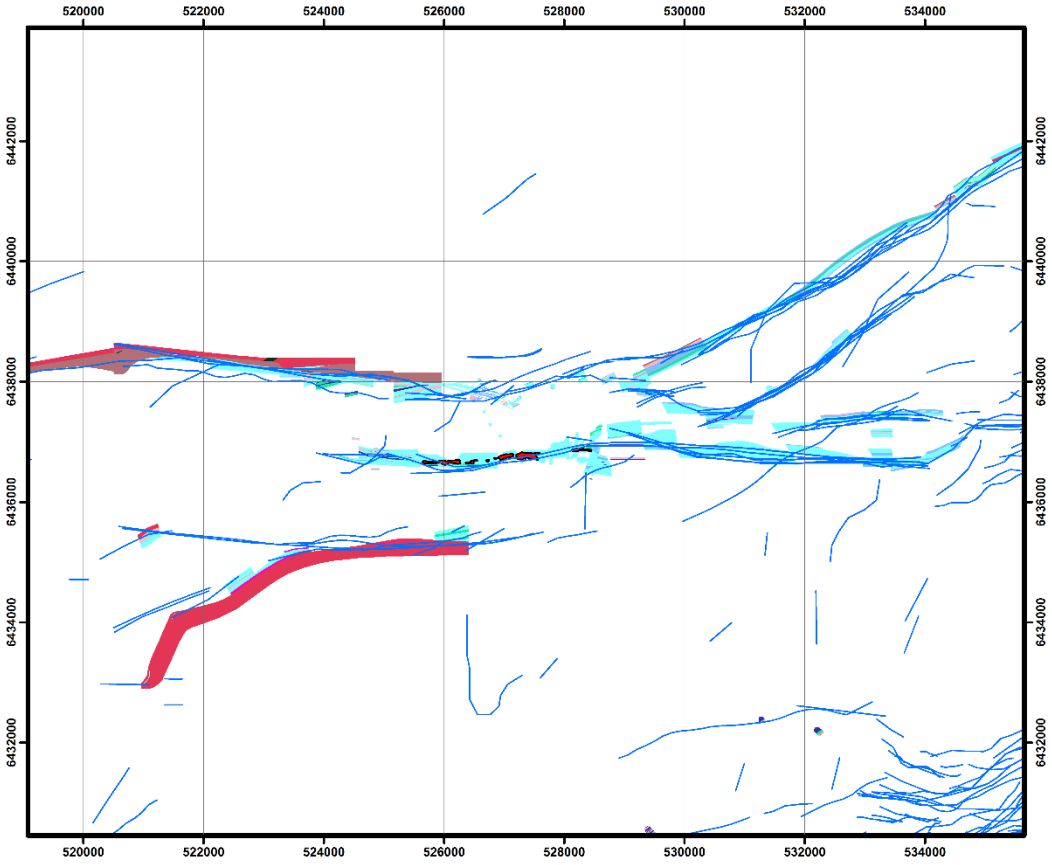


Figure 3-3 : Carte géologique issue des campagnes d'exploration ciblant les conducteurs électromagnétiques (lignes bleues) (base de données Orano).

A la suite des campagnes d'exploration successives, d'autres conducteurs EM ont été découverts. Deux orientations principales sont observées :

- (i) Une orientation NE-SW, identique à celle du grain structural régional, pour les conducteurs contacts Cigar-B et Cigar-C au Nord-Est de la zone d'étude et sur la moitié Ouest du conducteur Cigar South et au Sud-Ouest de la zone d'étude. Ces conducteurs se localisent dans les séries méta-sédimentaires du Wollaston au contact des dômes archéens et se prolongent hors de la zone d'étude au sein de ces lithologies sous forme de linéaments EM Nord-Est d'échelle régionale. Ces linéaments ont été associés aux couloirs de déformation (D2), dans lesquels sont observés les cisaillements senestres Nord-Est (C2) (Fig. 3.4).
- (ii) Une orientation E-W pour les conducteurs Cigar Main (sous le gisement de Cigar Lake) et son extension à l'Est au centre de la zone d'étude, Cigar C à l'Est, Tibia et Cigar North respectivement au Nord et Nord-Ouest ainsi que sur la moitié Est du conducteur de Cigar South. Ces linéaments observés dans la zone d'étude ne se prolongent pas à l'échelle régionale. Le conducteur EM Cigar Main est associé à un couloir de déformation (D3), dans lequel se localise une zone de cisaillement dextre Est-Ouest (Bruneton, 1993; Annesley et al., 2005).

De très nombreuses réactivations cassantes sont observées au sein des zones de cisaillement. La reconnaissance des types de structures se base sur les typologies décrites dans les classifications usuelles des roches de failles (Sibson, 1977; Killick, 2003; Woodcock et Mort, 2008).

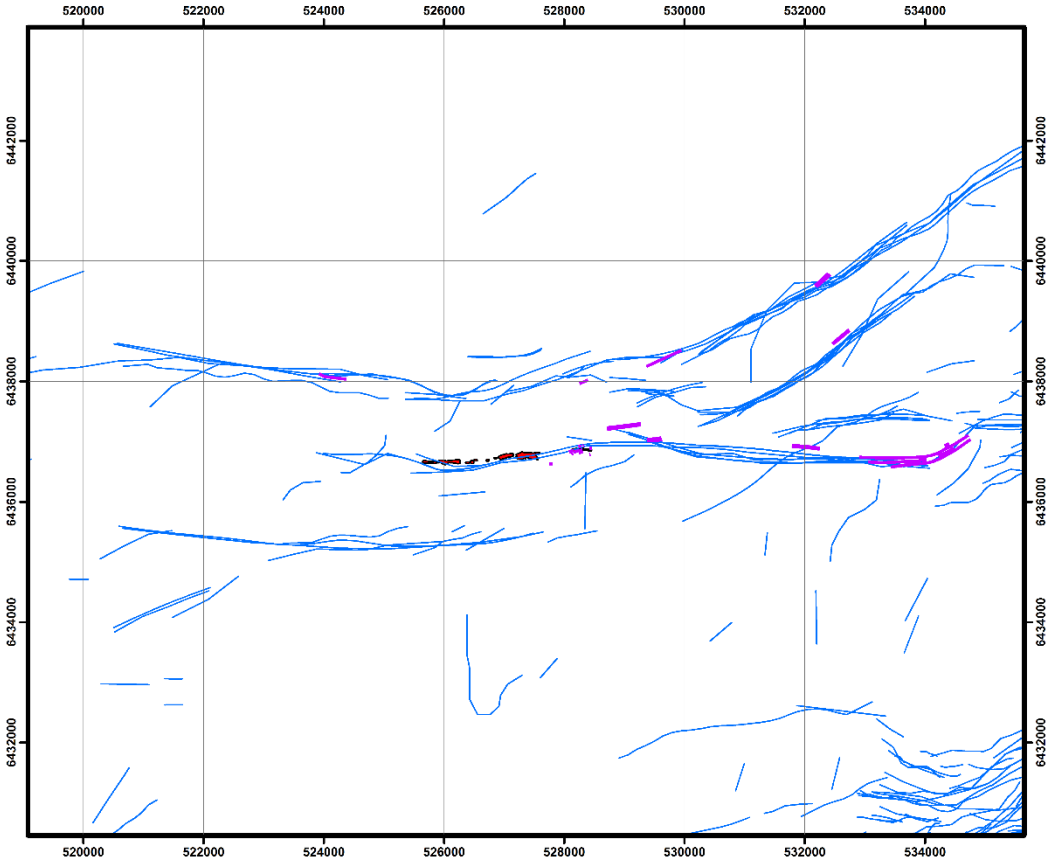


Figure 3-4 : Carte structurale localisant les zones de cisaillement (lignes violettes) repérées en forage au sein des conducteurs électromagnétiques (lignes bleues) (base de données Orano).

Les cataclasites sont parmi les structures les plus recoupées en forage et sont réparties sur l'ensemble des conducteurs NE-SW et E-W, excepté celui de Cigar South (Fig. 3.5). Ces structures cassantes, de la proto- à l'ultra-cataclasite (Gerbeaud, 2014), sont parallèles à la foliation et se surimposent à la fabrique ductile dans ces zones de cisaillement.

Leur nombre et leur puissance tend à augmenter des épontes vers le centre des zones de cisaillement venant effacer la fabrique ductile (Martz, 2017). Hors des zones de cisaillement (cf. le conducteur électromagnétique Tibia), ces structures ont tendance à recouper cet héritage ductile, encore observable dans ces zones. Ces cataclasites sont riches en graphite, pyrite et dolomite. Leur formation résulte de la réduction de la taille des grains de la roche encaissante et localement des processus de dissolution attestés par la présence de très nombreux stylolites (Khairallah, 2017). Ces structures ne sont pas clairement associées à des décalages de la discordance, ce qui suggère une mise en place antérieure au dépôt de la formation Manitou Falls dans l'Est du bassin, estimé à 1710 Ma. Il est observé que les zones les plus enrichies en uranium du gisement se situent à l'apex de ces structures (Harvey, 2015).

Des brèches de faille non-cohésives et des gouges riches en graphite et pyrite sont fréquemment observées dans le socle, en particulier aux épontes des cataclasites et le long des contacts lithologiques (Gerbeaud, 2014). Ces brèches sont abondantes le long du conducteur Cigar Main. Dans cette zone, ces structures sont orientées E-W, parallèles à la foliation (S3) et ont un fort pendage de 70 à 80° vers le Sud.

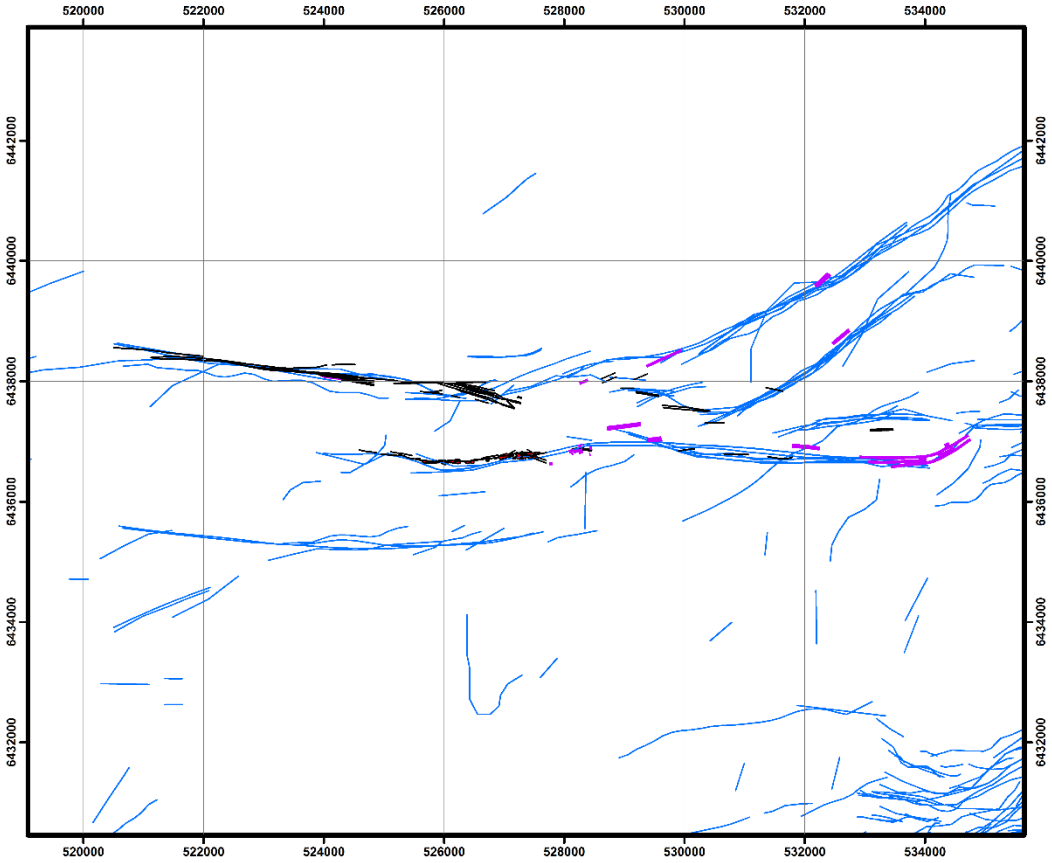


Figure 3-5 : Carte structurale localisant les cataclasites (lignes noires), les zones de cisaillement (lignes violettes) et les conducteurs électromagnétiques (lignes bleues) (base de données Orano).

D'autres brèches d'aspect argileux dans le socle et argileux-sableux dans le bassin, et associées à des textures de dissolution, ont été reconnues dans deux secteurs :

- (i) Dans le bassin au-dessus du conducteur Cigar Main, au-dessus de zones minéralisées (Bishop et al., 2016; IAEA, 2018a). Le réseau de faille principal est formé de structures parallèles Est-Ouest à 70-80° de pendage vers le Sud, venant buter contre une structure principale Est-Ouest à 70° de pendage vers le Nord. Des minéralisations perchées sont signalées aux intersections de ces deux familles de structures. Un réseau secondaire de brèches Est-Ouest à 20-30° de pendage vers le Nord ou vers le Sud, se localise dans l'espace fracturé formé par les failles à 70-80° de pendage (Harvey, 2015).
- (ii) Dans le socle et le bassin le long du conducteur Cigar North, les structures sont orientées Est-Ouest avec un pendage de 70-90° vers le Sud.

3.3. Les altérations hydrothermales

Quatre étapes d'altérations majeures ont été définies dans la zone d'étude de Cigar Lake :

La rétromorphose tardi-hudsonnienne engendre une altération pénétrative observable dans les zones non affectées par les altérations postérieures : développement du régolithe et de l'hydrothermalisme associé à la mise en place des minéralisations (Halter, 1988; Smellie et Karlsson, 1996). Dans les séries du Wollaston cette altération est marquée à des degrés divers par le remplacement des minéraux primaires majeurs (plagioclase, feldspath potassique, cordiérite, grenat, sillimanite, biotite, pyroxène, amphibole). Dans les paragneiss la rétromorphose se caractérise par l'albitisation des plagioclases, suivie de l'apparition de muscovite et de calcite dans le plagioclase albitisé, la cordiérite, la sillimanite, et localement dans le feldspath potassique. La biotite est remplacée par une chlorite ferromagnésienne associée à la formation d'oxyde de titane. Des pyrites néoformées sont également observées qui contrairement aux pyrites primaires sont dépourvues de nickel (Bruneton, 1987, 1993; Halter, 1988; Pacquet et Weber, 1993). L'amphibole (diopside) et le pyroxène sont les minéraux les plus sensibles à l'altération dans les faciès calco-silicatés et mafique. Ces minéraux sont partiellement ou totalement remplacés par un assemblage à chlorite-calcique. La muscovite se développe dans les plagioclases albitisés et dans les feldspaths potassiques. Ces assemblages minéralogiques correspondent au faciès schiste vert et donnent aux roches une teinte verdâtre prononcée (Halter, 1988; Bruneton, 1993).

Suite à cette altération se développe un profil régolithique observable au toit du socle sur des épaisseurs variant de 0 à 50 m (Bruneton, 1993). Sur la zone de Cigar Lake, ce profil est similaire à ceux décrits dans les autres localités du bassin de l'Athabasca (Hoeve et Sibbald, 1978; Macdonald, 1980). Trois horizons peuvent être définis lorsque ce profil est complet : (i) un horizon supérieur caractérisé par l'abondance d'hématite lui donnant une couleur rouge vif et celle de la kaolinite, (ii) un horizon intermédiaire riche en illite et chlorite ferrifère de couleur vert pâle à rougeâtre, (iii) un horizon basal de couleur vert, marquant la transition entre le régolithe et les roches non altérées, pauvres en illite et riches en chlorite (Bruneton, 1987, 1993; Pacquet et Weber, 1993).

Des processus diagénétiques se mettent en place dans les séries sédimentaires lors du dépôt du bassin de l'Athabasca. Ces processus se caractérisent par la cristallisation de quartz autigènes sous forme de ciments syntaxiaux autour des grains de quartz détritiques. Un liseré fin d'hématite spéculaire vient surligner le contour des grains de quartz détritiques donnant une teinte rouge aux grès et conglomérats. Parallèlement au développement de ces altérations, les biotites et muscovites détritiques sont remplacées par la dickite puis l'illite (Pacquet et Weber, 1993; Percival et al., 1993). L'illite est également retrouvée sous forme de fines aiguilles en inclusion dans les ciments de quartz syntaxiaux indiquant que ces ciments ont continué à se développer après le remplacement de la dickite par l'illite (Martz, 2017).

Le gisement de Cigar Lake se localise au sein d'une intense zone d'altération hydrothermale constituant la quatrième étape d'altération. Le halo d'altération est restreint autour du gisement et s'étend sur une centaine de mètres dans le socle en-dessous des zones minéralisées et jusqu'à deux cents mètres au-dessus dans le bassin

sédimentaire (Bruneton, 1987; Pacquet et Weber, 1993). Dans le socle l'altération consiste en un assemblage d'illite et de sudoïte (chlorite-Mg) avec localement la présence de Mg-foitite (tourmaline-Mg). Cette altération masque à la fois les paragénèses pré-Athabasca issues de l'altération régolithe (Bruneton, 1987) mais également l'ensemble des minéraux des roches du socle. A proximité de la zone minéralisée, le quartz est corrodé et sa dissolution peut être totale dans les zones les plus altérées. La cordiérite, la sillimanite et la biotite sont également totalement altérées et remplacées par l'assemblage illite – sudoïte ± Mg-foitite (Pacquet et Weber, 1993). La minéralisation est capée dans le bassin sédimentaire par un niveau d'épaisseur variable constitué d'hématite massive mélangée à de l'illite, de la muscovite, de la kaolinite et localement à de la chlorite (Fe-Mg). Cette cape argileuse est localement indurée par de la calcite ou de la sidérite (Bruneton, 1987; Philippe et al., 1993). De petits cristaux cubiques d'alumino-phosphate-sulfates (APS) sont fréquemment retrouvés en association avec l'illite (Martz, 2017).

Cette quatrième phase d'altération hydrothermale se caractérise par le blanchissement et la désilicification des séries sédimentaires du bassin. La désilicification, contrôlée structuralement, peut aller localement jusqu'à une perte de cohésion des roches, traduisant la corrosion des ciments de quartz formés lors de la diagénèse ainsi que des grains de quartz détritiques et leur remplacement par de l'illite (Bruneton, 1987; Pacquet et Weber, 1993; Kaczowka, 2017). Elle se marque également dans le socle par une argilisation très marquée des zones d'augen-gneiss. Ces altérations provoquent une réduction significative du volume des roches du bassin et des roches du socle pour les gisements de Rabbit Lake, Dawn Lake et McArthur River, estimé à près de 30 % (Alexandre et al., 2005), induisant localement leur effondrement gravitaire et la formation de brèches hydrauliques (Lorilleux, 2001; Lorilleux et al., 2002; Jefferson et al., 2007). Ces phénomènes de désilicification apparaissent comme un élément critique pour la circulation et le piégeage des fluides minéralisateurs, notamment pour le gisement de Cigar Lake.

3.4. Définition des ensembles litho-structuraux du socle pré-Athabasca

La répartition des lithologies, des structures et de l'altération hydrothermale conduit à définir plusieurs ensembles litho-structuraux. Trois blocs peuvent être définis à l'échelle de la zone d'étude, recouverts en discordance par les séries sédimentaires MFb et MFc du bassin de l'Athabasca (Fig. 3.6) :

Le premier bloc litho-structural au Nord de la zone d'étude est délimité ver le Sud par la zone de faille Est-Ouest de Cigar Nord, la zone de faille Nord-Est de Contact et par la zone de faille de Tibia à l'intersection des deux précédentes. Ce bloc présente dans le socle plusieurs unités lithologiques fortement imbriquées. La partie Nord-Ouest de ce bloc est constituée du dôme archéen de Samson Lake, dôme représentant l'unité lithologique principale dérivée de séries plutoniques. Une intrusion granitique Est-Ouest, d'épaisseur variant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres délimite la bordure Sud du dôme au contact de la zone de faille de Cigar Nord. Un second dôme archéen, plus petit que le précédent, se localise le long de la zone de faille N-E de

Contact. Les paragneiss du groupe du Wollaston, dérivés de séries pélitiques, gréso-pélitiques et silico-carbonatées, se localisent entre ces deux dômes.

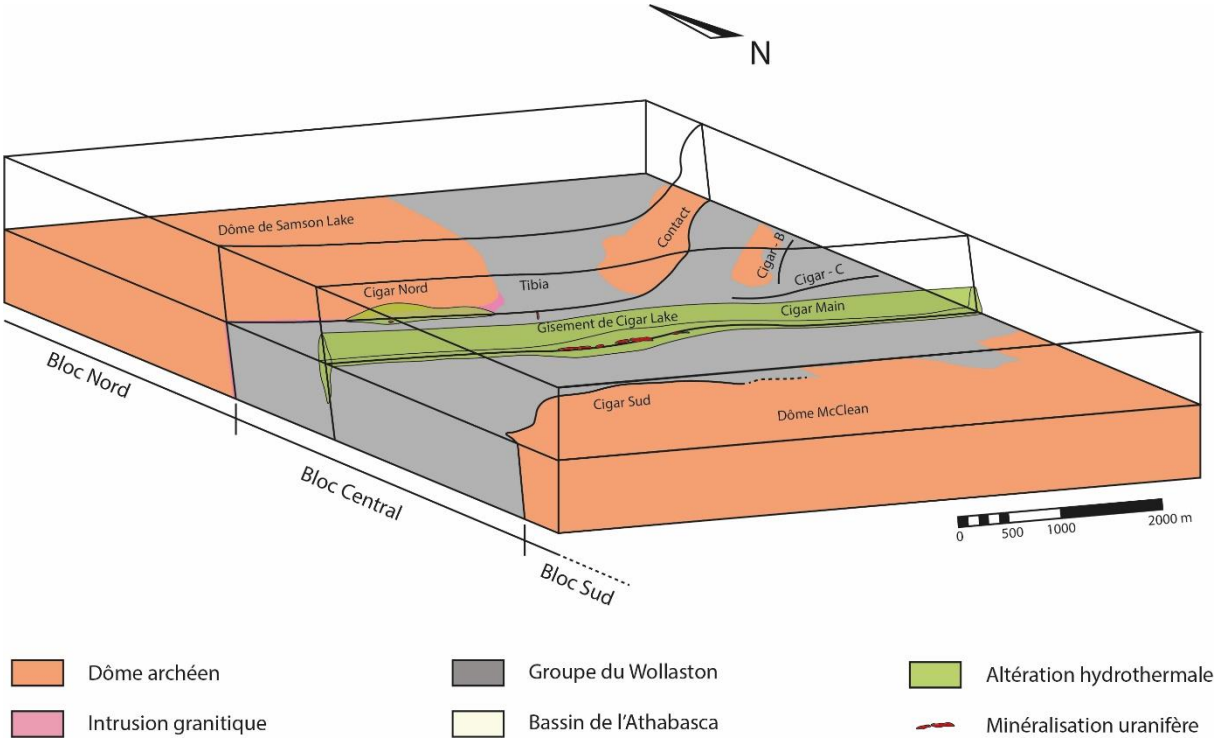


Figure 3-6 : Bloc 3D schématique des blocs litho-structuraux définis dans la zone d'étude

Le second bloc lithologique se situe au Sud du bloc Nord. Il est bordé au Nord par les zones de faille de Cigar-Nord, Tibia et Contact, et au Sud par la zone de faille E-W de Cigar Sud. Les zones de failles de Cigar Main, Cigar-B et Cigar-C se localisent au sein de ce bloc très déformé. Les roches du socle sont représentées par les paragneiss du groupe du Wollaston et un dôme archéen d'extension limité au contact de la faille de Cigar-B.

Le troisième bloc est délimité au Nord par la zone de faille de Cigar Sud. Il est constitué d'une unique unité lithologique d'orthogneiss formant le dôme archéen de Mc Clean.

Chapitre 4

4. Méthodologie 48

4.1. Démarche globale 48

4.2. Définitions 51

4.2.1. La zone de faille 51

4.2.2. Les fractures 53

4.2.3. Propriétés hydrauliques associées aux zones de faille 54

4.3. Séquence structurale de la zone de faille de Cigar Nord 57

4.3.1. Typologie des structures 57

4.3.2. Minéralogie 62

4.3.3. Chronologie des évènements structuraux et des altérations 64

4.4. Caractérisation du schéma structural 64

4.4.1. Reconstitution du réseau de failles à l'échelle de la zone d'étude 65

4.4.2. Organisation structurale à l'échelle des zones de faille 66

4.4.3. Intensité de fracturation à l'échelle de la lame mince 72

4.5. Quantification des propriétés pétrophysiques macroscopiques. 72

4.5.1. Porosimétrie par saturation à l'eau 72

4.5.2. Mesures de densités 74

4.5.3. Vitesse de propagation des ondes 77

4.5.4. Conductivité thermique 82

4.5.5. Perméabilité 85

4.6. Caractérisation morphologique du réseau poreux 88

4.6.1. Porosimétrie par injection de mercure 88

4.6.2. Géométrie de la porosité macroscopique 90

4.6.3. Estimation de la porosité macroscopique 91

4.6.4. Topologie de la porosité macroscopique 91

4.6.5. Estimation de la tortuosité des pores 97

4. Méthodologie

4.1. Démarche globale

L'objectif de cette étude est de comparer des structures non ou peu minéralisées à des structures « fertiles » en minéralisations uranifères afin de définir le ou les paramètres clé(s) permettant la circulation des fluides minéralisateurs jusqu'à la zone de dépôt. La découverte du gisement de Cigar Lake en 1981 et les nombreuses campagnes d'exploration réalisées depuis, au niveau du gisement et dans son environnement proche, ont permis d'acquérir une connaissance importante sur la zone d'étude ainsi que de très nombreuses données, compilées dans les bases de données mises à disposition par le partenaire industriel Orano. Ces données disponibles (cartes géologiques et géophysiques, coupes, logs, données structurales et pétrophysiques) ont été utilisées aux différentes étapes lors de cette étude. La démarche globale adoptée pour répondre à l'objectif fixé consiste en 4 grandes étapes (Fig. 4.1) :

1 Une analyse générale des données disponibles visant à sélectionner deux zones d'étude, la zone de faille Cigar Nord présentant peu de minéralisations uranifères et la zone de faille de Cigar Main au-dessus de laquelle se localise le gisement de Cigar Lake.

2 La définition d'une stratégie d'échantillonnage resserré sur certaines coupes géologiques perpendiculaires aux zones de failles (Fig. 4.2). Les coupes présentant le plus grand nombre de forages ont été sélectionnées afin d'obtenir la vision la plus large possible (Tableau 4.1). Dans le but de valoriser les données disponibles, et en particulier les données pétrophysiques, une attention particulière a été portée sur les coupes où ces mesures sont présentes.

3 La troisième étape consiste en l'acquisition de mesures sur les forages et les échantillons et l'intégration des données existantes. Cette acquisition est axée sur les trois aspects suivants :

- La reconstitution de l'évolution tectonique de la faille de Cigar Nord. Cette reconstitution nécessite de caractériser les structures présentes au sein de la zone de faille d'un point de vue typologique et minéralogique. Les relations de recoupement observées de l'échelle du forage à l'échelle de la lame mince, ainsi que la réalisation de datations U/Pb sur la minéralisation uranifère permettent d'intégrer les structures observées dans une chronologie des évènements tectoniques. Cette chronologie est par la suite comparée aux évènements connus pour la faille de Cigar Main.
- La définition d'un schéma structural sur l'ensemble de la zone d'étude. Les lithologies du socle et du bassin sédimentaire n'étant pas affleurantes, une méthodologie spécifique utilisant les données disponibles (cartes géologiques obtenues à partir des données de forage et cartes géophysiques) est mise en place pour croiser ces données et aboutir à une nouvelle interprétation structurale de la zone d'étude. Afin de rafiner ce schéma et de comparer l'organisation structurale au sein des zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main, la localisation des structures principales recoupées en forage ainsi qu'une analyse statistique de la répartition des structures d'échelle méso à microscopique des zones endommagées est réalisée sur les deux zones d'étude.

- La caractérisation des propriétés pétrophysiques sur les échantillons sélectionnés. Ces nouvelles analyses sont associées aux données existantes dans le but de définir des corrélations entre propriétés. Les données sont également reportées dans les coupes géologiques sélectionnées pour estimer l'impact des structures présentes dans les zones de faille. Afin de comprendre le fonctionnement des systèmes hydrauliques en place dans ces failles, une attention particulière a été portée sur les mesures de porosité et perméabilité, ainsi que sur les morphologies des réseaux poreux. La définition de ces morphologies se base sur des mesures de porosimétrie à l'eau et au mercure et l'observation des réseaux poreux sur lames minces. Les caractéristiques hydrauliques de la zone de faille de Cigar Nord et Cigar Main sont ensuite comparées.

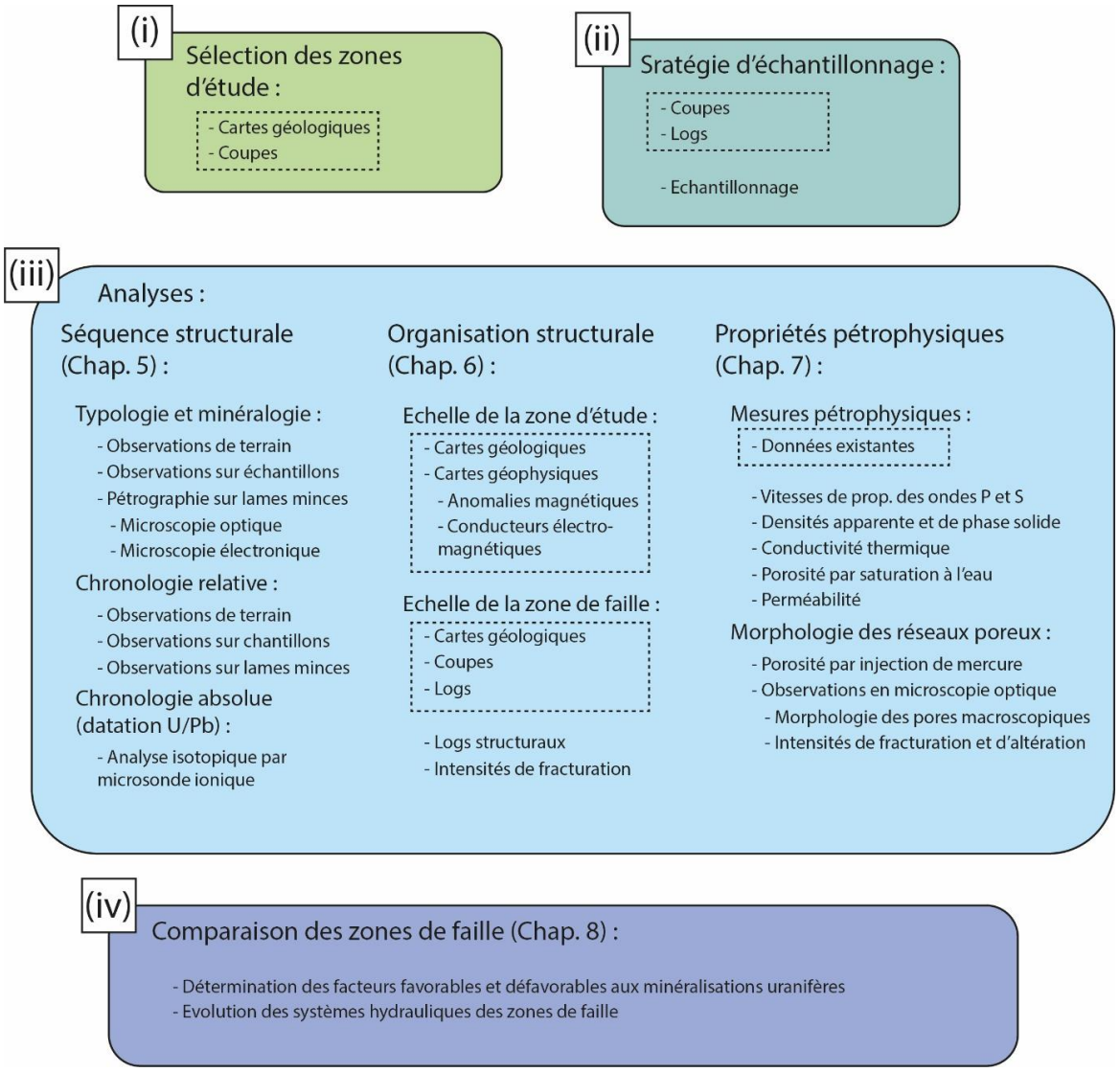


Figure 4-1 : Démarche suivie et méthode mise en œuvre pour chaque étape de l'étude. Les données provenant des bases de données Orano sont encadrées en pointillés.

4 L'ensemble de ces données structurales, chronologiques et pétrophysiques peuvent ensuite être comparées dans le but de faire ressortir le/les paramètre(s) clé(s) à l'origine du dépôt des minéralisations uranifères.

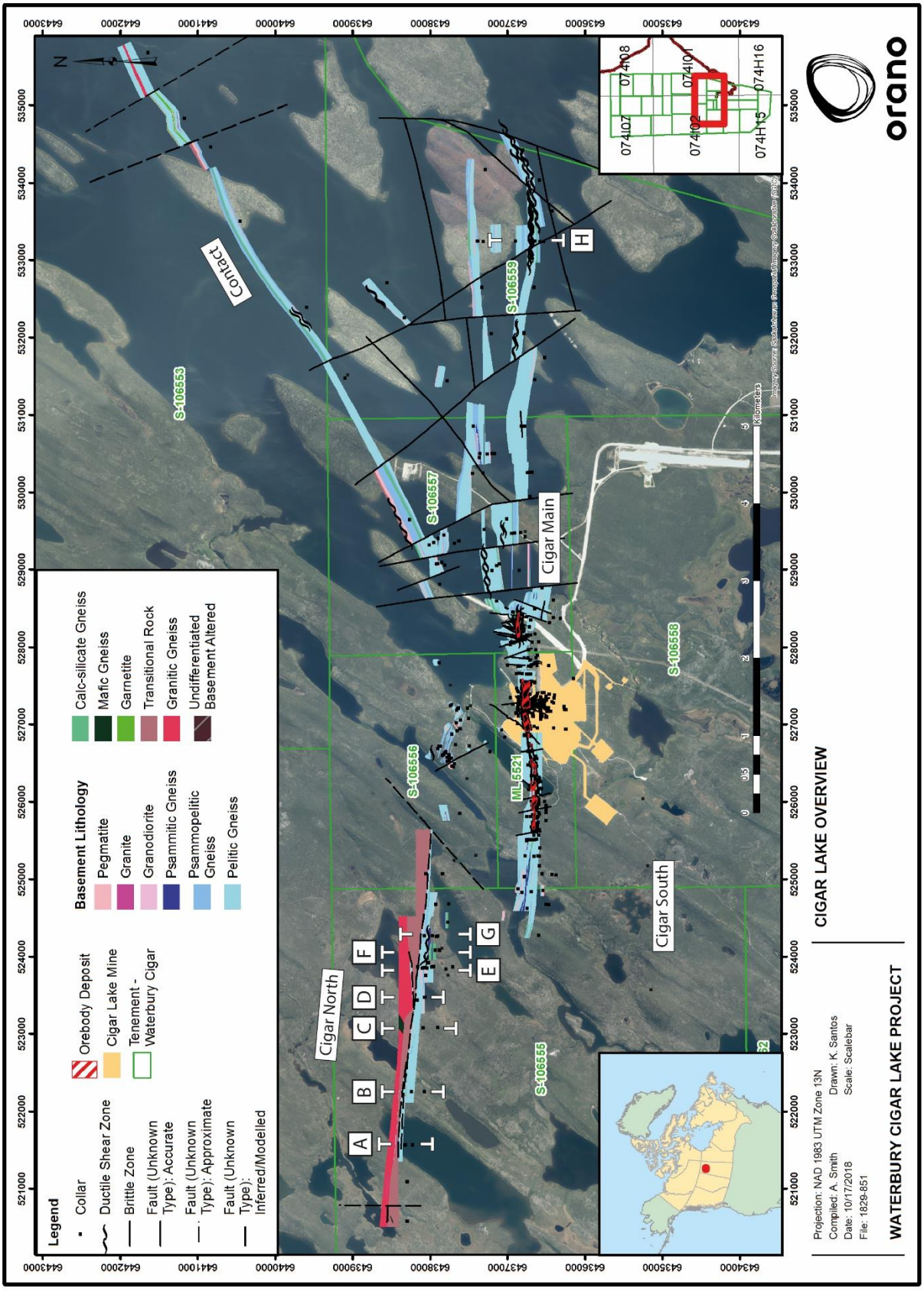


Figure 4-2 : Localisation des forages et des coupes sélectionnées le long des zones de failles de Cigar Nord et Main. Les lithologies et structures recoupées par les forages sont projetées au toit du socle

Coupes	A	B	C	D	E	F	G	H
Forages	WC-538	WC-522	WC-520A	WC-523	WC-492	WC-495	WC-512	WC-426
	WC-543	WC-536	WC-526	WC-544	WC-493	WC-498	WC-514	WC-438
					WC-504	WC-507	WC-519	WC-441
					WC-511	WC-509	WC-546	WC-457
					WC-516	WC-521		
					WC-518	WC-528		
					WC-527			
					WC-548			

Tableau 4-1 : Forages présents sur les coupes sélectionnées

4.2. Définitions

4.2.1. La zone de faille

La définition générale d'une faille est une zone de rupture permettant le relâchement des contraintes locales entre deux blocs lithologiques. Elle se matérialise de façon simplifiée par une interface le long de laquelle ces deux blocs se déplacent l'un par rapport à l'autre. Elle est représentée sur les cartes géologiques à l'échelle régionale par une ligne ou une courbe, représentant l'intersection du plan de contact entre les deux blocs lithologiques et la surface topographique. Cependant l'architecture d'une zone de faille est complexe et sa morphologie dépend de nombreux facteurs tels que le mode de déformation (faille normale, inverse, décrochante), l'orientation des contraintes, la rhéologie des roches traversées, les réactivations tectoniques, les précipitations de minéraux le long du plan de faille, la présence de fluides…

Le segment de faille le long duquel se déplacent les blocs lithologiques est imbriqué à l'intérieur de zones déformées plus vastes contenant des structures observables à différentes échelles (Chester et Logan, 1986). Ainsi, une zone de faille peut être décrite de manière plus réaliste sous forme de blocs (Fig. 4.3, A) :

- Le cœur de faille au sein duquel le déplacement est accommodé. Ce coeur, de longueur et d'épaisseur variable, se compose de matériaux très déformés et souvent fortement altérés. La typologie et les textures (ultramylonitique à cataclasique) dépendent des conditions pression et température, de la compétence des matériaux, des mécanismes de déformation observés et de la taille et de la proportion des grains par rapport à la matrice.
- Les zones endommagées (ou zone de dommages) localisées de part et d'autre du cœur de faille. Ces zones correspondent au volume de roche affecté par la déformation autour du cœur de faille et sont caractérisées par de nombreux marqueurs de la déformation dont le type va varier en fonction de la lithologie et de son comportement mécanique : plis, failles secondaires, bandes de déformation, veines, fractures allant de la microfracture à l'échelle du grain aux macrofractures, stylolites, joints… L'étude de ces structures renseigne sur les mécanismes et la cinématique de la déformation et peuvent servir de marqueurs pour reconstituer l'évolution structurale et les événements hydrothermaux successifs.

- Ces zones endommagées sont délimitées par le protolithe qui représente l'encaissant non déformé par la zone de faille. Ce protolithe peut avoir une structuration héritée provenant de déformations antérieures, non liées à l'activité de la zone de faille.

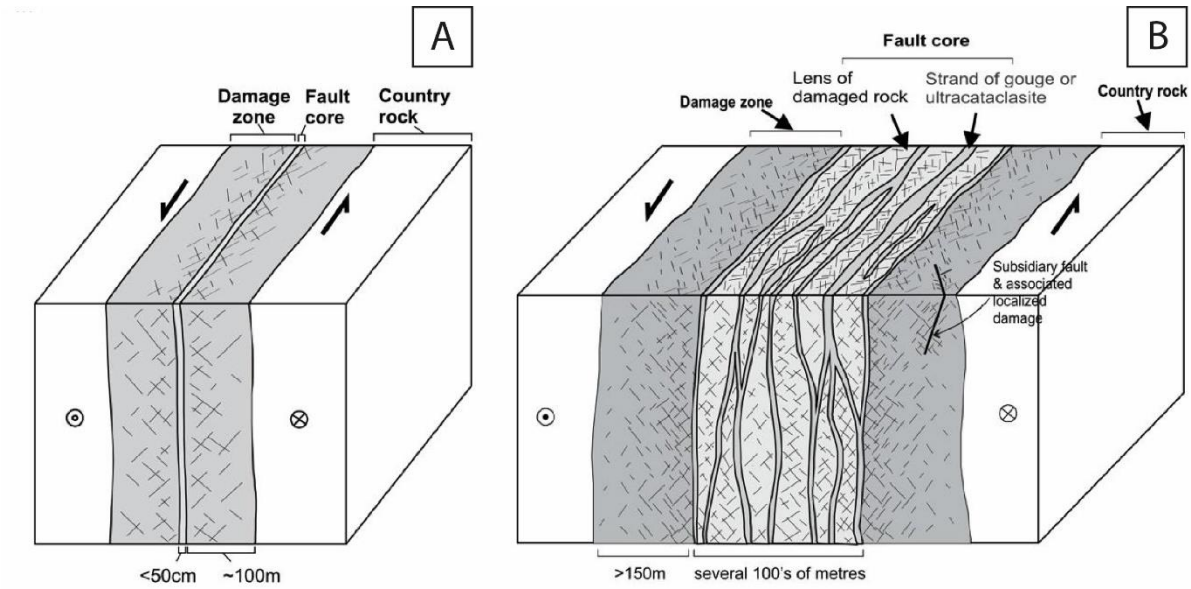


Figure 4-3 : Modèles d'une zone de faille simple (A) et à cœurs multiples (B) (d'après Mitchell et Faulkner, 2009).

Ce modèle d'une zone de faille, avec un cœur de faille unique entouré de zones de dommages est cependant une vision simplifiée des objets pouvant être rencontrés. En pratique, cette géométrie peut se décliner sous d'autres formes allant d'un segment principal unique (Fig. 4.3, A) à plusieurs segments localisés côte à côte, considérés comme le cœur de faille et entourés de zones plus ou moins endommagées (Fig. 4.3, B). On parle alors de faille à cœurs multiples. L'observation de cette géométrie ne peut se faire qu'à plus haute résolution.

Si la représentation à l'échelle régionale d'une faille à cœurs multiples prend la forme d'un unique linéament structural, l'observation à plus haute résolution fera apparaître ce linéament comme le regroupement ou « cluster » de plusieurs segments de plus petites tailles entourés par des zones d'endommagement et délimitées par le protolithe (Fig. 4.4). La morphologie de ces segments et l'organisation structurale de leurs zones de dommages associées ne seront pas obligatoirement identiques à toutes les échelles et à la zone de faille régionale. Ces morphologies dépendront à nouveau du mode de déformation (faille normale, inverse, décrochante), de l'orientation des contraintes locales, de la rhéologie des roches traversées… (Gauthier, 2003; Davatzes et al., 2005; Cooke et al., 2006; Moir et al., 2010; Soden et al., 2014). Ces sauts d'échelles faisant apparaitre ces zones « clustérisées » permettent donc de caractériser l'architecture interne de ces objets et les font apparaître comme lithologiquement hétérogènes, anisotropes et discontinus.

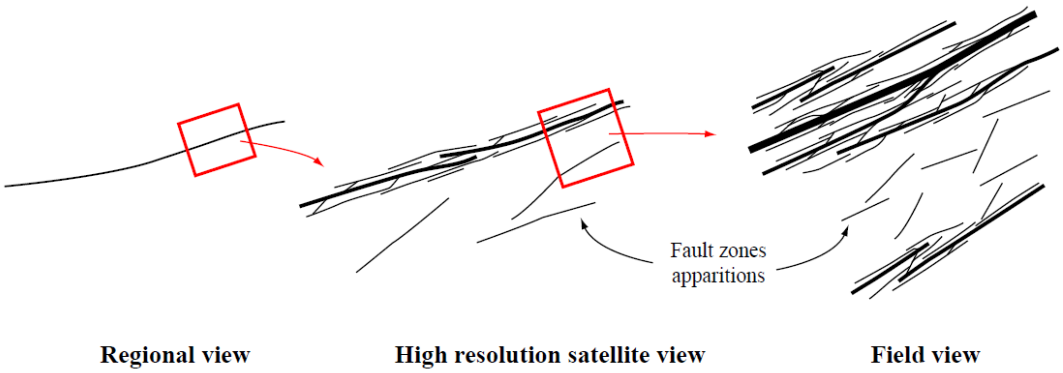


Figure 4-4 : Représentation schématique d'une zone de faille observée à différentes échelles (d'après Le Garzic, 2010).

4.2.2. Les fractures

On peut définir les fractures de façon générale comme des discontinuités planaires affectant un volume de roche. Elles sont constituées de deux surfaces planes et parallèles ou épontes qui se rejoignent au front de la fracture formant ainsi ses extrémités. Cependant cette définition est imprécise car elle ne donne pas d'information sur l'échelle des objets et ne permet pas de distinguer la faille, de la fracture ou du joint, ce qui peut être source de confusion dans l'interprétation géologique des objets, la compréhension de leurs processus de formation et de leurs caractéristiques hydrauliques (Peacock et al., 2016).

En effet, les fractures peuvent avoir différentes origines :

- Une origine tectonique, comme c'est le cas pour les failles et fractures contribuant au développement des zones d'endommagement (Chester et al., 1993; Caine et al., 1996),
- Une surpression de fluides dans le cas de nombreux réseaux de veines présents dans les zones de faille ou les dykes (Fossen, 2020),
- Une contraction thermique, liée au refroidissement des roches dans les plutons ou coulées volcaniques (Price et Cosgrove, 1990; Rolet et al., 1995),
- La décompression liée à l'exhumation (Pollard et Aydin, 1988; Holzhausen et al., 1989; Mandl, 2005),
- Les transformations minéralogiques, comme le retrait/gonflement des argiles ou certaines transformations métamorphiques (Dewandel et al., 2006; Jamtveit et al., 2011; Plümper et al., 2012).

Du point de vue des caractéristiques hydrauliques, une fracture est une discontinuité macroscopique planaire pouvant être associée à différents types de mouvements relatifs impactant sa porosité et perméabilité (Nelson, 2001). Trois modes décrivent l'ouverture des fractures selon le mouvement observé le long du plan (Fig. 4.5) : (mode I) en ouverture stricte, (mode II) en ouverture cisaillante, (mode III) en ouverture perpendiculaire à la direction de la rupture.

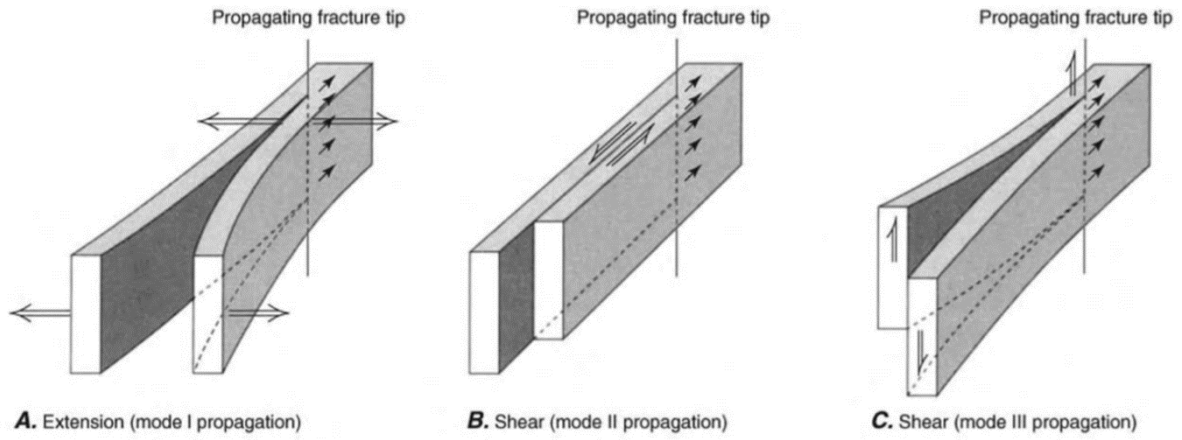


Figure 4-5 : Schéma des types de fractures en fonction de la direction d'ouverture et de propagation (Twiss et Moores, 2007).

Dans ce manuscrit le terme « fracture » est réservé aux objets présents dans les zones de dommages allant du micromètre au décamètre et associés à une faible quantité de mouvement. Le terme « veine » est également employé lorsque les fractures sont cimentées ou partiellement colmatées. La différence est faite avec les plans de dissolution ou « stylolites » caractérisant des surfaces de formes irrégulières et marquant la dissolution des matériaux sous contraintes mécaniques. Ces objets sont fréquemment retrouvés dans les zones de faille.

4.2.3. Propriétés hydrauliques associées aux zones de faille

Les zones de failles représentent les principaux vecteurs de transferts de fluides à travers la croûte terrestre (Nesbitt et Muehlenbachs, 1989; Micklethwaite et al., 2010; Stober et Bucher, 2015). L'impact des failles sur les écoulements fluides dépend à premier ordre de leurs comportements hydrauliques par rapport aux roches encaissantes (Manning et Ingebritsen, 1999; Townend et Zoback, 2000), les failles pouvant agir comme un drain ou une barrière aux circulations fluides. Une faille de faible perméabilité au sein d'un encaissant perméable jouera le rôle de barrière. Au contraire, une faille de forte perméabilité au sein d'un encaissant peu perméable se comportera comme un drain pour les fluides (Seebeck et al., 2014).

Ce comportement hydraulique de drain ou barrière dépend également de la nature du cœur de faille. Le cœur de faille peut présenter des remplissages de granulométrie plus ou moins fine, cimentés et altérés avec des teneurs variables en argiles (Sibson, 1977; Anderson et al., 1983; Chester et Logan, 1986). La comminution ou réduction de la taille des grains et également un processus diminuant la perméabilité matricielle du cœur de plusieurs ordre de grandeur par rapport au protolithe (Sammis et al., 1987; Marone et Scholz, 1989; Crawford et al., 2008). Il peut être également non induré et est alors considéré comme perméable (Billi et al., 2003; Bense et Person, 2006; Agosta et al., 2007).

La fracturation peut également augmenter la perméabilité de plusieurs ordres de grandeur par rapport au protolithe et favoriser la circulation des fluides en profondeur (Cox, 1995; Evans et al., 1997; Aydin, 2000; Sibson, 2000). Les fractures ont donc un rôle majeur dans le développement des propriétés hydrauliques des zones de faille et en particulier au sein des zones de dommages où ces structures sont prépondérantes (Fig. 4.6). De par

leur nombre, ces objets s'organisent en réseaux dans lesquels la capacité de circulation des fluides est dépendante de nombreux facteurs associés à leurs morphologies tels que, leurs densités, leurs longueurs, leurs ouvertures, leurs connectivités, leurs tortuosités, leurs remplissages ainsi que de l'activité tectonique ou de la pression des fluides à l'intérieur permettant de les maintenir ouverts ou de les refermer (Atkinson, 1984; Sausse, 1998; Laubach et al., 2004; Crider, 2015). La pression de ces fluides et leur dynamique générale a un effet sur les perméabilités. Les surpressions dans les zones de faible perméabilité le long de la faille peuvent entrainer des ruptures par bréchification hydraulique (Sibson, 1994; Weisheit et al., 2013; Shukla et Sharma, 2018) ainsi que des glissements le long du plan de faille générant une activité sismique (Bruhn et al., 1994; Caine et al., 2010). Cette activité associée à ces surpressions permet la ré-ouverture des fractures scellées ainsi que la génération de nouveaux réseaux de fractures (Géraud et al., 2010). L'ensemble de ces facteurs va jouer sur la continuité de la porosité et leurs perméabilités et ainsi contrôler les écoulements au sein du milieu poreux fracturé (de Dreuzy et al., 2004; Olson, 2007; Mitchell et Faulkner, 2012).

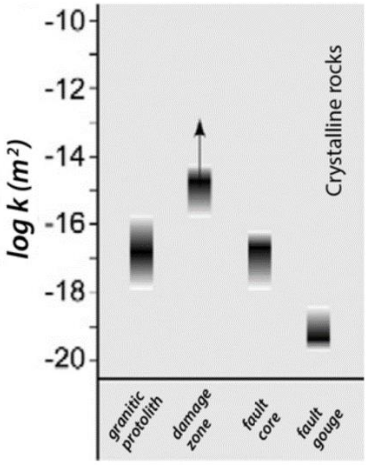


Figure 4-6 : Exemple des contrastes de perméabilités observés entre les différents compartiments d'une zone de faille et le protolithe encaissant (modifié d'après Bense et al., 2013).

Il est également important de considérer le ratio entre le volume des zones de dommages et le volume du cœur, ratio qui impacte également le comportement hydraulique des zones de faille (Fig. 4.7). Ainsi, dans le cas où le cœur de faille n'est pas scellé, une zone de faille avec des zones de dommages peu développées (ratio faible) aura un comportement de drain localisé alors qu'une zone d'endommagement large (ratio élevé) donnera un comportement de drain étendu. Dans le cas d'un cœur de faille scellé et imperméable, une zone de faille associée à une zone d'endommagement de faible épaisseur (ratio faible) se traduira par un comportement de barrière aux circulations de fluides alors qu'une zone d'endommagement large (ratio élevé) produira à la fois un comportement de drain et de barrière (Caine et al., 1996).

Ce comportement de conduit-barrière souvent rencontré dans la nature, peut aussi être décrit à plus petite échelle selon l'organisation structurale interne des zones de failles et peut varier le long de la faille en fonction des lithologies traversées et des remplissages rencontrés dans le cœur de faille et les réseaux de fractures de la zone d'endommagement (Géraud et al., 2010; Jeanne et al., 2012; Staněk et Géraud, 2019).

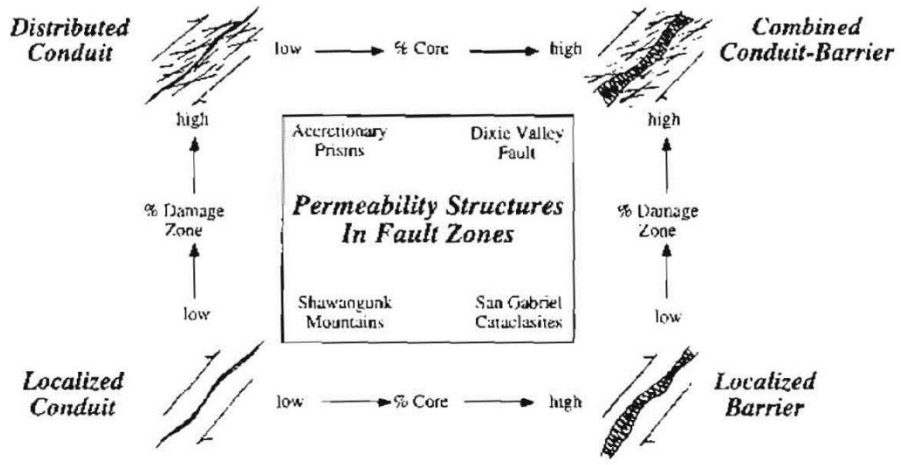


Figure 4-7 : Modèle conceptuel d'une zone de faille et de son comportement hydraulique en fonction de la proportion de cœur de faille et des zones endommagées (Caine et al., 1996).

Si l'on considère les deux modèles de failles possibles ainsi que les variations de densité de fracturation au sein des zones de dommages, l'augmentation des densités de fractures et de leur connectivité à proximité des cœurs de faille a pour effet de développer localement des perméabilités élevées dans la zone d'endommagement (Fig. 4.8). La perméabilité des zones de dommages n'est donc pas homogène et les zones à proximité immédiate des cœurs de faille apparaissent comme très favorables pour le drainage des fluides (Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013; Seebeck et al., 2014).

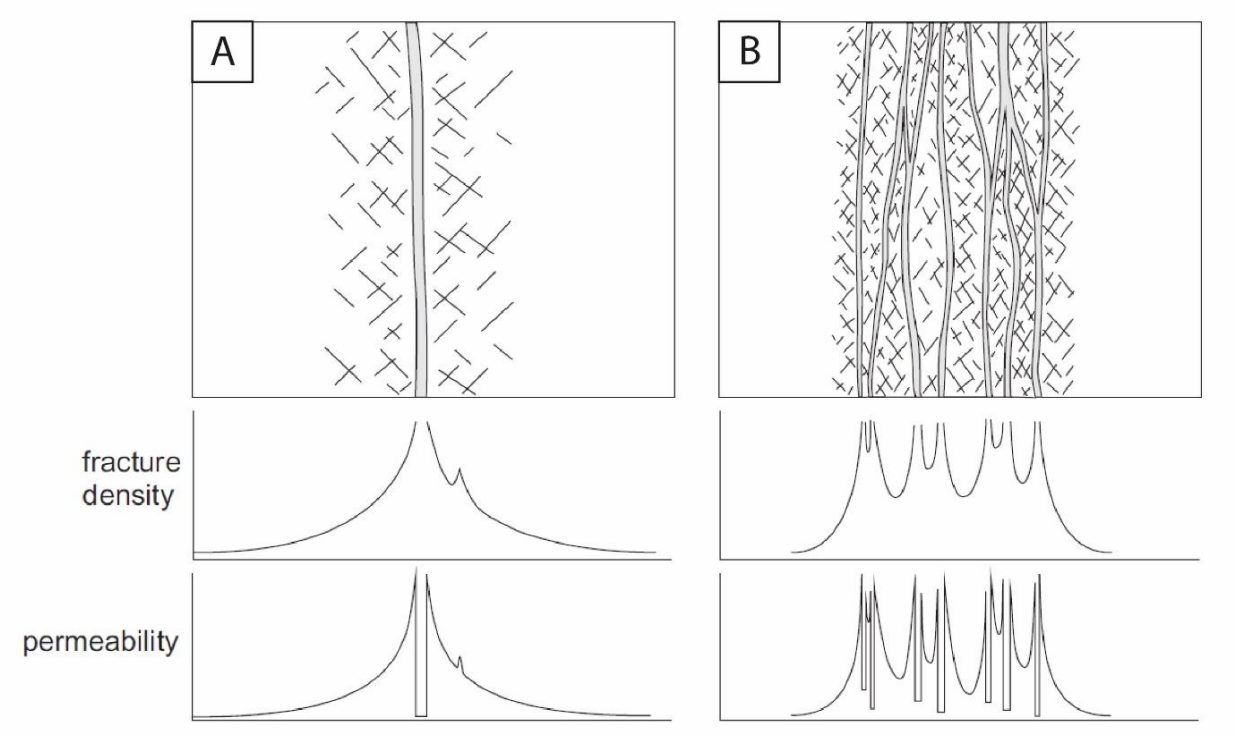


Figure 4-8 : Représentation schématique des propriétés hydrauliques selon les deux types d'architecture de zone de faille. (A) Modèle de faille à cœur unique encadré par une zone d'endommagement. (B) Modèle de zone de faille à cœurs multiples et sa zone d'endommagement (Faulkner et al., 2010).

Le comportement hydraulique des zones de faille est donc difficile à appréhender au vu de leur forte anisotropie et va évoluer dans le temps au gré des réactivations tectoniques successives qui créeront de nouveaux drains et des circulations de fluides qui viendront les sceller lors des périodes inter-sismiques (Gratier, 2011; Matonti et al., 2012; Glaas et al., 2019; Gomila et al., 2021; Aubert et al., 2022). L'ensemble de ces processus influencera les directions d'écoulements. La compréhension de ces systèmes hydrauliques requiert donc une approche multi-échelles intégrant la distribution des structures, leurs remplissages en association avec la mesure de leurs propriétés hydrauliques.

4.3. Séquence structurale de la zone de faille de Cigar Nord

4.3.1. Typologie des structures

Les zones de faille sont des objets pouvant avoir des extensions très variables, allant de plusieurs dizaines de mètres jusqu'à l'échelle crustale (Ramsay, 1980a, 1980b; Sibson, 1983; Austrheim et Boundy, 1994; Ueda et al., 2008). L'extension importante des failles d'échelle crustale pouvant être actives à des profondeurs de 30 Km voir au-delà (Sibson, 1986), implique de larges gammes de pressions et températures allant des conditions de surface à plus de 10 GPa et 600°C pour les séismes profonds (Nielsen, 2017). Ces failles permettent l'accommodation des contraintes sur des échelles de temps allant de quelques secondes à quelques minutes lors d'une crise sismique (Sibson, 2003) à plusieurs dizaines de millions d'années au travers d'une activité sismique intermittente et répétée (Matsuda, 1975; Chester et Chester, 1998; Boullier, 2011). Les « roches de faille » retrouvées le long des zones de faille et en particulier dans leurs cœurs se forment à la suite de ces évènements sismiques (Brodie et al., 2007). Ces roches sont très fortement déformées et présentent de nombreux marqueurs de déformations qui se manifestent par des textures pétrographiques caractéristiques telles que la réorientation, l'étirement, la fracturation ou la réduction de la taille des grains (Anderson et al., 1983; Storti et al., 2003; Onasch et al., 2010). Ces déformations s'accompagnent du développement d'altérations dans les cœurs de faille et la zone d'endommagement, marquées par la dissolution des minéraux primaires et la précipitation de minéraux secondaires (Sibson, 1977; Anderson et al., 1983; Chester et Logan, 1986; Childs et al., 1996; Wibberley et al., 2008; Bastesen et Braathen, 2010; Buatier et al., 2012; Dorsey et al., 2021).

Ces textures et minéralogies sont dépendantes des conditions de pression-température et de la chimie des fluides à partir desquelles ces roches se sont formées (Fig. 4.9, A à E) et en font des marqueurs permettant de reconstituer l'évolution des zones de faille (Sibson, 1977; Knipe, 1992; Knott, 1993; Jev et al., 1993; Gibson, 1994; Knipe et al., 1997; Watts et al., 2007). Dans le cadre de cette étude, ces roches et la fracturation qui les accompagne sont estimées comme étant les meilleurs enregistrements de l'évolution structurale et des événements hydrothermaux successifs. Il est donc nécessaire d'utiliser les typologies existantes afin de reconstituer l'évolution structurale de ces objets.

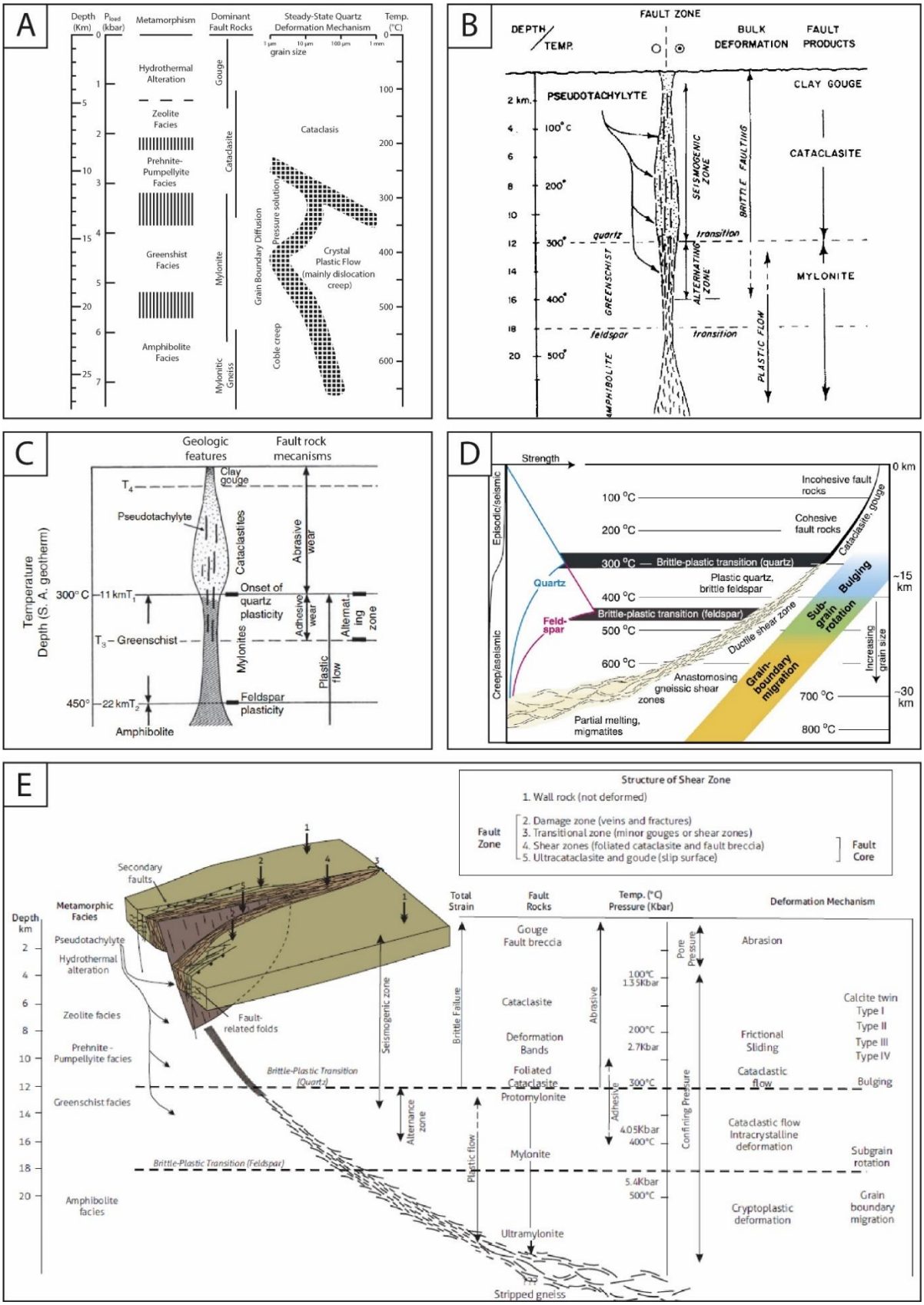


Figure 4-9 : Schémas conceptuels d'une zone de cisaillement associant les différentes « roches de faille » aux régimes et aux mécanismes de déformation selon la profondeur. Ces schémas conceptuels sont définis pour des gradients géothermiques de 20 à 25°C/km. Sources : (A) Sibson, 1983, (B) Sawnson, 1992, (C) Scholz, 2007, (D) Fossen et al., 2007 et (E) Ortega et al., 2021

La reconstitution de ce schéma d'évolution doit donc se baser sur un classement des « roches de faille » reprenant ces différents marqueurs. De nombreuses typologies ont été définies et révisées depuis plus de 40 ans (Sibson, 1977; Wise et al., 1984; Killick, 2003; Woodcock et Mort, 2008; Ortega et al., 2021). Ces typologies classent les « roches de faille » à partir de plusieurs critères texturaux. Dans cette étude, la typologie définie par Woodcock et Mort (2008) et révisée par Magloughlin (2010) est utilisée afin de différencier les « roches de faille » (Fig. 4.10).

b)			non-foliated	foliated
>30% large clasts >2 mm	75-100% large clasts (>2 mm)		fault breccia: crackle breccia	
	60-75% large clasts (>2 mm)		fault breccia: mosaic breccia	
	30-60% large clasts (>2 mm)		fault breccia: chaotic breccia	
<30% large clasts >2 mm	incohesive[1]		**fault gouge**	
	cohesive	0-50% matrix (<0.1 mm)	**protocataclasite**	**protomylonite**
		50-90% matrix (<0.1 mm)	**(meso)cataclasite**	**(meso)mylonite**
		90-100% matrix (<0.1 mm)	**ultracataclasite**	**ultramylonite**
		glass or devitrified glass	**pseudotachylyte**	
		pronounced grain growth		**blastomylonite[2]**

[1]incohesive at present outcrop

[2]some blastomylonites have >30% large porphyroclasts

Figure 4-10 : Classification des « roches de faille » (d'après Woodcock et Mort, 2008 révisée par Maglouglin, 2010).

Les mylonites sont des « roches de faille » cohésives contenant moins de 30% de clastes > 2mm. Elles sont associées à la déformation ductile et se forment dans la croûte moyenne à inférieure (Fig. 4.9, A à E) en-dessous de la limite de plasticité du quartz (Swanson, 1992; Fossen et Cavalcante, 2017; Scholz, 2019; Ortega et al., 2021). De par la déformation intense et les conditions de pression-température associées à leur formation, les mylonites observées en surface sont interprétées comme des zones de cisaillement « fossiles » exhumées

(Passchier et Trouw, 2005). Ces roches de faille se caractérisent par la présence de foliations marquées et de linéations d'étirement. Deux types de foliations sont généralement observées, les plans C associés au cisaillement et les plans S liés à l'accumulation de la déformation finie (Chatterjee et al., 2024; Lister et Snoke, 1984). Les mylonites contiennent une matrice à grains très fins (< 0,1 mm) et des porphyroclastes, grains de tailles plus importantes et moins déformés représentant les fragments du protolithe non déformé (Passchier et Trouw, 2005). La matrice se forme par réduction de la taille des grains (Etheridge et Wilkie, 1979; White, 1979; Vernon et al., 1983; Watts et Williams, 1983). L'augmentation de la déformation a donc pour effet d'augmenter la proportion de la matrice et de diminuer la proportion de porphyroclastes par leur désintégration (Mansard, 2019; Mansard et al., 2020). La proportion de matrice est donc utilisée comme un indicateur de la quantité de déformation et permet de classer les mylonites en proto-, méso- ou ultramylonite (Fig. 4.10). Les minéraux déformés au sein des mylonites ont tendance à se recristalliser et former des porphyroblastes à très haute température et à faible vitesse de déformation (Higgins, 1971; Passchier et Trouw, 2005). Cette recristallisation statique peut se poursuivre après la déformation. Les mylonites associées à ces phénomènes de recristallisation sont appelées blastomylonites (Brodie et al., 2007; Ortega et al., 2021).

Les cataclasites sont des « roches de faille » cohésives contenant moins de 30% de clastes > 2mm. Elles sont associées à la déformation cassante et se forment dans la croûte supérieure (Fig. 4.9, A à E) au-dessus de la zone de transition ductile-cassante et de la limite de plasticité du quartz (Anderson et al., 1983; Swanson, 1992; Fossen et al., 2007; Scholz, 2019; Ortega et al., 2021). Comme pour les mylonites, les profondeurs et températures associées à la formation des cataclasites permettent d'interpréter leur présence en surface comme le témoignage de l'exhumation d'une zone de cisaillement. Ces « roches de faille » se caractérisent par la présence de porphyroclastes anguleux représentant les fragments du protolithe non-déformé entourés d'une matrice à grains fins (<0,1 mm). Ces porphyroclastes sont progressivement déformés par fragmentation, abrasion, rotation et glissement des grains au sein de la cataclasite (Higgins, 1971; Engelder, 1974; Sibson, 1977, 1983, 2002; Ortega et al., 2021). Ces mécanismes associés à la réduction de la taille des grains ne sont pas homogènes avec l'augmentation de la déformation et le passage du stade proto- à méso- puis ultracataclasite (Hadizadeh et Johnson, 2003). La fragmentation ou broyage des porphyroclastes, processus majoritaire pour les cataclasites peu déformées, sera progressivement remplacé par l'abrasion des grains dans les méso- et ultracataclasites (Storti et al., 2003). L'ensemble de ces mécanismes sont à l'origine de la formation de la matrice et l'augmentation de la déformation a pour effet d'augmenter la proportion de matrice et de diminuer celle des porphyroclastes. La proportion de matrice peut ainsi être utilisée comme un indicateur de la quantité de déformation et permet de classer les cataclasites en proto-, méso- ou ultracataclasites (Fig. 4.10). La classification de Woodcock et Mort (2008) présente les cataclasites comme des « roches de faille » sans foliation, cependant la présence de foliations dans les cataclasites a été observée (Chester et al., 1985, 1993; Jefferies et al., 2006). La révision de cette classification par Ortega et al. (2021) sépare les cataclasites non-foliées des cataclasites foliées.

Les pseudotachylites sont des « roches de faille » cohésives, avec ou sans foliation, contenant moins de 30% de clastes > 2mm. Elles se forment lors de la rupture sismique par la fusion des lithologies encaissantes due au

glissement et à la friction des deux blocs lithologiques de part et d'autre du plan de faille (Spry, 1969; Higgins, 1971). Les profondeurs communément associées à leur formation varient de 2 à 15 km (Sibson, 1977; Magloughlin, 1992; Swanson, 1992; Kirkpatrick et al., 2012; Scholz, 2019; Ortega et al., 2021), cependant dans le cas de croûte continentale épaissie, certains auteurs proposent des profondeurs beaucoup plus importantes jusqu'à la base de la croûte (Austrheim et Boundy, 1994; Hawemann et al., 2018). Les pseudotachylites se composent d'une matrice vitrifiée ou cryptocristalline sombre au sein de laquelle s'observent des inclusions minérales formées lors du refroidissement du verre (Sarkar et al., 2020; Sarkar et Chattopadhyay, 2020) et des clastes des lithologies encaissantes (Passchier et Trouw, 2005; Ortega et al., 2021). L'épaisseur de ces structures est dépendante de la magnitude de moment (M_w) de l'évènement sismique et peut varier de quelques microns à ≈5 cm. Cette limite supérieure théorique correspond à une $M_w = 9$ (Ferrand et al., 2021), magnitude comparable à celles des évènements sismiques les plus forts enregistrés (Keliang et Jin, 2011). Malgré la fréquence des évènements sismiques et la variabilité des profondeurs associées à leur formation, les pseudotachylites sont peu observées dans les zones de faille (Sibson et Toy, 2006; Kirkpatrick et al., 2009). Cette rareté peut s'expliquer : (i) par la difficulté de leur observation sur le terrain due à la faible taille des objets (Kirkpatrick et al., 2009) ou leur ressemblance texturale avec les cataclasites (Reimold, 1998), (ii) par l'effacement de ces objets lors de déformations postérieures (Kirkpatrick et Rowe, 2013), ou (iii) par la recristallisation rapide du verre de la matrice lors de circulations hydrothermales - quelques heures à quelques années pour des pseudotachylites de 1 mm d'épaisseur (Magloughlin et al., 2010; Phillips et al., 2019; Fondriest et al., 2020).

Les gouges sont des « roches de faille » associées à la déformation cassante et contenant moins de 30% de clastes > 2mm. Elles se différentient texturalement des cataclasites par leur caractère non-cohésif. Ces « roches » se forment dans les premiers kilomètres de la croûte supérieure (Wu et al., 1975; Brodie et al., 2007). La profondeur maximale estimée au-delà de laquelle les gouges ne se forment plus varie selon les auteurs de 4 à 6 Km de profondeur (Sibson, 1983; Swanson, 1992; Marone et Scholz, 1988; Saffer et Marone, 2003; Haines et Van Der Pluijm, 2008; Ortega et al., 2021). Ces « roches de faille » se caractérisent par la présence de clastes issus du protolithe entourés d'une matrice argileuse. Cette matrice se forme par diminution de la taille des grains (Sammis et al., 1987) associées à la fragmentation, l'abrasion, la rotation et le glissement des grains (Engelder, 1974; Alonso-Marroquín et al., 2006) et par la circulation de fluides hydrothermaux venant altérer les minéraux primaires et précipiter les argiles lors des réactivations successives (Wu et al., 1975; Vrolijk et van der Pluijm, 1999; Haines et van der Pluijm, 2010; van der Pluijm, 2011; Buatier et al., 2012). Les gouges peuvent développer des foliations qui se marquent par une orientation préférentielle des minéraux argileux de la matrice, des variations de la taille des grains ou de la minéralogie (Chester et Logan, 1987; Haines et al., 2013, 2009; Smith et al., 2016).

Les brèches de faille sont des « roches de faille » associées à la déformation cassante, avec ou sans foliation et contenant plus de 30% de clastes > 2mm. Elles sont issues de la fragmentation des roches et de la réduction de la taille des grains par fragmentation, abrasion, rotation et glissement des grains (Jébrak, 1997; Foucault et al., 2014; Chauvet, 2019). Le terme de « brèche de faille » (ou « brèche tectonique ») est sujet à confusion car il peut être utilisé pour désigner des « roche de faille » très diverses (Shukla et Sharma, 2018). Il est généralement

employé pour désigner les « roches de faille » non-cohésives (Higgins, 1971; Sibson, 1986, 2002, 2003; Killick, 2003; Chester et al., 2004), avec ou sans matrice et se formant dans les premiers kilomètres de la croûte supérieure de 0 à ≈6 Km (Sibson, 1977; Fossen, 2010; Ortega et al., 2021). Cependant d'autres auteurs étendent ce terme aux « roches de faille » cohésives contenant plus de 30% de clastes > 2mm et pouvant se former jusqu'à 10-16 Km de profondeur (Passchier et Trouw, 2005; Fossen, 2010; Melosh et al., 2014) telles que les cataclasites (Sammis et al., 1987; Laznicka, 1988; Brodie et al., 2007; Chauvet, 2019). Les brèches de faille sont divisées en 3 groupes selon le pourcentage de clastes > 2mm, (i) les « crackle breccia » où les clastes représentent 75 à 100 % de la roche, (ii) les « mosaic breccia » avec 60 à 75 % de clastes et (iii) les « chaotic breccia » avec 30 à 60 % de clastes. Mais ces descripteurs morphologiques sont également employés pour caractériser les brèches hydrothermales, hydrauliques, sédimentaires… (Loucks, 1999; Woodcock et al., 2006; Chauvet, 2019) qui ne se forment pas par processus cataclastiques (réduction de la taille des grains par écrasement et glissement) et qui ne sont donc pas assimilables aux brèches de faille (Jébrak, 1997). Pour pouvoir replacer les brèches au sein de l'évolution d'une zone de cisaillement, il est donc nécessaire de préciser le type de brèche rencontré, son état de cohésion et le pourcentage de clastes > 2mm, la présence ou l'absence de foliation, la forme des clastes…

Pour cette étude, les « roches de failles » observées en forage seront différentiées à partir des critères présentés dans la classification de Woodcock et Mort (2008) révisée par Magloughlin (2010), et dans les définitions ci-dessus. L'observation de ces critères est réalisée à l'échelle du forage avec la réalisation de 27 logs (à l'échelle du mètre) représentant 4688 mètres d'observations, et à l'échelle des lames minces réalisées dans les échantillons les plus représentatifs et les mieux préservés. Certaines structures, en particulier les gouges et les brèches riches en minéraux argileux, sont sensibles aux intempéries et sont parfois retrouvées dégradées au bout de quelques années de stockage en extérieur. Dans ce cas, les photos des carottes de forage prises systématiquement lors des travaux d'exploration menés par Orano viennent en appui pour la description de ces zones.

4.3.2. Minéralogie

La détermination des minéraux de remplissage des cœurs de faille et des structures et zones d'altération présentes dans la zone endommagée a été réalisée sur le terrain à l'échelle des forages et des échantillons grâce aux critères usuels d'identification minéralogiques (couleur, éclat, dureté, cassure, clivage, effervescence à l'acide chlorhydrique…), puis en microscopie optique (lumière transmise et réfléchie) sur un groupe restreint de 50 lames minces. Les abréviations utilisées dans ce manuscrit suivent la charte définie par Whitney et Evans (2010).

4.3.2.1 Microscopie électronique à balayage

Des observations complémentaires en microscope électronique à balayage ont été réalisées sur le microscope TESCAN VEGA3 LM, au service commun de Microscopie Electronique et de Microanalyses (SCMEM) au laboratoire GeoRessources (Nancy, France). Le microscope TESCAN VEGA3 LM est équipé de détecteurs SE et BSE pour l'obtention d'imageries à des résolutions de 3 nm pour 30 kV sous vide partiel, ainsi que d'un détecteur EDS Bruker XFlash6 30mm² permettant de réaliser des analyses spectrales du rayonnement X. L'analyse du

spectre des rayons X émis par un échantillon lorsqu'il est exposé au faisceau d'électrons permet de déterminer la composition élémentaire semi-quantitative en un point d'analyse. Ces analyses sont basées sur les spectres d'émission spécifiques à chaque élément chimique. Le bombardement des nuages électroniques autour des atomes par le faisceau d'électrons primaires vient ioniser les atomes en éjectant un électron secondaire. Le retour des atomes à leurs états d'équilibre par réarrangement du cortège électronique génère l'émission de photons X. Le détecteur EDS est capable de quantifier l'énergie de ce rayonnement incident grâce au courant de fuite généré par les photons X dans le capteur. Les pics des spectres obtenus correspondent à un élément chimique spécifique. La proportion de chaque élément est déterminée à partir de la surface des pics. L'absence de standardisation sur le dispositif employé ne permet qu'une analyse semi-quantitative. Au total, 358 points ont été obtenus sur un échantillonnage restreint de 8 lames minces. Ces analyses se sont focalisées sur les minéraux argileux et les sulfures et viennent en appui des observations réalisées en microscopie optique.

4.3.2.2 Quantification des minéraux principaux et des degrés d'altération

Les transformations minéralogiques sont des marqueurs des interactions fluide/roche et ont un impact important sur les propriétés hydrauliques des zones de faille. L'estimation qualitative des proportions minéralogiques des phases principale et d'altération est réalisée par comptage de points sur 38 imageries de lames minces prises au microscope optique en lumière polarisée analysées (grossissement x150) et importées dans le logiciel JMicroVision. La technique consiste en l'application d'une grille récursive de 300 points d'espacements réguliers et la caractérisation de la minéralogie pour chaque point. Des classes sont définies pour les minéraux principaux (quartz, feldspath-K, plagioclase, micas). Les cordiérites n'ont pas été retrouvées dans les échantillons de gneiss. Une catégorie « autres » est ajoutée pour les minéraux accessoires (pyrite, graphite, apatite, tourmaline…) ainsi que les amphiboles. Les minéraux d'altération (illite, dolomite, calcite, chlorite) sont également regroupés dans une catégorie « altération ». Les proportions relatives sont estimées en pourcent. Ces pourcentages minéralogiques sont corrigés des points localisés dans des zones de « trou » (background : pore, zone d'arrachement).

Les études précédentes réalisées dans le secteur décrivent les altérations hydrothermales par des processus de dissolution de la minéralogie primaire et précipitation de minéraux authigènes. Le degré d'altération des échantillons peut donc être déterminé à partir de la présence ou l'absence des minéraux primaires sensibles à l'altération. Les plagioclases et feldspaths-K, minéraux primaires très présents dans les lithologies étudiées sont sensibles aux altérations hydrothermales. Leur présence, ou leur absence interprétée comme leur remplacement par les minéraux de l'altération, est ici utilisée comme critère pour estimer un degré d'altération. Une attention particulière a également été portée sur les grains de quartz et le repérage de texture de dissolution (golfe de corrosion) le long de leurs bordures. La cordiérite n'ayant pas été observée, elle n'est pas utilisée comme marqueur du degré d'altération.

4.3.3. Chronologie des évènements structuraux et des altérations.

La reconstruction de la séquence structurale nécessite d'établir une chronologie relative de l'apparition des différentes structures au sein de la zone de faille. Cette chronologie se base sur les relations de recoupement observées dans le cœur de faille et la zone d'endommagement. Les observations sont réalisées aux échelles macroscopique sur les forages et échantillons, et microscopique sur lames minces par microscopie optique et électronique.

A cette chronologie relative s'ajoute une datation U/Pb sur un échantillon d'uraninite (WC-511_564,6) retrouvé dans le socle le long de la zone de faille de Cigar Nord. Les compositions isotopiques des uraninites ont été mesurées par sonde ionique (SIMS) CAMECA IMS 1270-E7 au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique (CRPG) (Nancy, France). Le faisceau d'ions O^- de 13 kV est réglé à une intensité de 5 nA et a été focalisé en un point de 20 µm de diamètre. L'ouverture du champ a été réglée à 2000 µm et le grossissement ajusté à 80. La fenêtre énergétique de 30 eV est centrée aux basses énergies à 5 eV avant la valeur maximale. Les ions ont été mesurés par saut de pic en mono-collection dans une cavité axiale de Faraday (FC) pour l'^{238}U et l'^{238}U et par un multiplicateur axial d'électrons (EM) pour le ^{204}Pb, ^{208}Pb et ^{248}ThO. Chaque analyse se compose de 8 cycles successifs. Chaque cycle commence par la mesure des masses 203.5 et 203.6 pour le bruit de fond FC et EM. Les temps de comptage sont de 4s pour le 203.5, 203.6, ^{208}Pb et ^{238}UO, de 3s pour le ^{232}ThO, de 6s pour le ^{206}Pb et le ^{238}U, de 10s pour le ^{204}Pb et de 20s pour le ^{207}Pb (temps d'attente de 1s). L'échantillon standard servant à l'étalonnage est une uraninite de Zambie (Holliger, 1988) qui donne un âge concordant de 540 ± 4 Ma (Cathelineau et al., 1990). Les âges et les incertitudes sont calculés à l'aide du logiciel ISOPLOT (Ludwig, 2007). Les ellipses d'incertitudes sur les âges sont fixées à 2σ. Les points d'analyse montrant une concordance inférieure à 90% entre les âges calculés à partir du rapport $^{206}Pb/^{238}U$ et les âges calculés à partir du rapport $^{207}Pb/^{235}U$ sont écartés. Les corrections du plomb commun sont basées sur la teneur mesurée en ^{204}Pb en utilisant la composition isotopique du plomb calculée à partir de Stacey et Kramers (1975) pour l'âge estimé de la cristallisation de l'uraninite.

4.4. Caractérisation du schéma structural

Un des objectifs de cette thèse est de reconstruire un schéma structural du socle dans l'environnement du gisement de Cigar Lake à partir de l'ensemble des données mises à disposition par le partenaire industriel Orano (cartes géologiques et géophysiques, coupes, logs) et de nouvelles données acquises. Pour établir ce schéma, il est nécessaire d'intégrer l'ensemble des objets géologiques observés sur une large gamme de taille, depuis les zones de failles représentant les structures de premier ordre d'échelle kilométrique aux structures de plus petite échelle présentes dans les zones d'endommagement. Pour ce faire, l'analyse combine un ensemble de données présentées Figure 4.1. La méthodologie structurale développée et l'intégration des différents jeux de données sont détaillées dans la section suivante.

4.4.1. Reconstitution du réseau de failles à l'échelle de la zone d'étude

Dans notre contexte géologique, la présence du bassin sédimentaire ne permet pas l'observation à l'affleurement des failles affectant les lithologies du socle. Outre l'absence d'affleurement, la reconstitution du schéma structural présente trois difficultés majeures, (i) une distribution géographique importante et une discontinuité des tracés des zones de faille interprétées par Orano (Fig. 3.4 et 3.5), (ii) une superposition de nombreuses structures pré-, syn et post-Athabasca et (iii) la présence d'un réseau dense de faille post-Athabasca affectant les lithologies du socle et du bassin, décalant les lithologies et recoupant les structures.

Afin de contourner ces difficultés, la reconstitution du schéma structural au toit du socle à l'échelle de la zone d'étude est réalisée (i) en combinant l'observation directe (la structure recoupée en forage) et pour les structures ductiles des observations indirectes associées à leurs empreintes. Cette empreinte se caractérise par la présence d'une foliation (foliation moyenne calculée sur l'ensemble du forage) réorientée (S_3) pour les structures Est-Ouest et de linéaments électromagnétiques provenant de l'enrichissement en minéraux conducteurs (pyrite, graphite) des structures. Ces linéaments, rassemblés sous la forme d'une carte des conducteurs EM (Fig. 3.3), sont tracés par Orano à partir du traitement des données issues des campagnes de prospection électromagnétiques. Ces différents critères permettent de définir un degré de validité sur le tracé de chaque structure (Tableau 4.2), allant de la structure directement observée en forage, aux structures interprétées non recoupées en forage mais associées à une empreinte forte et aux structures supposées pour lesquelles l'empreinte est faible.

		Critère d'observation directe		Critère d'observation indirecte		
		Structure recoupée en forage		Conducteur EM		Foliation parallèle au conducteur EM
Mylonite	Mylonite recoupée en forage	X				
	Mylonite interprétée			X	ET	X
	Mylonité supposée	Prolongement d'une mylonite recoupée en forage ou interprétée	ET	X	OU	X
Cataclasite	Cataclasite recoupée en forage	X				
	Cataclasite supposée	Prolongement d'une cataclasite recoupée en forage				

Tableau 4-2 : Classification des tracés des mylonites et cataclasites à partir des critères d'observations.

Le schéma structural prend également en compte (ii) les différents types de structures observés en forage. Les intervalles de cœur de faille recoupés en forage sont classés par Orano en plusieurs catégories. Deux catégories sont principalement présentes, les « zones de cisaillement ductile » (Fig. 3.4) correspondant à la déformation

mylonitique et les cataclasites (Fig. 3.5). Le traitement de ces tracés par catégorie permet d'obtenir plusieurs schémas structuraux qui superposés forment le schéma structural global de la zone d'étude.

La présence des failles post-Athabasca (iii) vient compartimenter la zone d'étude en de nombreux blocs structuraux de petite échelle. Ce réseau structural, dont les tracés et les déplacements apparents ont été définis par Orano, impose de traiter les données de forage et géophysiques bloc par bloc. La répartition des forages étant inégale sur la zone d'étude, les tracés sont définis en priorité dans les zones où des structures ont été recoupées, puis étendus aux blocs adjacents en respectant le sens des déplacements apparents et les rejets.

4.4.2. Organisation structurale à l'échelle des zones de faille

L'organisation des structures au sein des zones de faille a un impact sur leurs comportements hydrauliques. Ces comportements sont dépendant de la géométrie du/des cœur(s) de faille, de l'organisation du réseau de fractures associées à la zone d'endommagement ainsi que du ratio entre le volume de la zone endommagée par rapport au volume du cœur de faille (Chap. 4.2.3). Pour déterminer ces comportements hydrauliques, il est donc nécessaire de caractériser ces différents éléments. Cette caractérisation se focalise sur les deux zones d'étude sélectionnées, Cigar Nord et Cigar Main, par l'apport de nouvelles données structurales aux forages sélectionnés (Tableau 4.1) et coupes géologiques réalisées par Orano (Fig. 4.2).

4.4.2.1 Définition des intervalles des cœurs de faille

L'identification des intervalles « roches de faille » sur les 30 forages sélectionnés (Tableau 4.1) a été réalisée lors de la campagne de terrain. Ces « roches de faille » ont été classées selon la typologie mise en place pour la description des structures (Chap. 4.3.1) et leur remplissage minéralogique observé sur le terrain. Les observations de lames minces en microscopie sont utilisées dans un second temps pour contrôler et raffiner ces descriptions minéralogiques. Chaque intervalle est donc caractérisé par sa limite supérieure et inférieure, sa typologie et son remplissage minéralogique.

L'épaisseur des cœurs de faille est un paramètre pouvant être difficile à définir, en particulier dans le cas des failles multi-cœurs. Certains géologues additionnent les intervalles de « roches de faille » sans y inclure les épaisseurs des lentilles non déformées (Knott et al., 1996). Cependant, cette méthode dépend de l'échelle d'observation. En effet, aux plus petites échelles les clastes présents au sein de la matrice des « roches de faille » peuvent être considérés de la même façon que les lentilles non déformées à l'échelle du forage. Pour être précis, il faudrait exclure l'ensemble des intervalles non déformés aux différentes échelles, recoupés le long des forages entre les « roches de faille », ce qui n'est pas réalisable. Par simplification, les intervalles de « roches de faille » sont dans cette étude regroupés au sein d'intervalles plus larges de cœurs de faille lorsque ceux-ci sont distants de moins de 5 mètres le long des forages. Pour chaque forage, l'intervalle le plus large ou « cœur de faille principal » est différentié des intervalles d'épaisseurs plus faibles interprétés comme des « cœurs de faille secondaires ». L'ensemble de ces structures est synthétisé sous forme de logs structuraux reportés par la suite sur les traces des forages dans les coupes géologiques.

4.4.2.2 Epaisseur des cœurs de faille et quantité de déplacement

Le déplacement d'une faille est un terme utilisé pour décrire le mouvement relatif des blocs lithologiques de part et d'autre du plan de faille. Le déplacement apparent est généralement estimé à partir de la distance entre des niveaux marqueurs recoupés par la faille, comme des unités ou contacts lithologiques. De nombreuses études ont permis d'établir des lois empiriques reliant ces déplacements aux paramètres géométriques des failles et en particulier la longueur (Clark et Cox, 1996; Kim et Sanderson, 2005; Watters et Schultz, 2010) ou l'épaisseur de leurs cœurs (Scholz, 1987; Sperrevik et al., 2002; Childs et al., 2009; Torabi et Berg, 2011). La longueur des cœurs de faille étant un paramètre difficile à mesurer de par la configuration du terrain, cette étude s'est focalisée sur l'estimation des déplacements à partir des épaisseurs des cœurs.

Les études compilant les données disponibles dans la littérature montrent que l'épaisseur des cœurs de faille est systématiquement inférieure aux déplacements observés (Fig. 4.11).

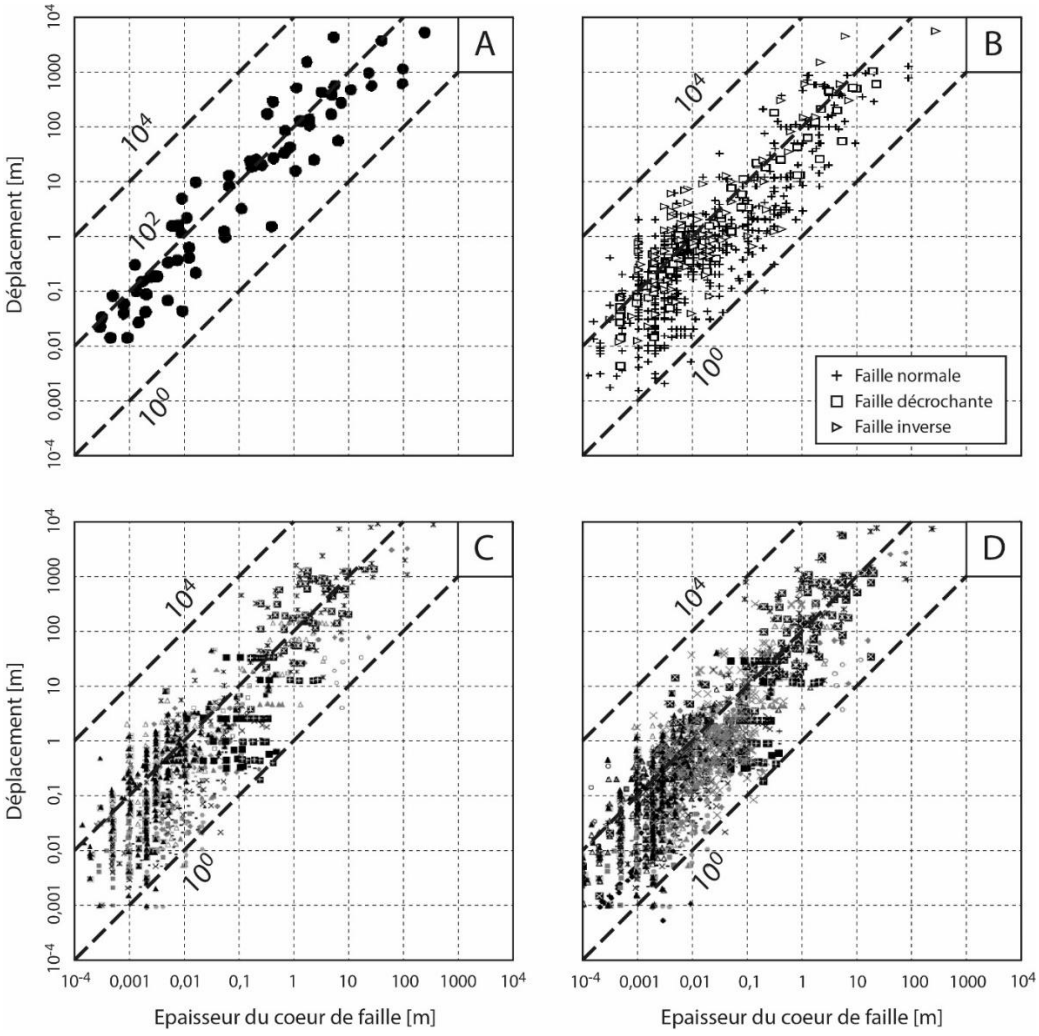


Figure 4-11 : Relation entre l'épaisseur des cœurs de faille et le déplacement définie pour, (A) des gouges (d'après Scholtz, 1987), et d'autres types de « roches de faille » associés à (B) différentes cinématiques (d'après Childs et al., 2009). Cette relation est observée pour (C) les encaissants sédimentaires silicoclastiques ainsi que (D) pour tout autre type d'encaissant (d'après Torabi et Berg, 2011).

La comparaison de ces différentes études tend à montrer que ce comportement est indépendant de la typologie du cœur de faille (Fig. 4.11, A à D), de sa cinématique (Fig. 4.11, B) et des lithologies encaissantes (Fig. 4.11, C et D). La distribution des données entre les droites $y = x$ et $y = x.10^4$ semble suivre à premier ordre la droite $y = x.10^2$.

Une estimation des déplacements peut être réalisée grâce à cette relation empirique, à partir des intervalles de « roches de faille » repérés en forage. Les forages étant orientés, cette estimation nécessite de recalculer les épaisseurs réelles où TT (True Thickness) à partir de la relation de Tearpock et Bischkle (1991) reprise par Newson et Berg (2007) :

$$TT = MT \cdot (\cos \Psi - \sin \Psi \cdot \cos \alpha \cdot \tan \theta) \cdot \cos \theta$$

Où MT représente l'épaisseur apparente (Mesured Thickness), θ le pendage de la structure, α l'azimut (dip azimuth) moins l'azimut du forage, et Ψ l'inclinaison verticale du forage (soit π/2 – le pendage du forage).

Cette estimation n'est pas réalisée sur les cœurs de faille car la difficulté associée à la définition de l'intervalle (Chap. 4.4.2.1) et la présence pour les failles multicœurs de très nombreuses lentilles de roches non déformées peut amener une imprécision importante. Il est préférable d'utiliser les intervalles de « roches de faille » mesurés le long des forages et dont les orientations et les pendages sont connus afin de limiter une approximation trop importante des déplacements. Ces déplacements seront donc associés à des structures individuelles et non au déplacement total accumulé sur la faille.

4.4.2.3 Statistique sur les réseaux de fractures

La réalisation de profils de fracturation (ou scanlines), lignes le long desquelles sont collectées les données structurales, est la méthode classiquement employée pour visualiser la répartition spatiale des structures et comprendre l'organisation structurale au sein de la zone de faille (Priest, 1993; Dershowitz et Einstein, 1988; Celestino et al., 2020). Cette méthode consiste en la définition d'une ligne d'échantillonnage et le relevé de la position de chaque fracture recoupant cette ligne. A ces données de localisation peut s'ajouter le relevé de caractéristiques géométriques (orientation, longueur, épaisseur…) ou des caractéristiques sur la nature des objets recoupés (fracture ouverte ou veine, mode d'ouverture, minéralogie…). Cette méthode s'avère très efficace lorsque l'angle est élevé (proche de 90°) entre le profil et la zone de faille (Sanderson et Peacock, 2019) et que le nombre de fractures relevées est supérieur à 100 ce qui permet une bonne représentation statistique (Ehlen, 2000; Bonnet et al., 2001).

Le relevé des fractures à remplissage (veines) est réalisé dans les lithologies du socle à partir des photos de carottes pour 17 forages répartis sur les coupes A, C, E, et F pour la zone de faille de Cigar Nord et sur la coupe H pour celle de Cigar Main (Chap. 4.1). La position de chaque fracture et son remplissage minéralogique sont notés systématiquement. Le nombre maximal de fractures relevées tous les mètres est fixé à 100. Les logs structuraux et photos de détail des carottes de forage réalisés sur le terrain, l'étude des échantillons collectés et les observations de lames minces sont utilisés comme paramètres de contrôle. Afin de compléter ces données par

les fractures sans remplissage présentes dans le socle et le bassin sédimentaire, les relevés effectués par Orano pour le « Rock Quality Designation » (RQD) sont ajoutés aux données récoltées.

A partir de ces données, des intensités de fracturation (D) ou P10, sont calculées tous les mètres (longueur L = 1 m) à partir du nombre de fractures relevées (Nb) selon la formule :

$$D = \frac{\text{Nb de fractures}}{L}$$

Ces intensités permettent de visualiser le profil de fracturation sur chaque forage. Bien que les forages soient perpendiculaires aux zones de faille, aucun ne les recoupent en totalité. Pour obtenir une visualisation, la plus large possible, de la répartition des fractures dans les lithologies du socle, il est nécessaire de recaler les forages entre eux et de réaliser un profil de fracturation « composite » pour chaque coupe (Fig. 4.12).

Sur ces profils composites, les forages sont recalés entre eux à partir des contacts lithologiques recoupés. Lorsqu'un contact lithologique n'est recoupé que par un forage, son profil de fracturation ne peut être directement recalé sur le profil composite. Dans ce cas, le profil de fracturation du forage est projeté sur le profil composite en respectant le pendage du contact lithologique principal (Fig. 4.12).

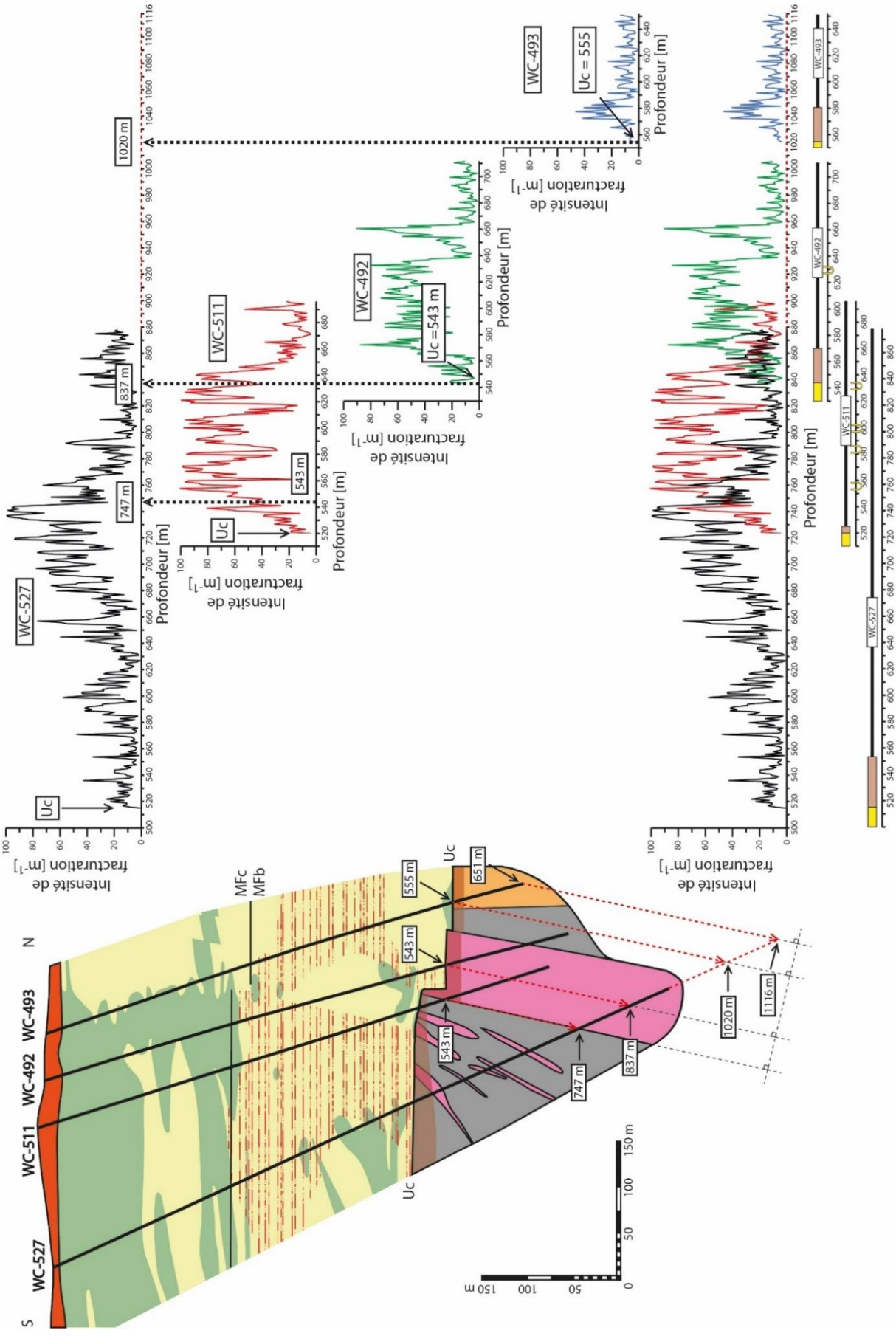


Figure 4-12 : Exemple de profil composite illustrant la méthode de recalage.

4.4.2.4 Définition des zones d'endommagement

La zone d'endommagement, zone définie comme le volume de roche affecté par la déformation, se localise entre le cœur de faille et le protolithe. La limite entre le cœur de faille et la zone d'endommagement se caractérise par la disparition de la texture initiale des lithologies dans les « roches de faille ». Dans cette étude, les épontes des cœurs de faille sont fixées grâce à la méthode présentée Chapitre 4.4.2.1. Cependant, délimiter la bordure extérieure avec le protolithe est difficile de par la diminution de la fracturation liée à l'éloignement au cœur de faille, la transition souvent progressive entre la fracturation liée à la déformation de la zone d'endommagement et la fracturation héritée présente dans le protolithe et les variations locales des intensités de fractures.

Pour identifier de façon précise les bordures extérieures, la méthode proposée par Choi et al. (2016) permet, à partir des intensités de fracturation par mètre, de tracer pour chaque forage les courbes de fractures cumulées. Ces courbes sont tracées à partir du cœur de faille principal de part et d'autre de celui-ci, en additionnant à chaque mètre l'intensité de fractures relevée aux intensités de fractures des mètres précédents. Elles permettent de visualiser les ruptures de pente délimitant des domaines de fracturation différents (Fig. 4.13).

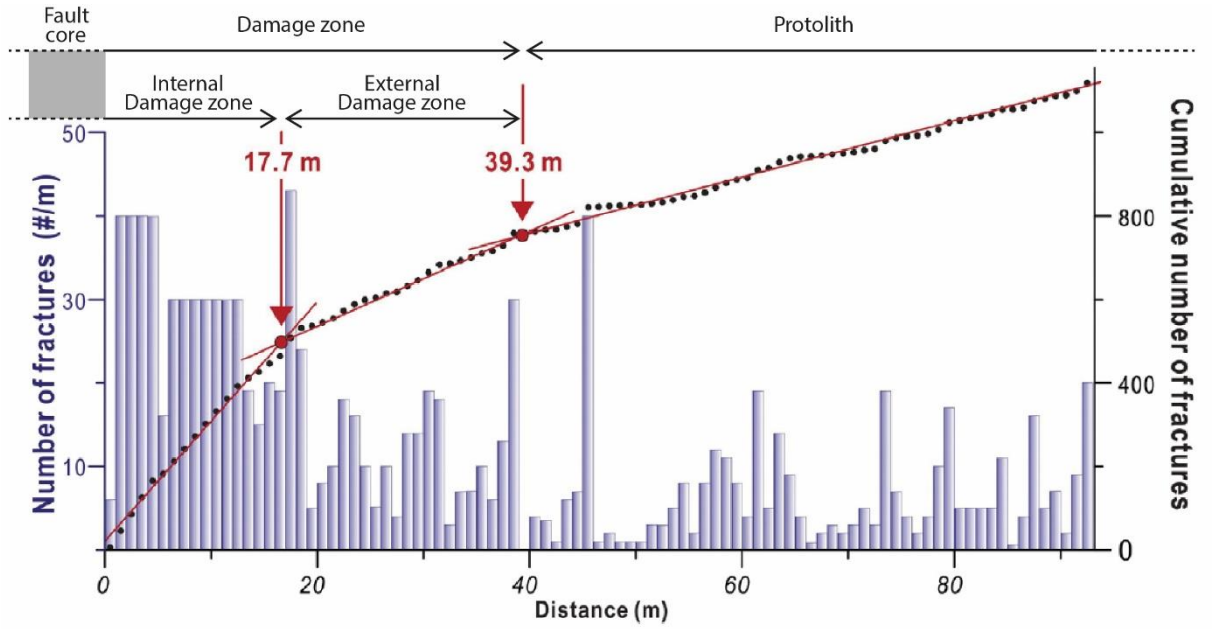


Figure 4-13 : Limites entre les zones d'endommagement interne-externe et le protolithe définis grâce aux courbes de tendances tracées pour chaque domaine de fracturation à partir de la courbe des fractures cumulées (modifiée d'après Choi et al., 2016).

Deux ruptures de pente sont observées sur les courbes des fractures cumulées et séparent les courbes en trois segments distincts. Une courbe de tendance peut être définie pour chacun de ces segments dont le coefficient directeur représente l'intensité de fracturation moyenne par mètre. Les intersections entre les courbes de tendances définissent les limites entre la zone d'endommagement interne proximale au cœur de faille et très fracturée, la zone d'endommagement externe distale au cœur et moins fracturée et le protolithe dont la

fracturation est héritée. Grâce à cette méthode il est ainsi possible de définir avec précision les limites entre les domaines de fracturation et de s'affranchir de la fracturation héritée associé au protolithe.

4.4.3. Intensité de fracturation à l'échelle de la lame mince

L'intensité de la fracturation peut être caractérisée à l'échelle de la lame mince par la réalisation de P21. La mesure du P21 correspond à la longueur cumulée des traces des fractures divisée par l'unité de surface observée [m/m²]. Cette caractérisation est réalisée sur les imageries en LPA de 38 lames minces, grâce au logiciel JMicroVision. Le logiciel intègre un outil permettant de digitaliser et mesurer la longueur des segments. La longueur totale des segments est ensuite divisée par l'aire de la zone d'observation (l'ensemble de la lame mince) mesurée dans le logiciel JMicroVision. Toutes les lames minces ont été photographiées à grossissement constant (x150) pour faciliter la comparaison des résultats. L'étude s'est focalisée sur les fractures présentant des remplissages minéralogiques associés aux évènements hydrothermaux pré- à syn-uranium (colmatage complet ou partiel). Les fractures ouvertes sans remplissage, ne sont pas considérées.

4.5. Quantification des propriétés pétrophysiques macroscopiques.

Les méthodes présentées dans cette section permettent de quantifier les propriétés pétrophysiques des échantillons en laboratoire. Les méthodes et appareils sont identiques à ceux utilisés par Martz (2017) permettant l'intégration de ces données dans le cadre de notre étude auxquelles viennent se rajouter les données extraites des bases de données du partenaire Orano (Tableau 4.3). Chaque propriété est dans un premier temps définie et s'accompagne (pour la densité, les vitesses de propagation des ondes acoustiques et la conductivité thermique) d'une compilation des valeurs disponibles dans la littérature sur les phases minérales. Les protocoles d'analyses sont présentés dans un second temps.

	Densité de phase solide (D_{ps})	Densité apparente (D_{ap})	Porosité par sat. à l'eau (Φ_{H2O})	Vitesse des ondes P axe court (V_p)	Vitesse des ondes S axe court (V_s)	Conductivité thermique (λ)	Perméabilité (k)
Orano	883	875	935	0	0	0	0
Martz (2017)	66	66	63	68	1	22	23
Cette étude	79	157	126	185	185	200	104
Total	1028	1098	1124	253	186	222	127

Tableau 4-3 : Nombre d'échantillons mesurés par Orano, Martz (2017) et cette étude, pour chaque propriété pétrophysique

4.5.1. Porosimétrie par saturation à l'eau

La porosimétrie par saturation à l'eau (Φ_{H_2O}) est une méthode visant à estimer le volume poreux connecté au sein d'un volume de roche. Cette méthode consiste en la saturation du milieu poreux par un fluide mouillant, dans notre cas l'eau.

Le protocole de mesure suit la norme RILEM essai n°1 :

- Les échantillons sont dans un premier temps séchés pendant 24h dans une étude entre 40 et 50°C afin que l'eau, pouvant être présente dans les échantillons, soit évacuée.
- Les échantillons sont ensuite pesés afin d'obtenir la masse sèche (m_{sec}), puis placés dans le dispositif de saturation (Fig. 4.14).

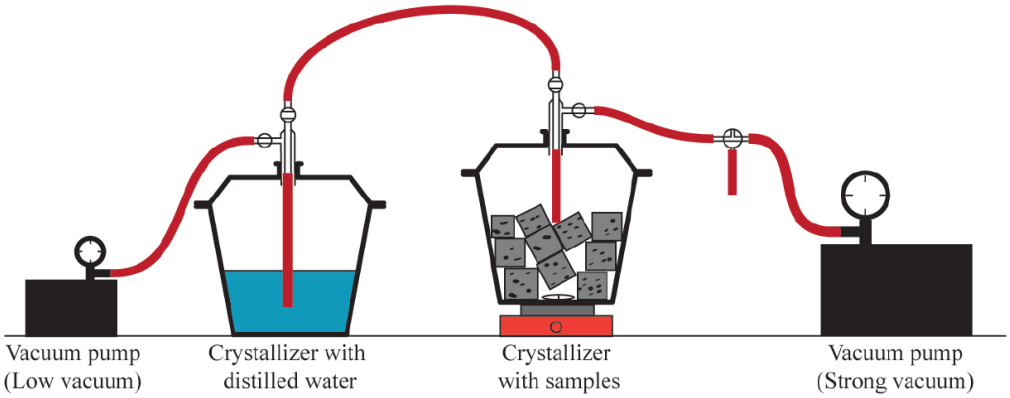


Figure 4-14 : Schéma du dispositif de porosimétrie par saturation à l'eau (d'après Navelot, 2018).

- Ce dispositif se compose de deux cloches à vide, l'une contenant l'eau distillée utilisée pour la saturation, l'autre contenant les échantillons. Un vide de 1.10^{7} bar est appliqué dans la cloche contenant les échantillons afin de retirer l'air présent dans la cloche et dans le réseau poreux des échantillons (dégazage). La cloche contenant l'eau distillée est également soumise à un dégazage sous vide secondaire à 0,08 bar.
- Les deux cloches sont ensuite connectées après 24h de dégazage. La pression plus faible dans la cloche contenant les échantillons provoque l'infiltration de l'eau et leur saturation. Un robinet permet de contrôler la vitesse d'infiltration pour que celle-ci suive la remontée de la frange capillaire (Bousquie, 1982). Lorsque l'immersion totale est atteinte, les échantillons sont laissés à saturation sous vide secondaire pendant 24 à 48h pour atteindre une saturation complète du réseau poreux. Dans le cas d'échantillons à faible porosité, comme c'est le cas dans cette étude, il est nécessaire de laisser les échantillons 48h à saturation afin d'évacuer les éventuelles micro-bulles piégées dans la porosité (Bertrand, 2017).
- Après 48h d'immersion, le dispositif est ouvert et les échantillons sont retirés un à un. La pellicule d'eau présente à leur surface est essuyée afin d'éviter une surestimation du volume d'eau infiltré. Ces échantillons saturés sont ensuite soumis à une pesée simple pour déterminer leur masse saturée (m_{sat}) puis à une pesée hydrostatique pour déterminer leur masse hydrostatique (m_{hydro}).

Le volume occupé par les grains (V_{ech}) correspond à :

$$V_{ech} = m_{sat} - m_{hydro}$$

Le volume d'eau saturant la porosité (V_{eau}) correspond à :

$$V_{eau} = m_{sat} - m_{sec}$$

La porosité connectée à l'eau (Φ_{H_2O}) en [%] est alors calculée selon l'équation :

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

4.5.2. Mesures de densités

La densité d'un matériau se définit par le rapport de sa masse volumique sur la masse volumique d'un corps de référence. Elle est dépendante de sa composition minéralogique et de la porosité. Différentes mesures de densité sont possibles en fonction du volume choisi pour le matériau. Deux densités ont été mesurées pour cette étude, la densité de phase solide et la densité apparente.

4.5.2.1 Densité de phase solide

La densité de phase solide (d_{ps}) est un paramètre qui associe la densité des phases minérales (Tableau 4.4) et la porosité non connectée. La d_{ps} est mesurée à l'aide d'un pycnomètre à hélium AccuPyc II 1340 (Micrometrics ®). Le dispositif se constitue de deux cellules V_{CELL} et V_{EXP} dont les volumes sont connus (Fig. 4.15).

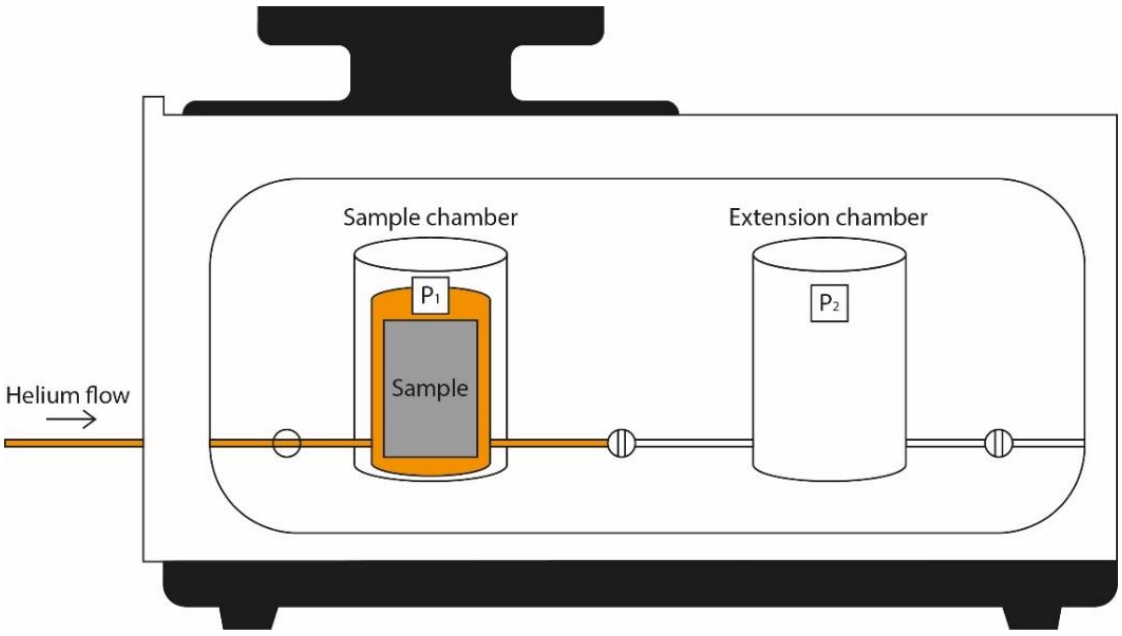


Figure 4-15 : Schéma du pycnomètre à hélium.

L'échantillon, dont la masse sèche (m_{sec}) est mesurée au préalable, est placé dans la cellule de volume V_{CELL}. La cellule formant la chambre d'expansion est de volume V_{EXP}. Au début de la mesure, les deux cellules sont à la pression P_i et température T_i initiales. L'hélium est injecté dans la cellule V_{CELL} faisant augmenter la pression à une valeur P_1. La connexion entre les deux cellules est ensuite ouverte jusqu'à ce que l'équilibre des pressions dans les deux cellules soit atteint à la pression P_2. L'hélium, respectant la loi des gaz parfaits, le volume de la phase solide (V_{ps}) peut être calculé par l'équation :

$$V_{ps} = V_{CELL} - \frac{V_{EXP}}{(\frac{P_1 - P_i}{P_2 - P_i}) - 1}$$

La densité de phase solide (d_{ps}) est alors déterminée selon l'équation :

$$d_{ps} = \frac{m_{sec}}{V_{ps}}$$

4.5.2.2 Densité apparente

La densité apparente (d_{ap}) est un paramètre sensible à la densité des phases minérales (Tableau 4.4) et à la porosité connectée. Elle est calculée à partir de la masse sèche (m_{sec}) et du volume occupé par les grains de l'échantillon (V_{ech}) déterminé lors de la porosimétrie par saturation à l'eau, grâce à l'équation :

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

Tableau 4-4 : Densités des phases minérales.

	Birch et al., 1942	Alexandrov et al., 1966	Deer et al., 1966	Gebrande et al., 1982	Carmichael, 1989	Katahara, 1996	Schnon, 1996	Mavko et al., 1998	Wang et al., 2001	Lake, 2006	Kern et al., 2009	Vernik et Anantharamu, 2020	Variation
α-Quartz	2,65		2,65	2,65	2,65		2,65	2,65		2,65	2,65		2,65
Feldspaths-K											2,55		2,5 - 2,62
Orthose	2,5 - 2,62	2,57					2,57			2,57			2,5 - 2,62
Microcline	2,54 - 2,57	2,56	2,56				2,56						2,54 - 2,57
Plagioclases											2,66		2,57 - 2,76
Albite	2,57 - 2,69		2,62	2,63			2,62	2,63		2,61			2,57 - 2,69
Anorthite	2,7 - 2,76		2,76	2,76			2,76			2,75			2,7 - 2,76
Mica													2,69 - 3,3
Muscovite	2,76 - 3		2,77 - 2,88	2,79			2,83	2,79		2,78	2,83	2,81	2,76 - 3
Biotite	2,69 - 3,16		2,7 - 3,3	3,05			2,9	3,05		3 - 3,05	3,05		2,69 - 3,3
Argiles													1,58 - 2,9
Illite			2,6 - 2,9			2,79	2,66		2,71	2,66		2,67	2,6 - 2,9
Kaolinite	2,6 - 2,63		2,61 - 2,68			2,52	2,59	1,58	2,44	2,59			1,58 - 2,68
Chlorite	2,6 - 3		2,6 - 3,3			2,69	2,8		2,68 - 2,84	2,8	3		2,6 - 3
Hornblende	3 - 3,47		3,02 - 3,59	3,12			3,08			3,12			3 - 3,59
Sillimanite	3,23 - 3,25		3,23 - 3,27				3,24			3,19			3,19 - 3,27
Cordiérite	2,57 - 2,66		2,53 - 2,78				2,51						2,51 - 2,78
Calcite	2,72		2,71	2,71			2,71	2,71		2,71	2,713		2,71 - 2,72
Dolomite	2,8 - 2,99		2,86	2,86			2,87	2,87		2,85 - 2,87			2,8 - 2,99
Sidérite	3 - 3,88		3,96				3,94	3,96		3,75			3 - 3,96
Pyrite	5,02		4,95 - 5,02	5,01			5,01	4,93		5,02	5,01		4,93 - 5,02
Graphite	2,09 - 2,25						2,27				2,25		2,09 - 2,27

4.5.3. Vitesse de propagation des ondes

La propagation des ondes acoustiques est un paramètre fonction des propriétés élastiques des milieux traversés. Ces propriétés sont influencées par la composition minéralogique des échantillons (Tableau 4.5 et 4.6) ainsi que par la porosité et la morphologie du réseau poreux, en particulier la présence de fissures, discontinuités représentant un faible volume poreux mais influençant fortement les vitesses (Remy, 1993). La mesure des ondes acoustiques est particulièrement avantageuse car non destructive, nécessitant un appareillage léger et pouvant être réalisée sur matériaux secs. Deux types d'ondes sont mesurés :

- Les ondes P (pour « Premières ») sont des ondes de compression se déplaçant dans la direction de propagation de l'onde. Cela se fait par compression et dilatation successive de la roche perpendiculairement au front d'ondes.
- Les ondes S (pour « Secondaires ») sont des ondes de cisaillement se déplaçant perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde. Cela se fait par déplacement parallèle au front d'ondes selon des plans verticaux et horizontaux.

D'autre part, les ondes S ne sont pas capables de se propager dans les fluides et dans le vide car ils n'offrent pas de résistance au cisaillement (absence de cohésion entre les atomes empêchant la propagation du déplacement de proche en proche). Par conséquent, les ondes S seront plus sensibles aux discontinuités du réseau poreux.

Les analyses ont été réalisées transversalement sur carottes de forage sèches à température ambiante (20°C). Le dispositif de mesure Proceq Pundit Lab comprend deux transducteurs piézoélectriques ultrasoniques reliés à un oscilloscope numérique (Fig. 4.16) permettant la visualisation du train d'ondes (Fig. 4.17). L'excitation du transducteur émetteur par une impulsion électrique génère le signal acoustique au temps t_0 qui traverse l'échantillon et est détecté par le transducteur récepteur au temps t_1 [µs]. Ce deuxième transducteur transforme ce signal acoustique en impulsion électrique et le transfère vers l'oscilloscope numérique. Ce signal est ensuite numérisé par l'oscilloscope (Belghoul, 2007).



Figure 4-16 : Dispositif de mesure Proceq Pundit Lab.

Les ondes P sont repérées sur les courbes numériques par une légère hausse de l'amplitude du signal par rapport au bruit de fond puis une diminution (Fig. 4.17). Les ondes S correspondent au temps de la deuxième arrivée de l'onde sur l'oscilloscope numérique, et se marquent par une rehausse de l'amplitude du signal. La vitesse des ondes S est généralement deux fois inférieure à celle des ondes P.

Name	Date & Time	Measurement Type	Velocity	Time 1
	08/13/2020 1:22 PM	Direct (default)	2616 m/s	17.2 µs
	08/13/2020 1:22 PM	Direct (default)	2616 m/s	17.2 µs
	08/13/2020 1:22 PM	Direct (default)	2647 m/s	17.0 µs
	08/13/2020 1:22 PM	Direct (default)	2571 m/s	17.5 µs
	08/13/2020 1:22 PM	Direct (default)	1339 m/s	33.6 µs*

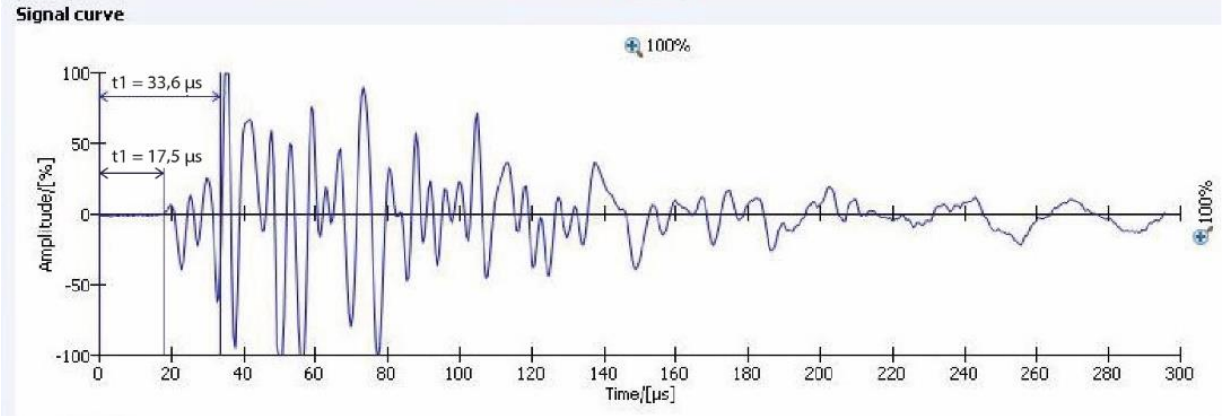


Figure 4-17 : Temps d'arrivé des ondes P et S reportés sur le signal acoustique numérisé et tableau correspondant aux vitesses calculées (lignes blanches - ondes P ; ligne noire – ondes S)

Le protocole de mesure se déroule en 3 étapes :

- Les deux transducteurs sont fixés de part et d'autre de l'échantillon testé (Fig. 4.16). L'appareil est dans un premier temps étalonné sur un standard par le biais de deux transducteurs de 54 kHz. Afin d'optimiser le contact entre le standard et les transducteurs, un couplant mécanique (gel) est appliqué sur les deux capteurs.
- Après étalonnage, les mesures des ondes P sont effectuées grâce aux deux transducteurs de 150 kHz. La courbure des carottes rend indispensable l'application du couplant.
- Les ondes S sont mesurées dans un second temps grâce aux deux transducteurs de 150 kHz et l'utilisation d'un second couplant adapté. Le signal d'arrivée des ondes S est parfois difficile à discerner du train d'onde des ondes P. Dans ce cas les transducteurs de 54 kHz sont utilisés et permettent l'amplification du signal.

Les mesures sont répétées entre 5 et 10 fois afin d'obtenir la meilleur précision possible et l'élimination des erreurs.

Les vitesses des ondes P et S sont calculées à partir des temps de vol à travers la carotte de forage de diamètre (L) de 63,5 mm grâce à la formule de la vitesse :

$$V = \frac{L}{t_1 - t_0}$$

Tableau 4-5 : Vitesse de propagation des ondes P dans les phases minérales en [m/s].

	Alexandrov et al., 1966	Gebrande et al., 1982	Carmichael, 1989	Katahara, 1996	Mavko et al., 1998	Wang et al., 2001	Vanorio et al., 2003	Lake, 2006	Mondol et al., 2008	Kern et al., 2009	Vernik et Anantharamu, 2020	Variation
Quartz		6050	6050		6060			6050		6050		6050 - 6060
Feldspaths-K										5930		5690 - 6000
Orthose	5690											5690
Microcline	6000											6000
Plagioclases								6220 - 6700		6300		5940 - 7290
Albite		5940			6460			6070				5940 - 6460
Anorthite		7050						7290				7050 - 7290
Mica												4350 - 6460
Muscovite		5810			5100 - 6460			5110 - 5790		5810	6100	5100 - 6460
Biotite		5350			4350 - 6170			4887 - 5260		6010		4350 - 6170
Argiles												1440 - 6230
Illite				5820		5889					4510	4510 - 5889
Kaolinite				6230	1440	5488 - 5509	2750		2860			1440 - 6230
Chlorite				5930		9056 - 9386				6010		5930 - 9386
Hornblende		6810						6810 - 7040				6810 - 7040
Sillimanite								9600				9600
Cordiérite												
Calcite		6540			6640			6172 - 6530		6540		6172 - 6640
Dolomite		7370			7340			7000 - 7050				7000 - 7370
Sidérite					6960							6960
Pyrite		7920			8100			7560 - 7980		7920		7560 - 8100
Graphite										11640		11640

Tableau 4-6 : Vitesse de propagation des ondes S dans les phases minérales en [m/s]

	Alexandrov et al., 1966	Gebrande et al., 1982	Carmichael, 1989	Katahara, 1996	Mavko et al., 1998	Wang et al., 2001	Vanorio et al., 2003	Lake, 2006	Mondol et al., 2008	Kern et al., 2009	Vernik et Anantharamu, 2020	Variation
Quartz		4090	4090		4150			4090		4090		4090 - 4150
Feldspaths-K										3260		3260
Orthose	3260											3260
Microcline	3260											3260
Plagioclases								3230 - 3750		3450		3120 - 3850
Albite		3290			3120			3400				3120 - 3400
Anorthite		3800						3850				3800 - 3850
Mica												2020 - 3730
Muscovite		3370			2820 - 3840			2830 - 3330		3370	3540	2820 - 3370
Biotite		3000			2020 - 3730			2036 - 2870		3000		2020 - 3730
Argiles												930 - 3550
Illite				3370		3058					2420	2420 - 3370
Kaolinite				3550	930	2839 - 3010	1400		2110			930 - 3550
Chlorite				3350		4255 - 5527				3000		3000 - 5527
Hornblende		3720						3720 - 3810				3720 - 3810
Sillimanite								5080				5080
Cordiérite												
Calcite		3430			3440			3198 - 3360		3430		3198 - 3440
Dolomite		4000			3960			3550 - 4260				3550 - 4260
Sidérite					3590							3590
Pyrite		5060			5180			4950 - 5140		5060		4950 - 5180
Graphite										6950		6950

4.5.4. Conductivité thermique

La conductivité thermique (λ) d'une roche exprime sa capacité à conduire la chaleur. Cette propriété est fonction des conductivités thermiques des minéraux qui la composent et de la porosité. Les transferts de chaleur dans un matériau peuvent se faire par convection ou par conduction. Le transfert de chaleur par conduction est décrit par la loi de Fourier, où F_c représente le flux de chaleur conductif ($W.m^{-2}$), λ la conductivité thermique du matériau ($W.m^{-1}.K^{-1}$) et grad(T) le gradient de température (K) (Bertrand, 2017) :

$$F_c = \lambda grad(T)$$

Chaque minéral possède des conductivités thermiques qui lui sont propres (Tableau 4.7). La conductivité thermique globale d'un matériau pourrait donc s'approcher en première approximation à partir des proportions de chaque phase minérale. Cependant, la conductivité thermique est également dépendante pour chaque minéral de l'axe cristallographique considéré ainsi que de la géométrie du réseau poreux et des contacts entre les grains dans le matériau. Ainsi, les estimations des conductivités thermiques des roches à partir de leur seule composition minéralogique donnent des résultats différents de ceux obtenus en laboratoire sur échantillons.

Les mesures de la conductivité thermique sont basées sur le modèle de propagation d'un flux de chaleur dans un cylindre. Ce cylindre se définit par sa longueur L et sa base S. Le flux de chaleur Q_c est dépendant du temps t, de la conductivité thermique du matériau λ, de la température à l'entrée du cylindre T_1 et à la sortie T_2 ($T_2 < T_1$) :

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

Les mesures de conductivités thermiques des échantillons sont réalisées à partir du dispositif du banc TSC (« Thermal Conductivity Scanner ») (Popov et al., 1999) (Fig. 4.18).

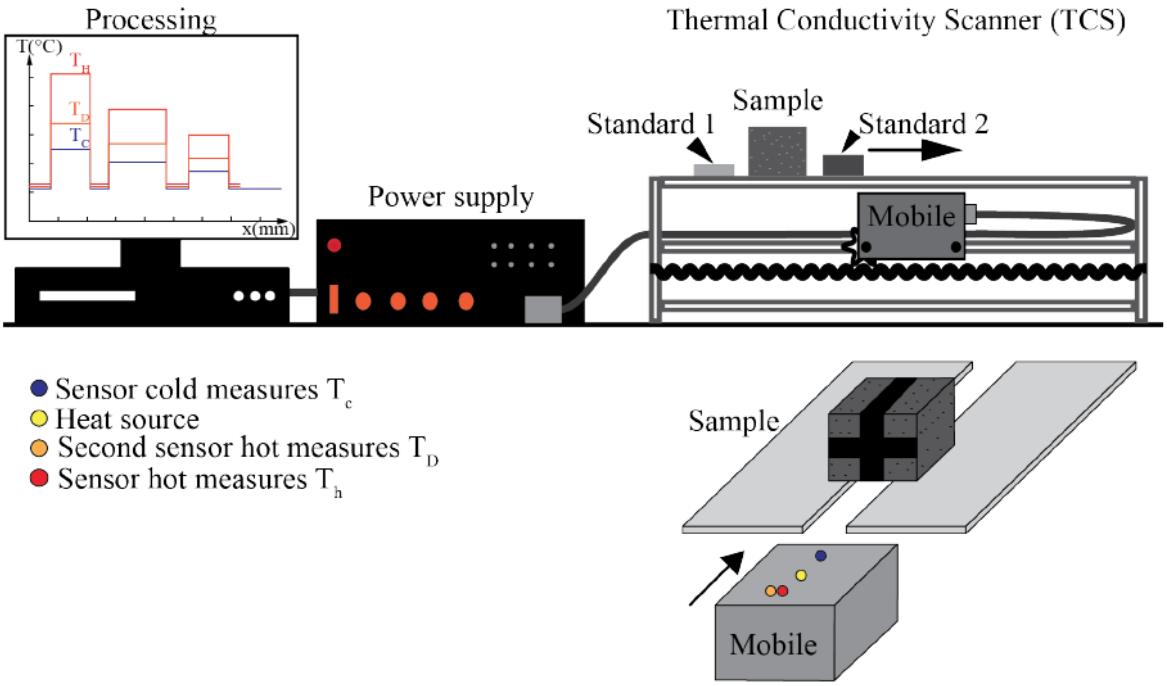


Figure 4-18 : Schéma du banc TCS (d'après Navelot, 2018).

La réalisation de ces mesures nécessite de peindre en noir la surface de l'échantillon au contact de la source de chaleur afin d'assurer l'homogénéité de l'absorption de chaleur. L'échantillon est ensuite placé entre deux standards de conductivité thermique connue. Le dispositif d'acquisition comprend trois capteurs, un premier capteur mesurant la température de surface de l'échantillon avant la chauffe (Tc) et deux autres capteurs mesurant la température après la chauffe (capteur axial Th, capteur latéral TD). La source de chaleur est placée entre le capteur avant la chauffe et les deux capteurs après la chauffe. L'ensemble se déplace sous l'échantillon à vitesse quasi-constante (Navelot, 2018).

Les conductivités thermiques obtenues pour l'échantillon et les deux standards se présentent sous la forme d'un profil. Il est possible de mesurer l'augmentation de température θ (K) pour chaque point du profil. La puissance de la source de chaleur q et la distance l entre les capteurs et la source étant connues, il est possible de calculer la conductivité thermique selon l'équation :

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

La conductivité thermique du matériau sera alors définie par rapport aux standards selon l'équation :

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

	Birch et Clark, 1940	Clark, 1966	Sass et al., 1970	Horai, 1971	Dreyer, 1974	Melnikov et al., 1975	Beziat et al., 1982	Cemak et Rybach, 1982	Drury et Jessop, 1983	Diment et al., 1988	Brigaud et al., 1989, 1992	Inagaki et al., 2014	Xu et al., 2014	Variation
α-Quartz			6,03	7,69				7,69			7,7			6,03 - 7,7
Feldspaths-K														2,06 - 2,9
Orthose				2,31				2,31	2,4					2,31 - 2,4
Microcline				2,06 - 2,22		2,9		2,49						2,06 - 2,9
Plagioclases														1,95 - 2,72
Albite			2,14	1,95 - 2,33				2,31		2,34				1,95 - 2,34
Anorthite		2,09			2,1					2,72				2,09 - 2,72
Mica														0,7 - 2,35
Muscovite				2,21 - 2,35				2,32						2,21 - 2,35
Biotite				1,7 - 2,34				0,7 - 1,6						0,7 - 2,34
Argiles														0,48 - 2,6
Illite							0,48 - 0,88				1,9			0,48 - 1,9
Kaolinite											2,6			2,6
Chlorite		5,23		4,38 - 5,92	5,1 - 5,4	4,2				1,88 - 4,24				1,88 - 5,92
Hornblende		3,01		2,54 - 3,08	2,4 - 3,22	2,9 - 3				2,82 - 3				2,4 - 3,08
Sillimanite			8,04	9,1				9,09						8,04 - 9,1
Cordiérite														
Calcite	3,36			3,59		3,25 - 3,89								3,25 - 3,89
Dolomite	4,58			5,51	4,9			5,5		4,24 - 5,32	5,3			4,24 - 5,51
Sidérite				3,01		3		3		2,87 - 3,11	3			2,87 - 3,11
Pyrite				19,21				19,2		21,15 - 25,15				19,2 - 25,15
Graphite					155*							800 - 2000	2000	155 - 2000

Tableau 4-7 : Conductivités thermiques des phases minérales pour l'axe cristallographique $\vec{a}$ en [W/K.m]. La valeur notée (*) correspond à une mesure faite sur des cristaux orientés aléatoirement.

4.5.5. Perméabilité

La perméabilité est la propriété macroscopique qui caractérise la capacité d'un milieu poreux à permettre la circulation d'un fluide soumis à un gradient de pression. Cette propriété est fortement influencée par la géométrie du réseau poreux (taille, morphologie et connectivité des pores) et peut être considérée à différentes échelles (de l'échelle du grain et de la fracture, à l'échelle d'une zone de faille ou d'une unité géologique) et en 3 dimensions (caractère anisotrope) (Meyer, 2002). Il est important de différentier la perméabilité de fracture qui contrôle les écoulements de fluides à grande échelle dans le réseau fissural, de la perméabilité de matrice déterminée à l'échelle de l'échantillon et qui joue un rôle majeur dans les interactions fluide-roche. La perméabilité matricielle à l'échelle de l'échantillon intègre donc les microstructures du réseau poreux.

La loi de Darcy (1856) exprime la perméabilité intrinsèque k pour l'écoulement d'un fluide incompressible comme fonction du débit Q [$m^3.s^{-1}$], de la section orthogonale à l'écoulement A [m^2], de la viscosité du fluide µ [Pa.s], de la longueur de l'échantillon L [m] et des pressions de pores P_{head} et P_{foot} [Pa] ($P_{head} > P_{foot}$), selon l'équation :

$$k = \frac{Q\mu L}{A(P_{head} - P_{foot})}$$

Les unités classiquement utilisées pour la description des réservoirs géologiques sont le m^2 ou le Darcy et peuvent être converties de l'une à l'autre par la relation :

$$1Darcy = 9.869233 \times 10^{-13} m^2$$

Cette étude se focalise uniquement sur les perméabilités de matrice qui sont mesurées grâce au perméamètre de laboratoire par l'injection de diazote dans les échantillons et sont donc des perméabilités apparentes au gaz. Cette méthode développée par Rosener (2007) présente deux avantages : (i) elle permet de mesurer des perméabilités très faibles de l'ordre de 10^{-21} m^2 et (ii) utilise du diazote, gaz inerte vis-à-vis de la matrice minérale qui ne produira pas de modifications minéralogiques.

Cependant, le diazote est un gaz compressible qui s'écoule à très faible débit dans les échantillons. L'écoulement d'un gaz à très faible débit (ou pression) dans un réseau poreux n'est pas laminaire car le mouvement du gaz est de même ordre de grandeur que la taille des pores. Par conséquent le gaz ne présentera plus d'adhérence aux parois des pores et le flux de gaz sera plus important que celui prédit par la loi de Darcy (effet Klinkenberg, 1941). La loi de Darcy étant définie pour des écoulements laminaires de fluides incompressibles, il est nécessaire de revenir à la définition massique de la loi de Darcy-Klinkenberg décrivant l'écoulement d'un gaz dans un milieu poreux en régime raréfié, où Q_g est le débit massique [$g.m^{-2}.s^{-1}$], ρ_g la densité du gaz [$g.m^{-3}$], μ_g la viscosité dynamique du gaz [Pa.s], K_{app} la perméabilité apparente [m^2], et gradP le gradient de pression [$Pa.m^{-1}$] :

$$Q_g = -\rho_g \frac{k_{app}}{\mu_g} grad\, P$$

La perméabilité apparente peut également être corrigée d'après l'équation de Debschütz et al. (1989), où P_{avg} est la pression moyenne appliquée et b un facteur correctif dépendant de la géométrie du réseau poreux :

$$k_{app} = k\left(1 + \frac{b}{P_{avg}}\right)$$

Si l'on considère le comportement du diazote comme équivalent à celui d'un gaz parfait :

$$Q_g dz = -\frac{M_g}{RT} \frac{k\left(1 + \frac{b}{P(z)}\right)}{\mu_g} P(z) dP$$

Où M_g est la masse molaire du gaz [$g.mol^{-1}$], R la constante des gaz parfaits et T la température (K).

Dans le cas d'un échantillon cylindrique où l'écoulement du fluide se fait selon l'axe z parallèle à la longueur du cylindre, et en supposant que le diazote se comporte comme un gaz parfait, l'équation de Darcy-Klinkenberg peut se réécrire de la façon suivante (Rosener, 2007; Bossennec, 2019):

$$\rho_{g\,(z)} = \frac{M_g}{P_{(z)}}$$

Le débit volumique Q pouvant être exprimé à partir du débit massique Q_g et de la section du cylindre S :

$$Q = Q_g \times S$$

A température constante, en faisant l'hypothèse d'un fluide newtonien (viscosité μ_g indépendante de la pression), l'équation de Darcy-Klinkenberg peut être réécrite selon l'expression suivante (Dal Pont, 2004):

$$Q = \frac{SM_g}{RT} \frac{k}{2L\mu_g} (P_{head}^2 - P_{foot}^2)\left(1 + \frac{b}{\bar{P}}\right) \quad avec\ \bar{P} = \frac{P_{head} - P_{foot}}{2}$$

Il est donc possible de déterminer expérimentalement k et b en faisant varier les pressions de pied et de tête, et en calculant les perméabilités apparentes selon l'équation :

$$k_{app} = \frac{RT}{SM_g} \frac{2L\mu_g Q}{P_{head}^2 - P_{foot}^2}$$

Ainsi K_{app} est proportionnel à :

$$\frac{2}{P_{head} - P_{foot}}$$

La perméabilité intrinsèque k est alors donnée par l'origine de la droite formée par la régression linéaire des points acquis pour chaque palier de pression. Le perméamètre de laboratoire au diazote utilisé pour faire varier

les pressions de pied et de tête est constitué d'une entrée de diazote sous pression (bouteille), de trois capteurs de pression (Pc pour la pression de confinement, P_{head} pour la pression de tête et P_{foot} pour la pression de pied), d'une cellule cylindrique contenant l'échantillon et de sorties équipées de débitmètres (couvrant des débits de 0 à 10L/min) (Fig. 4.19).

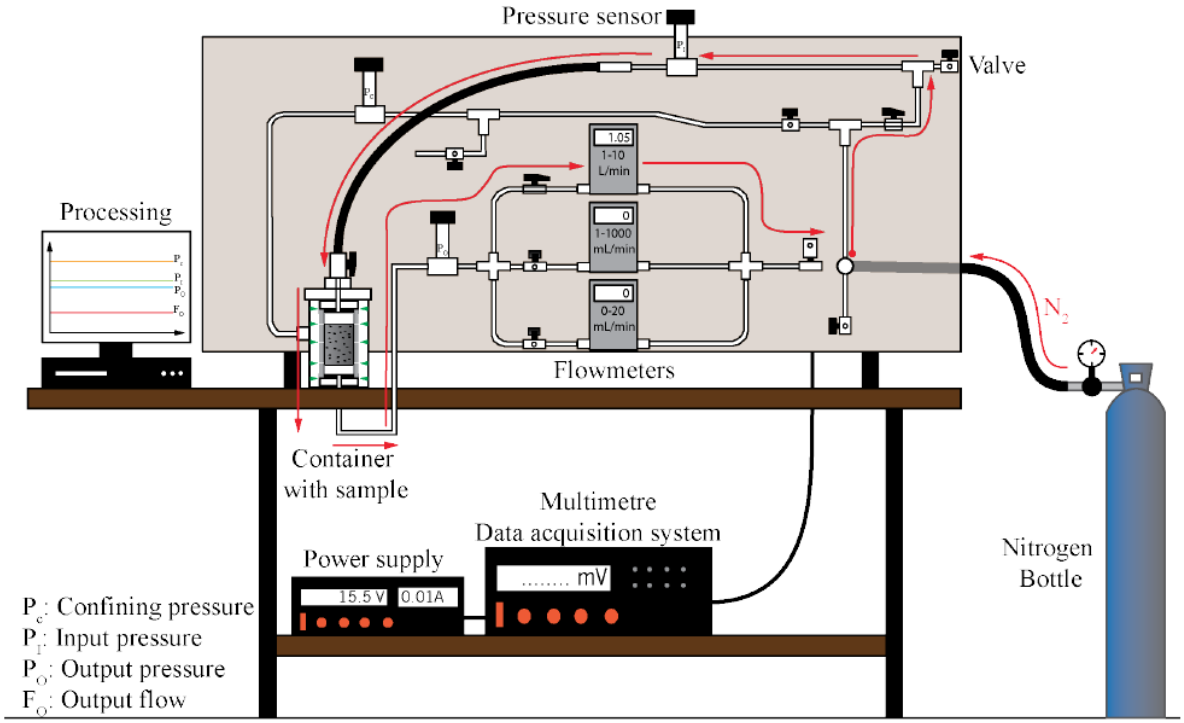


Figure 4-19 : Schéma du perméamètre au diazote (d'après Navelot, 2018)

Le protocole de mesure se compose des 6 étapes suivantes :

- Un cylindre carotté (plug) est réalisé dans l'axe des carottes de forage. Les deux plans à chaque extrémité du cylindre doivent êtres parallèles.
- Le cylindre est inséré dans un joint en caoutchouc afin d'assurer l'étanchéité latérale et contraindre l'écoulement du gaz selon l'axe z. L'ensemble est installé dans la cellule et connecté au circuit.
- Une pression de confinement (P_c) est appliquée au système et permet de maintenir l'étanchéité du joint et de contraindre l'écoulement du gaz dans le cylindre carotté.
- La vanne menant le gaz à la tête de la cellule est ouverte et la pression de tête (P_{head}) est fixée de telle sorte que $P_{head} < P_c$.
- La P_{foot} à la base de la cellule est à la pression atmosphérique. Le gradient de pression ainsi créé entraîne l'écoulement du gaz dont le débit est mesuré par les débitmètres en sortie du circuit.
- En faisant varier progressivement la P_{head} durant l'expérience et en conservant $P_{head} < P_c$, les valeurs de perméabilités sont calculées.

4.6. Caractérisation morphologique du réseau poreux

La caractérisation de l'espace poreux et de sa morphologie est une étape importante dans la compréhension des écoulements fluides au sein des roches et permet d'appréhender les différents facteurs contrôlant les propriétés hydrauliques de l'échelle de l'échantillon jusqu'à l'échelle de la zone de faille.

4.6.1. Porosimétrie par injection de mercure

La porosimétrie par injection de mercure permet d'estimer la morphologie du réseau poreux en caractérisant les dimensions des seuils d'accès aux pores par la quantification pour chaque dimension de seuil d'accès du volume poreux associé.

Cette technique utilise le mercure qui dans l'air, à température et pression ambiante, agit comme un fluide non mouillant (angle de contact $\theta > 90°$). Grâce à cette propriété, le mercure a la capacité de pénétrer par phénomène de capillarité dans le réseau poreux des échantillons. L'injection nécessite l'application d'une pression sur le mercure. L'angle de contact θ entre le mercure et le solide (130°) et sa tension superficielle σ (485 dynes/cm) étant connus, l'équation de Washburn (1921) permet de relier la pression appliquée (P_c) au rayon du capillaire (R_c) équivalent dans un milieu poreux au seuil d'accès :

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

Les mesures sont réalisées sur un porosimètre Autopore IV (Micrometrics ®). Les pressions couvertes par le dispositif vont de 0,003 à 220 MPa équivalent à des seuils d'accès compris entre 3.10^{-3} et 360 µm. Le protocole de mesure comprend 3 étapes :

- L'échantillon, de volume compris entre 3 et 5 cm^3, est séché à l'étuve pendant 24h afin d'éliminer la présence éventuelle d'eau. Il est placé dans un porte échantillon (pénétromètre) composé d'une cellule contenant l'échantillon et d'une canule recouverte d'un film métallique conducteur (Fig. 4.20). La cellule est scellée par un couvercle mécanique puis l'ensemble du dispositif est pesé avant analyse.
- Le dispositif est dans un premier temps inséré dans la chambre de basse pression (Fig. 4.21). Le porte échantillon est soumis à un vide primaire de 0,003 MPa. La pression appliquée est augmentée progressivement jusqu'à 0,150 MPa. Durant cette première phase de drainage, le mercure est poussé au travers des seuils d'accès de plus en plus petits. Les pressions appliquées permettent de caractériser la macroporosité. Le pénétromètre est alors sorti de la chambre de basse pression et pesé.
- Le pénétromètre est ensuite inséré dans la chambre haute pression (Fig. 4.21) en immersion dans l'huile, permettant d'appliquer une pression isotrope au mercure. Des pressions croissantes de 0,150 à 220 MPa sont appliquées sur le mercure par un vérin hydraulique. Cette seconde phase de drainage permet de caractériser la porosité microscopique.

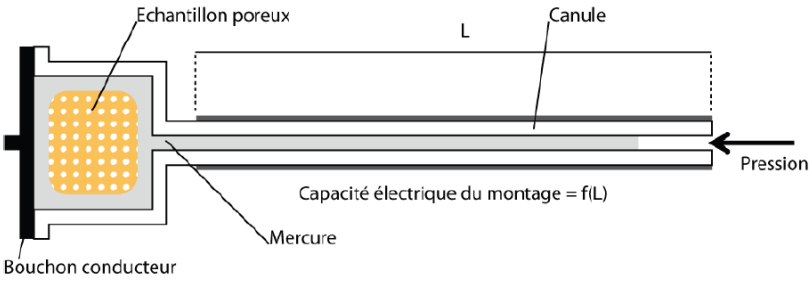


Figure 4-20 : Schéma du pénétromètre (d'après Haffen, 2012).

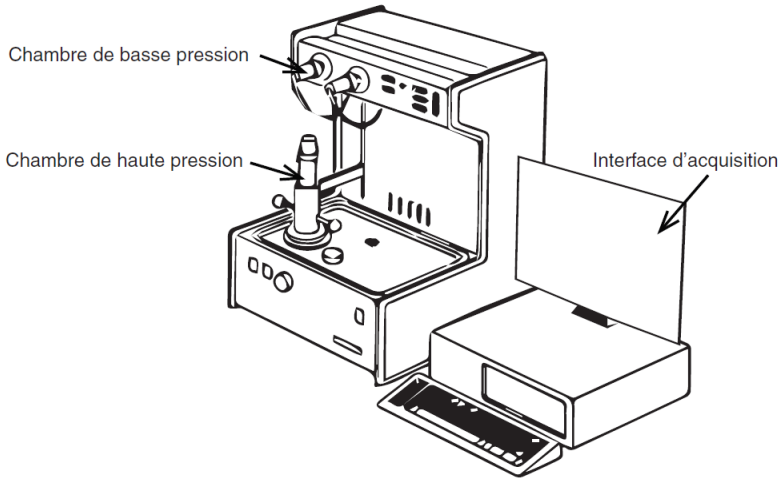


Figure 4-21 : Schéma du pénétromètre (d'après Haffen, 2012).

La distribution des diamètres de seuils d'accès est déterminée par le volume de mercure injecté dans l'échantillon à chaque palier de pression appliqué sur le fluide. Ce volume est connu grâce au film conducteur entourant la canule du pénétromètre (Fig. 4.20). Deux courbes sont obtenues (Fig. 4.22), (i) la courbe de porosité cumulative [%] correspondant aux volumes cumulés de mercure injecté dans l'échantillon à chaque palier de pression et (ii) la courbe de porosité incrémentale [%] correspondant à la dérivée de la porosité cumulative, soit le pourcentage de porosité remplie par le mercure pour chaque diamètre de seuil d'accès.

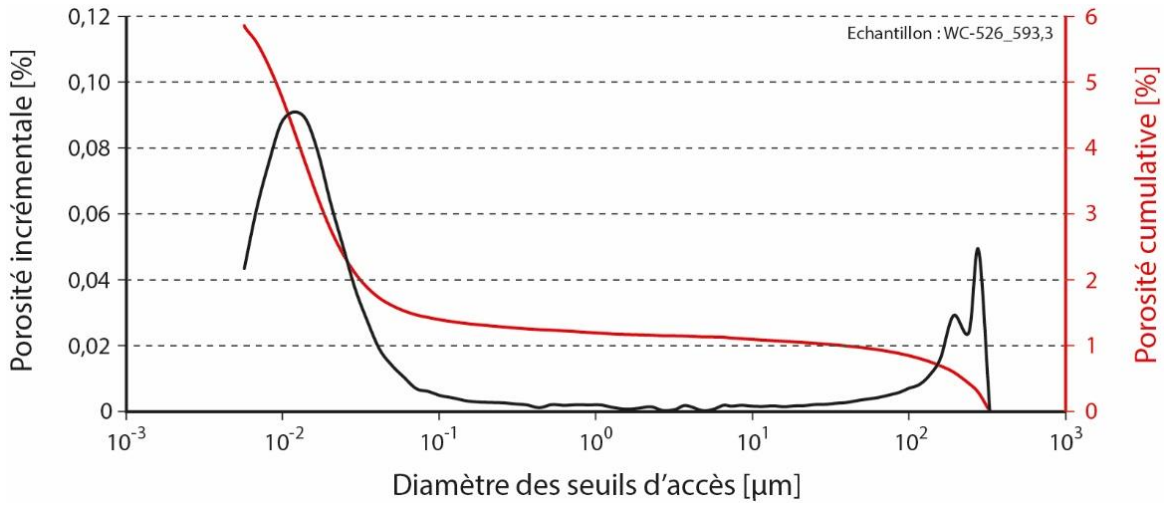


Figure 4-22 : Courbes de la porosité cumulative (rouge) et incrémentale (noire) obtenues sur un échantillon grâce à la porosimétrie par injection de mercure.

4.6.2. Géométrie de la porosité macroscopique

La morphologie des vides a un impact fort sur les propriétés hydrauliques. La taille des vides est en effet un paramètre directement lié à la porosité des matériaux et la morphologie des vides va influencer la connectivité et la tortuosité du réseau poreux (Ehrlich et Davies, 1989; Ehrlich et al., 1991; Mccreesh et al., 1991; Mowers et Budd, 1996; Anselmetti et al., 1998; Cerepi et al., 2001; Iraji et al., 2024). A l'échelle de la lame mince, la morphologie de la porosité macroscopique peut être caractérisée en 2 dimensions. Pour cette étude, 41 lames minces ont été observées au microscope optique et photographiées en lumière naturelle et polarisée. Le logiciel JMicroVision (Roduit, 2007) permet d'importer ces images et de mesurer différents paramètres géométriques grâce à la digitalisation manuelle des contours des pores. Les plus petits pores digitalisés sont de l'ordre de 10 µm de longueur. Cependant, l'épaisseur des lames minces étant de 30 µm, les pores de longueur inférieure à l'épaisseur de la lame mince ne seront pas systématiquement repérés. Il y aura donc une sous représentativité du nombre de pores de longueur inférieure à 30 µm.

De nombreux paramètres géométriques peuvent être calculés par le logiciel JMicroVision. Dans cette étude, 4 paramètres géométriques ont été sélectionnés :

- Le diamètre maximal (D_{max}), correspond à la longueur de Feret mesurée dans la direction d'allongement maximal du pore (Fig. 4.23).
- Le diamètre minimal (D_{min}), correspond à la longueur de Feret mesurée dans la direction perpendiculaire à l'allongement maximal du pore (Fig. 4.23).
- Le périmètre correspond à la longueur du contour du pore.
- L'aire correspond à la surface occupée par le pore.

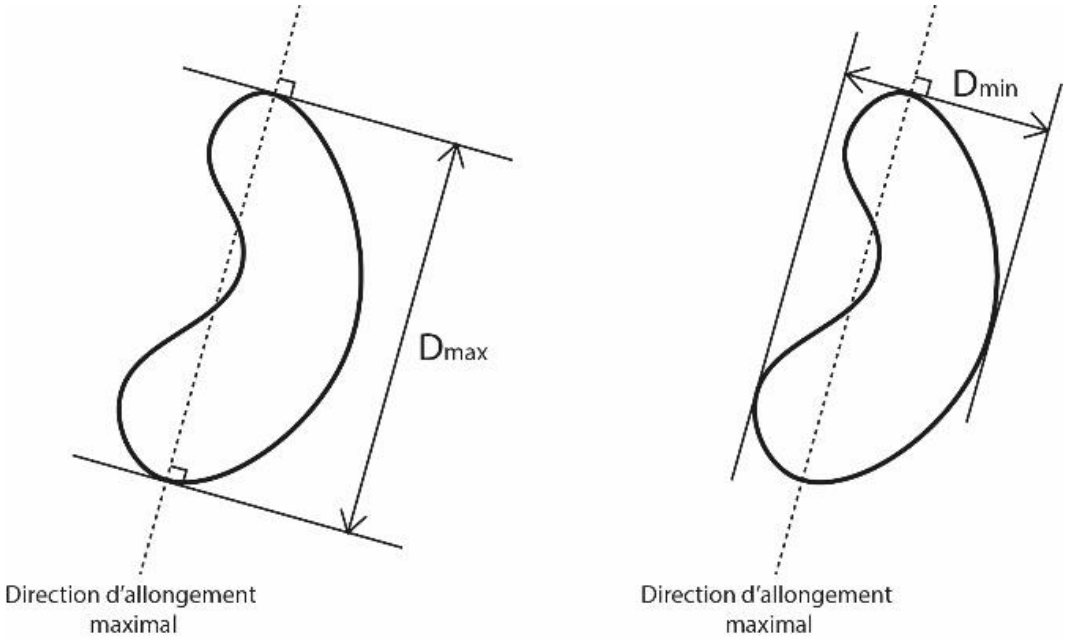


Figure 4-23 : Illustration du diamètre maximal (D_{max}) et minimal (D_{min}) mesuré par le logiciel JMicroVision.

4.6.3. Estimation de la porosité macroscopique

La macroporosité (Φ_{macro}) peut être estimée sur chaque lame en calculant le pourcentage de la somme des aires des pores macroscopiques (A_p) repérés sur l'aire de la zone d'observation (A_{ob}) (aire de la lame mince):

$$\Phi_{macro} = \frac{\sum_{p=1}^{n} A_p}{A_{ob}} \times 100$$

Cette macroporosité est une estimation, compte tenu de la sous représentativité du nombre de pores de longueur inférieure à 30 µm. De plus, cette macroporosité est apparente, car il peut exister un allongement préférentiel des vides faisant varier les aires mesurées sur les pores macroscopiques en fonction de l'orientation du plan de la lame mince.

4.6.4. Topologie de la porosité macroscopique

La topologie se définit comme l'étude des propriétés invariantes aux déformations continues d'objets mathématiques (sans arrachage ni recollement). L'étude de la topologie se différentie donc de la géométrie par l'absence de dimension, les objets géométriques étant réduits à leurs propriétés invariantes. Ces propriétés sont calculées à partir des paramètres géométriques. Cette étude s'inscrit dans la continuité des travaux menés par Muller (2018) dans le cadre de la thèse de Bossennec (2019). Dans ces travaux, l'étude de la topologie des vides se base sur deux paramètres topologiques :

- Le coefficient de détermination morphologique R^2, défini grâce aux rayons équivalents (Ra et Rp) calculés à partir de l'aire (A) et du périmètre (P) des pores selon les formules suivantes :

$$R^2 = \left(\frac{R_a}{R_p}\right)^2$$

Avec :

$$R_a = \sqrt{\frac{A}{\pi}}$$

$$R_p = \frac{P}{2\pi}$$

Ce coefficient défini sur l'intervalle [0 ; 1] permet d'évaluer la circularité du contour d'un pore. Il vaut 1 lorsque le pore est un cercle parfait, et tend vers 0 lorsque le contour s'allonge ou se complexifie.

- L'excentricité Ex est un paramètre permettant de quantifier l'aplatissement d'une ellipse. Ce paramètre peut être calculé pour l'ensemble des formes géométriques à partir de leurs moments d'inertie selon la formule de Roduit (2007) définie sur l'intervalle [1 ; + ∞[:

$$\text{Excentricité} = \frac{\mu_{20} + \mu_{02} + \sqrt{(\mu_{20} - \mu_{02})^2 + 4\mu_{11}^2}}{\mu_{20} + \mu_{02} - \sqrt{(\mu_{20} - \mu_{02})^2 + 4\mu_{11}^2}}$$

Ce calcul de l'excentricité correspond à une généralisation à l'ensemble des formes géométriques de l'excentricité d'une ellipse définie sur l'intervalle [0 ; 1[comme le rapport entre son grand axe (D_{max}) et son axe mineur (D_{min}) (Ghiasi-Freez et al., 2012). Pour le domaine de définition [1 ; + ∞[, l'excentricité vaut 1 lorsque le pore est un cercle parfait et tend vers l'infini lorsque le pore s'apparente à l'intersection d'une fracture de longueur infinie avec le plan de la lame mince.

4.6.4.1 Classification topologique existante

Les paramètres Excentricité (Ex) – Coefficient de détermination morphologique (R^2) obtenus sur chaque contour des pores peuvent être projetés dans un diagramme de dispersion Ex-R^2 (Muller, 2018) pour caractériser leur morphologie (Fig : 4.24). Ce diagramme est divisé en domaines identifiant le ou les type(s) de morphologie des pores observés. La classification de ces domaines est décrite par Bossennec (2019) :

- Pore circulaire : $0,7 < R^2 \leq 1$ et $Ex < 5$
- Pore allongé ou ovoïde : $0,4 < R^2 \leq 0,7$ et $Ex < 5$
- Pore allongé et arrondi : $0,4 < R^2 \leq 1$ et $5 \leq Ex$
- Pore complexe, assez tortueux, anguleux et très étroits : $R^2 < 0,4$ et $Ex \geq 5$

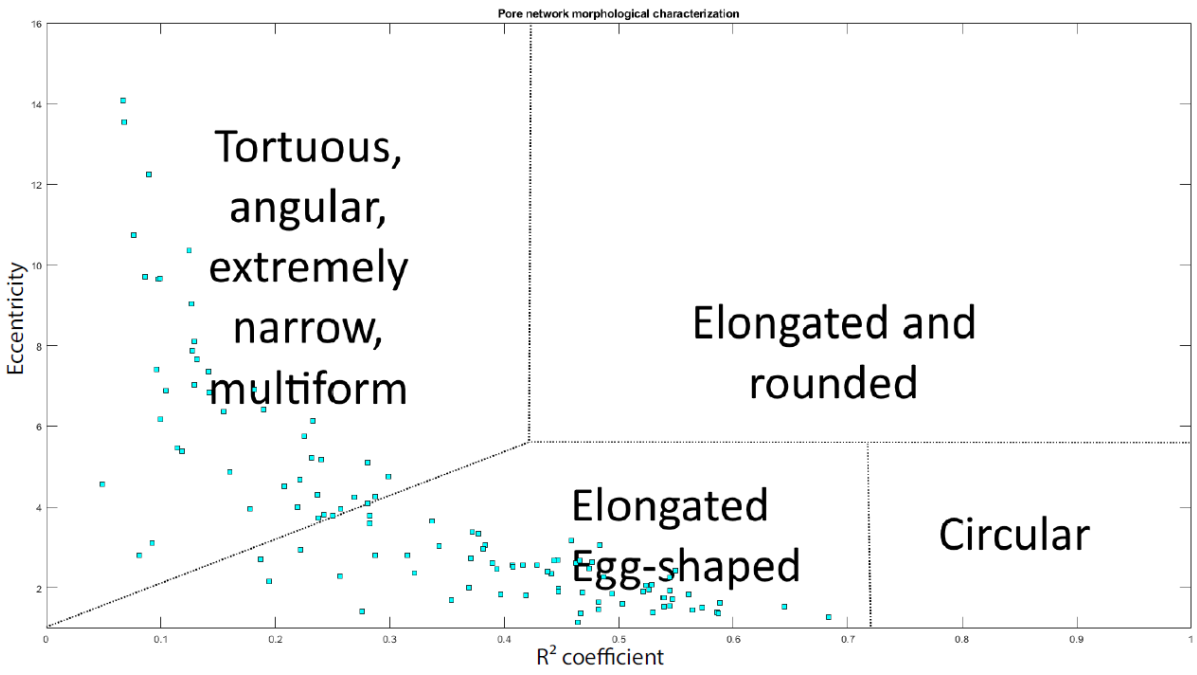


Figure 4-24 : Caractérisation morphologique des pores selon leur excentricité et la valeur du coefficient R^2 (d'après Muller, 2018).

4.6.4.2 Redéfinition de la classification topologique

Plusieurs incohérences apparaissent dans le diagramme Excentricité (Ex) – Coefficient de détermination morphologique (R^2). Le domaine des pores complexes ($R^2 < 0,4$ et $Ex \geq 5$) est associé à plusieurs morphologies qualifiées de tortueuses, anguleuses ou très étroites (Fig. 4.24). Or il existe des formes anguleuses à faible excentricité (de symétrie centrée) et de $R^2 > 0,4$ comme le carré ($R^2 \approx 0,7854$ et $Ex = 1$) qui se localise dans le domaine circulaire, ou le triangle équilatéral ($R^2 \approx 0,6267$ et $Ex = 1$) qui apparait dans le domaine des pores allongés ou ovoïdes. Les formes présentant des angles ne sont donc pas restreintes au domaine des pores complexes. De plus, le domaine associé aux $R^2 > 0,4$ et aux excentricités $Ex \geq 5$ est qualifié d'allongé et arrondi ce qui est contradictoire. Il est donc nécessaire de redéfinir cette classification morphologique.

La classification de Muller (2018) est définie sur l'intervalle [0 ; 1] pour les R^2, et sur [1 ; + ∞[pour les excentricités Ex. Or, pour le cas particulier de la droite $R^2 = 1$, seul le point ($R^2 = 1$; $Ex = 1$) représentant le cercle est défini. En effet, le paramètre R^2 évalue la circularité d'une forme et il n'existe aucune forme plus circulaire que le cercle. Il y a donc dans ce diagramme des points représentant un espace pour lequel aucune forme géométrique n'est définie.

La recherche de l'espace de définition du diagramme s'est faite par traçage de formes géométriques dans le logiciel JMicroVision. Chaque forme testée ne représente qu'un point du diagramme. La déformation d'une forme par allongement permet d'augmenter l'excentricité ainsi que le périmètre et de diminuer l'aire, produisant une diminution du coefficient de détermination morphologique R^2. Par allongements successifs, il est possible d'obtenir des courbes correspondant à des groupes morphologiques qui rassemblent l'ensemble des formes issues de l'allongement de la forme d'origine.

La recherche de la limite séparant le domaine défini du domaine non-défini consiste en la détection du groupe morphologique maximisant l'excentricité pour tout R^2. La courbe représentant l'ensemble de ce groupe doit donc être définie sur l'intervalle de définition du R^2 [0 ; 1]. Ces critères impliquent que le groupe recherché doit contenir un ensemble de formes issues de l'allongement d'un cercle (seule forme pour laquelle $R^2 = 1$), et que la courbe de ce groupe doit se situer au-dessus de toutes les autres courbes des groupes morphologiques.

Le logiciel JMicroVision intègre un outil de traçage des ellipses et des rectangles permettant d'obtenir leur périmètre, aire et excentricité. En partant du cas particulier du cercle, l'allongement du cercle a pour effet de former une ellipse. Par allongements successifs, la courbe des ellipses est obtenue. Ce même procédé est appliqué au carré qui formera par allongement les rectangles. Les courbes des ellipses et des rectangles (Fig. 4.25) ont été retracées à partir des résultats obtenus (Tableau 4.8 et 4.9).

Ellipses testées	Aire (A)	Périmètre (P)	R_a	R_p	R^2	Excentricité (Ex)
1	32619,7456	6833,2150	101,8979	1087,5399	0,00878	48305,7602
2	49308,2784	6802,1989	125,2809	1082,6036	0,01339	21274,3061
3	70955,8153	6802,3588	150,2862	1082,6290	0,01927	10424,4100
4	85108,6902	6780,2852	164,5932	1079,1159	0,02326	7191,9823
5	127758,1667	6754,2083	201,6598	1074,9656	0,03519	3171,3584
6	180827,9133	6775,2239	239,9152	1078,3104	0,04950	1610,5436
7	249135,9551	6746,0320	281,6069	1073,6643	0,06879	836,0359
8	377129,1522	6737,8942	346,4736	1072,3692	0,10439	363,1541
9	545365,7584	6710,4610	416,6477	1068,0030	0,15219	170,1274
10	711917,2930	6689,1657	476,0360	1064,6138	0,19994	97,8336
11	961647,2054	6766,6092	553,2647	1076,9393	0,26393	55,3301
12	1192377,1582	6854,1564	616,0726	1090,8729	0,31894	37,2614
13	1436857,4693	6972,0616	676,2884	1109,6381	0,37145	26,9385
14	1816597,0886	7003,6191	760,4215	1114,6606	0,46540	16,4046
15	26703,3410	763,7140	92,1951	121,5489	0,57533	10
16	1650068,3306	5030,5257	724,7296	800,6330	0,81938	3,6926
17	1187410,6929	4059,4009	614,7882	646,0737	0,90550	2,4822
18	630453,8320	2894,5894	447,9729	460,6882	0,94556	1,9771
Cercle de 25 de rayon	1963,4954	157,0796	25	25	1	1

Tableau 4-8 : Paramètres géométriques et topologiques des ellipses tracées dans le logiciel JMicroVision.

Rectangles testés	Aire (A)	Périmètre (P)	R_a	R_p	R^2	Excentricité (Ex)
1	43078	6178	117,0989	983,2592	0,0142	48305,7602
2	64323	6164	143,0896	981,0311	0,0213	21274,3061
3	91890	6182	171,0248	983,8959	0,0302	10424,4100
4	109908	6174	187,0422	982,6226	0,0362	7191,9823
5	164214	6186	228,6284	984,5325	0,0539	3171,3584
6	231800	6248	271,6325	994,4001	0,0746	1610,5436
7	318675	6276	318,4924	998,8564	0,1017	835,4853
8	481452	6370	391,4728	1013,8170	0,1491	362,6749
9	696003	6484	470,6853	1031,9607	0,2080	170,1274
10	908091	6596	537,6377	1049,7860	0,2623	97,8336
11	1226120	6848	624,7288	1089,8931	0,3286	55,3301
12	1519954	7086	695,5691	1127,7719	0,3804	37,2614
13	1831302	7350	763,4930	1169,7888	0,4260	26,9385
14	2314872	7632	858,3977	1214,6705	0,4994	16,4046
15	34216	862	104,3613	137,1916	0,5787	10
16	1521531	5060	695,9299	805,3240	0,7468	2,4997
17	2108576	6116	819,2561	973,3916	0,7084	3,6858
18	812440	3654	508,5348	581,5522	0,7647	1,9785
Carré de 25 de côté	625	100	14,1047	15,9155	0,7854	1

Tableau 4-9 : Paramètres géométriques et topologiques des rectangles tracés dans le logiciel JMicroVision.

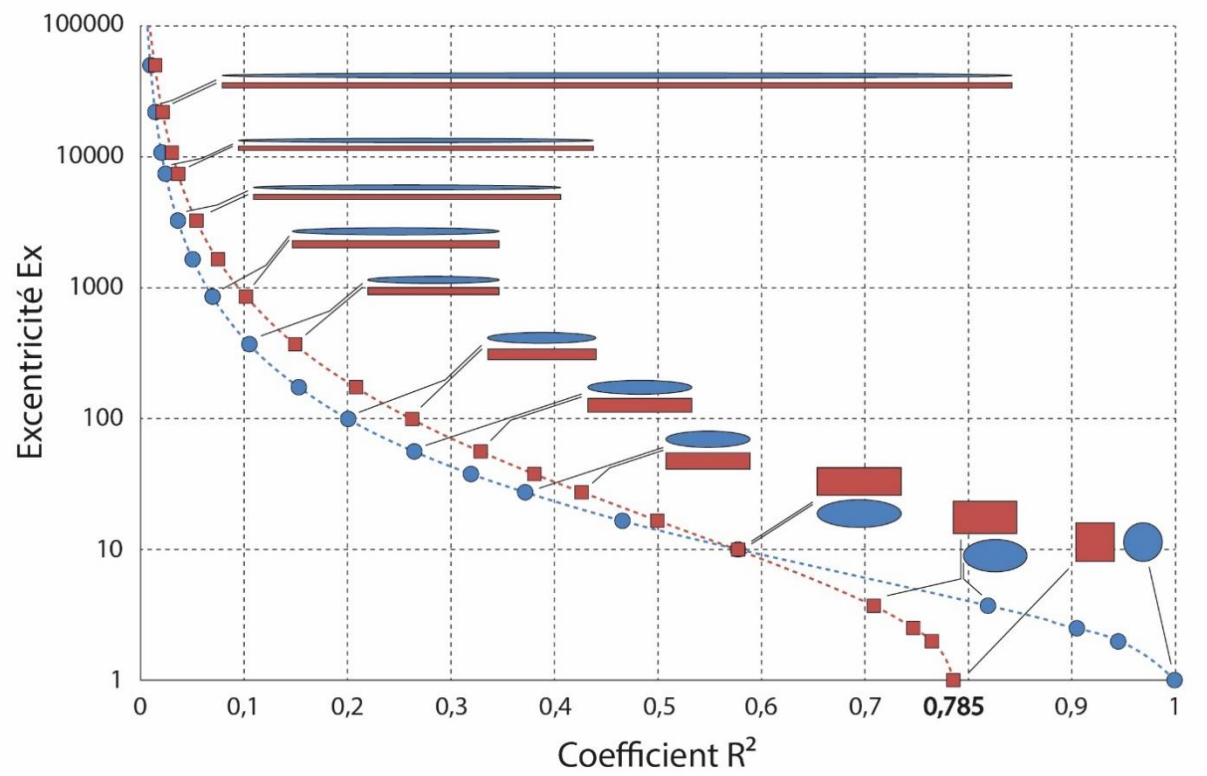


Figure 4-25 : Courbe des ellipses (bleue) et des rectangles (rouge) reportées dans le diagramme Ex – R². Les morphologies des ellipses et rectangles dessinées correspondent aux points utilisés pour les tracés des courbes. Les paramètres géométriques et morphologiques sont reportés dans les Tableaux 4.8 et 4.9.

D'autres groupes morphologiques sont testés suivant le même principe (Fig. 4.26) :

- Les triangles isocèles allongés par le sommet principal le long de l'axe de symétrie,
- Les digones, allongés par leurs deux sommets le long de l'axe de symétrie,
- Les oblongs paraboliques, formés de deux demi-ellipses et d'un rectangle, allongés selon l'axe de symétrie
- Les oblongs ou stades, formés de deux demi-cercles et d'un rectangle dont on fait varier la longueur.

Pour l'ensemble des groupes testés, seul deux sont issus de l'allongement d'un cercle et sont définis sur l'intervalle [0 ; 1], les ellipses et les oblongs ou stades. La courbe des ellipses se situe sous la courbe des oblongs pour tous les $R^2 < 1$, et est recoupée par les courbes des rectangles, des digones et des oblongs paraboliques. Les morphologies elliptiques ne permettent donc pas de maximiser l'excentricité pour tout $R^2 < 1$. La courbe des oblongs (stades) n'est recoupée par aucune courbe et se situe au-dessus de l'ensemble des groupes morphologiques testés. Les oblongs représentent donc les formes maximisant l'excentricité pour tous les R^2 et séparent le domaine défini pour lequel une infinité de formes géométriques existent en tous points, du domaine non-défini pour lequel aucune forme géométrique n'existe.

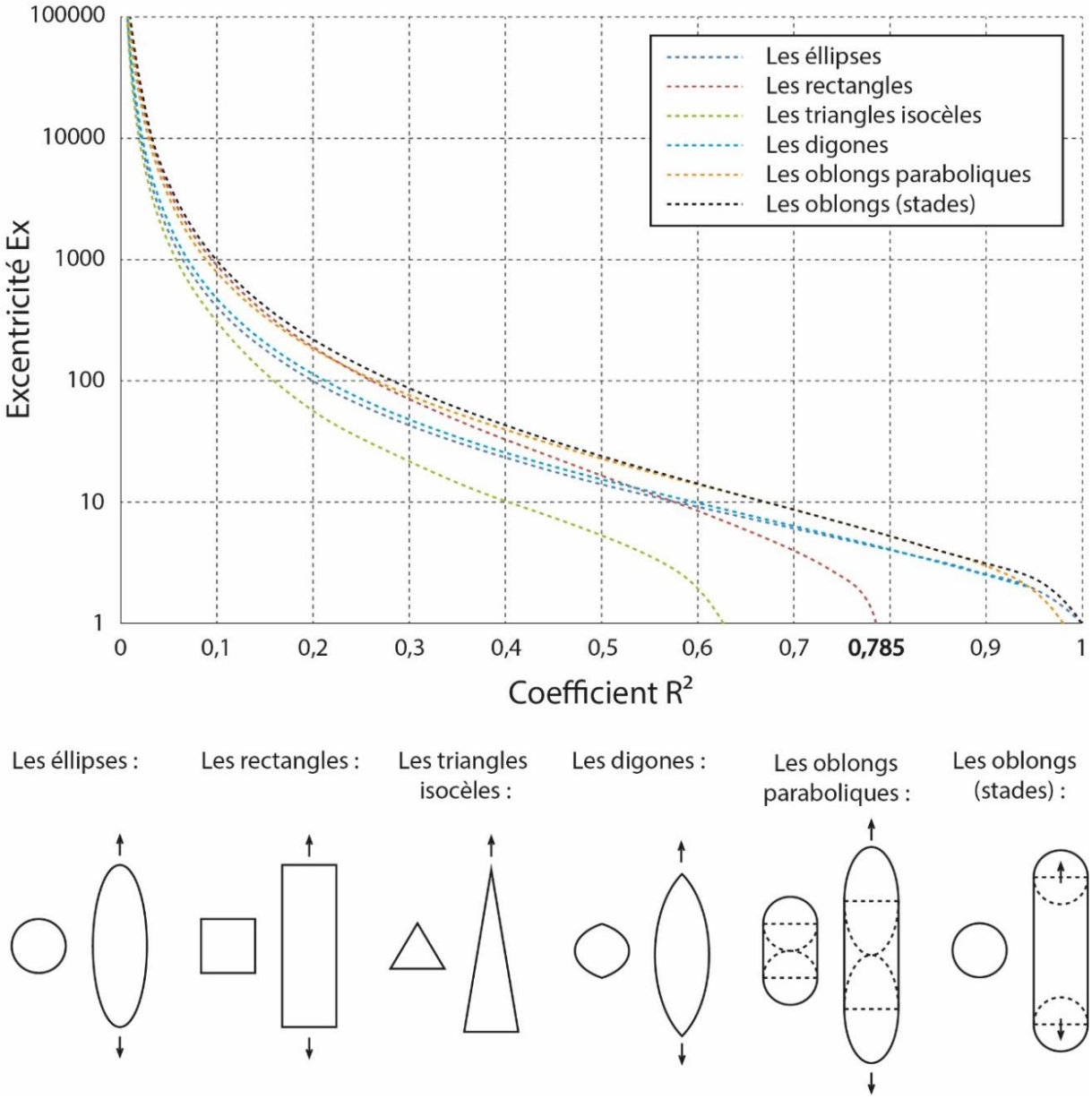


Figure 4-26 : Courbes des différentes formes testées reportées dans le diagramme Ex – R² et illustration des déformations appliquées sur les formes.

Le diagramme est divisé en 4 domaines afin de pouvoir classer les morphologies des pores (Fig. 4.27) :

- Les morphologies circulaires, associées à des R^2 élevés sont restreintes aux $R^2 > 0{,}785$ ($\approx R^2$ du carré).
- Les morphologies très allongées sont associées aux fortes excentricités. Elles sont restreintes arbitrairement aux excentricités Ex > 100.
- Entre ces deux domaines se situe une zone de transition où les formes passent de morphologies circulaires à très allongées. Une limite arbitraire est fixée selon la droite $y = 10x + 1$, pour séparer les pores de morphologies allongées des pores de morphologies ovoïdes.

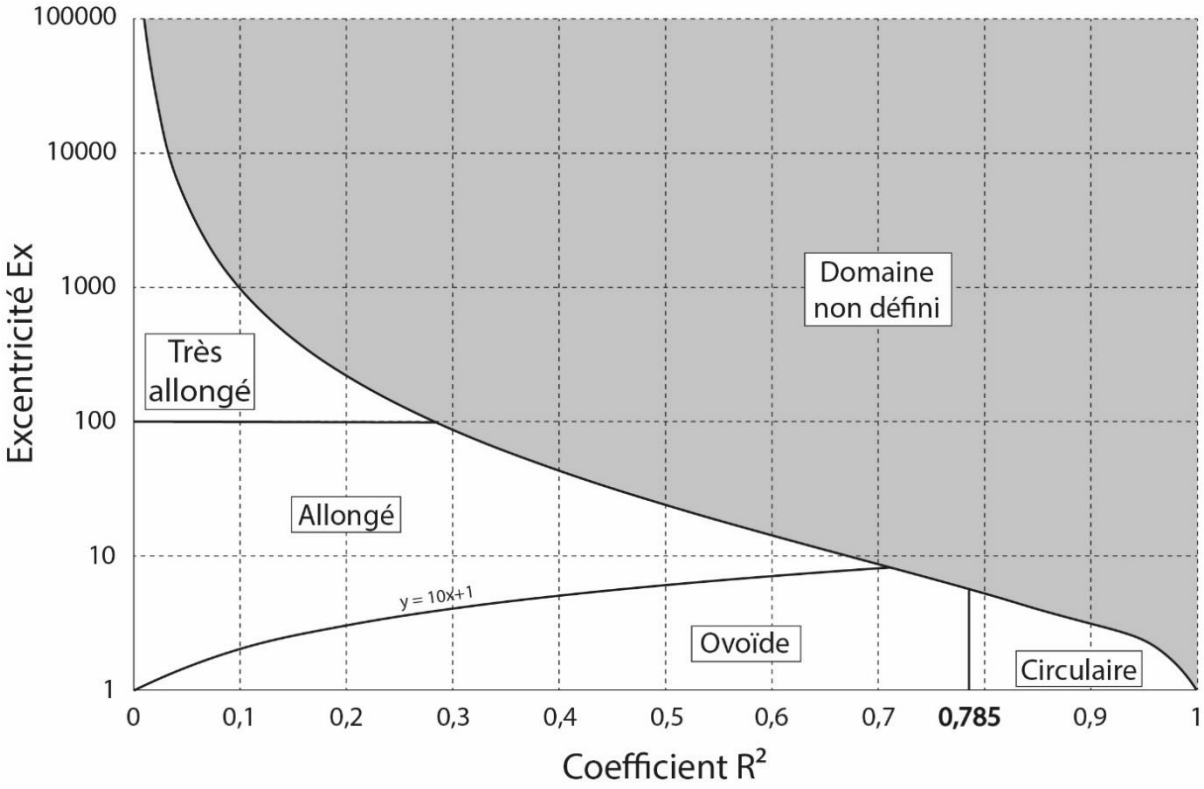


Figure 4-27 : Domaines morphologiques définis dans le diagramme Ex – R².

4.6.5. Estimation de la tortuosité des pores

A excentricité et aire constante, un pore sera de plus en plus tortueux lorsque son périmètre augmente, entrainant une diminution du R^2. La tortuosité d'un pore peut donc être estimée à partir de son contour par comparaison de son coefficient de détermination morphologique R^2 avec celui d'une forme lisse de même excentricité servant de référence.

Le groupe morphologique de référence utilisé pour estimer la tortuosité doit être défini pour tout R^2. Seul deux groupes morphologiques respectent cette condition, celui des ellipses et celui des stades. La courbe des stades, courbe la plus élevée maximisant l'excentricité pour tous les $R^2 < 1$ ne peut servir de référence car les courbes des ellipses et des oblongs paraboliques, formes également lisses, sont situées en-dessous. Utiliser la courbe des stades reviendrait donc à associer une rugosité aux contours des ellipses et des oblongs paraboliques. La courbe des ellipses est la courbe la plus basse (pour tous les $R^2 < 0{,}95$). Le groupe morphologique des ellipses peut donc être utilisé comme groupe de référence pour estimer la tortuosité des pores se situant sous la courbe des ellipses.

Pour un pore de périmètre, d'aire et d'excentricité Ex donnés, l'estimation de sa tortuosité se fait par comparaison de sa valeur R^2 par rapport au R^2 de l'ellipse de même aire et excentricité Ex servant de référence. Ce principe revient à comparer le périmètre d'un pore de forme quelconque par rapport au périmètre de son ellipse de référence. Cependant, il est difficile à mettre en œuvre car il nécessite de déterminer pour chaque pore l'aire de l'ellipse de référence. Afin de palier à cette difficulté, la méthodologie développée se base sur le

traçage de courbes d'iso-complexités des contours. Ces courbes sont tracées à partir de points calculés grâces aux ellipses de références (Tableau 4.10) dont on fait varier le périmètre (P) d'un facteur n (indice de complexité). Le R^2 de ces formes est calculé selon la formule :

$$R_n^2 = \left(\frac{R_a}{\frac{nP}{2\pi}} \right)^2$$

Ces points sont reportés dans le diagramme R^2 - Ex et reliés selon leur indice de complexité (n) (Fig. 4.28). Les courbes d'iso-complexité obtenues recoupent les domaines morphologiques et permettent d'estimer la tortuosité des pores (ou la rugosité de leur contour).

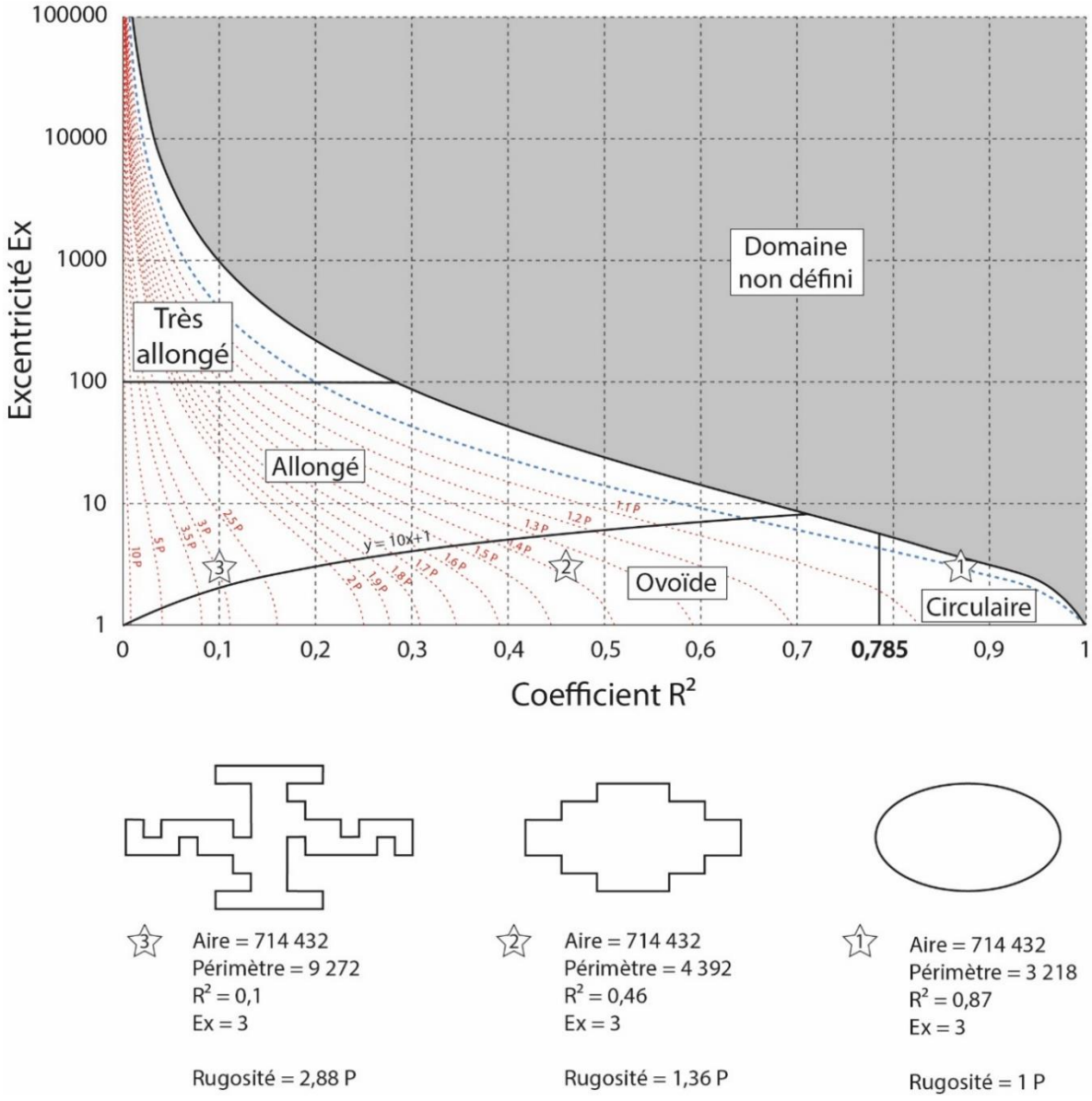


Figure 4-28 : Courbes d'iso-complexité (nP) (pointillés rouges) tracées dans le diagramme Ex – R² et illustration de trois morphologies, replacées dans le digramme et pour lesquelles les indices de complexité (n) sont calculés.

Ellipses	Aire (A)	Périmètre (P)	Excentricité (Ex)	R^2_P	$R^2_{1,1P}$	$R^2_{1,2P}$	$R^2_{1,3P}$	$R^2_{1,4P}$	$R^2_{1,5P}$	$R^2_{1,6P}$	$R^2_{1,7P}$	$R^2_{1,8P}$	$R^2_{1,9P}$	R^2_{2P}	$R^2_{2,5P}$	R^2_{3P}	$R^2_{3,5P}$	R^2_{5P}	R^2_{10P}
1	32619,7456	6833,2150	48305,7602	0,0088	0,0073	0,0061	0,0052	0,0045	0,0039	0,0034	0,0030	0,0027	0,0024	0,0022	0,0014	0,0010	0,0007	0,0004	0,0001
2	49308,2784	6802,1989	21274,3061	0,0134	0,0111	0,0093	0,0079	0,0068	0,0060	0,0052	0,0046	0,0041	0,0037	0,0033	0,0021	0,0015	0,0011	0,0005	0,0001
3	70955,8153	6802,3588	10424,4100	0,0193	0,0159	0,0134	0,0114	0,0098	0,0086	0,0075	0,0067	0,0059	0,0053	0,0048	0,0031	0,0021	0,0016	0,0008	0,0002
4	85108,6902	6780,2852	7191,9823	0,0233	0,0192	0,0162	0,0138	0,0119	0,0103	0,0091	0,0080	0,0072	0,0064	0,0058	0,0037	0,0026	0,0019	0,0009	0,0002
5	127758,1667	6754,2083	3171,3584	0,0352	0,0291	0,0244	0,0208	0,0180	0,0156	0,0137	0,0122	0,0109	0,0097	0,0088	0,0056	0,0039	0,0029	0,0014	0,0003
6	180827,9133	6775,2239	1610,5436	0,0495	0,0409	0,0344	0,0293	0,0253	0,0220	0,0193	0,0171	0,0153	0,0137	0,0124	0,0079	0,0055	0,0040	0,0020	0,0004
7	249135,9551	6746,0320	836,0359	0,0688	0,0569	0,0478	0,0407	0,0351	0,0306	0,0269	0,0238	0,0212	0,0191	0,0172	0,0110	0,0076	0,0056	0,0028	0,0006
8	377129,1522	6737,8942	363,1541	0,1044	0,0863	0,0725	0,0618	0,0533	0,0464	0,0408	0,0361	0,0322	0,0289	0,0261	0,0167	0,0116	0,0085	0,0042	0,0009
9	545365,7584	6710,4610	170,1274	0,1522	0,1258	0,1057	0,0901	0,0776	0,0676	0,0595	0,0527	0,0470	0,0422	0,0380	0,0244	0,0169	0,0124	0,0061	0,0013
10	711917,2930	6689,1657	97,8336	0,1999	0,1652	0,1388	0,1183	0,1020	0,0889	0,0781	0,0692	0,0617	0,0554	0,0500	0,0320	0,0222	0,0163	0,0080	0,0017
11	961647,2054	6766,6092	55,3301	0,2639	0,2181	0,1833	0,1562	0,1347	0,1173	0,1031	0,0913	0,0815	0,0731	0,0660	0,0422	0,0293	0,0215	0,0106	0,0022
12	1192377,1582	6854,1564	37,2614	0,3189	0,2636	0,2215	0,1887	0,1627	0,1418	0,1246	0,1104	0,0984	0,0884	0,0797	0,0510	0,0354	0,0260	0,0128	0,0026
13	1436857,4693	6972,0616	26,9385	0,3715	0,3070	0,2580	0,2198	0,1895	0,1651	0,1451	0,1285	0,1146	0,1029	0,0929	0,0594	0,0413	0,0303	0,0149	0,0031
14	1816597,0886	7003,6191	16,4046	0,4654	0,3846	0,3232	0,2754	0,2374	0,2068	0,1818	0,1610	0,1436	0,1289	0,1163	0,0745	0,0517	0,0380	0,0186	0,0038
15	26703,3410	763,7140	10	0,5753	0,4755	0,3995	0,3404	0,2935	0,2557	0,2247	0,1991	0,1776	0,1594	0,1438	0,0921	0,0639	0,0470	0,0230	0,0048
16	1650068,3306	5030,5257	3,6926	0,8194	0,6772	0,5690	0,4848	0,4181	0,3642	0,3201	0,2835	0,2529	0,2270	0,2048	0,1311	0,0910	0,0669	0,0328	0,0068
17	1187410,6929	4059,4009	2,4822	0,9055	0,7483	0,6288	0,5358	0,4620	0,4024	0,3537	0,3133	0,2795	0,2508	0,2264	0,1449	0,1006	0,0739	0,0362	0,0075
18	630453,8320	2894,5894	1,9771	0,9456	0,7815	0,6566	0,5595	0,4824	0,4202	0,3694	0,3272	0,2918	0,2619	0,2364	0,1513	0,1051	0,0772	0,0378	0,0078
Cercle	1963,4954	157,0796	1	1	0,8264	0,6944	0,5917	0,5102	0,4444	0,3906	0,3460	0,3086	0,2770	0,2500	0,1600	0,1111	0,0816	0,0400	0,0083

Tableau 4-10 : R^2_n calculés à partir des ellipses de références (Tableau 4.8).

Chapitre 5

5. Analyse pétro-structurale de la fracturation de la zone de Cigar Nord 104

5.1. Répartition des blocs lithologiques 104

5.2. Classification et typologie des structures 107

5.2.1. La foliation et les couloirs mylonitiques 107

5.2.2. Les brèches cohésives à quartz-hématite (BQ) 108

5.2.3. Les cataclasites 112

5.2.4. Altération supergène et paléo-régolithe 116

5.2.5. Les brèches cohésives à quartz-illite 118

5.2.6. Les minéralisations uranifères et fractures à arsénio-sulfures et coffinite 123

5.2.7. Brèche à quartz-pyrite 129

5.2.8. Les gouges à argiles blanches 130

5.2.9. Les brèches non-cohésives 131

5.3. Discussion : l'évolution polyphasée de la zone de faille de Cigar Nord 133

5.3.1. Evolution ductile à cassante pré-Athabasca 133

5.3.2. Evolution cassante syn à post-Athabasca 136

5. Analyse pétro-structurale de la fracturation de la zone de Cigar Nord

La zone conductrice de Cigar Nord est située le long d'une zone de faille à 2 km au Nord-Ouest du gisement de Cigar Lake, deuxième gisement URU le plus concentré au monde. Les minéralisations uranifères sont associées à une zone de faille, la faille de Cigar Nord, et encaissées dans le socle sous forme de veines ou de minéralisations disséminées au sein d'une intrusion granitique et en amas à la discordance dans le bassin sédimentaire.

5.1. Répartition des blocs lithologiques

La faille de Cigar Nord est une zone de faille complexe recoupant différentes lithologies du socle archéen et du bassin sédimentaire de l'Athabasca. Ces lithologies peuvent être regroupées en quatre blocs lithologiques dans le socle (Fig. 5.1) et un cinquième bloc représentant les formations du bassin sédimentaire.

Le premier bloc du socle, au Sud de la zone d'étude est constitué des séries méta-sédimentaires du groupe du Wollaston, daté du paléoprotérozoïque (Tran et al., 2008). Ces séries présentent une succession de paragneiss issus de lithologies pélitique, psammitique et de roches calco-silicatées.

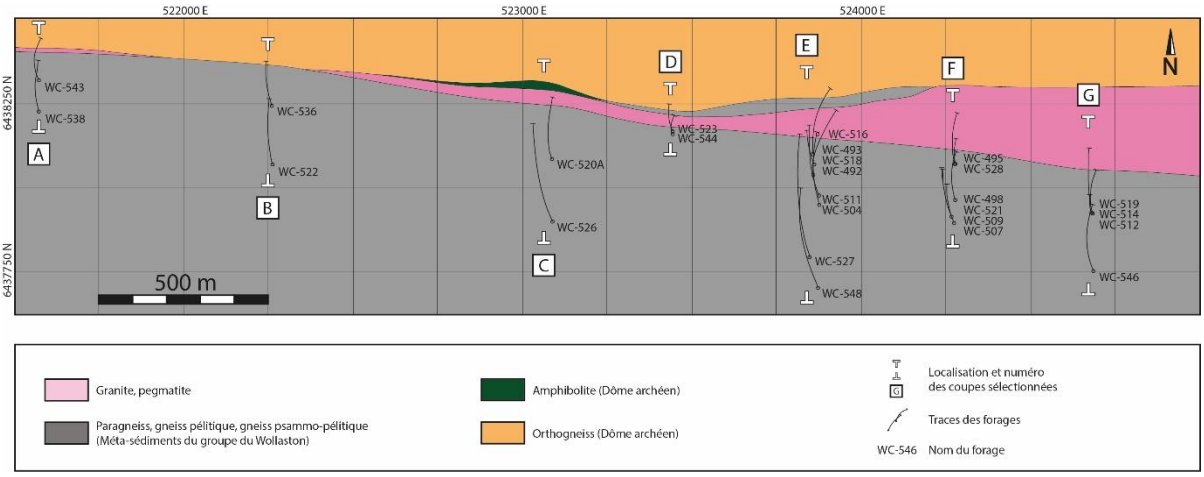


Figure 5-1 : Carte géologique du socle projetée à la discordance localisant les coupes et forages sélectionnés dans la zone d'étude.

Ces gneiss sont principalement composés de quartz, cordiérite, feldspath, sillimanite, biotite et minéraux accessoires comme le graphite, la pyrite et plus localement la tourmaline (Fig. 5.2, A et B).

Ces séries, observées sur l'ensemble des coupes sélectionnées constituent la majorité des roches recoupées par les forages dans le socle. Le contact lithologique, entre ces séries formant le bloc Sud et les blocs plus au Nord, est orienté N100° pour un pendage de 65 à 80° vers le Sud.

Le second bloc observé dans le socle se localise au Nord des séries du Wollaston. Ce bloc, une intrusion granitique, est observé sur les coupes A, C, D, E, F et G. Cette intrusion, présentant peu de variations

minéralogiques, est composée par des feldspaths (70%), principalement des plagioclases, de l'orthose et du microcline, du quartz (25%), de la biotite et localement des micas blancs (Fig. 5.2, C à F).

Le contact Nord de l'intrusion granitique est systématiquement marqué par la présence de roches de faille. En suivant ce contact d'une coupe à l'autre, son orientation apparait plus irrégulière que celle du contact Sud. L'absence de cette lithologie sur la coupe B indique que celle-ci est pincée entre les coupes A-B et B-C. L'intrusion s'élargit ensuite progressivement entre les coupes C (épaisseur relative estimée à 40 m) et G (épaisseur relative supérieure à 135 m).

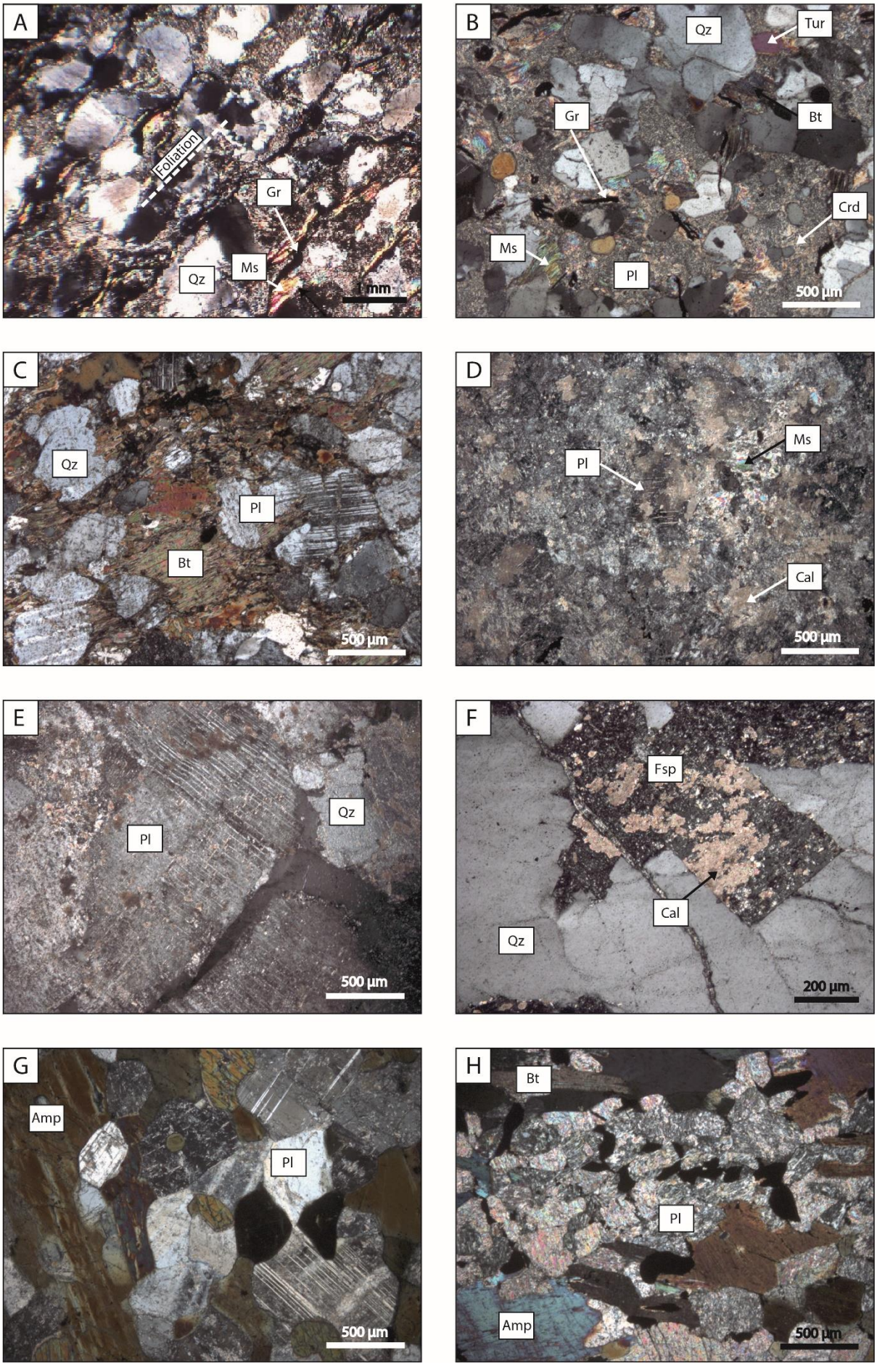
Le troisième bloc est uniquement observé dans les coupes D et E. Ce bloc, formé de gneiss des séries du Wollaston présente les mêmes caractéristiques minéralogiques et de foliation que les gneiss présents dans le bloc Sud. Ses gneiss sont séparés de ceux du bloc Sud par l'intrusion granitique.

Le quatrième bloc du socle est observé au Nord de la zone d'étude et est recoupé par les coupes A, B, C, D, E et F, du fait du pendage Sud de ce contact. Ce bloc est constitué d'orthogneiss réputés archéens (Tonalités-Trondhjémites) (Harper et al., 2005; Jeanneret et al., 2013, 2016) dérivés de séries plutoniques formant le dôme de Samson Lake, localement recoupés par des intrusions d'amphibolites (e.g. coupe C) constitués de 60 % d'hornblende verte et de 35 % de plagioclases (Fig. 5G) avec de la biotite et de la pyrite dans les niveaux plus riches en quartz (Fig. 5.2, H).

Le cinquième et dernier bloc est formé par les séries sédimentaires du bassin d'Athabasca. Ces sédiments reposent en discordance sur les blocs paléoprotérozoïque et archéen du socle et constituent le premier bloc lithologique recoupé par les forages sous la couverture sédimentaire quaternaire. Il s'agit d'une succession de grès et conglomérats appartenant aux séries sédimentaires Collins (MFc) et Bird (MFb) de la formation de Manitou Falls. Les bancs de grès et conglomérats sont horizontaux, de 10 cm à 30 cm d'épaisseur, de grains fins à grossiers, et présentent de nombreuses stratifications obliques, localement surlignés par la présence de minéraux lourds.

Une altération hématitique est présente sous forme de bandes centimétriques à métriques, de couleur rose à rouge-vif surlignant les bancs sédimentaires ou les stratifications obliques, ou sous forme de tâches millimétriques à centimétriques disséminées.

Figure 5-2 : Vues de lames minces au microscope optique en lumière polarisée des lithologies recoupées par les forages de Cigar Nord. (A) : Graphite et muscovite marquant la foliation d'un gneiss pélitique. (B) : Gneiss pélitique à tourmaline peu folié montrant un fantôme de cordiérite. (C, E) : Granite peu altéré montrant l'assemblage plagioclase-quartz-biotite typique de cette lithologie dans la zone de Cigar Nord. (D) : Granite fortement altéré par un assemblage à illite-chlorite-calcite dans lequel quelques fantômes de plagioclase sont encore observables. Les quartz ont pratiquement disparu de la lame. (F) : Granite avec fantômes de feldspath. Le feldspath a été entièrement remplacé par l'assemblage chlorite-carbonates-illite. (G) : Amphibolite faiblement altérée à hornblende verte et plagioclases. (H) : Amphibolite altérée avec le remplacement des plagioclases par un assemblage illite-chlorite dont la proportion varie d'un fantôme à l'autre. L'orientation des minéraux de biotite et les amas de pyrite indiquent la direction de la foliation.


A
Foliation
Gr
Ms
Qz
1 mm
B
Qz
Tur
Gr
Bt
Crd
Ms
Pl
500 µm
C
Qz
Pl
Bt
500 µm
D
Ms
Pl
Cal
500 µm
E
Pl
Qz
500 µm
F
Fsp
Cal
Qz
200 µm
G
Amp
Pl
500 µm
H
Bt
Pl
Amp
500 µm

5.2. Classification et typologie des structures

De nombreuses structures à différentes échelles sont observées le long de la zone de faille de Cigar Nord. Les cœurs de faille recoupés par les forages sont pour la plupart composés de plusieurs roches de faille caractéristiques de déformation ductile/ductile-cassante (mylonites) ou cassante (cataclasites, brèches cohésives et non-cohésives, gouges). Les descriptions de ces roches de faille se basent sur les caractéristiques morphologiques permettant l'utilisation des classifications typologiques existantes dans la littérature (caractère cohésif/non-cohésif, pourcentage de clastes et de matrice, morphologies des clastes, granulométrie de la matrice…) (Sibson, 1977; Killick, 2003; Woodcock et Mort, 2008). Les structures associées aux zones endommagées ou aux fractures au sens large, sont séparées en deux groupes, les veines et les plans de dissolution. Cette identification morphologique est couplée à l'observation microscopique sur lames minces pour la détermination des remplissages minéralogiques. La présence ou l'absence de ces structures au sein du bassin sédimentaire conduit à l'identification des structures pré- et syn-/post- bassin d'Athabasca.

5.2.1. La foliation et les couloirs mylonitiques

La foliation Nord-Est (S2) est bien marquée pour les différentes lithologies du socle. Elle s'exprime par une ségrégation minérale en leucosomes et mélanosomes, associée à l'allongement de la cordiérite et la réorientation du graphite dans le plan de foliation. Cependant, bien que la direction Nord-Est régionale représente la direction majoritaire de cette foliation, les mesures systématiques réalisées sur les forages d'exploration et complétées par cette étude montrent qu'une dispersion des orientations est localement présente entre la direction NE-SW et une direction Est-Ouest. Ces réorientations créant une foliation composite sont interprétées comme une réorientation de la foliation régionale S2 dans les zones de déformation ductile (Fig. 5.3). Cette nouvelle foliation pénétrative, globalement parallèle aux limites des ensembles lithologiques, se marque, comme pour la foliation S2, par une ségrégation minérale, l'allongement des cordiérites et la réorientation du graphite. Ces caractéristiques semblent indiquer que l'initiation de ces cisaillements ductiles, qui localement développent des faciès mylonitiques, est contemporaine de l'évolution syn-métamorphique et de la fusion partielle observée dans les gneiss (Fig. 5.4, A, B, et C). La localisation de ces zones de cisaillement, difficilement observables en forage car partiellement effacées par les épisodes de déformation ultérieurs, a été possible par les mesures de l'orientation des foliations, les foliations « réorientées » E-W marquant les couloirs mylonitiques contrairement aux foliations NE-SW caractéristiques du grain structural régional.

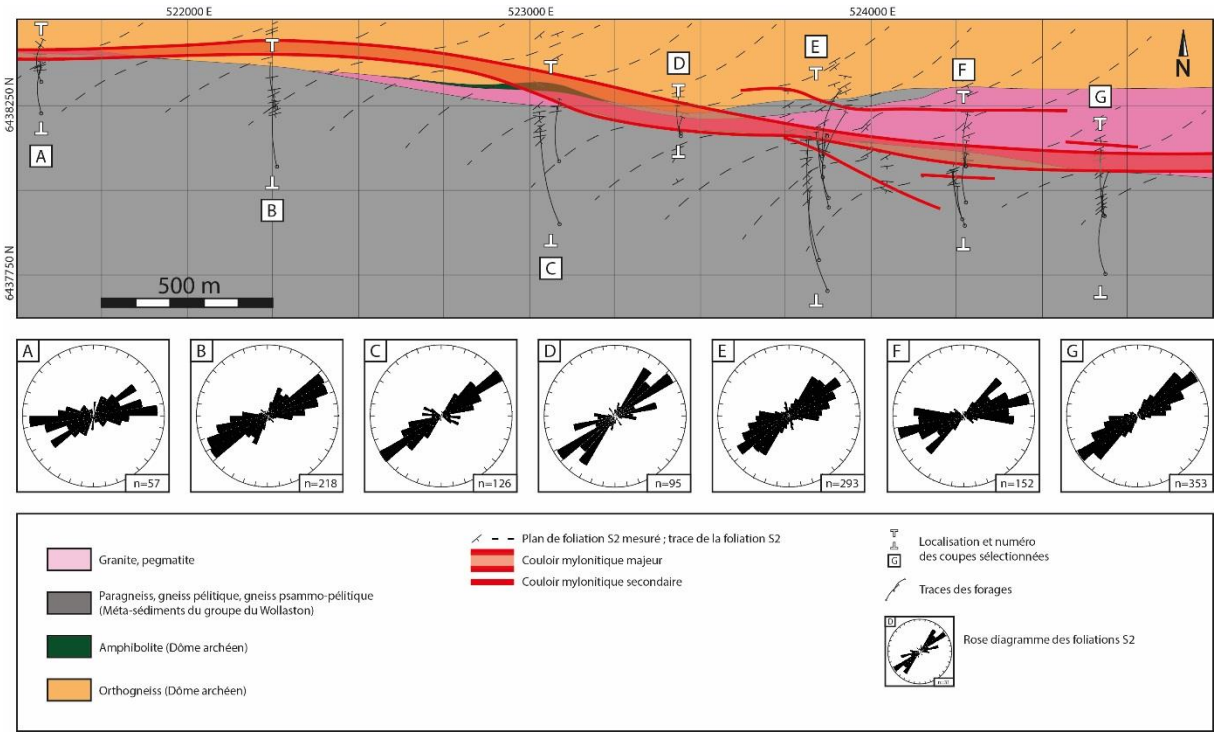


Figure 5-3 : Carte géologique et structurale interprétée à partir des lithologies et des foliations mesurées dans les forages, localisant les zones de cisaillements mylonitiques

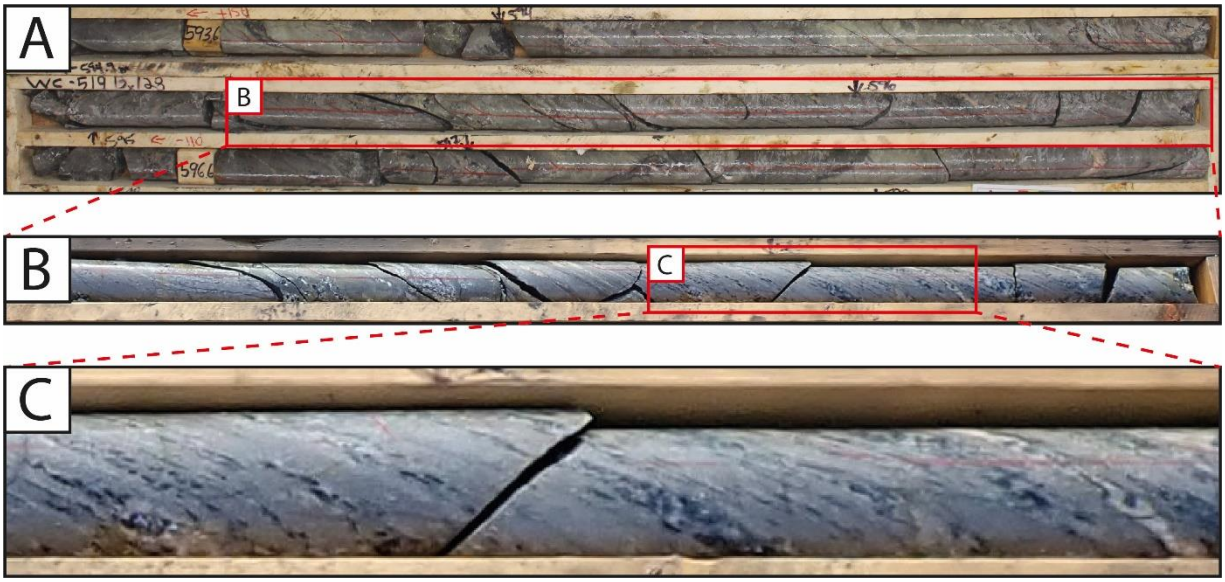


Figure 5-4 : (A) Mylonite observée sur le forage WC-519 à 595m montrant (B, C) une intense foliation marquée par la ségrégation minérale entre leucosomes et mélanosomes finement cristallisés.

5.2.2. Les brèches cohésives à quartz-hématite (BQ)

Plusieurs niveaux de brèches de quartz laiteux massifs, de tailles métrique à plurimétrique, sont observés pour l'ensemble des coupes le long du conducteur Cigar Nord, et dans de nombreux forages (Fig. 5.5). Ces brèches se composent de clastes anguleux millimétriques à pluricentimétriques formés de plusieurs générations de quartz. Ces clastes peuvent êtres jointifs ou emballés dans une matrice composée elle aussi de plusieurs générations de quartz et d'hématite. L'histoire complexe de ces brèches peut donc être séparée en deux phases, la première

regroupant les différentes générations de quartz observées au sein des clastes, la seconde les différentes générations de quartz-hématite formant la matrice des brèches.

La première phase montre un assemblage complexe de différentes générations de quartz au sein des clastes. La première génération de quartz identifiée dans ces clastes sur l'ensemble des brèches, est formée par des cristaux de quartz laiteux, riche en inclusions fluides, comparables aux quartz présents dans les roches encaissantes (Fig. 5.6, A, B et C). Ce quartz laiteux, ainsi que des fragments lithiques altérés (argiles) (Fig. 5.5), forment des clastes millimétriques-centimétriques, sub-anguleux à ronds, non-jointifs dans une matrice de quartz gris microcristallin. Ces textures observées à différentes échelles (échantillon et lame mince) sont caractéristiques de brèches hydrothermales (Jébrak, 1997; Chauvet, 2019). Plusieurs générations de quartz gris microcristallin peuvent être différenciées au sein de la matrice à l'échelle de la lame mince (Fig. 5.6, C – Qz2-3), cependant leurs textures similaires rendent la corrélation entre forages difficile. L'observation de ces différents épisodes de fracturation et de cimentation à quartz indique des rejeux multiples associés à des venues successives de fluides riches en silice.

La deuxième phase regroupe les veines à quartz-hématite formant la matrice entre les clastes de quartz poly-fracturés de la première phase et des clastes provenant des lithologies encaissantes. Ces clastes (représentant 60 à 80 % de la brèche), anguleux et de taille très variable (inférieure au millimètre jusqu'à plus de 10 cm) sont séparés dans la matrice (Fig. 5.5 et 5.6, A à C), donnant des textures de « mosaic breccia » et « crackle breccia ». L'ensemble de ces observations indique ici le caractère de brèche hydraulique.

Plusieurs générations de ciments de quartz-hématite forment la matrice de la brèche. Dans cette matrice, l'hématite se présente sous forme de cristaux spéculaires de quelques microns, disséminés au sein du quartz ou sous forme de bandes de quelques microns d'épaisseur marquant les différentes générations de ciments (Fig. 5.6, D à G). Des cristaux d'apatite sont localement observés dans ces bandes. Les cristaux des différentes générations de quartz, de la dizaine de microns au millimètre, sont sub-automorphes à automorphes, localement allongés. Ces ciments à quartz-hématite sont observés sur l'ensemble des coupes au sein des brèches de quartz et ne sont pas associés à une oxydation des roches encaissantes. Cette fracturation limitée à la zone de brèche, sans développement d'altération dans l'encaissant, indique des réactivations successives associées à des pulses de fluides riches en silice et oxydés dans les brèches de quartz.

Ces structures, déjà connues le long du conducteur Cigar Main (Martz et al., 2017), semblent être présentes à McArthur River zone 2 (Guffey, 2017; IAEA, 2018b) mais sont peu décrites, et sont également observables dans d'autres gisements de l'Athabasca (Kerr, 2010; Scibek et Annesley, 2021). Hors Athabasca, ces structures ont été observées dans le bassin du Thelon (Chi et al., 2018; Grare et al., 2018a, 2018b, 2021,). Ces auteurs notent comme pour Cigar Nord, les rejeux multiples de ces structures associés à des circulations de fluides siliceux puis de fluides oxydés.

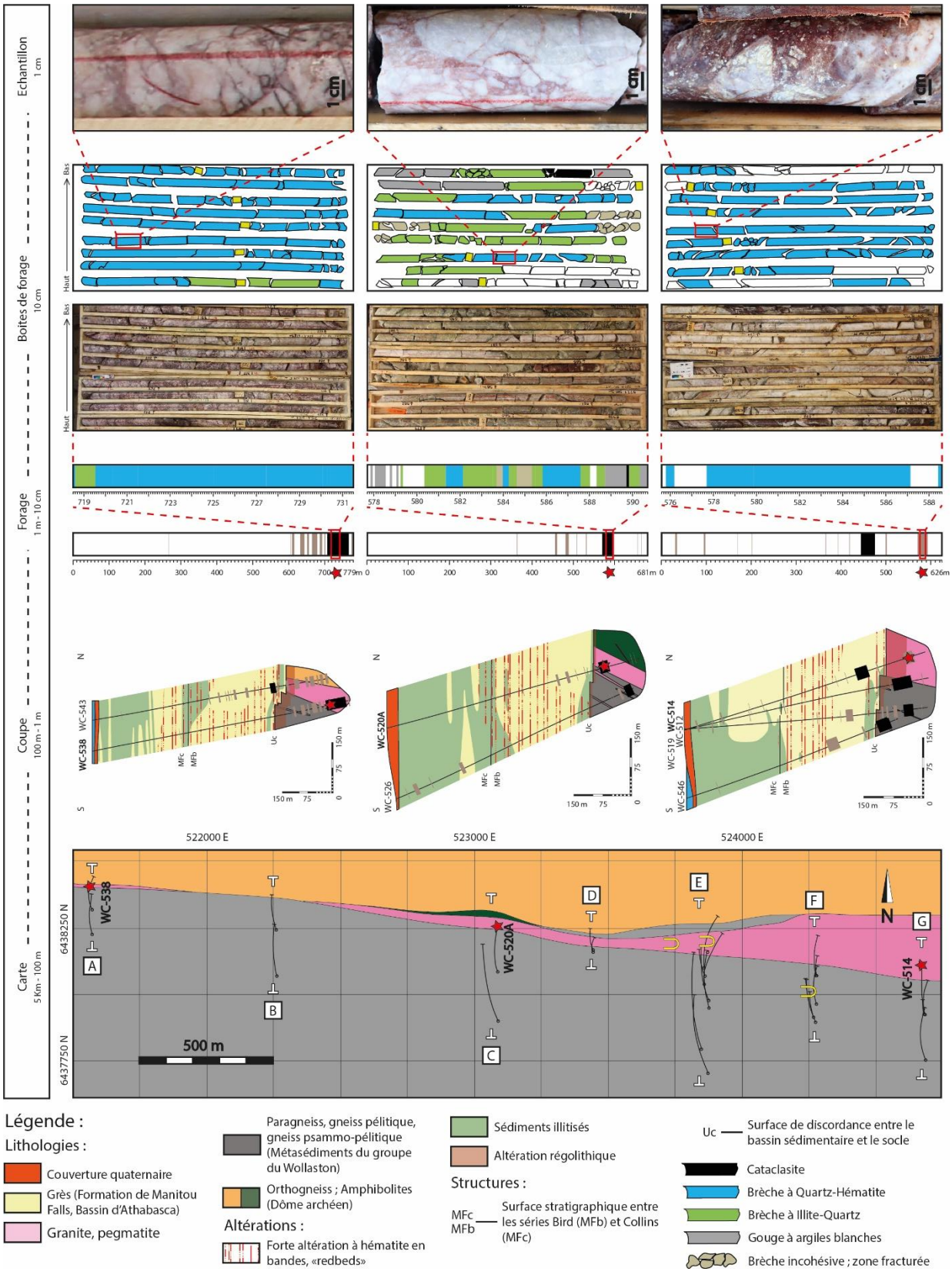


Figure 5-5 : Exemples de brèches à quartz-hématite (BQ) localisées dans le socle sur 3 forages des coupes A, C et G.

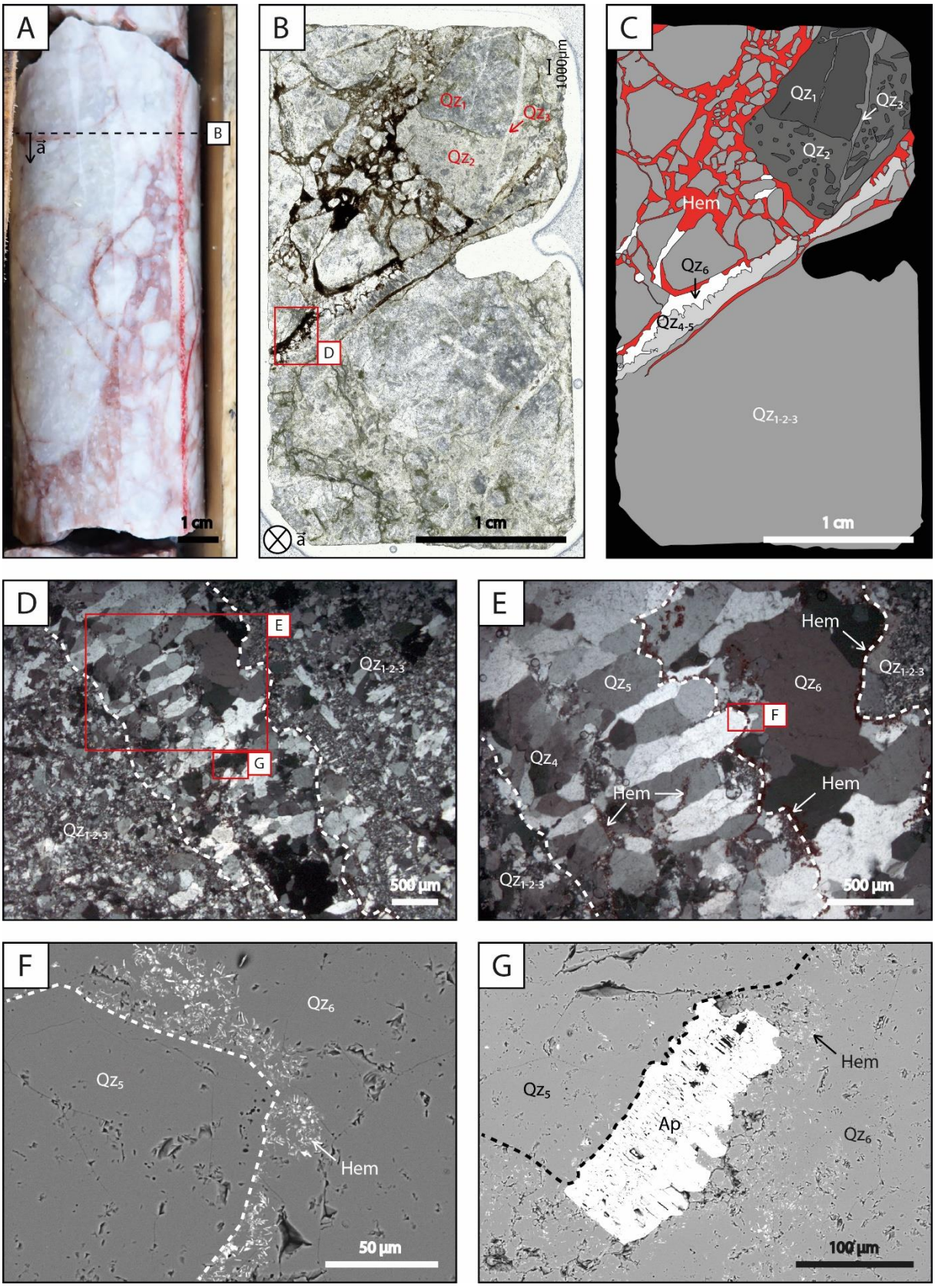


Figure 5-6 : Brèche à quartz-hématite sur l'échantillon WC-520A_581,4, à l'échelle macroscopique, de la lame mince et à l'échelle microscopique. (A) Photographie de l'échantillon montrant les tailles et la morphologie des clastes. (B) Photographie de la lame WC-520A_581,4 et (C) interprétation des générations de quartz formant les clastes (de 1 à 3) et la matrice à quartz-hématite (4 à 6). (D, E) Photographies en microscopie optique des générations de quartz et d'hématite formant la matrice de la brèche. (F, G) Photographies en microscopie électronique de l'hématite et d'une apatite, observées dans le ciment de la brèche.

5.2.3. Les cataclasites

De nombreuses roches de faille cohésives de couleur gris-sombre à noir sont observées sur l'ensemble des coupes dans les lithologies gneissiques (Fig. 5.7) sous forme de réseaux anastomosés. Leurs épaisseurs apparentes sont très variables allant du centimètre à plusieurs mètres, pouvant atteindre localement la dizaine de mètres. Ces roches de faille présentent des proportions de clastes et de matrice variables. Ces variations, couplées avec celles de la taille des clastes indiquent des degrés de déformation différents d'une structure à l'autre permettant de les différencier en proto-cataclasites, cataclasites ou ultra-cataclasites (Fig. 5.7). Ces structures se marquent à l'échelle des carottes et des lames minces par des variations texturales et de nombreuses relations de recoupement qui attestent des réactivations tectoniques successives (Fig. 5.8, C). Ces différentes générations n'ont pas été prises en compte et sont regroupées ici sous le terme générique de cataclasites. Les très nombreux clastes, de quelques dizaines de microns à plusieurs décimètres sont emballés dans une matrice gris-sombre/noir (Fig. 5.8, A à E).

L'observation microscopique montre que la matrice est principalement composée de grains de quartz, de pyrite et d'illite (Annexe 1). La proportion des minéraux varie d'une zone de déformation à une autre, mais également au sein d'une même zone. Ces variations minéralogiques permettent de différencier à l'échelle de la lame mince des générations de cataclasites témoignant de réactivations successives de ces structures (Fig. 5.8, A, B et C). La taille des grains est peu variable d'une structure à l'autre, allant de quelques microns pour les cataclasites les plus déformées (ultra-cataclasites), à quelques dizaines de microns (Fig. 5.7).

Les clastes sont composés de quartz, de pyrite ou d'un mélange de carbonates (dolomite-ankérite) et de minéraux argileux (illite-chlorite) (Fig. 5.7, 5.8 et Annexe 1). Le graphite, peu présent est très déformé, et forme des feuillets de quelques dizaines à centaines de microns prenant une morphologie « en éventail ». D'autres phases accessoires sont également observées comme la monazite ou des oxydes de titane.

Ces cataclasites sont localement foliées et peuvent contenir des clastes de forme sigmoïde (σ) contenant du quartz et des carbonates recristallisés dans les zones d'ombres de pression. Cependant, la détermination d'une cinématique est difficile car les indicateurs peuvent être contradictoires au sein d'une même structure à quelques centimètres de distance.

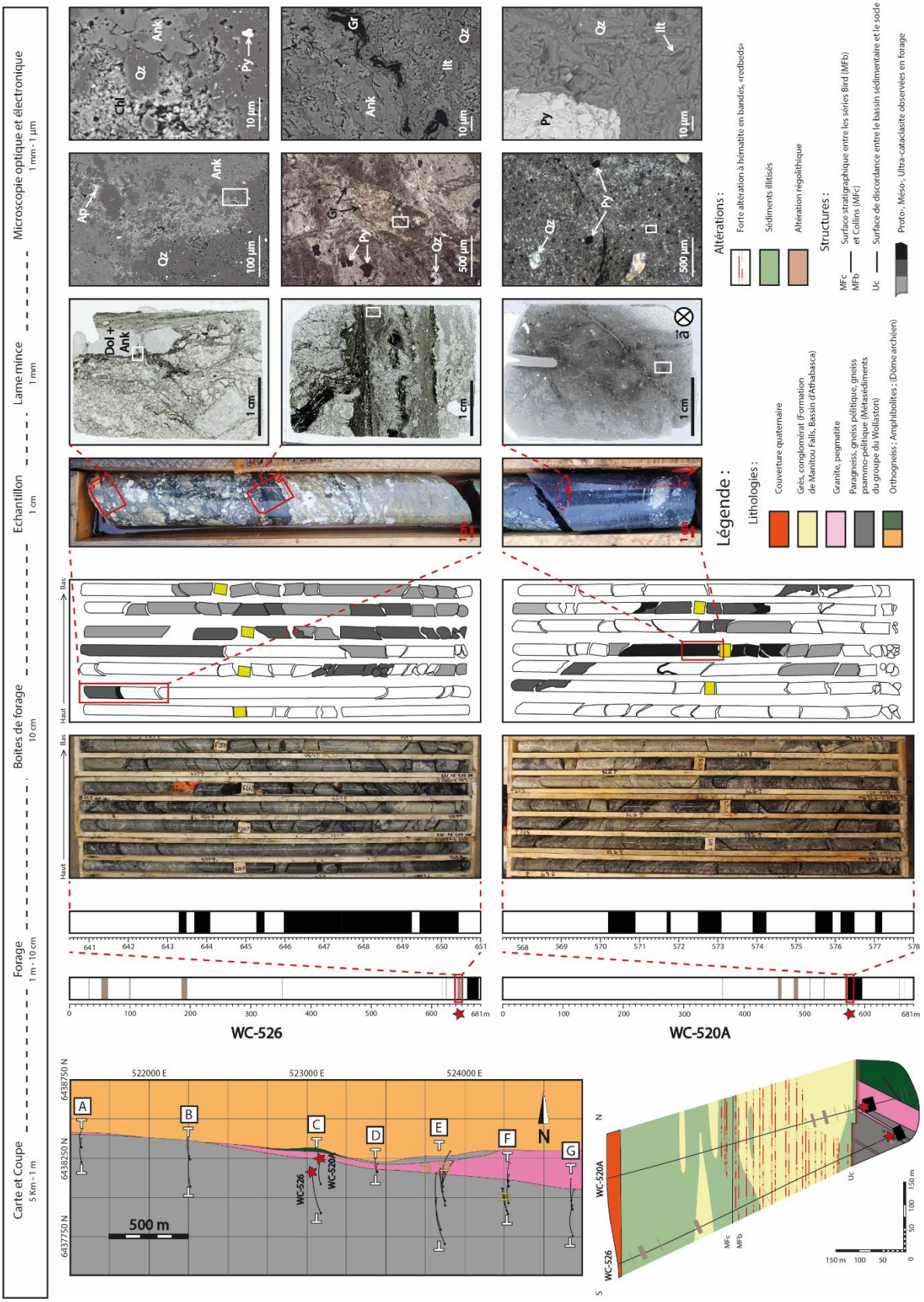


Figure 5-7 : Exemple de cataclasites localisées dans le socle sur deux forages de la coupe C.

De nombreux indices de dissolution/précipitation sont observés dans les cataclasites ainsi que dans la zone d'endommagement. Dans les cœurs de faille, les bordures des clastes de carbonates présentent des plans de dissolution très marqués (Fig. 5.8, D) de morphologies très irrégulières, les clastes de quartz sont le plus souvent sub-anguleux à ronds et localement présentent des micro-fractures cimentées par du quartz (Fig. 5.7). Les bordures des cataclasites sont également irrégulières et s'accompagnent de figures de dissolution des minéraux des roches encaissantes. Des veinules de quartz perpendiculaires aux bordures des cataclasites sont fréquemment retrouvées (Fig. 5.8, E). On note également l'absence de feldspaths, composants principaux des gneiss encaissants. Cette absence peut être expliquée par leur dissolution complète lors de la circulation de fluides dans ces cœurs de faille.

Ces cœurs de failles sont accompagnés de part et d'autre par des zones endommagées dont l'épaisseur varie de plusieurs mètres à quelques dizaines de mètres. Ces zones endommagées sont constituées d'un réseau de fractures et de plans de dissolution, inframillimétriques à millimétriques, sombres dont la densité augmente à l'approche des cœurs de faille. Ces augmentations de densité de fractures et plans de dissolution marquent l'augmentation du gradient de déformation et peuvent indiquer une formation de ces cœurs de faille par coalescence des fractures.

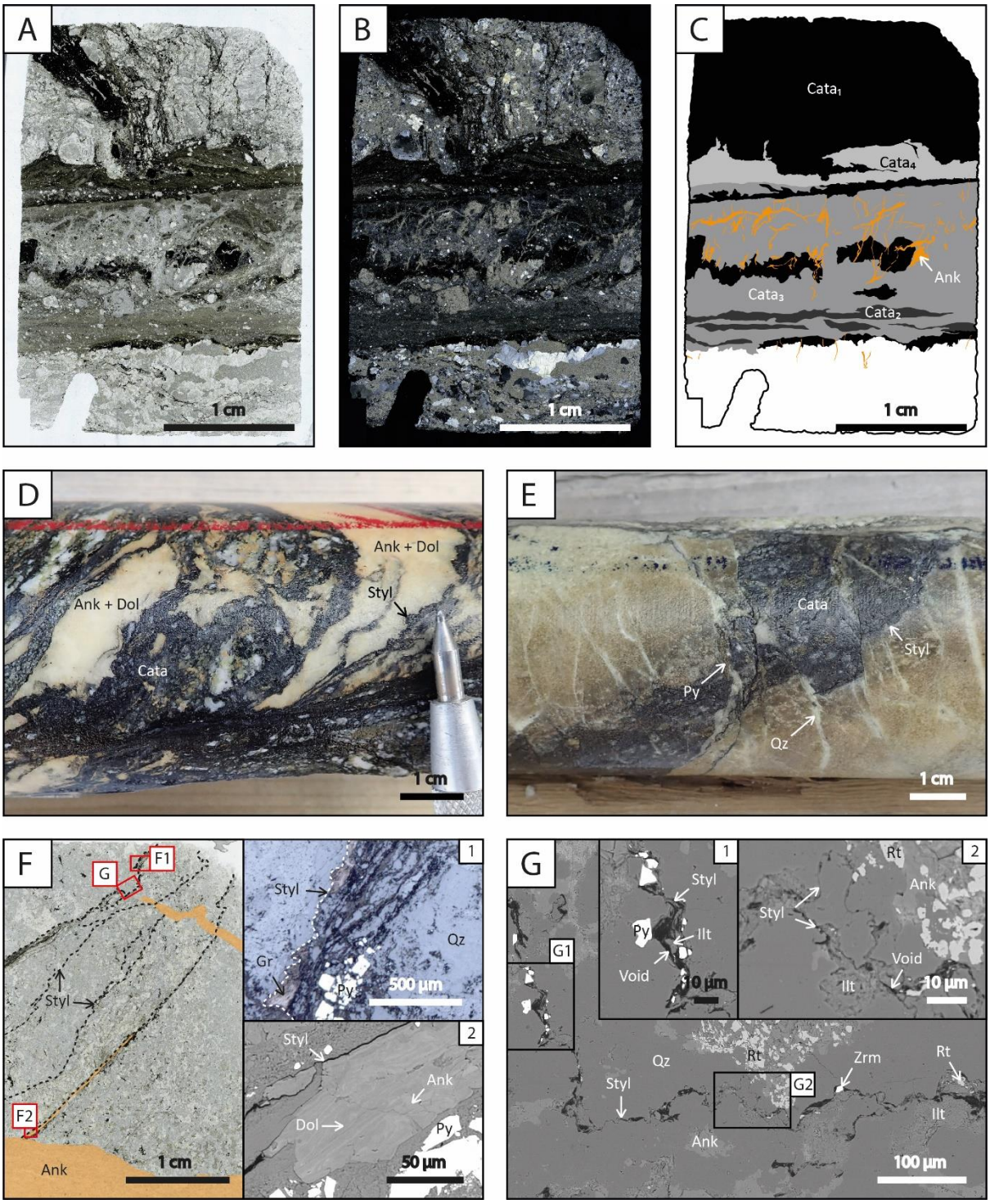
De par leurs morphologies très irrégulières aux échelles macro- et microscopiques, les textures de dissolution marquées sur les quartz, l'absence de feldspaths, ainsi que la présence de fractures perpendiculaires cimentées par du quartz, ces plans de dissolution très nombreux sont interprétés comme des stylolites. Des vides sont observables à l'échelle microscopique le long de ces stylolites (Fig. 5.8, G). Ces vides peuvent être localement remplis de zircon, de pyrite, de rutile, de graphite ou plus communément de minéraux argileux, marquant l'accumulation de minéraux insolubles (Fig. 5.8, F, G).

De nombreuses veines de carbonates sont observées au sein des cataclasites sous forme de clastes et de veinules, ainsi que dans les zones endommagées. Deux assemblages minéralogiques sont différentiés. Le premier est constitué d'une alternance d'ankérite et de dolomite sous forme de bandes de quelques microns d'épaisseur. Cette texture est à la fois observée dans les clastes au sein des cataclasites et est interprétée comme d'anciennes veines fracturées et remobilisées par ces structures, ainsi que dans des plans stylolitiques des zones endommagées réactivés en fentes localisant la précipitation de plusieurs générations de veines à carbonates. Le second assemblage composé uniquement de cristaux xénomorphes d'ankérite, est observé dans des veines recoupant les cataclasites et les stylolites des zones endommagées (Fig. 5.8, F).

Ces nombreuses textures de dissolution/précipitation observées dans les cœurs de faille et les zones endommagées indiquent une mobilité importante de la silice et des carbonates au sein de la zone de faille.

L'ensemble de ces structures (cataclasites, stylolites et veines de carbonates) est restreint aux lithologies du socle. Leur absence dans le bassin sédimentaire permet de les classer comme pré-Athabasca.

Figure 5-8 : Cataclasites et structures associées dans les zones endommagées, à l'échelle de l'échantillon, de la lame mince et à l'échelle microscopique. (A) Photographies en lumière naturelle et (B) polarisée montrant quatre générations de cataclasites, recoupées par des veines d'ankérite (C). (D) Echantillons de cataclasites montrant des textures de dissolution le long des bordures de clastes d'ankérite et de dolomite et (E) la précipitation de quartz dans des veines perpendiculaires aux bordures des cataclasites. (F) Photographies au microscope optique en lumière naturelle, (F1) réfléchie et (F2, G) en microscopie électronique montrant les relations de recoupement entre stylolites et veines de carbonates ainsi que les minéraux de remplissage de ces structures.



5.2.4. Altération supergène et paléo-régolithe

Un paléo-régolithe est identifié sous l'ensemble du bassin de l'Athabasca. Plusieurs études ont été menées durant les années 80 décrivant la minéralogie associée à cette altération supergène formée sous condition oxydante. Le principal assemblage minéralogique identifié à proximité de la discordance est à kaolinite (Kaolinite-Fe 1T)-hématite (Hoeve et Sibbald, 1978; Macdonald, 1980; Halter, 1988). Dans la zone de Cigar Lake, cette altération affecte les roches de socle sur des épaisseurs variant de 0 à 50 mètres sous la discordance (Bruneton, 1993). Trois horizons sont communément décrits :

- Un horizon supérieur rouge vif associé à l'assemblage hématite-kaolinite. Les minéraux primaires (les feldspaths, la cordiérite et le grenat, la sillimanite, la biotite, le graphite, la pyrite et la monazite) sont remplacés par l'assemblage kaolinite-hématite. Les minéraux plus résistants à l'altération (le quartz, l'apatite, la tourmaline, le zircon, les oxyde-Ti) sont préservés,
- Une zone de transition rouge-verdâtre caractérisée par l'assemblage hématite-chlorite (Mg). Les minéraux primaires (les feldspaths, la cordiérite et le grenat, la sillimanite, la biotite, le graphite et la pyrite) ne sont pas observés dans cette zone contrairement au quartz, l'apatite, la tourmaline, le zircon, les oxyde-Ti et la monazite,
- Une zone vert sombre faisant le lien avec les roches non affectées par le régolithe. Cette zone est caractérisée par la présence d'un assemblage à Chlorite (Fe-Mg)-muscovite et l'apparition progressive de l'ensemble des minéraux primaires.

Dans la zone de Cigar Nord, le paléo-régolithe est observé de 0 à 60 mètres sous la discordance. L'horizon supérieur rouge vif et la zone de transition rouge-verdâtre sont identifiés. L'horizon supérieur se caractérise par une disparition de la texture initiale de la roche ainsi que par la présence de grains de quartz très fracturés et présentant de nombreuses textures de dissolution (Fig. 5.9, B à D). Le zircon et les oxydes-Ti sont localement observés. Aucun autre minéral primaire n'est retrouvé. L'assemblage à kaolinite-hématite constitue l'ensemble de la matrice entre les grains de quartz. De nombreuses micro-fractures remplies d'illite sont observables en lames minces (Fig. 5.9, C, D).

La zone de transition rouge-verdâtre se caractérise par la présence d'un assemblage à illite-kaolinite-hématite avec une augmentation de la proportion d'illite en fonction de la profondeur et de la distance à la faille de Cigar Nord (Fig. 5.9, E). La foliation présente dans les gneiss est observable macroscopiquement sous la forme de zonations entre niveaux pegmatitiques et leucosomes rouge vif, faisant ressortir les cristaux de quartz et les mélanomes plus finement cristallisés de couleur verdâtre. A l'échelle microscopique, les grains de quartz montrent d'importantes textures de dissolution mais ne présentent plus de fracturation.

Pour les zones les plus éloignées de la discordance, la texture initiale de la roche est retrouvée. Les minéraux primaires, execpté le quartz et localement la biotite chloritisée, ne sont pas retrouvés. La kaolinite est rare ou absente et laisse place à un assemblage à illite-quartz-chlorite finement cristallisé (Fig. 5.9, F). Cet assemblage n'est pas caractéristique du régolithe et provient d'une altération hydrothermale postérieure venant se superposer à l'altération supergène à l'origine du paléo-régolithe. Dans ces horizons, des halos d'altération vert clair sont observés le long de veines hydrothermales riches en illite et de même couleur, et viennent effacer l'altération supergène (Fig. 5.9, G).

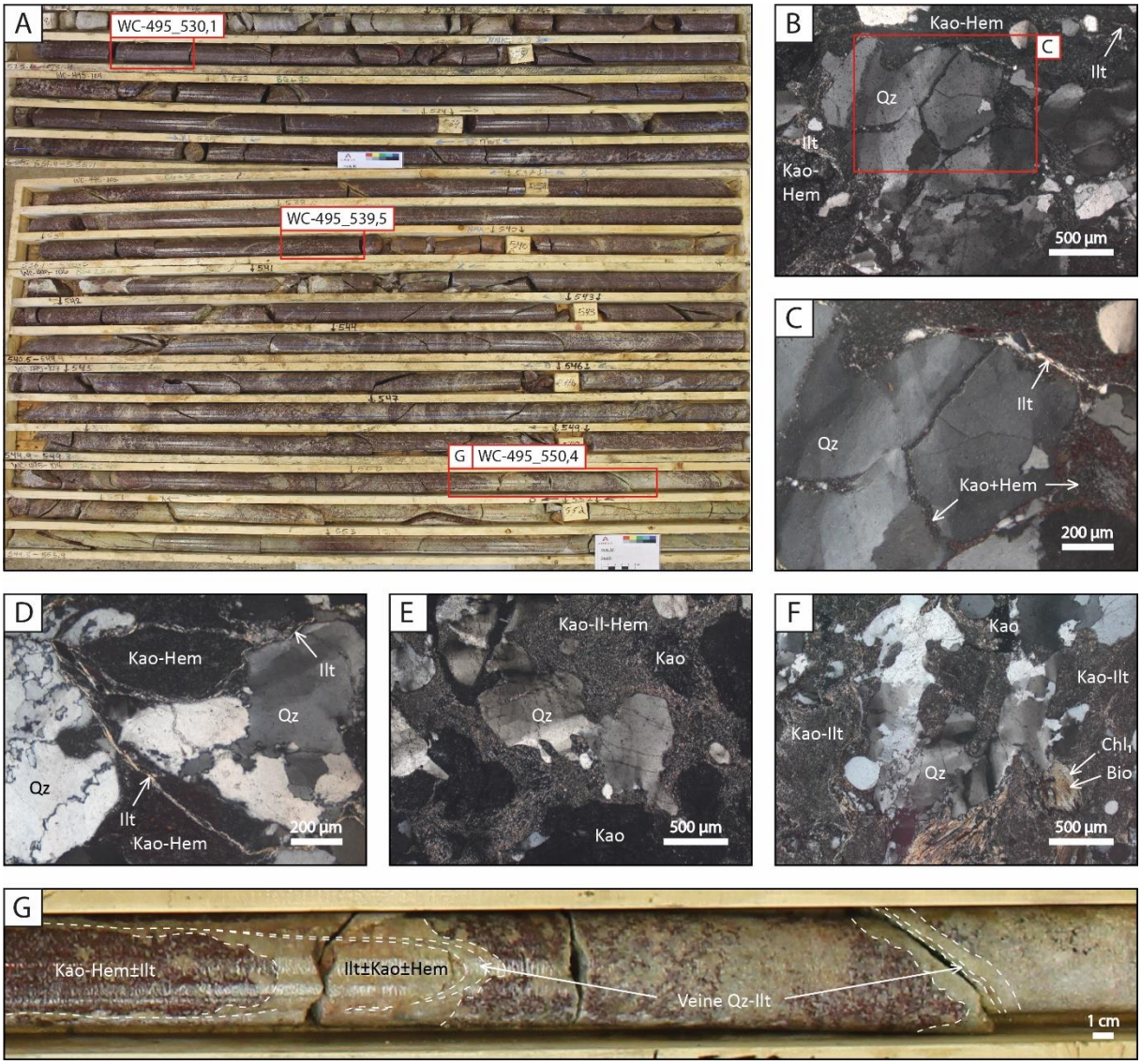


Figure 5-9 : Assemblages minéralogiques du forage WC-495. (A) Photographies des carottes du forage WC-495 pour les 25 premiers mètres sous la discordance. Photographies en microscopie optique pour les échantillons WC-495_530,1 (B, C et D), WC-495_539,5 (E) et WC-495_550,4 (F), montrant les assemblages minéralogiques à kaolinite ± hématite ± illite (Kao±Hm±Il) ainsi que la fracturation et les figures de dissolution observés sur les grains de quartz. (G) Photographie d'une carotte de forage montrant l'altération hydrothermale verdâtre à illite-dolomite-calcite ± chlorite (voir ci-dessous) recoupant l'altération supergène à l'origine du paléo-régolithe.

5.2.5. Les brèches cohésives à quartz-illite

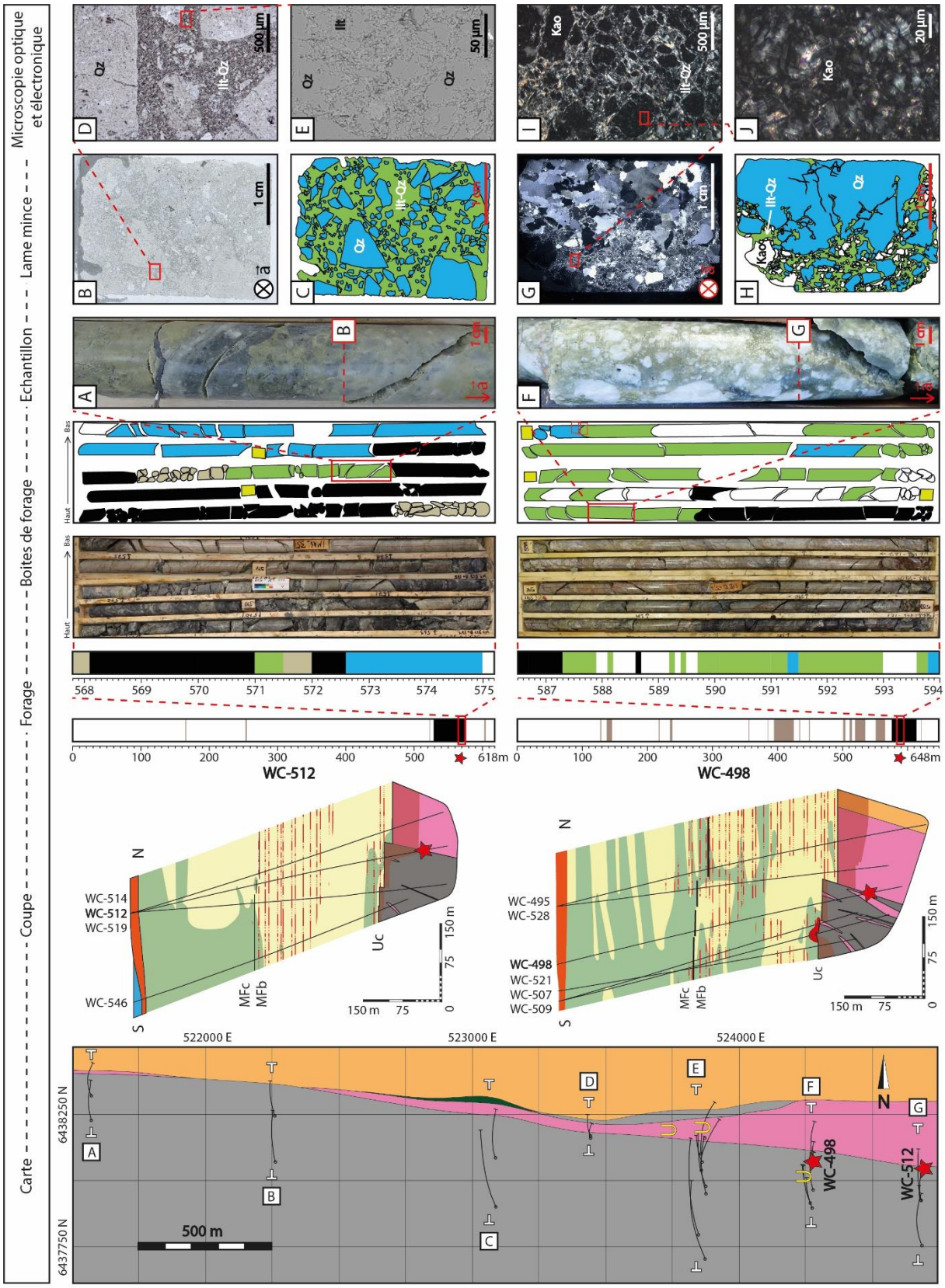
De nombreuses brèches cohésives verdâtres à vert sombre, d'épaisseurs apparentes variant 2 cm à 1,5 m, sont recoupées par les forages dans le socle, principalement dans l'intrusion granitique et les pegmatites, et occasionnellement dans les lithologies gneissiques.

Ces brèches ont des textures « chaotiques », avec des proportions de clastes entre 30 et 60 %. Ces clastes non-jointifs sont anguleux (Fig. 5.10, B, C) à sub-anguleux (Fig. 5.10, G, H), de tailles variant de 2 millimètres à 10 centimètres et présentent localement des textures de dissolution (Fig. 5.10, G, H). Ils peuvent être lithiques, formés de cristaux de quartz ou plus rarement de feldspath et remplacés soit par des assemblages à quartz-carbonates-illite-chlorite finement cristallisés, soit par l'altération régolithique à kaolinite (Fig. 5.10, G à J), ou peuvent provenir des brèches de quartz cohésives à hématite (BQ) (Fig. 5.10, B à J). Les textures observées dans ces brèches ainsi que la morphologie de ces clastes sont caractéristiques de brèches hydrothermales (Jébrak, 1997, Clark et James, 2003, Chauvet, 2019). La matrice de ces brèches est formée d'un assemblage de quartz microcristallin et d'illite en plaquettes de quelques microns. La proportion entre le quartz et l'illite est variable d'une brèche à une autre, les brèches riches en quartz ayant un aspect silicifié sont légèrement transparentes (Fig. 5.10, F), contrairement aux brèches opaques, riches en illite et présentant un éclat terne (Fig. 5.10, A).

Ces brèches hydrauliques sont accompagnées de zones endommagées d'épaisseurs métriques à pluridécimétriques. Ces zones endommagées sont formées d'un réseau dense de veines millimétriques à centimétriques dont la densité augmente à proximité des brèches. Les variations d'éclat et de couleur de ces veines sont identiques à celles observées pour les brèches. L'observation microscopique montre une grande diversité de textures et de remplissages minéralogiques entre ces veines, mais également au sein des veines (Fig. 5.11, A à C). Trois types de remplissages minéralogiques sont observés :

- (i) Un premier remplissage à chlorite-illite-dolomite-calcite (Fig. 5.11, E). Ces veines montrent une séquence de cristallisation où une première génération de chlorite riche en Fe et pauvre en Mg (Chl_3), suivie d'une génération de chlorite riche en Mg et pauvre en Fe (Chl_4) qui cristallisent aux épontes sous forme d'un liseré de quelques dizaines de micron d'épaisseur. Ces générations de chlorites sont différentes de celles issues de la rétromorphose des biotites (Chl_1) (Fig. 5.11, D) et d'une génération de chlorite localisée dans les plans de clivages des feldspaths (Chl_2) (Fig. 5.11, E). Des cristaux d'illite, occupant la majorité de l'espace dans les veines se développent sur les chlorites des générations 3 et 4. L'espace resté libre est par la suite comblé par un ciment de dolomite et calcite.

Figure 5-10 : Exemple de brèches à illite-quartz observées sur les forages WC-512 (Coupe G) et WC-498 (Coupe F) localisées en carte, en coupe et en forage. (A) Photographie de l'échantillon WC-512_571. (B, C) Photographie et interprétation de la lame mince WC-512_571. (D) Photographie en microscopie optique et (E) électronique des clastes de quartz (Qz) et de la matrice à illite-quartz (Il-Qz). (F) Photographie de l'échantillon WC-498_587,6. (G, H) Photographie et interprétation de la lame mince WC-498_587,6. (I, J) Photographie en microscopie optique des clastes de quartz (Qz) et de kaolinite (Kao) ainsi que la matrice à illite-quartz (Il-Qz).


Microscopie optique et électronique
Lame mince
Echantillon
Boites de forage
Forage
Coupe
Carte
WC-512
WC-498
WC-514
WC-512
WC-519
WC-546
WC-495
WC-528
WC-498
WC-521
WC-507
WC-509
522000 E
523000 E
524000 E
6438250 N
6437750 N
500 m
Légende :
Lithologies :
Couverture quaternaire
Grès (Formation de Manitou Falls, Bassin d'Athabasca)
Granite, pegmatite
Paragneiss, gneiss pélitique, gneiss psammo-pélitique (Métasédiments du groupe du Wollaston)
Orthogneiss ; Amphibolites (Dôme archéen)
Altérations :
Forte altération à hématite en bandes, «redbeds»
Sédiments illitisés
Altération régolithique
Structures :
MFc MFb — Surface stratigraphique entre les séries Bird (MFb) et Collins (MFc)
Uc — Surface de discordance entre le bassin sédimentaire et le socle
Cataclasite
Brèche de quartz (BQ)
Brèche à Illite-Quartz
Brèche incohésive ; zone fracturée

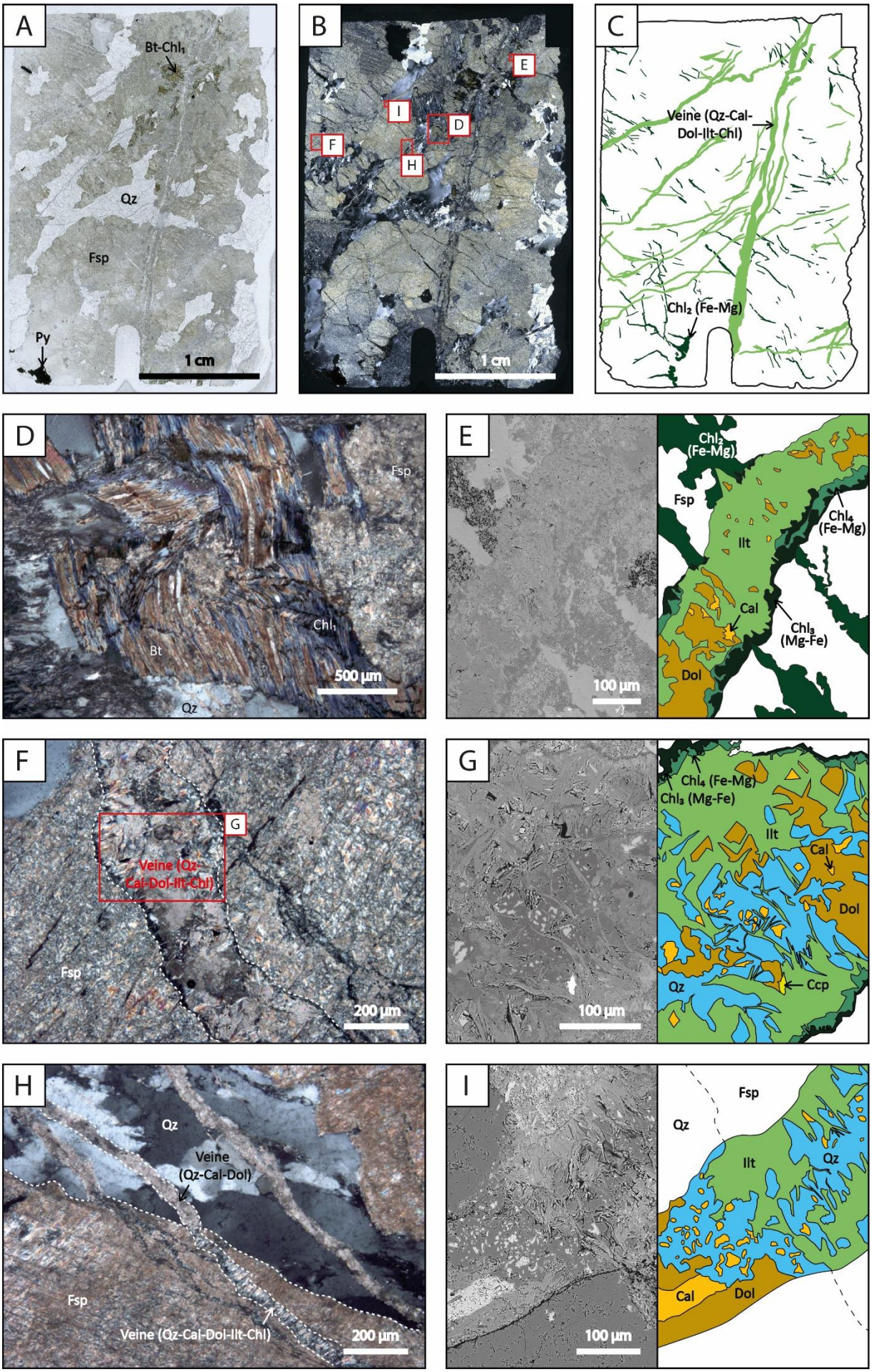
- (ii) Le second remplissage observé est à dolomite-calcite-quartz (Fig. 5.11, H, I). Ce deuxième remplissage, ne montrant pas de séquence de cristallisation, est uniquement observé lorsque les veines recoupent des niveaux silicifiés sans cristaux de feldspaths. Ces textures sont également observées à l'échelle microscopique sur certaines lames (granite ou pegmatites) lorsque les veines recoupent les grains de quartz.
- (iii) Le troisième remplissage est à illite-dolomite-calcite-quartz ± chlorite (Fig. 5.11, F à I). Dans ces veines les chlorites des générations 3 et 4 peuvent être présentes ou absentes. L'illite forme des cristaux fibreux perpendiculaires aux épontes venant recouvrir les chlorites ou directement au contact des épontes. Le ciment à quartz-dolomite-calcite vient par la suite remplir l'espace resté libre dans les veines.

Ces trois remplissages minéralogiques permettent de reconstituer une séquence de cristallisation pour cet évènement structural, avec le développement de deux générations de chlorite, suivie de l'illite puis de l'assemblage à quartz – dolomite - calcite. Un contrôle minéralogique de l'encaissant à l'échelle du grain est observé dans les veines, avec le développement des remplissages argileux au contact des feldspaths, ces minéraux argileux laissant la place au ciment de quartz-dolomite-calcite au contact des grains de quartz (Fig. 5.11, H, I). Bien que ce contrôle soit observé à l'échelle des veines, il n'est pas observé au sein des brèches où l'illite est largement présente, indépendamment de la minéralogie de l'encaissant

Ces veines à illite – dolomite - calcite ± quartz ± chlorite, observées dans le socle ne sont pas retrouvées dans les lithologies sédimentaires sus-jacentes. Cependant, de nombreuses veines de quartz sont présentes dans le bassin. Les mesures structurales relevées sur les veines à illite-dolomite-calcite ± quartz ± chlorite du socle et les veines à quartz dans le bassin montrent une orientation principale (rouge) identique à N140-150° et une orientation secondaire (jaune) N80-90° pour les veines du socle et N90-100° pour les veines dans le bassin (Fig. 5.12, A, B).

Cette similitude entre les orientations principales permet de regrouper les veines à illite – dolomite - calcite ± quartz ± chlorite du socle et les veines à quartz du bassin au sein d'un réseau structural et d'un évènement structural syn- à post-Athabasca unique. Le contrôle minéralogique, exercé par le feldspath des lithologies encaissantes sur la présence des minéraux argileux dans les veines du socle, peut expliquer l'absence de l'illite et de la chlorite dans les veines du bassin, où les feldspaths ne sont pas observés.

Figure 5-11 : Veines verdâtres et altération associée, observées dans la lame WC-520A_647,3. (A) Photographies en lumière naturelle et polarisée (B) de la lame mince et (C) localisation des veines et plans de clivages chloritisés. (D) Photographie au microscope optique d'un amas de chlorites partiellement rétromorphosées en chlorite (Chl1) ; (E) Photographie au microscope électronique et schéma d'une veine à chlorite-illite-dolomite-calcite (Chl3-4-Il-Dol-Cal) recoupant les plans de clivages chloritisés (Chl2) d'un feldspath ; (F) Photographie au microscope optique et (G) au microscope électronique d'une veine à illite-dolomite-calcite-quartz ± chlorite (Il-Dol-Cal-Qz±Chl3-4) ; (H) Photographie au microscope optique et (I) au microscope électronique de veines montrant la transition entre les remplissages à illite-dolomite-calcite-quartz ± chlorite (Il-Dol-Cal-Qz±Chl3-4) et quartz-calcite-dolomite (Qz-Cal-Dol) au contact quartz/feldspath.


A
Bt-Chl1
Qz
Fsp
Py
1 cm
B
E
I
D
F
H
1 cm
C
Veine (Qz-Cal-Dol-Ilt-Chl)
Chl2 (Fe-Mg)
D
Fsp
Chl1
Bt
Qz
500 µm
E
Chl2 (Fe-Mg)
Fsp
Chl4 (Fe-Mg)
Ilt
Cal
Chl3 (Mg-Fe)
Dol
100 µm
F
G
Veine (Qz-Cal-Dol-Ilt-Chl)
Fsp
200 µm
G
Chl4 (Fe-Mg)
Chl3 (Mg-Fe)
Ilt
Cal
Dol
Qz
Ccp
100 µm
H
Qz
Veine (Qz-Cal-Dol)
Fsp
Veine (Qz-Cal-Dol-Ilt-Chl)
200 µm
I
Fsp
Qz
Ilt
Qz
Cal
Dol
100 µm

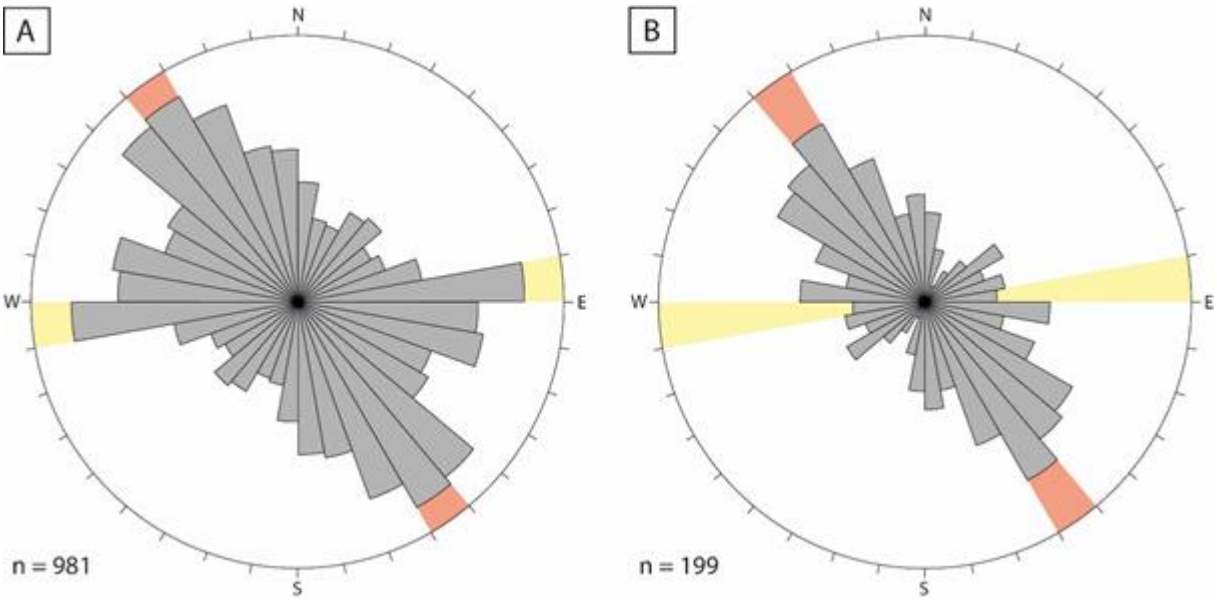


Figure 5-12 : Diagrammes en rose montrant les orientations (A) des veines à illite-dolomite-calcite ± quartz ± chlorite du socle et (B) à quartz du bassin, pour l'ensemble des coupes recoupant la zone de faille de Cigar Nord. Les orientations principale (en rouge) et secondaire (en jaune) des veines à illite-dolomite-calcite ± quartz ± chlorite du socle (A) sont reportées sur le diagramme des veines à quartz du bassin (B).

Une intense altération est observée autour des brèches et des réseaux de veines associés. Cette altération, de couleur verdâtre, présente un assemblage finement cristallisé à illite-dolomite-calcite ± chlorite, similaire à celui observé au sein des veines. Cet assemblage vient en remplacement des feldspaths (Fig. 5.11, A, B, F, H) du granite, des pegmatites, des gneiss et des amphibolites, ainsi que du quartz dans les lames les plus altérées (assemblage hydrothermal retrouvé dans des golfes de corrosion). L'intensité de cette altération diminue progressivement lorsque l'on s'éloigne des brèches/veines laissant apparaître des feldspaths de moins en moins altérés. Lorsque des veines à illite-quartz-dolomite-calcite ± chlorite sont observées dans le paléo-régolithe, les halos d'altération associés viennent effacer l'altération supergène, datant l'apparition des veines post-paléo-régolithe (Fig. 5.9, G).

Plusieurs études ont décrit des altérations similaires à illite-sudoïte (Martz, 2017) ou chlorite-micas blancs. Ces structures peuvent aussi être reliées aux veines à kaolinite-illite-dravite décrites pour le gisement de Gryphon (Scibek et Annesley, 2021) en Athabasca et également reliées aux fractures à illite pour les gisements du secteur de Kiggavik dans le bassin du Thelon (Grare et al., 2018a). Il est également possible que ces structures soient très largement représentées dans les gisements d'uranium en Athabasca mais désignées sous d'autres appellations telles que, pour les premières descriptions du gisement de Rabbit Lake (premier gisement d'uranium de type discordance découvert en Athabasca) « brecciated green alteration » (Sibbald, 1976) ou « pale green alteration » (Hoeve, 1978). Les relations de recoupement entre les halos d'altération hydrothermale et l'altération supergène associée au paléo-régolithe observées sur la zone de Cigar Nord sont identiques à celles observées par Bruneton (1987) au niveau du gisement de Cigar Lake ainsi que sur d'autres gisements comme celui de Rabbit Lake (Hoeve et Sibbald, 1978) ou celui de Gryphon (Scibek et Annesley, 2021).

5.2.6. Les minéralisations uranifères et fractures à arsénio-sulfures et coffinite

Deux zones présentant des minéralisations uranifères sont observables le long de la zone de faille. La zone minéralisée la plus à l'Est de la zone d'étude (coupe F), est identifiée par les fortes valeurs de gamma ray mesurées sur le forage WC-507, et se localise à la base du bassin sédimentaire sur les dix premiers mètres au-dessus de la discordance (Fig. 5.13). Dans ces dix premiers mètres, les roches sédimentaires de couleur gris sombre sont réduites, contrairement aux sédiments oxydés sus-jacents de couleur beige à rouge vif riches en hématite. La minéralisation se concentre au sein d'un niveau conglomératique à 3,5 mètres au-dessus de la discordance. Dans cette zone, la texture conglomératique est remplacée au contact des minéralisations. D'autres niveaux moins minéralisés sont observés au-dessus de ce niveau « basal » au contact de la discordance dans des niveaux conglomératiques sus-jacents ou à leur contact. Ce lien entre minéralisations et conglomérats fait ressortir un contrôle lithologique des conglomérats sur la mise en place de l'uranium dans le bassin sédimentaire.

La seconde zone minéralisée, localisée sur la coupe E adjacente à la coupe F, est observée dans le socle au sein de l'intrusion granitique quelques mètres sous la discordance, au cœur de la zone affectée par l'altération hydrothermale à illite-quartz-carbonates ± chlorite. L'uranium est présent sous forme de veines d'uraninite d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de nodules d'uraninite disséminés, ainsi que sous forme de coffinite imprégnée dans l'altération hydrothermale à proximité des veines d'uraninite. L'observation microscopique de l'échantillon WC-511_564,6 a permis de déterminer les assemblages minéralogiques présents dans ces veines et les halos d'altération associés. Sur cette lame, une veine d'uraninite, de quelques millimètres d'épaisseur, présente une texture rubanée (Fig. 5.14, A). Cette veine est recoupée par de nombreuses factures pouvant mesurer jusqu'à 100 microns de large. Ces fractures sont remplies d'un assemblage de minéraux riches en Al, Ni, As et Co, identifiés comme la gersdorffite et de cristaux automorphes de galène (Fig. 5.14, E). Dans ces fractures, l'assemblage à gersdorffite – galène est également fracturé et recouvert par de la coffinite, et par un minéral non identifié riche en Si, Mg, Al, Mn (chamosite ?). De très nombreuses micro-fractures à remplissage de coffinite sont aussi observées dans l'uraninite encaissante.

Autour de la veine d'uraninite, le halo d'altération de taille centimétrique et de couleur jaune-rougeâtre (Fig. 5.13) se développe sur l'altération hydrothermale à illite-quartz-calcite-dolomite (la chlorite n'est pas observée dans cette lame) (Fig. 5.14, C, D). Ce halo d'altération montre une zonation marquée par trois assemblages minéralogiques distincts (Fig. 5.14, A et B). La première zone de 1 à 2 millimètres aux épontes de la veine se présente sous forme de nodules d'uraninite de 10 à 200 µm, localement associés à des cristaux automorphes de galène (Fig. 5.14, C, D et F). Les nodules d'uraninite présentent de nombreuses textures de dissolution/remplacement de coffinite. La seconde zone large de 5 millimètres montre une association des nodules d'uraninite et de matière carbonée sombre (Fig. 5.14, G). L'analyse des spectres élémentaires obtenus par EDS au MEB révèle de fortes concentrations de Pb, Ca associées à l'U, le Mg, la Si, le Na, le K et le V en

concentrations plus faibles. La troisième zone, la plus éloignée de la veine d'uraninite, de largeur centimétrique, s'exprime par l'apparition de la coffinite sous forme de nodules millimétriques ou sous forme diffuse dans les zones d'altération à illite-quartz-calcite-dolomite (Fig. 5.14, B, H). Cette troisième zone est nettement observable sur l'échantillon de par sa couleur jaune-rougeâtre (Fig. 5.13). La couleur rougeâtre pourrait indiquer la présence d'oxydes-Fe bien que ces oxydes n'aient pas été observés en microscopie.

La présence de nodules d'uraninite dans le halo d'altération autour de la veine indique une diffusion de l'uranium dans l'altération hydrothermale à illite-quartz-calcite-dolomite depuis la veine. Les nombreuses fractures à gersdorffite-galène recoupant l'uraninite indiquent que cet épisode de fracturation est postérieur à la veine. La micro-fracturation à coffinite associée à la phase indéterminée à Si-Mg-Al-Mn dans la veine d'uraninite place cet évènement comme le plus récent dans cette séquence d'altération. La présence de la matière carbonée autour des nodules d'uraninite dans le halo d'altération indique que cette phase apparaît post-uraninite, cependant l'absence de relation de recoupement avec les autres minéraux du halo d'altération ne permet pas de replacer la matière carbonée avec précision dans la séquence.

L'ensemble de ces observations indique que les minéralisations uranifères observées sont apparues en deux épisodes. Le premier se marque par la précipitation d'uraninite en veine et nodules, le second par la remobilisation de cette uraninite primaire sous forme de coffinite. Ces deux épisodes sont séparés par un évènement de fracturation et la précipitation d'arsénio-sulfures (la gersdorffite), et de galène. Cette séquence paragénétique observée sur le conducteur Cigar Main présente des similitudes avec celle définie par Martz (2017) sur les zones minéralisées du gisement de Cigar Lake. Une datation U/Pb de l'uraninite a été réalisée sur l'échantillon WC-511_564,6 afin de déterminer si l'apparition de l'uraninite sur Cigar Nord est contemporaine d'un des évènements minéralisateurs identifiés sur le gisement de Cigar Lake.

Les figures Fig. 5.15 J et K montrent les rapports isotopiques $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$ dans un diagramme Concordia pour 70 des 73 points d'analyse effectués sur l'échantillon (Fig. 5.15, A à I). Trois points d'analyse (pts. 6, 10, 48) ont été écartés car la concordance entre les âges calculés à partir des rapports $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$ est inférieure à 90 %.

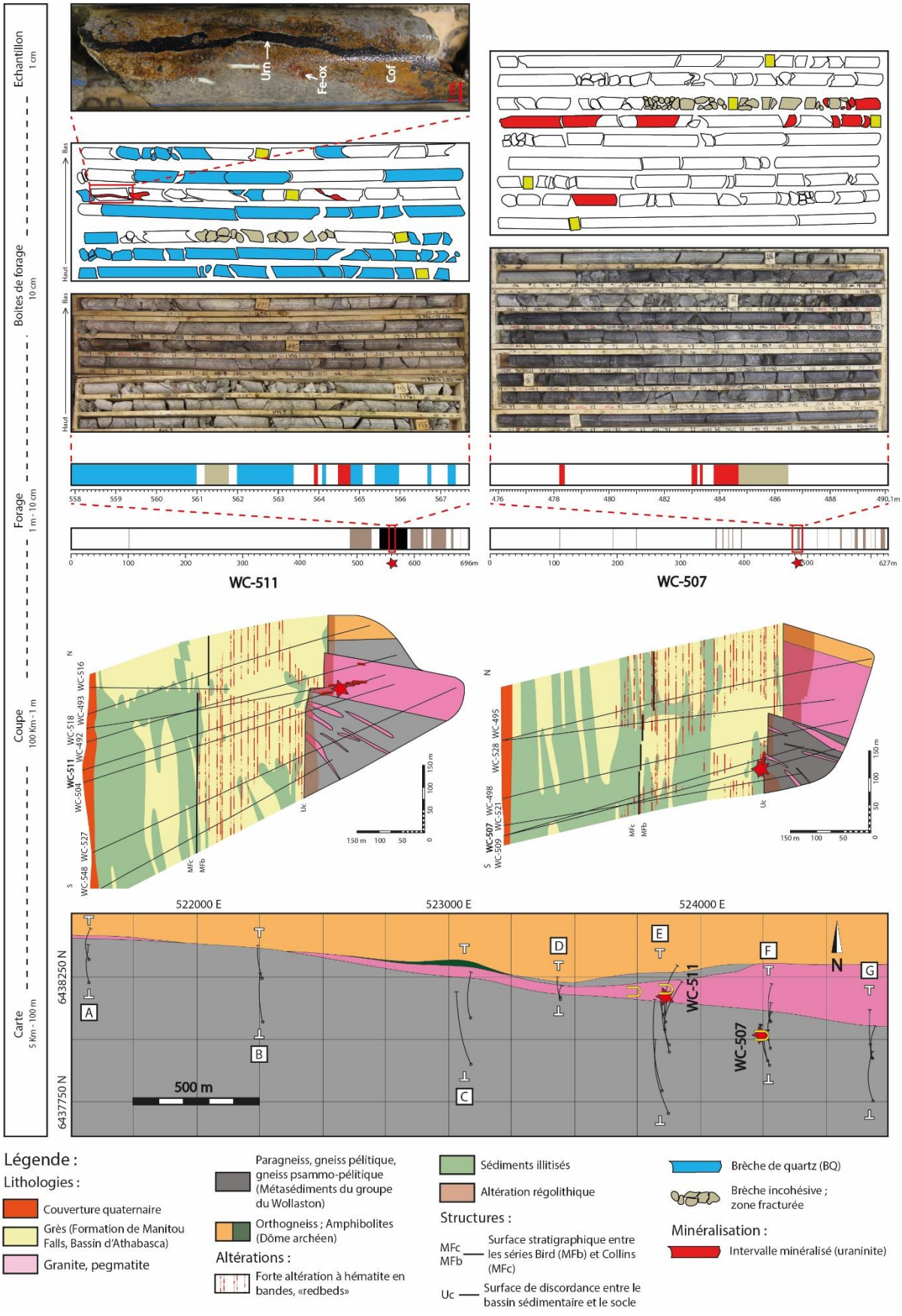


Figure 5-13 : Localisation en carte, coupes, forages et sur échantillon des minéralisations uranifères dans la zone d'étude

La droite Discordia tracée à partir de l'ensemble de ces données montre un intercept supérieur à 1454 ± 30 Ma et un intercept inférieur à 606 ± 27 Ma pour un MSWD élevé de 11,2 (Fig. 5.15, J). Cependant, les rapports isotopiques U/Pb apparaissent très dispersés et se regroupent en plusieurs clusters, chaque cluster s'alignant le long d'une droite Discordia spécifique. Cette répartition des rapports isotopiques ne peut s'expliquer par une perte en plomb unique mais par des perturbations isotopiques complexes et répétées dans le temps venant rouvrir et réinitialiser le système uraninite.

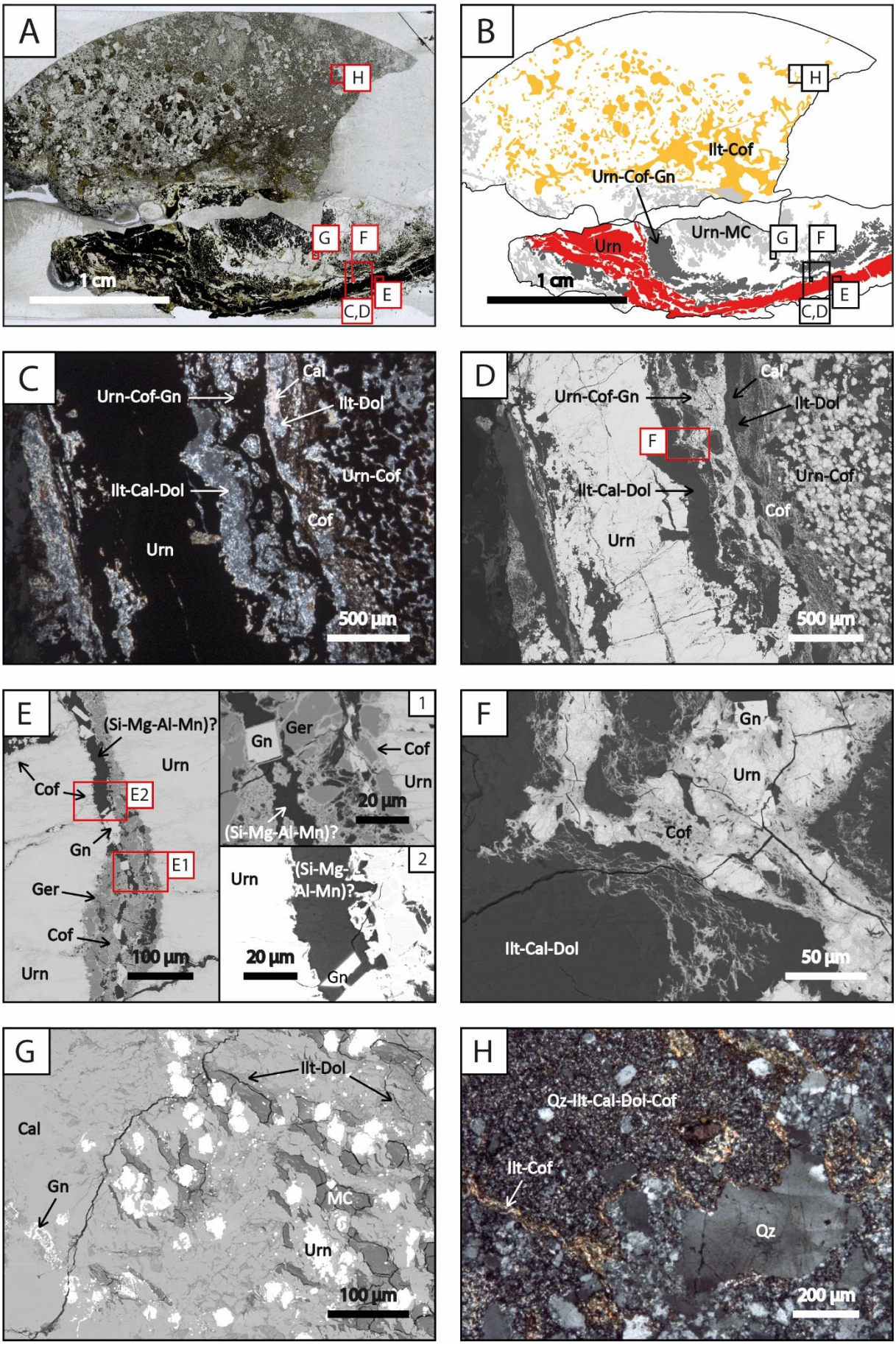
Afin de ne pas surestimer l'âge maximal de cristallisation de l'uraninite, l'intercept supérieur est défini grâce aux droites Discordia tracées à partir des rapports isotopiques ($^{206}Pb/^{283}U$) ($^{207}Pb/^{235}U$) les plus élevés, rapports correspondant au cluster de 21 ellipsoïdes les plus à droite dans le diagramme Concordia. Deux méthodes peuvent être choisies pour tracer la droite Discordia à partir de ce cluster.

La première correspond à une droite Discordia « classique » obtenue à partir des 21 ellipsoïdes sans fixer l'intercept inférieur. La droite obtenue montre un intercept supérieur à 1398 ± 29 Ma et un intercept inférieur peu contraint à 359 ± 150 Ma pour un MSWD faible (proche de 1) à 1,6 (Fig. 5.15, J). Cet âge maximal de cristallisation de l'uraninite est plus élevé que l'âge maximal obtenu par Martz (2017) sur les minéralisations d'uraninite primaires du gisement de Cigar Main à 1378 ± 5 Ma. Cependant l'âge maximal de cristallisation de l'uraninite primaire de Cigar Lake est situé dans la barre d'erreur de ± 29 Ma de l'âge obtenu sur Cigar Nord.

La seconde méthode, utilisée par Martz (2017) et donnant l'âge maximal de cristallisation de l'uraninite primaire de Cigar Lake à 1378 ± 5 Ma, correspond à une droite Discordia obtenue à partir des 21 ellipsoïdes mais forcée en 0 ± 10 Ma. L'utilisation de cette méthode se justifie lorsqu'une des réouvertures du système uraninite à l'origine des pertes en plomb s'est produite à l'actuelle (< 100 Ma). Dans les faits, cette réouverture se traduit par un alignement des rapports isotopiques faibles le long de la droite Discordia passant par le cluster des rapports isotopiques élevés et par 0. Bien que cette configuration ne soit pas retrouvée pour l'échantillon testé, il est possible que ces rapports isotopiques plus faibles soient présents mais n'aient pas été mesurés. En appliquant cette méthode de forçage de la Discordia, l'intercept supérieur obtenu à 1361 ± 9 Ma (Fig. 5.15, J) est plus faible que celui obtenu par la même méthode sur Cigar Main à 1378 ± 5 Ma (Martz, 2017).

Ces deux méthodes donnent deux intercepts supérieurs proches à 1398 ± 29 Ma et 1361 ± 9 Ma qui encadrent celui trouvé par Martz (2017) à 1378 ± 5 Ma. La proximité de ces trois âges semble indiquer que les minéralisations uranifères primaires de Cigar Lake (observées dans le bassin sédimentaire) et celles de Cigar Nord (observées dans le socle) ont précipité au même moment.

Figure 5-14 : Veine d'uraninite et halo d'altération associé sur la lame WC-511_564,6 recouvrant l'altération hydrothermale à illite (Il) – Quartz (Qz) – Calcite (Cal) – Dolomite (Dol). (A) Photographies en lumière naturelle de la lame et (B) localisation de la veine d'uraninite (Urn) et des zonations observées dans le halo d'altération. (C) Photographie au microscope optique en lumière polarisée analysée et (D, F) en microscopie électronique, de la veine d'uraninite et du halo d'altération proximal à uraninite (Urn) – coffinite (Cof) ± galène (Gn). (E) Photographie en microscopie électronique de la fracturation à gersdorffite (Ger) – galène (Gn) – (Si-Mg-Al-Mn) et de la micro-fracturation à coffinite (Cof) affectant la veine d'uraninite. (G) Photographie en microscopie électronique du halo d'altération à uraninite (Urn) – matière carbonée (MC). (H) Photographie au microscope optique en lumière polarisée analysée de l'altération distale à coffinite (Cof).


A
H
G
F
E
C,D
1 cm
B
H
Ilt-Cof
Urn-Cof-Gn
Urn-MC
Urn
G
F
E
C,D
1 cm
C
Urn-Cof-Gn
Cal
Ilt-Dol
Ilt-Cal-Dol
Urn-Cof
Cof
Urn
500 µm
D
Urn-Cof-Gn
Cal
Ilt-Dol
F
Ilt-Cal-Dol
Urn-Cof
Cof
Urn
500 µm
E
(Si-Mg-Al-Mn)?
Urn
Cof
E2
Gn
E1
Ger
Cof
Urn
100 µm
1
Gn
Ger
Cof
Urn
20 µm
(Si-Mg-Al-Mn)?
2
Urn
(Si-Mg-Al-Mn)?
20 µm
Gn
F
Gn
Urn
Cof
Ilt-Cal-Dol
50 µm
G
Ilt-Dol
Cal
Gn
MC
Urn
100 µm
H
Qz-Ilt-Cal-Dol-Cof
Ilt-Cof
Qz
200 µm

La méthode du « polygone des crises » (Pin, 1979) permet d'estimer des âges de réouverture de l'uraninite par la délimitation d'une enveloppe extérieure englobant l'ensemble des données isotopiques (Fig. 5.15, K). La base de ce polygone correspond à la droite Discordia avec pour extrémités l'intercept supérieur et inférieur. Les autres sommets touchant la courbe Concordia donnent les âges de réouverture du système uraninite correspondant aux évènements de perturbation entre les rapports isotopiques $^{206}Pb/^{283}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$. Pour l'échantillon WC-511_564,6, le polygone est un triangle dont le troisième sommet est défini grâce aux points 15 et 51, points pour lesquels les ellipsoïdes croisent la courbe Concordia entre 850 et 900 Ma (Fig. 5.15, K).

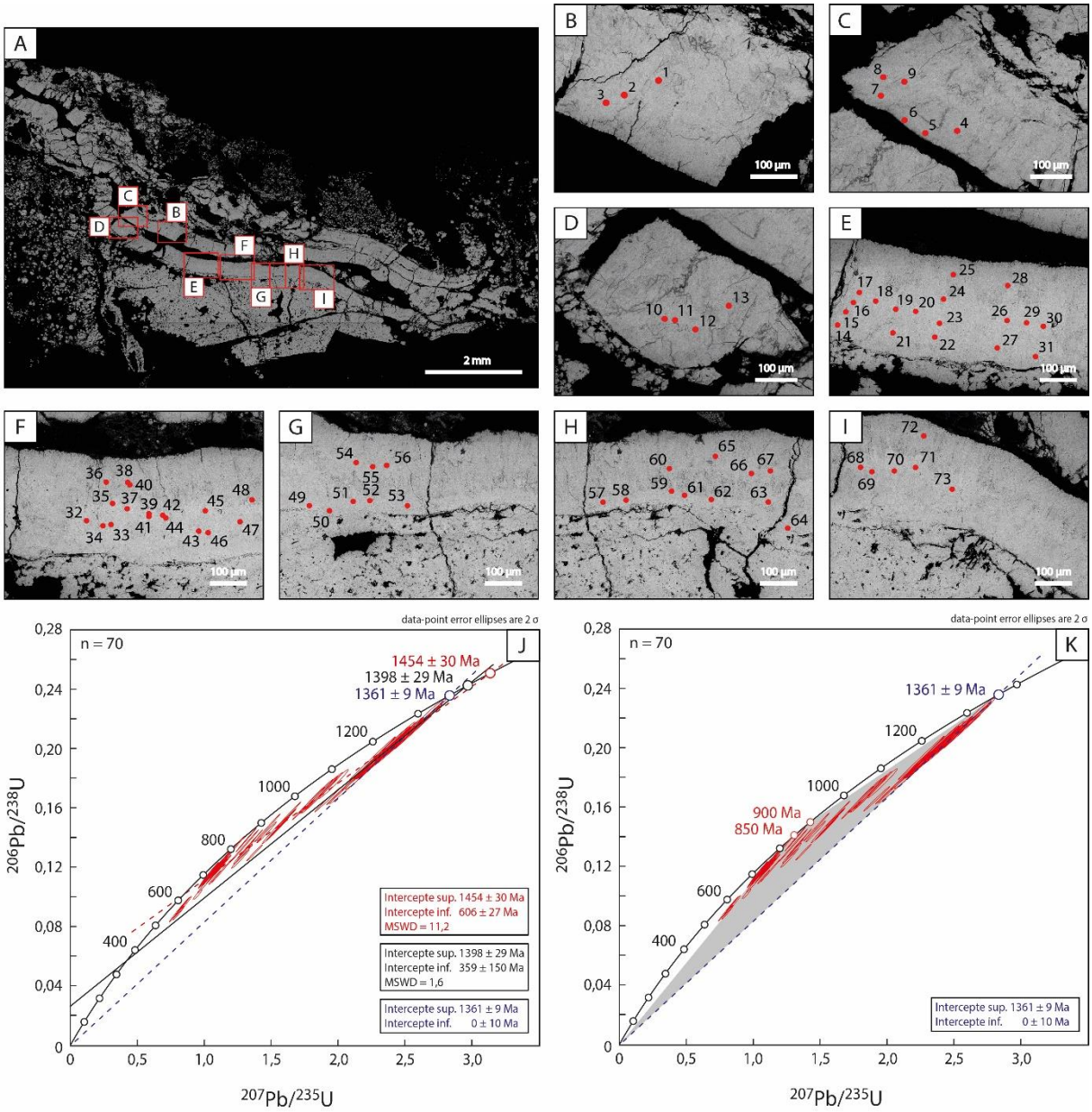


Figure 5-15 : Minéralogie et géochronologie de la veine d'uraninite observée dans la lame WC-511_564,6. (A) Microscopie électronique ; (B-I) localisation des points d'analyse U/Pb réalisés à la SIMS et leur numéro ; (J) Ratios isotopiques $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$ reportés dans un diagramme Concordia. L'intercept supérieur rouge correspond à la droite Discordia (pointillés rouges) calculée pour l'ensemble des points et n'a pas de signification géologique. Les intercepts noirs correspondent à la droite Discordia (noire) calculée à partir des rapports isotopiques les plus élevés. L'intercept bleu correspond à la droite Discordia (pointillés bleus) calculée à partir des rapports isotopiques les plus élevés et forcée en 0 ± 10 Ma. Ces droites et les intercepts sont calculés grâce au logiciel Isoplot (Ludwig, 2007); (K) Méthode du « polygone des crises » utilisée pour l'estimation de l'âge de la perturbation isotopique de l'uraninite associée à l'évènement de fracturation à arséniures.

Cette méthode, initialement appliquée par Martz (2017) sur de nombreux cristaux d'uraninite du gisement de Cigar Lake donne un âge de perturbation isotopique équivalent à 900 Ma. Cette perturbation isotopique a été associée à l'évènement de fracturation des cristaux d'uraninite et à la précipitation de chalcopyrite, pyrite et d'arséniures (nickeline (NiAs), rammelsbergite ($NiAs_2$), skutterudite ($CoAs_3$), cobaltite (CoAsS), gersdorffite (NiAsS)) dans les fractures. L'analyse des éléments traces des uraninites réalisée par La-ICP-MS sur les points de datation par Martz (2017) permet d'associer les âges autour de 900 Ma à une augmentation du Ni-As-Co, éléments retrouvés dans les arséniures.

La précipitation de la gersdorffite et de la galène dans les fractures recoupant la veine d'uraninite et à ses épontes sur l'échantillon WC-511_564,6, ainsi que l'âge de perturbation isotopique estimé entre 850 et 900 Ma, indiquent que l'évènement de fracturation observé sur Cigar Main par Martz (2017) s'est également produit dans la zone minéralisée de Cigar Nord. Il y a donc concomitance entre les évènements minéralisateurs primaires et les épisodes de fracturation/précipitation d'arsénio-sulfures sur les deux sites de Cigar Nord et Cigar Main.

5.2.7. Brèche à quartz-pyrite

Parmi les nombreuses brèches et veines de quartz observables le long de la zone de faille, une brèche se distingue des autres par son association avec la pyrite (Fig. 5.16). Cette brèche, observée uniquement sur le forage WC-527, dans les paragneiss du bloc Sud à proximité du contact avec l'intrusion granitique, se présente sous la forme d'un réseau dense de veines. Les caractéristiques optiques (en particulier la couleur, du quartz-laiteux au quartz noir) et morphologiques des quartz, très marquées d'une génération à l'autre, ainsi que les nombreuses relations de recoupement, ont permis l'identification de 7 générations de quartz de Qz_9 à Qz_{15} (Fig. 5.16, de A à F). Ces nombreuses générations de quartz confèrent à l'ensemble de la brèche une texture de « crackle breccia».

Dans cette brèche, les clastes sont lithiques (gneiss ou pegmatite) ou proviennent des cataclasites adjacentes. Leurs tailles sont comprises entre 2 mm et 10 cm, leur morphologie est anguleuse et sans texture de dissolution. L'ensemble des veines de quartz et pyrite recoupe les veines à illite-dolomite-calcite-quartz ± chlorite, permettant de classer cette brèche comme syn-/post-Athabasca.

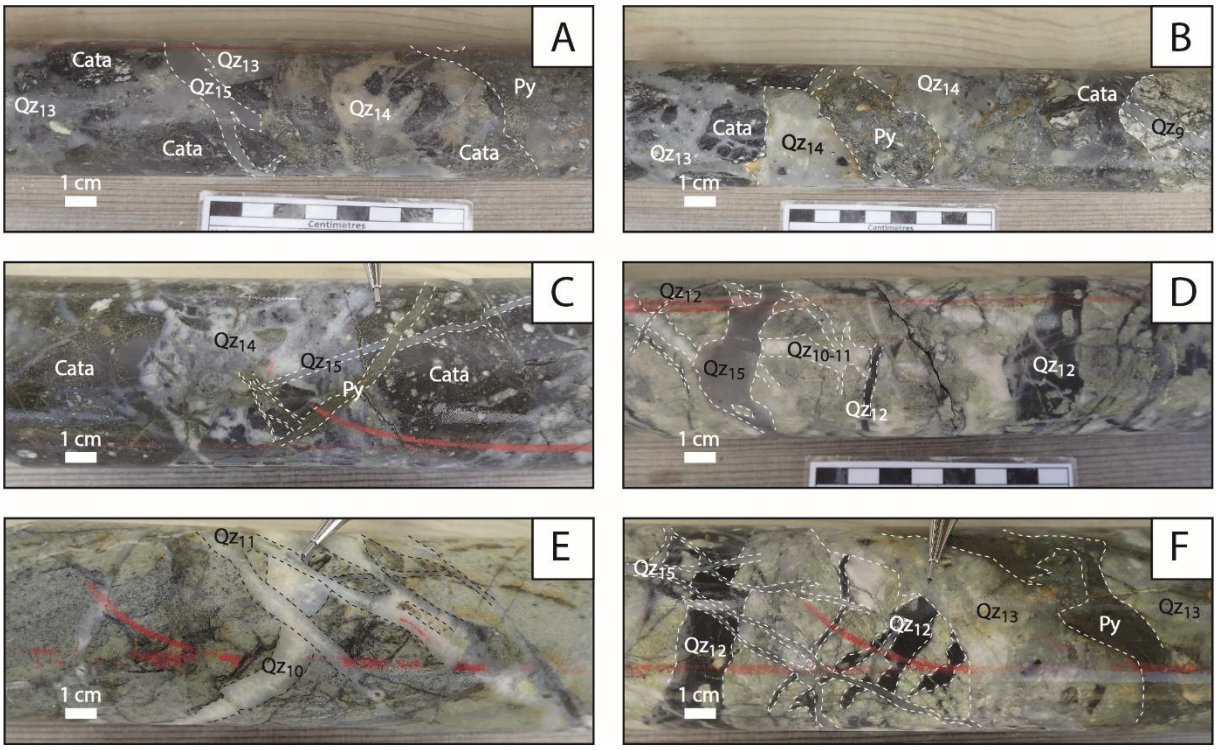


Figure 5-16 : Brèche à quartz-pyrite du forage WC-527. (A) Échantillon montrant les clastes de cataclasite à graphite au sein des deux phases de brèche de quartz principales translucides (Qz13) et laiteux (Qz14), recoupées par une veine de quartz gris (Qz15) et par une brèche de pyrite ; (B) Même échantillon que (A) montrant une veine de quartz gris (Qz9) recoupée par la cataclasite à graphite ; (C) Claste de cataclasite dans la brèche (Qz14), recoupé par (Qz15) et une veine de pyrite ; (D) Veines de drusy-quartz (Qz10-11) recoupées par le quartz noir (Qz12) et le quartz gris (Qz15) ; (E) Veine de drusy-quartz (Qz10) recoupée par les veines de drusy-quartz (Qz11) ; (F) Veines de quartz noir (Qz12) recoupées par la brèche principale (Qz13) et celle à quartz gris (Qz15).

5.2.8. Les gouges à argiles blanches

Les gouges argileuses font partie des structures les moins présentes dans la zone de faille (Fig. 5.17). Ces structures, dont l'épaisseur apparente varie de 1 cm à 1 m, sont observables dans le socle et le bassin sédimentaire, principalement au-dessus de l'intrusion granitique, à proximité des décalages observés à la discordance bassin sédimentaire/socle et des minéralisations de socle (Coupe E).

Ces gouges ont des proportions de clastes comprises entre 10 et 30 %. Ces clastes non-jointifs sont ronds, de taille variant du millimètre à 5 cm et présentent des textures de dissolution marquées en bordure. Ils sont en grande majorité lithiques, provenant de la lithologie encaissante (aucun claste sédimentaire n'a été observé dans les gouges du socle), mais peuvent également provenir des brèches cohésives à quartz-hématite ou illite-quartz. La matrice est très finement cristallisée, de couleur blanche à blanc-rougeâtre dans le bassin sédimentaire, en fonction de l'altération hématitique (« red beds ») des roches encaissantes. Ces cœurs de faille sont associés de part et d'autre à des zones fracturées, où les fractures d'épaisseurs millimétriques montrent un remplissage identique à celui observé dans les gouges.

Ces gouges sont corrélées à d'autres structures comme les « gouges de faille composées d'argile incluant de la kaolinite avec moins d'illite et de sudoite » décrites sur le gisement Sue C par Tourigny et al. (2007) ou comme les « zones à boules » observées sur les gisements de Sue A, B et C (Ey et al., 1992; Baudemont et Pacquet, 1999;

Lorilleux et al., 2002) ainsi que sur Cluff Lake (Cluff D) décrit par Ey et al. (1985). D'autres structures comparables ont été récemment identifiées sur le gisement de Gryphon (Scibek et Annesley, 2021).

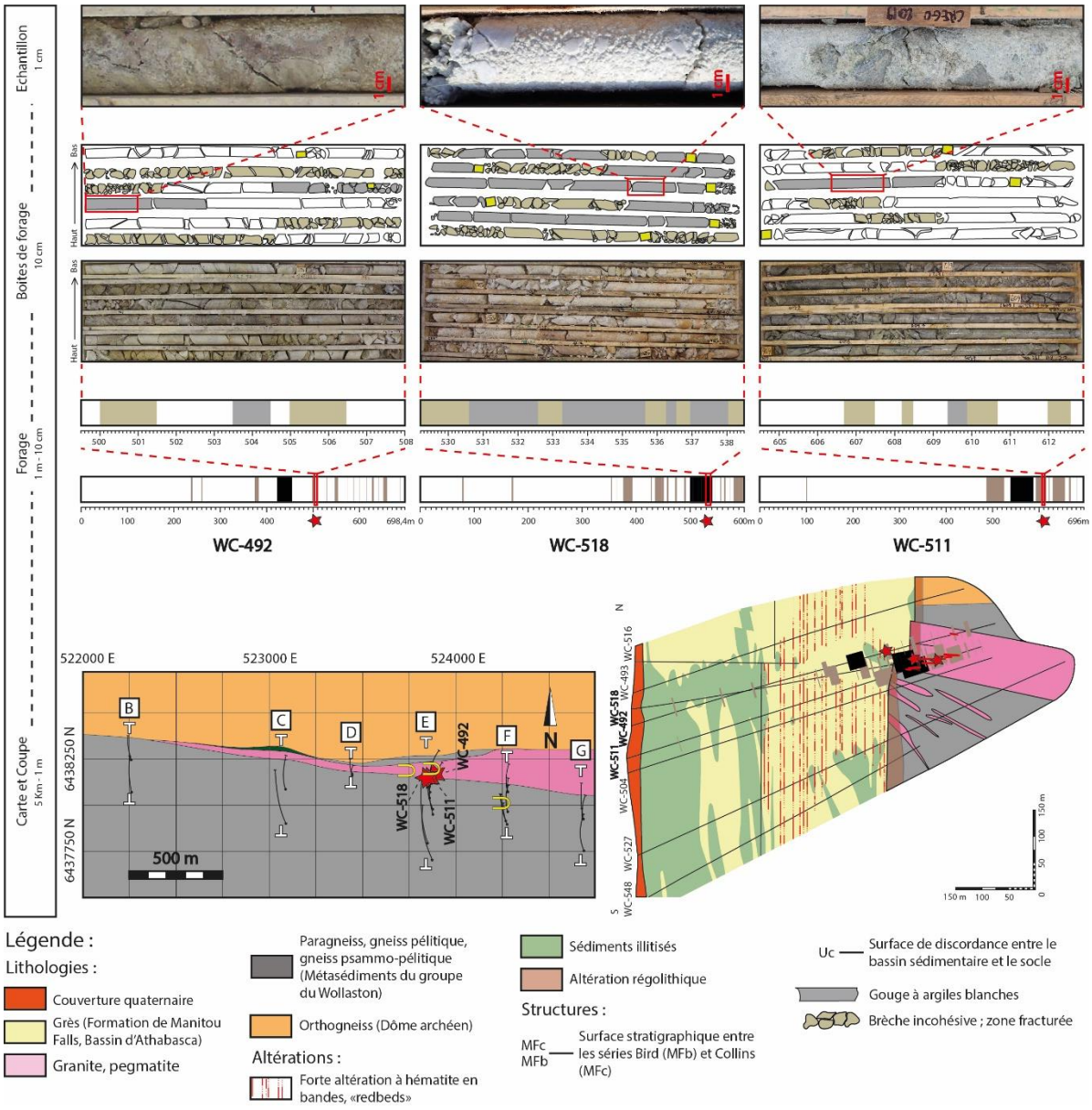


Figure 5-17 : Localisation des gouges à argiles blanches sur les forages WC-492, WC-518 et WC-511 de la coupe E.

5.2.9. Les brèches non-cohésives

Les brèches non-cohésives sont parmi les structures les plus observées dans le socle, en particulier dans l'intrusion granitique, et dans le bassin sédimentaire (Fig. 5.18). Leurs épaisseurs apparentes sont très variables, de quelques dizaines de centimètres à plusieurs dizaines de mètres et sont systématiquement plus importantes dans le bassin sédimentaire que dans le socle. Ces zones de brèches sont associées à des décalages observés de la discordance bassin sédimentaire/socle. Cette relation est particulièrement bien observable sur la coupe E où se localise un rejet vertical de 30 m, rejet maximal observé le long de la zone de faille. Elles se localisent dans une zone intensément fracturée et broyée.

Ces brèches se présentent sous la forme de zones broyées, associées à de la désilicification, ou très fortement fracturées et sont généralement accompagnées d'intervalles de « core loss » où la longueur des carottes de forage remontées en surface est inférieure à la longueur forée. Les fractures sont ouvertes et sont majoritairement sans remplissage. Les clastes ont des tailles variant du millimètre à la dizaine de centimètres, et peuvent êtres anguleux à rond, indiquant que des processus de dissolution sont localement associés à la fracturation. La composition des clastes est très variable et dépend de la lithologie encaissante. De nombreux clastes de cataclasite et de brèche cohésive à illite-quartz sont également fréquemment retrouvés.

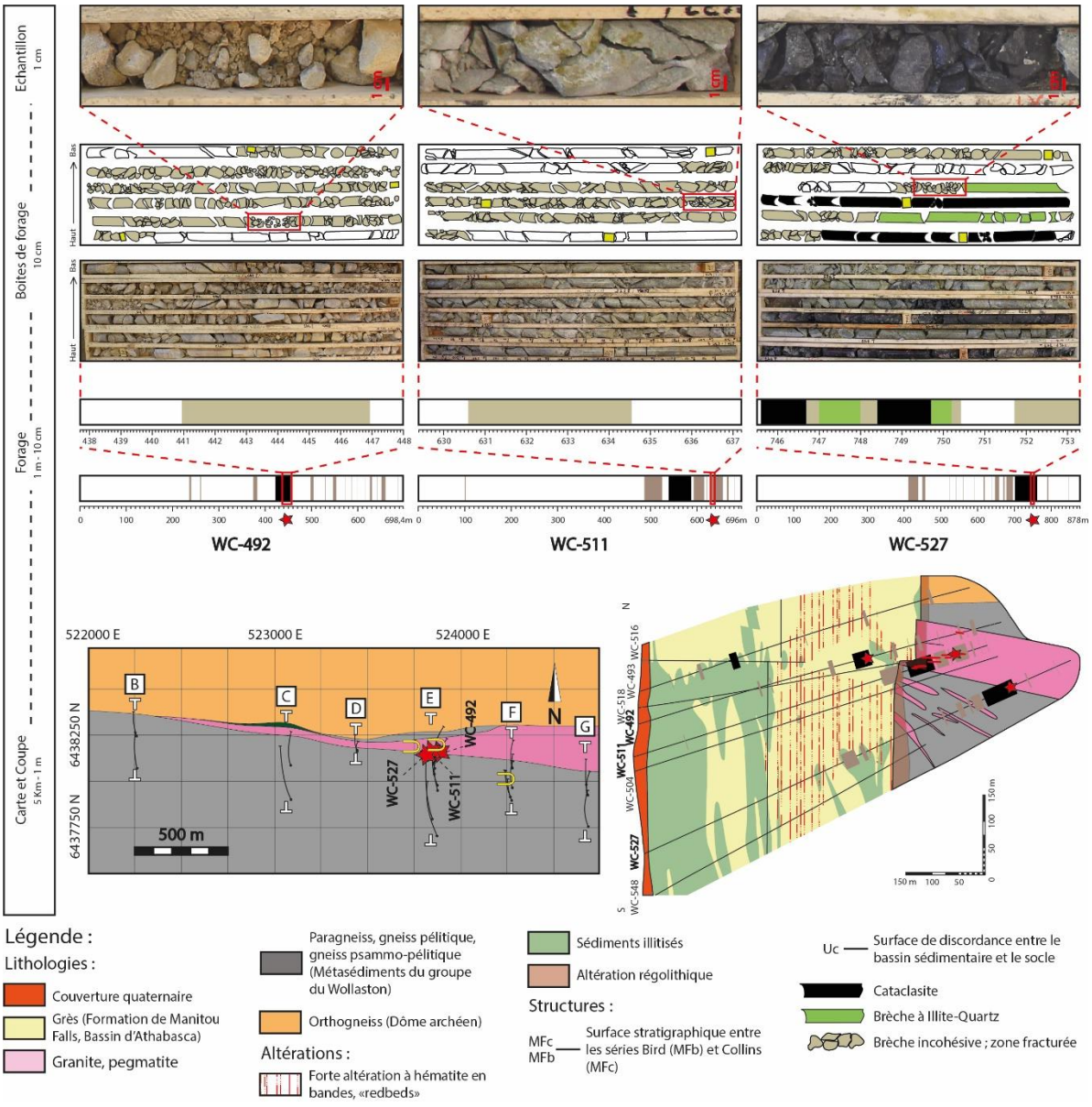


Figure 5-18 : Localisation des brèches non-cohésives sur les forages WC-511 et WC-492 de la coupe E.

5.3. Evolution polyphasée de la zone de faille de Cigar Nord

La zone de faille de Cigar Nord présente une diversité importante dans la typologie et les remplissages minéralogiques des roches de faille et des fractures associées à la zone d'endommagement, en particulier dans les lithologies du socle Archéen et Paléo-protérozoïque. Dans ces lithologies, la superposition des structures et la présence de relations de recoupements indiquent un développement polyphasé de la zone de faille. Ces relations de recoupements rendent possible la construction d'une chronologie relative des évènements structuraux synthétisés en une séquence structurale détaillant les paragenèses associées à chaque évènement (Fig. 5.19). La présence ou l'absence de familles de structures au sein du bassin sédimentaire, les relations de recoupement entre l'altération supergène associée au paléo-régolithe et les halos d'altération associés aux circulations de fluides dans les structures, ainsi que les relations géométriques entre les structures et les rejets verticaux observés à la discordance, rendent possible la séparation entre structures pré- et syn- à post- bassin de l'Athabasca. Cette identification, couplée aux datations U/Pb, permet de replacer la séquence structurale dans son contexte géologique régional (Fig. 5.19). La zone de faille de Cigar Nord apparait donc comme une zone de faille polyphasée dont les réactivations tectoniques se sont échelonnées avant, pendant et après la mise en place du bassin de l'Athabasca.

5.3.1. Evolution ductile à cassante pré-Athabasca

Trois évènements structuraux sont identifiés dans la zone de faille de Cigar Nord comme pré-Athabasca, de par leur absence dans le bassin sédimentaire.

Le premier évènement associé à la mise en place de la zone de faille de Cigar Nord est marqué par l'apparition de couloirs mylonitiques. Ces couloirs sont identifiés par le développement d'une nouvelle foliation pénétrative orientée Est-Ouest, issue de la réorientation locale de la foliation régionale NE-SW (S2) formée lors de la collision oblique transpressive de la THO entre 1,83-1,805 Ga (Annesley et al., 2005; Harper et al., 2005) ou 1,805-1,78 Ga pour Jeanneret et al. (2016). Ces couloirs mylonitiques, dont les relations structurales suggèrent un développement en régime ductile, sont associés dans la littérature à l'épisode de collision oblique tardif (D3) de la chaîne trans-hudsonienne (Fouques et al., 1986; Bruneton, 1987, 1993; Annesley et al., 2005) entre 1805 et 1775 Ma (Annesley et al., 1997, 2005; Portella et Annesley, 2000). Leur localisation au contact du dôme archéen/intrusion granitique et des méta-sédiments des séries du groupe du Wollaston formant le bassin de Cigar Lake, identifie la faille de Cigar Nord comme une structure majeure d'échelle crustale, favorisant la remontée du dôme archéen de Samson Lake lors de la collision oblique tardive.

Les épisodes de réactivations pré-Athabasca postérieurs à la déformation mylonitique, sont marqués tout d'abord par l'apparition de brèches hydrothermales cohésives à quartz-hématite dans ces couloirs mylonitiques et à proximité des contacts majeurs entre dôme archéen, intrusion granitique et méta-sédiments du groupe du Wollaston. Ces structures correspondent au second événement et se marquent par de nombreux épisodes de réactivation et de mise en place de veines de quartz-hématite.

La superposition des zones de cataclasites et de leurs structures associées à la zone d'endommagement sur les couloirs mylonitiques, constitue le troisième événement. Les cataclasites sont des roches de faille cassantes formées sous des températures inférieures à 300°C (transition ductile-cassante du quartz) pour des gradients géothermiques de 25°C/km (Sibson, 1983; Scholz, 1988; Fossen et Cavalcante, 2017). Ces températures de 300°C sont cohérentes avec celles du métamorphisme dit « terminal » estimées <300-400°C à 1,72 Ga (Jeanneret et al., 2016). La formation des cataclasites s'inscrit donc à la fin du métamorphisme rétrograde post D2 et D3 défini entre le pic thermique du métamorphisme régional à 875°C (avant 1,77 Ga) (Adlakha et Hattori, 2021) et le métamorphisme « terminal ». Ces structures représentent le dernier épisode structural pré-Athabasca pour la zone de faille de Cigar Nord.

L'état d'oxydation n'est pas le même entre le fer (Fe^{3+}) présent dans l'hématite des brèches et le fer (Fe^{2+}) présent dans la pyrite des cataclasites ou l'ankérite des veines pré- et post-cataclasites. Les couples hématite-pyrite et hématite-ankérite ne peuvent donc pas co-précipiter, indiquant que les brèches cohésives à quartz-hématite, les cataclasites et veines à carbonates ne se sont pas formées en même temps.

La présence de brèches cohésives et de cataclasites similaires à celles observées sur Cigar Nord, sont décrites dans une zone de faille à 5 km à l'Est le long du conducteur Cigar-B (Martz, 2017; Martz et al., 2019a). Ces structures peuvent être considérées comme des analogues aux brèches cohésives à quartz-hématite et cataclasites de Cigar Nord géographiquement proches. Dans cette zone de faille, les cataclasites, ainsi que les plans de dissolution et les veines de carbonates associées aux zones endommagées, recoupent les brèches cohésives. Ces relations de recoupement attestent de l'antériorité des brèches par rapport aux cataclasites et aux plans de dissolution et veines à carbonates des zones endommagées, les veines à ankérite marquant le dernier épisode structural pré-Athabasca.

Le passage de la déformation ductile formée sous des conditions de pression/température associées aux facies amphibolite et schiste vert à la déformation cassante est en accord avec l'exhumation du socle caractérisée à l'échelle régionale (Annesley et al., 2005 ; Jeanneret et al., 2016) et à Cigar Lake (Bruneton, 1993; Flotte, 2007; Benedicto et Doney, 2014; Gerbeaud, 2014). Les nombreux épisodes de fracturation/cimentation observés à l'échelle macroscopique et en lame mince au sein des brèches cohésives à quartz et des cataclasites montrent que la faille de Cigar Nord a accommodé cette exhumation du socle lors de réactivations multiples. La localisation de cette faille à proximité du contact lithologique entre les séries méta-sédimentaires du groupe du Wollaston et du dôme archéen/intrusion granitique, indique que le contact lithologique majeur a focalisé la déformation cassante pré-Athabasca.



Figure 5-19 : Séquence structurale et paragénétique replacée dans son contexte géologique, définie à partir des relations de recoupements observées aux échelles macro- et microscopique.

(1) Cumming et Krstic, 1992; (2) Bruneton, 1993; (3) Philippe et al., 1993; (4) Kyser et al., 2000; (5) Annesley et al., 2005; (6) Harper et al., 2005; (7) Creaser et Stasiuk, 2007; (8) Ramaekers et al., 2007; (9) Rainbird et al., 2007; (10) Corrigan et al., 2009; (11) Jeanneret et al., 2016a, (12) 2016b; (13) Martz, 2017; (14) Adlakha et Hattori, 2021; (15) Ledru et al., 2022

5.3.2. Evolution cassante syn à post-Athabasca

Les évolutions tectoniques pré- et syn- à post-Athabasca sont séparées par l'apparition à la surface du socle de l'altération supergène associée au paléo-régolithe se manifestant par une intense hématitisation et kaolinitisation des roches du socle sur une épaisseur variant de 0 à 50 m. La mise en place du bassin sédimentaire, estimée à 1710 Ma pour la partie l'Est du bassin de l'Athabasca (Cumming et Krstic, 1992; Kyser et al., 2000; Rainbird et al., 2007) marque l'arrêt du développement cette altération.

Les rejets verticaux, préservés de l'érosion par le bassin sédimentaire, marquent les rejeux de la faille syn- à post-dépôt du bassin. La comparaison entre les blocs du mur et du toit de la faille, du rejet vertical observé à la discordance et à la surface stratigraphique MFb/MFc, vient appuyer cette observation. La coupe E, coupe présentant la plus grande densité de forages, montre un rejet vertical de 30 m à la discordance et de 25 m au contact MFb/MFc. Cette différence de 5 m indique une accommodation de la déformation lors du dépôt de la série MFb. Cette accommodation est retrouvée dans les variations d'épaisseur de la série MFb, de 241 m pour le bloc du toit au Sud de la faille (épaisseur estimée aux forages WC-511 et WC-518) et de 245 m pour le bloc du mur au Nord de la faille (épaisseur estimée au forage WC-493), soit une différence de 4 m. Ces observations indiquent que les réactivations de la zone de faille syn-dépôt MFb se traduisent par un rejet vertical de 4 à 5 m, les 25 m restant observés au contact MFb/MFc pouvant être attribués à des réactivations post-MFb, syn- à post-Athabasca.

Les premières réactivations post-paléo-régolithe sont identifiées par le développement d'une altération hydrothermale vert clair à illite-dolomite-calcite ± chlorite, effaçant l'altération supergène autour des veines de même couleur formées du même assemblage minéralogique (+ quartz) et de brèches hydrothermales cohésives à quartz-illite. Ces structures et altération sont recoupées pour les forages les plus profonds jusqu'à 250 m sous la discordance. Des clastes lithiques régolithisés (riches en kaolinite) sont également retrouvés dans les brèches au sein des lithologies du socle.

La similitude entre les orientations de ces veines à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite dans le socle et des veines à quartz dans le bassin permet de regrouper ces structures au sein d'un même réseau structural. Cette continuité entre structures de socle et de bassin est également observée pour l'altération hydrothermale. L'altération a été identifiée dans le bassin sédimentaire, au-dessus de l'altération du socle, par analyses spectrales TerraSpec (Rapport Areva Ressources Canada, Doney, 2017). Bien que le contrôle minéralogique des feldspaths exercé sur la localisation des minéraux argileux soit observé dans les veines et le halo d'altération dans le socle, ce contrôle n'est pas retrouvé pour le halo d'altération dans le bassin. L'ensemble de ces observations placent le développement de ces structures et altération pendant et/ou après le dépôt du bassin, faisant de cet évènement structural le premier évènement syn- à post-Athabasca.

Deux zones minéralisées sont observables sur Cigar Nord. L'étude des minéralisations développées dans le socle a permis de définir un âge pour le premier évènement minéralisateur entre 1361 ± 9 Ma et 1398 ± 29 Ma,

comparable à celui retrouvé sur Cigar Main (1378 ± 5 Ma, Martz, 2017). Ce résultat indique que ces zones de failles (Cigar Nord et Cigar Lake) sont affectées par un même évènement tectonique et de circulation de fluides uranifères, à l'origine des minéralisations primaires à l'échelle du camp minier de Cigar. Dans ce cadre, les minéralisations retrouvées à la discordance sur Cigar Nord, à moins de 500 mètres des minéralisations de socle, peuvent être reliées à cet évènement minéralisateur primaire.

Les veines d'uraninite retrouvées dans les lithologies du socle sur Cigar Nord sont observées au sein du halo d'altération hydrothermale à illite-dolomite-calcite ± chlorite. L'absence de textures de dissolution aux épontes de ces veines indique qu'elles ne sont pas affectées par l'épisode hydrothermal. Les halos d'altération, associés aux veines d'uraninite, formés de sphérules d'uraninite et de matières carbonées, viennent se superposer à l'altération hydrothermale. Ces deux observations semblent placer l'évènement minéralisateur primaire et la précipitation des matières carbonées post- évènement hydrothermal. Cette hypothèse est renforcée par l'absence de minéraux uranifères dans les veines hydrothermales à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite. Les datations K-Ar obtenues sur la fraction argileuse <2 µm du socle sous le gisement de Cigar Lake de 1633 ± 35 Ma et 1456 ± 32 Ma (Philippe et al., 1993), antérieures aux minéralisations de Cigar Lake (1378 ± 5 Ma, Martz, 2017) et de Cigar Nord (1361 ± 9 Ma et 1398 ± 29 Ma) vont également dans ce sens. Cependant, des âges syn-minéralisations uranifères de 1385 ± 30 Ma et 1390 ± 33 Ma (Philippe et al., 1993) ont été retrouvés sur l'illite et la sudoïte dans le bassin sédimentaire au-dessus du gisement de Cigar Lake, plaçant pour ce gisement, l'altération hydrothermale du bassin syn- à post-minéralisations. En l'absence sur Cigar Nord de relations de recoupement claires entre veines à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite et veines d'uraninite, l'apparition de l'uranium est placée tardi- à post- altération hydrothermale principale.

L'absence de l'assemblage à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite dans les fractures à gersdorffite-galène-(Si-Mg-Al-Mn), fractures recoupant l'uraninite, place cet évènement structural post brèches-veines/altération à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite et post uraninite. Cet évènement structural est estimé entre 850-900 Ma à partir de la perturbation des rapports isotopiques ($^{206}Pb/^{283}U$) ($^{207}Pb/^{235}U$) et de son association sur Cigar Main à l'augmentation du Ni, As, Co, éléments majeurs ou traces retrouvés dans la gersdorffite.

Le recoupement des fractures ayant l'assemblage à gersdorffite-galène-(Si-Mg-Al-Mn) et à uraninite par des fractures à coffinite, minéral secondaire issu de la déstabilisation de l'uraninite primaire, indique une remobilisation de l'uranium post-gersdorffite-galène-(Si-Mg-Al-Mn), hors des veines minéralisées et de leur halo d'altération.

Deux réactivations tectoniques post fracturation/altération hydrothermale à illite-quartz-dolomite-calcite-chlorite sont identifiées dans la zone de faille, cependant le manque de relations de recoupement avec les structures minéralisées ne permet pas de placer ces réactivations dans la séquence structurale.

La brèche à quartz-pyrite, uniquement observée sur le forage WC-527 à proximité du contact entre les paragneiss du bloc Sud et l'intrusion granitique, se compose de 7 générations de quartz associées à la pyrite. La première génération identifiée (Qz9) (Fig. 5.16, B), observable dans une unique veine, vient recouper les plans

de dissolution associés aux zones de dommage des cataclasites, plaçant l'ensemble de la brèche post-cataclasites. Des clastes de cataclasite sont également observables dans les ciments Qz13 et Qz14. Des veinules verdâtres, associées aux veines/brèches à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite sont recoupées à partir de la génération Qz10. Cette relation de recoupement n'a pas été observée pour Qz9. Cependant, Qz9 n'étant retrouvée que dans une unique veine, l'ensemble de la brèche est définie comme syn- à post-Athabasca, post-brèches et veines à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite et altération hydrothermale associée.

Les gouges argileuses blanchâtres, structures peu présentes le long de la zone de faille, sont observables dans le socle (en particulier au sein de l'intrusion granitique) et dans le bassin sédimentaire, datant ces structures comme syn- à post-Athabasca. De nombreux clastes verdâtres, affectées par l'altération et la fracturation à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite sont observables dans ces gouges, les datant post-brèches/veines à illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite et altération hydrothermale. Ces structures, proches des zones décalées, observées à discordance et à la surface stratigraphique MFb/MFc, peuvent être associées aux rejeux syn- à post-Athabasca.

Les brèches non-cohésives, observables dans toutes les lithologies du socle et du bassin, recoupent l'ensemble des structures identifiées précédemment, en dehors des structures minéralisées à uranium et de la brèche à quartz-pyrite. Les fractures associées à ces brèches sont ouvertes et ne présentent pas de remplissage. Ces deux observations font de ces structures le dernier évènement observé dans la zone de faille. Comme pour les gouges, leur proximité avec les décalages observés à la discordance et à la surface stratigraphique MFb/MFc, peut relier ces brèches aux rejeux syn- à post-Athabasca.

Chapitre 6

6. Oraganisation litho-structurale des failles de Cigar Nord et Cigar Main 142

6.1. Organisation litho-structurale à l'échelle de la propriété Waterbury/Cigar 143

6.2. Organisation litho-structurale de la zone de Cigar Nord : Exemple de la coupe E 148

6.2.1. Présentation des unités lithologiques de la coupe E 148

6.2.2. Identification des cœurs de faille sur la coupe E 150

6.2.3. Caractérisation des structures associées à la zone d'endommagement sur la coupe E 156

6.3. Caractérisation de l'organisation litho-structurale de la faille de Cigar Nord 161

6.3.1. Localisation du cœur de faille principal 162

6.3.2. Caractérisation de la zone d'endommagement 164

6.3.3. Distribution des structures selon les lithologies 170

6.4. Caractérisation de l'organisation litho-structurale de la faille de Cigar Main : Exemple de la coupe H 175

6.4.1. Localisation du cœur de faille principal 175

6.4.2. Caractérisation de la zone d'endommagement 177

6.4.3. Distribution des structures selon les lithologies 180

6.5. Estimation des déplacements enregistrés par les failles de Cigar Nord et Main 181

6.6. Comparaison de l'organisation litho-structurale des failles de Cigar Nord et Main 184

6. Organisation litho-structurale des faille de Cigar Nord et Cigar Main

Déterminer l'impact des structures sur l'écoulement des fluides minéralisateurs dans l'environnement du gisement de Cigar Lake nécessite de caractériser l'organisation structurale dans les lithologies de socle et de bassin à l'échelle de la propriété Waterbury/Cigar et des zones de faille. La diversité importante des types de « roches de faille » et structures des zones d'endommagement, la variabilité de leurs remplissages minéralogiques ainsi que leurs relations de recoupement, attestent du développement polyphasé des failles présentes sur la propriété et d'une évolution complexe du schéma structural lors des différents épisodes de réactivation.

Les objectifs de ce chapitre sont la caractérisation de l'organisation structurale à l'échelle de la zone d'étude et la détermination des paramètres contrôlant cette organisation structurale et la localisation des zones hautement minéralisées par comparaison de la faille de Cigar Main portant le gisement de Cigar Lake et de la faille de Cigar Nord associée à de faibles quantités de minéralisation.

La reconstitution de ce schéma structural s'appuie sur les nombreuses données de forages (lithologies, logs structuraux, données d'orientation des structures) et géophysiques résultant de l'exploration, ainsi que sur les interprétations qui en ont été faites par les géologues d'Orano (coupes géologiques et cartes). Les nouvelles données obtenues lors de ce travail de thèse, et en particulier la détection de nouvelles structures sur la zone de faille de Cigar Nord viennent complémenter ces données existantes.

Dans un premier temps, ce chapitre présente l'organisation structurale des zones de faille dans le socle, à l'échelle de la propriété Waterbury/Cigar. Ce modèle est obtenu à partir de l'interprétation de l'ensemble des données structurales. La présence du bassin sédimentaire de l'Athabasca et l'absence des lithologies du socle à l'affleurement représentent une difficulté majeure pour la caractérisation du schéma structural. La méthodologie mise en place pour l'interprétation des données (Chap. 4.4.1) vise à contourner cette difficulté.

Dans un second temps, ce chapitre présente l'organisation structurale à l'échelle des zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main. L'architecture d'une zone de faille est complexe de par son organisation en cœur de faille et zone d'endommagement. Cette organisation s'accompagne d'une variabilité transversale de la répartition des structures (perpendiculaire au plan de faille). Des variabilités latérale et verticale le long de la zone de faille sont également présentes, car l'accumulation de la déformation est plus importante dans la partie centrale de la faille et plus faible à proximité de ses extrémités. Caractériser cette organisation structurale nécessite par conséquent de travailler sur plusieurs coupes géologiques perpendiculaires à la faille et réparties le long de celle-ci. Les 7 coupes géologiques (coupe A à G) sélectionnées pour la faille Cigar Nord (Fig. 4.2, Tableau 4.1) sont réparties sur 3 Km le long de la zone de faille et remplissent ces conditions. La coupe H est la seule coupe sélectionnée pour la faille de Cigar Main. Cette coupe permettra de caractériser l'organisation structurale verticale et transversale

de la zone de faille, mais les variations latérales ne seront pas caractérisées. Les coupes E et H ont été sélectionnées dans ce chapitre pour illustrer les zones de Cigar Nord et Cigar Main. Les études détaillées des autres coupes sont reportées en annexe (Annexes 2 à 10).

6.1. Organisation litho-structurale à l'échelle de la propriété Waterbury/Cigar

Les forages réalisés sur la propriété Waterbury/Cigar depuis les années 1980, ont permis l'identification de nombreuses structures dans les lithologies du socle le long de la faille de Cigar Main et de son gisement Cigar Lake, ainsi que sur les zones de faille proximales au gisement. Ces structures ont été classées en trois catégories, les contacts lithologiques, les plans de foliation et les structures associées aux zones de faille. Dans cette dernière catégorie, trois types de « roches de faille » - (i) les mylonites, (ii) les brèches hydrothermales et (iii) les cataclasites - formant les cœurs des failles, ont été identifiés par les géologues d'Orano à partir des textures pétrographiques observées sur les carottes de forage. A partir de ces observations et des mesures d'orientations et pendages, les analyses structurales réalisées par les géologues d'Orano ont mené à la réalisation de nombreuses cartes géologiques du socle sous le gisement de Cigar Lake et de son environnement. Ces cartes représentant les lithologies et structures du socle projetées à la discordance entre le bassin sédimentaire de l'Athabasca et le socle, ont été compilées pour cette étude (Fig. 6.1). Cette carte de compilation figure (i) les 3 blocs lithologiques principaux observés dans le socle (intrusion granitique le long de la faille de Cigar Nord, séries gneissiques du Wollaston et dômes archéens), (ii) les contacts lithologiques entre ces blocs ainsi que les contacts entre les unités lithologiques des séries gneissiques du Wollaston (So), (iii) les foliations moyennes mesurées en forages, (iv) les traces des cœurs de faille sous la forme de segments discontinus, ainsi que (v) les zones minéralisées observées à la discordance et dans le socle. La superposition de ces zones minéralisées et des segments de mylonite, de brèche hydrothermale et de cataclasite fait apparaitre un lien entre ces structures et les minéralisations uranifères.

Si la forte densité de forages sur la partie Ouest de la zone d'étude permet de localiser les tracés des cœurs de faille et de contraindre le schéma structural du socle, la densité de forages plus faible sur la partie Est ne permet pas d'identifier l'extension et l'organisation structurale des zones de faille associées aux minéralisations uranifères. De plus, de nombreuses failles orientées N-NE à N-NO et caractérisées par des déplacements apparents sénestres, recoupent et décalent les segments de mylonites, brèches hydrothermales et cataclasites identifiées en forages (Fig. 6.1). Ces failles, sans lien aux dépôts d'uranium, sont interprétées comme faisant partie du réseau de failles de Tabbernor, présent dans le socle et le bassin sédimentaire sur l'ensemble de la zone Est du bassin de l'Athabasca (Jeanneret et al., 2016). Elles sont constituées de brèches et s'accompagnent d'une altération argileuse (kaolinite) et hématitique (Wallis, 1971). A large échelle, ce réseau de failles se caractérise par des orientations Nord-Sud et des mouvements décrochant sénestres (Wallis, 1971; Elliott, 1996).

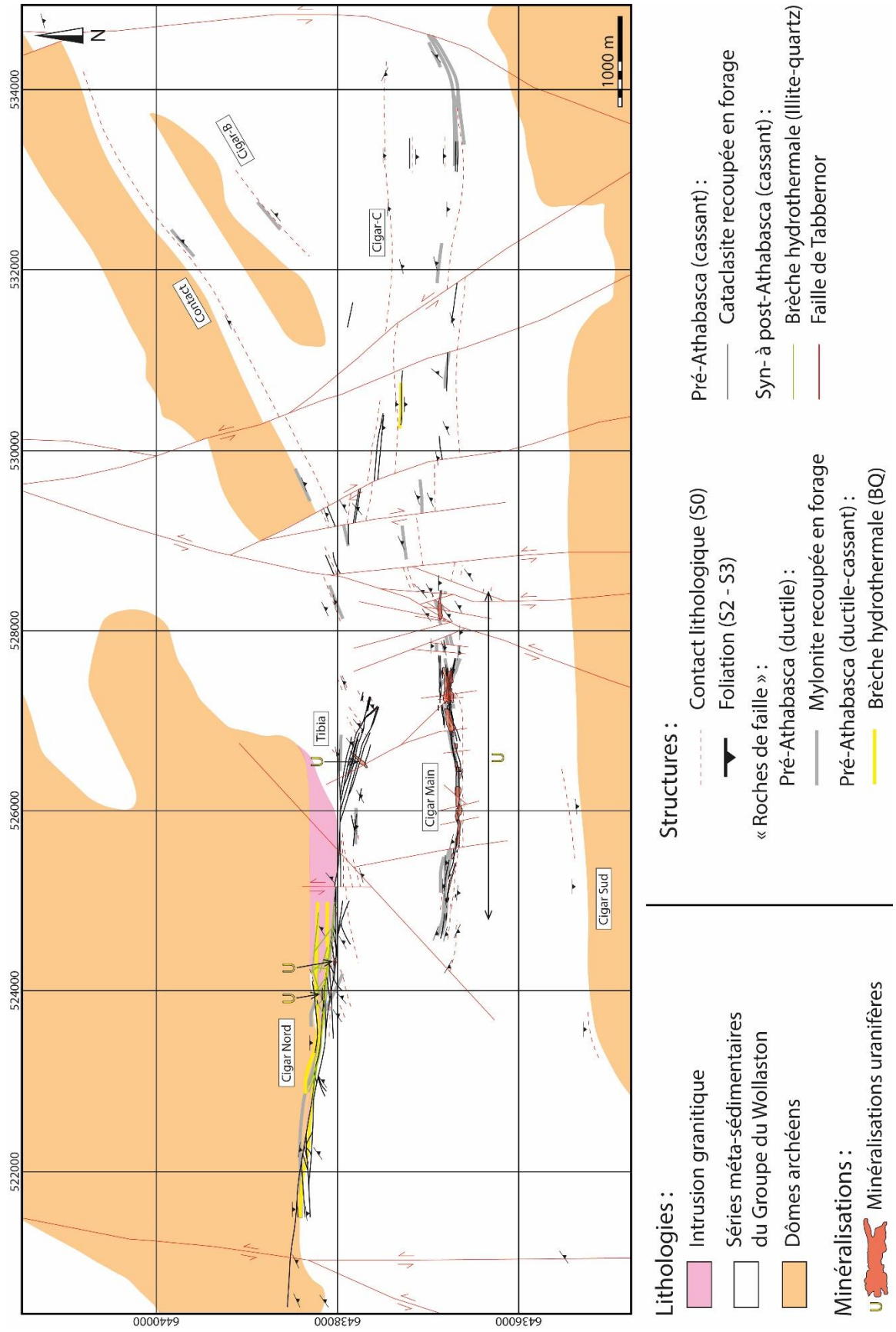


Figure 6-1 : Carte de la géologie au toit du socle issue de la compilation des données lithologiques et structurales

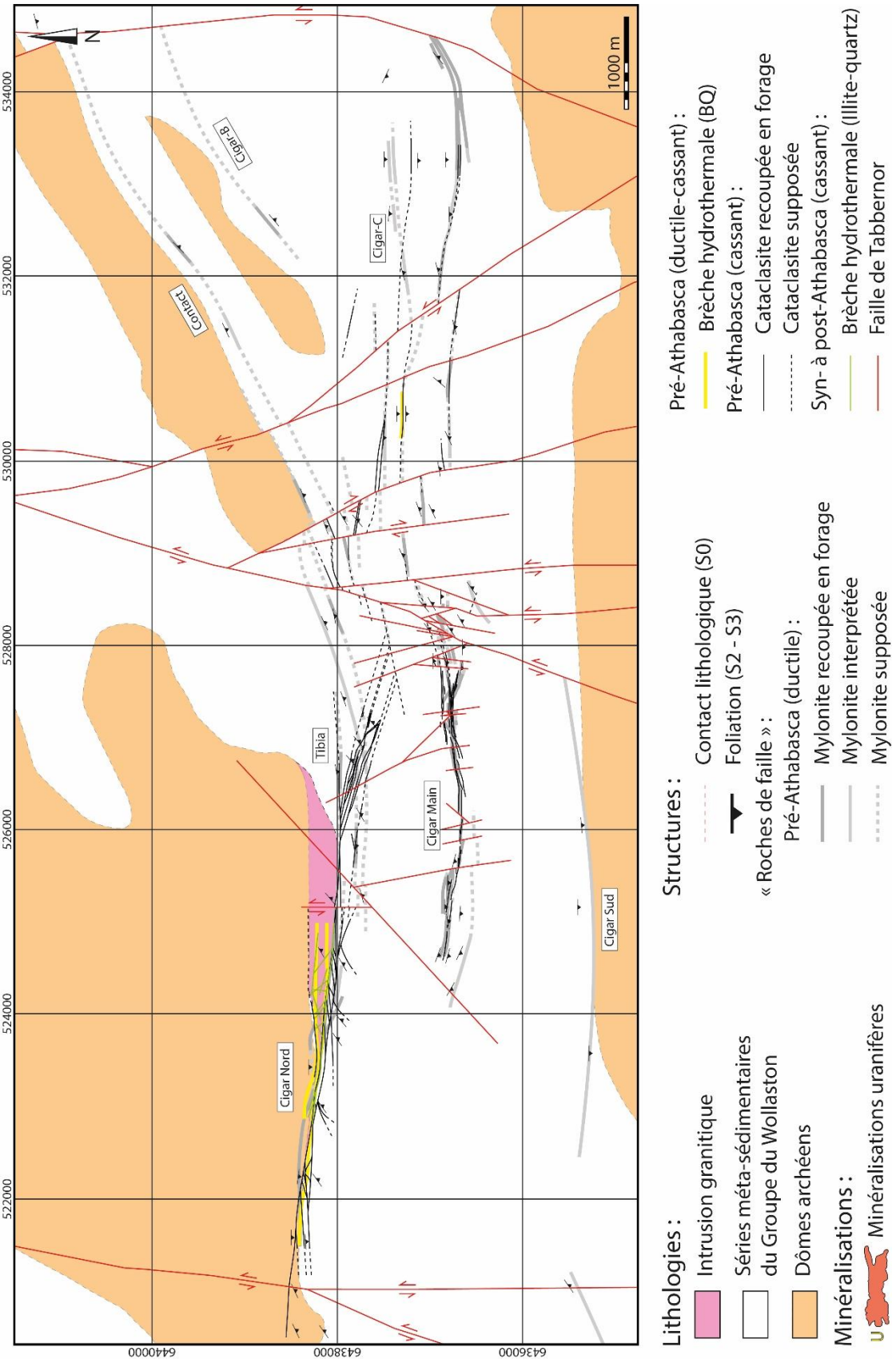


Figure 6-2 : Carte de la géologie au toit du socle interprétée, obtenue par l'extrapolation des données structurales à partir des conducteurs électro-magnétiques.

Si l'épisode de déformation associé à ces structures est décrit comme post-ductile (D2) (Lewry et al., 1994; Davies, 1998), les décalages observés au niveau de la discordance de part et d'autre de ces failles (Bruneton, 1993) et leur propagation dans le bassin sédimentaire, identifient des épisodes de réactivations syn- à post-dépôt du bassin de l'Athabasca. Certaines de ces réactivations sont très tardives et estimées post-Ordovicien (Elliott, 1994).

La reconstitution du schéma structural liée aux minéralisations uranifères nécessite dans un premier temps de prolonger les tracés des segments de mylonites, de brèches hydrothermales et de cataclasites au sein de chaque bloc structural délimité par les failles de Tabbernor (Fig. 6.2). La méthodologie mise en place pour cette extrapolation et le « degré de validité » des tracés sont présentés Chapitre 4.4.1. Dans un second temps, ces tracés sont reliés entre eux en déconvoluant le réseau de structures associées aux minéralisations, de la déformation tardive associée aux failles de Tabbernor, en respectant les mouvements apparents spécifiés pour chacune de ces failles.

Le schéma structural obtenu (Fig. 6.3) montre une distribution hétérogène de la déformation. Parmi les trois blocs litho-structuraux identifiés sur la zone d'étude (Chap. 3.4), le bloc Nord délimité au Sud par les failles bordières de Cigar Nord, Contact et Tibia, et le bloc Sud délimité au Nord par la faille bordière de Cigar Sud, apparaissent peu déformés. Le bloc central localisé entre les deux précédents concentre la déformation dans sa partie Nord entre les failles bordières de Cigar Nord-Tibia-Contact et la faille de Cigar Main.

Quatre failles orientées Est-Ouest sont présentes dans cette partie Nord, la faille de Cigar Nord, de Cigar Main, de Cigar-C et une nouvelle zone de faille identifiée au Nord de Cigar-C. La proximité de ces structures et leurs orientations parallèles permettent de les regrouper au sein d'un couloir de déformation Est-Ouest de 2 km de large et reconnu sur plus de 14 km de longueur. Ce couloir se caractérise par une déformation polyphasée, avec la superposition des cataclasites formées lors de la déformation cassante post-collisionnelle tardive, et localement de brèches hydrothermales liées à la transition ductile-cassante (Cigar Nord et Cigar-C), sur les mylonites associées à la déformation ductile tardi-hudsonienne (D3).

En dehors de ce couloir de déformation, aucune brèche hydrothermale ou cataclasite n'est retrouvée. Les orientations Nord-Est observées pour les zones mylonitiques de Contact et Cigar-B sont parallèles à la foliation régionale (S2) associant ces structures à la déformation ductile de la collision et de l'épaississement crustal (D2) de l'orogène trans-hudsonienne. Seul le couloir mylonitique Est-Ouest de la faille de Cigar Sud est lié à la déformation (D3) de la collision oblique tardive. Ces zones de faille n'ont donc pas été réactivées lors de l'effondrement de l'orogène dans les domaines ductile-cassant et cassant.

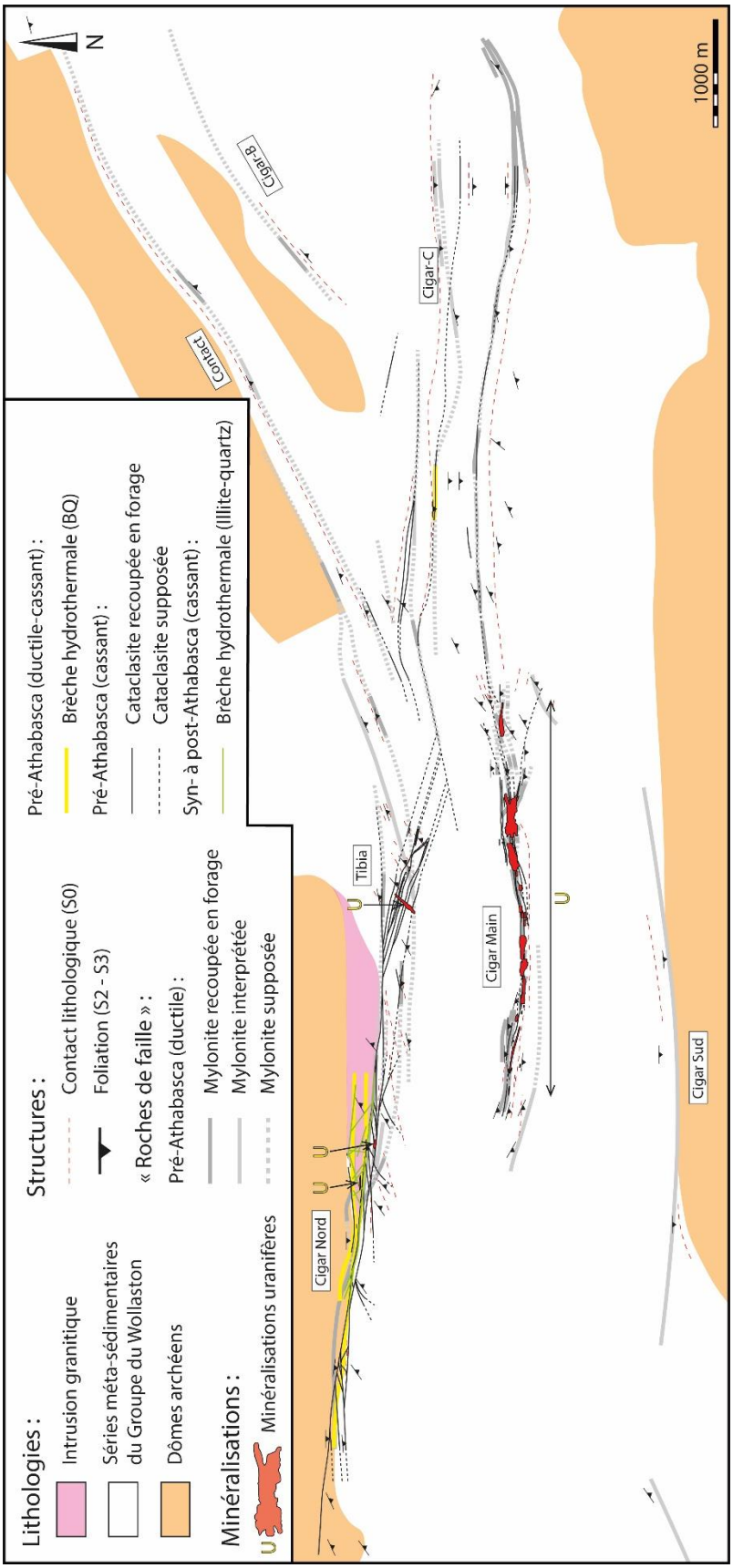


Figure 6-3 : Schéma de l'organisation des zones de faille déconvolué de la déformation associée aux failles de Tabbernor.

Les failles de Cigar Nord et de Cigar Main occupent donc deux positions litho-structurales différentes. La faille bordière de Cigar Nord, reconnue sur plus de 5 km au contact de deux blocs lithologiques, constitue la limite Nord du couloir de déformation Est-Ouest de Cigar Lake. La faille de Cigar Main, identifiée sur plus de 10 km au sein du bloc lithologique central des sédiments du Wollaston, constitue la limite Sud du couloir de déformation. Les zones minéralisées connues sur la propriété Waterbury/Cigar sont distribuées sur les épontes Sud et Nord de ce couloir. Les minéralisations principales formant le gisement de Cigar Lake sont localisées le long de l'éponte Sud (faille de Cigar Main), les indices minéralisés de Cigar Nord et Tibia étant distribués le long de l'éponte Nord. Cette distribution singulière fait ressortir un contrôle structural exercé par les épontes du couloir de déformation polyphasé de Cigar Lake sur la localisation des amas minéralisés.

6.2. Organisation litho-structurale de la zone de Cigar Nord : Exemple de la coupe E

La carte de compilation des lithologies et structures réalisée à l'échelle de la propriété Waterbury/Cigar définit un schéma à l'échelle du « camp minier » de l'organisation litho-structurale des zones de faille et caractérise le contrôle structural exercé par les épontes du couloir de déformation polyphasé de Cigar Lake sur la localisation des minéralisations uranifères. Cependant, ce schéma réalisé à partir des « roches de faille » recoupées en forage ne permet pas de représenter de façon réaliste l'organisation structurale au sein des zones de faille et de différencier les cœurs de faille et les zones d'endommagement. Afin d'obtenir un schéma plus réaliste, une étude approfondie de la distribution des structures dans les zones de faille est nécessaire.

Cette section présente les résultats obtenus lors de l'observation des carottes de forage de la coupe E et détaille l'organisation lithologique et structurale des cœurs de faille et des structures associées aux zones d'endommagement. La coupe E a été travaillée lors des campagnes d'exploration par les géologues d'Orano et est utilisée comme « fond de coupe ». Les données structurales existantes ainsi que celles acquises lors de ce travail de recherche sont replacées sur cette coupe. La caractérisation de l'organisation structurale se décompose en 3 étapes successives, (i) l'identification sur les logs et la coupe produite par Orano des unités lithologiques, (ii) la définition du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir des intervalles de « roches de faille » observés sur les forages, et (iii) la définition de la zone d'endommagement à partir de l'observation de la fracturation.

6.2.1. Présentation des unités lithologiques de la coupe E

La coupe E, coupe principale du secteur d'étude de Cigar Nord est construite à partir de sept forages orientés du sud vers le nord et d'un forage vertical. Cinq unités lithologiques sont identifiées (Fig. 6.4) à partir des intervalles lithologiques observés sur les forages (Annexe 11).

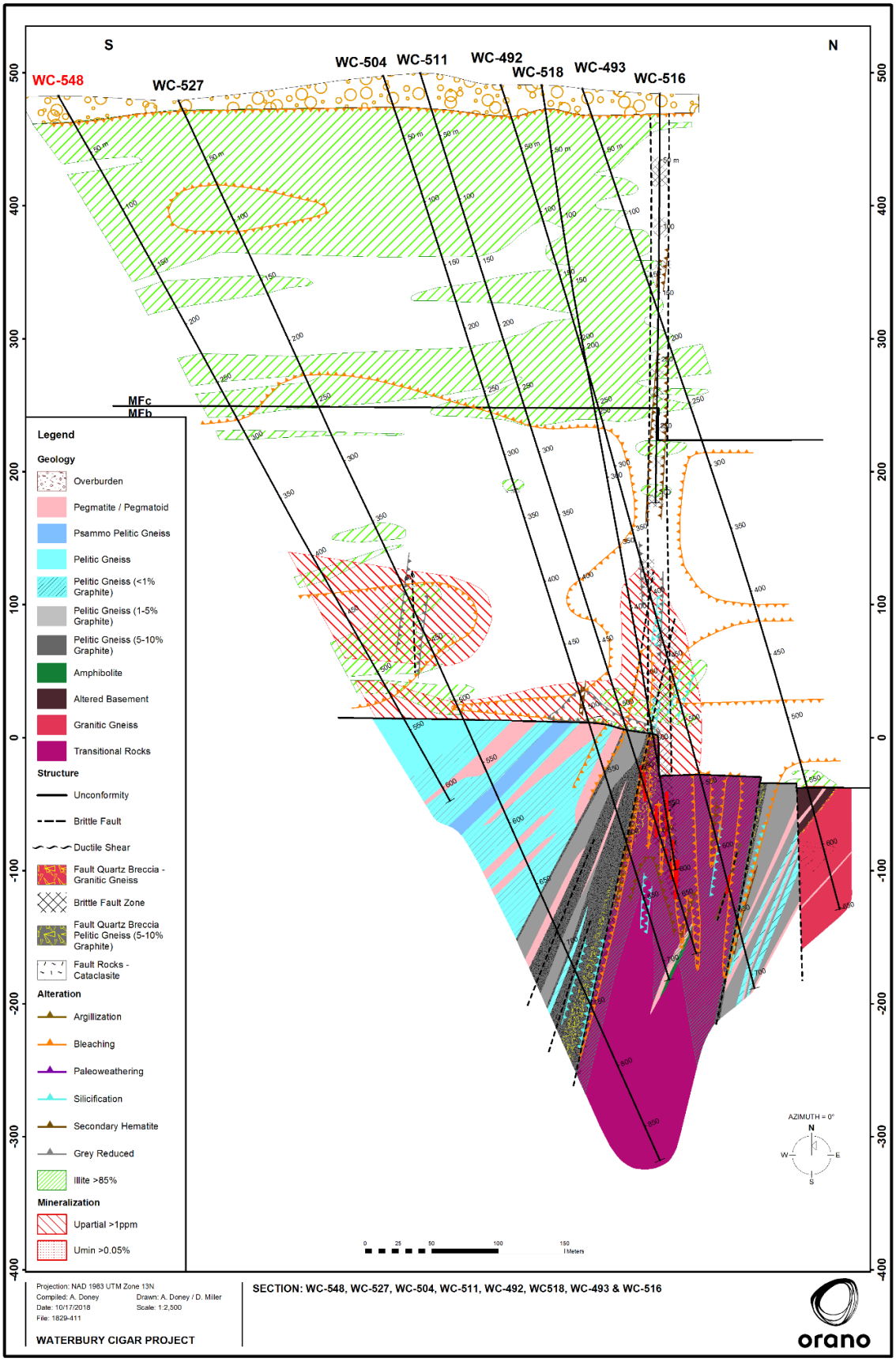


Figure 6-4 : Coupe Géologique E interprétée par Orano à partir des données de forage.

Dans le socle, l'unité lithologique la plus au sud est constituée des séries gneissiques du Wollaston et est recoupée par quatre forages, le WC-548, le WC-527, le WC504 et le WC-511. Les trois derniers forages ainsi que le WC-518 et le WC-492 recoupent plus au nord, au contact des gneiss, une intrusion granitique. Le contact entre gneiss et intrusion granitique est recoupé en trois points et permet de définir un pendage de 78° Sud pour ce contact lithologique. Le forage WC-492 traverse le contact lithologique nord de l'intrusion granitique et recoupe de nouveau les séries gneissiques du Wollaston. Ce doublement des séries du Wollaston indique la présence d'une écaille de gneiss coincée entre l'intrusion granitique et le dôme archéen au nord, dôme uniquement touché par le forage WC-493. Le contact lithologique entre ce dôme et l'écaille de gneiss n'est pas recoupé, présumé sub-vertical par les géologues d'Orano. Les forages présentés ci-dessus traversent les lithologies du bassin sédimentaire et recoupent le contact discordant bassin/socle. La discordance tracée à partir du report des contacts discordants sur les traces des forages montre un déplacement de 23 mètres entre les forages WC-511 et WC-492, à proximité du contact sud entre les séries du Wollaston et de l'intrusion granitique. Cette variation topographique à la discordance est retrouvée par un décalage de 17 mètres du contact sédimentaire MFB-MFc entre les forages WC-492 et WC-493.

6.2.2. Identification des cœurs de faille sur la coupe E

6.2.2.1 Les « roches de faille » dans les lithologies du socle

Les couloirs mylonitiques correspondant à la déformation ductile lors de la collision oblique tardive (D_3) ne sont pas directement identifiables sur les forages de la coupe E. Cette difficulté d'observation est due à la réactivation polyphasée de ces zones de déformation ductile. Cependant, l'observation de foliations Est-Ouest, caractéristiques de cet épisode de déformation et interprétées comme la réorientation de la foliation régionale S_2 orientée NE-SW, suggère la présence de ces couloirs. L'étude des foliations (Chap. 5.2.1) fait ressortir la présence d'un couloir mylonitique principal le long du contact lithologique Sud entre les gneiss du Wollaston et l'intrusion granitique (Fig. 5.3 et 5.4) et de couloirs mylonitiques secondaires moins marqués par les foliations S_3 autour du couloir principal et répartis dans l'ensemble des unités lithologiques du socle.

Les cataclasites (de la proto- à l'ultra-cataclasite) à remplissage de quartz - illite - pyrite (Chap. 5.2.3) associées à la déformation cassante pré- dépôt du bassin de l'Athabasca, sont les « roches de faille » les plus nombreuses observées dans le socle. Leurs épaisseurs apparentes sont comprises entre 0,1 et 5,8 m. Les paragneiss du Wollaston du bloc lithologique Sud contiennent la majorité de ces structures, très présentes sur les forages WC-504 et WC-511 et moins observées sur le forage WC-527. A titre d'exemple, 16 cataclasites de plus de 1 mètre d'épaisseur apparente sont recoupées par le WC-504 contre 5 sur le WC-527. La répartition hétérogène de ces structures montre que les cataclasites les plus larges se concentrent dans les gneiss du Wollaston à proximité du contact lithologique avec l'intrusion granitique et à moins de 100 mètres sous la discordance. L'écaille de gneiss du Wollaston au Nord, recoupée sous l'intrusion granitique par le WC-492, est le second bloc par le nombre de

cataclasites. Neuf zones de faille proto- à méso-cataclasites sont observées à proximité du contact lithologique avec l'intrusion. Leurs épaisseurs apparentes sont comprises entre 20 et 80 cm.

Les brèches de faille cohésives sont les cœurs de faille les plus nombreux sur la coupe après les cataclasites. Ces cœurs de faille sont présents sur tous les forages dans l'ensemble des unités lithologiques du socle. Deux unités concentrent cependant la majorité de ces structures. La première de par le nombre de structures est l'intrusion granitique. Les brèches cohésives y sont regroupées à proximité du contact lithologique Sud avec les gneiss du Wollaston. Leurs épaisseurs apparentes varient de 0,1 à 6,2 m. Les plus larges sont recoupées à 499,9 et 515,7 m par le forage WC-518 à proximité de la discordance et plus en profondeur à 632,1 m par le WC-504. Leurs épaisseurs apparentes sont de 5 m pour les deux brèches du WC-518 et 6,2 m pour le WC-504. Les gneiss du Wollaston au Sud constituent la seconde unité lithologique affectée par le nombre de brèches. Comme pour l'intrusion granitique, les brèches se concentrent à proximité du contact lithologique. Leurs épaisseurs apparentes varient de 0,1 à 2,2 m, la structure la plus large étant localisée à 722,8 m sur le WC-527. Les deux dernières unités lithologiques, l'écaille de gneiss des séries du Wollaston recoupée sous l'intrusion granitique au Nord et le dôme archéen, présentent peu d'intervalles de brèches cohésives. Deux brèches de 1,3 et 0,3 m d'épaisseurs apparentes sont recoupées à 572,4 et 577,9 m par le WC-493 dans le dôme archéen. Une brèche de 10 cm d'épaisseur apparente est observée à proximité du contact lithologique avec l'intrusion granitique à 657,5 m sur le WC-492 dans l'écaille de gneiss.

Trois remplissages minéralogiques constituent la matrice de ces brèches. Le remplissage le plus observé est à quartz ou quartz – hématite (Chap. 5.2.2) et permet d'associer ces structures à la déformation ductile-cassante pré-Athabasca. Ce remplissage constitue, la majorité des matrices observées dans l'unité lithologique Sud des gneiss du Wollaston et l'intrusion granitique, et l'ensemble des matrices dans l'écaille de gneiss et dans le dôme archéen. Ces brèches sont également les structures les plus larges dans chacune des unités lithologiques. Le second remplissage le plus observé est à quartz – illite (Chap. 5.2.5) et relie ces structures à la déformation cassante post-paléo-régolithe et au développement de l'altération hydrothermale principale identifiée pré-uranium sur Cigar Nord. Ce remplissage est majoritairement retrouvé dans des brèches au sein de l'intrusion granitique dont deux d'entre elles, recoupées à 605,1 et 613,2 m par le forage WC-504, ont des épaisseurs apparentes de 1,9 et 3,4 m. Ces brèches sont plus rarement retrouvées dans l'unité Sud des gneiss du Wollaston où leurs épaisseurs apparentes ne dépassent pas le mètre. Le troisième remplissage à quartz - pyrite (Chap. 5.2.7) observé sur 5 brèches, associe ces structures à la déformation syn- à post-Athabasca. Ces brèches sont uniquement retrouvées sur le forage WC-527 dans les gneiss du Wollaston à proximité du contact lithologique avec l'intrusion granitique. Leurs épaisseurs apparentes sont faibles et n'excèdent pas 10 cm.

De nombreuses brèches incohésives sans remplissage matriciel, associées à déformation cassante syn- à post-Athabasca et post-uranium (Chap. 5.2.9), sont recoupées dans les gneiss du Wollaston au Sud et l'intrusion granitique. C'est au sein de l'intrusion, à proximité du contact lithologique avec les gneiss du Wollaston Sud que les intervalles sont les plus nombreux, leurs épaisseurs apparentes varient de 0,1 à 5,8 m. Cet intervalle de 5,8 m

recoupé de 524,8 à 530,6 m sur le forage WC-518 se localise à la verticale de la brèche incohésive principale observée dans le bassin sur le forage WC-492.

Trente et un intervalles de gouges à argiles blanches, gouges interprétées comme syn- à post-Athabasca et post-uranium (Chap. 5.2.8), sont recoupés dans les lithologies du socle. 29 de ces intervalles sont observés au sein de l'intrusion granitique dont 18 uniquement sur le forage WC-511. Leurs épaisseurs apparentes sont généralement inférieures au mètre comme c'est le cas pour le forage WC-511 ou 28 des 29 gouges ont des épaisseurs distribuées entre 10 et 60 cm. Cependant deux intervalles se démarquent par des épaisseurs apparentes plus importantes. Le premier de 3,5 m recoupé par le forage WC-511 à 585,3 m. Le second de 2,4 m se localise à 533,3 m sur le WC-518, soit une vingtaine de mètres au-dessus de la gouge principale sur le forage WC-511. Ces deux intervalles peuvent être reliés au sein d'une unique structure formant la gouge principale de la coupe. Deux autres intervalles de 10 et 20 cm d'épaisseur recoupés par les forages WC-527 et WC-511, sont également présents au sien des gneiss du Wollaston au Sud. Aucune gouge n'est observée dans l'écaille de gneiss du Wollaston au Nord et dans le dôme archéen.

6.2.2.2 Les « roches de faille » dans le bassin sédimentaire

Les « roches de faille » recoupées par les forages dans le bassin sédimentaire sont très majoritairement représentées par des brèches incohésives (Chap. 5.2.9). Rares sur les forages WC-548 et WC-527, ces intervalles de roche broyée ou fortement fracturée sont très présents dans la partie Nord de la coupe et en particulier au-dessus de l'intrusion granitique et de l'écaille de gneiss. Dans cette zone ces brèches ont des épaisseurs apparentes généralement comprises entre 0,5 et 8 m. Un intervalle de 22 m d'épaisseur est traversé par le WC-492 de 434 à 456 m. Le forage WC-516, foré verticalement dans cette structure, montre des roches broyées ou fracturées sur l'ensemble de sa longueur. Un décalage de 17 m du contact stratigraphique MFb/MFc est observé de part et d'autre de cette zone de brèche. Un intervalle fortement broyé de 33 m est également recoupé au contact avec la discordance, de 488 à 521 m, sur le forage WC-511. Cet intervalle très large n'est pas retrouvé sur les forages adjacents et pourrait indiquer la présence d'une structure sub-parallèle au plan de la coupe. Peu de gouges à argile blanche (Chap. 5.2.8) sont observées dans le bassin, cependant les intervalles retrouvés peuvent atteindre une épaisseur apparente métrique comme c'est le cas sur le WC-504 à 326 m et sur le WC-492 à 503,5m.

6.2.2.3 Répartition hétérogène des « roches de faille » selon les lithologies

L'identification des « roches de faille » recoupées le long des forages montre une répartition hétérogène des structures en fonction des lithologies. Tout d'abord, la majorité des types de « roches de faille » est restreinte aux lithologies du socle (Tableau 6.1). Cette restriction est dépendante de l'évolution polyphasée de la zone de faille de Cigar Nord et du caractère pré- ou syn- à post-bassin de l'Athabasca associé aux types de structures (Chap. 5.3). Les structures pré-Athabasca (mylonites, brèches à quartz ± hématite et cataclasites) sont restreintes au socle, les structures syn- à post-Athabasca (gouges à argiles blanches, brèches incohésives) sont retrouvées dans le socle et le bassin. Cependant, certaines structures syn- à post-Athabasca (brèches à quartz – illite et brèches à quartz – pyrite) sont observées dans le socle mais absentes du bassin sédimentaire.

			Socle				Bassin sédimentaire
			Gneiss du Wollaston (Sud)	Intrusion granitique	Gneiss du Wollaston (Nord)	Dôme archéen	
Pré - Athabasca	Ductile	Mylonites	X	X	X	X	
	Ductile - cassant	Brèches Quartz ± Hématite	X	X	X	X	
	Cassant	Cataclasites	X		X		
Syn- à post- Athabasca		Brèches Quartz - Illite	X	X			
		Brèches Quartz - Pyrite	X				
		Gouges à argiles blanches	X	X			X
		Brèches incohésives	X	X			X

Tableau 6-1 : Répartition des « roches de faille » selon les lithologies sur la coupe E.

Pour les structures pré-Athabasca, les mylonites associées à la déformation ductile et les brèches à quartz ± hématite associées à la déformation ductile-cassante sont observées dans l'ensemble des lithologies du socle. Les cataclasites sont par contre absentes au sein de l'intrusion granitique et du dôme archéen. Les gneiss du Wollaston au Sud et l'intrusion granitique sont les deux seules unités lithologiques du socle où sont retrouvées les « roches de faille » syn- à post-Athabasca. Les réactivations cassantes syn/post-Athabasca semblent donc avoir été focalisées au sein de ces unités.

La répartition hétérogène des « roches de faille » entre le socle et le bassin est donc associée à une différence dans l'enregistrement de l'évolution structurale de la zone de faille, le bassin sédimentaire n'ayant enregistré que la déformation syn- à post-bassin alors que les lithologies du socle ont enregistré l'ensemble de l'évolution structurale. Au sein du socle, une hétérogénéité de la répartition des « roches de faille » est également observée et est associée à un contrôle lithologique sur la localisation des réactivations. Ce contrôle lithologique est particulièrement visible dans le dôme archéen où les cataclasites et brèches cohésives à quartz-illite et quartz-pyrite, structures formées dans le domaine cassant, ne sont pas retrouvées, marquant l'absence de réactivation cassante dans ces lithologies.

6.2.2.4 Définition du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires

Les cœurs de faille sont définis sur chaque forage par le regroupement des intervalles de « roches de faille » lorsque ceux-ci sont distants de moins de 5 m le long d'un forage. L'intervalle le plus large est identifié comme le cœur de faille principal (Tableaux 6.2 et 6.3), les autres intervalles représentent les cœurs de faille secondaires. Ces intervalles sont reportés sur la coupe E (Fig. 6.5).

Le report de ces intervalles sur la coupe (Fig. 6.5) permet de positionner le cœur de faille principal le long du contact entre les gneiss du Wollaston au Sud et l'intrusion granitique dans les lithologies du socle et à la verticale de ce contact lithologique dans le bassin sédimentaire. Le tracé reliant ces intervalles montre une variation dans

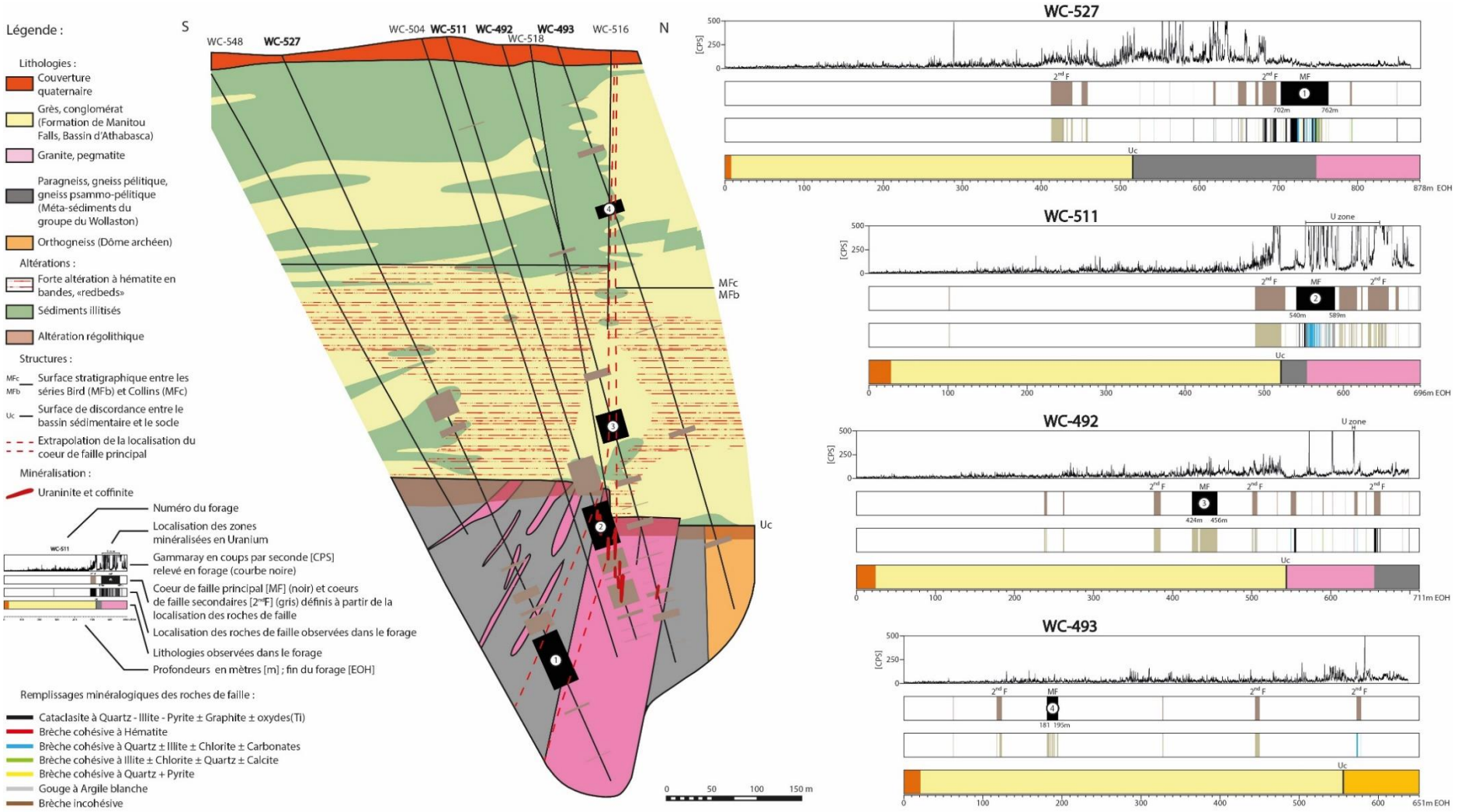
le pendage du cœur de faille et le redressement de la structure dans le bassin. Les épaisseurs apparentes mesurées le long des forages, plus élevées dans le socle que dans le bassin sédimentaire, se traduisent sur la coupe par une diminution de l'épaisseur du cœur de faille dans le bassin sédimentaire par rapport au socle. Cette variation de l'épaisseur témoigne de l'accumulation plus importante de la déformation dans le socle que dans le bassin sédimentaire.

Des variations de profondeur de la surface de discordance sont observées le long de la coupe. La variation principale de 23 mètres a été localisée au niveau du forage WC-518 à partir des intervalles lithologiques et la présence d'un intervalle de sédiment du bassin de l'Athabasca entre deux intervalles de granite (Annexe 11). Ce doublement des séries sédimentaires observé le long du même forage caractérise une variation brutale de la profondeur de la discordance. Cette variation, observée à l'intersection entre le cœur de faille principal et la discordance, est interprétée comme l'escarpement de la faille. Ce relief, non affecté par l'érosion lors du développement du régolithe, permet d'associer le rejet apparent aux réactivations cassantes syn- à post- dépôt du bassin. Dans le bassin, le décalage de 17 mètres du contact stratigraphique entre les séries sédimentaires MFb et MFc se localise également à l'intersection avec le cœur de faille. Cette relation de recoupement indique que ce rejet apparent de 17 mètres est associé à des rejeux de la faille post- dépôt MFb. L'ensemble de ces éléments permettent de conclure que la faille de Cigar Nord a accommodé une partie de la déformation lors du dépôt de la série MFb et après le dépôt de celle-ci.

De nombreux cœurs de faille secondaires sont recoupés par les forages de la coupe E. Ces cœurs sont très nombreux, en particulier dans les lithologies du socle, et sont en majorité retrouvés à moins de 100 mètres de part et d'autre du cœur principal. La proximité entre ces structures et la structure principale permet d'interpréter la faille de Cigar Nord comme une zone de faille à cœurs multiples.

La radioactivité mesurée en diagraphie le long des forages et l'identification des zones minéralisées sur la coupe montrent que les minéralisations uranifères sont distribuées dans le socle à proximité de la discordance. Ces zones, regroupées au sein de l'intrusion granitique à moins de 100 mètres du cœur de faille principal, sont majoritairement recoupées dans ou entre les cœurs de faille secondaires. Cette distribution associe les minéralisations uranifères à la faille de Cigar Nord et aux structures présentes dans le socle.

Figure 6-5 : Localisation du cœur de faille principal est des cœurs secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe E. Les lithologies, « roches de faille » et cœurs de faille, ainsi que la radioactivité mesurée en diagraphie sont indiqués pour chaque forage.


Légende :
Lithologies :
Couverture quaternaire
Grès, conglomérat (Formation de Manitou Falls, Bassin d'Athabasca)
Granite, pegmatite
Paragneiss, gneiss pélitique, gneiss psammo-pélitique (Méta-sédiments du groupe du Wollaston)
Orthogneiss (Dôme archéen)
Altérations :
Forte altération à hématite en bandes, «redbeds»
Sédiments illitisés
Altération régolithique
Structures :
MFc MFb Surface stratigraphique entre les séries Bird (MFb) et Collins (MFc)
Uc Surface de discordance entre le bassin sédimentaire et le socle
Extrapolation de la localisation du coeur de faille principal
Minéralisation :
Uraninite et coffinite
Numéro du forage
Localisation des zones minéralisées en Uranium
Gammaray en coups par seconde [CPS] relevé en forage (courbe noire)
Coeur de faille principal [MF] (noir) et coeurs de faille secondaires [2nd F] (gris) définis à partir de la localisation des roches de faille
Localisation des roches de faille observées dans le forage
Lithologies observées dans le forage
Profondeurs en mètres [m] ; fin du forage [EOH]
Remplissages minéralogiques des roches de faille :
Cataclasite à Quartz - Illite - Pyrite ± Graphite ± oxydes(Ti)
Brèche cohésive à Hématite
Brèche cohésive à Quartz ± Illite ± Chlorite ± Carbonates
Brèche cohésive à Illite ± Chlorite ± Quartz ± Calcite
Brèche cohésive à Quartz + Pyrite
Gouge à Argile blanche
Brèche incohésive
S
N
WC-548
WC-527
WC-504
WC-511
WC-492
WC-493
WC-516
WC-518
MFc
MFb
Uc
0 50 100 150 m
WC-527
[CPS]
2nd F
MF
702m
762m
878m EOH
WC-511
U zone
540m
589m
696m EOH
WC-492
424m
456m
711m EOH
WC-493
181
195m
651m EOH

6.2.3. Caractérisation des structures associées à la zone d'endommagement sur la coupe E

6.2.3.1 Distribution des structures selon les lithologies sur la coupe E

Le relevé des fractures à remplissage et sans remplissage ainsi que des plans de dissolution, réalisé dans les lithologies du socle pour les 4 forages sélectionnés de la coupe E, permet de visualiser la répartition spatiale des structures présentes dans la zone d'endommagement de la faille de Cigar Nord.

Pour cette coupe, un total de 24308 structures a été relevé dans les lithologies du socle. L'intrusion granitique est l'unité lithologique dans laquelle le plus grand nombre de structures a été observé avec 14067 structures (Annexe 12) soit 57,9 % de l'ensemble des structures relevées dans le socle sur la coupe E (Annexe 13). Viennent ensuite les gneiss du Wollaston au Sud de l'intrusion avec 8373 structures (34,4 %), puis les gneiss du dôme archéen avec 1015 structures (4,2 %) et enfin l'écaille de gneiss du Wollaston entre l'intrusion et le dôme avec 853 structures (3,5 %). La pondération du nombre de structures par les longueurs des intervalles lithologiques recoupés par les forages (Tableau 6.3) permet d'obtenir l'intensité de la fracturation pour chaque lithologie (Tableau 6.5). Le calcul de ces intensités montre que l'intrusion granitique est la lithologie la plus intensément fracturée avec 36,5 structures par mètre, suivie des gneiss du Wollaston au Sud avec 31,6 structures par mètre. Le dôme archéen et l'écaille de gneiss du Wollaston entre le dôme et l'intrusion granitique sont les deux unités lithologiques les moins fracturées avec respectivement 10,6 et 15 structures par mètre. Les structures du socle ne sont donc par réparties de façon homogène entre les lithologies.

La distinction des structures par leur typologie (nature du remplissage, sans remplissage, plan de dissolution) fait ressortir une différence d'abondance de chaque type de structures dans l'ensemble du socle (Fig. 6.6 A et Tableau 6.1). Plusieurs types sont très présents, telles que les veines à illite – quartz ± carbonates ± chlorite (37 % de l'ensemble des structures), les veines à quartz (24 %), les fractures sans remplissage (12 %), les plans de dissolution (11 %) ou les veines à carbonates (7 %). D'autres types de structures telles que les veines à pyrite (2 %), à argiles blanches (2 %), à hématite (2 %), à chlorite (1 %) et à uranium (0,3 %) sont beaucoup moins présentes.

Le pourcentage de chacun de ces types est variable d'une lithologie à l'autre. Parmi les types de structures les plus observés dans le socle, plusieurs montrent des abondances équivalentes ou proches dans les différentes lithologies (Fig. 6.6 A et Tableau 6.1). C'est le cas des veines de quartz ou des fractures sans remplissage, dont les abondances varient respectivement de 12 à 27 % et de 12 à 14 % selon la lithologie. D'autres types montrent des variations beaucoup plus fortes, comme les plans de dissolution ou les veines à carbonates, variant de 1 à 46 % et de 3 à 27 % entre l'intrusion granitique et l'écaille de gneiss du Wollaston, ou pour les veines à illite – quartz ± carbonates ± chlorite variant de 1 à 53 % entre l'écaille de gneiss et l'intrusion granitique. Ces variations importantes témoignent d'une hétérogénéité dans la répartition des types de structures entre unités lithologiques.

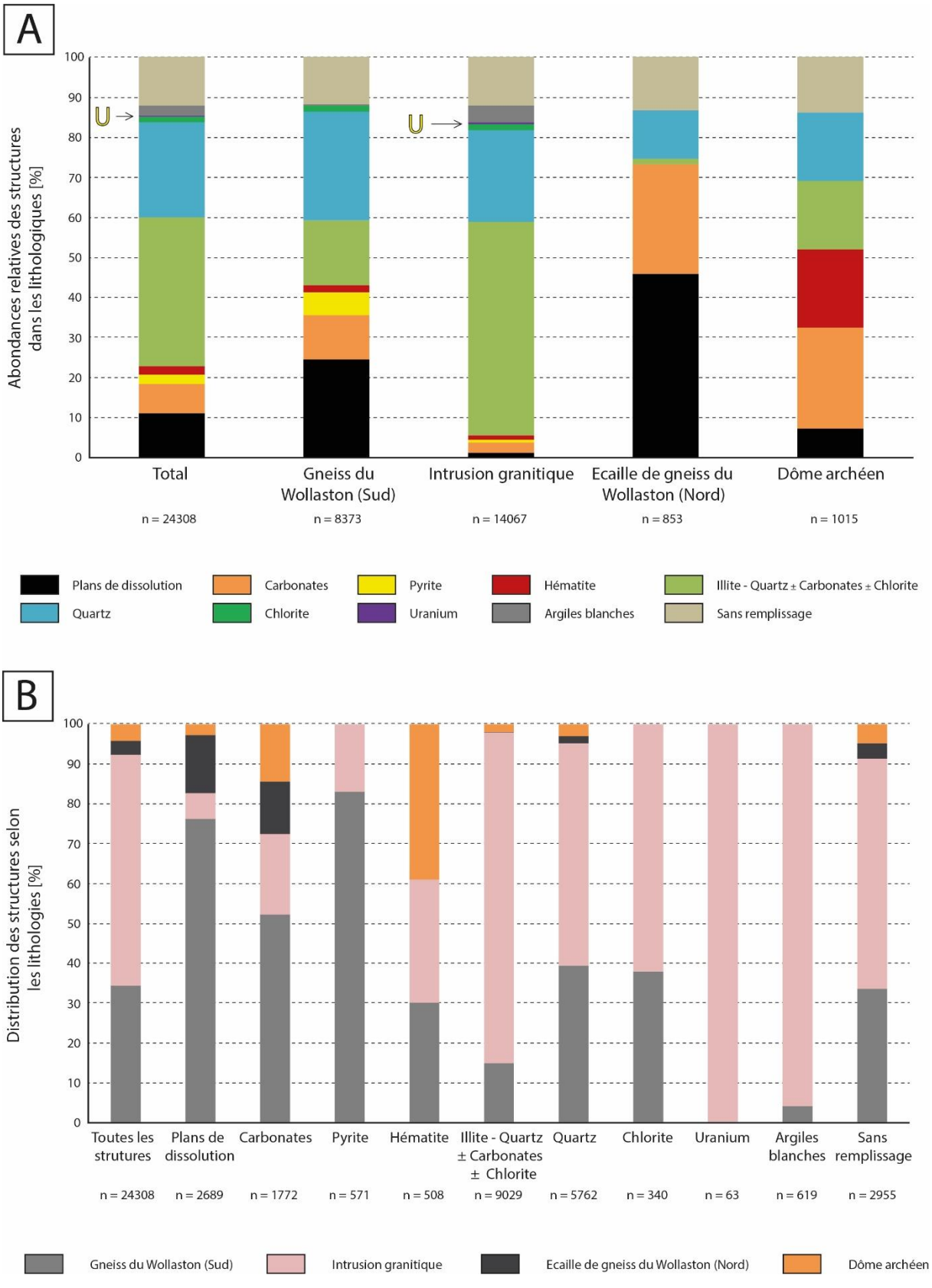


Figure 6-6 : Répartition des structures associées à la zone d'endommagement au sein des lithologies du socle de la coupe E. (A) Abondances relatives des structures classées selon leur typologie et leurs remplissages et (B) distribution de ces structures selon les lithologies.

Ces hétérogénéités se traduisent par la sur-représentation de certains types de structures en fonction de la lithologie (Fig. 6.6 A et Tableau 6.1). Les structures majoritaires dans les gneiss du Wollaston au Sud sont les veines de quartz et les plans de dissolution, représentant 27 et 24 % des structures dans cette lithologie. L'intrusion granitique est quant à elle très largement dominée par les veines à illite – quartz ± carbonates ± chlorite qui représentent 53 % de l'ensemble des structures. Les veines à quartz y sont encore très présentes (23 %) contrairement aux plans de dissolution quasiment absents (1 %). Ce n'est pas le cas pour l'écaille de gneiss du Wollaston au Nord où les plans de dissolution représentent 46 % des structures. Les veines à carbonates, deuxième famille par leur abondance dans l'écaille de gneiss (27 %), constituent également la majorité des structures du dôme archéen soit 25 %.

Ces variations dans la proportion des types de structures observés au sein de chaque lithologie peuvent être rapportées à l'ensemble du socle (Fig. 6.6 B et Tableau 6.1). Deux groupes se distinguent clairement. Le premier regroupe les plans de dissolution, les veines à carbonates, à pyrite et hématite. Ces quatre types se concentrent en grande majorité dans les lithologies gneissiques (gneiss du Wollaston au Sud ou dans l'écaille au Nord et dôme archéen) et sont peu observés dans le granite. Le second groupe rassemble l'ensemble des autres types de structures qui se concentrent dans l'intrusion granitique et sont peu observés dans les gneiss. La lithologie, et en particulier le caractère gneissique ou granitique, a donc un contrôle fort sur l'expression de la déformation au travers des types de structures rencontrés et sur les remplissages minéralogiques.

6.2.3.2 Caractérisation de la morphologie de la zone d'endommagement sur la coupe E

La caractérisation de la morphologie de la zone d'endommagement est réalisée selon la méthode décrite Chapitre 4.4.2.4 basée sur l'identification des ruptures de pente repérées sur les courbes des fréquences cumulées. Ces courbes sont calculées à partir des relevés des structures réalisés le long des forages. Afin de pouvoir caractériser l'extension de la zone d'endommagement dans l'ensemble des lithologies, 2897 fractures sans remplissage relevées par Orano dans le bassin sont ajoutées aux 24308 structures recoupées dans le socle et présentées dans la partie précédente (Annexe 13). L'ensemble de ces données sont compilées pour chaque forage sous la forme de logs de fracturation décrivant les intensités de fracturation par mètre et différenciant les structures selon leur typologie (Fig. 6.7).

Les courbes des fréquences cumulées, tracées pour chaque forage de part et d'autre du cœur de faille principal, montrent plusieurs ruptures de pente (Fig. 6.7). Ces ruptures de pente divisent les courbes en plusieurs segments. Les courbes de tendance sont calculées pour chacun de ces segments, hors zones de régolithe pour lesquelles certaines structures présentes peuvent être liées à l'altération supergène et non à la déformation associée à la zone de faille. Les points d'intersection entre courbes de tendance délimitent des intervalles structuraux (Tableaux 6.2 et 6.3) au sein desquels le gradient de fracturation (∇_{frac}) est homogène. Ces gradients de fracturation, similaires aux intensités de fracturation moyennes (D) des intervalles structuraux, sont définis par les coefficients directeurs des courbes de tendance (Tableaux 6.4 et 6.5).

Les intervalles structuraux obtenus montrent de fortes variations de l'intensité de fracturation moyenne (D), allant de 0,4 à 64,2 structures par mètre (Tableaux 6.4 et 6.5). Au premier ordre, la distinction entre le socle et le bassin sédimentaire permet d'expliquer une partie de ces variations. Les lithologies du bassin apparaissent peu fracturées avec un nombre limité de structures et des intensités moyennes distribuées entre 0,4 et 12,8 structures par mètre (Tableau 6.4). Les lithologies du socle apparaissent beaucoup plus fracturées avec un nombre de structures plus élevé et des intensités moyennes distribuées entre 7,7 et 64,2 structures par mètre (Tableau 6.5).

Cependant cette séparation entre lithologies du socle et bassin sédimentaire ne permet pas d'expliquer les variations de la fracturation au sein de ces deux blocs. Ces variations de second ordre se caractérisent par une augmentation du gradient et de l'intensité de la fracturation moyenne dans les intervalles structuraux au voisinage du cœur de faille principal. Ces variations sont donc liées à la déformation enregistrée par la zone de faille au sein de la zone d'endommagement.

Forage	Bassin															
	Quaternaire		Protolithe (Sud)		Z. dom. ext. (Sud)		Z. dom. int. (Sud)		Cœur de faille		Z. dom. int. (Nord)		Z. dom. ext. (Nord)		Protolithe (Nord)	
	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]
WC-527	0	8	8	515												
WC-511	0	28	28	387	387	488	488	520								
WC-492	0	24	24	187	187	374	374	424	424	456	456	509	509	543		
WC-493	0	21	21	62	?	?	62	181	181	195	195	222	222	327	327	555

Tableau 6-2 : Profondeurs des intervalles structuraux définis pour les forages de la coupe E dans le bassin sédimentaire.

Forage	Socle															
	Régolithe		Protolithe (Sud)		Z. dom. ext. (Sud)		Z. dom. int. (Sud)		Cœur de faille		Z. dom. int. (Nord)		Z. dom. ext. (Nord)		Protolithe (Nord)	
	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]
WC-527	515	556			556	587	587	702	702	762	762	793	793	878		
WC-511	520	524					524	540	540	589	589	648	648	696		
WC-492	543	563									563	635	635	711		
WC-493	555	588													588	651

Tableau 6-3 : Profondeurs des intervalles structuraux définis pour les forages de la coupe E dans le socle.

Forage	Bassin																	
	Protolithe (Sud)			Z. dom. ext. (Sud)			Z. dom. int. (Sud)			Cœur de faille		Z. dom. int. (Nord)			Z. dom. ext. (Nord)			Protolithe (Nord)		
	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}
WC-527	414	0,8	0,7																	
WC-511	235	0,7	0,7	55	0,5	0,5	123	3,8	3,9											
WC-492	66	0,4	0,3	211	1,1	1,2	303	6,1	5,1	411	12,8	219	4,1	3,7	68	2,0	1,8			
WC-493	23	0,6	0,6	?	?	?	232	1,9	1,9	90	6,4	102	3,8	3,9	128	1,2	1,2	217	1,0	0,3

Tableau 6-4 : Nombre de structures, gradients (∇_{frac}) et intensités de fracturation moyennes (D) retrouvés pour chaque intervalle structural défini sur les forages de la coupe E dans le bassin.

Forage	Socle																				
	Régolithe		Protolithe (Sud)			Z. dom. ext. (Sud)			Z. dom. int. (Sud)			Cœur de faille		Z. dom. int. (Nord)			Z. dom. ext. (Nord)			Protolithe (Nord)		
	n =	D [m^{-1}]	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}	n =	D [m^{-1}]	∇_{frac}
WC-527	562	13,7				342	11,0	10,9	3269	28,4	30,6	3560	59,3	844	27,2	27,0	1384	16,3	16,5			
WC-511	61	15,3							555	34,7	40,0	3114	63,6	3786	64,2	65,5	826	17,2	15,3			
WC-492	260	13,0												3477	48,3	48,2	1249	16,4	16,5			
WC-493	529	16,0																		484	7,7	7,5

Tableau 6-5 : Nombre de structures, gradients (∇_{frac}) et intensités de fracturation moyennes (D), retrouvés pour chaque intervalle structural défini sur les forages de la coupe E dans le socle.

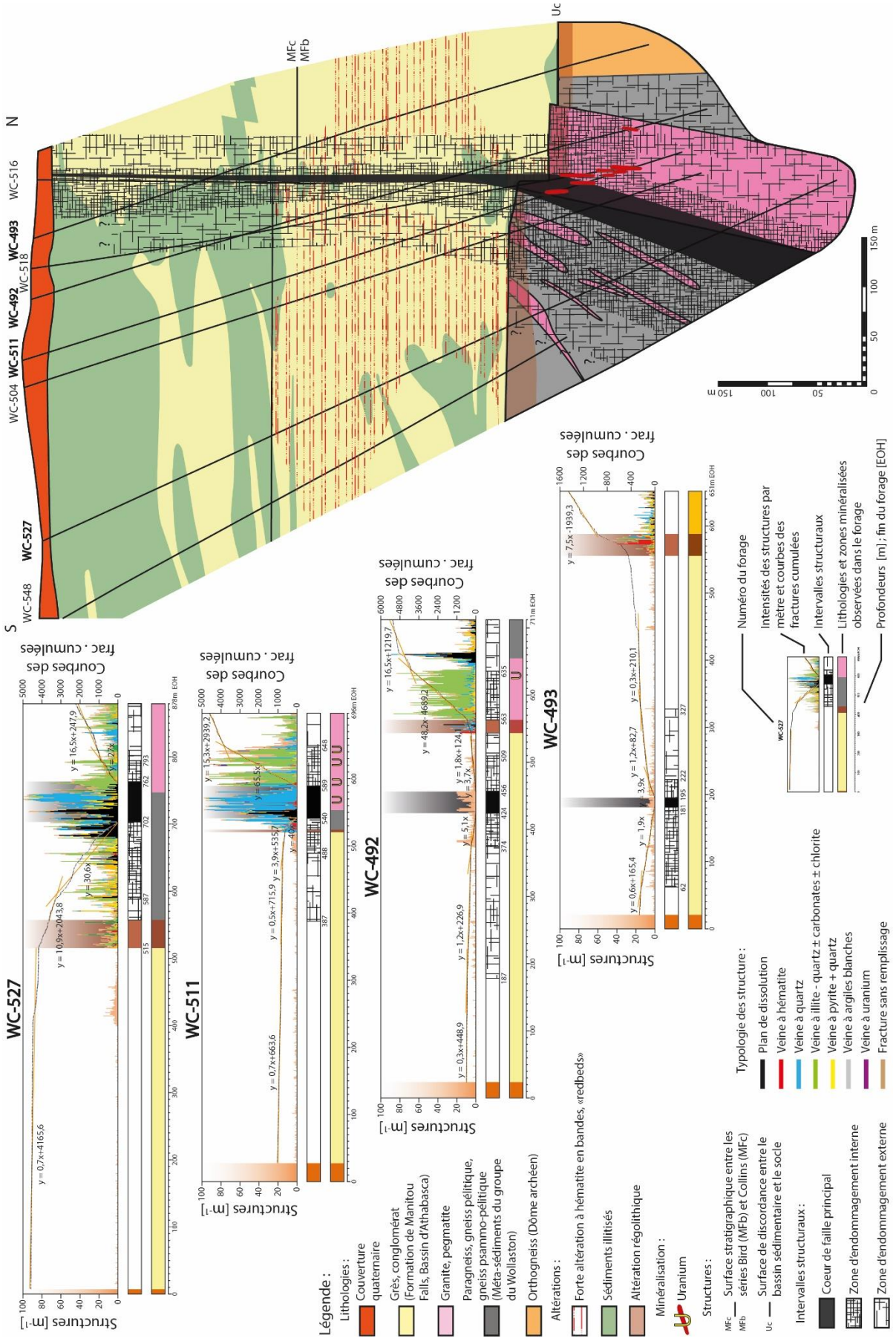


Figure 6-7 : Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement de Cigar Nord réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe E.

L'interprétation de ces intervalles suit le modèle classique de l'organisation structurale d'une zone de faille (Berg et Skar, 2005; Choi et al., 2016; Torabi et al., 2020) et associe (i) les intervalles contigus au cœur de faille à fort gradient de fracturation aux zones d'endommagement internes, (ii) les intervalles adjacents aux zones d'endommagement internes à gradients de fracturation plus faibles aux zones d'endommagement externes, et (iii) les intervalles les plus éloignés du cœur de faille à faibles gradients de fracturation au protolithe. Ces intervalles sont traduits sous forme de logs structuraux sont reportés dans la coupe sur les traces des forages. Les limites entre ces intervalles sont reliées séparément dans le socle et dans le bassin sédimentaire (Fig. 6.7).

Le schéma obtenu montre une diminution de la largeur de la zone d'endommagement dans le bassin sédimentaire par rapport au socle. Cette diminution, observée sur la zone d'endommagement interne et externe, témoigne de l'accumulation plus importante de la déformation dans les lithologies du socle par rapport aux lithologies du bassin sédimentaire.

A cette hétérogénéité verticale marquée s'ajoute une hétérogénéité transversale. Dans le socle, la zone d'endommagement interne est plus large au Sud dans les gneiss du Wollaston que dans l'intrusion granitique au Nord, marquant une accumulation plus importante de la déformation au toit de la faille. Cette différence d'épaisseur, moins marquée dans le bassin sédimentaire pourrait associer cette asymétrie à la variation lithologique de part et d'autre du plan de faille dans le socle (Peacock et Zang, 1994; Heynekamp et al., 1999; Berg et Skar, 2005). Cependant, cette asymétrie n'est plus observable dans les 100 premiers mètres sous la discordance où l'épaisseur de la zone d'endommagement interne dans le mur est similaire à celle dans le toit. C'est dans cette zone le long du forage WC-511 que le gradient de fracturation le plus élevé de la coupe est observé à 65,5 structures par mètre (Tableau 6.5). Cette zone intensément fracturée par les veines à illite – quartz ± carbonates ± chlorite est associée aux minéralisations uranifères.

Si les limites entre la zone d'endommagement externe et le protolithe ont été recoupées par les forages dans le bassin sédimentaire permettant de contraindre son extension, ces limites n'ont pas été observées dans le socle. Bien qu'elles ne soient pas recoupées, la diminution du gradient et des intensités de fracturation entre l'écaille de gneiss du Wollaston et le dôme archéen localise la limite Nord de la zone d'endommagement entre les forages WC-492 et WC-493. Le dôme archéen apparaît donc comme un bloc lithologique peu déformé venant limiter l'extension de la zone d'endommagement. Aucune donnée ne permet de contraindre la limite Sud.

6.3. Caractérisation de l'organisation litho-structurale de la faille de Cigar Nord

La caractérisation de l'organisation litho-structurale présentée dans la partie précédente pour la coupe E, a montré la présence d'hétérogénéités verticales et transversales dans la répartition des lithologies, dans les types et remplissages minéralogiques des « roches de faille » et structures associées à la zone d'endommagement, dans les épaisseurs des différents intervalles structuraux de la zone de faille (cœur de faille principal, zones d'endommagement interne et externe), ainsi que dans les intensités de fracturation retrouvées dans la zone

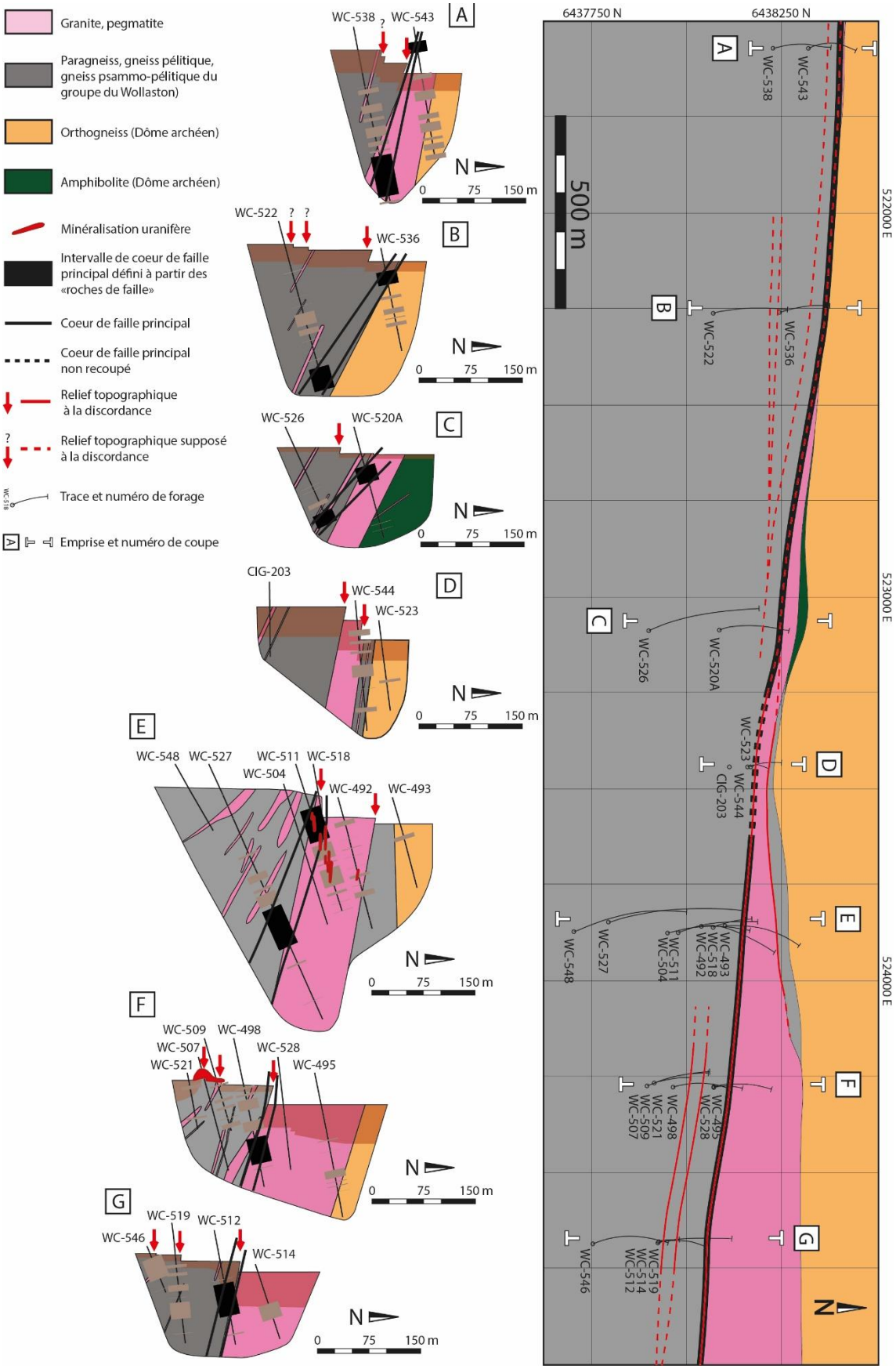
d'endommagement. Afin de confirmer la présence de ces hétérogénéités verticales et transversales, ainsi que de déterminer si des hétérogénéités latérales sont présentes le long de la faille de Cigar Nord, la méthodologie utilisée pour la coupe E est appliquée aux autres coupes sélectionnées sur la zone de faille (coupes A, B, C, D, F et G). (i) L'hétérogénéité lithologique du socle ayant déjà été présentée lors l'étude pétro-structurale (Chap. 5), la section suivante se concentrera sur (ii) la définition du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires pour l'ensemble des coupes et (iii) la caractérisation de la zone d'endommagement sur les coupes A, C et F. Les données obtenues sur la coupe E sont intégrées aux données et résultats présentés dans cette partie.

6.3.1. Localisation du cœur de faille principal

Le cœur de faille principal et les cœurs de faille secondaires définis à partir des « roches de faille » relevées dans les lithologies du socle sur chaque forage (Annexes 2, 4, 5, 7, 8, 10 et Fig. 6.5) sont reportés sur les coupes et projetés sur la carte géologique au toit du socle (Fig. 6.8). Ce report montre que le cœur de faille principal se localise sur coupes (hors coupe D sur laquelle il n'est pas recoupé) le long du contact lithologique entre les gneiss du Wollaston au Sud et l'intrusion granitique, ou au contact du dôme archéen lorsque l'intrusion n'est pas présente.

Au sein des lithologies du bassin sédimentaire, le cœur de faille principal est localisé à la verticale de celui identifié dans le socle ou dans le prolongement du contact lithologique entre les gneiss du Wollaston au Sud et l'intrusion granitique (Fig. 6.5, 6.8 et Annexes 2, 4, 5, 7, 8 et 10). Ces intervalles dans le socle et le bassin peuvent être reliés sur les coupes et matérialisent l'intersection entre le cœur de faille principal et les plans de coupe. La variation de profondeur la plus importante de la surface de discordance localisée sur les coupes E, F et G à l'intersection du cœur de faille principal et de la discordance (Fig. 6.8 et Annexe 11) est interprétée comme l'escarpement de la faille de Cigar Nord associé aux réactivations cassantes syn- à post- dépôt du bassin. Cet escarpement, dont la hauteur augmente vers l'Ouest, est clairement identifié sur les 600 mètres entre ces coupes. Bien que le cœur de faille principal n'ait pas été recoupé sur la coupe D, la variation de profondeur la plus importante est observée entre les forages CIG-203 et WC-504, et peut être interprétée comme le prolongement de l'escarpement au contact des gneiss du Wollaston Sud et de l'intrusion granitique. Sur les coupes B et C, la discordance est uniquement recoupée par les forages au-dessus des gneiss du Wollaston Sud. La profondeur de la discordance n'étant pas caractérisée au-dessus de l'intrusion granitique et du dôme archéen, la variation de la profondeur de la discordance ne peut pas être suivie plus à l'Ouest. D'autres variations de profondeur de plus faibles amplitudes peuvent être prolongées entre les coupes F et G dans les gneiss du Wollaston Sud et les coupes D et E le long du contact entre l'intrusion granitique et le dôme archéen. Ces variations localisées au-dessus d'intervalles de cœurs de faille secondaires peuvent également être interprétées comme des escarpements de plus faible hauteur associés à ces structures secondaires (Fig. 6.8).

Figure 6-8 : Localisation des cœurs de faille dans les lithologies du socle et des escarpements observés à la discordance sur les 7 coupes sélectionnées de la zone de Cigar Nord et sur la carte de la géologie projetée au toit du socle. Les coupes géologiques complètes sont reportées Annexes 2, 4, 5, 7, 8, 10 et Figure 6.5.



6.3.2. Caractérisation de la zone d'endommagement

La caractérisation géométrique de la zone d'endommagement est réalisée sur les coupes A, C et F selon la méthode des courbes des fréquences cumulées (Chap. 4.4.2.4) à partir des relevés des structures le long des forages. Ces relevés et ceux réalisés sur la coupe E sont compilés dans une base de données regroupant 52985 structures observées dans le socle et le bassin sédimentaire. Les intervalles structuraux identifiés (Annexe 14) sont replacés sur les forages et traduits sous forme de coupes (Annexes 3, 6, 9 et Fig. 6.7). Les intervalles identifiés dans le socle sont reportés sur la carte de la géologie projetée au toit du socle (Fig. 6.9).

Dans le socle, la zone d'endommagement n'est pas symétrique de part et d'autre du cœur de faille principal. Cette asymétrie s'observe sur chaque coupe (Fig. 6.9) par une variation entre le bloc structural Nord et Sud de l'épaisseur de la zone de d'endommagement interne et externe lorsque cette dernière est recoupée par les forages. Pour les coupes A, C et F, la zone d'endommagement interne est plus épaisse au Nord du cœur de faille qu'au Sud. Ce n'est pas le cas sur la coupe E où l'épaisseur est plus importante au Sud. Pour la zone d'endommagement externe, l'épaisseur est plus importante au Sud dans les gneiss du Wollaston sur la coupe C, ainsi que sur la coupe F où elle est observée au Sud mais absente au Nord. Le report de ces observations et le tracé des limites entre chaque intervalle structural sur la carte de la géologie projetée au toit du socle (Fig. 6.9) montre un élargissement de la zone d'endommagement interne sur la partie Est de la zone de faille associé à l'augmentation de l'épaisseur de l'intrusion granitique. Les lithologies du dôme archéen, peu fracturées sur les coupes C, E et F, viennent limiter l'extension de la zone au Nord. Ces variations latérales illustrent le contrôle lithologique exercé par l'intrusion granitique, favorable au développement de la zone d'endommagement, et par les lithologies du dôme archéen défavorables développement de la zone d'endommagement.

Une asymétrie est également observée dans le socle sur les intensités de fracturation moyennes calculées sur les intervalles structuraux de part et d'autre du cœur de faille principal. Pour la zone d'endommagement interne, la médiane de ces intensités est plus élevée au Sud du cœur de faille principal qu'au Nord (Fig. 6.10), avec des valeurs respectives de 34,7 et 27,4 structures par mètre. Cette asymétrie est retrouvée sur les coupes A, C et F, mais inversée sur la coupe E où la zone d'endommagement interne Nord est plus intensément fracturée que la zone Sud. Cette augmentation locale de l'intensité de fracturation correspond à la zone minéralisée au sein de l'intrusion granitique sur les forages WC-511 et WC-492. L'observation de cette asymétrie est plus difficile pour la zone d'endommagement externe car elle n'est pas recoupée par les forages de la coupe A et n'est pas observée sur la coupe F. Elle est présente sur la coupe C, avec des intensités de fracturation moyennes plus élevées au Sud qu'au Nord et inversées sur la coupe E.

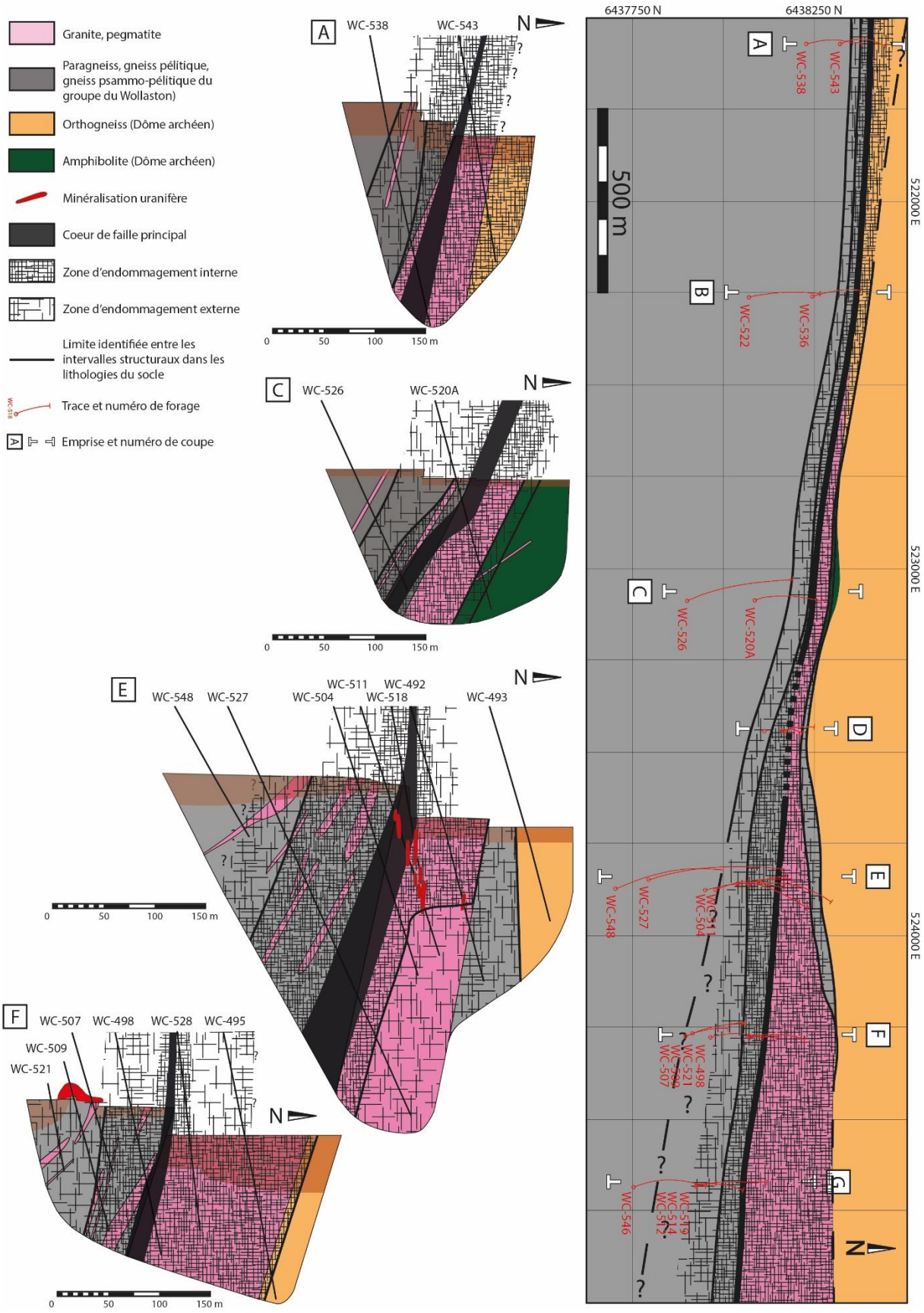


Figure 6-9 : Caractérisation de la zone d'endommagement dans les lithologies du socle sur les 4 coupes sélectionnées de la zone de Cigar Nord et sur la carte de la géologie projetée au toit du socle. Les coupes géologiques complètes sont reportées Annexes 3, 6, 9 et Figure 6.7.

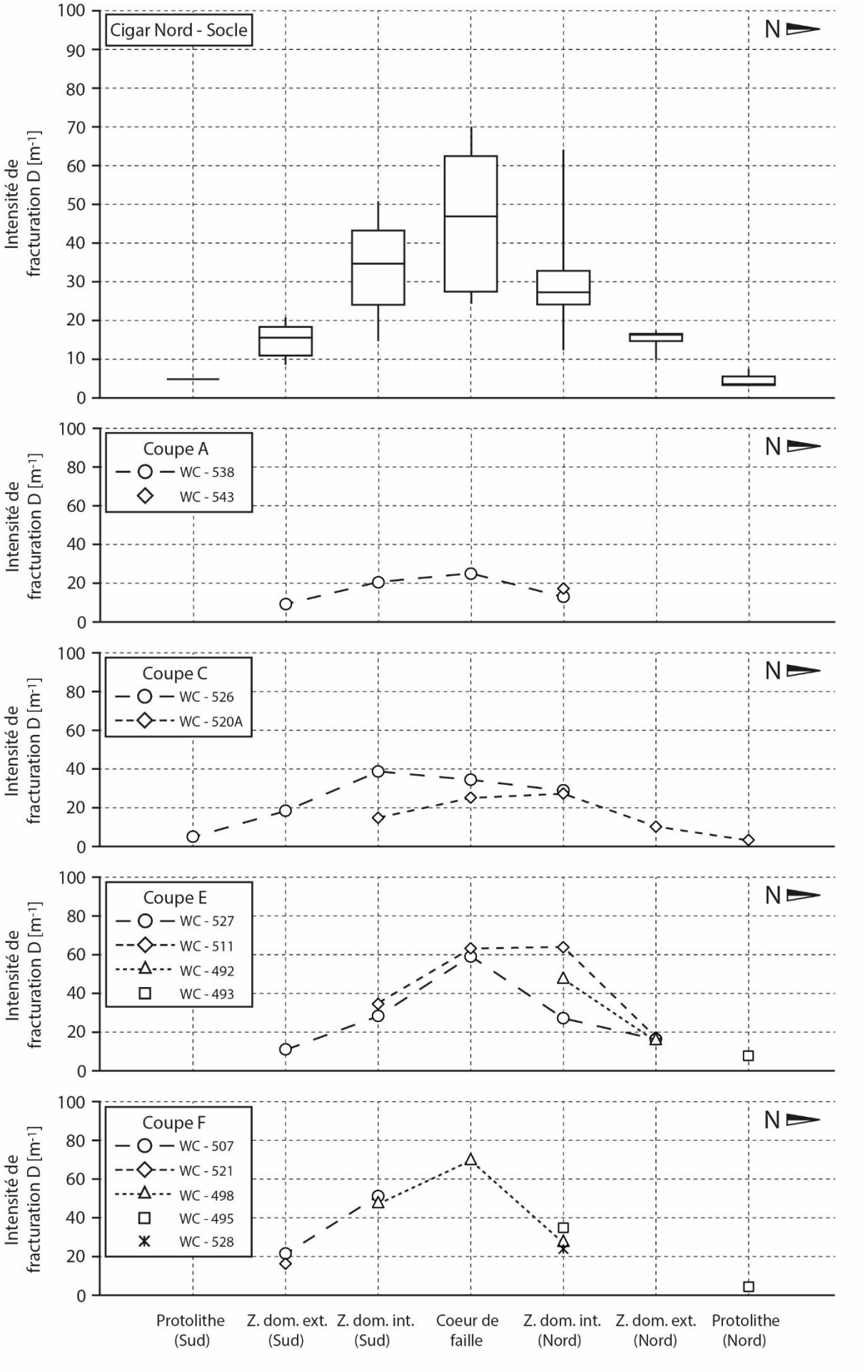

Cigar Nord - Socle
N
Intensité de fracturation D [m-1]
Coupe A
WC - 538
WC - 543
Coupe C
WC - 526
WC - 520A
Coupe E
WC - 527
WC - 511
WC - 492
WC - 493
Coupe F
WC - 507
WC - 521
WC - 498
WC - 495
WC - 528
Protolithe (Sud)
Z. dom. ext. (Sud)
Z. dom. int. (Sud)
Coeur de faille
Z. dom. int. (Nord)
Z. dom. ext. (Nord)
Protolithe (Nord)

Figure 6-10 : Intensités de fracturation moyennes des intervalles structuraux dans les lithologies du socle pour l'ensemble de la faille de Cigar Nord et détaillées par coupes et forages.

Si l'on ne prend pas en compte cette variation locale observée sur la coupe E, la comparaison des intensités de fracturation de chaque intervalle structural montre une diminution générale de la fracturation vers l'Ouest de la zone d'étude (Fig. 6.10). Cette diminution, ainsi que le rétrécissement de la zone d'endommagement illustrent la déformation plus faible enregistrée vers l'Ouest. Cette diminution est associée au rapprochement de l'une des extrémités de la zone de faille. A l'inverse, l'élargissement de la zone endommagée et l'augmentation de l'intensité de la fracturation vers l'Est indique le rapprochement de la zone centrale de la faille où la déformation est plus forte.

Dans le bassin sédimentaire, aucune variation significative de l'épaisseur de la zone d'endommagement interne ou externe entre le Nord et le Sud de la zone de faille n'est observée sur les coupes (Fig. 6.11). Les médianes des intensités de fracturation entre la zone d'endommagement interne au Nord et au Sud du cœur de faille (3,8 et 3,3 fractures par mètre) sont proches (Fig. 6.12). Pour la zone d'endommagement externe, ces intensités médianes sont égales au Nord et au Sud à 2 fractures par mètre. Cette absence de variation Nord-Sud reflète le caractère symétrique de la zone de faille dans le bassin.

Le report des intervalles structuraux sur la carte de la géologie du socle (Fig. 6.11) ne montre également pas de variations latérales de l'épaisseur de la zone d'endommagement le long de la zone de faille. Cette absence de variations latérales ne permet pas de positionner l'extrémité de la faille vers l'Est ou vers l'Ouest de la zone d'étude dans le bassin. Cependant, une augmentation des intensités de fracturation est observée vers l'Est sur chaque intervalle structural de la zone de faille (Fig. 6.12). Cette augmentation de l'intensité vers l'Est est cohérente avec celle décrite pour les lithologies du socle et associée au rapprochement de la zone centrale de la faille où la déformation est plus forte.

Le passage des lithologies du socle au bassin sédimentaire est marqué sur les coupes E et F par une diminution de l'épaisseur des zones d'endommagement interne et externe (Fig. 6.9 et 6.11). Pour la coupe A, les bordures Nord des zones d'endommagement interne et externe ne sont pas recoupées par les forages et ne sont donc pas localisées. Pour la coupe C, ces bordures Nord sont recoupées uniquement dans le socle mais non observées dans le bassin. Les bordures au Sud sont quant à elles recoupées sur ces deux coupes et montrent une continuité entre le socle et le bassin. La variation verticale de l'épaisseur des zones d'endommagement entre le bassin et le socle identifiée sur les coupes E et F sur la partie Est de la zone d'étude ne semble donc pas retrouvée sur les coupes A et C sur la partie Ouest. La transition entre les lithologies du socle et du bassin sédimentaire est également marquée par une diminution générale des intensités de fracturation dans les différents intervalles structuraux de la zone de faille et du protolithe (Fig. 6.10 et 6.12). Ces variations verticales sont associées à une accumulation plus importante de la déformation dans le socle, accumulation plus marquée vers l'Est de la zone d'étude que vers l'Ouest liée au rapprochement de l'une des extrémités de la faille.

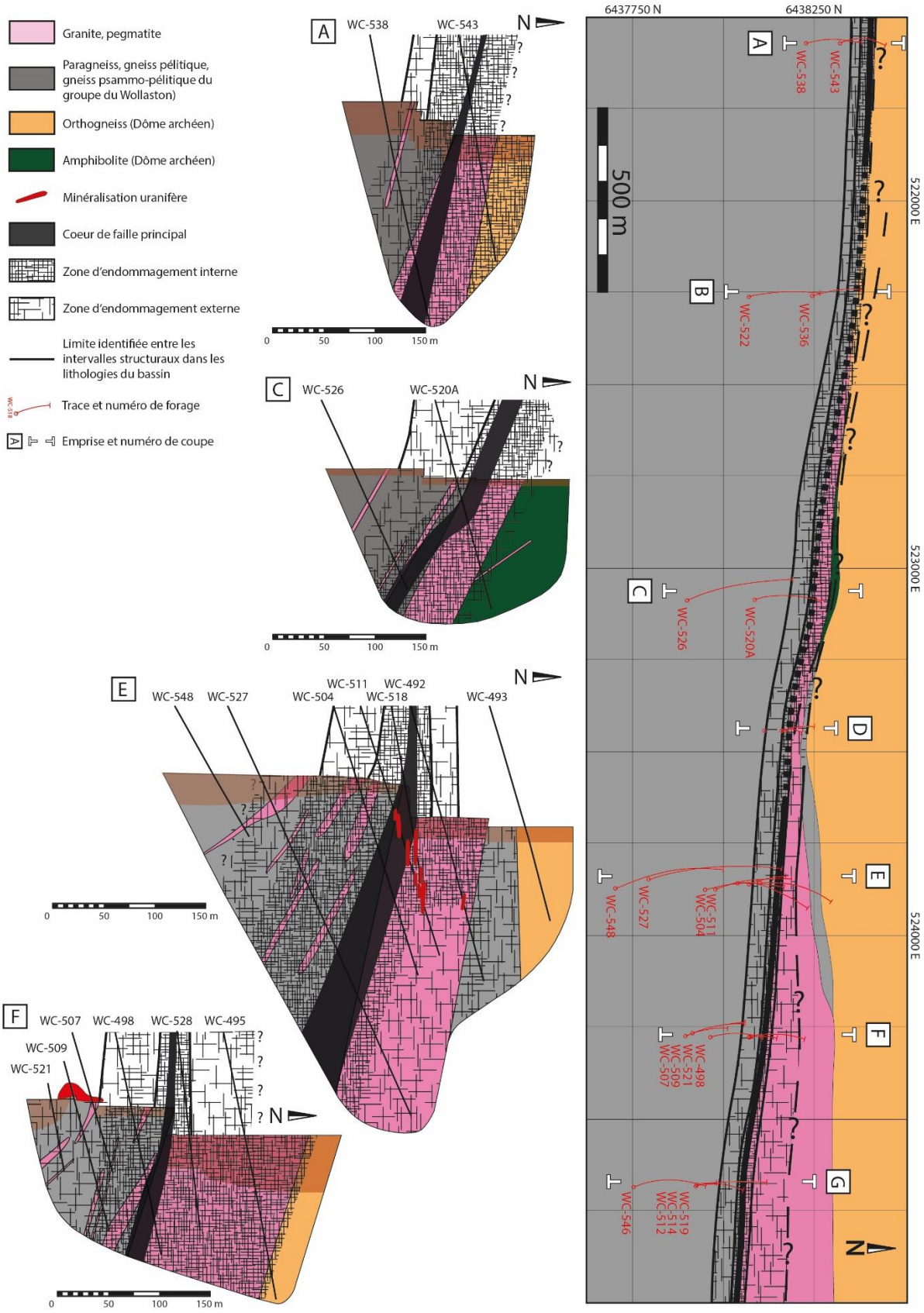


Figure 6-11 : Caractérisation de la zone d'endommagement dans le bassin sédimentaire sur les 4 coupes sélectionnées de la zone de Cigar Nord et sur la carte de la géologie projetée au toit du socle. Les coupes géologiques complètes sont reportées Annexes 3, 6, 9 et Figure 6.7.

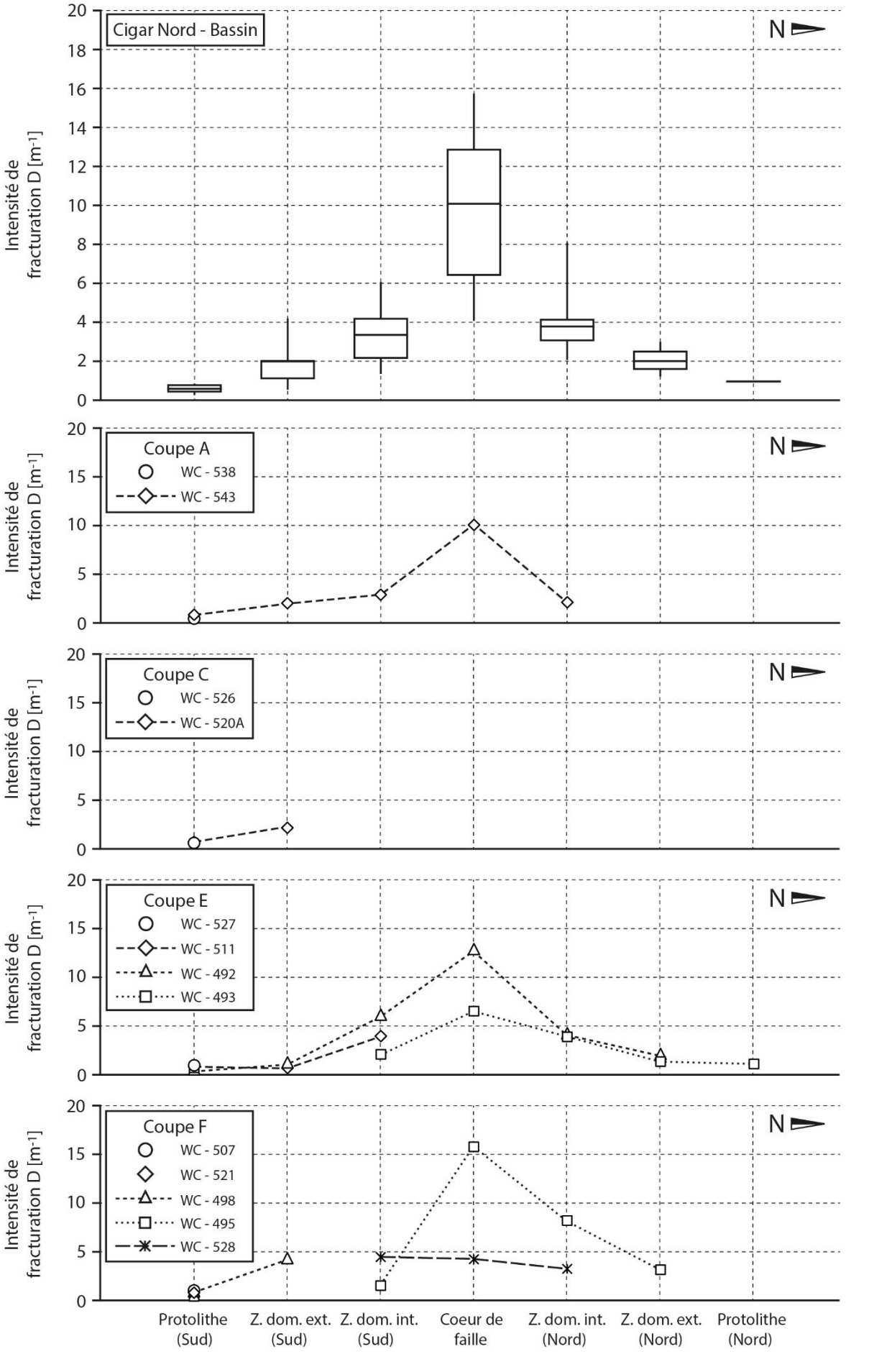

Cigar Nord - Bassin
N
Intensité de fracturation D [m-1]
Coupe A
WC - 538
WC - 543
Coupe C
WC - 526
WC - 520A
Coupe E
WC - 527
WC - 511
WC - 492
WC - 493
Coupe F
WC - 507
WC - 521
WC - 498
WC - 495
WC - 528
Protolithe (Sud)
Z. dom. ext. (Sud)
Z. dom. int. (Sud)
Coeur de faille
Z. dom. int. (Nord)
Z. dom. ext. (Nord)
Protolithe (Nord)

Figure 6-12 : Intensités de fracturation moyennes des intervalles structuraux dans le bassin sédimentaire pour l'ensemble de la faille de Cigar Nord et détaillées par coupes et forages.

La caractérisation de la morphologie et des intensités de fracturation des zones d'endommagement fait donc apparaitre une distribution hétérogène des structures le long de la faille de Cigar Nord. Cette distribution hétérogène se caractérise par (i) des variabilités verticales entre le socle et le bassin sédimentaire associées à une accumulation plus faible de la déformation dans le bassin sédimentaire où seules les structures syn- à post-dépôt du bassin sont présentes, (ii) des variabilités transversales (ou asymétries) dans le socle contrôlées par la différence de lithologies au mur et au toit de la zone de faille, et (iii) des variabilités latérales sur les intensités de fracturation dans le bassin sédimentaire ainsi que sur les intensités de fracturation et les épaisseurs des zones d'endommagement dans le socle. A l'échelle de la zone de faille, ces variabilités latérales sont liées à la position de la coupe observée le long de la faille et à sa distance avec l'extrémité de la faille où la déformation est faible/ou de la zone centrale où la déformation est plus élevée.

6.3.3. Distribution des structures selon les lithologies

La répartition des « roches de faille » sur la coupe E (Chap. 6.1.2.3) a montré une distribution hétérogène des « roches de faille » entre le socle et le bassin selon le caractère pré ou syn- à post-dépôt du bassin de l'Athabasca ainsi qu'un contrôle lithologique sur la répartition des structures de la zone d'endommagement dans le socle. Cette section présente les résultats obtenus sur l'ensemble des coupes afin de vérifier si ces contrôles observés sur la coupe E sont retrouvés sur les autres coupes sélectionnées ainsi que d'identifier la présence ou l'absence d'hétérogénéités latérales le long de la faille dans la distribution des structures.

Au sein du socle, les mylonites associées à la déformation ductile et brèches de quartz ± hématite, associées à la transition ductile-cassante sont présentes dans l'ensemble des lithologies. On note cependant une présence plus importante des mylonites dans l'intrusion granitique et le dôme archéen, et des brèches de quartz ± hématite dans l'intrusion granitique (Tableau 6.6). Cette présence plus forte des brèches de quartz ± hématite dans l'intrusion est également observée pour les veines de quartz (Fig. 6.13). Les veines d'hématite ne sont ici pas considérées car majoritairement retrouvées au sein de la zone d'altération régolithique et donc associées à l'altération supergène (Fig. 6.7 et Annexes 3, 6, 9). Le long de la zone de faille, les abondances relatives des veines de quartz sont plus élevées dans la partie Est sur les coupes E et F que dans la partie Ouest sur les coupes A et C (Fig. 6.14). La faible abondance de veines de quartz dans les gneiss du Wollaston et le dôme archéen sur la coupe A est corrélée à l'absence de brèches à quartz – hématite.

Les cataclasites et les structures de la zone d'endommagement (plans de dissolution et veines à carbonates) associées à la déformation cassante pré-Athabasca, se concentrent dans les gneiss du Wollaston et le dôme archéen et sont peu représentées dans l'intrusion granitique (Tableau 6.6 et Fig. 6.13). Cette différence de répartition marque le contrôle lithologique des gneiss et du dôme sur le développement de ces structures. Une différence de répartition des plans de dissolution et veines à carbonates est également observée le long de la zone de faille. Si les plans de dissolution et les veines à carbonates sont les structures majoritaires du dôme

archéen à l'Ouest de la zone d'étude (coupe A), leur abondance dans cette lithologie diminue vers l'Est et augmente dans les gneiss du Wollaston sur les coupes C, E et F (Fig. 6.14).

			Socle				Bassin sédimentaire (toutes les coupes)
			Gneiss du Wollaston (Sud) (toutes les coupes)	Intrusion granitique (toutes les coupes sauf B)	Gneiss du Wollaston (Nord) (coupes D et E)	Dôme archéen (toutes les coupes sauf G)	
Pré - Athabasca	Ductile	Mylonites	A,E,F	C,D,E,F,G	E	A,B,C,D,E	
	Ductile - cassant	Brèches Quartz ± Hématite	B,C,E,F	A,C,E,F,G	E	C,D,E,F	
Syn- à post- Athabasca	Cassant	Cataclasites	A,B,C,E,F,G	A,C	D,E	B,D,F	
		Brèches Quartz - Illite	A,E,F	A,C,D,E,F,G	D	B	
		Brèches Quartz - Pyrite	E				
		Gouges à argiles blanches	E,F,G	A,C,E			E
		Brèches incohésives	A,B,C,E,F,G	C,E,F,G		A,B	A,B,C,E,F,G

Tableau 6-6 : Répartition des « roches de faille » selon les lithologies pour les coupes de la faille de Cigar Nord.

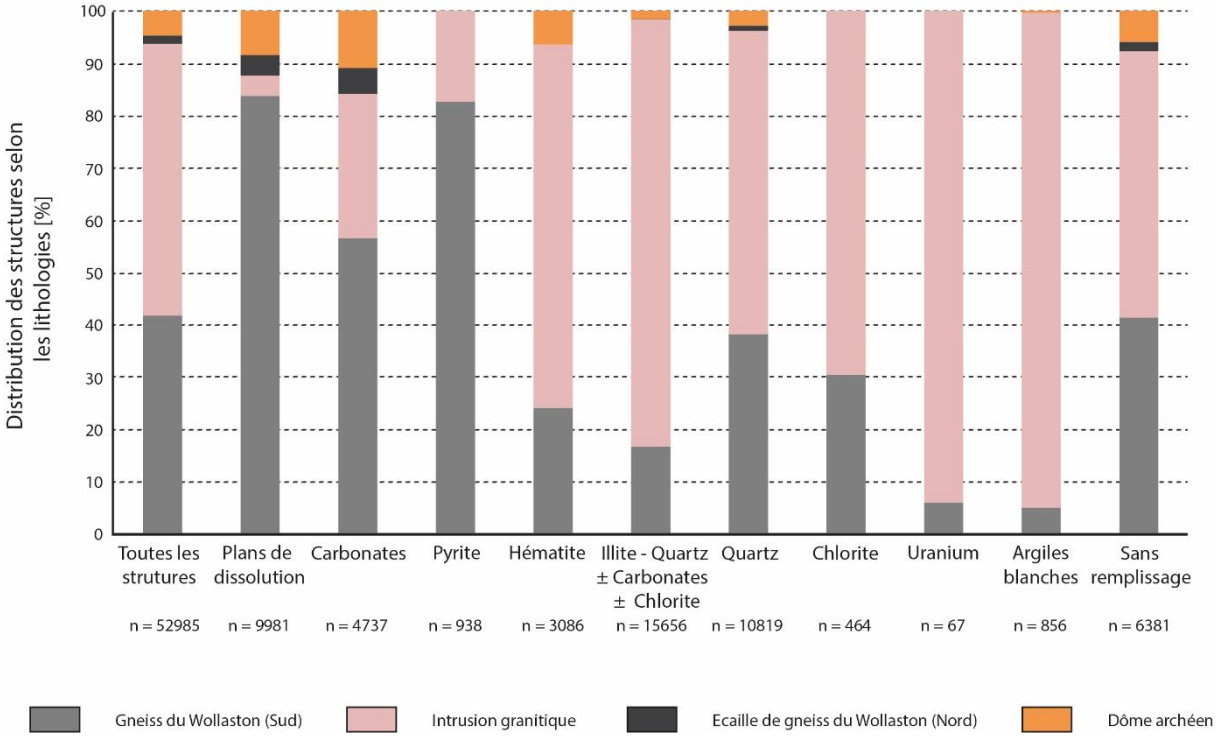


Figure 6-13 : Distribution des structures associées à la zone d'endommagement au sein des lithologies du socle le long de la faille de Cigar Nord (Annexe 12).

Les brèches à illite – quartz syn- à post-bassin de l'Athabasca sont principalement retrouvées dans l'intrusion granitiques sur toutes les coupes, hors coupe B où l'intrusion n'est pas présente (Tableau 6.6). Ces brèches ne sont pas retrouvées dans le bassin sédimentaire malgré leur caractère post-régolithe et syn- à post-Athabasca des veines à illite - quartz ± carbonates ± chlorite associées à la zone d'endommagement lors de la mise en place de ces brèches (Chap. 5.2.4). Leur absence des lithologies sédimentaires pourrait être due à une faible extension de ces brèches dans le bassin ou à une expression différente de la déformation entre le socle et le bassin. Dans

le socle, cette répartition focalisée dans l'intrusion granitique se retrouve pour les veines à illite - quartz ± carbonates ± chlorite de la zone d'endommagement (Fig. 6.13) qui constituent la fracturation majoritaire du granite sur les coupes A, E et F (Fig. 6.14). La répartition de ces brèches et de leurs veines associées est donc contrôlée par le granite. On note également une différence de répartition des veines le long de la faille avec une présence de veines dans les gneiss du Wollaston Sud et le dôme archéen sur la partie Est de la zone de faille (coupe E et F) et leur absence dans ces lithologies sur la partie Ouest (Coupe A et C).

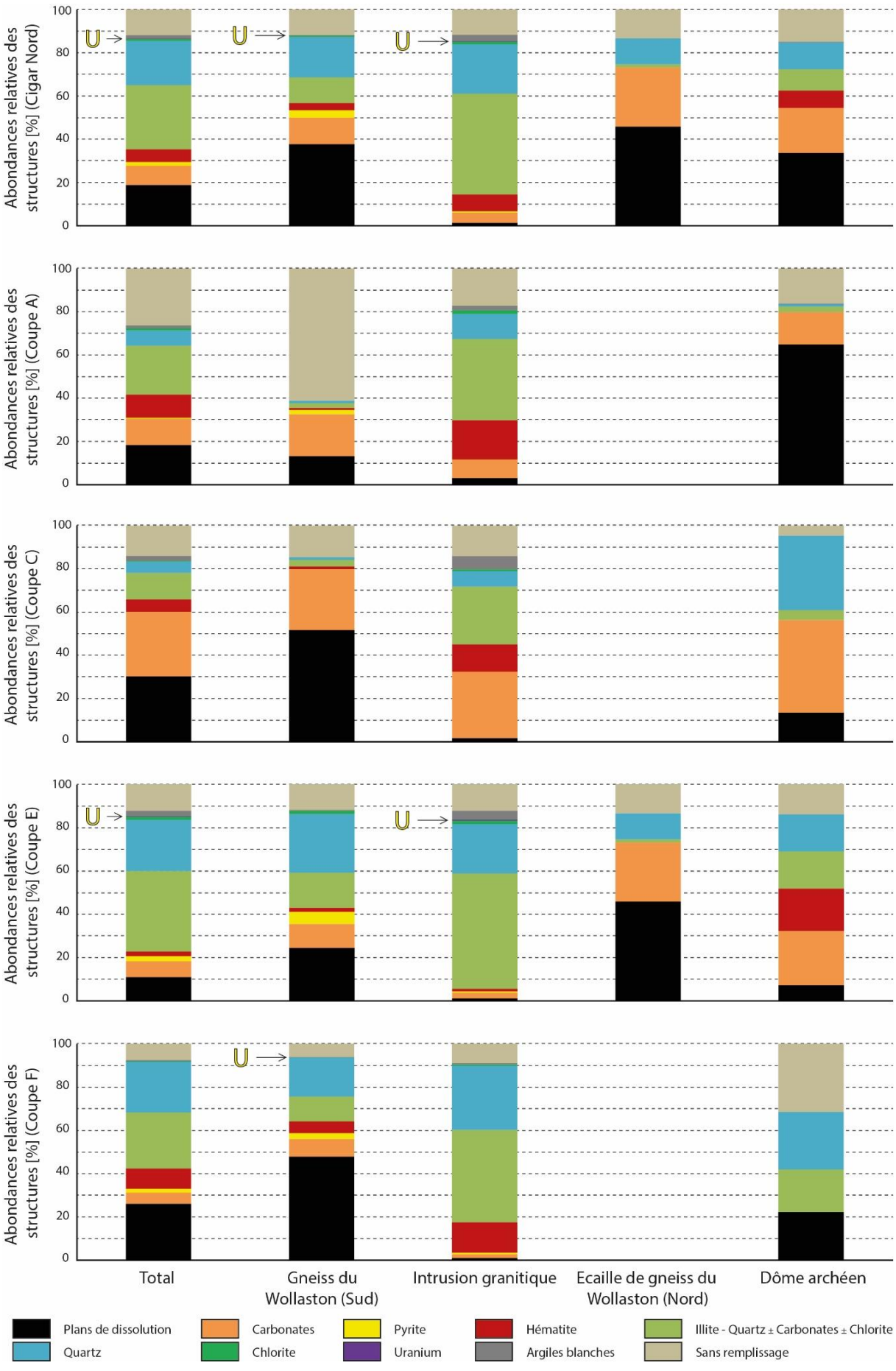
Les brèches à quartz – pyrite syn- à post-Athabasca sont observées dans les gneiss du Wollaston (Sud) mais ne sont pas retrouvées dans le bassin. Cette absence s'explique par la nature très ponctuelle de ces structures restreintes à une lithologie du socle sur la coupe E (Tableau 6.1 et 6.6). Les veines contenant de la pyrite sont principalement retrouvées dans les gneiss du Wollaston Sud et en proportion plus faible dans l'intrusion granitique (Fig. 6.13). Ces veines peu observées à l'Ouest de la zone de faille sur les coupes A et C sont plus présentes à l'Est sur les coupes E et F (Fig. 6.14). L'abondance la plus élevée pour ces veines correspond à la zone des gneiss du Wollaston Sud sur la coupe E qui coïncide avec les brèches à quartz – pyrite.

Les gouges à argiles blanches sont observées dans les gneiss du Wollaston Sud et l'intrusion granitique (Tableau 6.6). Cette répartition équivalente entre les deux lithologies n'est pas retrouvée pour les veines qui se concentrent très majoritairement dans l'intrusion granitique (Fig. 6.13). Au sein de l'intrusion, ces veines présentes sur les coupes A, C et E disparaissent sur la coupe F à l'Est de la zone d'étude.

Les brèches incohésives sont majoritairement observées dans les gneiss du Wollaston Sud et l'intrusion granitique, peu présentes dans le dôme archéen et absentes de l'écaille de gneiss (Tableau 6.6). Cette répartition est globalement décroissante du Sud vers le Nord et semble marquer une déformation plus importante dans le bloc Sud de la zone de faille que dans le bloc Nord. La répartition des fractures sans remplissage associées à cet épisode de déformation ne montre pas de contrôle lithologique clair (Fig. 6.13). Cette absence de contrôle est confirmée par les abondances relatives équivalentes entre chaque unité lithologique (Fig. 6.14). On note cependant la présence d'une légère variation latérale de la répartition de ces fractures qui se concentrent dans les gneiss du Wollaston Sud à l'Ouest de la zone d'étude sur la coupe A et dans le dôme archéen à l'Est sur la coupe F (Fig. 6.14).

Enfin les veines à uranium, au nombre de 67, sont les structures les moins observées dans la zone de faille. Ces veines sont majoritairement retrouvées dans le granite et plus faiblement dans les gneiss du Wollaston Sud (Fig. 6.13) sous l'amas minéralisé à la discordance. Le faible nombre de ces veines ne permet pas de conclure à la présence ou l'absence d'un contrôle lithologique. On note cependant que ces veines sont retrouvées sur les coupes E et F à l'Est et absentes des coupes A et C à l'Ouest (Fig. 6.14) soulignant la distribution hétérogène de ces veines le long de la zone de faille.

Figure 6-14 : Abondances relatives des structures classées selon leurs typologies et leurs remplissages, dans les lithologies du socle le long de la faille de Cigar Nord (Annexe 13).


Abondances relatives des structures [%] (Cigar Nord)
Abondances relatives des structures [%] (Coupe A)
Abondances relatives des structures [%] (Coupe C)
Abondances relatives des structures [%] (Coupe E)
Abondances relatives des structures [%] (Coupe F)
100
80
60
40
20
0
U
Total
Gneiss du Wollaston (Sud)
Intrusion granitique
Ecaille de gneiss du Wollaston (Nord)
Dôme archéen
Plans de dissolution
Quartz
Carbonates
Chlorite
Pyrite
Uranium
Hématite
Argiles blanches
Illite - Quartz ± Carbonates ± Chlorite
Sans remplissage

L'étude de la répartition des « roches de faille » entre le socle et le bassin sédimentaire (Tableau 6.6) confirme donc la distribution verticale hétérogène des « roches de faille » observée sur la coupe E et retrouvée sur l'ensemble de la zone de faille. Cette hétérogénéité se manifeste par l'absence des structures pré-Athabasca dans le bassin sédimentaire et l'enregistrement de l'ensemble de l'évolution structurale pré-, syn- et post-Athabasca dans les lithologies du socle.

L'hétérogénéité transversale de la distribution des types de « roches de faille » et des remplissages minéralogiques des structures de la zone endommagée, identifiée dans les lithologies du socle de la coupe E, est retrouvée pour l'ensemble de la zone de faille. Les différences d'abondance des structures entre les lithologies du socle (Tableau 6.6, Fig. 6.13) confirment le contrôle de la lithologie sur la distribution des structures. La séquence structurale définie à partir de la typologie des structures et de leurs remplissages minéralogiques permet d'associer chaque structure à un évènement de la séquence structurale et paragénétique (Fig. 5.19). La différence de répartition des structures entre les lithologies du socle traduit donc une variation de la localisation des réactivations structurales au cours de l'évolution de la zone de faille. Les mylonites et brèches à quartz-hématites associées à la déformation ductile et ductile-cassante pré-Athabasca, sont retrouvées dans l'ensemble des lithologies avec une légère prévalence dans les lithologies au mur de la faille (partie Nord). Les structures de la déformation cassante pré-Athabasca représentées par les cataclasites, les plans de dissolution et les veines à carbonates sont majoritairement observées dans les lithologies gneissiques et témoignent de réactivations au toit (partie Sud) et le long de l'éponte Nord du mur de la zone de faille. Les brèches et veines à illite – quartz, structures associées au début de la déformation cassante syn- à post- Athabasca sont principalement retrouvées au mur de la faille (partie Nord) au sein de l'intrusion granitique. La déformation cassante tardive semble plus disséminée avec une répartition homogène des fractures sans remplissage entre les lithologies, bien que les brèches non-cohésives soient majoritairement retrouvées dans les gneiss du Wollaston au Sud. Ce contrôle lithologique sur la localisation des réactivations aboutit à une organisation structurale hétérogène, en particulier entre les lithologies gneissiques (gneiss du Wollaston et dôme archéen) marquées par la déformation cassante pré-Athabasca et l'intrusion granitique marquée par la déformation cassante syn- à post-Athabasca.

A ces variations verticale et transversale, vient s'ajouter une variabilité latérale de la répartition des structures de la zone d'endommagement dans les lithologies du socle (Fig. 6.14). Le calcul des abondances relatives de ces structures, classées selon leur typologie et leurs remplissages minéralogiques, montre une augmentation des structures cassantes pré-Athabasca (plans de dissolution et veines de carbonates) et des fractures sans remplissage associées à la déformation cassante tardive vers l'extrémité Ouest de la zone de faille, contrairement aux veines à illite - quartz ± carbonates ± chlorite ou à uranium associées à la déformation cassante syn- à post-Athabasca dont l'abondance augmente vers l'Est dans la zone centrale de la faille où la déformation est la plus forte. Ces variations d'abondances des types de structures et de leurs remplissages, font ressortir la présence de segments au sein de la zone de faille plus ou moins réactivés selon les différentes phases de l'évolution structurale.

6.4. Caractérisation de l'organisation litho-structurale de la faille de Cigar Main : Exemple de la coupe H

L'organisation litho-structurale de la faille de Cigar Nord montre la présence d'hétérogénéités verticales, transversales et latérales de la morphologie du cœur de faille principal et des zones d'endommagements, des intensités de fracturation, ainsi que des types et remplissages minéralogiques des « roches de faille » et structures des zones endommagées. Cette forte hétérogénéité de la faille de Cigar Nord est principalement contrôlée par la variabilité lithologique observée le long de la zone de faille.

La zone de faille de Cigar Main portant le gisement de Cigar Lake, identifiée sur plus de 10 km dans le bloc lithologique des sédiments du Wollaston est associée à une diversité lithologique plus faible que la faille de Cigar Nord de par l'absence d'intrusion granitique et de dôme archéen. L'objectif de cette section vise à caractériser l'organisation litho-structurale de cette zone de faille afin de vérifier si les hétérogénéités observées sur Cigar Nord y sont retrouvées. La coupe H étant la seule coupe sélectionnée pour Cigar Main, seules les hétérogénéités verticale et transversale seront caractérisées.

6.4.1. Localisation du cœur de faille principal

Le cœur de faille principal et les cœurs de faille secondaires définis à partir des « roches de faille » ont été relevés dans les lithologies du socle et du bassin sur chaque forage et reportés sur la coupe H (Fig. 6.15). Quatre intervalles de cœur de faille principaux sont observés, dont 3 sont regroupés sur la moitié Sud de la coupe et sont sub-alignés. Le quatrième intervalle est excentré par rapport à ce groupe et pourrait appartenir à une autre zone de faille. Le tracé reliant les trois intervalles fait apparaitre une variation du pendage de la structure entre les lithologies du socle et du bassin. Dans le socle, le pendage est similaire à celui des contacts lithologiques observés entre les méta-sédiments du Wollaston, les roches calco-silicatées et les pegmatites. Ce pendage est verticalisé dans le bassin sédimentaire à partir de la discordance. Une légère diminution de l'épaisseur du cœur de faille est également observée dans le socle à proximité de la discordance.

Plusieurs cœurs de faille secondaires localisés à proximité du cœur de faille principal sont recoupés par les forages dans le socle et le bassin. Ces cœurs, peu nombreux, en particulier dans le socle, sont retrouvés à moins de 50 mètres de part et d'autre du cœur principal. La proximité de ces structures à la structure principale permet d'interpréter la faille de Cigar Main comme une zone de faille à cœurs multiples. La radioactivité mesurée en diagraphie le long des forages ne montre pas d'augmentation dans ou à proximité des cœurs de faille.

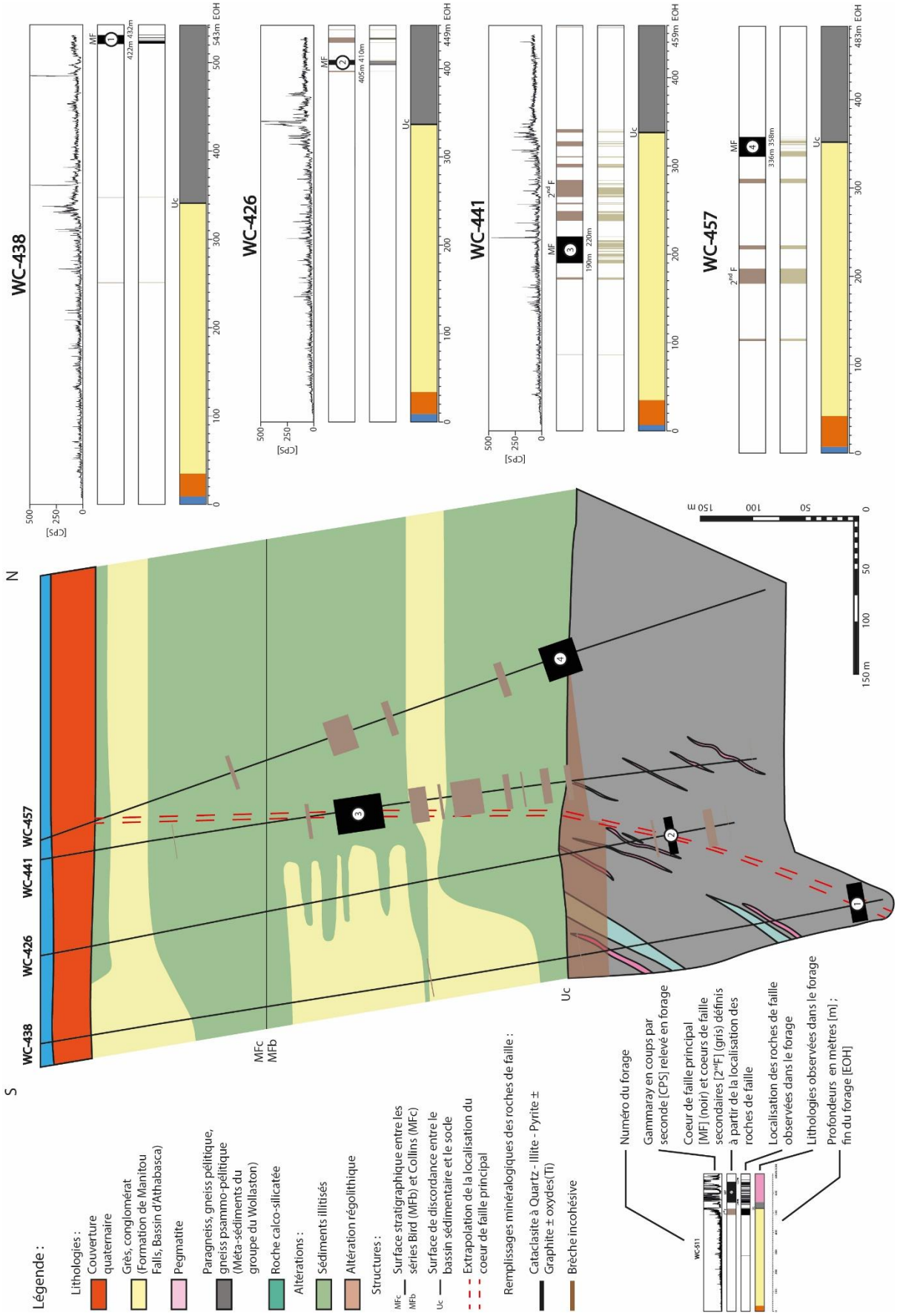


Figure 6-15 : Localisation du cœur de faille principal et des cœurs secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe H

6.4.2. Caractérisation de la zone d'endommagement

La caractérisation géométrique de la zone d'endommagement est réalisée sur les 4 forages de la coupe H qui regroupent 4303 structures réparties dans le socle (2318) et le bassin sédimentaire (1985). Les intervalles structuraux identifiés à partir de la méthode des fréquences cumulées sont reportés sur ces forages et traduits sous forme coupe (Fig. 6.16).

Les tracés des limites Nord et Sud de la zone d'endommagement interne sont continus entre le socle et le bassin sédimentaire. Cette continuité indique une déformation équivalente enregistrée entre ces deux blocs lithologiques. Cependant, des variations d'épaisseur de la zone d'endommagement interne sont observées au sein du socle et du bassin sédimentaire, avec un élargissement progressif de la zone au voisinage de la discordance. Cet élargissement marque une accumulation plus importante de la déformation à proximité de cette structure. Pour la zone d'endommagement externe, la limite Sud est identifiée dans le bassin sur le forage WC-438 et la limite Nord dans le socle sur le forage WC-457. La limite Nord dans le bassin et la limite Sud dans le socle n'étant pas identifiées, il est impossible d'observer une différence dans l'épaisseur de la zone d'endommagement externe entre le bassin et le socle.

Une légère asymétrie sur les épaisseurs des zones d'endommagement interne et externe est observée dans le bassin sédimentaire et sur la zone d'endommagement interne dans le socle, avec des épaisseurs plus importantes au Nord du cœur de faille principal qu'au Sud. Une légère asymétrie est également retrouvée dans le socle sur les intensités de fracturation de la zone d'endommagement interne, entre la partie Nord de la zone de faille à 4,9 structures par mètre et la partie Sud à 8,8 structures par mètre (Fig. 6.17). Les intensités de fracturation médianes retrouvées sur les autres zones dans le socle et le bassin, montrent des différences de moins d'une à deux structures par mètre entre la zone Nord et la zone Sud correspondante (Fig. 6.17 et 6.18). Ces variations très faibles, non-significatives, indiquent une symétrie des intensités de fracturation entre les zones Nord et Sud.

La caractérisation de la morphologie et des intensités de fracturation de la zone d'endommagement révèle donc une distribution homogène des structures sur la coupe H. Cette distribution homogène se caractérise par (i) une variabilité verticale entre le socle et le bassin sédimentaire marquée par des intensités de fracturation plus fortes, (ii) et une symétrie des épaisseurs et des intensités de fracturation des zones d'endommagement au Nord et au Sud du plan de faille.

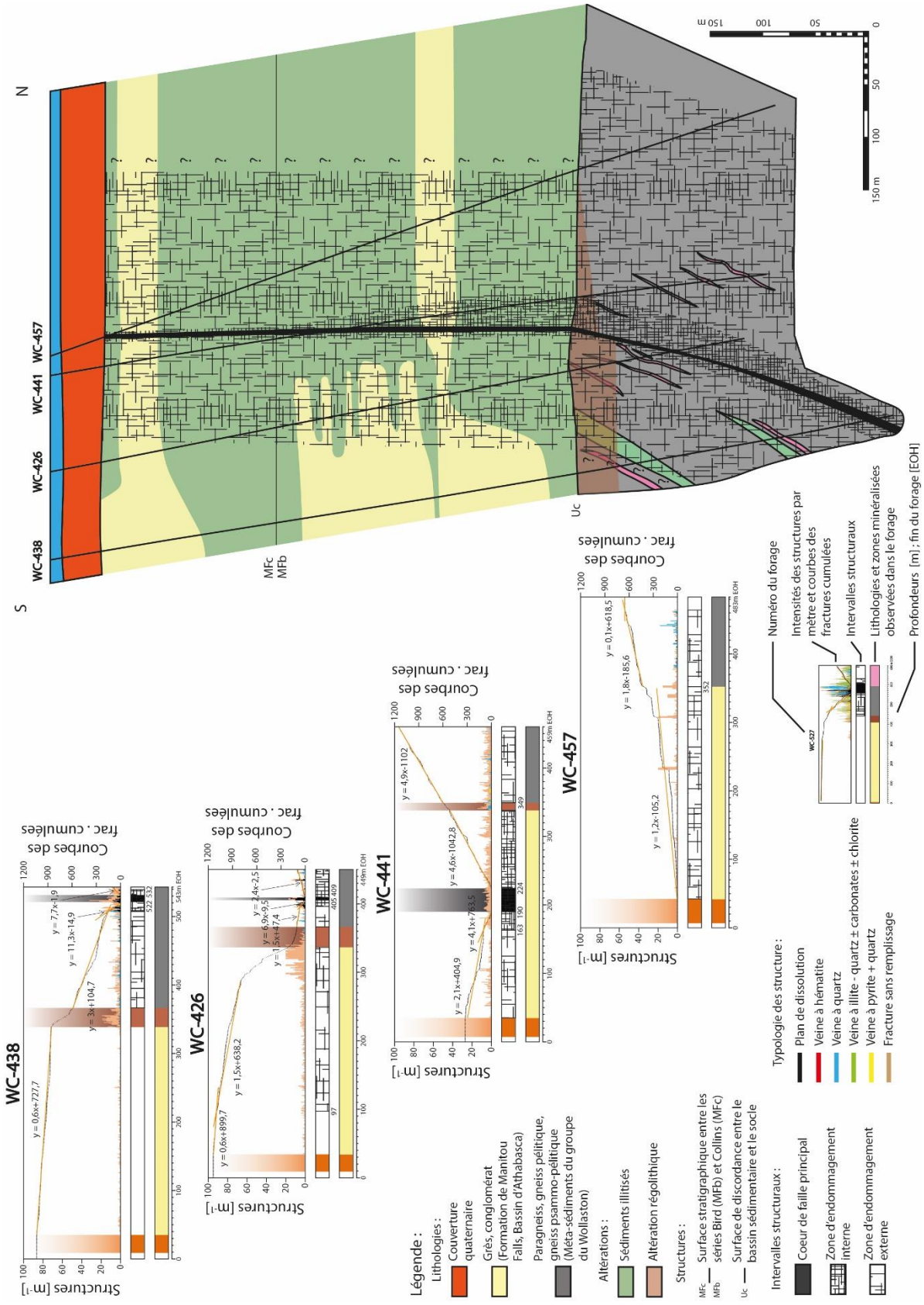


Figure 6-16 : Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement de Cigar Main réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe H.

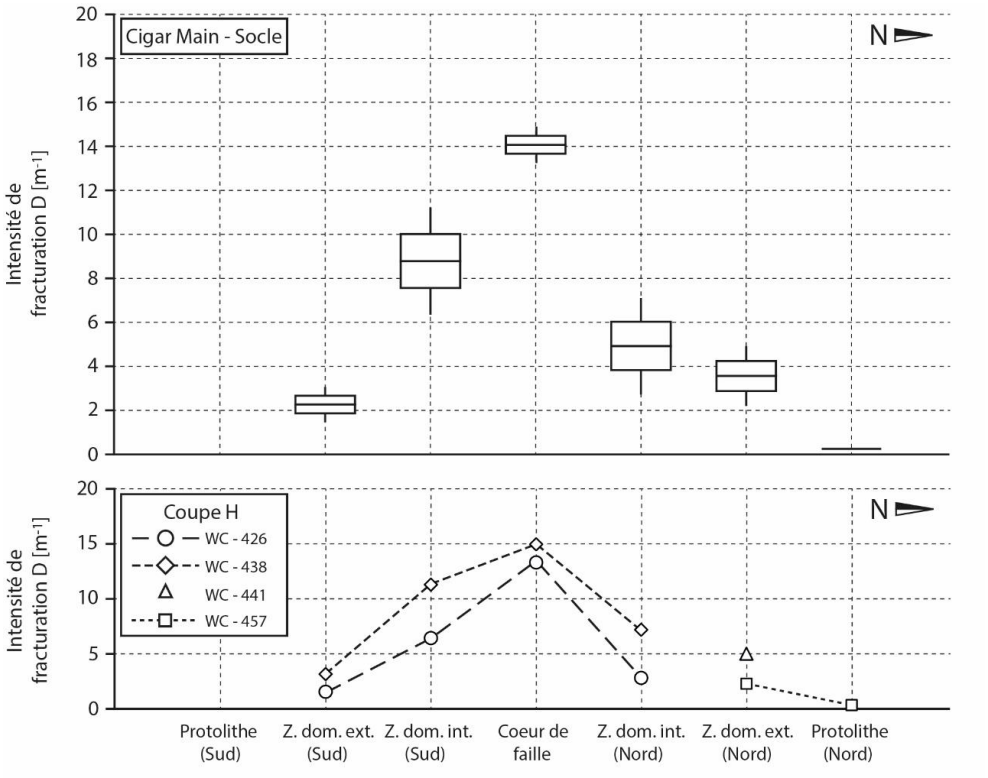


Figure 6-17 : Intensités de fracturation moyennes des intervalles structuraux dans le socle pour la coupe H sur la faille de Cigar Main.

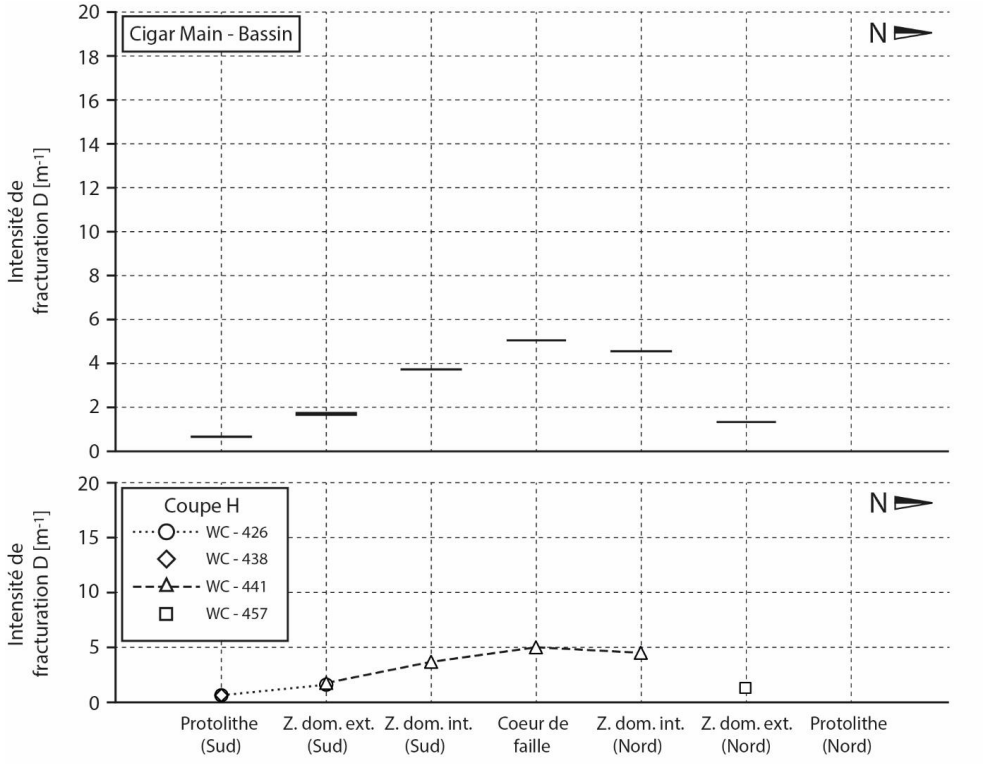


Figure 6-18 : Intensités de fracturation moyennes des intervalles structuraux dans le bassin sédimentaire pour la coupe H.

6.4.3. Distribution des structures selon les lithologies

L'identification des « roches de faille » recoupées le long des forages montre une faible diversité de « roches de faille » et une répartition hétérogène des types de structures entre le socle et le bassin avec une restriction des structures pré-Athabasca (mylonites et cataclasites) aux lithologies du socle et une présence des brèches incohésives syn- à post-Athabasca dans le socle et le bassin sédimentaire (Tableau 6.7).

			Gneiss du Wollaston	Bassin sédimentaire
Pré - Athabasca	Ductile	Mylonites	X	
	Ductile - cassant	Brèches Quartz ± Hématite		
	Cassant	Cataclasites	X	
Syn- à post- Athabasca		Brèches Quartz - Illite		
		Brèches Quartz - Pyrite		
		Gouges à argiles blanches		
		Brèches incohésives	X	X

Tableau 6-7 : Répartition des « roches de faille » selon les lithologies pour la coupe H.

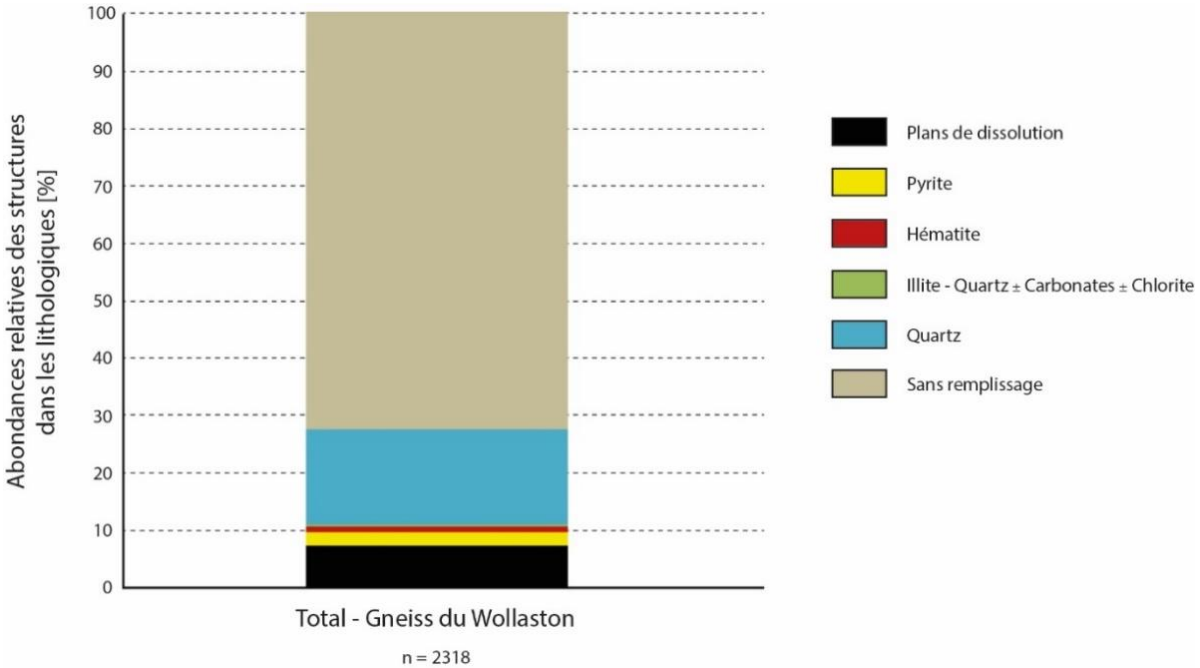


Figure 6-19 : Abondances relatives des structures classées selon leur typologie et leurs remplissages, dans les lithologies du socle pour la coupe H (Annexe 13).

La distinction des structures associées à la zone d'endommagement selon leur typologie et leur remplissage minéralogique, fait ressortir des différences d'abondances très importantes entre chaque type de structures dans le socle (Fig. 6.19 et Annexe 13). Les fractures sans remplissage sont surreprésentées et constituent 72,5 % de l'ensemble des structures. Les veines à quartz (16,5 %) et les plans de dissolution (7,3 %) sont les deux autres types majoritaires. Ces trois types représentent à eux seuls 96,4 % des structures recoupées par les forages. Les 3,6 % restants se répartissent entre les veines à pyrite (2,3 %), à hématite (1 %) et à illite – quartz ± carbonates ± chlorite (0,3 %).

6.5. Estimation des déplacements enregistrés par les failles de Cigar Nord et Main

Le déplacement total d'une zone de faille correspond à l'ensemble des déplacements accumulés au cours de l'évolution tectonique. Ce déplacement peut être défini par un vecteur « déplacement » à partir d'un niveau marqueur présent avant l'initiation de la faille et qui est recoupé et décalé par la faille. Ce vecteur, reliant la position initiale et finale de l'objet considéré, est égal à la somme du déplacement apparent horizontal (observé en carte) et du déplacement apparent vertical (observé en coupe). Bien que ce vecteur déplacement soit variable le long d'une faille, la partie centrale de la faille accumulant plus de déplacement que ces extrémités, la caractérisation des vecteurs déplacements locaux, sur plusieurs points répartis le long de la faille permet d'obtenir un ordre de grandeur du déplacement occasionné par la faille. La comparaison de ces déplacements entre plusieurs zones de faille, peut permettre de les classer en failles principales où les déplacements sont les plus élevés, en faille secondaires, tertiaires… sur lesquelles les déplacements sont plus faibles. Dans le cadre de l'étude des zones de faille de Cigar Nord et Main, aucun niveau marqueur antérieur à la mise en place de ces failles lors de la collision oblique tardive (D3) n'est recoupé. En l'état, il est donc impossible de définir des vecteurs de déplacement et de calculer les quantités de déplacements totaux associées.

S'il est impossible de parvenir à une valeur exacte des déplacements, il est par contre possible de déterminer laquelle des zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main a enregistré le plus de déplacement avant le dépôt du bassin de l'Athabasca. En effet, le contact géologique entre les sédiments du Wollaston/intrusion granitique et le dôme archéen peut être utilisé comme un marqueur du déplacement vertical pré-Athabasca car les lithologies archéennes sont, avant l'initiation des zones de faille, en position normale sous les sédiments du groupe du Wollaston. La présence de dômes archéens le long d'une zone de faille au niveau de la discordance, indique donc une remontée des lithologies archéennes par rapport aux sédiments du Wollaston et la présence d'un déplacement vertical important accommodé par la faille.

C'est le cas de la zone de faille de Cigar Nord, localisée au contact d'un dôme archéen (Nord) et d'un bloc lithologique (Sud) formé d'une intrusion granitique et des sédiments du Wollaston (Fig. 6.3). Cette juxtaposition de ces deux blocs lithologiques et la mise en place de l'intrusion granitique au contact de ces deux blocs témoigne de l'échelle crustale de la zone de faille. Aucun dôme archéen n'est par contre retrouvé le long de la

faille de Cigar Main, qui se localise au niveau de la discordance dans les séries méta-sédimentaires du Wollaston (Fig. 6.3). Bien qu'une intense déformation ductile soit observée long de la faille, témoignant de son initiation à des profondeurs importantes, l'absence du contact majeur dôme archéen/méta-sédiments le long de la faille indique un déplacement vertical plus faible que celui enregistré par la faille de Cigar Nord.

Des quantités de déplacement peuvent également être estimées à partir des lois empiriques reliant les paramètres géométriques des structures, en particulier les épaisseurs des cœurs de faille et le déplacement. Cette estimation nécessite de recalculer l'épaisseur réelle (TT) des structures recoupées en forage à partir de leurs épaisseurs apparentes (MT), des orientations et du pendage de l'une des épontes (Dip Azimut et θ), ainsi que des orientations et pendages des forages (Chap. 4.4.2.2). L'ensemble de ces données n'étant pas disponible pour toutes les structures, les déplacements estimés seront associés à des structures individuelles et non équivalent au déplacement total de la zone de faille. De plus la définition de l'épaisseur apparente est difficile pour certaines « roches de faille ». C'est le cas des mylonites sur la zone de Cigar Nord, en grande partie masquées par les réactivations postérieures, ou des brèches non-cohésives pour l'ensemble des zones de faille de par la modification de l'épaisseur apparente de la structure lors de la réalisation du forage et de la remontée des carottes en surface. Les brèches cohésives et silicifiées n'étant observées que sur la zone de Cigar Nord, seules les cataclasites associées à la déformation post-collisionnelle tardive permettent de comparer les déplacements entre les failles de Cigar Nord et Cigar Main.

Les épaisseurs réelles des cataclasites (TT) ont été recalculées pour 196 intervalles, dont 138 provenant de 18 forages répartis le long de la faille de Cigar Nord et 58 provenant de 21 forages le long de la faille de Cigar Main (Fig. 6.20, A et Annexes 15 et 16).

Les histogrammes des épaisseurs réelles des cataclasites recoupées en forages le long de la faille de Cigar Nord (Fig. 6.20, B) et de Cigar Main (Fig. 6.20, C) montrent des distributions différentes. Si la totalité des cataclasites de la faille de Cigar Main ont des épaisseurs faibles comprises entre 0,5 mm et 0,5 m, une dispersion plus importante est observée sur la faille de Cigar Nord, avec des épaisseurs comprises entre 3 cm et 12,1 m. Le report de ces valeurs dans le diagramme épaisseur des structures et déplacement permet d'estimer des déplacements compris entre 3 m et 1210 m pour les cataclasites sélectionnées le long de la faille de Cigar Nord (Fig. 6.20, D) avec un déplacement médian de 35 m et des déplacements compris entre 5 cm et 40 m pour les cataclasites de Cigar Main (Fig. 6.20, E) avec un déplacement médian de 5 m. Bien que ces résultats ne soient que des estimations, réalisées sur un nombre limité de structures, la différence de deux ordres de grandeur sur le déplacement maximal et d'un ordre de grandeur sur le déplacement médian indique que la faille de Cigar Nord a accommodé une déformation cassante post-collisionnelle tardive et des déplacements pré-Athabasca plus importants que la faille de Cigar Main.

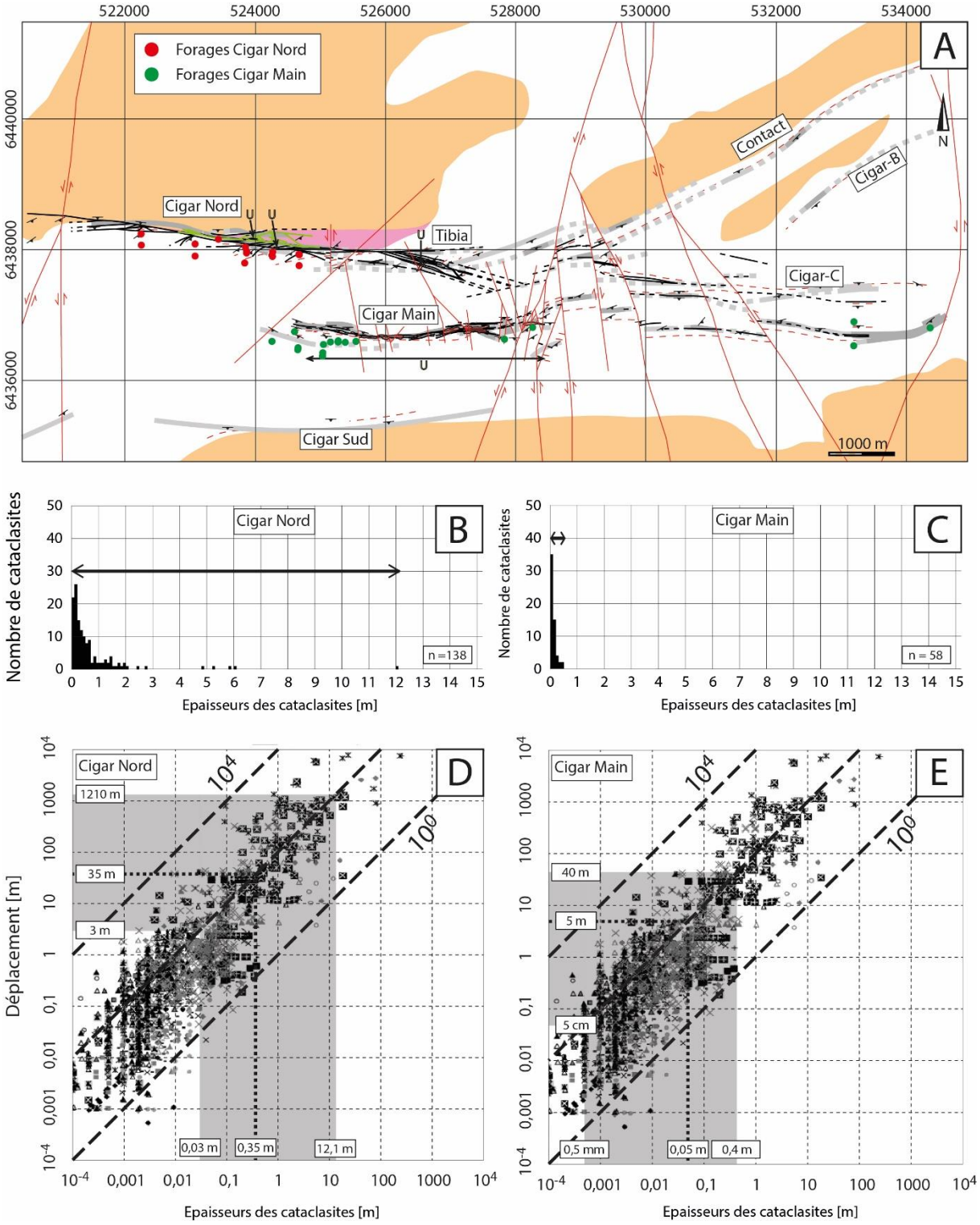


Figure 6-20 : Estimation des quantités de déplacement associées aux cataclasites. (A) Localisation des 18 forages de Cigar Nord et des 21 forages de Cigar Main recoupant les cataclasites sélectionnées. (B et C) Histogrammes montrant la distribution des épaisseurs réelles des cataclasites recoupées par les forages le long des failles de Cigar Nord et Cigar Main. (D et E) Déplacements minimal, médian et maximal estimés dans le diagramme de Torabi et Berg (2011) à partir des épaisseurs réelles des cataclasites recoupées le long des failles de Cigar Nord et Main, et de la relation empirique $y = x.10^2$ (modifiée d'après Torabi et Berg, 2011).

Les positions structurales des deux zones de faille, et en particulier la présence d'un dôme archéen à la discordance et au contact de la faille de Cigar Nord, ainsi que l'estimation des quantités de déplacements associées aux cataclasites, indiquent que la faille de Cigar Nord a accommodé un déplacement pré-dépôt du bassin plus important que la faille de Cigar Main. Ces deux éléments sont renforcés par la présence sur la faille de Cigar Nord des brèches cohésives à quartz – hématite associées au domaine ductile-cassant et des brèches cohésives à quartz – illite, brèches non retrouvées sur Cigar Main. L'ensemble de ces éléments permet de conclure que la faille de Cigar Nord représente la faille majeure de la zone d'étude, la faille de Cigar Main pouvant être qualifiée de structure secondaire.

6.6. Comparaison de l'organisation litho-structurale des failles de Cigar Nord et Main

La reconstitution du schéma structural au toit du socle à l'échelle de la propriété Waterbury/Cigar montre une distribution hétérogène de la déformation (Fig. 6.3). Cette distribution hétérogène se marque par la présence d'un couloir de déformation, correspondant à une méga-structure Est-Ouest d'échelle régionale regroupant la majorité des zones de faille observées dans la zone d'étude. Les structures de ce couloir se démarquent par un polyphasage de la déformation, associé à des réactivations lors de la transition ductile-cassante et en domaine cassant lors de la déformation post-collisionnelle tardive. La localisation des zones minéralisées aux bordures de ce couloir de déformation, fait apparaître un contrôle structural des minéralisations par les structures bordières de Cigar Nord, faille faiblement minéralisée, et Cigar Main contenant le gisement de Cigar Lake.

La comparaison des failles de Cigar Nord et Main fait ressortir deux positions litho-structurales différentes. La faille de Cigar Nord se localise le long d'un contact séparant deux blocs lithologiques, un dôme archéen le bloc lithologique Nord, et les séries méta-sédimentaires du Wollaston ou l'intrusion granitique appartenant au bloc Sud. Le contact entre les gneiss du Wollaston et le dôme archéen représente un contact discordant entre les sédiments du Wollaston et la marge passive du craton de Hearne (Chap. 2.2). Ce contact, antérieur aux premiers épisodes structuraux enregistrés par la faille de Cigar Nord lors de la collision oblique tardive (D_3), peut être qualifié d'héritage structural fort. La présence dans l'intrusion granitique de foliations (S_2) orientées NE-SO formées lors de la collision et l'épaississement crustal (D_2) datent l'intrusion granitique et les contacts intrusifs entre le granite et dôme archéen ou les gneiss du Wollaston pré- ou syn-D_2 (Chap. 5.2.1). Ces contacts peuvent également être qualifiés d'héritage structural fort, antérieur à la mise en place de la faille de Cigar Nord (D_3). De par sa position le long de ces structures héritées, la localisation de la faille de Cigar Nord et de son cœur de faille principal dans le socle est contrôlée par ces deux héritages structuraux. La présence dans le bassin sédimentaire du cœur de faille principal à la verticale ou en continuité de ces contacts lithologiques (Fig.6.5, 6.8 et Annexes 2, 7, 8) montre que la localisation du cœur de faille dans le bassin est également contrôlée par cet héritage structural fort du socle. La faille de Cigar Main se localise au sein du bloc lithologique des sédiments du Wollaston et n'est donc pas associée à un contact lithologique majeur entre blocs lithologiques. L'identification et le report du cœur de faille principal sur la coupe H (Fig. 6.15), fait apparaitre un pendage similaire entre le cœur et les

contacts lithologiques des séries méta-sédimentaires du Wollaston, les roches calco-silicatées et les pegmatites. Cette similitude entre les pendages traduit le contrôle de l'héritage structural formé par ces contacts sur la mise en place de la zone de faille dans le socle. L'intervalle de cœur de faille principal dans le bassin sédimentaire, observé à la verticale de celui du socle, montre comme pour Cigar Nord que sa localisation dans le bassin est contrôlée par l'héritage structural du socle. Cette différence de position litho-structurale entre les deux zones de faille est donc associée à des héritages structuraux de natures différentes.

Cette différence de position structurale induit une anisotropie lithologique plus forte le long de la faille de Cigar Nord que le long de la faille de Cigar Main. Au premier ordre, la présence du bassin sédimentaire sur les lithologies du socle représente l'anisotropie lithologique principale. Cette anisotropie verticale est retrouvée sur les deux zones de faille et engendre une variabilité entre le socle et le bassin des types de « roches de faille » (Tableaux 6.6 et 6.7) et structures des zones d'endommagement, des épaisseurs des cœurs de faille (Fig. 6.5, 6.9, 6.15 et Annexes 2, 8) et des zones endommagées (Fig. 6.7, 6.9, 6.16 et Annexes 9), ainsi que des intensités de fracturation (Fig. 6.10, 6.12, 6.17 et 6.18). La faible diversité des roches de faille et structures des zones endommagées, les épaisseurs limitées des cœurs de faille et des zones d'endommagement, ainsi que les intensités de fracturation plus faibles dans le bassin sédimentaire par rapport au socle, témoigne de l'accumulation moins importante de la déformation dans le bassin. Cette accumulation moins importante est due à la différence d'âge des lithologies et à l'enregistrement de la déformation sur une période plus courte dans le bassin.

De par leur différence de position structurale, une anisotropie lithologique transversale (perpendiculaire au plan de faille) est également présente dans le socle le long de la zone de faille de Cigar Nord, mais absente sur Cigar Main. Cette anisotropie des lithologies du socle se traduit sur Cigar Nord par (i) une asymétrie (ou variabilité transversale) de la morphologie de la zone de faille (Fig. 6.9), avec une zone d'endommagement interne plus large au mur (Nord) qu'au toit de la faille (Sud), (ii) une asymétrie des intensités de fracturation (Fig. 6.10), avec des intensités plus élevées au toit de la faille (sauf coupe E), et (iii) une asymétrie dans la répartition des types de « roches de faille » (Tableau 6.6) et des remplissages minéralogiques des structures de la zone d'endommagement (Fig. 6.13 et 6.14), avec une présence marquée des structures silicifiées (« roches de faille » et veines) dans l'intrusion granitique et des plans de dissolution dans les lithologies gneissiques. A l'opposé, la zone de faille de Cigar Main présente une symétrie plus importante dans les lithologies du socle, avec des asymétries peu marquées voir négligeables entre le mur et le toit sur (i) l'épaisseur de zone d'endommagement interne (Fig. 6.16), (ii) sur les intensités de fracturation (Fig. 6.17) et (iii) sur la répartition des types de « roches de faille » (Fig. 6.15). La comparaison de ces deux zones de faille permet donc de lier les variabilités transversales observées sur Cigar Nord pour les différents paramètres à un contrôle lithologique et la forte hétérogénéité lithologique au sein de la zone de faille dans le socle.

Cette différence de position structurale (Fig. 6.3) traduit également une différence de hiérarchisation entre la faille de Cigar Nord et Cigar Main. La présence de lithologies archéennes, sous-jacentes aux séries du Wollaston, au contact de la faille de Cigar Nord et à la discordance, implique un déplacement vertical pré-Athabasca très

important accommodé par la faille permettant la remontée du bloc archéen. L'absence de ces lithologies archéennes le long de la faille de Cigar Main implique de fait un déplacement vertical plus faible. Cette observation est confirmée par les ordres de grandeur estimés sur les déplacements associés aux cataclasites lors de la déformation cassante post-collisionnelle tardive (Fig. 6.20, D et E), ainsi que par l'absence des brèches cohésives à quartz-hématite liées à la transition ductile-cassant et des brèches cohésives à quartz – illite sur la zone de faille de Cigar Main (Fig. 6.3). L'ensemble de ces observations permet de définir la faille de Cigar Nord comme une structure majeure d'échelle crustale ayant accommodée des déplacements verticaux très importants et la faille de Cigar Main comme une structure secondaire associée à des déplacements plus faibles.

Ces deux zones de faille se démarquent donc l'une de l'autre par des héritages structuraux contrastés à l'origine de leurs architectures actuelles. L'héritage structural fort sur Cigar Nord a favorisé la localisation des réactivations tectoniques et l'accommodation de grandes quantités de déplacement aboutissant à la formation d'un cœur de faille très large marqué par d'intenses silicifications. La forte anisotropie lithologique associée à cet héritage structural et le contrôle exercé par les lithologies sur les types de structures et leurs remplissages minéralogiques sont à l'origine de l'architecture complexe de cette zone de faille et des fortes variabilités structurales verticales et transversales. L'héritage structural plus discret sur Cigar Main a été plus défavorable aux réactivations tectoniques et à l'accommodation de grandes quantités de déplacement, ce qui a eu pour conséquence la formation d'un cœur de faille de plus faible épaisseur, moins marqué par les silicifications. L'anisotropie lithologique plus faible associée à cet héritage structural n'a pas favorisé le développement de variabilités transversales. L'architecture des zones de faille ayant un impact sur leurs comportements hydrauliques, l'héritage structural et son influence sur la morphologie des failles semble être un point clef sur la localisation des circulations des fluides uranifères, au vu de la distribution des amas minéralisés sur l'ensemble de la zone d'étude.

Chapitre 7

7. Apport des données pétrophysiques sur l'évolution hydraulique des zones de faille de Cigar Nord et Main 190

7.1. Les résultats des analyses 191
7.1.1. Les densités 191
7.1.2. Porosité par saturation à l'eau 193
7.1.3. Vitesses de propagation des ondes acoustiques 194
7.1.4. Conductivité thermique 196
7.1.5. Perméabilité 198
7.2. Analyse des corrélations entre propriétés pétrophysiques 199
7.2.1. Analyses en composantes principales 200
7.2.2. Extension des corrélations à l'ensemble du jeu de données 202
7.2.3. Corrélations à l'échelle des zones de faille et impact de la fracturation 205
7.3. Caractérisation morphologique du réseau poreux 209
7.3.1. Porosimétrie par injection de mercure 210
7.3.2. Paramètres géométriques de la porosité macroscopique 213
7.3.3. Paramètres topologiques de la porosité macroscopique 220
7.3.4. Domaines de porosités-perméabilités et morphologies du réseau poreux 222
7.4. Faciès pétrophysiques 226
7.4.1. Fracturation associée aux évènements hydrothermaux 226
7.4.2. Degré d'altération associée aux évènements hydrothermaux 229
7.4.3. Impacts de la fracturation et de l'altération sur la morphologie du réseau poreux et les propriétés hydrauliques 232
7.4.4. Évolution des faciès pétrophysiques 236
7.5. Evolution hydraulique différenciée des zones de faille de Cigar Nord et Main 238

7. Apport des données pétrophysiques sur l'évolution hydraulique des zones de faille de Cigar Nord et Main

Les modèles théoriques développés pour les zones de failles depuis plusieurs décennies décrivent des comportements hydrauliques combinés de drain ou d'écran aux circulations fluides, associés aux cœurs de faille et aux zones d'endommagement (Caine et al., 1996; Clennell et al., 1998; Fisher et Knipe, 1998; Faulkner et al., 2010; Matonti et al., 2012; Indrevær et al., 2014). Ces comportements, non figés dans le temps, sont dépendant de l'évolution structurale et des altérations (précipitation/dissolution) impactant les propriétés hydrauliques des lithologies et des structures.

L'architecture complexe des zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main et leur évolution structurale différentiée selon les lithologies lors des différents épisodes de réactivation produisent une forte hétérogénéité minéralogique, structurale et d'altération. L'impact de ces hétérogénéités sur le comportement hydraulique des zones de failles est un point clé pour comprendre la localisation des circulations de fluides et le dépôt des minéralisations uranifères.

L'objectif de ce chapitre est de caractériser les systèmes hydrauliques de ces zones de failles, à partir des mesures des propriétés pétrophysiques. L'enjeu de ce chapitre est de démontrer que les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main acquièrent des comportements hydrauliques différentiés, qui influenceront les écoulements des fluides.

Des mesures pétrophysiques de densité de phase solide, de densité apparente et de porosité par saturation à l'eau ont été acquises de façon régulière lors des forages d'exploration par les équipes d'Orano sur 1878 échantillons. En complément, plusieurs études ont été menées au sein du laboratoire GeoRessources depuis 2015 (Martz, 2017) sur 88 nouveaux échantillons, ajoutant aux mesures de densités et de porosité à l'eau, des mesures de porosité mercure, de perméabilité, de vitesse de propagation des ondes P et S, et de conductivité thermique. En complément de ces études antérieures, de nouvelles données ont été acquises en suivant les mêmes protocoles d'analyse sur 206 échantillons provenant de l'échantillonnage réalisé durant cette thèse. Ces différentes études, représentant 2172 échantillons répartis sur l'ensemble de la zone de Waterbury Cigar, sont compilées dans la base de données d'Otelo (Observatoire Terre Environnement de l'Université de Lorraine) (https://ordar.otelo.univ-lorraine.fr/). Les résultats sont présentés pour chaque paramètre mesuré. Les corrélations entre ces paramètres sont discutées afin d'aboutir à la définition de faciès pétrophysiques. La définition de ces faciès s'appuiera également sur une étude de la morphologie des réseaux poreux via l'analyse géométrique et morphologique de la porosité macroscopique sur lames minces. Ces morphologies seront interprétées au travers des intensités de fracturation et des degrés d'altération observés sur les lames minces.

L'ensemble de ces observations permettra de définir des trajets pétrophysiques retraçant l'évolution hydraulique des échantillons testés et des zones de failles de Cigar Nord et Cigar Main.

7.1. Les résultats des analyses

L'ensemble des données pour chaque propriété pétrophysique est présenté, en classant les échantillons par lithologie. Cette classification rend possible l'identification des variations et de la distribution des mesures (moyennes, médianes, quartiles, valeurs maximales et minimales) pour chaque lithologie.

7.1.1. Les densités

La densité de phase solide (d_{ps}) est un paramètre qui associe la densité des phases minérales et la porosité non connectée. La base de données regroupe 1028 échantillons sur lesquels sont mesurées les d_{ps}, dont 507 provenant des lithologies du socle, 25 de celles des cœurs de faille et 496 des lithologies du bassin sédimentaire (Fig. 7.1).

Les lithologies du socle ont des d_{ps} médiane et moyenne de 2,68 et 2,65 respectivement. Les d_{ps} médianes et moyennes sont regroupées entre 2,60 et 2,69 pour les granites, les pegmatites et les gneiss. Ces valeurs, proches des densités du quartz (2,65), des feldspaths potassiques (2,5 – 2,62) et des plagioclases (2,57 – 2,76), traduisent le contrôle de ces minéraux primaires sur les d_{ps} médianes et moyennes. Les amphibolites ont une d_{ps} médiane plus élevée à 3,31 due à l'influence de la hornblende (3 – 3,59).

Des variations sont mesurées pour chaque lithologie. La dispersion des d_{ps} est faible pour les granites et pegmatites, où la moitié des valeurs est répartie entre les quartiles 1 et 3, et les valeurs minimales et maximales sont resserrées autour des d_{ps} médiane et moyenne. Pour les gneiss, les d_{ps} entre les quartiles 1 et 3 sont également resserrées autour des d_{ps} médiane et moyenne, mais une dispersion importante est observable entre les valeurs minimale et maximale. Cette dispersion est cependant à nuancer. Sur les 411 échantillons de gneiss, seul 7 échantillons ont des d_{ps} au-dessus de 3 et 27 échantillons en-dessous de 2,5. Les valeurs élevées peuvent s'expliquer par un enrichissement plus important en minéraux lourds tels que la pyrite (d_{ps} : 4,93 – 5,02), minéral fréquent dans ces lithologies. Les valeurs plus faibles peuvent s'expliquer par un enrichissement en graphite (d_{ps} : 2,09 - 2,27) localement très présent dans les gneiss le long de la zone de faille de Cigar Main ainsi que par l'existence d'une porosité non connectée notamment dans les amas argileux associés à l'altération des phases primaires. Ces amas argileux contiennent une porosité, très souvent, très mal ou pas connectée du fait de la très petite taille des seuils d'accès ménagés entre les feuillets d'argiles (souvent nanométrique). Ainsi, malgré une densité relativement importante des cristallites, en particulier l'illite et la chlorite (Fig. 7.1), la présence d'amas argileux va entrainer une baisse de d_{ps} en relation avec la porosité non connectée.

Les grès ont des d_{ps} médiane et moyenne identiques de 2,60. Ces valeurs, légèrement inférieures à 2,65, indiquent un contrôle principal du quartz, mais font également ressortir un contrôle secondaire de la porosité

non connectée et de la présence de phases secondaires moins denses. Les valeurs sont peu dispersées entre les quartiles 1 et 3 et les valeurs minimale et maximale.

Les cœurs de faille ont des d_{ps} médiane et moyenne identiques à celle du quartz indiquant que ce minéral, constituant principal observé dans ces lithologies, contrôle la d_{ps}. Ce contrôle est particulièrement fort pour les brèches à quartz-illite et les brèches à quartz, possédant des d_{ps} médianes et moyennes ainsi que des valeurs pour les quartiles 1 et 3 proches de 2,65. Les d_{ps} médiane et moyenne sont légèrement plus élevées pour les cataclasites, traduisant un contrôle principal du quartz sur la d_{ps} mais également un enrichissement en pyrite (4,93 – 5,02), minéral présent dans ces cœurs de faille (Chap. 5.2.3).

La densité apparente (d_{ap}) est un paramètre sensible à la densité des grains et à la porosité connectée. La base de données regroupe 1098 échantillons dont 309 provenant des lithologies du socle, 42 des cœurs de faille et 749 des lithologies du bassin sédimentaire (Fig. 7.1).

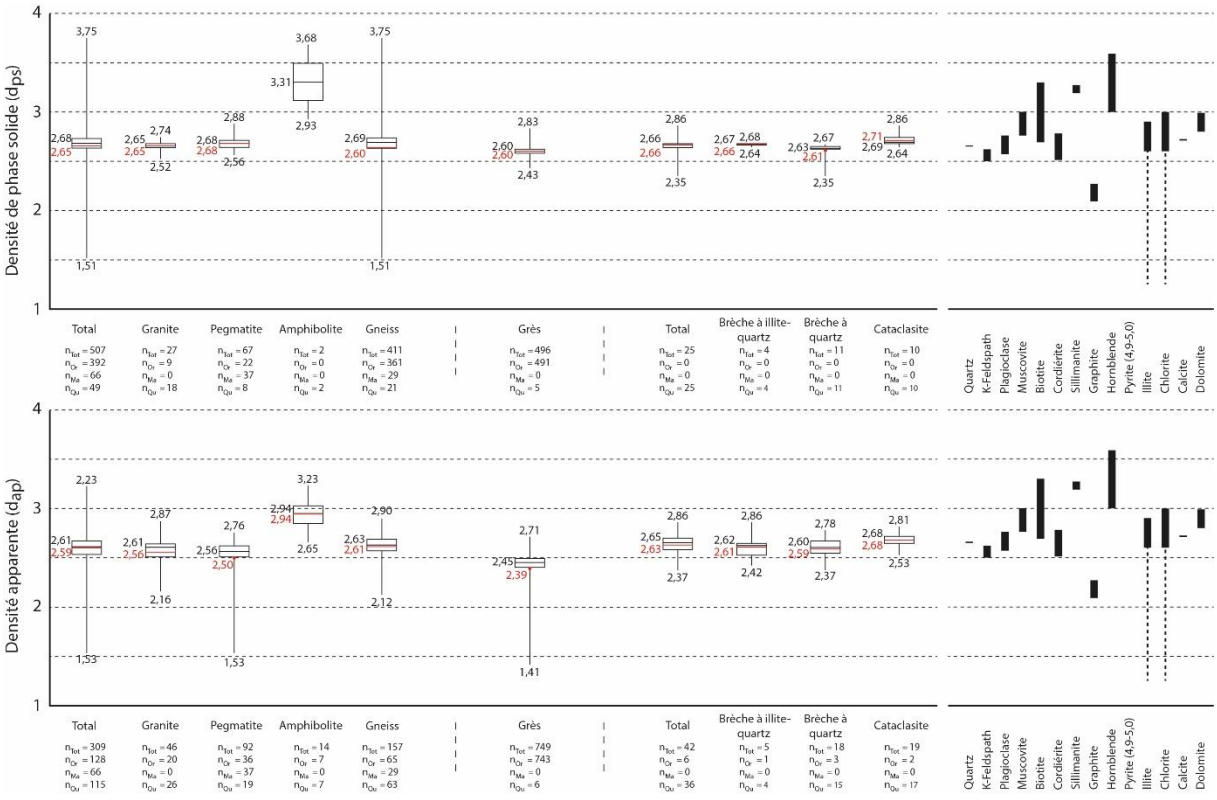


Figure 7-1 : Distribution des densités de phase solide (d_{ps}) et des densités apparentes (d_{ap}) en fonction des lithologies. Les d_{ps} de chaque phase pure sont présentées (Tableau 4.4) (Valeurs maximales, minimales et médianes en noir, moyennes en rouge).

Les lithologies du socle ont des d_{ap} médiane et moyenne de 2,61 et 2,59 respectivement. Les d_{ap} médiane et moyenne sont regroupées entre 2,63 et 2,50 pour les granites, les pegmatites et les gneiss. Comme pour les densités de phases solides, ces valeurs sont proches des densités du quartz, des feldspaths potassiques et des plagioclases. Pour les amphibolites les d_{ap} médiane et moyenne sont plus élevées, à 2,94, et marquent l'influence de la hornblende. Ces observations traduisent le contrôle important des minéraux primaires sur les d_{ap} médiane et moyenne. Cependant, pour l'ensemble de ces lithologies, les d_{ap} (médiane et moyenne) sont inférieures aux

d_{ps} (médiane et moyenne) indiquant également l'impact de la porosité connectée. Cet impact est aussi observé au sein des grès où les d_{ap} médiane et moyenne de 2,45 et 2,39 sont très inférieures aux d_{ps}. Les dispersions des d_{ap} entre les quartiles 1 et 3 ainsi que des valeurs maximale et minimale sont plus importantes pour les échantillons de granite, de pegmatite et de grès que celles observées sur les d_{ps}.

Les cœurs de faille ont des d_{ap} médiane et moyenne de 2,65 et 2,63 proches de la densité du quartz. La différence entre les d_{ps} et d_{ap} (médianes et moyennes) est moins marquée que pour les lithologies du socle et du bassin sédimentaire et indique une porosité connectée moins importante dans ces lithologies.

7.1.2. Porosité par saturation à l'eau

La porosité par saturation à l'eau (Φ_{H_2O}) est une méthode permettant d'estimer le volume de la porosité connectée. La base de données regroupe 1124 échantillons dont 458 proviennent des lithologies du socle, 37 de celles des cœurs de faille et 629 des lithologies du bassin sédimentaire (Fig. 7.2).

Les lithologies du socle ont une Φ_{H_2O} médiane et moyenne de 2,85 % et 4,2 % respectivement. Elles se distribuent entre 0,05 et 24,98 % et font ressortir des variations entre les lithologies. Les valeurs les plus élevées sont observées pour les pegmatites et les gneiss. Les échantillons de granite ont des Φ_{H_2O} médiane et moyenne plus faibles. Les amphibolites ont des Φ_{H_2O} médiane et moyenne proches de 0 %.

Des variations très importantes de porosité sont observées pour les granites, pegmatites et gneiss. La dispersion des Φ_{H_2O} est très marquée pour les pegmatites et les gneiss, où les valeurs entre quartiles 1 et 3 sont distribuées sur plus de 5 %. Pour le granite, la dispersion interquartile est plus faible, de l'ordre de 3 %. Pour ces lithologies, ces dispersions sont accentuées par la distribution entre les valeurs minimale et maximale, avec une différence de plus de 18 % pour les granites, de 23 % pour les pegmatites et 24 % pour les gneiss. La majorité de ces dispersions est observée entre les quartiles 3 et les valeurs maximales, traduisant une répartition asymétrique des données et la présence d'échantillons à très forte porosité. Les Φ_{H_2O} moyennes, supérieures aux Φ_{H_2O} médianes, font également ressortir la présence d'échantillons à forte porosité pour ces 3 lithologies. Parmi les 12 échantillons de granite au-dessus du 3ème quartile, 3 ont des Φ_{H_2O} supérieures à 10 %. Pour les 26 échantillons de pegmatite au-dessus du 3ème quartile, 14 ont des porosités supérieures à 10 %, dont 2 avec des Φ_{H_2O} supérieures à 20 %. Enfin, pour les 77 échantillons de gneiss au-dessus du 3ème quartile, 21 ont des porosités supérieures à 10 %, et 3 sont au-dessus de 20 %. Les échantillons à très forte porosité (Φ_{H_2O} >10 %) représentent donc des proportions non négligeables pour les lithologies testées, soit 6 % des granites et des gneiss, et plus de 13 % des pegmatites.

Les grès ont des Φ_{H_2O} médiane et moyenne similaires de 10,73 et 10,51 %. Ces valeurs, très supérieures aux Φ_{H_2O} médianes et moyennes des lithologies du socle, témoignent d'une porosité connectée plus importante dans le bassin sédimentaire. La dispersion entre Φ_{H_2O} minimale et maximale, bien qu'importante avec plus de 16 % de différence, est inférieure à celle des lithologies du socle (sauf cas particulier des amphibolites). L'analyse des données révèle que 90 % des échantillons possèdent des porosités entre 5 et 10 %. 27 des 629 échantillons (soit

4,3 %) ont des Φ_{H_2O} inférieures à 5 %, et 34 échantillons (soit 5,4 %) ont des porosités supérieures à 15 %. Cette variation de Φ_{H_2O} au sein des grès peut être liée à des variations de faciès sédimentaire ou de diagenèse. Les fortes porosités peuvent être associées à des faciès où les espaces intergranulaires sont importants et non cimentés. A l'inverse, les faibles porosités peuvent être associées à des faciès où les espaces intergranulaires sont cimentés ou colmatés par des minéraux argileux ou des silicifications.

Les cœurs de faille ont une Φ_{H_2O} médiane de 1,61 et moyenne de 2,31 %. Les différents types de cœurs de faille ont des Φ_{H_2O} médianes qui varient peu, entre 1,2 et 1,7 %, cependant des variations sont observables sur la distribution des Φ_{H_2O} moyennes. Les brèches à illite-quartz présentent l'écart le plus important entre les valeurs de Φ_{H_2O} médiane et moyenne. C'est également pour ces brèches que les variations interquartiles et entre les valeurs de Φ_{H_2O} minimale et maximale sont les plus fortes. Ces trois observations font ressortir une répartition hétérogène au sein de la série. Les brèches à quartz présentent une Φ_{H_2O} médiane proche des brèches à illite-quartz. Cependant les variations entre quartiles 1 et 3, les valeurs de Φ_{H_2O} minimale et maximale, et les valeurs de Φ_{H_2O} médiane et moyenne sont plus faibles, faisant ressortir une plus grande homogénéité de ce faciès. Les brèches à quartz ont donc généralement des porosités similaires aux brèches à illite-quartz, mais certaines brèches à illite-quartz présentent des porosités plus importantes que les brèches à quartz. Les cataclasites ont des valeurs de Φ_{H_2O} médiane et moyenne équivalentes, ainsi que de faibles variabilités interquartiles et entre les valeurs de Φ_{H_2O} minimale et maximale. Ce faciès est le plus homogène parmi les cœurs de faille. Les cœurs de failles apparaissent donc comme des structures à faible porosité. Cependant certaines structures parmi les brèches à illite-quartz et les brèches à quartz, cœurs de faille principalement observés dans la zone de Cigar Nord, ont des porosités plus élevées. A contrario, les cataclasites observées au sein des séries de gneiss et pegmatites des séries du Wollaston sur l'ensemble de la zone d'étude, présentent des porosités plus faibles que les lithologies encaissantes.

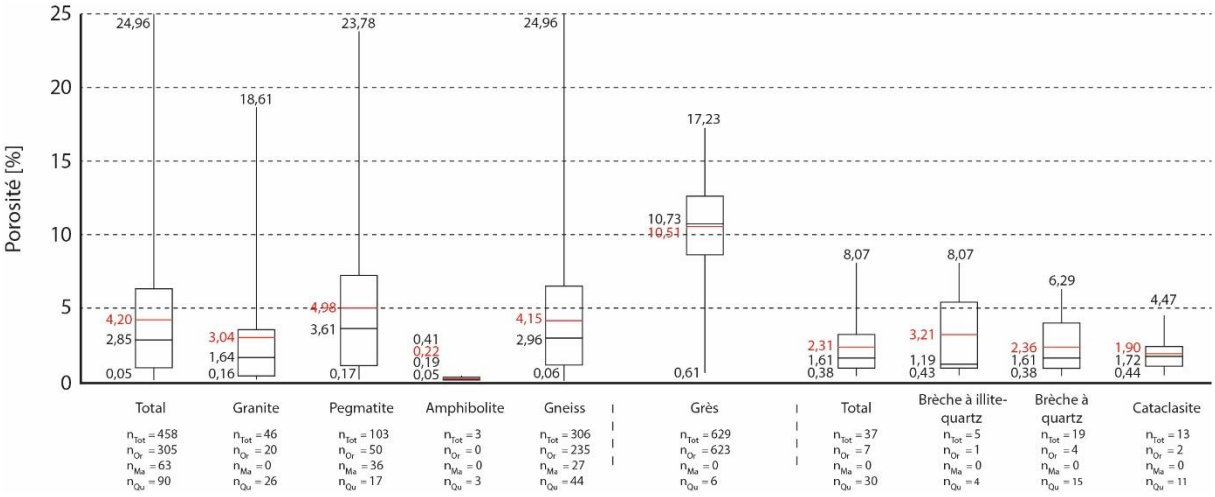


Figure 7-2 : Distribution des porosités en fonction des lithologies (Valeurs maximales, minimales et médianes en noir, moyennes en rouge).

7.1.3. Vitesses de propagation des ondes acoustiques

La vitesse de propagation des ondes compressives (V_p) et cisaillantes (V_s) sont des paramètres qui varient en fonction des propriétés élastiques des milieux traversés. Ces vitesses sont fortement influencées par la composition minéralogique des échantillons ainsi que par la porosité et la morphologie du réseau poreux, en particulier la présence de fissures, discontinuités représentant un faible volume poreux mais influençant fortement les vitesses. La base de données regroupe 253 échantillons sur lesquels sont mesurés les V_p, dont 212 provenant des lithologies du socle, 36 de celles des cœurs de faille, 5 de faciès de bassin sédimentaire, et 169 échantillons sur lesquels sont mesurés les V_s, dont 145 proviennent du socle, 36 des cœurs de faille et 5 du bassin sédimentaire (Fig. 7.3).

Les lithologies du socle ont des V_p médianes et moyennes de 4538 et 4412 m/s, et des V_s médianes et moyennes de 2482 – 2423 m/s. Les V_p, médianes et moyennes, sont similaires pour les pegmatites et les gneiss, et sont plus élevées pour les granites et les amphibolites. Ces tendances sont également observées pour les V_s. La comparaison des V_p et V_s médianes et moyennes avec les vitesses de références des minéraux primaires principaux (Tableaux 4.5 et 4.6), tel que le quartz (V_p = 6050-6060 ; V_s = 4090-4150 m/s), le feldspath-K (V_p = 5690-6000 ; V_s = 3260 m/s), le plagioclase (V_p = 5940-7290 ; V_s = 3120-3850 m/s) et la hornblende (V_p = 6810-7040 ; V_s = 3720-3810 m/s), montre que les vitesses mesurées sont plus faibles que les valeurs de références mesurées pour les minéraux. Cette différence peut être en partie liée au remplacement de la minéralogie primaire par la précipitation de minéraux associés à l'altération, en particulier l'illite (V_p = 4510-5889 ; V_s = 2420-3370 m/s), mais également due à la présence de porosité et plus particulièrement de fissures.

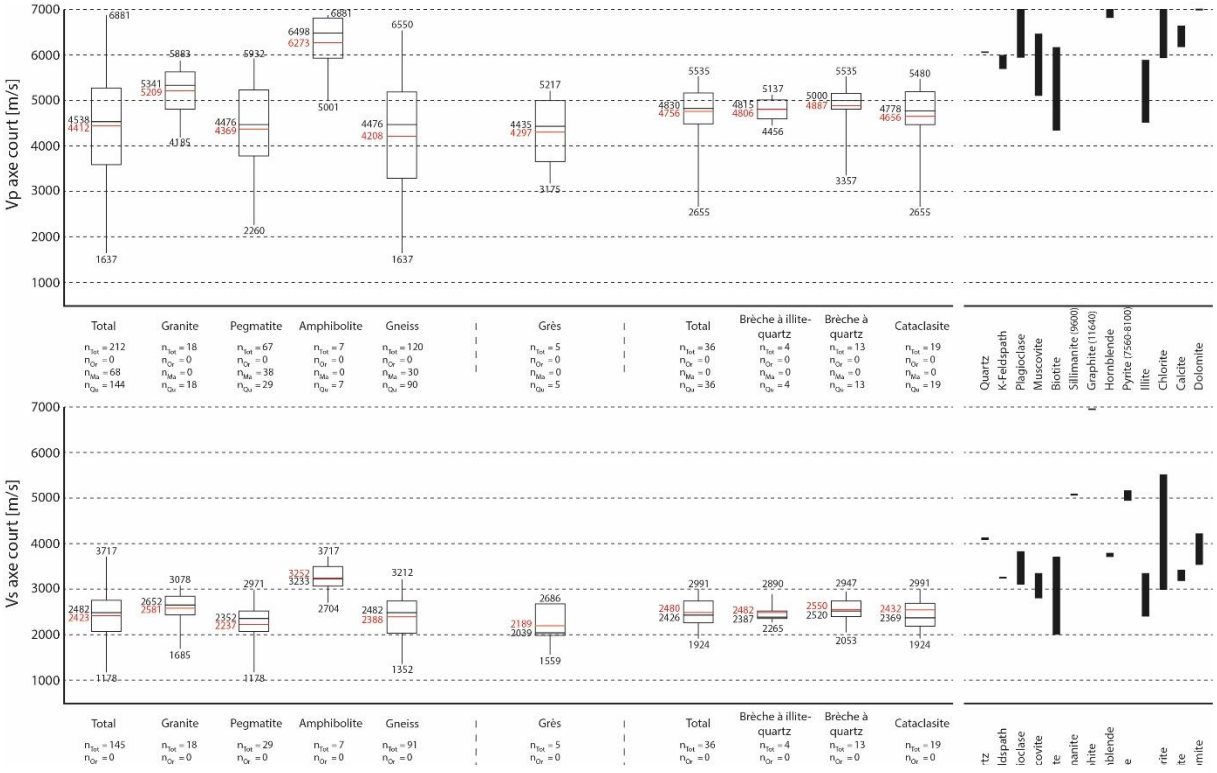


Figure 7-3 : Distribution des vitesses de propagation des ondes P et S mesurées sur échantillons en fonction des lithologies. Les Vp et Vs chaque phase pure sont présentées (Tableaux 4.5 et 4.6). Les valeurs maximales, minimales et médianes sont présentées en noir, la moyenne en rouge.

A cette tendance générale s'ajoute des variations au sein des différents groupes de lithologie. La dispersion des V_p est forte pour les pegmatites et les gneiss, où les valeurs entre les quartiles 1 et 3, ainsi que les V_p minimales et maximales sont éloignées des V_p médianes et moyennes. Ces dispersions importantes font ressortir une forte variabilité dans le degré d'altération et/ou de fracturation. La dispersion est moins marquée pour les granites et les amphibolites, indiquant un état d'altération et/ou de fracturation plus homogène.

Les grès ont des V_p médiane et moyenne de 4297 et 4435 m/s, et des V_s médiane et moyenne de 2189 et 2039 m/s respectivement. Ces valeurs très inférieures à celles du quartz, constituant principal de cette lithologie, indiquent la présence d'une porosité, d'une fracturation et/ou la présence de minéraux argileux tel que l'illite ou la kaolinite (V_p = 1440-6230 ; V_s = 930-3550 m/s). Une variation importante de plus de 1300 m/s pour les V_p et de 700 m/s pour les V_s est observée entre les quartiles 1 et 3. Cependant, les variations entre les valeurs minimales et maximales pour les V_p et les V_s sont limitées en comparaison de celles observées pour les lithologies du socle tel que les pegmatites et les gneiss. Ces variabilités plus faibles font ressortir une homogénéité plus importante des grès dans leur degré d'altération/cimentation et de fracturation.

Les cœurs de faille ont des V_p médianes et moyennes de 4830-4750 m/s, et des V_s médianes et moyennes de 2480-2426 m/s, très inférieures aux valeurs de référence du quartz, composant principal des « roches de faille » (Chap 5.2). La variabilité interquartile est faible pour les V_p et similaire aux lithologies du socle pour les V_s. Cependant, pour les V_p, une forte variabilité est observée entre la valeur minimale et maximale des brèches à quartz et des cataclasites. Cette variabilité est particulièrement importante pour les échantillons montrant de faibles vitesses indiquant la présence d'échantillons très fissurés. A contrario, les échantillons de brèches à illite-quartz sont plus homogènes. Pour les V_p, la variabilité interquartile est faible, la valeur minimale est similaire à celle du 1er quartile et la valeur maximale à celle du 3ème quartile. Les échantillons ne semblent donc pas affectés par une fissuration importante et la présence d'illite n'a qu'un effet limité sur la diminution des V_p.

7.1.4. Conductivité thermique

La conductivité thermique (λ) d'une roche est fonction des conductivités thermiques des minéraux et de la porosité. La base de données regroupe 222 échantillons, dont 180 provenant des lithologies du socle, 36 des cœurs de faille et 6 des lithologies du bassin sédimentaire (Fig. 7.4).

Les lithologies du socle ont une conductivité thermique médiane de 3,31 et moyenne de 3,42 W/K.m. Dans ces lithologies, les conductivités médiane et moyenne des granites, pegmatites et gneiss sont similaires, regroupées autour de 3,3 W/K.m, valeurs comprises entre les conductivités thermiques de référence du quartz (λ = 6,03 - 7,7 W/K.m), des feldspaths potassiques (λ = 2,06 - 2,9 W/K.m) et des plagioclases (λ = 1,95-2,72 W/K.m). Les amphibolites ont des conductivités médianes et moyennes inférieures à celles des autres lithologies du socle, cela est dû à leur composition riche en hornblende (λ = 2,4 - 3,08 W/K.m) et plagioclases et à leur faible quantité de quartz ou à son absence.

Bien que la dispersion des conductivités thermiques soit limitée entre les quartiles 1 et 3, des dispersions importantes entre conductivités minimale et maximale sont observées pour les granites, les pegmatites et les gneiss. Les conductivités les plus élevées, entre 3emes quartiles et conductivités maximales, peuvent être associées à des échantillons ayant des porosités plus faibles ou à des variations dans leurs compositions minéralogiques, en particulier liées à des proportions plus importantes en quartz. Pour les gneiss des enrichissements en pyrite (λ = 19,2 - 25,15 W/K.m), ou en graphite (λ > 155 W/K.m) ou la présence de sillimanite dans les échantillons non-altérés (λ = 8,04 - 9,1 W/K.m) peuvent également contribuer à augmenter les conductivités thermiques. Les dispersions entre les 1ers quartiles et conductivités minimales peuvent être dues à des proportions plus importantes de feldspath-K et de plagioclases dans les échantillons non altérés ou au développement de l'altération argileuse en remplacement des minéraux primaires (feldspaths, cordiérites, sillimanites) par l'illite (λ = 0,48 - 1,9 W/K.m), associés à une augmentation de la porosité dans les échantillons altérés.

Les grès ont des conductivités thermiques médiane et moyenne similaires à 4,85 et 4,89 W/K.m. Ces valeurs, très supérieures aux conductivités médianes et moyennes des lithologies du socle, soulignent l'influence du quartz, composant majoritaire de ces lithologies. Bien qu'élevées, ces valeurs sont néanmoins inférieures aux valeurs de références du quartz. Cette différence s'explique à la fois par la présence d'autres minéraux aux conductivités thermiques plus faibles tel que l'illite, et par la présence de porosité. Bien que la dispersion interquartile soit limitée, la dispersion entre conductivités minimale et maximale est importante. Les conductivités les plus faibles témoignent d'une porosité importante associée à la présence de minéraux argileux, illite ou kaolinite (λ = 2,6 W/K.m). Ces minéraux argileux présents aux joints de grains réduisent de façon importante les transferts de chaleur. Les échantillons aux conductivités les plus fortes, proches de celle du quartz, sont interprétés comme des échantillons à faible porosité associée à une cimentation importante et à l'absence de minéraux argileux.

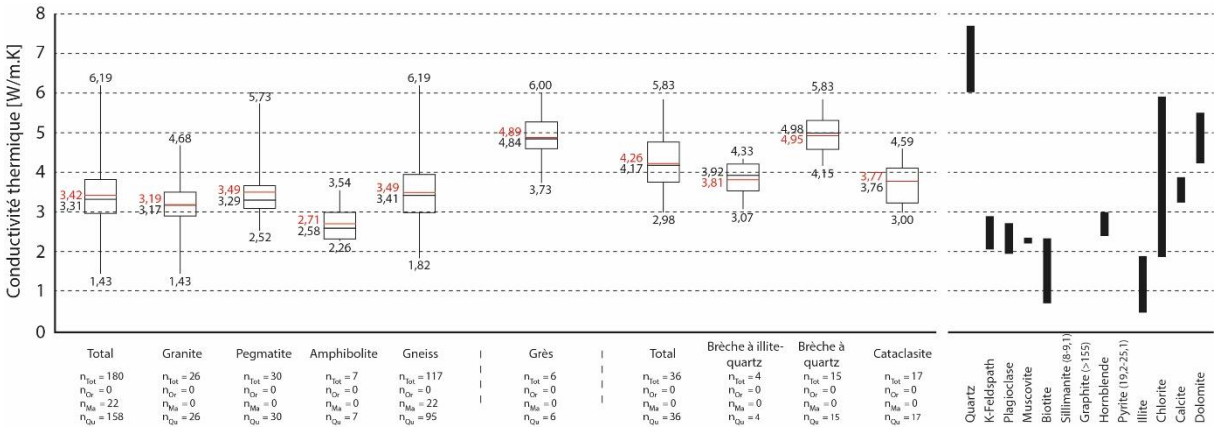


Figure 7-4 : Distribution des conductivités thermiques en fonction des lithologies. Les conductivités thermiques de chaque phase pure sont présentées (Tableau 4.7). Les valeurs maximales, minimales et médianes sont présentées en noir, la moyenne en rouge.

Les cœurs de faille ont une conductivité thermique médiane et moyenne proches à 4,17 et 4,26 W/K.m. Cependant, une disparité existe en fonction du type de cœur de faille. Les brèches à quartz ont les conductivités médianes et moyennes les plus élevées liées à leur composition riche en quartz. Les brèches à illite-quartz et les

cataclasites ont des conductivités médianes et moyennes comprises entre 3,76 et 3,92 W/K.m. Ces conductivités sont éloignées de celles du quartz ce qui souligne l'impact des minéraux argileux, en particulier l'illite, ainsi qu'un effet limité de la présence de la pyrite et du graphite. La minéralogie étant l'un des paramètres définissant les types de cœurs de faille, les séries sont homogènes et les dispersions interquartiles et entre les conductivités minimale et maximale sont limitées.

7.1.5. Perméabilité

La perméabilité intrinsèque (k) est une propriété matricielle caractérisant la capacité d'un milieu à permettre la circulation d'un fluide soumis à un gradient de pression. Cette propriété est fortement influencée par la géométrie du réseau poreux (taille, morphologie et connectivités des pores). La base de données regroupe 127 échantillons dont 94 proviennent des lithologies du socle, 27 des cœurs de faille et 6 des grès du bassin sédimentaire (Fig. 7.5).

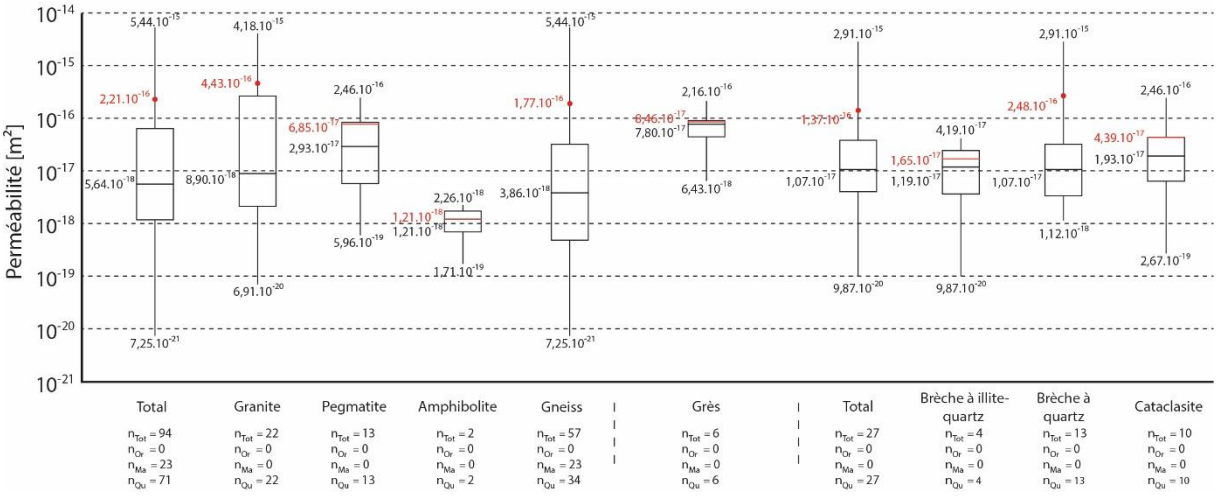


Figure 7-5 : Distribution des valeurs de perméabilité mesurées sur les échantillons de la zone de Cigar Nord en fonction des lithologies. Les valeurs maximales, minimales et médianes sont présentées en noir, la moyenne en rouge.

Les lithologies du socle ont une perméabilité médiane de $5{,}64.10^{-18}$ et moyenne de $2{,}21.10^{-16}$ m². Pour ces lithologies, les perméabilités médianes des granites, amphibolites et gneiss sont du même ordre de grandeur et sont comprises entre $1{,}21.10^{-18}$ et $8{,}9.10^{-18}$ m². Les pegmatites ont une perméabilité médiane plus élevée à $2{,}93.10^{-17}$ m². Des différences plus marquées sont observées sur les perméabilités moyennes, en particulier pour les granites et les gneiss avec des perméabilités moyennes respectives de $4{,}43.10^{-16}$ et $1{,}77.10^{-16}$ m², supérieures de deux ordres de grandeurs aux perméabilités médianes.

Les dispersions des données sont fortes pour les granites et gneiss, avec des dispersions interquartiles sur 3 ordres de grandeur et des dispersions entre perméabilités minimale et maximale de 6 à 7 ordres de grandeur. L'analyse de données révèle que 18 échantillons de gneiss, soit 32 % de la population, ont des perméabilités faibles, inférieures à 10^{-18} m². Pour les granites, seuls 2 échantillons soit 9 % de la population, ont des perméabilités inférieures à 10^{-18} m². A l'inverse, les échantillons fortement perméables, au-dessus de 10^{-16} m², sont proportionnellement plus nombreux pour les granites, avec 7 échantillons soit 32 % de la population, que pour les gneiss avec 10 échantillons, soit 18 % de la population. Cette sur-représentativité peut être due à un

nombre plus important de zones à fortes perméabilité dans le granite même si un biais d'échantillonnage n'est pas exclu. Les pegmatites, lithologies dont la perméabilité médiane est la plus élevée, ont des perméabilités plus homogènes avec une dispersion interquartile plus faible sur 2 ordres de grandeur, ainsi qu'une dispersion plus faible entre les perméabilités minimale et maximale soit sur 4 ordres de grandeur. Les intrusions pegmatitiques, observées au sein des séries gneissiques, apparaissent donc globalement plus perméables que leur encaissant.

Les grès ont une perméabilité médiane de $7{,}8.10^{-17}$ m². Cette valeur, supérieure d'1 ordre de grandeur à celles mesurées pour les granites, amphibolites et gneiss, souligne le caractère plus perméable du bassin sédimentaire par rapport au socle. Leur dispersion est faible, avec une perméabilité moyenne de $8{,}46.10^{-17}$ m² similaire à la perméabilité médiane, une dispersion interquartile faible sur 1 ordre de grandeur et une variation entre perméabilités minimale et maximale limitée à 3 ordres de grandeur. Le bassin sédimentaire apparaît donc comme le bloc le plus perméable, malgré la présence de zones de plus fortes perméabilités au sein du socle.

Les cœurs de faille ont une perméabilité médiane de $1{,}07.10^{-17}$ m², proche des perméabilités médianes des granites et pegmatites. Les perméabilités moyenne et médiane sont proches pour les brèches à illite-quartz et les cataclasites. Pour les brèches à quartz, la perméabilité moyenne à $2{,}48.10^{-16}$ m² est supérieure d'1 ordre de grandeur à la perméabilité médiane. Les séries sont homogènes, avec des dispersions interquartiles limitées sur 2 ordres de grandeur pour chaque type de cœur de faille. Des variations importantes entre perméabilité minimale et 1er quartile sont observées pour les brèches à illite-quartz et cataclasites. Cependant, l'analyse des données ne fait ressortir qu'un échantillon de faible perméabilité en-dessous de 10^{-18} m², pour chacun des deux types de cœurs de faille. Ces deux échantillons constituant les perméabilités minimales de chacune de ces structures. Un échantillon de cataclasite et deux échantillons de brèches de quartz présentent de fortes perméabilités, au-dessus de 10^{-16} m². Ces perméabilités élevées ont pour effet d'augmenter la perméabilité moyenne en l'éloignant de la valeur médiane. Les cœurs de faille présentent donc un comportement de drain ou de barrière aux circulations de fluides, indépendamment de leurs remplissages minéralogiques.

7.2. Analyse des corrélations entre propriétés pétrophysiques

L'étude des dispersions statistiques des propriétés pétrophysiques compilées dans la base de données montre que les différentes lithologies ont des domaines de variation présentant des recouvrements importants, lorsque l'on considère les premiers et troisièmes quartiles. Toutefois, au-delà des premiers et des troisièmes quartiles, certains échantillons présentent de très fortes variations, témoignant de la présence d'hétérogénéités. Ces hétérogénéités sont d'origine minéralogique (minéralogie initiale ou secondaire due à l'altération) ou associées à des variations de porosité au sein des roches.

La quantification de l'impact de la minéralogie et de la porosité, nécessite l'utilisation de méthodes d'analyse statistiques adaptées. L'analyse en composante principale (ACP) est une méthode d'analyse statistique

multivariée permettant de réduire le nombre de variables analysées (ou dimensions) par leur transformation en composantes principales (nouvelles variables). Cette technique permet l'identification des corrélations entre variables. Cependant, la réalisation d'un ACP ne peut s'effectuer que sur un jeu de données où les variables ont été mesurées pour chaque échantillon. Ainsi, un groupe de 61 échantillons a été défini pour la réalisation de l'ACP. A partir de l'analyse de ce groupe, les corrélations entre minéralogie, porosité et les autres propriétés pétrophysiques seront identifiées. Ces corrélations seront par la suite testées sur le panel complet des données.

La comparaison des diagrammes, des courbes de tendance et des coefficients de corrélation permet de valider ou d'infirmer la présence des corrélations pour l'ensemble du jeu de données, ainsi que de faire ressortir des hétérogénéités.

La réalisation de profils à partir des coupes géologiques recoupant les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main et pour lesquels un échantillonnage resserré a été réalisé, permet de synthétiser les données acquises. Sur ces profils, les forages sont recalés les uns par rapport aux autres à partir des limites entre blocs lithologiques et des cœurs de faille principaux. Les propriétés pétrophysiques mesurées sur échantillons ont ensuite été reportées le long des forages. Ces profils visualisent ainsi la distribution des propriétés pétrophysiques à travers les zones de faille.

7.2.1. Analyses en composantes principales

Le jeu de données utilisé pour cette analyse comprend 61 échantillons, dont 57 proviennent de la zone de faille de Cigar Nord, 3 de la zone de faille de Cigar Main et 1 de la faille de Cigar-B, et pour lesquels l'ensemble des propriétés pétrophysiques (porosité Φ_{H2O}, perméabilité, densité apparente, densité de phase solide, conductivité thermique, vitesse de propagation des ondes P et S) sont disponibles.

Le graphique des valeurs propres (Fig. 7.6) permet de sélectionner les composantes principales optimales dont les valeurs propres supérieures à 1 (critère de Kaiser-Guttman (Ajar, 1982)) sont représentatives de la variabilité du jeu de données. Les composantes F1 et F2 sont les seules composantes de valeurs propres supérieures à 1

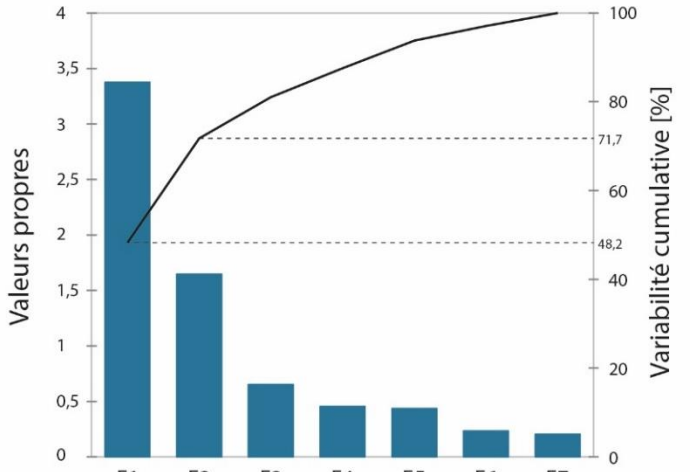


Figure 7-6 : Graphique des valeurs propres représentant la valeur propre et la variabilité cumulative (Tableau 7.1) pour chaque composante principale classée par ordre croissant

(Fig. 7.6 ; Tableau 7.1) et expriment respectivement 48,22 et 23,52 % de la variance. Le plan de projection formé par ces deux composantes représentera donc 71,75% de la variabilité du jeu de données.

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Valeur propre	3,376	1,646	0,651	0,455	0,436	0,233	0,203
Variabilité [%]	48,233	23,516	9,295	6,504	6,226	3,326	2,899
Variabilité cumulative [%]	48,233	71,749	81,044	87,548	93,774	97,101	100,000

Tableau 7-1 : Valeurs propres, variabilités et variabilité cumulative associées à chaque composante principale

Le calcul de l'ACP fait ressortir deux groupes distincts de propriétés pétrophysiques sur le cercle de corrélation projeté sur le plan F1-F2 (Fig. 7.7). Le premier regroupe la porosité (Φ_{H_2O}), la perméabilité (k), et les vitesses de propagation des ondes P et S (V_p, V_s). Ces quatre propriétés se localisent à proximité de l'axe X et sont donc fortement corrélées à la composante principale F1 et peu corrélées à la composante principale F2. La proximité entre V_p et V_s indique une corrélation positive entre ces deux variables. De même pour k et Φ_{H_2O}. Par extension, la localisation opposée sur le cercle de V_p/V_s et de k/Φ_{H_2O} indique une anti-corrélation entre ces paires de variables. Cette proximité à l'axe F1 pour ces 4 variables et les relations de corrélation entre k et Φ_{H_2O} et d'anti-corrélation entre V_p/V_s et Φ_{H_2O} permettent d'associer à cet axe F1 l'influence de la porosité, la porosité étant le seul paramètre pétrophysique influençant les trois autres. La densité apparente (d_{ap}) est plus éloignée de l'axe F1 que les propriétés présentées ci-dessus. Cependant, l'angle entre l'axe F1 et la d_{ap} est plus faible que l'angle entre la d_{ap} et l'axe F2, indiquant une corrélation plus forte à la composante principale F1. La localisation à l'opposé du cercle de la d_{ap} et de la Φ_{H_2O} confirme la corrélation négative existant entre ces deux propriétés.

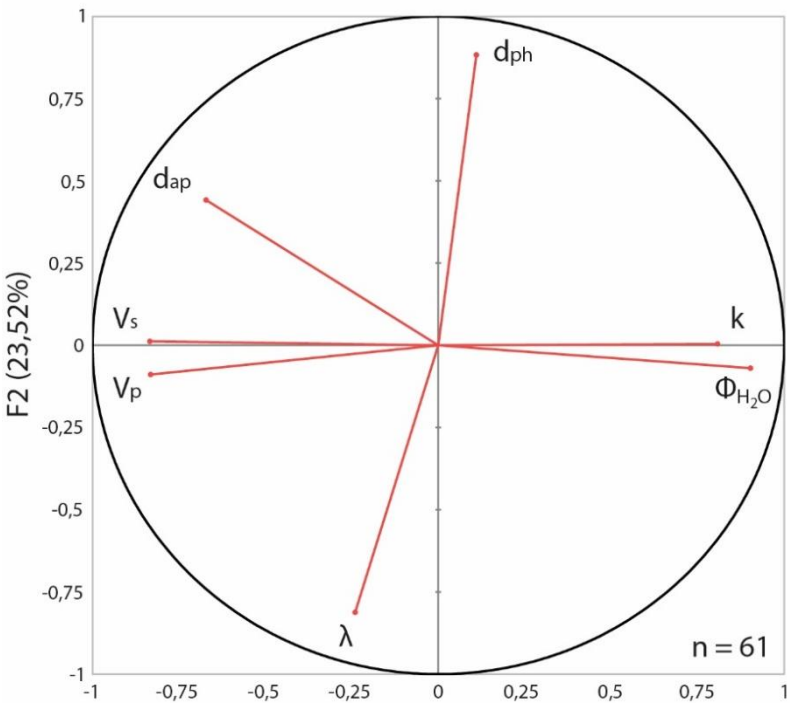


Figure 7-7 : Cercle de corrélation des propriétés pétrophysiques (Porosité Φ_{H_2O}, perméabilité k, conductivité thermique λ, densité apparente d_{ap} et de phase solide d_{ps}, et vitesses de propagation des ondes P V_p, et S V_s) pour les composantes principales F1 et F2. Deux variables éloignées du centre du cercle sont positivement corrélées si elles sont proches l'une de l'autre, corrélées négativement si elles se localisent à l'opposé du cercle, et ne sont pas corrélées si elles sont orthonormales.

Le second groupe de propriétés se compose de la densité de phase solide (d_{ps}) et la conductivité thermique (λ). Ces deux propriétés se localisent à proximité de l'axe Y et sont donc fortement corrélées à la composante principale F2, leur position à l'opposé du cercle indiquant leur anti-corrélation. La composition minéralogique des échantillons est le paramètre principal influençant ces deux propriétés pétrophysiques. L'axe F2 apparaît donc associé à la minéralogie. La d_{ps} est indépendante de la porosité mais est partiellement liée à d_{ap}. De l'organisation de ces variables, il semble ressortir que la porosité influence peu les variations de la conductivité thermique mais qu'elle est le facteur principal qui influence les variations de Vp et Vs.

7.2.2. Extension des corrélations à l'ensemble du jeu de données

L'ACP réalisée sur un nombre restreint d'échantillons, principalement localisés le long de la zone de faille de Cigar Nord, fait ressortir des corrélations entre les couples de propriétés pétrophysiques. Afin de valider et d'étendre ces observations aux autres zones de failles, il est nécessaire de tracer les corrélations entre propriétés pétrophysiques pour l'ensemble du jeu de données, et de les comparer à celles identifiées par l'ACP. Les diagrammes de dispersion réalisés sur le jeu de données restreint utilisé pour l'ACP (Fig. 7.8, A, C, E, G et I) et sur l'ensemble du jeu de données (Fig. 7.8, B, D, F, H et J) permettent de définir et de comparer les courbes de tendance et les coefficients de corrélation.

La densité de phase solide (d_{ps}) et la conductivité thermique (λ) sont les deux propriétés les plus fortement associées à la minéralogie. Sur les graphiques du jeu de données restreint (Fig. 7.8, A) et de l'ensemble du jeu de données (Fig. 7.8, B), les échantillons se répartissent entre deux pôles. Le premier à d_{ps} élevée et faible λ correspond à des valeurs de d_{ps} et λ associées au plagioclase (Pl), aux micas (Mcs) ou aux argiles (Arg). Le second pôle est proche de la d_{ps} et des λ du quartz (Qz). Les échantillons associés à la zone de faille de Cigar Nord (Fig. 7.8, B) sont uniformément distribués entre ces deux pôles, alors que les échantillons de la zone de faille de Cigar Main se localisent à proximité du pôle plagioclase-micas-argiles. Cette différence de répartition est due à une forte altération argileuse sur la zone de Cigar Main, pouvant être associée à une désilicification, et à la silicification de certaines zones de Cigar Nord. Le coefficient de corrélation calculé pour la courbe de tendance du jeu de données total est plus faible que celui du jeu de données restreint, dû à un nombre plus important d'échantillons et donc à l'introduction d'une variabilité plus importante. Cependant, les courbes de tendances sont similaires. La tendance mise en évidence par l'ACP peut donc être étendue à l'ensemble des zones de faille.

La densité apparente (d_{ap}) a été identifiée par l'ACP comme anti-corrélée à la porosité (Φ_{H_2O}). Les courbes de tendance pour le jeu de données restreint (Fig. 7.8, C) et le jeu de l'ensemble de données (Fig. 7.8, D) sont identiques, avec un coefficient de corrélation plus élevé pour le jeu de l'ensemble de données. Ces observations valident et renforcent la corrélation existante entre d_{ap} et Φ_{H_2O} pour l'ensemble des zones de faille. Les échantillons se répartissent le long de la ligne du quartz. Les échantillons au-dessus de cette ligne traduisent donc un enrichissement en minéraux lourds de densité supérieure au quartz. Les échantillons au-dessous de la

ligne marquent la présence de minéraux de densité plus faible que celle du quartz, comme les argiles associées à l'altération hydrothermale.

Les vitesses de propagation des ondes P (V_p) et des ondes S (V_s) ont été identifiées comme anti-corrélées à la porosité (Φ_{H_2O}) par l'ACP. Pour les V_p, la courbe de tendance calculée sur le jeu de données restreint (Fig. 7.8, E) est légèrement différente de celle du jeu de l'ensemble des données (Fig. 7.8, F). Cette différence est due au manque d'échantillons à forte porosité au sein du jeu de données restreint. Toutefois, le coefficient de corrélation est plus élevé pour le jeu de l'ensemble des données, permettant d'étendre la corrélation V_p-Φ_{H_2O} identifiée par l'ACP à l'ensemble des zones de faille. Pour les V_s, le coefficient de corrélation calculé pour la courbe de tendance du jeu de l'ensemble des données (Fig. 7.8, H) est légèrement plus faible que celui du jeu de données restreint (Fig. 7.8, G), pour des courbes de tendance similaires. La corrélation V_s-Φ_{H_2O} est donc préservée et étendue à l'ensemble des zones de faille.

La perméabilité (k) est identifiée par l'ACP comme corrélée à la porosité (Φ_{H_2O}). Le jeu de données restreint (Fig. 7.8, I) montre une évolution en deux phases, une première d'augmentation très importante de la perméabilité pour une faible variation de porosité, une seconde phase avec une forte variation de porosité pour une faible variation de perméabilité. Le graphique du jeu de l'ensemble des données (Fig. 7.8, J) montre une dispersion beaucoup plus importante des échantillons, notamment due à un groupe d'échantillons à faible perméabilité et porosité variables présent à Cigar-Main et absent à Cigar-Nord. Ce groupe de Cigar-Main correspond à des échantillons altérés. Cette dispersion plus importante a pour effet de modifier la courbe de tendance et de faire baisser le coefficient de corrélation vers une valeur proche de 0,1.

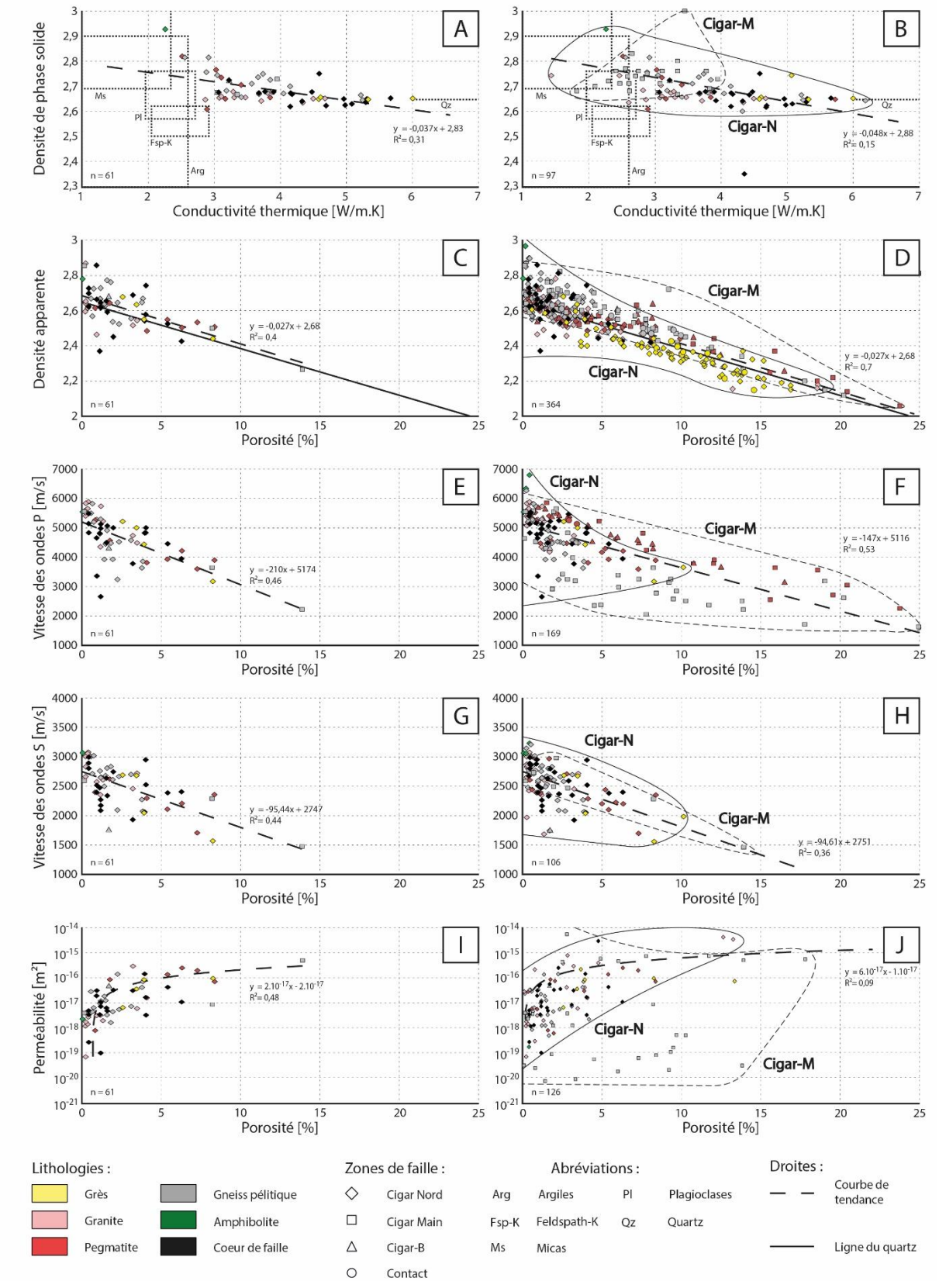


Figure 7-8 : Diagrammes de dispersion illustrant les corrélations entre propriétés pétrophysiques pour les 61 échantillons sélectionnés lors de l'ACP (A, C, E, G, I), et pour l'ensemble des échantillons (B, D, F, G, H).

7.2.3. Corrélations à l'échelle des zones de faille et impact de la fracturation

Les corrélations et tendances définis par l'ACP entre couples de propriétés pétrophysiques ont été étendues à l'ensemble de la zone d'étude et pour toutes les zones de faille. Les propriétés pétrophysiques peuvent être séparées en deux groupes, l'un affecté principalement par la minéralogie (densité de phase solide, conductivité thermique), l'autre affecté principalement par la porosité (densité apparente et vitesses de propagation des ondes). La minéralogie et la porosité apparaissent donc comme les deux facteurs principaux à l'origine des tendances observées. Cependant, contrairement à la zone de faille de Cigar Nord, l'étude des perméabilités dans la zone de faille de Cigar Main n'est pas directement reliée à la porosité. D'autres paramètres peuvent impacter la perméabilité, ainsi que les tendances observées pour les autres propriétés.

Les structures liées à la déformation, et en particulier les zones de faille, ont un impact majeur sur les propriétés pétrophysiques. Ces structures non figées dans le temps, peuvent être décrites comme une succession d'évènements structuraux. Chaque évènement pouvant lui même être décomposé en une étape de fracturation, d'altération (précipitation et/ou dissolution) des lithologies encaissantes par circulation des fluides au sein du réseau de fractures, puis de cimentation du réseau structural. Ces différents processus aboutissent à une modification progressive des propriétés pétrophysiques. Afin de comprendre l'impact sur les propriétés pétrophysiques des macro-structures relevées dans les zones de faille, il est nécessaire de replacer l'ensemble des mesures acquises au sein de leur contexte structural (cœur de faille et zone d'endommagement, fractures, contacts lithologiques).

Pour illustrer l'impact de la déformation sur les propriétés pétrophysiques, 4 coupes recoupant la zone de faille de Cigar Nord et une coupe recoupant celle de Cigar Main ont été sélectionnées. Pour chacune de ces coupes, l'ensemble des données lithologiques, structurales (Chap. 6) et pétrophysiques acquises sont synthétisées sous forme de profils regroupant les forages (Chap. 4.4.2.3 et Fig. 4.12). Sur ces profils, les forages sont recalés les uns par rapport aux autres à partir de niveaux lithologiques repères ou de contact lithologique majeur. Lorsqu'aucun de ces marqueurs n'est présent sur un forage, celui-ci est recalé géométriquement au forage le plus proche à partir de la coupe géologique, en respectant les pendages des contacts lithologiques les plus proches ou celui de la foliation. Deux profils sont présentés dans cette partie, le profil E réalisé à partir de la coupe géologique E, recoupe la zone de faille de Cigar Nord et ses minéralisations, et le profil H réalisé à partir de la coupe géologique H recoupant la zone de faille de Cigar Main. Les autres profils sont joints en annexe (Annexes 17, 18 et 19). Sur ces profils, l'évolution des propriétés peut être analysée au premier ordre par une analyse des évolutions globales à l'échelle de la macrostructure (qualifiée d'analyse basse fréquence) et au second ordre par une analyse prenant en compte les structures mésoscopiques de plus petite échelle (qualifiée d'analyse haute fréquence).

Sur la coupe E (Fig. 7.9), l'analyse basse fréquence de la conductivité thermique (λ) montre que le cœur de faille principal a une valeur plus élevée que les zones de dommages encaissantes. L'analyse haute fréquence montre

la présence de plusieurs valeurs élevées de λ dans le cœur de faille principal. Cette augmentation de conductivité est directement liée à la présence de quartz secondaire dans les structures. A basse fréquence, la densité de phase solide diminue dans le cœur de faille principal par rapport aux zones de dommage où la densité de phase solide (d_{ps}) est plus élevée. L'analyse haute fréquence montre que les valeurs de d_{ps} les plus faibles, observées dans le cœur de faille principal, correspondent aux λ les plus élevées ce qui confirme la présence de zones silicifiées. Contrairement aux zones internes, les zones de dommage externes montrent une diminution de la d_{ps}. Ces d_{ps} plus faibles marquent le développement de l'altération argileuse dans les zones de dommage internes. A l'échelle de la zone de faille, l'analyse à basse fréquence de λ et de la d_{ps} montrent bien des tendances inverses. C'est également le cas à haute fréquence au sein du cœur de faille principal.

Pour la porosité (Fig. 7.9), l'analyse à basse fréquence associe la zone d'endommagement à une augmentation de la porosité (Φ_{H_2O}) et le cœur de faille principal à une porosité (Φ_{H_2O}) plus faible. A haute fréquence, les échantillons à forte Φ_{H_2O} se localisent à proximité des cœurs de faille secondaires et alternent avec des échantillons à plus faible porosité dans les zones où la déformation est moins intense. La densité apparente (d_{ap}) suit une évolution inverse à celle de la porosité à basse et haute fréquence, conforme à la relation Φ_{H_2O}-d_{ap}. A haute fréquence, pour la perméabilité (k), un schéma d'interprétation comparable à celui de la Φ_{H_2O} peut être proposé. Les cœurs de faille constituant le cœur de faille principal, ainsi que les cœurs de faille secondaires, montrent des perméabilités plus faibles que les épontes fracturées. Cette analyse est cohérente avec l'évolution de la porosité et correspond au schéma théorique de l'évolution des perméabilités dans les zones de faille proposé par Faulkner et al. (2010).

Sur la coupe H recoupant la faille de Cigar Main (Fig. 7.10), l'analyse basse fréquence de la conductivité thermique (λ) ne montre pas d'élévation aussi marquée que pour la faille de Cigar Nord. L'absence de pic de conductivité au sein du cœur de faille principal est due à son épaisseur plus faible et à l'absence de silicification. L'analyse haute fréquence montre que la variabilité de la λ est importante autour du cœur de faille principal où λ montre une forte variabilité pouvant être due à la présence de zones silicifiées d'épaisseurs limitées ou des enrichissements en pyrite dans les gneiss, juxtaposées à des zones désilicifiées et/ou argilisées. Contrairement à ce qui est observé sur Cigar Nord, à basse fréquence la densité de phase solide augmente peu dans le cœur de faille principal par rapport aux zones de dommages internes et externes pouvant être associée à une faible variation de la minéralogie.

L'analyse basse fréquence de la porosité (Φ_{H_2O}) fait également ressortir un comportement distinct de celui observé pour la zone de faille de Cigar Nord, avec une augmentation globale de la Φ_{H_2O} dans le cœur de faille et des zones de dommages de Φ_{H_2O} plus faibles. A haute fréquence les fortes Φ_{H_2O} retrouvées dans les zones de dommages se localisent à proximité des cœurs de faille secondaires ou des intrusions pegmatitiques. Trois échantillons dans la partie Nord du profil ne sont pas associés à des structures ou lithologies particulières. A basse fréquence, la faille de Cigar Main décrit donc un schéma inverse à la faille de Cigar Nord, malgré l'association à haute fréquence des fortes Φ_{H_2O} aux cœurs de faille secondaires et lithologies pegmatitiques observée dans les zones de dommage.

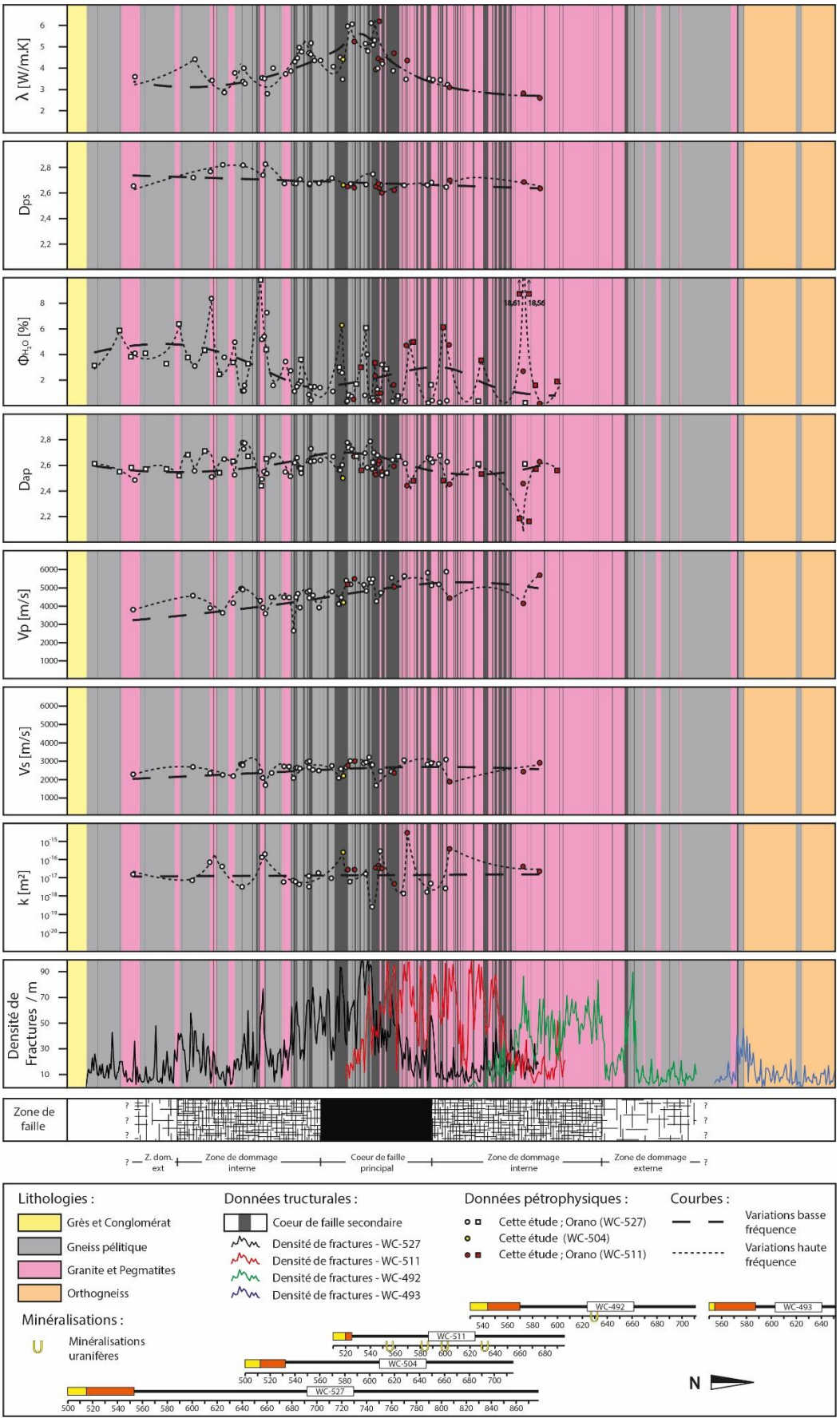


Figure 7-9 : Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe E (Cigar Nord).

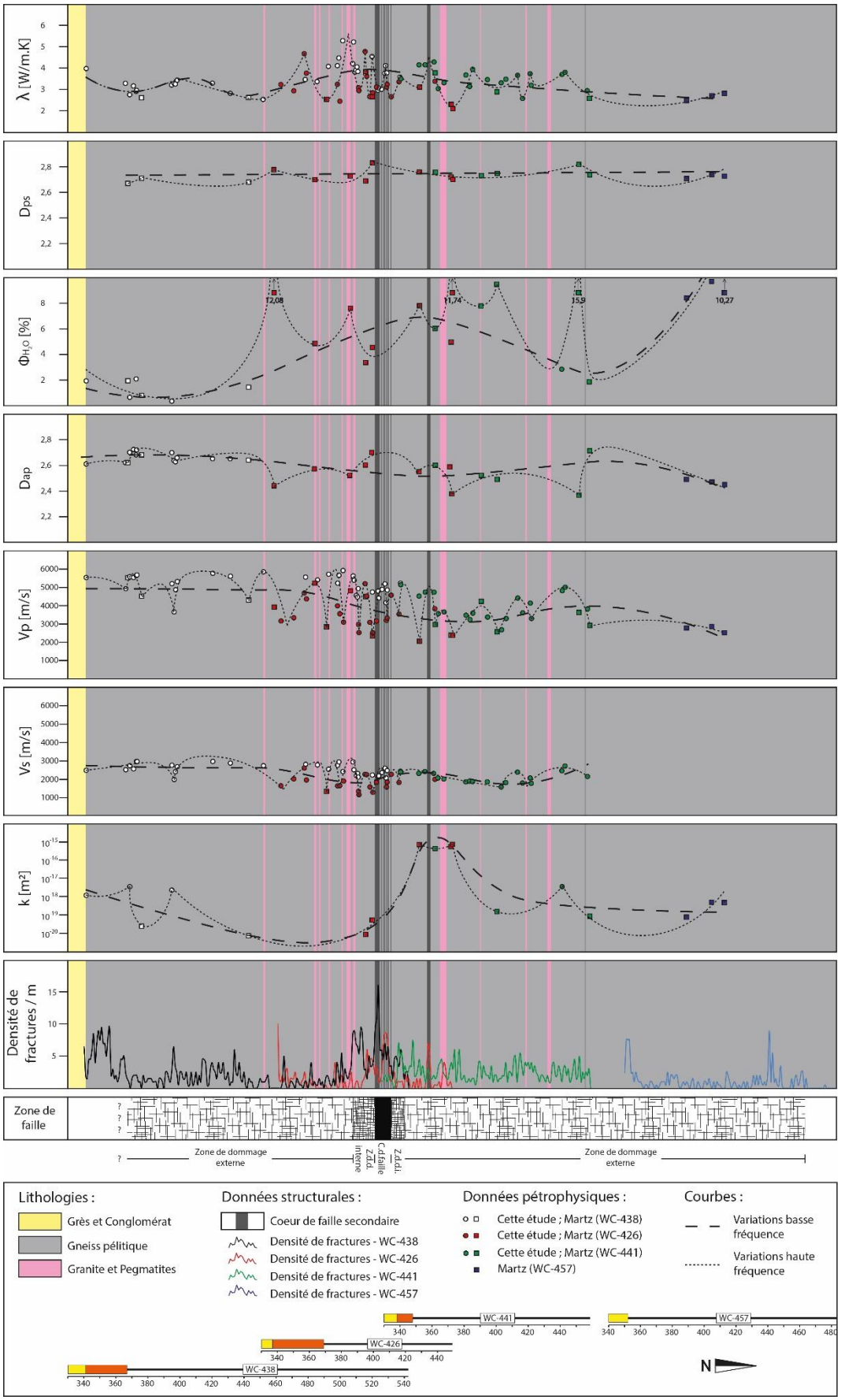


Figure 7-10 : Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe H (Cigar Main).

Ce schéma inverse est lié à la faible puissance du cœur de faille principal et à l'absence de silicifications marquées. A basse fréquence, la perméabilité (k) suit le même schéma que la Φ_{H_2O}. Les valeurs de k les plus élevées sont observées dans la zone d'endommagement à proximité d'un cœur de faille secondaire, les perméabilités les plus faibles sont associées au cœur de faille principal.

La comparaison de ces deux profils fait ressortir des variations basses fréquences significatives entre les deux zones de faille. L'étude des conductivités thermiques (λ) et des densités de phase solide (d_{ps}) souligne la présence d'un cœur de faille marqué et silicifié sur Cigar Nord, contrairement à Cigar Main où le cœur de faille est plus discret. Les faibles porosités et perméabilités mesurées dans le cœur de faille principal de Cigar Nord associent cette structure majeure à une barrière aux circulations fluides. A contrario, le cœur de faille de Cigar Main, de puissance limitée, est associé à une augmentation de la porosité et de la perméabilité.

Le développement d'une forte silicification sur Cigar Nord, apparait donc comme un facteur bloquant les circulations fluides contrairement à l'altération argileuse favorisant la création de drains. A basses fréquences, la zone de faille de Cigar Nord peut donc être assimilée à un comportement de conduit-barrière, la zone de faille de Cigar Main se rapprochant d'un comportement de conduit distribué (Caine et al., 1996). A haute fréquence, l'association entre fortes porosités-perméabilités et intensités de fractures élevées, observée dans les zones de dommage pour Cigar Nord, n'est pas vérifiée pour Cigar Main, où la fracturation est peu présente sur la coupe investiguée. La présence de cœurs de faille secondaires et d'intrusions pegmatitiques ont quant à elles un impact fort sur les propriétés hydrauliques. Afin de comprendre les comportements hydrauliques de ces zones de faille, d'autres paramètres pouvant influencer la porosité et la perméabilité doivent être recherchés à l'échelle microscopique.

7.3. Caractérisation morphologique du réseau poreux

La comparaison des profils entre les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main a révélé un lien entre la proximité des cœurs de faille secondaires et l'augmentation de la porosité et de la perméabilité dans les zones endommagées. Cependant, la corrélation entre l'intensité de fracturation observée le long des forages et les propriétés hydrauliques matricielles n'est pas simple à définir. En effet, ces deux éléments, fracturation et porosité matricielle, contribuent à la perméabilité de la formation. Le passage de l'échelle de la coupe et du forage à celle de l'échantillon et de la lame mince apparait ainsi essentiel pour intégrer ces deux types de données dans le modèle géologique d'écoulement.

A l'échelle de l'échantillon, l'analyse de la morphologie du réseau poreux a été faite en utilisant les données de porosimétrie par injection de mercure et la détermination des tailles des seuils d'accès aux pores notamment en distinguant les structures microscopiques (<1µm) et macroscopiques (>1µm). Des informations complémentaires sur la morphologie du réseau poreux d'échelle macroscopique (>1µm) sont obtenues grâce à l'observation des lames minces et le relevé de paramètres géométriques et topologiques (l'aire, le périmètre, l'excentricité, le coefficient de détermination morphologique R^2 des pores). L'impact de ces paramètres

morphologiques sur les propriétés hydrauliques et de transfert seront testés à chaque étape, en replaçant les échantillons dans le diagramme de distribution des porosités (Φ_{H_2O})-perméabilités (k).

7.3.1. Porosimétrie par injection de mercure

Les caractéristiques du réseau poreux ont été analysées par porosimétrie mercure sur 33 échantillons couvrant les gammes de porosité et perméabilité rencontrées pour les différentes lithologies. La porosimétrie par injection de mercure permet de déterminer la distribution des seuils d'accès du réseau poreux, en quantifiant pour chaque seuil le volume de vide associé. La distribution des seuils d'accès pour chaque échantillon est présentée (Fig. 7.11, A) ainsi que la courbe de la distribution moyenne des seuils d'accès pour l'ensemble des échantillons.

La courbe de distribution moyenne de la porosité en fonction des seuils d'accès (Fig. 7.11, A) montre deux intervalles où les seuils d'accès contrôlent l'accès à des volumes importants de porosité. Le premier intervalle, de 5 à 330 µm, associé à la macroporosité, présente deux pics distribués autour de 275 et 190 µm avec des porosités incrémentales moyennes ne dépassant pas 0,1 %. A ces deux pics sont associés des volumes formant un palier jusqu'à 5 µm. Le second intervalle, de 0,005 à 1 µm, caractéristique de la microporosité, décrit une distribution quadri-modale, dont les deux pics principaux sont localisés autour de 0,05 et 0,01 µm. Sur cet intervalle, les porosités incrémentales moyennes sont plus élevées, avec pour les deux pics principaux des valeurs autour de 0,17 %. Certains échantillons présentent des pics de porosités incrémentales supérieures à 1 %.

Les échantillons peuvent être séparés en 3 groupes distincts en s'appuyant sur la distribution de la porosité en fonction des tailles des seuils d'accès. Le premier regroupe 15 échantillons pour lesquels les seuils d'accès sont macroscopiques, principalement distribués sur l'intervalle 5 - 330 µm (Fig. 7.11, B). Les pics à 275 et 190 µm ainsi qu'un 3ème pic plus discret à 7 µm sont observés sur la courbe de la distribution moyenne et encadrent un palier autour de 0,035 % de porosité incrémentale.

Le second groupe (Fig. 7.11, C), de 10 échantillons, montre des seuils d'accès macroscopiques distribués sur l'intervalle 5 - 330 µm, ainsi que des seuils d'accès microscopiques entre 0,005 et 1 µm. Pour les seuils d'accès macroscopiques, les pics à 275, 190 et 7 µm, bien que faibles, sont encore observables. Les échantillons de ce groupe se caractérisent donc par la présence importante de seuils d'accès microscopiques et une présence plus discrète des seuils d'accès macroscopiques.

Le troisième groupe (Fig. 7.11, D) présente 8 échantillons pour lesquels la distribution des seuils d'accès est restreinte à l'intervalle 0,005 – 1 µm. Les pics à 275, 190 et 7 µm ne sont plus discernables du bruit de fond. Ce groupe rassemble la majorité des échantillons dont les pics de porosité incrémentale sont les plus élevés (de 0,6 à 2%). Dans ce groupe les seuils d'accès sont uniquement microscopiques.

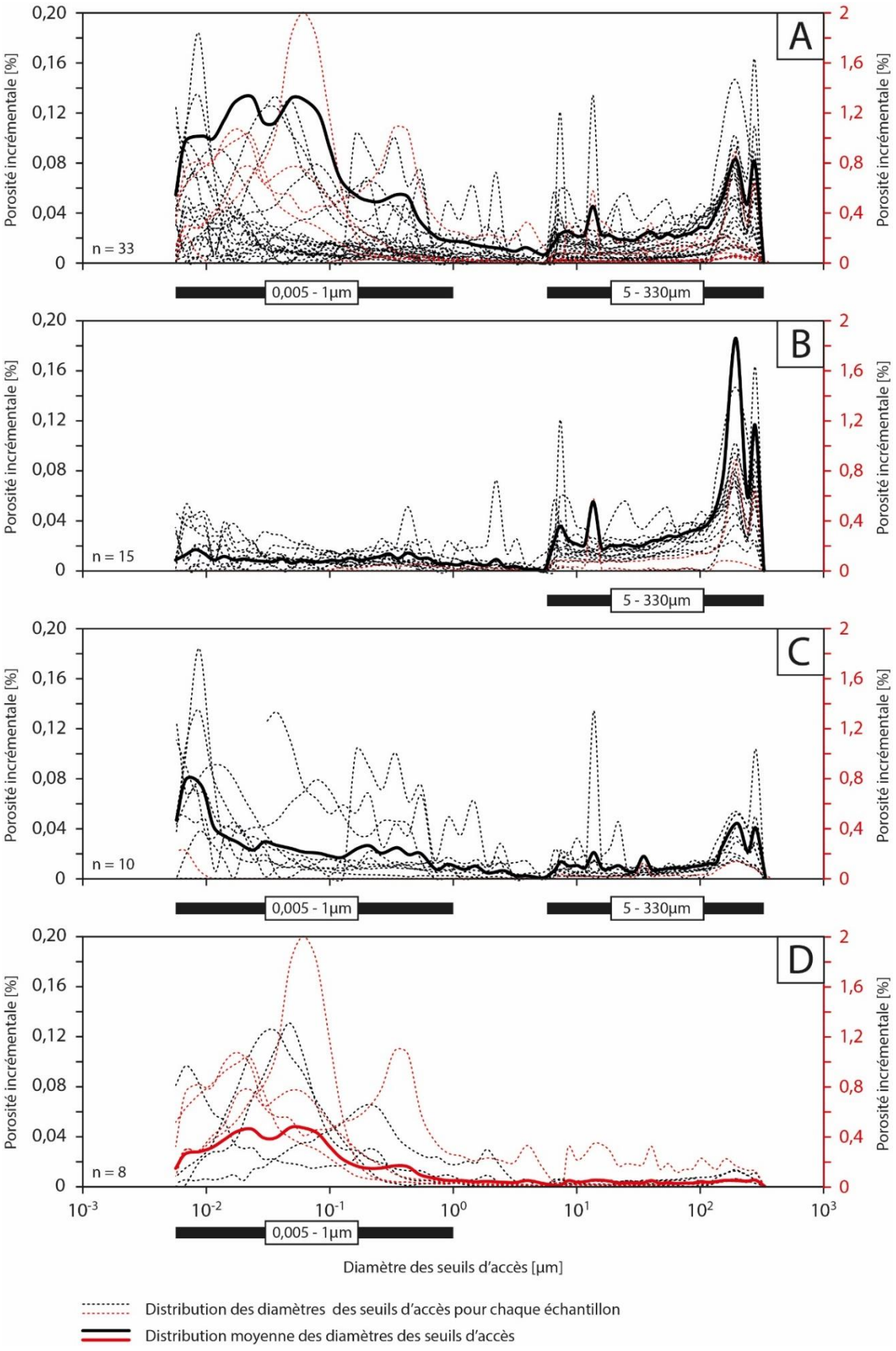


Figure 7-11 : Distribution des diamètres de seuils d'accès obtenus par porosimétrie mercure pour, (A) l'ensemble des échantillons, (B) les échantillons macroporeux (seuils d'accès distribués entre 5 et 330 µm), (C) les échantillons macro et microporeux (seuils d'accès distribués de 0,005 à 1 µm et de 5 à 330 µm), et (D) les échantillons microporeux (seuils d'accès distribués entre 0,005 à 1 µm).

La projection de ces 3 groupes dans le diagramme de distribution des porosités (Φ_{H_2O})-perméabilités (k) (Fig. 7.12), construit à partir des porosités (Φ_{H_2O}) et des perméabilités (k) mesurées sur chaque échantillon, montre un contrôle de la taille des seuils d'accès sur cette distribution entre la porosité et la perméabilité. Le premier groupe, marqué par des seuils d'accès macroscopiques, est distribué entre 0 et 2 % de porosité, et entre 10^{-19} et 3.10^{-17} m² pour la perméabilité. Le second groupe associé à des seuils d'accès macro- et microscopiques se distribue entre 0 et 8,5 % de porosité, et entre 10^{-17} à 10^{-14} m² de perméabilité. Le troisième groupe, représentant les échantillons de seuils d'accès microscopiques, se distribue sur le reste du diagramme. Cette répartition fait donc apparaitre une limite de perméabilité autour de 10^{-17} m² séparant les échantillons avec des seuils d'accès macroscopiques (groupe 1) et microscopiques (groupe 3), des échantillons avec des seuils d'accès macro-microscopiques (groupe 2). Pour la porosité, une limite autour de 2 % sépare les échantillons avec des seuils d'accès macroscopiques (groupe 1) et les échantillons dont les seuils d'accès sont microscopiques (groupe 3). Une seconde limite autour de 10 % de porosité sépare les échantillons avec des seuils d'accès macro-microscopiques (groupe 2) des échantillons avec des seuils d'accès microscopiques (groupe 3).

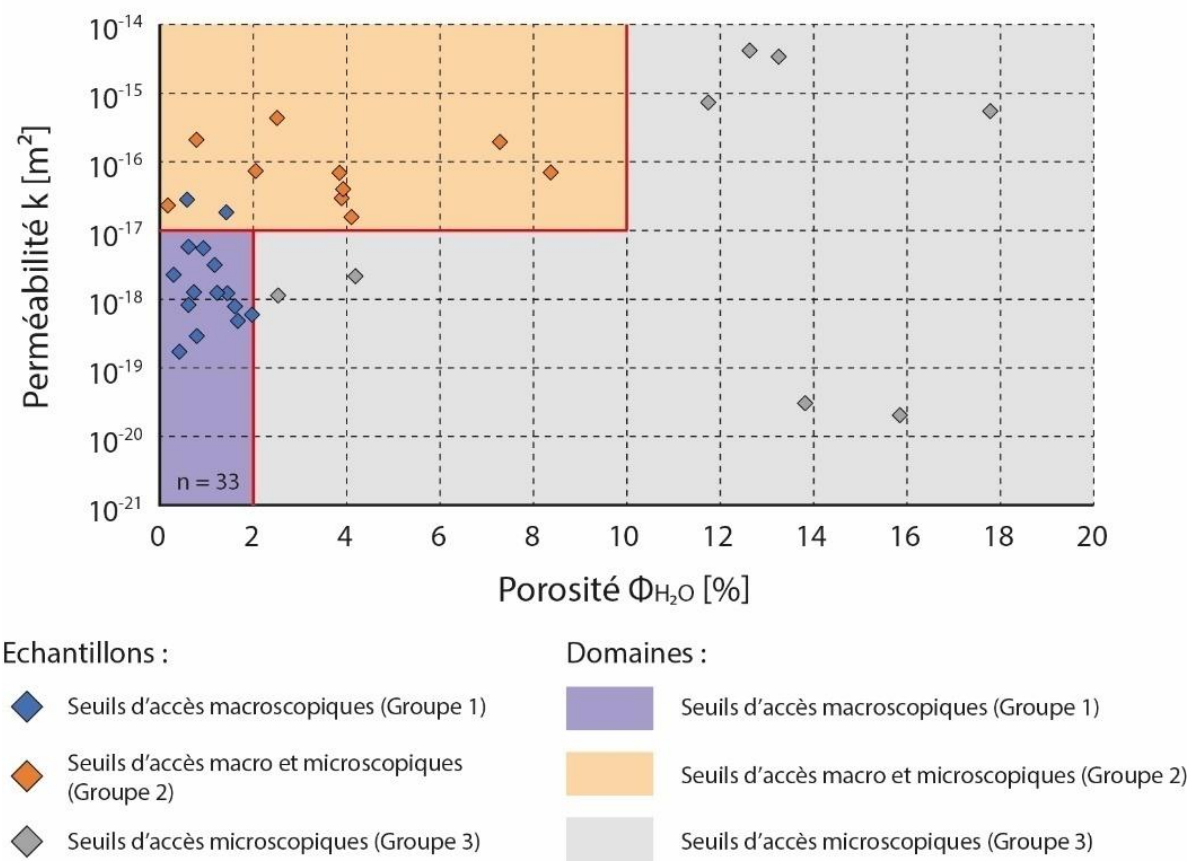


Figure 7-12 : Domaines de porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) définis par la distribution des diamètres de seuils d'accès. Les échantillons de seuils d'accès macroscopiques (groupe 1), macro- et microscopiques (groupe 2) et microscopiques (groupe 3) sont replacés dans le diagramme de distribution porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) à partir des porosités et perméabilités mesurées sur échantillons.

7.3.2. Paramètres géométriques de la porosité macroscopique

L'étude morphologique des vides d'échelle macroscopique a été réalisée sur 41 lames minces par digitalisation manuelle du contour de chaque pore. Cette digitalisation, réalisée à partir de l'imagerie des lames minces au microscope optique (LN et LPA pour chaque échantillon) en utilisant le logiciel JMicroVision, permet de mesurer la longueur ou diamètre maximal (D_{max}) et la largueur ou diamètre minimal (D_{min}) de chaque pore (Chap. 4.6.2 et Fig. 4.23) ainsi que le périmètre et l'aire de chacun d'eux. Les données sont présentées dans le Tableau 7.2. Afin de tester l'impact de ces 4 paramètres géométriques sur les propriétés hydrauliques, les lames sont classées par ordre croissant de porosité (Φ_{H_2O}) (Fig. 7.13) et par ordre croissant de perméabilité (k) (Fig. 7.14). Sur ces deux figures, certaines lames ne présentent pas de données, car aucun pore n'a été observé.

Pour 30 des 41 lames minces, les médianes des diamètres maximaux des pores (D_{max}) (Fig. 7.13, A) sont distribuées entre 100 et 1000 µm. 4 des 25 échantillons dont la porosité est inférieure à 2% montrent des valeurs maximales de D_{max} supérieures à 1000 µm. Au-dessus de 2% de porosité, 12 des 16 échantillons ont des valeurs maximales de D_{max} supérieures à 1000 µm. Pour les valeurs minimales des diamètres (D_{min}) (Fig. 7.13, B), les échantillons dont la porosité est inférieure à 2% ont des médianes inférieures à 100 µm. Les 16 échantillons dont la porosité est supérieure à 2% ont des médianes réparties entre 10 et 1000 µm dont 7 supérieures à 100 µm. Pour les valeurs maximales de D_{min}, 3 échantillons de porosité supérieure à 2% ont des valeurs maximales au-dessus de 1000 µm, ce qui n'est pas observé pour les échantillons de porosité inférieure à 2%. Les échantillons de porosité supérieure à 2 % présentent donc des pores de taille plus élevée que les échantillons de porosité inférieure à 2 %.

Pour les périmètres des pores (Fig. 7.13, C), les échantillons de porosité inférieure à 2%, ont des médianes distribuées entre 100 et 1000 µm. Pour les 16 échantillons dont la porosité est supérieure à 2%, 12 ont des périmètres médians dispersés entre 100 et 1000 µm, et 3 entre 1000 et 10 000 µm. Pour les valeurs maximales, aucun pore de périmètre supérieur à 10 000 µm n'est observé pour les échantillons de porosité inférieure à 2%. Pour les échantillons de porosité supérieure à 2%, 2 échantillons montrent des pores de périmètres supérieurs à 10 000 µm.

Pour les aires des pores (Fig. 7.13, D), les 25 échantillons de porosité inférieure à 2% ont des aires médianes distribuées entre 10^3 et 10^5 µm², avec 5 échantillons au-dessus de 10^4 µm². Pour les 16 échantillons de porosité supérieure à 2%, les aires médianes des pores sont distribuées entre 10^3 et 10^6 µm², dont 10 au-dessus de 10^4, l'échantillon le plus poreux ayant une aire médiane au-dessus de 10^5 µm². Pour les échantillons dont la porosité est inférieure à 2%, seul un échantillon montre une valeur maximale au-dessus de 10^5 µm², contre 12 échantillons pour les porosités supérieures à 2%. L'échantillon le plus poreux ayant la valeur maximale la plus élevée, au-dessus de 10^7 µm².

Pour ces 4 paramètres géométriques, les échantillons de porosité supérieure à 2% montrent globalement des médianes et valeurs maximales plus élevées que celles des échantillons de porosité inférieure à 2%.

L'augmentation de la porosité (Φ_{H_2O}) est donc associée à l'augmentation de la taille et de l'aire des pores macroscopiques.

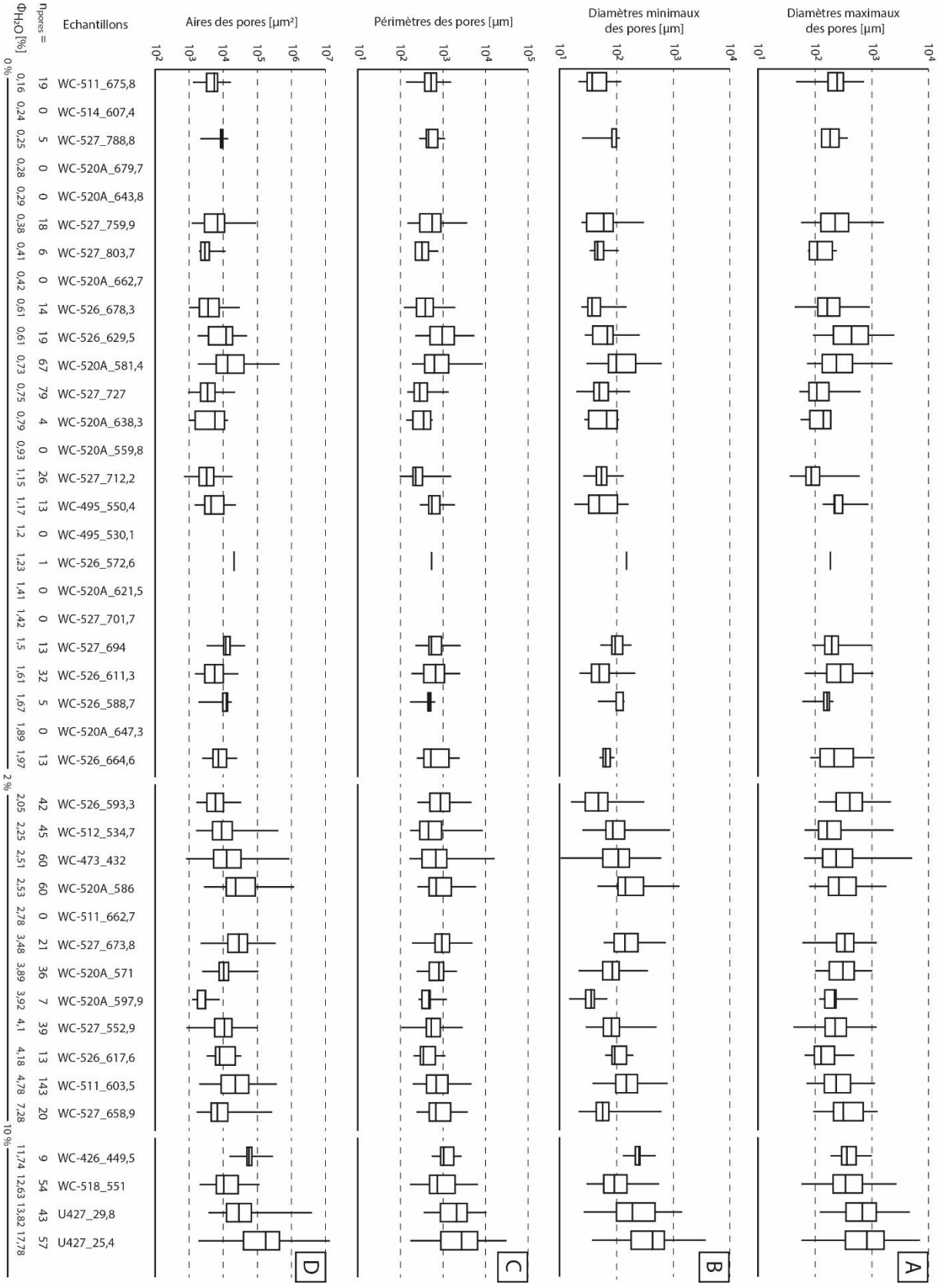


Figure 7-13 : Dispersions statistiques des diamètres maximaux D_{max} (A) et minimaux D_{min} (B), des périmètres (C) et des aires (D) des pores macroscopiques, obtenus par digitalisation des contours des pores sur lames minces. Les lames sont classées par ordre croissant de porosité (Φ_{H_2O}). Les données sont présentées Tableau 7.2.

Bien que la géométrie des vides ait un impact sur la perméabilité, l'association entre augmentation de la taille des pores et augmentation de la perméabilité est difficile à reconnaitre.

Les valeurs médianes des D_{max} (Fig. 7.14, A) sont distribuées entre 100 et 1000 µm pour 29 des 30 lames minces sur lesquelles des pores macroscopiques ont été observés. Les échantillons de perméabilité inférieure à 10^{-16} m² ont des valeurs maximales des D_{max} entre 100 et 10 000 µm, dont 9 sont au-dessus de 1000 µm. L'échantillon le plus imperméable ayant la valeur maximale de D_{max} la plus élevée. Pour les 7 échantillons de perméabilité élevée (>10^{-16} m²), les valeurs maximales des D_{max} sont toutes au-dessus de 1000 µm. La fréquence des valeurs maximales de D_{max} au-dessus de 1000 µm est donc plus élevée pour les échantillons à forte perméabilité, cependant ces D_{max} élevés, au-dessus de 1000 µm, sont également retrouvés pour des échantillons moins perméables. Il n'y a donc pas de tendance claire entre augmentation de la perméabilité et augmentation de la valeur maximale de D_{max} ou du D_{max} médian.

Le même constat peut être fait pour les D_{min}. Les médianes des D_{min} sont distribuées entre 10 et 1000 µm pour l'ensemble des gammes de perméabilités testées (Fig. 7.14, B). Sur les 30 échantillons où des pores macroscopiques ont été observés, 28 montrent des valeurs maximales du D_{min} au-dessus de 100 µm. Les valeurs maximales les plus élevées, au-dessus de 1000 µm sont observées sur 3 échantillons pour des perméabilités allant de $3{,}1.10^{-20}$ à $5{,}5.10^{-16}$ m². L'augmentation de la perméabilité n'est donc pas associée à une augmentation du D_{min} des pores macroscopiques.

Pour les perméabilités entre 10^{-19} et 10^{-16} m², les valeurs médianes des périmètres des pores sont distribuées entre 10 et 1000 µm (Fig. 7.14, C). Au-dessus de 10^{-16} m², la distribution des périmètres médians est plus étalée, entre 100 et 10 000 µm, avec 2 échantillons de périmètre médian supérieur à 1000 µm. Il est à noter que l'échantillon le moins perméable, à $3{,}1.10^{-20}$ m², montre également un périmètre médian supérieur à 1000 µm. Les valeurs maximales des périmètres sont distribuées entre 100 et 10 000 µm pour les perméabilités inférieures à 10^{-16} m². Cette distribution est plus étendue au-dessus de 10^{-16} m² avec des périmètres maximaux distribués entre 1000 et 100 000 µm, dont 2 échantillons au-dessus de 10 000 µm. Au vu de ces résultats, aucune tendance n'est observable entre augmentation de la perméabilité et augmentation du périmètre médian des pores. On note cependant que les plus grands périmètres mesurés sur les pores sont associés à des échantillons de perméabilité élevée supérieure à 10^{-16} m².

Pour les échantillons de perméabilité inférieure à 10^{-16} m², les valeurs médianes des aires des pores (Fig. 7.14, D) se répartissent entre 10^3 et 10^5 µm². La distribution est plus large pour les échantillons dont la perméabilité est supérieure à 10^{-16} m², avec des aires médianes entre 10^3 et 10^6 µm². On note également qu'au-dessus de cette limite de perméabilité, les valeurs des aires maximales sont toutes supérieures à 10^5 µm², ce qui n'est pas le cas pour l'ensemble des échantillons de perméabilité plus faible. Les pores ayant des aires élevées sont donc plus fréquemment observés pour les échantillons à forte perméabilité, supérieure à 10^{-16} m², que pour les échantillons de perméabilité plus faible.

Bien que les échantillons de perméabilité supérieure à 10^{-16} m² présentent tous des pores macroscopiques d'aire élevée, le lien entre augmentation de la perméabilité et augmentation des tailles, des périmètres et des aires médians des pores macroscopiques est difficile à établir.

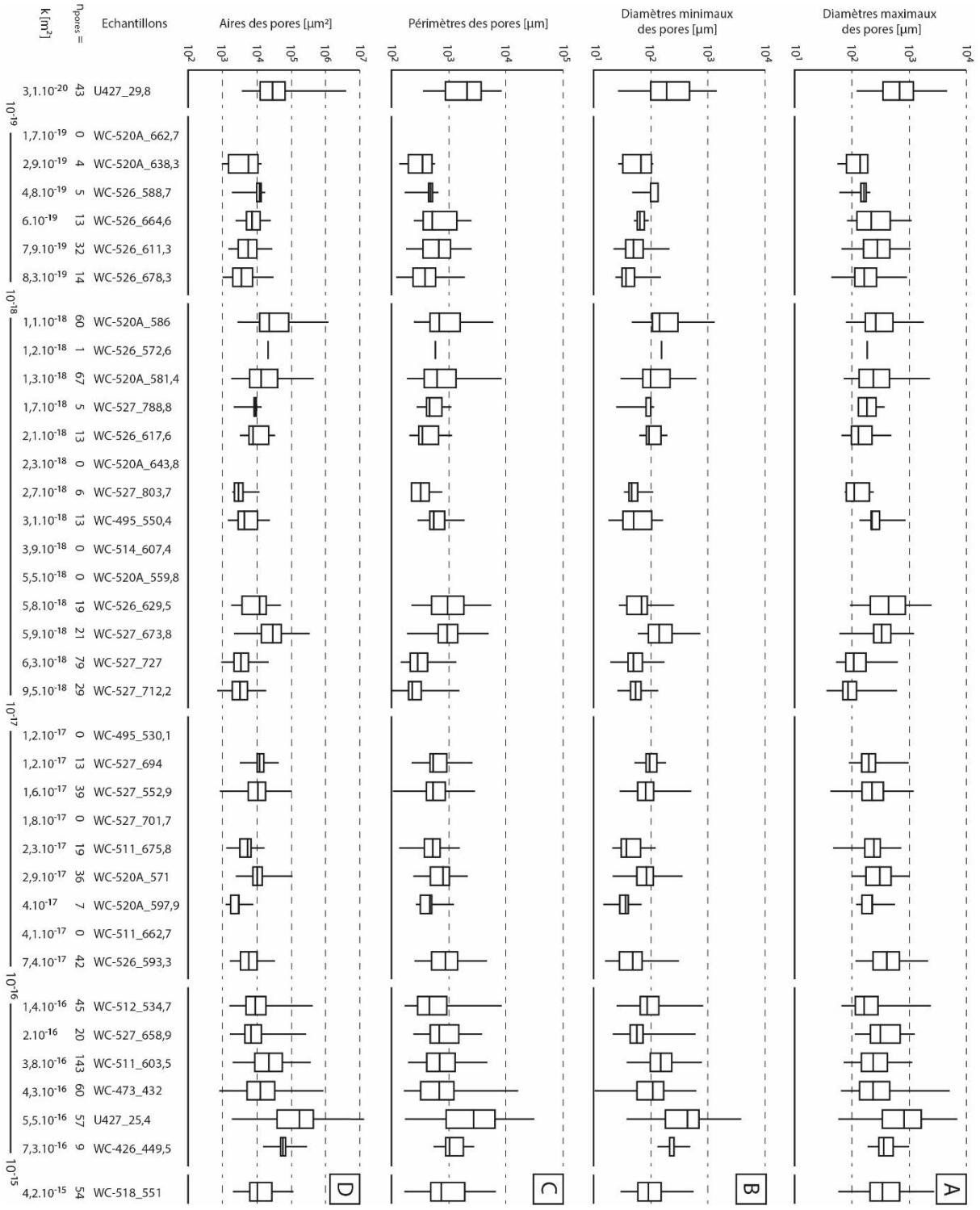


Figure 7-14 : Dispersions statistiques des diamètres maximaux D_{max} (A) et minimaux D_{min} (B), des périmètres (C) et des aires (D) obtenus par digitalisation des contours des pores macroscopiques sur les lames minces. Les lames sont classées par ordre croissant de perméabilité (k). Les données sont présentées Tableau 7.2.

L'influence de ces 4 paramètres géométriques sur la porosité et perméabilité, fait ressortir des signatures différentes selon les domaines de porosité-perméabilité définis par porosimétrie mercure (Fig. 7.15, A). Les échantillons distribués dans le domaine des seuils d'accès macroscopiques (Fig. 7.15, A - Groupe 1) montrent pour les 4 paramètres géométriques, les valeurs minimales, les quartiles 1 et 3 et les médianes les plus faibles (Fig. 7.15, B, C, D et E). La morphologie du réseau poreux pour le Groupe 1 se caractérise donc par des pores macroscopiques de petite taille et des diamètres de seuil d'accès large (> 1µm).

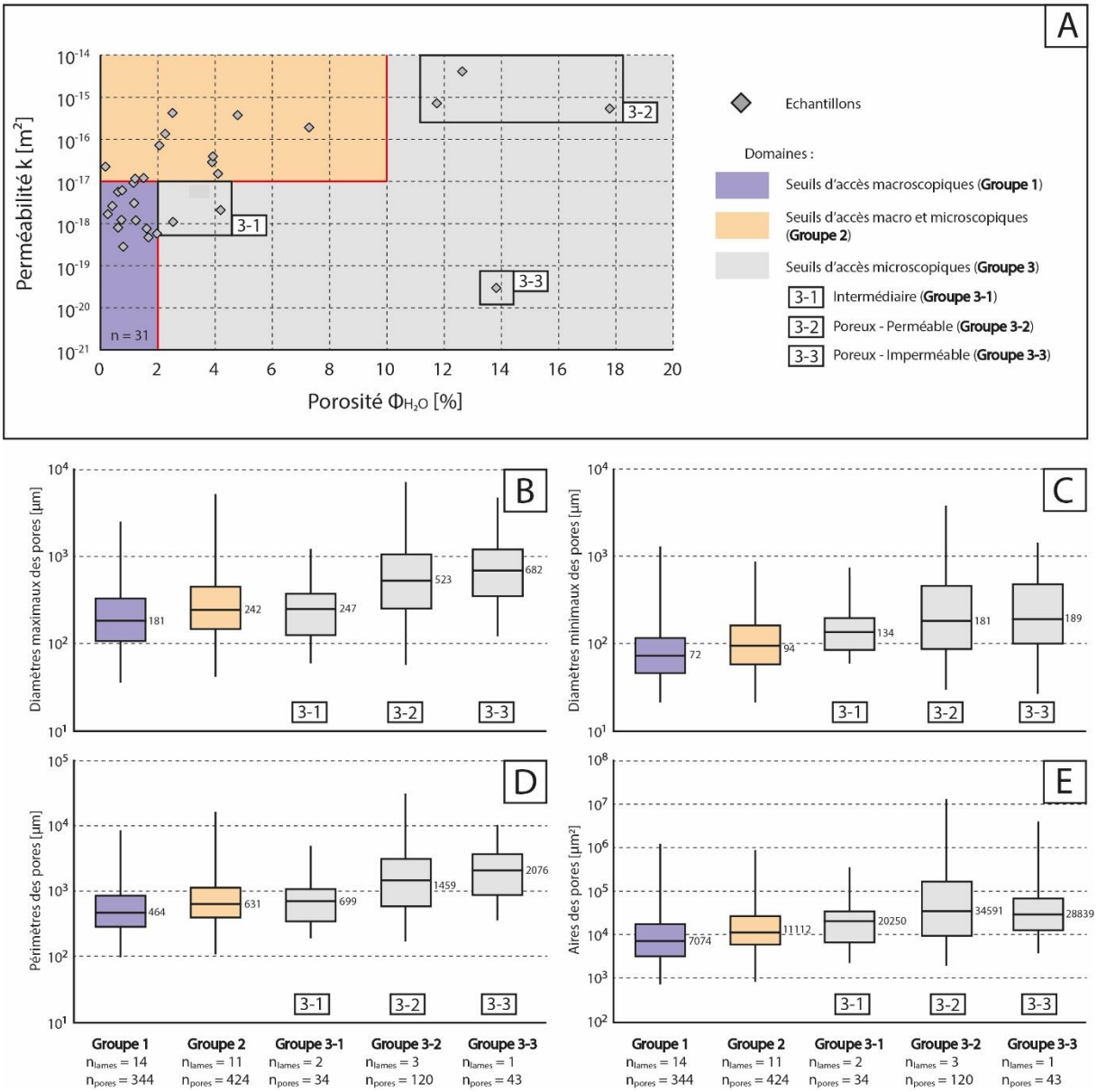


Figure 7-15 : Variations des paramètres géométriques en fonction de la distribution des diamètres des seuils d'accès. Les 31 échantillons, sur lesquels la quantification des paramètres géométriques est réalisée, sont replacés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) (A). Les dispersions statistiques des diamètres maximaux (D_{max}) (B) et minimaux (D_{min}) (C), des périmètres (D) et des aires (E) des pores sont calculées en fonction des domaines de porosité-perméabilité définis par la distribution des diamètres de seuils d'accès. Les données sont présentées Tableau 7.3

Les échantillons distribués dans le domaine des seuils d'accès macro et microscopiques (Fig. 7.15, A – Groupe 2), ainsi que dans le domaine des seuils d'accès microscopiques faiblement poreux (Groupe 3-1), ont pour les 4 paramètres géométriques des valeurs minimales, des quartiles 1 et 3 et des médianes plus élevées que le

groupe 1. La morphologie du réseau poreux de ces deux groupes se caractérise par des pores macroscopiques de taille intermédiaire, associés à des seuils d'accès macro- et microscopiques (Groupe 2) ou microscopiques uniquement (Groupe 3-1).

Enfin, les échantillons de forte porosité, distribués dans le domaine des seuils d'accès microscopiques (Fig. 7.15, A – Groupe 3-2 et 3-3), présentent pour les 4 paramètres géométriques les médianes et les quartiles 1 et 3 les plus élevés. Pour ces deux groupes, la morphologie du réseau poreux se caractérise donc par des pores macroscopiques de grande taille associés à des seuils d'accès de petit diamètre (< 1µm).

La macroporosité peut être estimée pour chaque échantillon en calculant le pourcentage des aires des pores macroscopiques observés en lame mince sur l'aire de la zone d'observation. Cette macroporosité est apparente, car il peut exister un allongement préférentiel des vides faisant varier les aires mesurées sur les pores macroscopiques en fonction de l'orientation du plan de la lame mince. La figure 7.16 présente pour les 41 échantillons la porosité macroscopique calculée ainsi que la porosité (Φ_{H_2O}) mesurée.

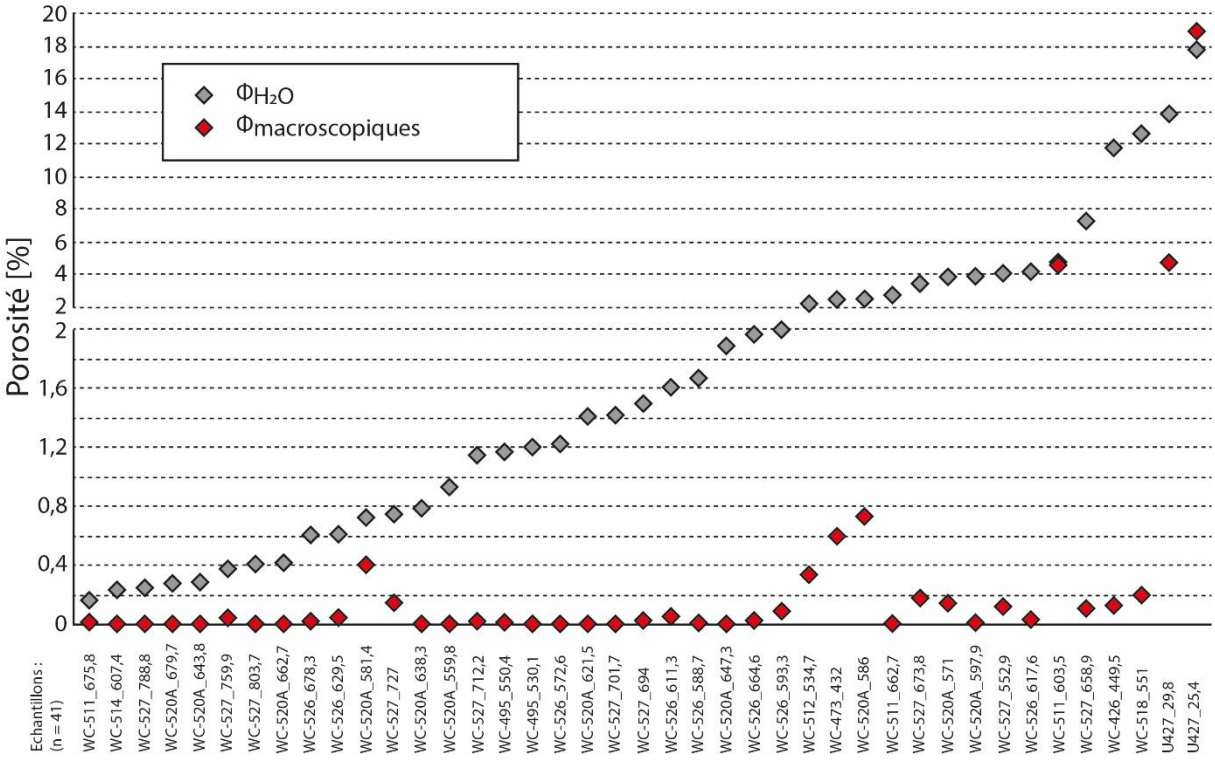


Figure 7-16 : Porosités (ΦH_2O) mesurées sur échantillons et macroporosités apparentes calculées à partir des aires des pores macroscopiques observés sur les lames minces. Les 41 échantillons sont classés par ordre croissant de porosité (Φ_{H_2O}). Les porosités macroscopiques de chaque échantillon sont présentées Tableau 7.2.

Sur les 41 lames minces étudiées, seul quatre ont des macroporosités apparentes supérieures à 50 % de la porosité (Φ_{H_2O}) (Fig. 7.16). Parmi ces quatre lames, deux (WC-511_603,5 et U427_25,4) ont des macroporosités apparentes comparables à la porosité (Φ_{H_2O}). Cela signifie que la porosité de ces échantillons est macroscopique et qu'aucune microporosité n'est présente. Pour la lame U427_25,4, la macroporosité légèrement plus élevée que la porosité (Φ_{H_2O}) peut être due à une surestimation de l'aire des pores macroscopiques.

Echantillons	Porosité Φ_{H2O} [%]	Perméabilité [m²]	Aire de la zone d'observation [µm²]	Nombre de pores	Dmax [µm]					Dmin [µm]					Périmètre [µm]					Aire [µm²]					Aire totale des pores [µm²]	Porosité macroscopique [%]
					Min	Q1	Med	Q3	Max	Min	Q1	Med	Q3	Max	Min	Q1	Med	Q3	Max	Min	Q1	Med	Q3	Max		
U427_25,4	17,78	5,48E-16	344211145	57	57	341	815	1639	7060	37	180	436	694	3771	170	891	2711	6431	30895	1879	39303	175762	446720	13258119	64688336	18,79
U427_29,8	13,82	3,06E-20	245237211	43	120	347	682	1189	4684	26	99	189	475	1426	352	870	2076	3669	10360	3701	12583	28839	66891	4010494	11526622	4,70
WC-426_449,5	11,74	7,32E-16	541321330	9	186	292	360	527	997	129	213	248	255	483	539	875	1030	1784	2754	15360	49778	57259	69746	291186	702009	0,13
WC-473_432	2,51	4,32E-16	528186359	60	63	135	232	457	5137	10	57	108	167	622	163	322	679	1222	16346	816	5255	12716	33555	881517	3151056	0,60
WC-495_530,1	1,21	1,19E-17	553536005	0																					0	0,00
WC-495_550,4	1,17	3,14E-18	571909058	13	134	214	223	304	868	18	32	50	103	162	283	464	547	843	1886	1457	2872	4372	10481	23984	101573	0,02
WC-511_603,5	4,78	3,83E-16	157703450	143	71	145	234	417	1134	37	98	147	232	784	193	411	689	1287	4703	1975	8888	22550	56075	372675	7373200	4,68
WC-511_662,7	2,78	4,10E-17	662795986	0																					0	0,00
WC-511_675,8	0,17	2,31E-17	705789236	19	46	167	242	313	725	21	30	37	66	120	135	373	521	705	1554	1299	3259	5441	6862	16935	110896	0,02
WC-512_534,7	2,25	1,39E-16	359727135	45	65	113	161	283	2399	25	65	86	137	872	168	284	456	916	8550	1603	4876	9066	18635	421923	1201323	0,33
WC-514_607,4	0,24	3,88E-18	741243481	0																					0	0,00
WC-518_551	12,63	4,18E-15	608743891	54	57	206	341	679	2718	29	59	90	151	560	167	480	734	1904	6628	2023	6306	10422	27847	117192	1219203	0,20
WC-520A_559,8	0,93	5,47E-18	571637173	0																					0	0,00
WC-520A_571	3,89	2,93E-17	383327747	36	100	176	307	483	1013	21	56	83	109	358	240	475	791	1024	2125	2467	7675	10328	14532	109327	542094	0,14
WC-520A_581,4	0,73	1,26E-18	581301345	67	71	132	236	454	2299	29	72	98	216	624	185	371	620	1335	8527	1822	6306	13554	40734	450544	2352225	0,40
WC-520A_586	2,53	1,13E-18	676779130	60	78	171	260	524	1809	46	105	142	296	1286	247	469	679	1563	5988	2755	12269	23237	86362	1221789	4953449	0,73
WC-520A_597,9	3,92	4,02E-17	279115878	7	117	148	220	231	566	14	28	36	40	68	265	318	464	500	1227	1241	1757	2946	3041	7891	21673	0,01
WC-520A_621,5	1,41		622202048	0																					0	0,00
WC-520A_638,3	0,79	2,91E-19	677978840	4	55	80	137	187	190	27	32	67	102	109	136	195	349	505	571	971	1517	5763	10853	13929	26426	0,00
WC-520A_643,8	0,29	2,25E-18	683144136	0																					0	0,00
WC-520A_647,3	1,89		658635186	0																					0	0,00
WC-520A_662,7	0,42	1,70E-19	480288994	0																					0	0,00
WC-520A_679,7	0,28		697118793	0																					0	0,00
WC-526_572,6	1,23	1,23E-18	553536005	1	185	185	185	185	185	152	152	152	152	152	537	537	537	537	537	21289	21289	21289	21289	21289	21289	0,00
WC-526_588,7	1,67	4,84E-19	513236799	5	59	142	161	177	209	47	99	132	133	137	170	442	476	516	652	1869	9916	12376	13520	17582	55262	0,01
WC-526_593,3	2,05	7,36E-17	411600722	42	114	233	408	674	2170	16	28	48	70	307	250	495	867	1420	4659	1644	3358	5894	10160	33987	377181	0,09
WC-526_611,3	1,61	7,85E-19	470447252	32	65	159	278	459	1066	22	36	49	73	211	181	354	668	1076	2516	1488	2929	5630	10108	28264	253926	0,05
WC-526_617,6	4,19	2,15E-18	531087190	13	65	97	127	219	485	62	83	92	149	197	203	296	344	660	1138	3240	5946	7802	22479	34430	176968	0,03
WC-526_629,5	0,61	5,81E-18	569022934	19	91	209	437	859	2485	27	38	68	86	254	221	499	952	1832	5470	1798	3760	12211	18812	50744	276281	0,05
WC-526_664,6	1,97	5,96E-19	446729430	13	81	122	216	469	1108	50	58	64	77	92	242	356	513	1383	2470	2413	5065	7331	12618	25843	133434	0,03
WC-526_678,3	0,61	8,26E-19	630073229	14	43	111	163	268	917	24	31	37	52	149	119	237	383	586	1930	1017	2006	3602	7620	31022	94408	0,01
WC-527_552,9	4,10	1,57E-17	638632664	39	41	149	223	355	1204	28	58	81	112	504	105	405	530	861	2872	840	5659	10829	17970	104366	760928	0,12
WC-527_658,9	7,28	1,96E-16	646486522	20	111	210	312	697	1260	21	43	56	73	606	239	472	677	1494	3800	1666	4548	6771	13726	275911	694386	0,11
WC-527_673,8	3,48	5,88E-18	691184325	21	59	239	330	478	1211	58	90	140	235	734	186	654	932	1429	4942	2200	13675	29300	51625	351900	1250350	0,18
WC-527_694	1,50	1,23E-17	677390054	13	88	146	196	256	989	51	82	94	127	183	223	467	531	917	2588	3236	10327	11993	16014	43831	181606	0,03
WC-527_701,7	1,42	1,83E-17	733224900	0																					0	0,00
WC-527_712,2	1,15	9,48E-18	685682426	26	35	68	85	119	610	26	44	54	67	133	96	198	229	330	1543	705	1956	3273	5329	18890	122176	0,02
WC-527_727	0,75	6,29E-18	296992457	79	52	77	106	174	632	19	40	49	71	173	144	210	283	426	1347	934	2180	3493	5740	22139	387460	0,13
WC-527_759,9	0,38		558245597	18	56	125	222	387	1621	24	30	59	87	301	145	283	554	886	3701	1197	2825	6899	11043	93397	260632	0,05
WC-527_788,8	0,25	1,72E-18	679887800	5	125	128	182	262	372	25	82	98	98	114	275	406	457	750	1108	2154	8413	9274	9796	13968	43605	0,01
WC-527_803,7	0,41	2,68E-18	615139592	6	74	79	109	200	238	34	41	46	58	109	215	223	322	453	769	1973	2251	2948	3985	11859	26077	0,00

Tableau 7-2 : Paramètres géométriques mesurés sur les pores macroscopiques pour chaque lame mince. Pour les 41 lames minces sélectionnées, les valeurs minimales (Min) et maximales (Max), les quartiles 1 (Q1) et 3 (Q3), et les valeurs médianes (Med) des 4 paramètres géométriques (diamètres maximaux (D_{max}) et minimaux (D_{min}), périmètres et aires) sont présentées. La porosité macroscopique de chaque échantillon est calculée à partir de l'aire totale des pores macroscopiques divisée par l'aire de la zone observée sur la lame mince.

Cette surestimation peut provenir d'une distribution hétérogène des pores au sein de l'échantillon et de la localisation de la lame mince dans une zone de plus forte porosité, ou d'une orientation préférentielle des pores.

Pour les 37 autres échantillons, la macroporosité ne représente qu'une fraction de la porosité (Φ_{H_2O}), voir est négligeable en comparaison. Cela signifie que pour la majorité des échantillons la porosité est d'ordre microscopique et que la macroporosité est peu à très peu représentée.

7.3.3. Paramètres topologiques de la porosité macroscopique

Afin de déterminer l'impact de la morphologie des pores macroscopiques sur les propriétés hydrauliques, les 4 paramètres géométriques décrits dans la section précédente sont utilisés dans le calcul de paramètres topologiques permettant de classer les pores selon leur forme.

Le coefficient de détermination morphologique R^2 est défini grâce aux rayons équivalents R_a et R_p, calculés à partir de l'aire et du périmètre des pores (Chap. 4.6.4). Ce coefficient permet d'évaluer la sphéricité du contour d'un pore. Il vaut 1 lorsque le pore est un cercle parfait, et tend vers 0 lorsque le contour se complexifie. L'excentricité Ex, paramètre estimant l'aplatissement d'une ellipse, est calculée à partir des moments inertiels de la forme des pores exprime le ratio entre le diamètre minimum (D_{min}) et le diamètre maximum (D_{max}) (Chap. 4.6.4). L'excentricité vaut 1 lorsque le pore est un cercle parfait et tend vers l'infini lorsque le pore s'apparente à l'intersection d'une fracture de longueur infinie avec le plan de la lame mince. Le diagramme de dispersion Ex - R^2 permet de caractériser les morphologies des pores selon leurs distributions au sein de domaines morphologiques (Chap. 4.6.4.2).

Ces domaines morphologiques sont recoupés par des courbes d'iso-complexité nP, permettant d'estimer pour chaque pore la rugosité de son contour ou sa tortuosité (Chap. 4.6.5). La rugosité minimale d'indice 1P, correspondant à un contour lisse, est matérialisée par la courbe des ellipses. Cet indice augmente lorsque le contour se complexifie et que le pore adopte une géométrie tortueuse (Fig. 4.28). Cette complexification des contours, liée à l'augmentation du périmètre des pores, est associée à une diminution du coefficient de détermination morphologique R^2 (Tableau 4.10). Les pores de morphologies complexes et tortueuses seront donc identifiés dans la partie gauche du diagramme Ex- R^2 à proximité de l'axe des ordonnées Ex.

Le domaine des seuils d'accès macroscopiques (Groupe 1) peut être subdivisé en deux sous-groupes d'échantillons présentant des pores macroscopiques de morphologies distinctes (Fig. 7.17, A). Les échantillons de perméabilité inférieure à 5.10^{-19} m² (Groupe 1-1) montrent des pores macroscopiques de coefficient morphologique R^2 supérieur à 0,3 et d'excentricité Ex faible décrivant des morphologies circulaires, ovoïdes ou allongées (Fig. 7.17, B – 1-1). Les pores ont des indices de complexité inférieurs à 1,5P associés à une faible rugosité des contours et à des morphologies peu tortueuses.

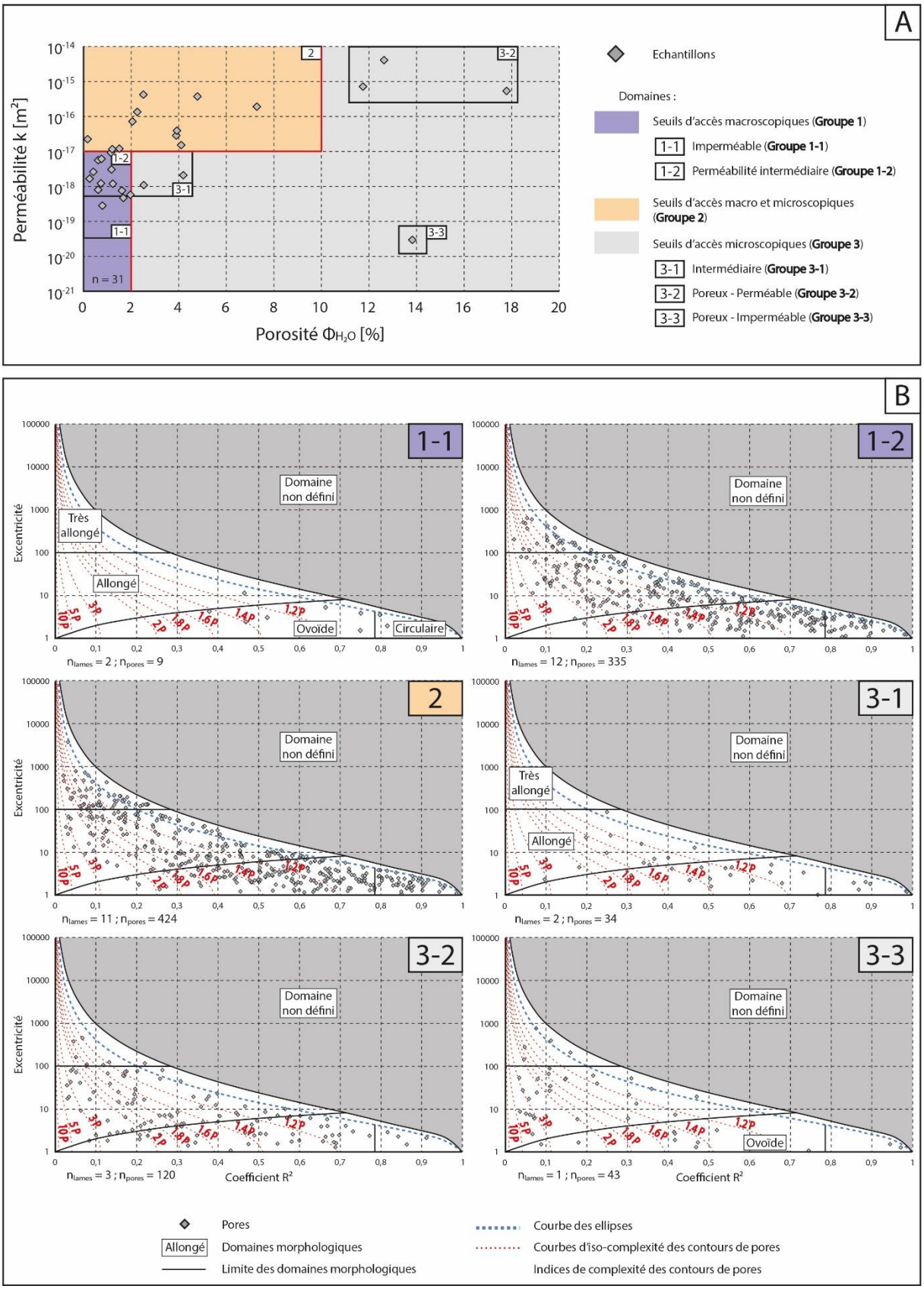


Figure 7-17 : Caractérisation morphologique des pores selon leur excentricité (Ex) et la valeur du coefficient de détermination morphologique (R²). Les 31 échantillons, sur lesquels la quantification des paramètres topologiques (Ex et R²) est réalisée, sont replacés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) (A). A chaque groupe d'échantillons identifié dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) est associé à un diagramme de dispersion Ex(R²) dans lequel figure l'ensemble des pores digitalisés sur les lames minces (B).

Les échantillons de perméabilité supérieure à 5.10^{-19} m² (Groupe 1-2) présentent quant à eux l'ensemble des morphologies définies dans le diagramme Ex - R² (Fig. 7.17, B – 1-2). Pour ce groupe, les pores distribués dans le domaine très allongé, associés à des excentricités très élevées (Ex ≥ 100), correspondent à l'intersection de fractures avec le plan de la lame mince et attestent de la présence de fractures ouvertes dans ces échantillons. La distribution des points entre la courbe des ellipses 1P et la courbe d'iso-complexité 5P atteste d'une rugosité très variable des contours. Les pores présentent donc des morphologies lisses à très tortueuses. La limite à 5.10^{-19} m² définie entre les échantillons du Groupe 1-1 et du Groupe 1-2 sépare donc les échantillons non-fracturés de faible perméabilité, des échantillons fracturés de perméabilité plus élevée dans lesquels une partie des pores ont des morphologies très tortueuses.

Malgré des porosités et perméabilités très variées, les échantillons des domaines de seuils d'accès macro- et microscopique du Groupe 2 et microscopique des Groupes 3-2 et 3-3 (Fig. 7.17, A) montrent l'ensemble des morphologies décrites par le diagramme, allant des pores circulaires aux fractures ouvertes (Fig. 7.17, B – 2, 3-2 et 3-3). Les points, distribués entre la courbe des ellipses et la courbe d'iso-complexité 5P, signalent des morphologies lisses à très tortueuses.

Le Groupe 3-1, représenté par deux échantillons de porosités et perméabilités intermédiaires, est le seul groupe du Groupe 3 à ne pas présenter de pores macroscopiques d'excentricité supérieure à 100 (Fig. 7.17, B – 3-1). On note cependant la présence d'un pore d'excentricité élevée proche de 100. La fracturation semble donc plus discrète sur ces échantillons ou associée à un colmatage partiel. La distribution des points entre la courbe des ellipses et la courbe d'iso-complexité 3P indique également des morphologies moins tortueuses que celles observées dans les autres échantillons du Groupe 3.

La présence de fractures macroscopiques ouvertes ou partiellement colmatées associées au développement de pores à géométries tortueuses, est donc identifiée pour l'ensemble des échantillons hors du Groupe 1-1.

7.3.4. Domaines de porosités-perméabilités et morphologies du réseau poreux

Cette étude fait ressortir des variations morphologiques du réseau poreux selon les propriétés hydrauliques mesurées, avec une augmentation de la porosité associée à la diminution des diamètres des seuils d'accès et une augmentation de la taille des pores macroscopiques.

Deux limites de porosité ont été identifiées par l'étude de ces paramètres (Fig. 7.18). Une première limite à 2 %, pour toutes les perméabilités inférieures à 10^{-17} m², sépare les domaines de seuils d'accès macroscopiques associés à des pores de petite taille (Groupes 1-1 et 1-2) et les domaines à seuils d'accès microscopiques associés à des pores de tailles intermédiaire à grande (Groupes 3-1 et 3-3). Une seconde limite à 10 % de porosité pour toutes les perméabilités supérieures à 5.10^{-19} m², sépare les domaines marqués par des seuils d'accès macro-/microscopiques ou microscopiques uniquement, et associés à des pores de taille intermédiaire (Groupes 2 et 3-1), du domaine à seuils d'accès microscopiques associés à des pores de grande taille (Groupe 3-2).

Deux limites de perméabilité ont également été identifiées (Fig. 7.18). La première à 5.10^{-19} m² pour toutes les porosités inférieures à 2 %, sépare au sein du domaine des seuils d'accès macroscopiques, les échantillons présentant des pores macroscopiques associés à des excentricités très élevées (Ex >100) interprétés comme des fractures ouvertes (Groupe 1-2), des échantillons non-fracturés (Groupe 1-1). La seconde limite, à 10^{-17} m² pour toutes les porosités inférieures à 10 %, sépare les domaines des seuils d'accès macroscopiques à pores de petite taille (Groupe 1-1) et microscopiques à pores de taille intermédiaire (Groupe 3-1), du domaine des seuils d'accès macro-/microscopiques à pores de taille intermédiaire (Groupe 2).

Ces différentes limites divisent le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) en plusieurs domaines (Fig. 7.18) associés à des morphologies spécifiques de réseau poreux (Tableau 7.3). Ce modèle peut donc être utilisé comme un outil permettant d'estimer une morphologie du réseau poreux à partir des propriétés hydrauliques d'un échantillon.

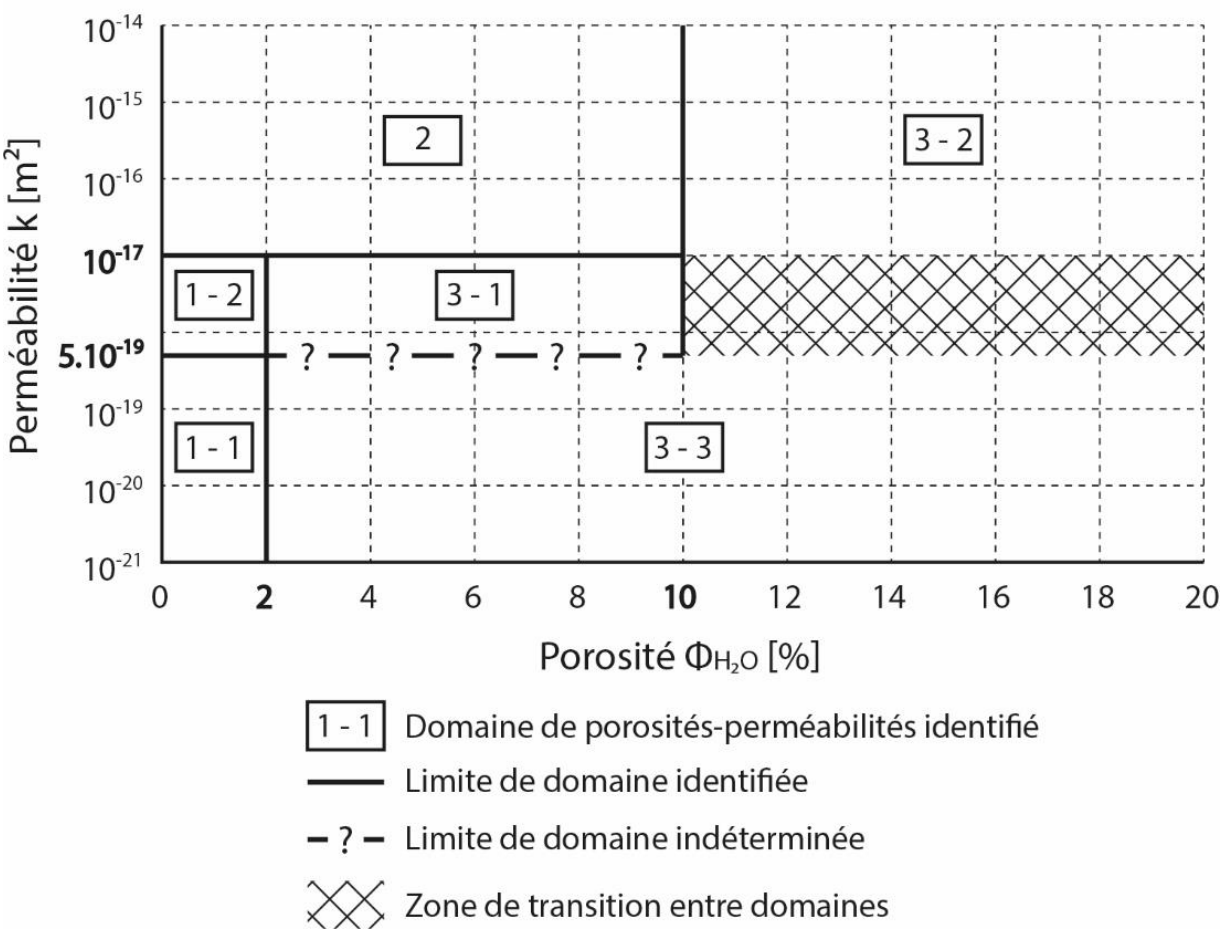


Figure 7-18 : Domaines de porosités-perméabilités identifiés pour chaque morphologie du réseau poreux. Les caractéristiques morphologiques des réseaux poreux sont détaillées Tableau 7.3.

Cependant plusieurs points d'incertitude demeurent. L'étude des différents paramètres n'a pas montré de différence morphologique du réseau poreux entre les domaines 3-2 et 3-3, malgré leur forte différence de perméabilité. La morphologie unique pour ces deux groupes implique la présence de limite(s) encore non identifiée(s). La détermination de cette/ces limite(s) nécessite l'étude d'autres paramètres (connectivité du réseau de fractures…) pouvant expliquer ces faibles valeurs de perméabilité. L'étude de la répartition des diamètres de seuils d'accès fait ressortir l'existence d'une zone de recouvrement à proximité de la limite de perméabilité 10^{-17} m², entre le domaine 1-2 associé aux diamètres macroscopiques et le domaines 2 associé aux diamètres macro/microscopiques (Fig. 7.12). Cette observation semble indiquer que d'autres zones de recouvrement entre domaines peuvent exister pour le paramètre répartition des diamètres de seuils d'accès, mais également pour les autres paramètres testés. En l'état actuel de cette étude et au vu du nombre limité d'échantillons testés, une meilleure définition des domaines, de leurs limites et des possibles zones de recouvrement nécessite de poursuivre cette étude sur un échantillonnage plus important.

Domaine	Porosité (Φ_{H2O}) [%]	Perméabilité (k) [m²]	Seuils d'accès	Paramètres géométriques (pores macroscopiques)																			Paramètres topologiques médians (pores macroscopiques)			
				Nombre de pores	D_{max} [µm]					D_{min} [µm]					Périmètre [µm]					Aire [µm²]					Taille	R^2	Ex	Morphologies	Fracturation
					Min	Q1	Med	Q3	Max	Min	Q1	Med	Q3	Max	Min	Q1	Med	Q3	Max	Min	Q1	Med	Q3	Max					
1-1	< 2	$< 5.10^{-19}$	macroscopiques	344	35	106	181	326	2485	18	45	72	115	1286	96	282	464	849	8527	705	3140	7074	17392	1221789	Petit	0,66	3,59	Circulaire à allongé Lisse	Non
1-2	< 2	$> 5.10^{-19}$ $< 10^{-17}$																							0,45	6,52	Circulaire à très allongé Lisse à tortueux	Oui
2	< 10	$> 10^{-17}$	macro-microscopiques	424	41	146	242	444	5137	10	57	94	159	872	105	392	631	1126	16346	816	5883	11112	26533	881517	Intermédiaire	0,45	6,08	Circulaire à très allongé Lisse à tortueux	Oui
3-1	> 2 < 10	$> 5.10^{-19}$ (?) $< 10^{-17}$	microscopiques	34	59	124	247	369	1211	58	83	134	194	734	186	344	699	1067	4942	2200	6558	20250	33990	351900	Intermédiaire	0,50	3,37	Circulaire à allongé Lisse à peu tortueux	Faible
3-2	> 10	$> 10^{-17}$(?)	microscopiques	120	57	250	523	1050	7060	29	86	181	453	3771	167	581	1459	3117	30895	1879	9337	34591	164849	13258119	Grand	0,30	6,03	Circulaire à très allongé Lisse à tortueux	Oui
3-3	> 2	$< 5. 10^{-19}$ (?)	microscopiques	43	120	347	682	1189	4684	26	99	189	475	1426	352	870	2076	3669	10360	3701	12583	28839	66891	4010494	Grand	0,15	17,07	Circulaire à très allongé Lisse à tortueux	Oui

Tableau 7-3 : Morphologies du réseau poreux associées aux domaines de porosités (Φ_{H2O}) et perméabilités (k).

7.4. Faciès pétrophysiques

L'étude des variations morphologiques du réseau poreux a permis la définition de domaines de porosité-perméabilité liés à des morphologies spécifiques et souligne leurs impacts sur les propriétés hydrauliques. Cependant, afin de caractériser l'état du système hydraulique des zones de faille, il est nécessaire de déterminer si ces variations morphologiques sont liées à l'hydrothermalisme.

Les évènements hydrothermaux se caractérisent par (i) l'apparition d'une fracturation liée aux réactivations tectoniques des failles héritées (Chap. 5), et (ii) le développement d'une intense altération à illite ± dolomite ± calcite ± chlorite venant remplacer les feldspaths et cimenter la fracturation, associée à la dissolution partielle du quartz. L'objectif de cette partie est de montrer que les variations morphologiques du réseau poreux sont associées à ces deux éléments caractéristiques.

L'étude de ces deux paramètres est basée sur des observations pétrographiques de lames minces. La caractérisation quantitative de l'intensité de fracturation (longueur totale des fractures [m/m²] (P21)) est réalisée sur les veines présentant les remplissages minéralogiques à illite ± quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite. La caractérisation de l'altération est réalisée par comptage de points (300 points par lames) et l'estimation qualitative des minéraux principaux et leur degré d'altération. L'influence de l'intensité de la fracturation et du degré d'altération sur les propriétés hydrauliques sera estimée et leur impact sur les morphologies du réseau poreux sera analysé pour chaque domaine de porosité-perméabilité.

7.4.1. Fracturation associée aux évènements hydrothermaux

La caractérisation quantitative de l'intensité de fracturation associée aux évènements hydrothermaux est faite sur 38 lames minces, dont 34 sont associées à des échantillons pour lesquels la porosité et la perméabilité sont mesurées. Ces échantillons sont répartis dans les différents domaines de porosité-perméabilité (Fig. 7.19, A). Cette caractérisation a été réalisée par digitalisation manuelle des fractures colmatées à remplissage d'illite-quartz ± dolomite ± calcite ± chlorite à partir de l'imagerie des lames minces au microscope optique en lumière polarisée analysée et à l'aide du logiciel JMicroVision (Fig. 7.19, B). Le logiciel permet de mesurer la longueur de chaque tracé, ainsi que l'aire de la zone observée. Ce colmatage peut être partiel et ne correspond pas à un scellement total de la porosité de fracture. Ces deux informations permettent de quantifier l'intensité de la fracturation colmatée associée aux évènements hydrothermaux par calcul du P21 [m/m²] (Chap. 4.4.3). Les résultats pour chaque échantillon et par domaine de porosité-perméabilité sont présentés dans le Tableau 7.4.

Le diagramme des porosités (Φ_{H_2O}) en fonction des intensités de fracturation (P21) (Fig. 7.19, C) fait apparaitre deux groupes d'échantillons. Le premier regroupe les échantillons de porosité inférieure à 10 % appartenant aux domaines de porosité-perméabilité 1-1, 1-2, 2 et 3-1. Une grande variabilité de l'intensité de la fracturation colmatée est observée au sein de ce groupe ainsi que pour chaque valeur de porosité. Le second groupe, rassemblant les échantillons de porosité supérieure à 10 % des domaines 3-2 et 3-3, présente également une

forte dispersion. Aucune tendance ne peut donc être définie entre l'intensité de fracturation et la porosité. La variabilité est également importante au sein de chaque lithologie indiquant que l'intensité de fracturation est indépendante de la nature de l'encaissant.

Le diagramme des perméabilités (k) en fonction des intensités de fracturation colmatée (P21) (Fig. 7.19, D) montre pour les échantillons de porosités inférieures à 10 % (domaines 1-1, 1-2, 2 et 3-1) l'existence d'une tendance entre ces deux variables. La courbe de tendance décrivant le mieux la dispersion des points, suit une loi de puissance avec un coefficient de corrélation de 0,37. L'augmentation de l'intensité des fractures colmatées semble donc avoir un impact positif sur la perméabilité. Les 3 échantillons de porosité supérieure à 10 % (domaines 3-2 et 3-3) sont les échantillons les plus éloignés de la courbe de tendance. L'intensité de fracturation ne semble pas avoir d'impact sur la perméabilité pour ces domaines de porosités élevées.

Le classement des échantillons selon leur domaine de porosité-perméabilité fait ressortir des signatures spécifiques de l'intensité de la fracturation colmatée pour les domaines 1-1, 1-2 et 2 (Fig. 7.19, E). Chacun de ces domaines présente une médiane et une dispersion interquartile qui lui est spécifique. Le domaine 1-1 associé aux faibles perméabilités, montre la médiane (78 m/m²) ainsi que les quartiles 1 et 3 (45 et 99 m/m²) les plus faibles et apparaît comme le moins fracturé. Le domaine 1-2 de perméabilité intermédiaire, montre une intensité de fracturation intermédiaire avec une médiane à 258 m/m² et des quartiles 1 et 3 à 198 et 428 m/m². Le domaine 2 associé aux perméabilités les plus fortes, apparaît comme le plus fracturé, avec la médiane (506 m/m²) et les quartiles 1 et 3 les plus élevés (392 et 643 m/m²). Ces trois domaines illustrent la tendance entre augmentation de la fracturation colmatée et augmentation de la perméabilité.

Cependant, ce lien n'est pas vérifié pour les domaines 3-1, 3-2 et 3-3. Le domaine 3-1 de perméabilité similaire au domaine 1-2 présente une fracturation colmatée plus faible que ce dernier et peut indiquer un rôle de la porosité matricielle dans les circulations. Le domaine 3-2 associé à de fortes perméabilités montre une fracturation médiane colmatée comparable au domaine 1-2 qui présente des perméabilités plus faibles. Enfin, le domaine 3-3 de faibles perméabilités est associé à une forte intensité de fracturation colmatée. Ces perméabilités faibles pourraient s'expliquer par un colmatage plus important des fractures que dans les autres faciès provoquant le scellement du réseau fissural.

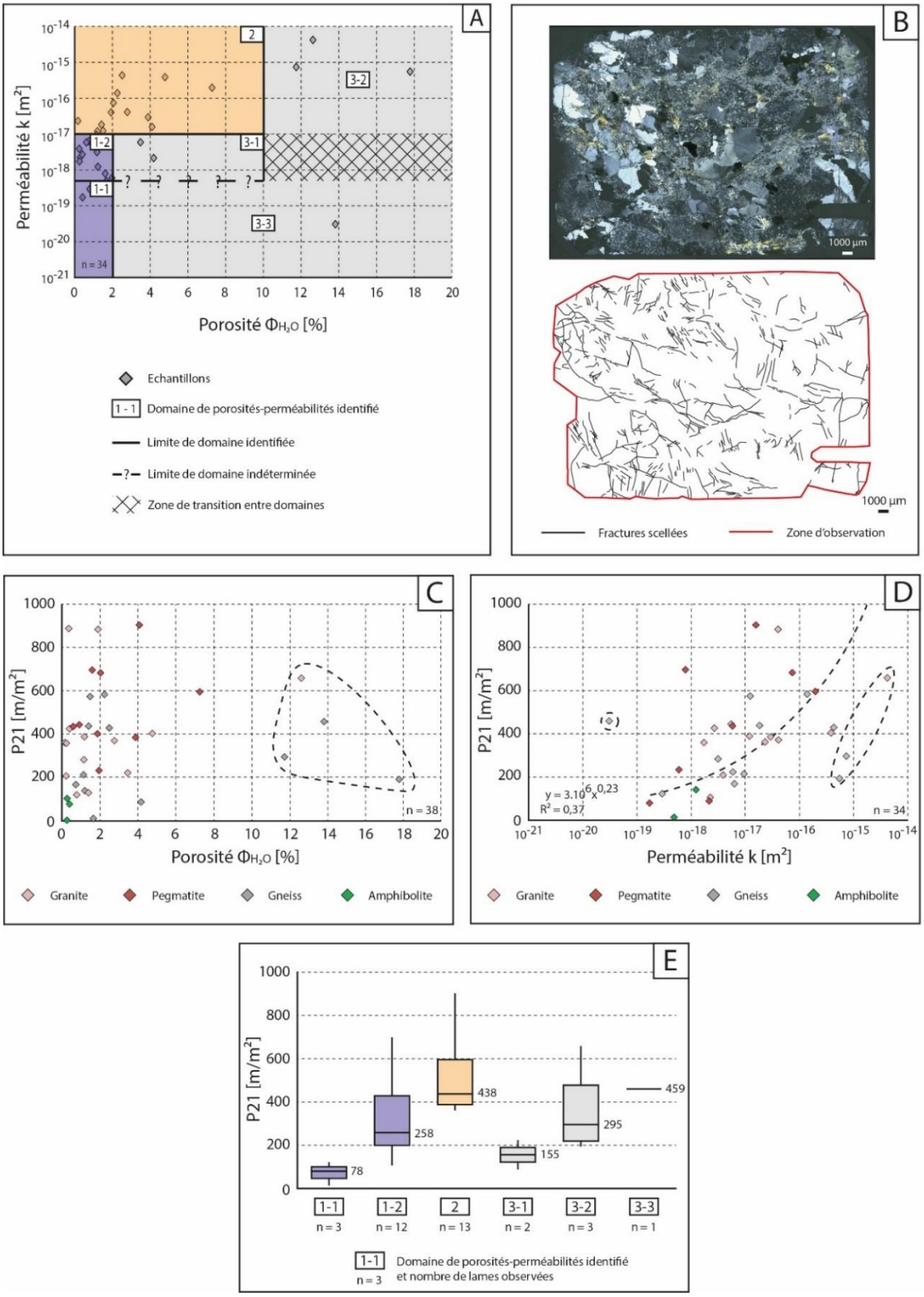


Figure 7-19 : Quantification de l'intensité des fractures colmatées (P21 [m/m²]) associée à l'évènement hydrothermal pré-minéralisations uranifères. Les 34 échantillons de porosité et perméabilité connues, sont replacées dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) (A). La lame WC-527_552,9 illustre la digitalisation manuelle des fractures et de la zone d'observation réalisée à l'aide du logiciel JMicroVision (B). Diagrammes de dispersion des porosités (Φ_{H_2O}) (C) et des perméabilités (k) (D) en fonction des intensités de fracturation. Dispersions statistiques des P21 selon les domaines de porosité-perméabilité (E). Les résultats sont détaillés Tableau 7.4.

7.4.2. Degré d'altération associée aux évènements hydrothermaux

La détermination du degré d'altération (Chap. 4.3.2.2) est faite sur 38 échantillons par analyse de lames minces, dont 34 possèdent des mesures de porosité et de perméabilité. Cette détermination est réalisée par comptage de points sur les imageries de lames minces prises au microscope optique en lumière polarisée analysées dans le logiciel JMicroVision (Fig. 7.20, A). La technique consiste en l'application d'une grille récursive de 300 points d'espacements réguliers et la caractérisation de la minéralogie à chaque point. On estime les proportions relatives des différents minéraux en pourcentage. Plusieurs classes sont définies pour : (i) les minéraux principaux constituants des lithologies (quartz, feldspath-K, plagioclase, micas), (ii) les minéraux de l'altération (altération : illite, dolomite, calcite, chlorite), (iii) les minéraux accessoires (pyrite, graphite, apatite, tourmaline…) auxquels s'ajoutent les amphiboles qui ne sont pas affectées par l'altération hydrothermale. Les pourcentages minéralogiques obtenus sont corrigés des points localisés dans des zones de « trou » (background : pore, zone d'arrachement). Les plagioclases et feldspaths-K sont des minéraux primaires très présents dans les lithologies étudiées et sensibles aux altérations hydrothermales. Leur présence ou leur absence, interprétée comme leur remplacement par les minéraux de l'altération, est ici utilisée comme critère pour estimer un degré d'altération. Une attention particulière a également été portée sur les grains de quartz et le repérage de texture de dissolution (golfe de corrosion) le long de leurs bordures. La cordiérite ne peut pas être utilisée comme marqueur car elle n'a pas été observée. Elle peut être absente des échantillons de gneiss sélectionnés ou totalement altérée et ne peut pas être distinguée de l'altération des plagioclases et des feldspaths-K. Les résultats pour chaque échantillon sont présentés dans le Tableau 7.4.

Le diagramme du pourcentage d'altération observé sur les lames en fonction de la porosité Φ_{H_2O} (Fig. 7.20, B) montre une distribution des échantillons restreinte à la moitié supérieure gauche du graphique. Cette distribution indique que le développement de la porosité s'accompagne d'une augmentation de la quantité d'altération. La courbe de tendance décrivant le mieux la dispersion des points, suit une loi logarithmique avec un coefficient de corrélation de 0,32. L'augmentation de l'altération observée en lames minces semble donc avoir un impact positif sur la porosité.

Les échantillons replacés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) permettent de caractériser le degré d'altération selon les domaines de porosité-perméabilité par la présence ou l'absence des minéraux marqueurs. Les échantillons contenant des plagioclases encore observables sont répartis dans les domaines 1-1, 1-2 et 2 pour des porosités inférieures à 1 % (Fig. 7.20, C). Cette limite marque optiquement la disparition totale des plagioclases et leur remplacement par l'illite, la chlorite et les carbonates associés aux altérations hydrothermales. Les échantillons contenant des feldspaths-K encore observables sont répartis dans les domaines 1-1, 1-2 et 2 pour des porosités inférieures à 2 % (Fig. 7.20, D). La limite à 2 % de porosité marque optiquement la disparition totale des feldspaths-K et leur remplacement par les assemblages hydrothermaux. La composition minéralogique des domaines 3-1, 3-2, 3-3 et 2 (pour les porosités > 2 %) sera donc très largement

dominée par le quartz (ou l'amphibole pour les amphibolites) et l'assemblage associé à l'altération. Les minéraux primaires accessoires ne représentant qu'une faible fraction de la composition minéralogique totale.

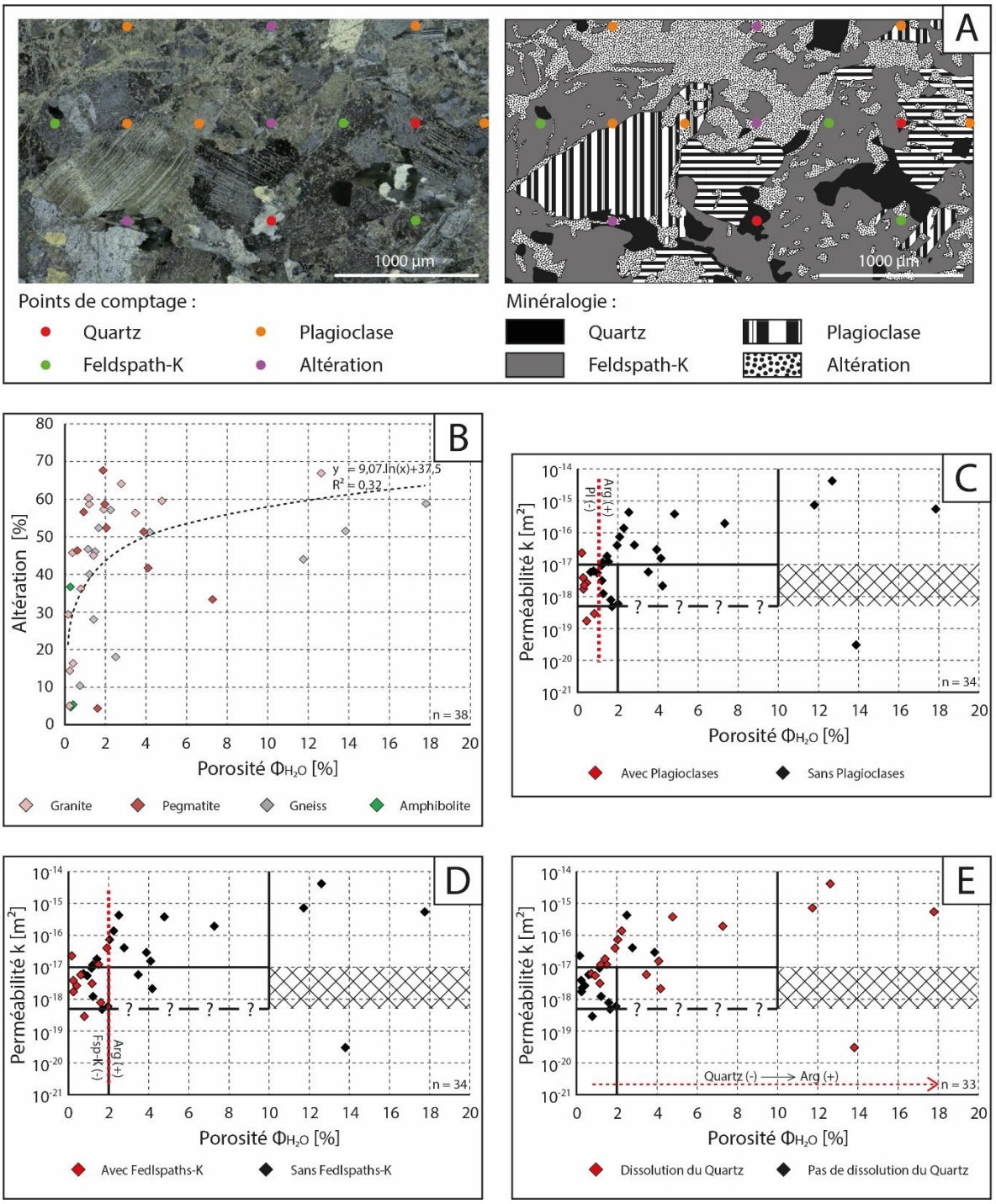


Figure 7-20 : Caractérisation du degré d'altération associée aux évènements hydrothermaux. Zoom sur une portion de la lame WC-527_788,8 illustrant la technique de comptage de points utilisée et interprétation pétrographique associée (A). Pourcentage d'altération observé sur les lames minces en fonction de la porosité (Φ_{H_2O}) (B). Diagrammes porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) montrant la présence ou l'absence des plagioclases (C), des feldspaths-K (D) et de la dissolution observée le long de la bordure des grains de quartz (E) pour chaque échantillon. Les résultats sont détaillés Tableau 7.4.

Echantillon	Lithologie	Porosité Φ_{H2O} [%]	Perméabilité k [m²]	Domaine de porosité-perméabilité	P21 [m/m²]	Minéralogie [%]								Minéralogie [%] (corrigé du background)							Dissolution du Quartz
						Quartz	Feldspaths-K	Plagioclases	Micas	Autres minéraux	Altération hydrothermale	Veines	Background (arrachement _pores)	Total	Quartz	Feldspaths-K	Plagioclases	Micas	Autres minéraux	Altération hydrothermale	Veines	
WC-511_675,8	Granite	0,16	2,31E-17	2	361,6	53,00	10,67	2,00	2,00	2,00	29,33	1,00	0,00	100,00	53,00	10,67	2,00	2,00	2,00	29,33	1,00	non
WC-514_607,4	Granite	0,24	3,88E-18	1-2	208,0	31,00	51,00	9,00	0,00	3,33	5,00	0,67	0,00	100,00	31,00	51,00	9,00	0,00	3,33	5,00	0,67	non
WC-527_788,8	Granite	0,25	1,72E-18	1-2	358,7	34,33	28,33	14,33	3,33	2,00	14,33	3,33	0,00	99,98	34,34	28,34	14,33	3,33	2,00	14,33	3,33	non
WC-520A_679,7	Amphibolite	0,28			3,0	0,00	0,00	0,00	0,00	63,33	36,67	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	63,33	36,67	0,00	pas de quartz
WC-520A_643,8	Amphibolite	0,29	2,25E-18	1-2	104,2	8,67	0,00	38,33	0,00	48,33	4,67	0,00	0,00	100,00	8,67	0,00	38,33	0,00	48,33	4,67	0,00	non
WC-527_759,9	Granite	0,38			888,3	36,67	6,33	0,00	1,00	0,00	44,67	9,00	2,33	97,67	37,54	6,48	0,00	1,02	0,00	45,74	9,21	oui
WC-520A_662,7	Amphibolite	0,41	1,70E-19	1-1	77,9	0,00	0,00	31,00	0,00	63,00	5,33	0,67	0,00	100,00	0,00	0,00	31,00	0,00	63,00	5,33	0,67	pas de quartz
WC-527_803,7	Granite	0,41	2,68E-18	1-2	425,5	35,67	38,67	5,33	0,00	1,67	16,33	2,33	0,00	100,00	35,67	38,67	5,33	0,00	1,67	16,33	2,33	non
WC-526_629,5	Pegmatite	0,61	5,81E-18	1-2	435,5	43,00	4,00	0,00	0,00	1,67	46,33	5,00	0,00	100,00	43,00	4,00	0,00	0,00	1,67	46,33	5,00	non
WC-527_727	Gneiss	0,75	6,29E-18	1-2	167,7	64,67	0,00	0,00	0,00	24,67	10,33	0,33	0,00	100,00	64,67	0,00	0,00	0,00	24,67	10,33	0,33	oui
WC-520A_638,3	Granite	0,79	2,91E-19	1-1	120,9	11,33	38,33	11,67	0,00	0,00	36,00	2,33	0,33	99,66	11,37	38,46	11,71	0,00	0,00	36,12	2,34	non
WC-520A_559,8	Pegmatite	0,93	5,47E-18	1-2	444,2	36,67	0,00	0,00	0,00	6,33	56,00	0,00	1,00	99,00	37,04	0,00	0,00	0,00	6,39	56,57	0,00	oui
WC-527_712,2	Gneiss	1,15	9,48E-18	1-2	213,3	45,67	0,00	0,00	6,00	1,67	46,67	0,00	0,00	100,01	45,67	0,00	0,00	6,00	1,67	46,67	0,00	non
WC-495_550,4	Granite	1,17	3,14E-18	1-2	282,9	37,67	0,33	0,00	1,33	0,33	60,33	0,00	0,00	99,99	37,67	0,33	0,00	1,33	0,33	60,34	0,00	oui
WC-495_530,1	Granite	1,20	1,19E-17	2	388,4	40,00	0,00	0,00	0,00	0,00	58,67	1,33	0,00	100,00	40,00	0,00	0,00	0,00	0,00	58,67	1,33	oui
WC-526_572,6	Gneiss	1,23	1,23E-18	1-2	139,8	55,33	0,00	0,00	0,33	4,33	40,00	0,00	0,00	99,99	55,34	0,00	0,00	0,33	4,33	40,00	0,00	non
WC-520A_621,5	Granite	1,41			130,2	10,67	36,33	5,00	1,00	2,00	45,00	0,00	0,00	100,00	10,67	36,33	5,00	1,00	2,00	45,00	0,00	oui
WC-527_701,7	Gneiss	1,42	1,83E-17	2	437,9	68,33	0,00	0,00	1,33	1,33	28,00	0,67	0,33	99,99	68,34	0,00	0,00	1,33	1,33	28,00	0,67	oui
WC-527_694	Gneiss	1,50	1,23E-17	2	574,5	52,33	0,33	0,00	0,67	0,33	46,00	0,33	0,00	99,99	52,34	0,33	0,00	0,67	0,33	46,00	0,33	oui
WC-526_611,3	Pegmatite	1,61	7,85E-19	1-2	696,9	11,67	66,67	0,00	0,33	0,00	4,33	17,00	0,00	100,00	11,67	66,67	0,00	0,33	0,00	4,33	17,00	non
WC-526_588,7	Gneiss	1,67	4,84E-19	1-1	11,6	32,00	0,00	0,00	6,33	9,33	52,33	0,00	0,00	99,99	32,00	0,00	0,00	6,33	9,33	52,34	0,00	non
WC-520A_647,3	Pegmatite	1,89			402,8	20,67	0,00	0,00	6,00	0,00	67,67	5,67	0,00	100,01	20,67	0,00	0,00	6,00	0,00	67,66	5,67	non
WC-520A_597,9	Granite	1,92	4,02E-17	2	884,3	29,33	3,33	0,00	0,67	0,00	52,67	6,00	8,00	92,00	31,88	3,62	0,00	0,73	0,00	57,25	6,52	oui
WC-526_664,6	Pegmatite	1,97	5,96E-19	1-2	232,7	36,33	0,00	0,00	0,00	0,33	58,67	4,67	0,00	100,00	36,33	0,00	0,00	0,00	0,33	58,67	4,67	non
WC-526_593,3	Pegmatite	2,05	7,36E-17	2	683,6	46,67	0,00	0,00	0,67	0,33	52,33	0,00	0,00	100,00	46,67	0,00	0,00	0,67	0,33	52,33	0,00	oui
WC-512_534,7	Gneiss	2,25	1,40E-16	2	583,6	40,33	0,00	0,00	0,00	0,00	54,67	0,67	4,33	95,67	42,16	0,00	0,00	0,00	0,00	57,14	0,70	oui
WC-473_433,5	Gneiss	2,51	4,32E-16	2	429,2	68,67	0,00	0,00	5,00	7,33	18,00	0,00	1,00	100,00	68,67	0,00	0,00	5,00	7,33	18,00	0,00	non
WC-511_662,7	Granite	2,78	4,10E-17	2	370,9	32,00	0,00	0,00	1,67	0,00	63,00	1,67	1,67	98,34	32,54	0,00	0,00	1,70	0,00	64,06	1,70	non
WC-527_673,8	Granite	3,48	5,88E-18	3-1	222,1	40,00	0,00	0,00	2,33	0,33	55,00	0,00	2,33	97,66	40,96	0,00	0,00	2,39	0,34	56,32	0,00	oui
WC-520A_571	Pegmatite	3,89	2,93E-17	2	385,3	48,67	0,00	0,00	0,00	0,00	51,33	0,00	0,00	100,00	48,67	0,00	0,00	0,00	0,00	51,33	0,00	non
WC-527_552,9	Pegmatite	4,10	1,57E-17	2	904,3	48,33	0,00	0,00	9,33	0,00	41,67	0,00	0,67	100,00	48,33	0,00	0,00	9,33	0,00	41,67	0,00	oui
WC-526_617,6	Gneiss	4,19	2,15E-18	3-1	87,23	34,1	0,00	0,00	10,67	4,00	51,2	0,00	0,00	99,97	34,11	0,00	0,00	10,67	4,00	51,22	0,00	oui
WC-511_603,5	Granite	4,78	3,83E-16	2	404,0	39,00	0,00	0,00	0,00	0,00	58,33	0,67	2,00	98,00	39,80	0,00	0,00	0,00	0,00	59,52	0,68	oui
WC-527_658,9	Pegmatite	7,28	1,96E-16	2	595,9	58,00	0,00	0,00	0,00	8,67	33,33	0,00	0,00	100,00	58,00	0,00	0,00	0,00	8,67	33,33	0,00	oui
WC-426_449,5	Gneiss	11,74	7,32E-16	3-2	295,4	34,33	0,00	0,00	21,00	0,00	44,00	0,00	0,67	100,00	34,33	0,00	0,00	21,00	0,00	44,00	0,00	oui
WC-518_551	Granite	12,63	4,18E-15	3-2	659,1	33,00	0,00	0,00	0,00	0,00	66,67	0,00	0,33	99,67	33,11	0,00	0,00	0,00	0,00	66,89	0,00	oui
U427_29,8	Gneiss	13,82	3,06E-20	3-3	458,7	36,67	0,00	0,00	11,67	0,00	51,33	0,00	0,33	99,67	36,79	0,00	0,00	11,71	0,00	51,50	0,00	oui
U427_25,4	Gneiss	17,78	5,48E-16	3-2	192,1	29,00	0,00	0,00	11,33	0,33	58,00	0,00	1,33	98,66	29,39	0,00	0,00	11,48	0,33	58,79	0,00	oui

Tableau 7-4 : Caractérisations quantitatives des intensités de fracturation (P21) et estimation des compositions minéralogiques réalisées sur lames minces

La dissolution du quartz, marquée par l'apparition de golfes de corrosion le long de la bordure des grains et leur remplissage par les assemblages hydrothermaux, est observée sur certains échantillons des domaines 1-2 et 2 à partir de 1 % de porosité (Fig. 7.20, E). Ce n'est qu'à partir de 4 % de porosité que tous les échantillons observés sont affectés par cette dissolution. Ces deux limites viennent donc subdiviser trois zones du diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) avec une première zone en-dessous de 1 % où les quartz ne montrent pas de textures de dissolution, une seconde entre 1 et 4 % où certains échantillons montrent des textures de dissolution et une troisième au-dessus de 4 % où l'ensemble des échantillons montre des quartz affectés par la dissolution.

La progressivité de l'altération est donc observable dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) - perméabilité (k) avec (i) la disparition du plagioclase et (ii) la dissolution progressive du quartz à partir de 1 % de porosité, suivi par (iii) la disparition du feldspath-K à 2 % de porosité, permettant d'associer l'augmentation de la porosité Φ_{H_2O} à une augmentation progressive du degré d'altération par le remplacement de la minéralogie primaire.

7.4.3. Impacts de la fracturation et de l'altération sur la morphologie du réseau poreux et les propriétés hydrauliques

Les domaines de porosité-perméabilité sont marqués par des différences d'intensités de fracturation et de degrés d'altération. La partie suivante cherche à déterminer quels sont les impacts de la fracturation et de l'altération sur les morphologies des réseaux poreux.

La fracturation a été étudiée grâce à deux méthodes. La première est l'étude de la morphologie des pores macroscopiques, permettant d'identifier les pores à forte excentricité (Ex > 100) interprétés comme les intersections de fractures avec le plan de la lame mince (Fig. 7,17, B). La seconde méthode est la détermination du P21 du réseau de fracture, afin de quantifier l'intensité des fractures colmatées par les assemblages hydrothermaux présentes sur les lames minces (Fig. 7.19, E). Cette seconde étude fait ressortir des intensités de fracturation différentes pour chaque domaine.

Les données acquises grâce à ces deux méthodes montrent que le domaine 1-1 est le moins fracturé. Les échantillons de ce domaine ne présentent pas de fractures ouvertes et montrent les plus faibles intensités de fractures colmatées par les altérations hydrothermales. La courbe moyenne de distribution des diamètres de seuils d'accès obtenue pour ce domaine montre de faibles volumes poreux associés aux diamètres inférieurs à 1 µm (Fig. 7.21, A). Cette absence de petits diamètres, comparables à des diamètres de joints de grains (Fig. 7.21, B) indique que les circulations dans les espaces intergranulaires sont très limitées et que les joints sont fermés. Les échantillons ont donc enregistré une très faible fracturation associée à l'épisode hydrothermal ; ils peuvent être considérés comme le « Protolithe » non fracturé. Le domaine 3-1 est, après le domaine 1-1, celui présentant les intensités de fractures colmatées les plus faibles associées à une absence de fractures ouvertes et peut être qualifié de peu fracturé (Fig. 7.22).

Les autres domaines se distinguent des deux précédents par la présence de nombreuses fractures ouvertes, parfois associées à des morphologies très tortueuses (Fig. 7.17, B), et des intensités de fractures colmatées plus élevées (Fig. 7.19, E). Ces fractures ouvertes sont observées le long ou en continuité des segments de fractures colmatées par les assemblages hydrothermaux indiquant le colmatage partiel de ces fractures (Fig. 7.22). Ce colmatage partiel est responsable de l'augmentation des perméabilités mesurées sur les échantillons des domaines 1-2, 2 et 3-2. La faible perméabilité associée au domaine 3-3 malgré une intensité de fractures colmatées très importante et des fractures ouvertes observées en continuité ou le long des segments colmatés pourrait s'expliquer par un colmatage plus important du réseau fissural ou une baisse de la connectivité de ce réseau.

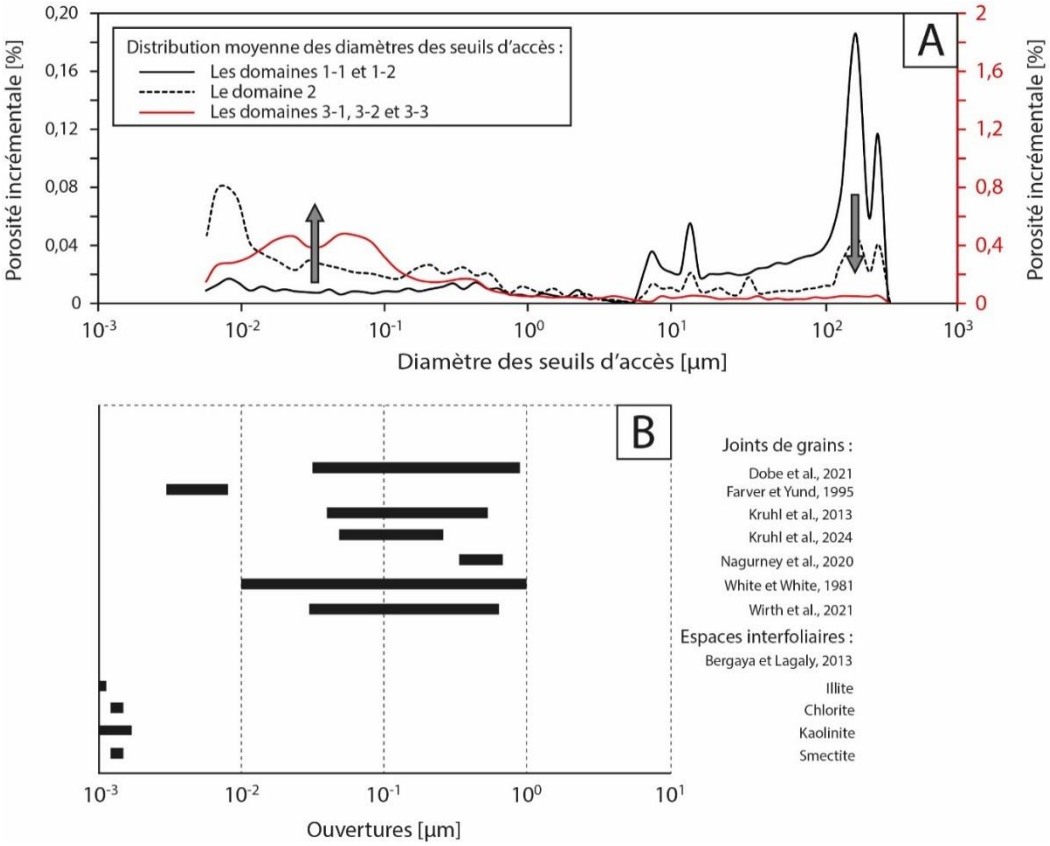


Figure 7-21 : Evolution des distributions des diamètres de seuils d'accès obtenues par porosimétrie mercure (A) associées à l'augmentation de la porosité intergranulaire (B).

La précipitation des produits hydrothermaux vient se superposer à cette empreinte structurale et impacte les domaines à des degrés différents. Elle s'observe dans le colmatage des fractures et par le remplacement progressif de la minéralogie primaire. Ce remplacement progressif se traduit par le développement d'une porosité dont les diamètres de seuils d'accès sont de tailles microscopiques (Fig. 7.21, A). Cette diminution des diamètres de seuils d'accès est souvent associée à la précipitation des minéraux argileux lors du développement d'altérations hydrothermales (Katsube et Kamineni, 1983; Yoshida et al., 2009; Bertrand, 2017; Staněk et Géraud, 2019). L'augmentation de l'altération va donc diminuer l'importance des diamètres de seuils d'accès macroscopiques (supérieurs à 1 µm) par leur scellement progressif et augmenter dans le même temps les volumes poreux associés dont les diamètres de seuils d'accès sont microscopiques (Fig. 7.21, A).

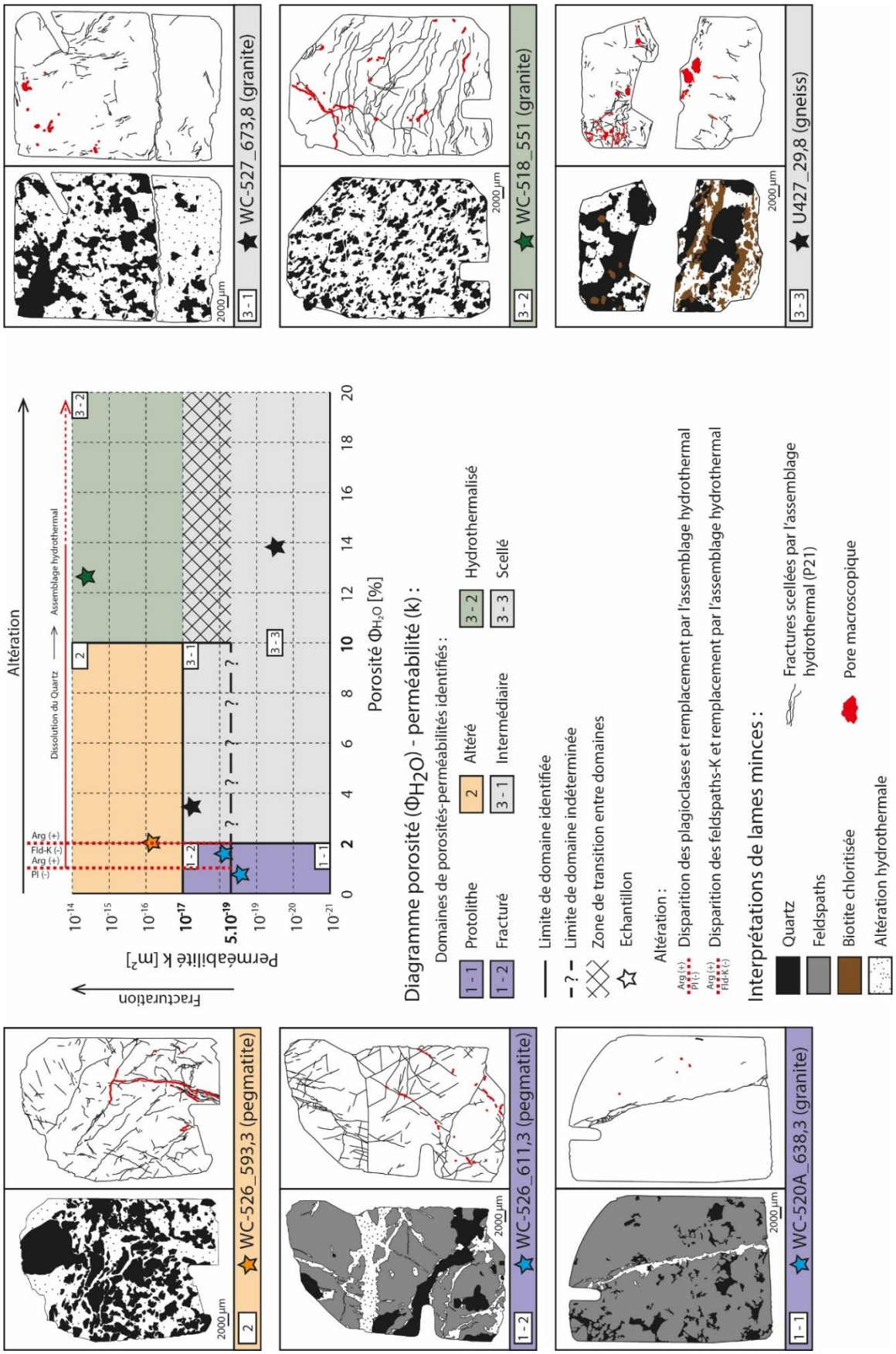


Figure 7-22 : Variations de la minéralogie, des intensités de fracturation et de la morphologie de la porosité macroscopique pour chaque domaine de porosité-perméabilité identifié dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k).

La macroporosité calculée à partir de l'étude de la morphologie des pores macroscopiques, ne représente qu'une fraction de la porosité (Φ_{H_2O}) et est négligeable pour la majorité des échantillons (Fig. 7.16). Cela signifie que la porosité est principalement de dimension microscopique, les diamètres des plus petits pores observés lors de l'étude de la porosité macroscopique étant de l'ordre de 10 µm. Puisque le développement des altérations hydrothermales, riche en illite et chlorite, est associé à l'augmentation de la porosité (Φ_{H_2O}),(Fig. 7.20, B), l'apparition des minéraux argileux en remplacement de la minéralogie primaire va créer une porosité intergranulaire de taille inférieure à 10 µm. Ce sont ces pores microscopiques localisés entre les minéraux de l'altération qui constituent la majorité de la porosité (Φ_{H_2O}).

A partir de l'ensemble de ces données, il est possible d'interpréter les domaines de porosité-perméabilité du diagramme k(Φ_{H_2O}) sous forme de faciès pétrophysique décrivant les états de fracturation, d'altération et de morphologie du réseau poreux.

Le domaine 1-1, associé à de faibles porosités (< 2 %) et perméabilités (< 5.10^{-19} m²), est peu affecté par la fracturation qu'elle soit colmatée ou ouverte (Fig. 7.17, B et 7.19, E) et présente les degrés d'altération les plus faibles (Fig. 7.20, C à E). Les échantillons appartenant à ce domaine sont ceux qui appartiennent au faciès de type « Protolithe » non fracturé et non altéré (Fig. 7.22).

Les échantillons du domaine 1-2, de faible porosité (< 2 %) mais de perméabilité plus élevée que le domaine 1-1 (5.10^{-19} à 1.10^{-17} m²), se différencient des échantillons du faciès de « Protolithe » par une intensité de fracturation plus élevée et des fractures partiellement colmatées (Fig. 7.19, E et 7.22). Cette fracturation induit une augmentation de la perméabilité (k) par rapport au faciès de « Protolithe ». L'altération est également plus importante, avec certains échantillons montrant la disparition des plagioclases, des feldspaths-K et la dissolution des quartz (Fig. 7.20, C à E), mais n'est pas associée à une diminution des diamètres de seuils d'accès (Fig. 7.21, A). Ce domaine se démarque donc du faciès de « Protolithe » par ces caractéristiques fissurales (Fig. 7.19, E), permettant de le qualifier de faciès « fracturé ».

Le domaine 2, de porosité faible à intermédiaire (0 à 10 %) et de perméabilité élevée (> 1.10^{-17} m²) présente les intensités de fractures les plus élevées de l'ensemble des domaines (Fig. 7.19, E). Le scellement partiel de ces fractures permet d'expliquer les perméabilités élevées (Fig. 7.22). Le développement de ce réseau fissural est associé à une augmentation des altérations hydrothermales caractérisées par le remplacement progressif (i) des plagioclases et leur disparition optique à partir de 1% de porosité, (ii) des feldspaths-K et leur disparition optique à partir de 2% de porosité et (iii) la dissolution des quartz à partir de 1 % de porosité (Fig. 7.20, C à E). Le remplacement de ces minéraux primaires par les assemblages hydrothermaux s'accompagne de l'apparition de diamètres de seuils d'accès de taille microscopique (Fig. 7.21, A) et la création d'un espace intergranulaire dans la matrice argileuse faisant augmenter la porosité (Φ_{H_2O}). Ce faciès « altéré » se marque donc principalement par le passage d'une altération limitée vers des degrés d'altération plus élevés (Fig. 7.22).

Le domaine 3-2, de porosité (> 10 %) et perméabilité élevées (1.10^{-17} m²), et d'intensité de fractures partiellement colmatées comparable aux faciès « fracturé » (Fig. 7.19, E) se démarque du faciès « altéré » par une dissolution

plus marquée du quartz (Fig. 7.22). Cette dissolution libère de l'espace poreux localisant une précipitation plus importante des assemblages hydrothermaux ce qui a pour effet de fortement diminuer les diamètres de seuils d'accès (Fig. 7.21, A) et d'augmenter la porosité (Φ_{H_2O}) au-dessus de 10 %. Ce faciès « hydrothermalisé » se différentie donc par une altération plus intense, une porosité intergranulaire plus élevée et des diamètres de seuils d'accès plus petits que pour le faciès « altéré ».

Le domaine 3-1, de porosité (2 à 10 %) et perméabilité (5.10^{-19} à 1.10^{-17} m²) intermédiaires, et d'intensité de fractures entre celles du faciès de type « protolithe » et du faciès « fracturé » (Fig. 7.19, E). Concernant l'état d'altération, ce domaine représente un stade intermédiaire entre les faciès « fracturé » et « hydrothermalisé » avec un remplacement total des feldspaths mais une dissolution du quartz limitée (Fig. 7.22). Ces caractéristiques de fissuration, d'altération et de propriétés hydrauliques permettent de définir ce faciès comme « intermédiaire ».

Le domaine 3-3, de porosité intermédiaire à élevée (> 2 %) et de perméabilité faible (< 5.10^{-19} m²), et d'intensité de fractures colmatées élevée comparable à celles du faciès « altéré » ou du faciès « hydrothermalisé » (Fig. 7.19, E), montre un degré d'altération similaire aux faciès « intermédiaire » ou « hydrothermalisé » (Fig. 7.20, C à E). Ce domaine se différentie donc de ces deux faciès par des perméabilités beaucoup plus faibles. La distribution des diamètres de seuils d'accès de tailles microscopiques marquant le développement des altérations hydrothermales, cette chute de la perméabilité pourrait s'expliquer par une diminution de la connectivité du réseau de fractures associée à un colmatage important voir un scellement et/ou une augmentation de la tortuosité des espaces poreux également associée à la précipitation de minéraux argileux. Afin de vérifier cette hypothèse, il sera nécessaire à l'avenir de tester de nouveaux échantillons appartenant à ce faciès « scellé ».

7.4.4. Évolution des faciès pétrophysiques

Si l'on suppose que les différents états de fracturation et d'altération impactant la morphologie des réseaux poreux et les propriétés hydrauliques des roches, sont les états fossilisés d'un paléo-système hydrothermal, l'augmentation de la fracturation et de l'altération nous permet de reconstituer l'évolution d'un système hydraulique depuis un protolithe jusqu'à un matériau fracturé et/ou altéré. L'augmentation de la fracturation et de l'altération au cours de l'évolution d'un système hydrothermal inclut de fait la notion de trajets dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) - perméabilité (k) décrivant le passage progressif d'une roche d'un faciès à l'autre. Cette évolution est néanmoins difficile à reconstruire pour chaque échantillon pris séparément, l'état final observé sur un échantillon pouvant résulter d'une succession d'épisodes de fracturation et d'altération. Il est par contre possible à partir d'un groupe d'échantillons répartis dans les différents faciès pétrophysiques de contraindre le/les trajets(s) décrit(s) par un système hydrothermal.

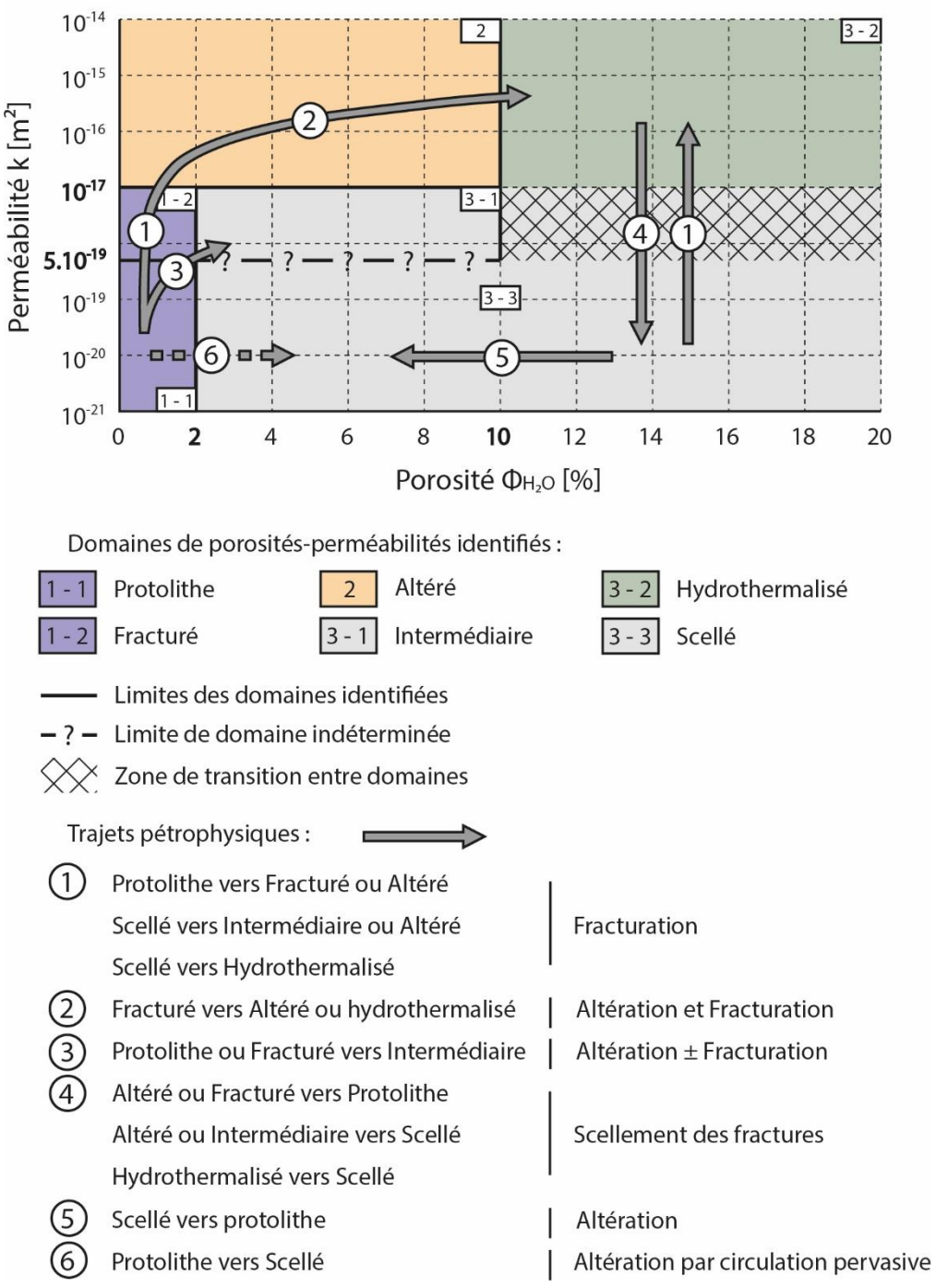


Figure 7-23 : Trajets pétrophysiques reportés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k).

Plusieurs trajets sont possibles dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) - perméabilité (k) (Fig. 7.23). Tout d'abord les trajets 1 et 4 sont associés à une augmentation ou une diminution de la perméabilité (k). Ce sont les épisodes de fracturation qui seront principalement responsables de l'augmentation de perméabilité (trajet 1) et les épisodes de colmatage ou scellement des réseaux de fractures qui seront responsables de sa diminution (trajet 4) (Morrow et al., 2001). Les trajets 2, 3 et 6 sont associés à une augmentation de la porosité et sont liés au développement des altérations venant en remplacement de la minéralogie primaire. Le trajet 2 correspond aux altérations hydrothermales venant remplacer les feldspaths et le quartz par l'assemblage à illite ± dolomite ± calcite ± chlorite faisant augmenter la porosité intergranulaire. La circulation de ces fluides hydrothermaux est

dépendante de la présence de fractures permettant de chenaliser les écoulements. Le trajet 2 est donc indissociable du trajet 1. Le trajet 3 correspond à un développement plus limité de la fracturation associé à l'altération hydrothermale. L'augmentation de la porosité peut également se produire par des circulations pervasives de fluides (trajet 6) sans développement de fracturation et sans augmentation de la perméabilité (Ague, 2003; Bovay et al., 2021). Ces altérations pervasives sont couramment observées, en particulier dans les processus d'albitisation des feldspaths, où le remplacement du feldspath-K ou du plagioclase par l'albite peut se faire sans fracturation et conduit à l'apparition d'une micro-porosité (Holness, 2003; Putnis et Austrheim, 2010). Cependant, ce trajet ne semble pas adapté au contexte géologique de cette étude et aux échantillons fracturés et altérés prélevés au sein des zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main et ne sera donc pas considéré. Le trajet 5 correspond à une diminution de la porosité intergranulaire acquise par le développement des altérations hydrothermales et la précipitation et la croissance des minéraux secondaires (Nishimoto et Yoshida, 2010).

Bien que la notion de trajets pétrophysiques soit observée par plusieurs auteurs (Géraud et al., 2010; Bertrand, 2017; Navelot, 2018), les trajets décrits ci-dessus ne sont applicables qu'à certains cas d'étude. Les faciès pétrophysiques ont été définis pour des lithologies de socle dont les protolithes présentent peu de porosité primaire. L'intégration d'autres lithologies, en particulier les roches sédimentaires telles que les grès et conglomérats présentant des porosités primaires et des perméabilités élevées, nécessite une redéfinition des domaines de porosité-perméabilité. Ces domaines sont également spécifiques aux altérations hydrothermales associées aux remplacements de la minéralogie primaire par des assemblages minéralogiques dominés par les argiles. D'autres altérations hydrothermales, en particulier les processus de silicification, n'auront pas les mêmes impacts sur les porosités et perméabilités mesurées, ainsi que sur la morphologie des réseaux poreux. Il est donc nécessaire de prendre en compte ces deux facteurs (lithologie et altération) impactant les trajets pétrophysiques, avant d'appliquer ce concept à d'autres cas d'étude.

7.5. Evolution hydraulique différenciée des zones de faille de Cigar Nord et Main

Les variations observées sur les différentes propriétés pétrophysiques mesurées ne sont pas associées aux lithologies principales (gneiss, granite, pegmatites) traversées par les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main mais sont liées à la présence d'hétérogénéités minéralogiques et de porosité. Ces hétérogénéités sont le résultat du développement de la fracturation dans les zones de dommage et aux altérations hydrothermales venant remplacer la minéralogie primaire. Ces deux processus, fracturation et altération, ainsi que colmatage ou scellement des réseaux de fissures vont conditionner les évolutions hydrauliques de ces failles. Ces évolutions hydrauliques peuvent être interprétées à partir du diagramme porosité (Φ_{H_2O}) - perméabilité (k) et à l'aide du modèle d'évolution des faciès pétrophysiques. Certaines de ces évolutions sont communes aux deux zones de faille, notamment celles associées au développement de la fracturation et de l'altération (trajets 1,2 et 3) (Fig. 7.24, A et B).



Figure 7-24 : Diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) illustrant les trajets pétrophysiques empruntés par les échantillons de la zone de faille de Cigar Nord (A) et de Cigar Main (B).

Notons que l'augmentation des porosités associées au développement de l'altération (trajet 2) est plus importante pour Cigar Main que pour Cigar Nord. D'autres, associées au scellement du réseau fissural (trajet 4) et à la croissance des minéraux d'altération associée à des circulations pervasives (trajet 5), sont spécifiques à la zone de faille de Cigar Main. La dispersion plus forte dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) - perméabilité (k) des échantillons de Cigar Main par rapport à ceux de Cigar Nord, s'explique donc par le développement d'altérations plus importantes, du scellement du réseau fissural et de la présence de circulations hydrothermales pervasives. La zone de faille de Cigar Main, interprétée à partir du modèle de Caine et al. (1996) comme un conduit distribué (Chap 7.2.3) se révèle plus favorable au développement d'intenses altérations hydrothermales et au scellement des réseaux poreux fissural et intergranulaire que la zone de faille de Cigar Nord interprétée comme un conduit-barrière.

Chapitre 8

8. Discussion 244

8.1. Schéma structural de la zone d'étude 244
8.2. Contrôle de l'héritage structural et des réactivations tectoniques sur la maturité des zones de faille 246
8.3. Contrôle lithologique sur la morphologie des zones de dommage et des précipitations 249
8.4. Impact de la maturité des zones de faille sur les propriétés pétrophysiques 252
8.5. Impact de la maturité des zones de faille sur le comportement hydraulique 253
8.6. Construction d'un modèle d'évolution de la morphologie des réseaux poreux et des propriétés hydrauliques 255
8.6. Evolution hydrauliques pré-, syn- et post-uranium dans les zones minéralisées 257

8. Discussion

8.1. Schéma structural de la zone d'étude

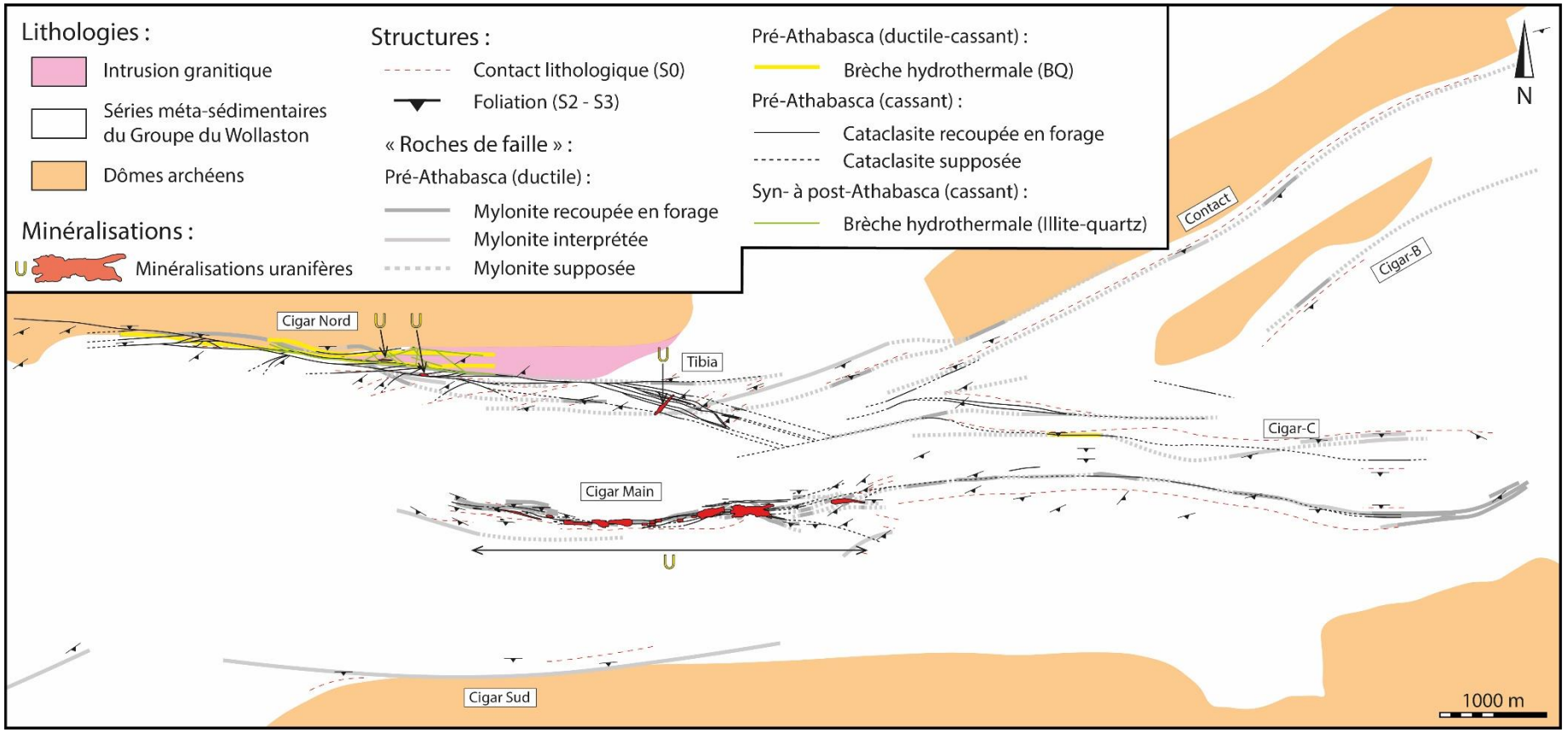
La zone d'étude se situe sur une zone de déformation Est-Ouest d'échelle régionale de 3 km de large. Cette zone de déformation correspond à une mégastructure issue de la collision oblique tardive (D3) de l'orogène trans-hudsonienne au sein de laquelle de nombreuses réactivations tectoniques pré-, syn- et post-dépôt du bassin de l'Athabasca sont décrites. Cette mégastructure affecte les séries plissées méta-sédimentaires du groupe du Wollaston, limitée au Nord et au Sud par des failles bordières de premier ordre entre ce bloc lithologique du groupe du Wollaston et les dômes archéens.

Le schéma structural réalisé à partir des structures recoupées en forages et des tracés des conducteurs électro-magnétiques projetés au toit du socle (Fig. 8.1) montre une distribution hétérogène de la déformation. La faille bordière Nord se compose de deux segments, Cigar Nord et Contact, au contact de dômes archéens et reliés entre eux par une zone de déformation complexe (Tibia) formée de plusieurs segments assurant la transition entre la déformation orientée Nord-Est de la zone de «Contact » à la déformation Est-Ouest de la zone de Cigar Nord. La faille bordière Sud (Cigar Sud) correspond à un segment unique au contact du dôme archéen Sud. Plusieurs zones de faille orientées Est-Ouest (Cigar Main, Cigar-C) et Nord-Est (Cigar-B) sont observées au sein du bloc central et suivent les orientations des contacts lithologiques des séries méta-sédimentaires.

L'ensemble des zones de faille est associé à la déformation ductile marquée par la présence de mylonites ainsi que par la réorientation des foliations Nord-Est (S2) en une foliation Est-Ouest (S3) pour les failles orientées Est-Ouest. A cette déformation ductile (D3) marquant la mégastructure de Cigar Lake se superpose des réactivations cassantes pré-Athabasca entre la faille bordière de Cigar Nord et la faille de Cigar Main. Contrairement à la déformation ductile (D2 ou D3) la déformation cassante pré-Athabasca apparaît limitée aux failles d'orientation Est-Ouest qui se regroupent en un couloir de déformation localisé sur la partie Nord du bloc central.

Pour le gisement de Cigar Lake les minéralisations sont localisées dans le bassin sédimentaire au sein d'une zone très altérée à l'intersection de la discordance et de la zone de faille de Cigar Main sous la forme de d'amas minéralisés sur plus de 3 km de long. D'autres zones d'altération associées à des minéralisations sont présentes le long de la faille bordière Nord ou à proximité et se localisent à la discordance (Tibia et Cigar Nord) ou dans le socle (Cigar Nord). La localisation des amas minéralisés le long de ces deux zones de faille bordant le couloir de déformation surligne le contrôle de ces structures bordières sur les minéralisations.

Figure 8-1 : Schéma structural au toit du socle de la zone de déformation de Cigar, déconvolué de la déformation cassante post-Athabasca


Lithologies :
Intrusion granitique
Séries méta-sédimentaires du Groupe du Wollaston
Dômes archéens
Minéralisations :
U
Minéralisations uranifères
Structures :
Contact lithologique (S0)
Foliation (S2 - S3)
« Roches de faille » :
Pré-Athabasca (ductile) :
Mylonite recoupée en forage
Mylonite interprétée
Mylonite supposée
Pré-Athabasca (ductile-cassant) :
Brèche hydrothermale (BQ)
Pré-Athabasca (cassant) :
Cataclasite recoupée en forage
Cataclasite supposée
Syn- à post-Athabasca (cassant) :
Brèche hydrothermale (Illite-quartz)
N
Contact
Cigar-B
Cigar Nord
Tibia
Cigar-C
Cigar Main
Cigar Sud
1000 m

8.2. Contrôle de l'héritage structural et des réactivations tectoniques sur la maturité des zones de faille

L'héritage structural influence l'initiation des zones de faille et la localisation des réactivations tectoniques par la création d'anisotropie mécanique (zones de faiblesses) au sein de la croûte continentale (Sykes, 1978; Johnston, 1989; Tarayoun et al., 2018, 2019).

De par leur localisation, les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main analysées dans cette étude présentent des héritages structuraux très contrastés dus à des contacts lithologiques de natures différentes (Fig. 8.2). La faille de Cigar Nord et ses indices minéralisés se localisent le long d'un contact lithologique fort (discordance pré-orogène trans-hudsonnienne) et au contact entre deux blocs lithologiques qui forment un héritage structural marqué. La faille de Cigar Main portant le gisement majeur de Cigar Lake se situe au sein du bloc lithologique central et elle est parallèle aux contacts lithologiques des séries méta-sédimentaires du Wollaston. Ces contacts lithologiques, représentant les surfaces stratigraphiques des séries sédimentaires, constituent un héritage plus discret et distribué.

Bien que les méta-sédiments du groupe du Wollaston et le dôme archéen soient géométriquement en position normale le long de la faille de Cigar Nord, le contexte tectonique régional (Annesley et al., 2005; Ledru et al., 2024), l'intensité de la déformation ductile et la présence d'une intrusion granitique au contact des deux blocs témoignent de l'échelle crustale de la zone de faille. Par comparaison, la zone de faille de Cigar Main se marque par une intense déformation ductile mais n'apparait pas comme une limite structurale majeure entre blocs lithologiques. Il est ainsi considéré que la faille de Cigar Nord a accommodé une déformation ductile et des déplacements beaucoup plus importants que la faille de Cigar Main.

Les quantités de déplacements estimées sur les cataclasites, structures associées à la déformation cassante pré-dépôt du bassin de l'Athabasca, à partir des lois d'échelles reliant l'épaisseur des structures au déplacement, montrent qu'un nombre important de cataclasites de la faille de Cigar Nord sont associées à des déplacements de plusieurs mètres à plusieurs centaines de mètres, voir plus d'un kilomètre pour l'une d'elle. Par comparaison, les déplacements estimés pour les cataclasites de la zone de faille de Cigar Main sont beaucoup plus limités allant de quelques millimètres à plusieurs dizaines de mètres. Malgré que ces déplacements n'aient été estimés que pour des structures prises individuellement et pour un nombre limité d'entre elles, cette différence de deux ordres de grandeurs indique que la faille de Cigar Nord a accommodé une déformation cassante et des déplacements pré-Athabasca plus importants que pour la faille de Cigar Main.

L'ensemble de ces éléments indique que l'important héritage structural observé le long de la faille de Cigar Nord a focalisé la déformation et les réactivations tectoniques successives contrairement à la faille de Cigar Main associée à un héritage structural discret et disséminé. De par la nature des contacts lithologiques, des déplacements estimés et des intensités de fracturation, la faille de Cigar Nord est interprétée comme une faille

à forte maturité sur le domaine Waterbury-Cigar contrairement à la faille de Cigar Main pouvant être considérée comme une faille secondaire peu mature signant des accommodations différentes de la déformation.

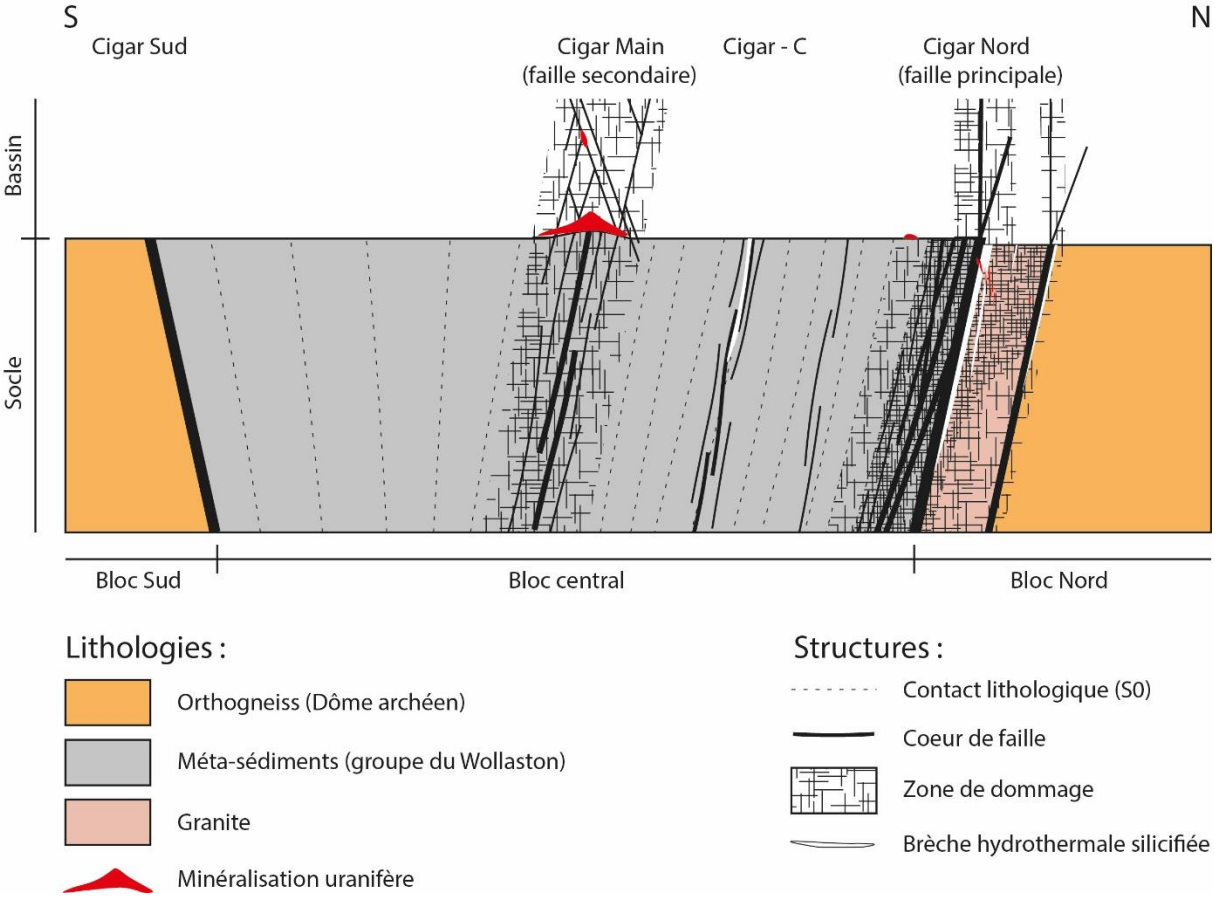


Figure 8-2 : Coupe schématique de l'organisation structurale au sein des blocs lithologiques et localisation des zones minéralisées.

Cette forte maturité de la faille de Cigar Nord s'observe également par le nombre plus élevé d'évènements structuraux enregistrés par rapport à la faille de Cigar Main.

L'étude pétrographique de la zone de faille de Cigar Nord a montré la diversité importante des textures et des remplissages minéralogiques des cœurs de faille et des fractures associées aux zones de dommages. La superposition et les relations de recoupement entre les structures ainsi que leur présence ou absence dans le bassin sédimentaire, ont permis la reconstitution de la séquence des évènements structuraux et des altérations replacés dans le contexte géologique régional (Fig. 8.3). Ce travail a montré que la faille de Cigar Nord a suivi un développement polyphasé sur une très longue période de temps depuis la collision oblique tardive de la chaîne trans-hudsonienne (D3) estimé entre 1805 et 1775 Ma. Elle a enregistré la transition entre (i) la déformation ductile (D3) caractérisée par la présence de mylonites, (ii) la déformation ductile-cassante post-collision (1775 - 1750 Ma) associée aux brèches hydrothermales (BQ), puis (iii) la déformation cassante post-collisionnelle tardive (1750 – 1720 Ma) par l'apparition de cataclasites avant le dépôt du bassin de l'Athabasca. La fin de la déformation post-collisionnelle tardive est marquée par l'arrêt de l'exhumation de l'orogène trans-hudsonnienne, le développement d'un paléo-régolithe et le début du dépôt du bassin de l'Athabasca estimé à 1710 Ma. La période

syn- à post-dépôt du bassin est associée à une reprise de la tectonique cassante par (iv) la formation de brèches hydrothermales (quartz-illite) associées au développement d'une altération riche en minéraux argileux qui recoupe le paléorégolithe, et marquée dans son stade terminal par le dépôt des minéralisations uranifères entre 1398 ± 29 et 1361 ± 9 Ma. Ces minéralisations sont par la suite affectées par (v) un épisode de fracturation estimé entre 900 – 850 Ma. Le calage des derniers évènements structuraux associés aux brèches de faille non-cohésives recoupant l'ensemble des lithologies et structures, reste pour le moment incertain dû à l'absence fréquente de minéraux de remplissage et d'éléments de chronologie relative et absolue.

Sur Cigar Main, la déformation ductile tardi-hudsonienne (D3) s'exprime par la présence de textures mylonitiques et la réorientation de la foliation régionale S2 (NE-SW) dans la zone de cisaillement Est-Ouest (Fouques et al., 1986; Bruneton, 1987, 1993; Annesley et al., 2005). Les cataclasites, associées à la déformation cassante post-collisionnelle tardive, sont parallèles à la foliation réorientée Est-Ouest et se surimposent à la déformation ductile (Gerbeaud, 2014; Martz, 2017). Les altérations hydrothermales dominées par des précipitations de l'illite et de la chlorite, très marquée autour du gisement, recoupent l'altération régolithique et s'étendent jusqu'à deux cents mètres au-dessus du gisement dans le bassin sédimentaire (Bruneton, 1987; Pacquet et Weber, 1993). Ces altérations sont datées dans le socle à 1633 ± 35 et 1456 ± 32 Ma (Philippe et al., 1993) avant le dépôt de la minéralisation uranifère primaire datée à 1378 ± 5 Ma (Martz, 2017) et pendant le dépôt de la minéralisation datée à 1390 ± 33 et 1385 ± 30 Ma dans le bassin sédimentaire (Philippe et al., 1993). Les observations texturales réalisées par Martz (2017) dans la zone minéralisée confirment cette chronologie et étendent le développement de ces altérations dans le bassin sédimentaire après le dépôt de l'uranium primaire. Ces minéralisations sont par la suite affectées par un épisode de fracturation estimé à 900 Ma (Martz, 2017) synchrones à des précipitations d'illite et de kaolinite dans le bassin sédimentaire datée entre 953 ± 27 et 855 ± 42 Ma (Philippe et al., 1993).

Ces différents éléments montrent que la faille de Cigar Main a également suivi un développement polyphasé et qu'elle a enregistré la succession de différentes phases de déformation avec la déformation ductile tardive de la chaîne trans-hudsonienne (D3), la déformation cassante post-collisionnelle pré-Athabasca, puis cassante syn- à post-dépôt du bassin (Fig. 8.3).

La comparaison de ces deux séquences fait ressortir des évènements structuraux et hydrothermaux analogues et une apparition synchrone des minéralisations uranifères. Cependant, deux différences majeures sont observées. Les brèches hydrothermales à quartz - hématite (BQ) associées à la transition ductile-cassante ainsi que les brèches hydrothermales à quartz - illite formées lors de l'épisode hydrothermal principal syn-Athabasca et pré-minéralisations uranifères, sont des structures très présentes sur la zone de faille de Cigar Nord mais absentes de celle de Cigar Main. La seconde différence s'observe sur le timing de l'altération hydrothermale argileuse syn- à post-dépôt du bassin, estimée pré-uranium sur la faille de Cigar Nord et pré-, syn- à post-uranium pour la faille de Cigar Main. **La zone de faille principale de Cigar Nord se caractérise donc par le développement de silicifications très étendues contrairement à la zone de faille secondaire de Cigar Main**

marquée par une argilisation et une désilicification forte en lien avec une altération hydrothermale plus longue.

Au vu de la répartition des minéralisations uranifères retrouvées le long de ces failles, l'important héritage structural sur Cigar Nord apparaît défavorable à la formation de gisements d'importance économique contrairement à l'héritage structural disséminé des méta-sédiments du Wollaston observé dans la zone de faille de Cigar Main et sous le gisement de Cigar Lake.

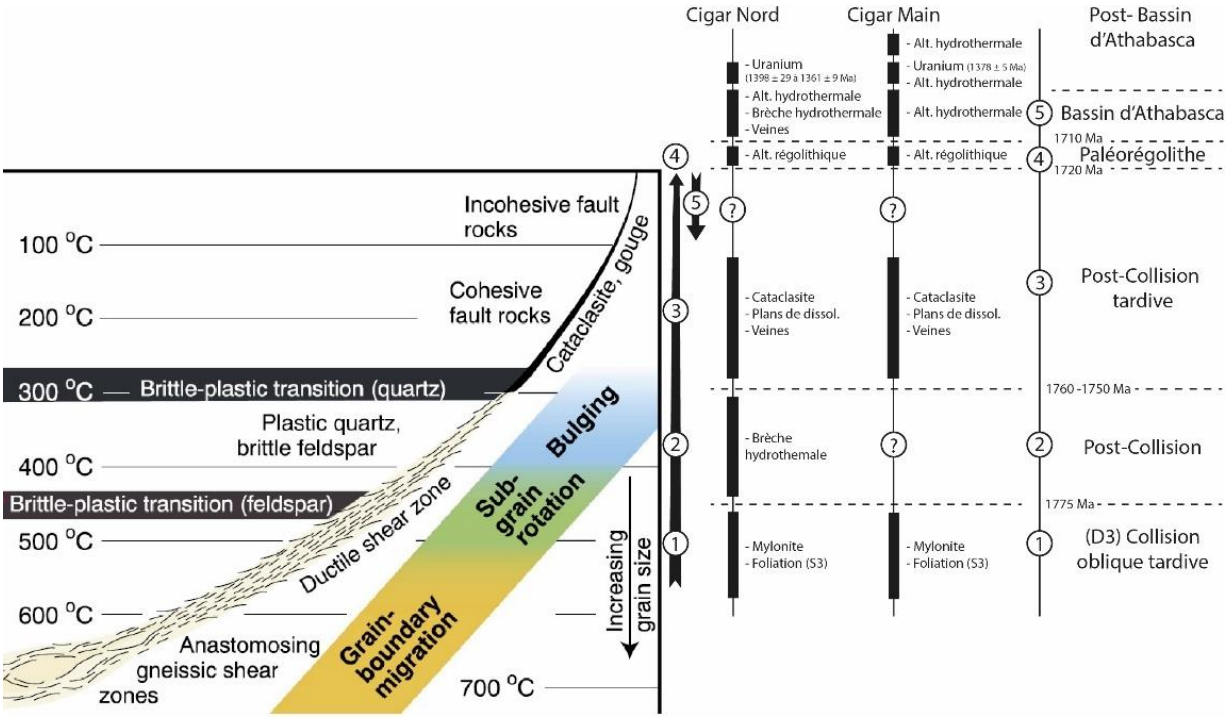


Figure 8-3 : Séquences structurales simplifiées des zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main, replacées dans un schéma conceptuel d'une zone de cisaillement (modifié d'après Fossen et Cavalcante, 2017).

8.3. Contrôle lithologique sur la morphologie des zones de dommage et des précipitations

Les coupes structurales réalisées sur les failles de Cigar Nord et Cigar Main à partir des intervalles de cœurs de faille et le relevé des fractures ont permis de définir les limites entre le cœur de faille principal, la zone d'endommagement interne et la zone d'endommagement externe (Fig. 8.4). Ces coupes montrent un contrôle lithologique sur la morphologie des zones de dommages. La chute brutale de l'intensité de fracturation lors du passage des lithologies du socle à celles du bassin sédimentaire témoigne d'une accumulation plus forte de la déformation et d'une histoire plus complexe enregistrée dans le socle en comparaison de la fracturation accumulée dans le bassin sédimentaire lors des réactivations syn- à post-dépôt du bassin de l'Athabasca.

Dans les lithologies du socle, des variations transversales de la fracturation sont observées en fonction des lithologies présentes de part et d'autre du plan de faille. C'est le cas pour de la faille de Cigar Nord où les lithologies archéennes (bloc Nord) apparaissent généralement moins fracturées que les lithologies méta-sédimentaires du groupe du Wollaston (bloc central) et que celle de l'intrusion granitique localisée entre les deux unités précédentes. Le contrôle exercé par les roches archéennes conduit à limiter la fracturation à la bordure du dôme archéen et restreint le développement de la zone d'endommagement vers le Nord donnant un aspect asymétrique à la zone de faille de Cigar Nord. Aucun contrôle de ce type n'est observé sur la zone de faille de Cigar Main qui n'affecte que les méta-sédiments du groupe du Wollaston.

A ce contrôle lithologique de premier ordre exercé par le bassin et le socle sur la morphologie des zones de faille s'ajoute un contrôle des lithologies sur les minéraux de remplissage des structures. Dans le socle, ce contrôle lithologique sur les remplissages est particulièrement bien marqué pour certaines populations de fractures, telles que les fractures à Quartz ou à Illite – Quartz ± Chlorite ± Carbonates associées à l'altération hydrothermale syn- à post-bassin de l'Athabasca et dont les densités les plus élevées se concentrent dans l'intrusion granitique de Cigar Nord et les intrusions de pegmatites. A l'inverse, les plans de dissolution marqués par des accumulations d'illite – pyrite - graphite et associés à la formation des cataclasites sont quasi exclusivement observés dans les lithologies gneissiques. Ce contrôle lithologique fort le long de la zone de faille de Cigar Nord se traduit par une hétérogénéité minéralogique entre le bloc Nord, marqué par la silicification des structures de la zone d'endommagement au sein de la zone d'altération hydrothermale, et le bloc « central » au Sud associé aux plans de dissolution marquant la désilicification dans la zone d'altération hydrothermale. A l'inverse, l'homogénéité des séries méta-sédimentaires recoupées par la faille de Cigar Main ne permet pas d'observer ce contrôle sur les remplissages et l'absence de lithologies granitiques étendues n'a pas permis le développement d'intenses silicifications des structures dans la zone d'endommagement.

La zone de faille de Cigar Nord présente des minéralisations uranifères dans le socle et à la discordance. Les minéralisations de socle observées dans des veines, sont identifiées dans le cœur de faille ou à proximité au sein de la zone endommagée interne. A l'opposé, les amas minéralisés retrouvés à la discordance sont éloignés du cœur de faille principal. Ils sont localisés en dehors de la zone endommagée observée dans bassin sédimentaire mais au-dessus de la zone endommagée externe repérée dans le socle. Cette différence de localisation des minéralisations tend à indiquer un contrôle structural sur les circulations des fluides riches en uranium et sur la mise en place des minéralisations de socle en accord avec les études réalisées sur d'autres gisements (Grare et al., 2018a, 2018b, 2021; Benedicto et al., 2021; Hillacre et al., 2021). Ce contrôle structural semble moins important dans le cas de la mise en place des minéralisations à la discordance.

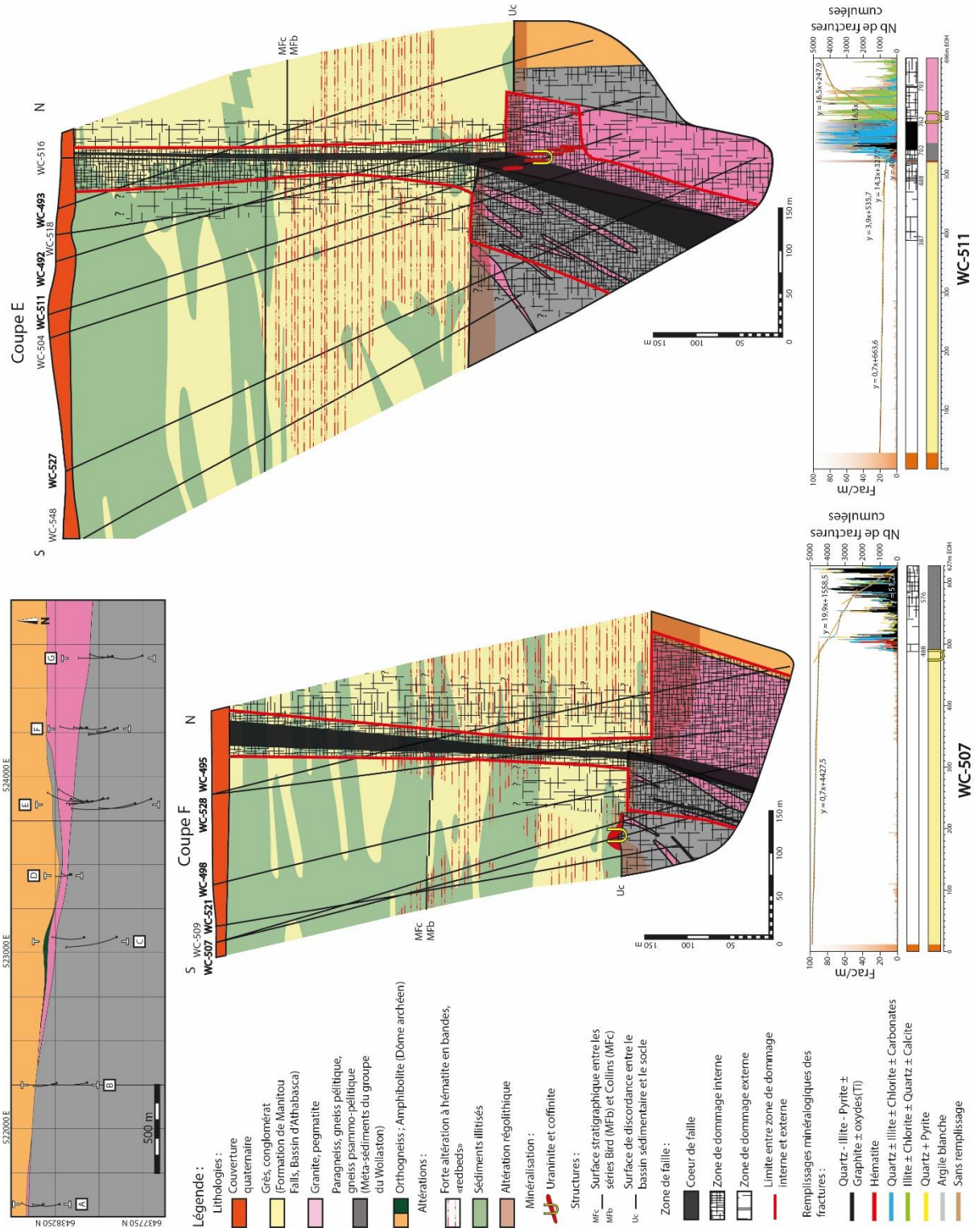


Figure 8-4 : Localisation des minéralisations uranifères sur les deux coupes recoupant la zone de faille de Cigar Nord et intensités de fractures pour les deux forages minéralisés.

8.4. Impact de la maturité des zones de faille sur les propriétés pétrophysiques

Les propriétés pétrophysiques mesurées, conductivité thermique, vitesses de propagation des ondes P et S, densité apparente et porosité montrent des comportements spécifiques aux deux types de zones de faille analysées, Cigar Nord et Cigar Main (Fig. 8.5). La conductivité thermique est une propriété qui tend à augmenter dans les cœurs de faille, fortement pour la faille de Cigar Nord et plus modérément dans le cas de celle de Cigar Main. Cette différence de comportement est principalement due à la quantité de quartz précipité dans les cœurs de faille, importante pour la faille de Cigar Nord et plus modérée pour la zone de faille de Cigar Main. L'évolution de certaines propriétés, D_{app}, V_p, V_s sont clairement dépendantes de celle de la porosité Φ_{H2O}. Pour Cigar Nord, les cœurs de faille multiples, affectés par des cimentations à quartz, ont une porosité plus faible que les zones endommagées et le protolithe, cette diminution de la porosité entraine une augmentation de V_p, V_s et d_{app} mesurées. Inversement, pour Cigar Main, les cœurs de failles et les zones endommagées montrent une augmentation de la porosité par rapport au protolithe, échantillonné dans la partie sud du profil. Cette augmentation de la porosité est corrélée à une diminution des valeurs de V_p, V_s et d_{app}. L'augmentation de porosité mesurée dans la partie Nord du profil pourrait être associée au développement d'une nouvelle zone endommagée.

Concernant les perméabilités mesurées sur des éprouvettes, à basse fréquence, les échantillons des cœurs de faille de la zone de Cirgar Nord ont des perméabilités plus faibles que celles mesurées pour les échantillons des zones endommagées et des protolithes. La zone de faille de Cigar Main montre un profil asymétrique avec une diminution de la perméabilité dans la zone endommagée Sud alors que la perméabilité augmente fortement dans la zone endommagée Nord par rapport aux valeurs mesurées dans le protolithe. L'analyse à haute fréquence montre une variabilité plus forte notamment dans le cas de la zone de faille de Cigar Nord, avec des fonctions barrières plus marquées. Les variations à haute fréquence sont quant à elles cohérentes avec les comportements hydrauliques décrits pour les zones de faille à cœurs multiples (Storti et al., 2003; Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013) avec des variations des porosités et perméabilités à proximité des cœurs de faille secondaires.

Ces signatures pétrophysiques spécifiques à chaque zone de faille peuvent être associées aux contextes structuraux de chaque faille et à leur différence de maturité.

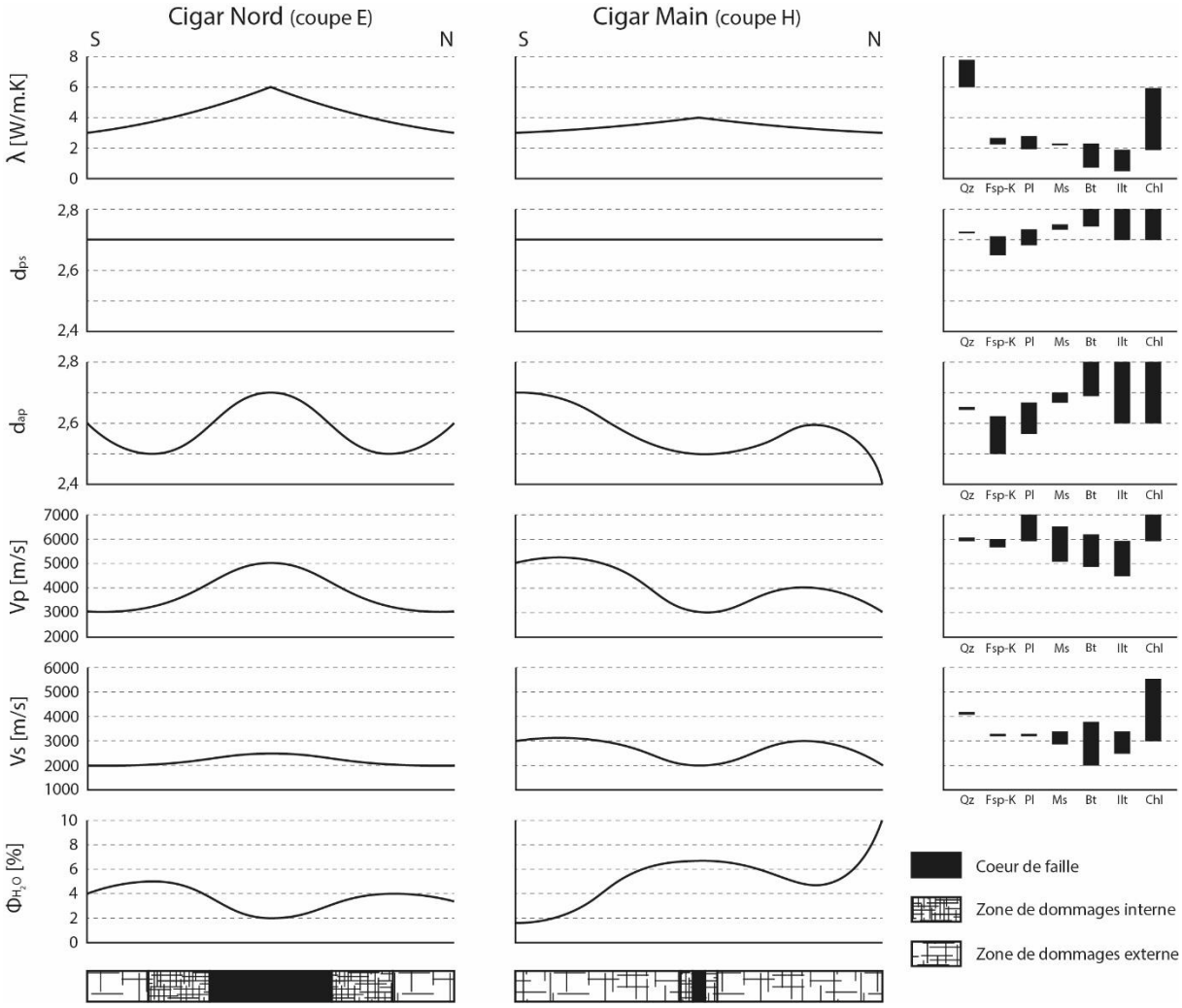


Figure 8-5 : Schéma de la distribution des propriétés pétrophysiques à basse fréquence le long des profils recoupant les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main.

8.5. Impact de la maturité des zones de faille sur le comportement hydraulique

La fracturation et la porosité matricielle sont deux éléments qui contribuent à la perméabilité de la formation. Le modèle de Caine et al. (1996) présente 4 cas extrêmes de comportement hydraulique d'une zone de faille en fonction l'épaisseur du cœur de faille et de la proportion entre le cœur de faille et les zones endommagées et des propriétés associées. Les caractéristiques matricielles présentées dans le paragraphe précédent montrent l'importance des cœurs de failles cimentés à quartz dans la zone de Cigar Nord qui renforce le caractère imperméable de la structure dans la direction transverse au plan de faille (Fig. 8.6), limitant l'influence des propriétés matricielles dans cette direction. Toutefois, cette fracturation étant pluridirectionnelle, la perméabilité globale macroscopique de cette zone de faille devrait être limitée, excepté peut être dans une direction verticale. Par contre, cette densité de fracturation est beaucoup plus faible dans le cas de la zone de faille de Cigar Main ce qui laisse supposer une influence plus importante des propriétés matricielles sur la perméabilité globale de la zone de faille et la circulation des fluides.

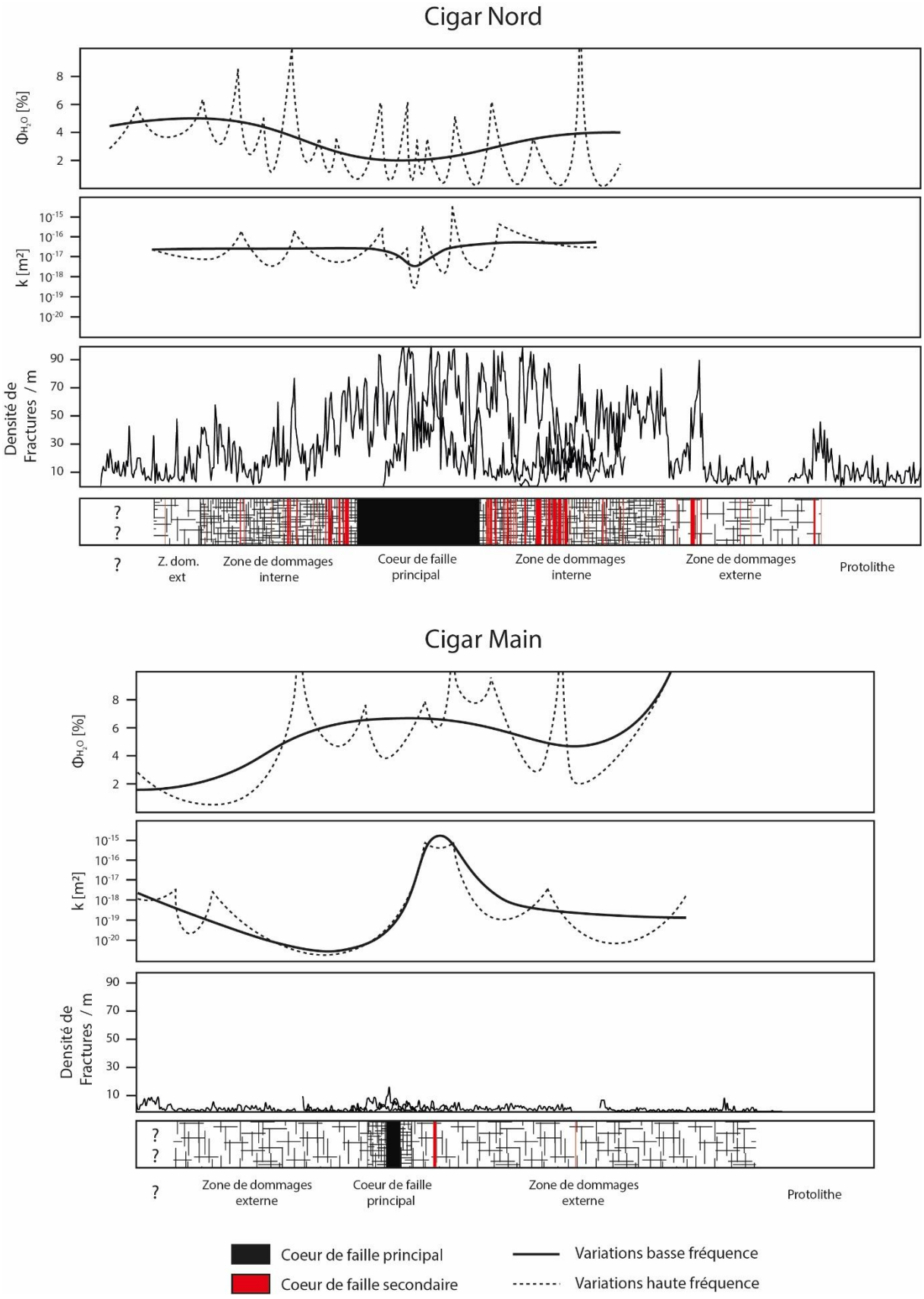


Figure 8-6 : Comportement hydraulique des zones de faille de Cigar Nord et Main

Ainsi, l'organisation de la fracturation et les propriétés matricielles, ainsi que la localisation des précipitations et des interactions fluides roches, plus généralement, montrent deux comportements spécifiques des deux zones de faille, des circulations localisées dans le cas de la zone de faille de Cigar Nord et une circulation plus diffuse dans le cas de la zone de faille de Cigar Main.

8.6. Construction d'un modèle d'évolution de la morphologie des réseaux poreux et des propriétés hydrauliques

Un modèle d'évolution des morphologies du réseau et des propriétés physiques est construit en s'appuyant sur l'ensemble des données et plus particulièrement celles concernant la fissuration (P21), l'altération (comptage sur lames minces), la géométrie du réseau poreux (injection de mercure, et géométrie de la porosité macroscopique) et la perméabilité. Les échantillons sont regroupés en faciès pétrophysiques dont les caractéristiques sont décrites Figure 8.7.

Une forte augmentation du P21 depuis les faibles perméabilités (< 5.10^{-19} m²) vers les fortes perméabilités (> 1.10^{-17} m²) est observée pour les échantillons de porosité < 2% (Fig. 8.7, B). Cette augmentation de la perméabilité et de la fracturation colmatée par les assemblages hydrothermaux est associée à l'apparition de pores macroscopiques de fortes excentricités interprétés comme des fractures ouvertes (Fig. 8.7, B et C). Ces espaces poreux sont localisés le long ou en continuité des fractures colmatées ce qui indique que le colmatage des fissures est partiel et que la circulation de fluide est possible (Fig. 8.7, C). Les échantillons de porosité > 2% présentent tous des intensités de fractures colmatées élevées ainsi que des fractures ouvertes. Les échantillons les moins fracturés, interprétés comme analogues à un « protolithe » non-fracturé sont donc restreints aux faibles perméabilités (<5.10^{-19} m²) et faibles porosités (< 2 %). Leur distribution dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) – perméabilité (k) (Fig. 7.8, A) illustre l'évolution de la perméabilité de chaque échantillon depuis le faciès de « protolithe » non-fracturé et peu perméable, jusqu'à des faciès plus fracturés et des perméabilités plus élevées. La chute de perméabilité observée sur le faciès « scellé », malgré la présence de fractures partiellement colmatées, est cohérente avec l'augmentation de la tortuosité des pores macroscopiques (Fig. 8.7, B) rendant difficile la circulation des fluides. Il est également possible que le colmatage des fissures soit plus important sur ce faciès et scelle l'espace poreux, faisant baisser la connectivité des fractures.

Le développement de l'altération hydrothermale se marque par le remplacement progressif de la minéralogie primaire (dissolution du plagioclase, du feldspath-K et du quartz) par les assemblages argileux (Fig. 8.7, C). Les échantillons les moins altérés sont associés à des porosités totales (Φ_{H_2O}) faibles (< 2%), contrairement aux échantillons plus altérés et de porosités plus élevées sur lesquels les feldspaths ne sont plus visibles optiquement (Fig. 8.7, B). La progression de l'altération hydrothermale se marque donc par l'augmentation de la porosité (Φ_{H_2O}).

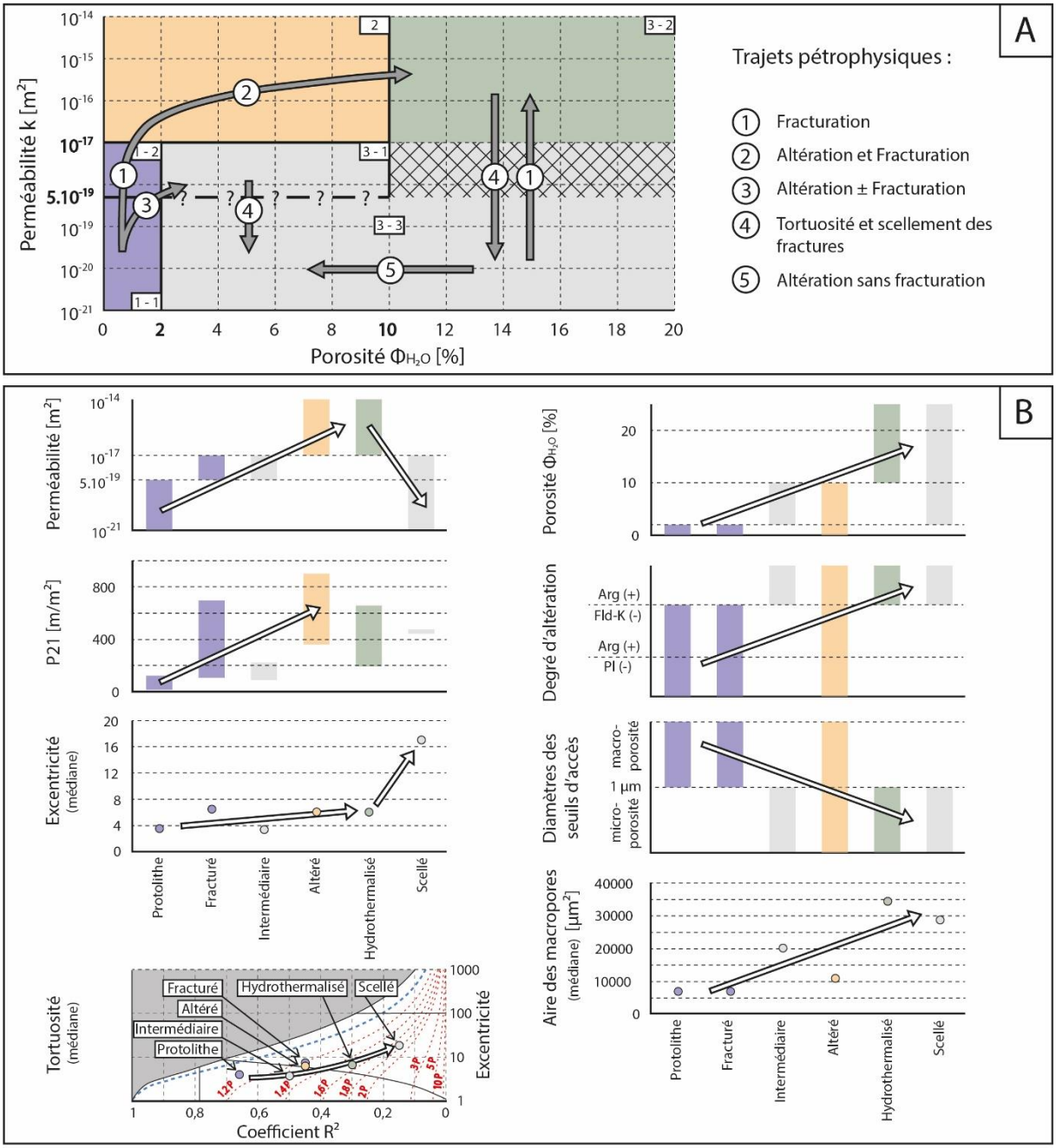

A
Perméabilité k [m²]
Porosité ΦH2O [%]
Trajets pétrophysiques :
1 Fracturation
2 Altération et Fracturation
3 Altération ± Fracturation
4 Tortuosité et scellement des fractures
5 Altération sans fracturation
B
Perméabilité [m²]
P21 [m/m²]
Excentricité (médiane)
Protolithe
Fracturé
Intermédiaire
Altéré
Hydrothermalisé
Scellé
Tortuosité (médiane)
Excentricité
Coefficient R²
Porosité ΦH2O [%]
Degré d'altération
Arg (+) Fld-K (-)
Arg (+) Pl (-)
Diamètres des seuils d'accès
macro-porosité
1 µm
micro-porosité
Aire des macropores (médiane) [µm²]
C
Protolithe
Fracturé
Altéré
Hydrothermalisé
Scellé
Intermédiaire
Scellé
?
Quartz
Feldspaths
Altération hydrothermale
Pore macroscopique

Figure 8-7 : Trajets pétrophysiques reportés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) – perméabilité (k) (A), interprétés à partir des variations des intensités de fractures, des degrés d'altération et des paramètres géométriques-topologiques de la porosité macroscopique (B), associées au développement de la fracturation et de l'altération (C).

Cette porosité, pouvant être très importante (jusqu'à 25 % sur Cigar Main), se divise en deux porosités d'échelles différentes : (i) la porosité macroscopique (> 30 µm) observée en lames minces qui ne représente qu'une fraction négligeable de la porosité totale (Φ_{H_2O}) et dont la taille des pores (aire médiane) tend à augmenter avec la porosité totale (Fig. 8.7, B), et (ii) une microporosité intergranulaire (<30 µm) localisée dans les assemblages argileux comparable à la porosité totale. Cette augmentation du volume poreux microscopique et intergranulaire est associée à une diminution des diamètres des seuils d'accès (Fig. 8.7, B) de l'ordre du joint de grain.

La fracturation et l'altération argileuse acquise lors des évènements hydrothermaux sont donc responsables de la transformation morphologique des réseaux poreux et de la modification des propriétés hydrauliques des échantillons (Fig. 8.7, A). Ces évolutions sont interprétées dans un diagramme porosité (Φ_{H_2O}) – perméabilité (k) sous forme de trajets pétrophysiques qui décrivent le passage d'un état de fracturation-altération-morphologie des réseaux poreux (ou « faciès pétrophysique») à un autre. La présence de ces faciès, leur répartition géographique et les trajets pétrophysiques qui leur sont associés sont des éléments permettant de contraindre l'évolution du comportement hydraulique des zones de failles et des systèmes hydrothermaux à partir des propriétés hydrauliques mesurées sur échantillons.

8.7. Evolutions hydrauliques pré-, syn- et post-uranium dans les zones minéralisées

La répartition dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) – perméabilité (k) des échantillons de Cigar Nord et Cigar Main montre des faciès pétrophysiques communs aux deux zones de faille. Ces faciès communs traduisent une évolution similaire du comportement hydraulique associé au développement de la fracturation et de l'altération et matérialisé par les trajets pétrophysiques 1, 2 et 3 (Fig. 7.24). Cependant, la présence sur Cigar Main d'échantillons de faciès « scellé » de fortes porosités (> 2 %) et de perméabilité très faible ($<5.10^{-19}$ m²), révèle une évolution hydraulique plus complexe postérieure au trajet 1-2 ou au trajet 3. Cette évolution (trajet pétrophysique 4), correspondant à une chute des perméabilités liée à l'augmentation de la tortuosité des pores macroscopiques, et en particulier des fractures, et peut être interprété comme le stade final de l'évolution hydraulique d'une zone de faille à partir duquel les circulations fluides ne sont plus possibles.

L'interprétation des porosités et perméabilités mesurées sur échantillons sous forme de faciès pétrophysiques et leur report dans les logs et les coupes géologiques disponibles permet de visualiser la répartition des faciès au sein des zones de faille. Cette visualisation fait ressortir des empreintes pétrophysiques distinctes des zones minéralisées en fonction de la quantité de minéralisation.

Sur la faille de Cigar Nord, les minéralisations de socle recoupées sur la coupe E dans la zone endommagée interne sont observées au sein du faciès altéré (Fig. 8.8). L'amas minéralisé à la discordance recoupé sur la coupe F (Fig. 8.8) se localise quant à lui au-dessus des faciès fracturé, altéré et intermédiaire. Les perméabilités moyenne à élevées ($k > 5.10^{-19}$ m²) permet d'assimiler ces faciès des zones de drains. Leurs porosités faibles à moyennes ($\Phi_{H_2O} < 10$ %) marquent la présence limitée de l'altération hydrothermale argileuse, altération identifiée pré-uranium dans la séquence structurale-paragénétique de Cigar Nord. La présence des minéralisations uranifères au sein de ces drains met en évidence leur rôle de conduit pour les fluides minéralisateurs ainsi que l'importance de la fracturation et de l'altération, paramètres responsables de l'évolution hydraulique des faciès, dans la pré-structuration des lithologies du socle avant le dépôt de l'uranium.

Pour la faille de Cigar Main, la réinterprétation des profils et coupes I et J réalisés par Martz (2017) et H réalisé dans cette étude (Annexe 20), montre une empreinte pétrophysique très différente avec la présence exclusive du faciès scellé sous le gisement (Fig. 8.9). Les porosités très élevées (> 10 %) attestent du développement d'altérations hydrothermales intenses, plus importantes que celles observées sur Cigar Nord. L'imperméabilisation de la faille de Cigar Main marquée par les perméabilités très faibles peut quant à elle être interprétée comme le stade terminal de l'évolution hydraulique de la zone de faille. Ce stade terminal ne peut pas être associé à la formation du gisement qui nécessite la présence d'un drain permettant une circulation importante de fluides enrichis en uranium. La circulation des fluides minéralisateurs s'est donc produite à un stade moins avancé de l'évolution hydraulique dont les faciès n'ont pas été conservés.

La séquence paragénétique définie par Martz (2017) identifie l'altération hydrothermale comme pré-, syn- et post-uranium au sein du gisement de Cigar Lake. Le faciès scellé marquant l'évolution hydraulique terminale peut donc être relié à l'altération post-uranium. Au vu des porosités très élevées et des trajets pétrophysiques identifiés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) – perméabilité (k), le faciès hydrothermalisé non conservé sous le gisement, mais présent à proximité sur la coupe J est supposé associé à l'altération syn-uranium. Ce faciès pourrait représenter l'état hydraulique du drain sous le gisement lors de la circulation des fluides uranifères et le dépôt des minéralisations principales. Les faibles quantités de minéralisation associées à des faciès moins évolués sur la faille de Cigar Nord vont dans ce sens. Les faciès fracturé, altéré et intermédiaires, moins marqués par l'altération sont ainsi interprétés comme liés à l'altération pré-uranium.

Figure 8-8 : Coupes pétrophysiques E et F recoupant les minéralisations de la zone de faille de Cigar Nord, réalisées à partir des profils de porosité (Φ_{H_2O}) et perméabilité (k).

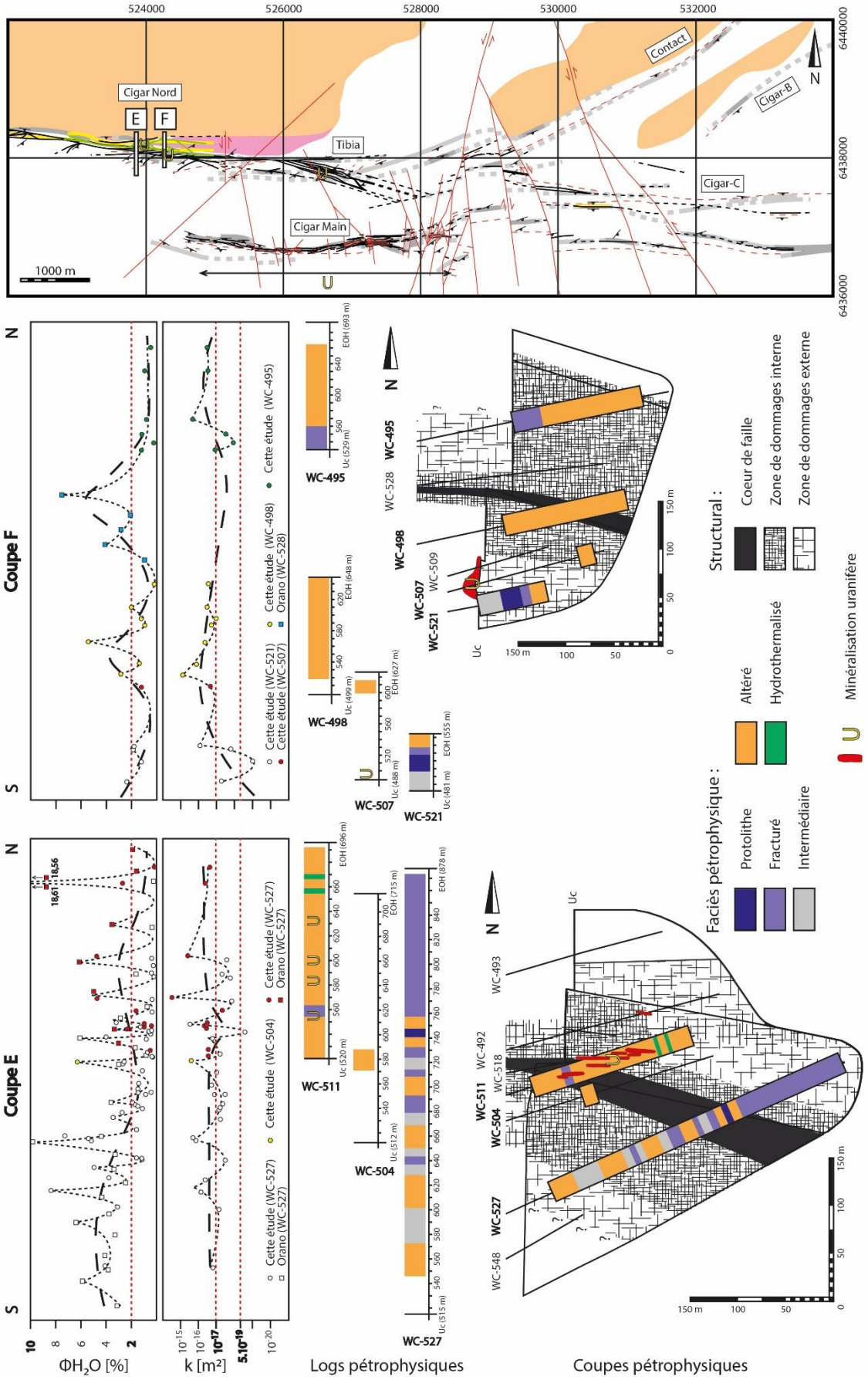
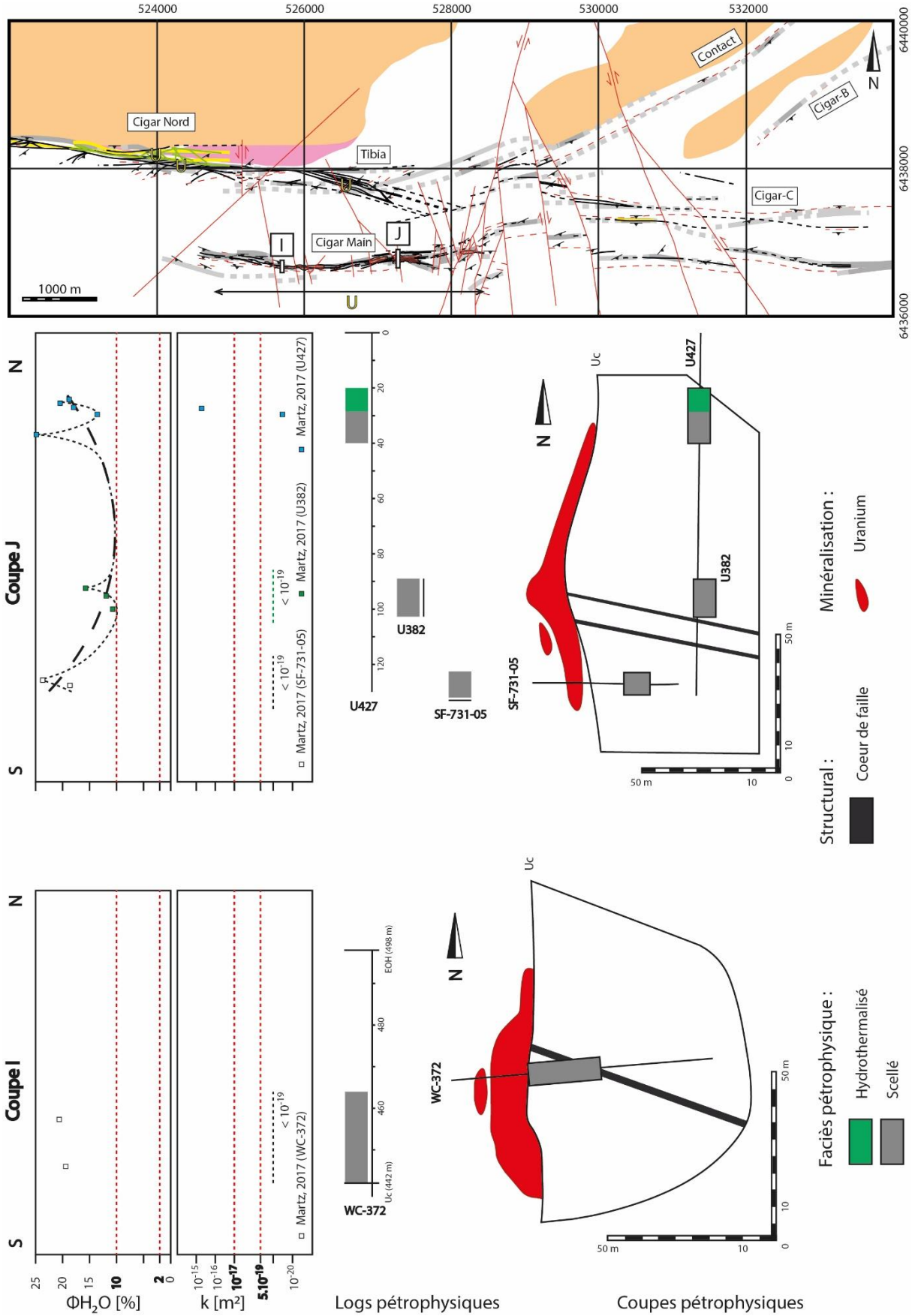


Figure 8-9 : Coupes pétrophysiques I et J recoupant le gisement de Cigar Lake, réalisées à partir des coupes et profils de porosité (Φ_{H_2O}) et perméabilité (k) (modifié d'après Martz, 2017).



Chapitre 9

9. Conclusion générale et perspectives..... 264

9. Conclusion générale et perspectives

Les travaux présentés dans ce manuscrit de thèse s'inscrivent parmi les études menées depuis plusieurs décennies, visant à caractériser l'empreinte et le fonctionnement dynamique des gisements d'uranium associés aux discordances. Si les études précédentes se sont focalisées sur la caractérisation des empreintes structurales et géochimiques ainsi que l'hydrodynamisme de ces systèmes à travers la réalisation de simulations numériques, les propriétés pétrophysiques et en particulier la porosité et la perméabilité, propriétés hydrauliques contrôlant les écoulements, étaient encore peu contraintes. Dans ce contexte, cette étude s'attache à déterminer à partir de méthodes utilisées pour la caractérisation des réservoirs géologiques, les évolutions structurale, pétrophysique et hydraulique de deux zones de faille voisines au sein du projet d'exploration Waterbury-Cigar: le système de faille de Cigar Main, fertile en minéralisations uranifères et situé au niveau du gisement géant de Cigar Lake, et le système de faille de Cigar Nord, associé à des minéralisations non économiques. La comparaison des différents paramètres géologiques de ces deux zones de faille fait ressortir les paramètres clés expliquant la différence de comportement lors des phases principales de circulation des fluides minéralisateurs et de dépôt de l'uranium.

Plusieurs points majeurs portant sur la mise en place et l'évolution des gisements d'uranium associés aux discordances ressortent de cette étude:

(i) Une évolution polyphasée des zones de faille contenant des minéralisations uranifères, caractérisée par le passage d'une déformation ductile puis fragile avant le dépôt des formations remplissant le bassin de l'Athabasca, à une déformation fragile syn- à post-dépôt du bassin. La mise en place des minéralisations uranifères primaires associée à une déformation cassante est synchrone sur les deux zones de faille étudiées, de 1398 ± 29 Ma à 1361 ± 9 Ma pour Cigar Nord et à 1378 ± 5 Ma pour Cigar Main (Martz, 2017). La mise en place de ces minéralisations est précédée par une phase d'altération hydrothermale principale riche en minéraux argileux (illite + quartz ± carbonates ± chlorite), qui sur Cigar Main se poursuit pendant et après le dépôt de l'uranium.

(ii) Une restriction des minéralisations uranifères aux zones de faille marquées par des réactivations en domaine cassant formant un couloir de déformation Est-Ouest au sein de la mégastructure de Cigar Lake. Les autres zones de faille observées dans la mégastructure (Cigar Sud) ou sur projet d'exploration Waterbury-Cigar en dehors de cette mégastructure (Contact et Cigar-B) ne sont pas minéralisées.

(iii) Au sein de la mégastructure, les systèmes de faille de Cigar Nord et de Cigar Main occupent des positions litho-structurales différentes associées à des héritages structuraux particuliers. Le système de Cigar Nord est localisé le long d'un contact majeur au nord de la mégastructure, entre deux blocs lithologiques formant un héritage structural fort. Le système de faille de Cigar Main se localise dans un bloc situé au centre de la mégastructure et est associé à un héritage structural moins marqué. Cette différence de position litho-structurale implique une hétérogénéité lithologique du socle le long de la faille de Cigar Nord, absente sur Cigar Main. Ce contraste lithologique pour la faille de Cigar Nord se marque par des distributions différentes de la

déformation et une asymétrie des zones endommagées, du type de structures et de leurs remplissages minéralogiques entre le mur et le toit de la faille, asymétrie qui n'est pas retrouvée sur Cigar Main.

(iv) Une différence de maturité entre les zones de faille contrôlée par leurs positions structurales respectives. La faille de Cigar Nord est caractérisée par des quantités de déplacement plus élevées, un nombre plus important d'évènements structuraux et un cœur de faille principal de forte épaisseur et silicifié, faisant du système de faille de Cigar Nord un système à forte maturité. Les éléments du système de faille de Cigar Main sont associés à des déplacements plus limités, un nombre moins important d'évènements structuraux et des cœurs de faille de faible épaisseur, traduisant un degré de maturité plus faible et des structures élémentaires plus disséminées. Ainsi, la maturité du système de faille de Cigar Nord conduit à le considérer comme un système de premier ordre d'échelle régionale contrairement au système de faille de Cigar Main devant être interprété comme un système de second ordre.

(v) Des comportements hydrauliques spécifiques des zones de faille selon leur caractère principal ou secondaire. L'accumulation de la déformation le long de la faille principale de Cigar Nord, favorisant la formation d'un cœur de faille large et silicifié avant la circulation du fluide enrichi en uranium, confère à la structure un comportement de conduit dans la zone endommagée et de barrière pour le cœur de faille. A l'opposé, le caractère secondaire et plus distribué des structures de la faille de Cigar Main, associé à une accumulation plus faible de la déformation et un cœur de faille de faible épaisseur et non silicifié, est favorable à la formation d'un conduit distribué créant un drain efficace à la circulation du fluide minéralisateur et au dépôt d'une grande quantité d'uranium.

(vi) Une évolution des propriétés hydrauliques matricielles des différentes lithologies liées à la modification de la morphologie des réseaux poreux. Ces modifications sont contrôlées par la fracturation et l'altération, augmentant respectivement la perméabilité et la porosité, et par le colmatage et l'augmentation de la tortuosité des réseaux poreux, venant diminuer la perméabilité. Les évolutions des propriétés hydrauliques matricielles et de la morphologie des réseaux poreux peuvent être reconstituées dans l'espace et dans le temps au travers de trajets pétrophysiques décrivant le passage d'un faciès pétrophysique à l'autre.

(vii) Des trajets pétrophysiques spécifiques pour les systèmes de failles de Cigar Nord et Cigar Main sont identifiés. Ces trajets traduisent l'arrêt de l'altération hydrothermale principale pour la zone de faille de Cigar Nord avant le dépôt de l'uranium, et la poursuite de cette altération syn- et post-uranium pour la zone de faille de Cigar Main. La faille de Cigar Nord décrit donc le passage d'un état imperméable à un drain ouvert et très anisotrope associé à des faciès fracturés et altérés, contrairement à la faille de Cigar Main montrant une évolution complète depuis un état imperméable à un drain efficace à la circulation des fluides minéralisateurs associé aux faciès altérés et hydrothermalisés suivie par le scellement post-uranium de ce drain et la mise en place des faciès très peu perméables.

Ces résultats montrent que si les réactivations cassantes et le développement de l'altération hydrothermale argileuse pré-uranium sont nécessaires dans la pré-structuration des systèmes de faille minéralisés, par la

création d'une porosité secondaire et d'une perméabilité favorable à la circulation du fluide minéralisateur, ces éléments ne sont pas suffisants pour former un drain efficace et un gisement d'importance économique sur le système de faille de Cigar Nord. La comparaison des deux systèmes de faille montre qu'il faut également prendre en compte le comportement hydraulique macroscopique des failles, paramètre contrôlé par la morphologie, le caractère principal ou secondaire et la position litho-structurale de ces systèmes. Le caractère de second ordre du système de faille de Cigar Main, lié à sa position litho-structurale dans la partie centrale de la mégastructure, a ainsi été favorable à la formation d'un drain efficace et au dépôt d'une grande quantité de minéralisation.

Du point de vue exploratoire, la comparaison de ces deux systèmes de faille montre qu'un système de premier ordre de type Cigar Nord sera moins drainant qu'un système de second ordre de type Cigar Main. Les systèmes de second ordre sont des cibles à privilégier et peuvent être reconnus grâce à 3 critères dont l'ajout au guide d'exploration des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques permettrait d'améliorer le ciblage des structures minéralisées et favoriser la découverte de nouvelles ressources :

(i) Une position litho-structurale intra-bloc lithologique, favorable au développement de systèmes de faille de second ordre de moyenne maturité marqués par des déplacements modérés, un nombre de phases structurales limité et un cœur de faille peu épais.

(ii) Une faible hétérogénéité lithologique, morphologique et minéralogique entre les blocs du mur et du toit des failles.

(iii) Des faciès pétrophysiques hydrothermalisés (Φ_{H_2O} > 10 % ; k > 10^{-17} m²) ou scellés (Φ_{H_2O} > 2 % ; k < 5.10^{-19} m²) liés au développement d'une intense altération hydrothermale et marquant la présence de drains qui ont pu faire circuler le fluide minéralisateur.

Bien que cette étude apporte de nouvelles contraintes sur les empreintes structurales et pétrophysiques ainsi que sur le comportement hydraulique à l'échelle des zones de faille minéralisées, plusieurs points d'incertitude demeurent. Tout d'abord, l'absence de minéralisations sur la zone de faille de Cigar-C, faille en position intra-bloc lithologique dans le couloir de déformation Est-Ouest au sein de la mégastructure de Cigar Lake et associée à des réactivations cassantes et des altérations hydrothermales, semble indiquer que d'autres paramètres non pris en compte dans cette étude ont un impact sur la fertilité en uranium. A titre d'exemple, la présence d'un agent réducteur et d'un piège permettant le dépôt des minéralisations, éléments impliqués dans la formation des gisements n'ont pas été abordés. De plus, s'il est possible caractériser l'évolution des propriétés hydrauliques matricielles à l'échelle des échantillons grâce aux trajets pétrophysiques, il est cependant difficile de reconstruire cette évolution à l'échelle des zones de faille. L'un des principaux obstacles réside dans le saut d'échelle entre le comportement hydraulique matriciel et le comportement à l'échelle de la zone de faille et la présence d'une double porosité associée à la matrice et au réseau de fractures. Ce changement d'échelle implique de caractériser l'organisation des structures macroscopiques (fractures ou veines, plans de dissolution et joints) à partir de leurs caractéristiques géométriques (longueur, paléo-ouverture et paléo-connectivité) aux différentes

étapes de l'évolution du système hydrothermal. Ces caractéristiques pétrophysiques et structurales pourraient être utilisés pour contraindre le degré de maturité des zones de faille, et pour évaluer leur potentiel fonction de drain et de réservoir. Cependant, certaines de ces caractéristiques n'étant pas accessibles en forages, l'utilisation d'analogues géologiques à l'affleurement ou la comparaison avec des systèmes géothermiques actifs dont le fonctionnement est beaucoup mieux contraint pourrait permettre de contourner cette difficulté. Enfin, si les différences de positions litho-structurales, de morphologies des zones de faille, de degrés de maturité et d'évolution des propriétés hydrauliques matricielles sont associés à des comportements spécifiques des drains, ces éléments ne permettent pas d'expliquer leurs différences d'efficacité. Il est donc nécessaire de rechercher de nouveaux critères impactant l'hydrogéologie des zones de faille. L'utilisation de modèles THMC (Thermo-Hydro-Mécanique-Chimique) à double porosité, utilisant les données de ce travail, pourrait alimenter les discussions autour des modèles géologiques développés depuis plusieurs décennies. Afin de pouvoir contraindre ces modèles, la prise en compte des zones peu ou non-minéralisées, représentant des états intermédiaires dans l'évolution d'un système hydrothermal, apparaît indispensable.

En conclusion, malgré les différentes limites présentées ci-dessus, ce travail apporte de nouveaux éléments dans la compréhension des systèmes de failles associées aux minéralisations et propose de nouveaux éléments à intégrer dans un protocole d'exploration. Si les études comparatives précédentes focalisées sur les gisements, ont permis de définir les empreintes associées aux zones minéralisées et la variabilité inter-gisements, la détermination des facteurs clés à l'origine de la formation des gisements nécessite d'intégrer les données multiscalaires et de reconnaitre les évolutions spatio-temporelles des propriétés de transfert par la prise en compte de données d'analogues et une analyse détaillée de l'ensemble des structures.

Liste des figures

Figure 1-1 : (A) Comparaison du mix énergétique mondial entre 1973 et 2019 (d'après OECD/NEA-IEA, 2020) ; (B) Comparaison des sources d'énergies dans la production d'électricité mondiale entre 1973 et 2020 (d'après Dale, 2021 ; IAEA, 1974) 12

Figure 1-2 : Cycle de la vie d'une mine (ORANO, 2022) 13

Figure 1-3 : Diagramme teneur-tonnage par type de gisement d'uranium (Martz 2017, modifié d'après Jefferson et al., 2007 et Thomas et al., 2000) 15

Figure 1-4 : Répartition des principaux pays producteurs et consommateurs d'uranium en 2020 (WNA Fuel Report 2021-2040) 16

Figure 1-5 : Carte des activités d'Orano Mining dans le monde (Rapport d'activité Orano, 2022) 15

Figure 1-6 : Diagramme de classification litho-structurale des gisements d'uranium associés aux discordances à partir de leurs caractéristiques géologiques (Ledru et al., 2022 modifié d'après AIEA, 2018) 16

Figure 2-1 : (A) Carte géologique simplifiée du bouclier canadien ; (B) Carte géologique simplifiée de l'orogène trans-hudsonienne, montrant les principales subdivisions litho-tectoniques (d'après Jeanneret, 2016) 22

Figure 2-2 : Coupe (A) et modèle (B) montrant la zone de subduction issue de la fermeture de l'océan Manikewan ainsi que la configuration des différentes provinces géologiques (d'après Tran et al., 2008) 23

Figure 2-3 : (A) Carte géologique du socle de l'Athabasca (d'après Annesley et al., 2005) ; (B) Carte géologique du socle de l'Athabasca interprétée à partir des données aéromagnétiques (d'après Witherly, 2014) ; (C) Carte structurale interprétée à partir des gradients magnétiques et des conducteurs électromagnétiques de la partie centrale de la WMTZ (d'après Ledru et al., 2022) 26

Figure 2-4 : Exemple de trois gisements d'uranium associés aux discordances localisés dans la partie Est du bassin de l'Athabasca (d'après Jeanneret, 2016). (A) Gisement de Cigar Lake montrant les minéralisations associées à la discordance, les minéralisations perchées et les minéralisations de socle ; (B) Gisement de Deilmann de la zone de Key Lake formé de minéralisations associées à la discordance et de minéralisations dans le socle ; (C) Gisement de Eagle Point formé uniquement de minéralisations dans le socle. 28

Figure 2-5 : Modèles de dépôt des gisements d'uranium de type Egress et Ingress (d'après Jefferson et al., 2007). 29

Figure 2-6 : Compilation des âges U/Pb obtenus sur oxydes d'uranium dans le bassin de l'Athabasca (d'après Martz (2017), modifié d'après Mercadier (2008), intercepts supérieurs des droites Concordia (rectangles pleins),

et inférieurs (rectangles vides). Sources : (1) Cumming et Krstick (1992), (2) Fayek et al. (2000), (3) Fayek et al. (2002a), (4) Fayek et al. (2002b), (5) Hoeve et al. (1985), (6) Bell (1985), (8) Andrade (1989), (9) Davidson et Ganghi (1989), (10) Cuney et al. (2002) (SIMS), (11) Philippe et al. (1993), (12) Alexandre et Kyser (2003), (13) Kister (2003), (14) Alexandre et Kyser (2006), (15) Alexandre et al. (2007), (16) Mercadier (2008). 32

Figure 3-1 : Carte géologique simplifiée du toit du socle autour du gisement de Cigar Lake (d'après Bruneton, 1993) 36

Figure 3-2 : Carte de la géologie au toit du socle issue de l'interprétation des anomalies magnétiques (inversion) et des données géologiques résultant de l'exploration (d'après Zaluski, 2014). 38

Figure 3-3 : Carte géologique issue des campagnes d'exploration ciblant les conducteurs électromagnétiques (lignes bleues) (base de données Orano). 39

Figure 3-4 : Carte structurale localisant les zones de cisaillement (lignes violettes) repérées en forage au sein des conducteurs électromagnétiques (lignes bleues) (base de données Orano). 40

Figure 3-5 : Carte structurale localisant les cataclasites (lignes noires), les zones de cisaillement (lignes violettes) et les conducteurs électromagnétiques (lignes bleues) (base de données Orano). 41

Figure 3-6 : Bloc 3D schématique des blocs litho-structuraux définis dans la zone d'étude 44

Figure 4-1 : Démarche suivie et méthode mise en œuvre pour chaque étape de l'étude. Les données provenant des bases de données Orano sont encadrées en pointillés. 49

Figure 4-2 : Localisation des forages et des coupes sélectionnées le long des zones de failles de Cigar Nord et Main. Les lithologies et structures recoupées par les forages sont projetées au toit du socle 50

Figure 4-3 : Modèles d'une zone de faille simple (A) et à cœurs multiples (B) (d'après Mitchell et Faulkner, 2009). 52

Figure 4-4 : Représentation schématique d'une zone de faille observée à différentes échelles (d'après Le Garzic, 2010). 53

Figure 4-5 : Schéma des types de fractures en fonction de la direction d'ouverture et de propagation (Twiss et Moores, 2007). 54

Figure 4-6 : Exemple des contrastes de perméabilités observés entre les différents compartiments d'une zone de faille et le protolithe encaissant (modifié d'après Bense et al., 2013). 55

Figure 4-7 : Modèle conceptuel d'une zone de faille et de son comportement hydraulique en fonction de la proportion de cœur de faille et des zones endommagées (Caine et al., 1996). 56

Figure 4-8 : Représentation schématique des propriétés hydrauliques selon les deux types d'architecture de zone de faille. (A) Modèle de faille à cœur unique encadré par une zone d'endommagement. (B) Modèle de zone de faille à cœurs multiples et sa zone d'endommagement (Faulkner et al., 2010). 56

Figure 4-9 : Schémas conceptuels d'une zone de cisaillement associant les différentes « roches de faille » aux régimes et aux mécanismes de déformation selon la profondeur. Ces schémas conceptuels sont définis pour des gradients géothermiques de 20 à 25°C/km. Sources : (A) Sibson, 1983, (B) Sawnson, 1992, (C) Scholz, 2007, (D) Fossen et al., 2007 et (E) Ortega et al., 2021 58

Figure 4-10 : Classification des « roches de faille » (d'après Woodcock et Mort, 2008 révisée par Maglouglin, 2010). 59

Figure 4-11 : Relation entre l'épaisseur des cœurs de faille et le déplacement définie pour, (A) des gouges (d'après Scholtz, 1987), et d'autres types de « roches de faille » associés à (B) différentes cinématiques (d'après Childs et al., 2009). Cette relation est observée pour (C) les encaissants sédimentaires silicoclastiques ainsi que (D) pour tout autre type d'encaissant (d'après Torabi et Berg, 2011). 67

Figure 4-12 : Exemple de profil composite illustrant la méthode de recalage. 70

Figure 4-13 : Limites entre les zones d'endommagement interne-externe et le protolithe définis grâce aux courbes de tendances tracées pour chaque domaine de fracturation à partir de la courbe des fractures cumulées (modifiée d'après Choi et al., 2016). 71

Figure 4-14 : Schéma du dispositif de porosimétrie par saturation à l'eau (d'après Navelot, 2018). 73

Figure 4-15 : Schéma du pycnomètre à hélium. 74

Figure 4-16 : Dispositif de mesure Proceq Pundit Lab. 78

Figure 4-17 : Temps d'arrivé des ondes P et S reportés sur le signal acoustique numérisé et tableau correspondant aux vitesses calculées (lignes blanches - ondes P ; ligne noire – ondes S) 78

Figure 4-18 : Schéma du banc TCS (d'après Navelot, 2018). 83

Figure 4-19 : Schéma du perméamètre au diazote (d'après Navelot, 2018) 87

Figure 4-20 : Schéma du pénétromètre (d'après Haffen, 2012). 89

Figure 4-21 : Schéma du pénétromètre (d'après Haffen, 2012). 89

Figure 4-22 : Courbes de la porosité cumulative (rouge) et incrémentale (noire) obtenues sur un échantillon grâce à la porosimétrie par injection de mercure. 89

Figure 4-23 : Illustration du diamètre maximal (D_{max}) et minimal (D_{min}) mesuré par le logiciel JMicroVision. 90

Figure 4-24 : Caractérisation morphologique des pores selon leur excentricité et la valeur du coefficient R^2 (d'après Muller, 2018). 92

Figure 4-25 : Courbe des ellipses (bleue) et des rectangles (rouge) reportées dans le diagramme Ex – R^2. Les morphologies des ellipses et rectangles dessinées correspondent aux points utilisés pour les tracés des courbes. Les paramètres géométriques et morphologiques sont reportés dans les Tableaux 4.8 et 4.9. 95

Figure 4-26 : Courbes des différentes formes testées reportées dans le diagramme Ex – R^2 et illustration des déformations appliquées sur les formes..... 96

Figure 4-27 : Domaines morphologiques définis dans le diagramme Ex – R^2..... 97

Figure 4-28 : Courbes d'iso-complexité (nP) (pointillés rouges) tracées dans le diagramme Ex – R^2 et illustration de trois morphologies, replacées dans le digramme et pour lesquelles les indices de complexité (n) sont calculés. 98

Figure 5-1 : Carte géologique du socle projetée à la discordance localisant les coupes et forages sélectionnés dans la zone d'étude. 104

Figure 5-2 : Vues de lames minces au microscope optique en lumière polarisée des lithologies recoupées par les forages de Cigar Nord. (A) : Graphite et muscovite marquant la foliation d'un gneiss pélitique. (B) : Gneiss pélitique à tourmaline peu folié montrant un fantôme de cordiérite. (C, E) : Granite peu altéré montrant l'assemblage plagioclase-quartz-biotite typique de cette lithologie dans la zone de Cigar Nord. (D) : Granite fortement altéré par un assemblage à illite-chlorite-calcite dans lequel quelques fantômes de plagioclase sont encore observables. Les quartz ont pratiquement disparu de la lame. (F) : Granite avec fantômes de feldspath. Le feldspath a été entièrement remplacé par l'assemblage chlorite-carbonates-illite. (G) : Amphibolite faiblement altérée à hornblende verte et plagioclases. (H) : Amphibolite altérée avec le remplacement des plagioclases par un assemblage illite-chlorite dont la proportion varie d'un fantôme à l'autre. L'orientation des minéraux de biotite et les amas de pyrite indiquent la direction de la foliation. 106

Figure 5-3 : Carte géologique et structurale interprétée à partir des lithologies et des foliations mesurées dans les forages, localisant les zones de cisaillements mylonitiques.....110

Figure 5-4 : (A) Mylonite observée sur le forage WC-519 à 595m montrant (B, C) une intense foliation marquée par la ségrégation minérale entre leucosomes et mélanosomes finement cristallisés. 110

Figure 5-5 : Exemples de brèches à quartz-hématite (BQ) localisées dans le socle sur 3 forages des coupes A, C et G.A 110

Figure 5-6 : Brèche à quartz-hématite sur l'échantillon WC-520A_581,4, à l'échelle macroscopique, de la lame mince et à l'échelle microscopique. (A) Photographie de l'échantillon montrant les tailles et la morphologie des clastes. (B) Photographie de la lame WC-520A_581,4 et (C) interprétation des générations de quartz formant les clastes (de 1 à 3) et la matrice à quartz-hématite (4 à 6). (D, E) Photographies en microscopie optique des générations de quartz et d'hématite formant la matrice de la brèche. (F, G) Photographies en microscopie électronique de l'hématite et d'une apatite, observées dans le ciment de la brèche. 111

Figure 5-7 : Exemple de cataclasites localisées dans le socle sur deux forages de la coupe C. 113

Figure 5-8 : Cataclasites et structures associées dans les zones endommagées, à l'échelle de l'échantillon, de la lame mince et à l'échelle microscopique. (A) Photographies en lumière naturelle et (B) polarisée montrant quatre générations de cataclasites, recoupées par des veines d'ankérite (C). (D) Echantillons de cataclasites montrant des textures de dissolution le long des bordures de clastes d'ankérite et de dolomite et (E) la précipitation de quartz dans des veines perpendiculaires aux bordures des cataclasites. (F) Photographies au microscope optique en lumière naturelle, (F1) réfléchie et (F2, G) en microscopie électronique montrant les relations de recoupement entre stylolites et veines de carbonates ainsi que les minéraux de remplissage de ces structures. 115

Figure 5-9 : Assemblages minéralogiques du forage WC-495. (A) Photographies des carottes du forage WC-495 pour les 25 premiers mètres sous la discordance. Photographies en microscopie optique pour les échantillons WC-495_530,1 (B, C et D), WC-495_539,5 (E) et WC-495_550,4 (F), montrant les assemblages minéralogiques à kaolinite ± hématite ± illite (Kao±Hm±Il) ainsi que la fracturation et les figures de dissolution observés sur les grains de quartz. (G) Photographie d'une carotte de forage montrant l'altération hydrothermale verdâtre à illite-dolomite-calcite ± chlorite (voir ci-dessous) recoupant l'altération supergène à l'origine du paléo-régolithe. . 117

Figure 5-10 : Exemple de brèches à illite-quartz observées sur les forages WC-512 (Coupe G) et WC-498 (Coupe F) localisées en carte, en coupe et en forage. (A) Photographie de l'échantillon WC-512_571. (B, C) Photographie et interprétation de la lame mince WC-512_571. (D) Photographie en microscopie optique et (E) électronique des clastes de quartz (Qz) et de la matrice à illite-quartz (Il-Qz). (F) Photographie de l'échantillon WC-498_587,6. (G, H) Photographie et interprétation de la lame mince WC-498_587,6. (I, J) Photographie en microscopie optique des clastes de quartz (Qz) et de kaolinite (Kao) ainsi que la matrice à illite-quartz (Il-Qz). 118

Figure 5-11 : Veines verdâtres et altération associée, observées dans la lame WC-520A_647,3. (A) Photographies en lumière naturelle et polarisée (B) de la lame mince et (C) localisation des veines et plans de clivages chloritisés. (D) Photographie au microscope optique d'un amas de chlorites partiellement rétromorphosées en chlorite (Chl1) ; (E) Photographie au microscope électronique et schéma d'une veine à chlorite-illite-dolomite-calcite (Chl3-4-Il-Dol-Cal) recoupant les plans de clivages chloritisés (Chl2) d'un feldspath ; (F) Photographie au microscope optique et (G) au microscope électronique d'une veine à illite-dolomite-calcite-quartz ± chlorite (Il-Dol-Cal-Qz±Chl3-4) ; (H) Photographie au microscope optique et (I) au microscope électronique de veines

montrant la transition entre les remplissages à illite-dolomite-calcite-quartz ± chlorite (Il-Dol-Cal-Qz±Chl3-4) et quartz-calcite-dolomite (Qz-Cal-Dol) au contact quartz/feldspath. 120

Figure 5-12 : Diagrammes en rose montrant les orientations (A) des veines à illite-dolomite-calcite ± quartz ± chlorite du socle et (B) à quartz du bassin, pour l'ensemble des coupes recoupant la zone de faille de Cigar Nord. Les orientations principale (en rouge) et secondaire (en jaune) des veines à illite-dolomite-calcite ± quartz ± chlorite du socle (A) sont reportées sur le diagramme des veines à quartz du bassin (B). 122

Figure 5-13 : Localisation en carte, coupes, forages et sur échantillon des minéralisations uranifères dans la zone d'étude 125

Figure 5-14 : Veine d'uraninite et halo d'altération associé sur la lame WC-511_564,6 recouvrant l'altération hydrothermale à illite (Il) – Quartz (Qz) – Calcite (Cal) – Dolomite (Dol). (A) Photographies en lumière naturelle de la lame et (B) localisation de la veine d'uraninite (Urn) et des zonations observées dans le halo d'altération. (C) Photographie au microscope optique en lumière polarisée analysée et (D, F) en microscopie électronique, de la veine d'uraninite et du halo d'altération proximal à uraninite (Urn) – coffinite (Cof) ± galène (Gn). (E) Photographie en microscopie électronique de la fracturation à gersdorffite (Ger) – galène (Gn) – (Si-Mg-Al-Mn) et de la micro-fracturation à coffinite (Cof) affectant la veine d'uraninite. (G) Photographie en microscopie électronique du halo d'altération à uraninite (Urn) – matière carbonée (MC). (H) Photographie au microscope optique en lumière polarisée analysée de l'altération distale à coffinite (Cof). 126

Figure 5-15 : Minéralogie et géochronologie de la veine d'uraninite observée dans la lame WC-511_564,6. (A) Microscopie électronique ; (B-I) localisation des points d'analyse U/Pb réalisés à la SIMS et leur numéro ; (J) Ratios isotopiques $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$ reportés dans un diagramme Concordia. L'intercept supérieur rouge correspond à la droite Discordia (pointillés rouges) calculée pour l'ensemble des points et n'a pas de signification géologique. Les intercepts noirs correspondent à la droite Discordia (noire) calculée à partir des rapports isotopiques les plus élevés. L'intercept bleu correspond à la droite Discordia (pointillés bleus) calculée à partir des rapports isotopiques les plus élevés et forcée en 0 ± 10 Ma. Ces droites et les intercepts sont calculés grâce au logiciel Isoplot (Ludwig, 2007); (K) Méthode du « polygone des crises » utilisée pour l'estimation de l'âge de la perturbation isotopique de l'uraninite associée à l'évènement de fracturation à arséniures. 128

Figure 5-16 : Brèche à quartz-pyrite du forage WC-527. (A) Échantillon montrant les clastes de cataclasite à graphite au sein des deux phases de brèche de quartz principales translucides (Qz13) et laiteux (Qz14), recoupées par une veine de quartz gris (Qz15) et par une brèche de pyrite ; (B) Même échantillon que (A) montrant une veine de quartz gris (Qz9) recoupée par la cataclasite à graphite ; (C) Claste de cataclasite dans la brèche (Qz14), recoupé par (Qz15) et une veine de pyrite ; (D) Veines de drusy-quartz (Qz10-11) recoupées par le quartz noir (Qz12) et le quartz gris (Qz15) ; (E) Veine de drusy-quartz (Qz10) recoupée par les veines de drusy-quartz (Qz11) ; (F) Veines de quartz noir (Qz12) recoupées par la brèche principale (Qz13) et celle à quartz gris (Qz15). 130

Figure 5-17 : Localisation des gouges à argiles blanches sur les forages WC-492, WC-518 et WC-511 de la coupe E. 131

Figure 5-18 : Localisation des brèches non-cohésives sur les forages WC-511 et WC-492 de la coupe E. 132

Figure 5-19 : Séquence structurale et paragénétique replacée dans son contexte géologique, définie à partir des relations de recoupements observées aux échelles macro- et microscopique. 135

Figure 6-1 : Carte de la géologie au toit du socle issue de la compilation des données lithologiques et structurales 144

Figure 6-2 : Carte de la géologie au toit du socle interprétée, obtenue par l'extrapolation des données structurales à partir des conducteurs électro-magnétiques. 145

Figure 6-3 : Schéma de l'organisation des zones de faille déconvolué de la déformation associée aux failles de Tabbernor. 147

Figure 6-4 : Coupe Géologique E interprétée par Orano à partir des données de forage. 149

Figure 6-5 : Localisation du cœur de faille principal est des cœurs secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe E. Les lithologies, « roches de faille » et cœurs de faille, ainsi que la radioactivité mesurée en diagraphie sont indiqués pour chaque forage. 154

Figure 6-6 : Répartition des structures associées à la zone d'endommagement au sein des lithologies du socle de la coupe E. (A) Abondances relatives des structures classées selon leur typologie et leurs remplissages et (B) distribution de ces structures selon les lithologies. 157

Figure 6-7 : Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement de Cigar Nord réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe E. 160

Figure 6-8 : Localisation des cœurs de faille dans les lithologies du socle et des escarpements observés à la discordance sur les 7 coupes sélectionnées de la zone de Cigar Nord et sur la carte de la géologie projetée au toit du socle. Les coupes géologiques complètes sont reportées Annexes 2, 4, 5, 7, 8, 10 et Figure 6.5. 163

Figure 6-9 : Caractérisation de la zone d'endommagement dans les lithologies du socle sur les 4 coupes sélectionnées de la zone de Cigar Nord et sur la carte de la géologie projetée au toit du socle. Les coupes géologiques complètes sont reportées Annexes 3, 6, 9 et Figure 6.7. 165

Figure 6-10 : Intensités de fracturation moyennes des intervalles structuraux dans les lithologies du socle pour l'ensemble de la faille de Cigar Nord et détaillées par coupes et forages. 167

Figure 6-11 : Caractérisation de la zone d'endommagement dans le bassin sédimentaire sur les 4 coupes sélectionnées de la zone de Cigar Nord et sur la carte de la géologie projetée au toit du socle. Les coupes géologiques complètes sont reportées Annexes 3, 6, 9 et Figure 6.7. 168

Figure 6-12 : Intensités de fracturation moyennes des intervalles structuraux dans le bassin sédimentaire pour l'ensemble de la faille de Cigar Nord et détaillées par coupes et forages. 170

Figure 6-13 : Distribution des structures associées à la zone d'endommagement au sein des lithologies du socle le long de la faille de Cigar Nord (Annexe 12). 171

Figure 6-14 : Abondances relatives des structures classées selon leurs typologies et leurs remplissages, dans les lithologies du socle le long de la faille de Cigar Nord (Annexe 13). 172

Figure 6-15 : Localisation du cœur de faille principal et des cœurs secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe H 176

Figure 6-16 : Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement de Cigar Main réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe H. 178

Figure 6-17 : Intensités de fracturation moyennes des intervalles structuraux dans le socle pour la coupe H sur la faille de Cigar Main. 179

Figure 6-18 : Intensités de fracturation moyennes des intervalles structuraux dans le bassin sédimentaire pour la coupe H. 179

Figure 6-19 : Abondances relatives des structures classées selon leur typologie et leurs remplissages, dans les lithologies du socle pour la coupe H (Annexe 13). 180

Figure 6-20 : Estimation des quantités de déplacement associées aux cataclasites. (A) Localisation des 18 forages de Cigar Nord et des 21 forages de Cigar Main recoupant les cataclasites sélectionnées. (B et C) Histogrammes montrant la distribution des épaisseurs réelles des cataclasites recoupées par les forages le long des failles de Cigar Nord et Cigar Main. (D et E) Déplacements minimal, médian et maximal estimés dans le diagramme de Torabi et Berg (2011) à partir des épaisseurs réelles des cataclasites recoupées le long des failles de Cigar Nord et Main, et de la relation empirique $y = x.10^2$ (modifiée d'après Torabi et Berg, 2011). 183

Figure 7-1 : Distribution des densités de phase solide (d_{ps}) et des densités apparentes (d_{ap}) en fonction des lithologies. Les d_{ps} de chaque phase pure sont présentées (Tableau 4.4) (Valeurs maximales, minimales et médianes en noir, moyennes en rouge). 192

Figure 7-2 : Distribution des porosités en fonction des lithologies (Valeurs maximales, minimales et médianes en noir, moyennes en rouge). 194

Figure 7-3 : Distribution des vitesses de propagation des ondes P et S mesurées sur échantillons en fonction des lithologies. Les Vp et Vs chaque phase pure sont présentées (Tableaux 4.5 et 4.6) (Valeurs maximales, minimales et médianes en noir, moyennes en rouge)..... 195

Figure 7-4 : Distribution des conductivités thermiques en fonction des lithologies. Les conductivités thermiques de chaque phase pure sont présentées (Tableau 4.7) (Valeurs maximales, minimales et médianes en noir, moyennes en rouge). 197

Figure 7-5 : Distribution des valeurs de perméabilité mesurées sur les échantillons de la zone de Cigar Nord en fonction des lithologies (Valeurs maximales, minimales et médianes en noir, moyennes en rouge). 198

Figure 7-6 : Graphique des valeurs propres représentant la valeur propre et la variabilité cumulative (Tableau 7.1) pour chaque composante principale classée par ordre croissant 200

Figure 7-7 : Cercle de corrélation des propriétés pétrophysiques (Porosité Φ_{H_2O}, perméabilité k, conductivité thermique λ, densité apparente d_{ap} et de phase solide d_{ps}, et vitesses de propagation des ondes P V_p, et S V_s) pour les composantes principales F1 et F2. 201

Figure 7-8 : Diagrammes de dispersion illustrant les corrélations entre propriétés pétrophysiques pour les 61 échantillons sélectionnés lors de l'ACP (A, C, E, G, I), et pour l'ensemble des échantillons (B, D, F, G, H). 204

Figure 7-9 : Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe E (Cigar Nord). 207

Figure 7-10 : Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe H (Cigar Main)..... 208

Figure 7-11 : Distribution des diamètres de seuils d'accès obtenus par porosimétrie mercure pour, (A) l'ensemble des échantillons, (B) les échantillons macroporeux (seuils d'accès distribués entre 5 et 330 µm), (C) les échantillons macro et microporeux (seuils d'accès distribués de 0,005 à 1 µm et de 5 à 330 µm), et (D) les échantillons microporeux (seuils d'accès distribués entre 0,005 à 1 µm). 211

Figure 7-12 : Domaines de porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) définis par la distribution des diamètres de seuils d'accès. Les échantillons de seuils d'accès macroscopiques (groupe 1), macro- et microscopiques (groupe 2) et microscopiques (groupe 3) sont replacés dans le diagramme de distribution porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) à partir des porosités et perméabilités mesurées sur échantillons..... 212

Figure 7-13 : Dispersions statistiques des diamètres maximaux D_{max} (A) et minimaux D_{min} (B), des périmètres (C) et des aires (D) des pores macroscopiques, obtenus par digitalisation des contours des pores sur lames minces. Les lames sont classées par ordre croissant de porosité (Φ_{H_2O}). Les données sont présentées Tableau 7.2..... 214

Figure 7-14 : Dispersions statistiques des diamètres maximaux D_{max} (A) et minimaux D_{min} (B), des périmètres (C) et des aires (D) obtenus par digitalisation des contours des pores macroscopiques sur les lames minces. Les lames sont classées par ordre croissant de perméabilité (k). Les données sont présentées Tableau 7.2. 216

Figure 7-15 : Variations des paramètres géométriques en fonction de la distribution des diamètres des seuils d'accès. Les 31 échantillons, sur lesquels la quantification des paramètres géométriques est réalisée, sont replacés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) (A). Les dispersions statistiques des diamètres maximaux (D_{max}) (B) et minimaux (D_{min}) (C), des périmètres (D) et des aires (E) des pores sont calculées en fonction des domaines de porosité-perméabilité définis par la distribution des diamètres de seuils d'accès. Les données sont présentées Tableau 7.3 217

Figure 7-16 : Porosités (ΦH_2O) mesurées sur échantillons et macroporosités apparentes calculées à partir des aires des pores macroscopiques observés sur les lames minces. Les 41 échantillons sont classés par ordre croissant de porosité (Φ_{H_2O}). Les porosités macroscopiques de chaque échantillon sont présentées Tableau 7.2. 218

Figure 7-17 : Caractérisation morphologique des pores selon leur excentricité (Ex) et la valeur du coefficient de détermination morphologique (R^2). Les 31 échantillons, sur lesquels la quantification des paramètres topologiques (Ex et R^2) est réalisée, sont replacés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) (A). A chaque groupe d'échantillons identifié dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) est associé à un diagramme de dispersion Ex(R^2) dans lequel figure l'ensemble des pores digitalisés sur les lames minces (B). 221

Figure 7-18 : Domaines de porosités-perméabilités identifiés pour chaque morphologie du réseau poreux. Les caractéristiques morphologiques des réseaux poreux sont détaillées Tableau 7.3. 223

Figure 7-19 : Quantification de l'intensité des fractures colmatées (P21 [m/m^2]) associée à l'évènement hydrothermal pré-minéralisations uranifères. Les 34 échantillons de porosité et perméabilité connues, sont replacées dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) (A). La lame WC-527_552,9 illustre la digitalisation manuelle des fractures et de la zone d'observation réalisée à l'aide du logiciel JMicroVision (B). Diagrammes de dispersion des porosités (Φ_{H_2O}) (C) et des perméabilités (k) (D) en fonction des intensités de fracturation. Dispersions statistiques des P21 selon les domaines de porosité-perméabilité (E). Les résultats sont détaillés Tableau 7.4. 228

Figure 7-20 : Caractérisation du degré d'altération associée aux évènements hydrothermaux. Zoom sur une portion de la lame WC-527_788,8 illustrant la technique de comptage de points utilisée et interprétation pétrographique associée (A). Pourcentage d'altération observé sur les lames minces en fonction de la porosité (Φ_{H_2O}) (B). Diagrammes porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) montrant la présence ou l'absence des plagioclases (C), des feldspaths-K (D) et de la dissolution observée le long de la bordure des grains de quartz (E) pour chaque échantillon. Les résultats sont détaillés Tableau 7.4. 230

Figure 7-21 : Evolution des distributions des diamètres de seuils d'accès obtenues par porosimétrie mercure (A) associées à l'augmentation de la porosité intergranulaire (B). 233

Figure 7-22 : Variations de la minéralogie, des intensités de fracturation et de la morphologie de la porosité macroscopique pour chaque domaine de porosité-perméabilité identifié dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k). 234

Figure 7-23 : Trajets pétrophysiques reportés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k). 237

Figure 7-24 : Diagramme porosité (Φ_{H_2O})-perméabilité (k) illustrant les trajets pétrophysiques empruntés par les échantillons de la zone de faille de Cigar Nord (A) et de Cigar Main (B). 239

Figure 8-1 : Schéma structural au toit du socle de la zone de déformation de Cigar, déconvolué de la déformation cassante post-Athabasca 244

Figure 8-2 : Coupe schématique de l'organisation structurale au sein des blocs lithologiques et la localisation des zones minéralisées. 247

Figure 8-3 : Séquences structurales simplifiées des zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main, replacées dans un schéma conceptuel d'une zone de cisaillement (modifié d'après Fossen et Cavalcante, 2017). 249

Figure 8-4 : Localisation des minéralisations uranifères sur les deux coupes recoupant la zone de faille de Cigar Nord et intensités de fractures pour les deux forages minéralisés. 251

Figure 8-5 : Schéma de la distribution des propriétés pétrophysiques à basse fréquence le long des profils recoupant les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main. 253

Figure 8-6 : Comportement hydraulique des zones de faille de Cigar Nord et Main 254

Figure 8-7 : Trajets pétrophysiques reportés dans le diagramme porosité (Φ_{H_2O}) – perméabilité (k) (A), interprétés à partir des variations des intensités de fractures, des degrés d'altération et des paramètres géométriques-topologiques de la porosité macroscopique (B), associées au développement de la fracturation et de l'altération (C). 257

Figure 8-8 : Coupes pétrophysiques E et F recoupant les minéralisations de la zone de faille de Cigar Nord, réalisées à partir des profils de porosité (Φ_{H_2O}) et perméabilité (k). 259

Figure 8-9 : Coupes pétrophysiques I et J recoupant le gisement de Cigar Lake, réalisées à partir des coupes et profils de porosité (Φ_{H_2O}) et perméabilité (k) (modifié d'après Martz, 2017). 260

Liste des tableaux

Tableau 4-1 : Forages présents sur les coupes sélectionnées 51

Tableau 4-2 : Classification des tracés des mylonites et cataclasites à partir des critères d'observations. 65

Tableau 4-3 : Nombre d'échantillons mesurés par Orano, Martz (2017) et cette étude, pour chaque propriété pétrophysique 72

Tableau 4-4 : Densités des phases minérales..... 76

Tableau 4-5 : Vitesse de propagation des ondes P dans les phases minérales en [m/s]..... 80

Tableau 4-6 : Vitesse de propagation des ondes S dans les phases minérales en [m/s]..... 81

Tableau 4-7 : Conductivités thermiques des phases minérales pour l'axe cristallographique $\boldsymbol{a}$ en [W/K.m]. La valeur notée (*) correspond à une mesure faite sur des cristaux orientés aléatoirement. 84

Tableau 4-8 : Paramètres géométriques et topologiques des ellipses tracées dans le logiciel JMicroVision. 94

Tableau 4-9 : Paramètres géométriques et topologiques des rectangles tracés dans le logiciel JMicroVision. . 94

Tableau 4-10 : R^2_n calculés à partir des ellipses de références (Tableau 4.8). 99

Tableau 6-1 : Répartition des « roches de faille » selon les lithologies sur la coupe E. 153

Tableau 6-2 : Profondeurs des intervalles structuraux définis pour les forages de la coupe E dans le bassin sédimentaire. 159

Tableau 6-3 : Profondeurs des intervalles structuraux définis pour les forages de la coupe E dans le socle. 159

Tableau 6-4 : Nombre de structures, gradients (∇_{frac}) et intensités de fracturation moyennes (D) retrouvés pour chaque intervalle structural défini sur les forages de la coupe E dans le bassin. 159

Tableau 6-5 : Nombre de structures, gradients (∇_{frac}) et intensités de fracturation moyennes (D), retrouvés pour chaque intervalle structural défini sur les forages de la coupe E dans le socle. 159

Tableau 6-6 : Répartition des « roches de faille » selon les lithologies pour les coupes de la faille de Cigar Nord. 171

Tableau 6-7 : Répartition des « roches de faille » selon les lithologies pour la coupe H. 180

Tableau 7-1 : Valeurs propres, variabilités et variabilité cumulative associées à chaque composante principale 201

Tableau 7-2 : Paramètres géométriques mesurés sur les pores macroscopiques pour chaque lame mince. Pour les 41 lames minces sélectionnées, les valeurs minimales (Min) et maximales (Max), les quartiles 1 (Q1) et 3 (Q3), et les valeurs médianes (Med) des 4 paramètres géométriques (diamètres maximaux (D_{max}) et minimaux (D_{min}), périmètres et aires) sont présentées. La porosité macroscopique de chaque échantillon est calculée à partir de l'aire totale des pores macroscopiques divisée par l'aire de la zone observée sur la lame mince. 219

Tableau 7-3 : Morphologies du réseau poreux associées aux domaines de porosités (Φ_{H_2O}) et perméabilités (k). 225

Tableau 7-4 : Caractérisations quantitatives des intensités de fracturation (P21) et estimation des compositions minéralogiques réalisées sur lames minces.....231

Bibliographie :

Adlakha, E., Hattori, K., 2021. Thermotectonic events recorded by U-Pb geochronology and Zr-in-rutile thermometry of Ti oxides in basement rocks along the P2 fault, eastern Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. Geol. Soc. Am. Bull. https://doi.org/10.1130/B35820.1

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. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2006.00158.x

Ague, J., 2003. Fluid Flow in the Deep Crust. Treatise Geochem. 3, 195–228. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03023-1

Ajar, D., 1982. Le problème de la détermination du nombre de facteurs en analyse factorielle. Rev. Sci. Léducation 8, 45–62. https://doi.org/10.7202/900356ar

Alexandre, P., Jiricka, D., Witt, G., 2012. Formation and Evolution of the Centennial Unconformity-Related Uranium Deposit in the South-Central Athabasca Basin, Canada. Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol. 107, 385–400. https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.385

Alexandre, P., Thomas, D., Polito, P., Marlat, J., 2007. Geochronology of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and their integration in the evolution of the basin. Miner. Deposita 44, 41–59. https://doi.org/10.1007/s00126-007-0153-3

Alexandre, P., Kyser, T.K., 2006. Geochemistry of uraniferous bitumen in the Southwest Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. Economic Geology 101, 1605–1612. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1605

Alexandre, P., Kyser, K., Polito, P., Thomas, D., 2005. Alteration Mineralogy and Stable Isotope Geochemistry of Paleoproterozoic Basement-Hosted Unconformity-Type Uranium Deposits in the Athabasca Basin, Canada. Econ. Geol. 100, 1547–1563. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.8.1547

Alexandre, P., Kyser, Kurt, 2003. Geochronology of the Paleoproterozoic basement-hosted unconformity-type uranium deposits in Northern Saskatchewan, Canada.

Alonso-Marroquín, F., Vardoulakis, I., Herrmann, H.J., Weatherley, D., Mora, P., 2006. Effect of rolling on dissipation in fault gouges. Phys. Rev. E 74, 031306. https://doi.org/10.1103/PhysRevE.74.031306

Anderson, J.L., 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 zone. Tectonophysics 98, 209–251. https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90296-2

Andrade, N., 1989. The Eagle Point uranium deposits, northern Saskatchewan, Canada. IAEA-TECDOC-500, International Atomic Energy Agency (IAEA).

Annesley, I.R., Madore, C., Portella, P., 2005. Geology and thermotectonic evolution of the western margin of the Trans-Hudson Orogen: evidence from the eastern sub-Athabasca basement, Saskatchewan. Can. J. Earth Sci. 42, 573–597. https://doi.org/10.1139/e05-034

Annesley, I.R., Madore, C., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y., Kamo, S.L., 1999. New U-Pb Zircon and Monazite Geochronological Results for Archean and Paleoproterozoic Basement to the Southeastern Part of the Athabasca Basin, Saskatchewan. Summ. Investig. 1999, Saskatchewan Energy and Mines 2, 99.

Annesley, I.R., Madore, C., Shi, R., Krogh, T.E., 1997. U-Pb Geochronology of Thermotectonic Events in the Wollaston Lake Area, Wollaston Domain: A Summary of 1994-1996 Results. Summ. Investig. 1997 Sask. Geol. Surv., Saskatchewan Energy and Mines 4, 97.

Annesley, I.R., Madore, C., 1990. The Wollaston Group and Underlying Archean Basement in Saskatchewan: Subsurface and Bedrock Geological Mapping in 1990. Summ. Investig. 1990, Saskatchewan Energy and Mines 4, 90.

Annesley, I.R., Madore, C., 1989. The Wollaston Group and its Underlying Archean Basement in Saskatchewan: 1989 Fieldwork and Premliminary Observations. Summ. Investig. 1989, Saskatchewan Energy and Mines 4, 89.

Annesley, I.R., Madore, C., 1988. The Wollaston Group and its Underlying Archean Basement in Saskatchewan: Preliminary Report. Summ. Investig. 1988, Sasktchewan Energy Mines 4, 88.

Ansdell, K.M., 2005. Tectonic evolution of the Manitoba-Saskatchewan segment of the Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen, Canada. Can. J. Earth Sci. 42, 741–759. https://doi.org/10.1139/e05-035

Anselmetti, F.S., Luthi, S., Eberli, and G.P., 1998. Quantitative Characterization of Carbonate Pore Systems by Digital Image Analysis. AAPG Bull. 82, 1815–1836.

Ashton, K.E., Hartlaub, R.P., Heaman, L.M., Morelli, R.M., Card, C.D., Bethune, K., Hunter, R.C., 2009. Post-Taltson sedimentary and intrusive history of the southern Rae Province along the northern margin of the Athabasca Basin, Western Canadian Shield. Precambrian Res. 175, 16–34. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.09.004

Ashton, K.E., Heaman, L.M., Lewry, J.F., Hartlaub, R.P., Shi, R., 1999. Age and origin of the Jan Lake Complex: a glimpse at the buried Archean craton of the Trans-Hudson Orogen. Can. J. Earth Sci. 36, 185–208. https://doi.org/10.1139/e98-038

Atkinson, B.K., 1984. Subcritical crack growth in geological materials. J. Geophys. Res. Solid Earth 89, 4077–4114. https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04077

Aubert, I., Lamarche, J., Richard, P., Leonide, P., 2022. Imbricated structure and hydraulic path induced by strike slip reactivation of a normal fault. J. Struct. Geol. 162, 104702. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104702

Austrheim, H., Boundy, T.M., 1994. Pseudotachylytes Generated During Seismic Faulting and Eclogitization of the Deep Crust. Science 265, 82–83. https://doi.org/10.1126/science.265.5168.82

Aydin, A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. Mar. Pet. Geol. 17, 797–814. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00020-9

Bastesen, E., Braathen, A., 2010. Extensional faults in fine grained carbonates – analysis of fault core lithology and thickness–displacement relationships. J. Struct. Geol., Fault Zones 32, 1609–1628. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.09.008

Baudemont, D., Rafini, S., 2000. Cigar Lake Deposit - Eastern Athabasca. Core Orientation from Underground Geotechnical Holes Tentative Modeling of Post-Athabasca Faulting: Report for Cigar Lake Mining Corporation (No. CO-00-02). COGEMA Resources Inc.

Baudemont, D., Pacquet, A., 1999. The Sue D and E Uranium Deposits, Northern Saskatchewan: Evidence for Structurally Controlled Fluid Circulation in the Athabasca Basin 85–94.

Belghoul, A., 2007. Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique du socle cristallin. Université de Montpellier II.

Bell, K., 1985. Geochronology of the Carswell area, Northern Saskatchewan. The Carswell Structure Uranium Deposits, Saskatchewan 33–46.

Benedicto, A., Abdelrazek, M., Ledru, P., MacKay, C., Kinar, D., 2021. Structural Controls of Uranium Mineralization in the Basement of the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. Geofluids 2021, 1–30. https://doi.org/10.1155/2021/3853468

Benedicto, A., Doney, A., 2014. Cigar-Waterbury Project (No. 14- CND-29– 01), Memo mission February 2014.

Bense, V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O., Scibek, J., 2013. Fault zone hydrogeology. Earth-Sci. Rev. 127, 171–192. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008

Bense, V.F., Person, M.A., 2006. Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. Water Resour. Res. 42. https://doi.org/10.1029/2005WR004480

Berg, S., Skar, T., 2005. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: Outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. J. Struct. Geol. 27, 1803–1822. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.012

Bergaya, F., Lagaly, G., 2013. Handbook of Clay Science, 2nd ed. Newnes.

Bertrand, L., 2017. Étude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires.

Beziat, A., Dardaine, M., Mouche, E., 1992. Measurements of the thermal conductivity of clay-sand and clay-graphite mixtures used as engineered barriers for high-level radioactive waste disposal. Applied Clay Science 6, 245–263. https://doi.org/10.1016/S0169-1317(09)90001-1

Bickford, M.E., Mock, T.D., Steinhart III, W.E., Collerson, K.D., Lewry, J.F., 2005. Origin of the Archean Sask craton and its extent within the Trans-Hudson orogen: evidence from Pb and Nd isotopic compositions of basement rocks and post-orogenic intrusions. Can. J. Earth Sci. 42, 659–684. https://doi.org/10.1139/e04-064

Billi, A., Salvini, F., Storti, F., 2003. The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. J. Struct. Geol. 25, 1779–1794. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00037-3

Birch, F., Schairer, J.F., Spicer, H.C., 1942. Handbook of Physical Constants. Geological Society of America.

Birch, A.F., Clark, H., 1940. The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. American Journal of Science 238, 529–558. https://doi.org/10.2475/ajs.238.8.529

Bishop, C.S., Mainville, A.G., Yesnik, L., 2016. Cigar Lake Project: National Instrument 43-101 Technical Report.

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. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00289.x

Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I.G., Berkowitz, B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. Rev. Geophys. 39, 347–383. https://doi.org/10.1029/1999RG000074

Bosman, S.A., Ramaekers, P., 2015. Athabasca Group + Martin Group = Athabasca Supergroup? Athabasca Basin Multiparameter Drill Log Compilation and Interpretation, with Updated Geological Map. Summ. Investig. 2015, Saskatchewan Geological Survey 2, 13.

Bossennec, C., 2019. Évolution des propriétés de transfert des grès par diagénèse et déformation : application aux formations du Buntsandstein Gp., Graben du Rhin. Université de Lorraine.

Boullier, A.-M., 2011. Fault-zone geology: lessons from drilling through the Nojima and Chelungpu faults. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 359, 17–37. https://doi.org/10.1144/SP359.2

Bousquie, P., 1982. TEXTURE ET POROSITE DE ROCHES CALCAIRES, RELATIONS AVEC PERMEABILITE, ASCENSION CAPILLAIRE, GELIVITE, CONDUCTIVITE THERMIQUE. Ind. Miner. 64.

Bovay, T., Rubatto, D., Lanari, P., 2021. Pervasive fluid-rock interaction in subducted oceanic crust revealed by oxygen isotope zoning in garnet. Contrib. Mineral. Petrol. 176, 55. https://doi.org/10.1007/s00410-021-01806-4

Brigaud, F., Vasseur, G., Caillet, G., 1992. Thermal state in the north Viking Graben (North Sea) determined from oil exploration well data. GEOPHYSICS 57, 69–88. https://doi.org/10.1190/1.1443190

Brigaud, F., Chapman, D.S., Douaran, S.L., 1989. Estimating Thermal Conductivity in Sedimentary Basins Using Lithologic Data and Geophysical Well Logs1. AAPG Bulletin 74, 1459–1477. https://doi.org/10.1306/0C9B2501-1710-11D7-8645000102C1865D

Brodie, K., Fettes, D., Schmid, R., 2007. STRUCTURAL TERMS INCLUDING FAULT ROCK TERMS [WWW Document]. URL https://geotechpedia.com/Publication/Show/1128/STRUCTURAL-TERMS-INCLUDING-FAULT-ROCK-TERMS (accessed 8.15.24).

Bruhn, R.L., Parry, W.T., Yonkee, W.A., Thompson, T., 1994. Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. Pure Appl. Geophys. 142, 609–644. https://doi.org/10.1007/BF00876057

Bruneton, P., 1993. Geological environment of the Cigar Lake uranium deposit. Can. J. Earth Sci. 30, 653–673. https://doi.org/10.1139/e93-054

Bruneton, P., 1987. Geology of the Cigar Lake Uranium Deposit (Saskatchewan, Canada) 99–119.

Buatier, M.D., Chauvet, A., Kanitpanyacharoen, W., Wenk, H.R., Ritz, J.F., Jolivet, M., 2012. Origin and behavior of clay minerals in the Bogd fault gouge, Mongolia. J. Struct. Geol. 34, 77–90. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.10.006

Caine, J.S., Bruhn, R.L., Forster, C.B., 2010. Internal structure, fault rocks, and inferences regarding deformation, fluid flow, and mineralization in the seismogenic Stillwater normal fault, Dixie Valley, Nevada. J. Struct. Geol., Fault Zones 32, 1576–1589. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.03.004

Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology 24, 1025–1028. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2

Campbell, J.E., 2007. Quaternary geology of the eastern Athabasca Basin, Saskatchewan. Bull.-Geol. Surv. Can. 211–228.

Cathelineau, M., Boiron, M.C., Holliger, P., Poty, B., 1990. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and Sn□W ore deposition and geodynamic events — mineralogical and U□Pb data. Tectonophysics, International IGCP Conference Project 233 177, 59–79. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90274-C

Carmichael, R.S., 1989. Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. CRC Press, Boca Raton. https://doi.org/10.1201/9780203710968

Celestino, M.A.L., Miranda, T.S. de, Mariano, G., Alencar, M. de L., Carvalho, B.R.B.M. de, Falcão, T. da C., Topan, J.G., Barbosa, J.A., Gomes, I.F., 2020. Fault damage zones width: Implications for the tectonic evolution of the northern border of the Araripe Basin, Brazil, NE Brazil. J. Struct. Geol. 138, 104116. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104116

Cerepi, A., Humbert, L., Burlot, R., 2001. Petrophysical properties of porous medium from Petrographic Image Analysis data. Colloids Surf. -Physicochem. Eng. Asp. - COLLOID Surf. A 187, 233–256. https://doi.org/10.1016/S0927-7757(01)00636-7

Cermak, V., Rybach, L., 1982. Physical Properties of Rocks. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. Springer-Verlag, pp. 305–310.

Chatterjee, P., Roy, A., Mandal, N., 2024. Competing development of S and C foliations in mylonites 1059. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-1059

Chauvet, A., 2019. Structural Control of Ore Deposits: The Role of Pre-Existing Structures on the Formation of Mineralised Vein Systems. Minerals 9, 56. https://doi.org/10.3390/min9010056

Chester, F.M., Chester, J.S., 1998. Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California. Tectonophysics 295, 199–221. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00121-8

Chester, F.M., Chester, J.S., Kirschner, D.L., Schulz, S.E., Evans, J.P., 2004. Structure of Large-Displacement, Strike-Slip Fault Zones in the Brittle Continental Crust, in: Karner, G.D., Taylor, B., Driscoll, N.W., Kohlstedt, D.L. (Eds.), Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins. Columbia University Press, pp. 223–260. https://doi.org/10.7312/karn12738-009

Chester, F.M., Evans, J.P., Biegel, R.L., 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault. J. Geophys. Res. Solid Earth 98, 771–786. https://doi.org/10.1029/92JB01866

Chester, F.M., Logan, J.M., 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. J. Struct. Geol. 9, 621-IN6. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90147-7

Chester, F.M., Logan, J.M., 1986. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. Pure Appl. Geophys. 124, 79–106. https://doi.org/10.1007/BF00875720

Chester, F.M., Friedman, M., Logan, J.M., 1985. Foliated cataclasites. Tectonophysics 111, 139–146. https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90071-X

Chi, G., Li, Z., Chu, H., Bethune, K., Quirt, D., Ledru, P., Normand, C., Card, C., Bosman, S., Davis, W., Potter, E., 2018. A shallow-burial mineralization model for the unconformity-related uranium deposits in the athabasca Basin. Econ. Geol. 113, 1209–1217. https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4588

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. J. Struct. Geol. 31, 117–127. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.009

Childs, C., Watterson, J., Walsh, J.J., 1996. A model for the structure and development of fault zones. J. Geol. Soc. - J GEOL SOC 153, 337–340. https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.3.0337

Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.-S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. Earth-Sci. Rev. 152, 70–87. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006

Clark, C., James, P., 2003. Hydrothermal brecciation due to fluid pressure fluctuations: examples from the Olary Domain, South Australia. Tectonophysics 366, 187–206. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00095-7

Clark, R.M., Cox, S.J.D., 1996. A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships. J. Struct. Geol. 18, 147–152. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)80040-X

Clark, S.P., Jr., 1966. Thermal Conductivity, in: Clark, S.P., Jr. (Ed.), Handbook of Physical Constants. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/MEM97-p459

Clennell, M.B., Knipe, R.J., Fisher, Q.J., 1998. Fault zones as barriers to, or conduits for, fluid flow in argillaceous formations. A microstructural and petrophysical perspective.

Cogema, 1997. Activités Minières du Groupe Cogema. COGEMA, Vélizy-Villacoublay.

Connors, K.A., Ansdell, K.M., Lucas, S.B., 2002. Development of a transverse to orogen parallel extension lineation in a complex collisional setting, Trans-Hudson Orogen, Manitoba, Canada. J. Struct. Geol. 24, 89–106. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00051-7

Cooke, M.L., Simo, J.A., Underwood, C.A., Rijken, P., 2006. Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. Sediment. Geol., Heterogeneity in Sedimentary Aquifers: Challenges for Characterization and Flow Modeling 184, 225–239. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.11.004

Corrigan, D., Pehrsson, S., Wodicka, N., Dekemp, E., 2009. The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: A prototype of modern accretionary processes. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 327, 457–479. https://doi.org/10.1144/SP327.19

Corrigan, D., Galley, A.G., Pehrsson, S., 2007. Tectonic evolution and metallogeny of the southwestern Trans-Hudson Orogen. Geol. Assoc. Can. Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, 881–902.

Corrigan, D., Hajnal, Z., Németh, B., Lucas, S.B., 2005. Tectonic framework of a Paleoproterozoic arc-continent to continent-continent collisional zone, Trans-Hudson Orogen, from geological and seismic reflection studies. Can. J. Earth Sci. 42, 421–434. https://doi.org/10.1139/e05-025

Corrigan, D., Scott, D., St-Onge, M.R., 2001. Geology of the northern margin of the Trans-Hudson Orogen (Foxe Fold Belt), central Baffin Island, Nunavut.

Cox, S.F., 1995. Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 12841–12859. https://doi.org/10.1029/95JB00915

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. J. Geophys. Res. Solid Earth 113. https://doi.org/10.1029/2006JB004634

Creaser, R.A., Stasiuk, L.D., 2007. Depositional age of the Douglas Formation, northern Saskatchewan, determined by Re-Os geochronology. Bull.-Geol. Surv. Can. 588, 341.

Crider, J.G., 2015. The initiation of brittle faults in crystalline rock. J. Struct. Geol. 77, 159–174. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.001

Cumming, G.L., Krstic, D., 1992. The age of unconformity-related uranium mineralization in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan. Can. J. Earth Sci. 29, 1623–1639. https://doi.org/10.1139/e92-128

Cuney, M., Chabiron, A., Kister, P., Golubev, V.N., Deloule, E., 2002. Chemical versus ion microprobe isotopic dating (CAMECA IMS 3f) of the Shea Creek unconformity-type uranium deposit (West Athabasca, Saskatchewan, Canada). GAC-MAC 25.

Dal Pont, S., 2004. Relationship between permeability and damage in concretes at high temperature; Lien entre la permeabilite et l'endommagement dans les betons a haute temperature.

Dale, S., 2021. BP statistical review of world energy. (No. 70). BP, London, UK.

Darcy, H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau. Victor Dalmont.

Davatzes, N., Eichhubl, P., Aydin, A., 2005. Structural evolution of fault zones in sandstone by multiple deformation mechanisms: Moab fault, southeast Utah. Geol. Soc. Am. Bull. - GEOL SOC AMER BULL 117. https://doi.org/10.1130/B25473.1

Davidson, G.I., Gandhi, S.S., 1989. Unconformity-related U-Au mineralization in the middle Proterozoic Thelon Sandstone, Boomerang Lake Prospect, Northwest Territories, Canada. Economic Geology 84, 143–157. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.84.1.143

Davies, J.R., 1998. The origin, structural style, and reactivation history of the Tabbernor Fault zone, Saskatchewan, Canada. Université de McGill, Montréal, Canada.

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 Resour. Res. 40. https://doi.org/10.1029/2003WR002260

Debschutz, W., Kruckel, U.S., Schopper, J.R., 1989. Effects of Geostatic Stress And Pore Pressure On the Klinkenberg Permeability Factor And Other Fluid Flow Parameters. Presented at the ISRM International Symposium, OnePetro.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. https://doi.org/10.1180/DHZ

Derry, D.R., 1973. Ore Deposition and Contemporaneous Surfaces. Econ. Geol. 68, 1374–1380. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.8.1374

Dershowitz, W.S., Einstein, H.H., 1988. Characterizing rock joint geometry with joint system models. Rock Mech. Rock Eng. 21, 21–51. https://doi.org/10.1007/BF01019674

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. J. Hydrol., Hydro-ecological functioning of the Pang and Lambourn catchments, UK 330, 260–284. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026

Diment, W.H., Pratt, H.R., 1988. Thermal conductivity of some rock-forming minerals: a tabulation. Open-File Report. https://doi.org/10.3133/ofr88690

Dobe, R., Das, A., Mukherjee, R., Gupta, S., 2021. Evaluation of grain boundaries as percolation pathways in quartz-rich continental crust using Atomic Force Microscopy. Sci Rep 11, 9831. https://doi.org/10.1038/s41598-021-89250-z

Dodson, R.G., Needham, R.S., Wilkes, P.G., Page, R.W., Smart, P.G., Watchman, A.L., 1974. Uranium mineralization in the Rum Jungle-Alligator Rivers Province, Northern Territory, Australia. Form. Uranium Ore Depos.

Dorsey, M.T., Rockwell, T.K., Girty, G.H., Ostermeijer, G.A., Browning, J., Mitchell, T.M., Fletcher, J.M., 2021. Evidence of hydrothermal fluid circulation driving elemental mass redistribution in an active fault zone. J. Struct. Geol. 144, 104269. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104269

Dreyer, W., 1974. Properties of Anisotropic Solid-State Materials: Thermal and Electric Properties. Springer, Wein.

Drury, M.J., Jessop, A.M., 1983. The estimation of rock thermal conductivity from mineral content — assessment of techniques. Zentralbl. Geol. Paläontol., Teil 1 1983, 35–48.

Ehlen, J., 2000. Fractal analysis of joint patterns in granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 37, 909–922. https://doi.org/10.1016/S1365-1609(00)00027-7

Ehrlich, R., Crabtree, S.J., Horkowitz, K.O., Horkowitz, J.P., 1991. Petrography and Reservoir Physics I: Objective Classification of Reservoir Porosity (1). AAPG Bull. 75, 1547–1562.

Ehrlich, R., Davies, D.K., 1989. Image analysis of pore geometry: relationship to Reservoir Engineering and modeling. Presented at the Gas technology symposium, pp. 15–30.

Eldursi, K., 2020b. Modélisation des processus Thermo-Hydro-Mécaniques (THM) à l'origine des gisements structuralement contrôlés à l'interface bassin-socle : cas d'étude des gisements U de type discordance. Université de Lorraine.

Eldursi, K., Chi, G., Bethune, K., Li, Z., Ledru, P., Quirt, D., 2020a. New insights from 2- and 3-D numerical modelling on fluid flow mechanisms and geological factors responsible for the formation of the world-class Cigar Lake uranium deposit, eastern Athabasca Basin, Canada. Miner. Deposita. https://doi.org/10.1007/s00126-020-00979-5

Elliott, C.G., 1996. The tabbernor Fault in four dimensions. Trans-Hudson Orogen Transect 5–9.

Elliott, C.G., 1994. Structural relationships across the Tabbernor Fault, Nielson Lake area, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan. https://doi.org/10.4095/193819

Engelder, J.T., 1974. Cataclasis and the Generation of Fault Gouge. GSA Bull. 85, 1515–1522. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1515:CATGOF>2.0.CO;2

Etheridge, M.A., Wilkie, J.C., 1979. Grainsize reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. Tectonophysics, Microstructural processes during deformation and metamorphism 58, 159–178. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90327-5

Evans, J.P., Forster, C.B., Goddard, J.V., 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. J. Struct. Geol. 19, 1393–1404. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00057-6

Ey, F., Piquard, J.P., Baudemont, D., Zimmerman, J., 1992. The Sue uranium deposits, Saskatchewan, Canada. IAEA-TECDOC-650, International Atomic Energy Agency (IAEA) 189–213.

Ey, F., Gauthier Lafaye, F., Lillie, F., Weber, F., 1985. A uranium unconformity deposit: the geological setting of the D orebody (Saskatchewan, Canada). The Carswell Structure Uranium Deposits, Saskatchewan. Geol Assoc Can Spec Pap 29, 121–138.

Fagereng, Å., Toy, V.G., 2011. Geology of the earthquake source: an introduction. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 359, 1–16. https://doi.org/10.1144/SP359.1

Farver, J.R., Yund, R.A., 1995. Grain boundary diffusion of oxygen, potassium and calcium in natural and hot-pressed feldspar aggregates. Contr. Mineral. and Petrol. 118, 340–355. https://doi.org/10.1007/s004100050019

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. J. Struct. Geol., Fault Zones 32, 1557–1575. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009

Fayek, M., Kyser, T.K., Riciputi, L.R., 2002b. U Aand Pb Isotope Analysis of Uranium Minerals by Ion Microprobe and the Geochronology of the McArthur River and Sue zone Uranium Deposits, Saskatchewan, Canada. The Canadian Mineralogist 40, 1553–1570. https://doi.org/10.2113/gscanmin.40.6.1553

Fayek, M., Harrison, T.M., Ewing, R.C., Grove, M., Coath, C.D., 2002a. O and Pb isotopic analyses of uranium minerals by ion microprobe and U–Pb ages from the Cigar Lake deposit. Chem. Geol. 185, 205–225. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00401-6

Fayek, M., Harrison, T.M., Grove, M., Coath, C.D., 2000. A Rapid In Situ Method for Determining the Ages of Uranium Oxide Minerals: Evolution of the Cigar Lake Deposit, Athabasca Basin. International Geology Review 42, 163–171. https://doi.org/10.1080/00206810009465075

Ferrand, T.P., Nielsen, S., Labrousse, L., Schubnel, A., 2021. Scaling Seismic Fault Thickness From the Laboratory to the Field. J. Geophys. Res. Solid Earth 126, e2020JB020694. https://doi.org/10.1029/2020JB020694

Fisher, Q.J., Knipe, R.J., 1998. Fault sealing processes in siliciclastic sediments. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 147, 117–134. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.147.01.08

Flotte, N., 2007. Cigar East Project – Structural analysis (No. BUM/DEX RT 07/227).

Fondriest, M., Mecklenburgh, J., Passelegue, F.X., Artioli, G., Nestola, F., Spagnuolo, E., Rempe, M., Di Toro, G., 2020. Pseudotachylyte Alteration and the Rapid Fade of Earthquake Scars From the Geological Record. Geophys. Res. Lett. 47, e2020GL090020. https://doi.org/10.1029/2020GL090020

Fossen, H., 2020. Fault classification, fault growth and displacement, in: Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis. Elsevier.

Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017. Shear zones – A review. Earth-Sci. Rev. 171, 434–455. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002

Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press.

Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. J. Geol. Soc. 164, 755–769. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-036

Foucault, A., Raoult, J.-F., Cecca, F., Platevoet, B., 2014. Dictionnaire de Géologie - 8e éd.: Tout en couleur - 5000 définitions - Français/Anglais, 8th ed. Dunod, Paris.

Fouques, J.P.R., Knipping, H.D., Schimann, K., Fowler, M., 1986. The Cigar Lake uranium deposit: Discovery and general characteristics. Cigar Lake Uranium Depos. Discov. Gen. Charact., Uranium Deposits of Canada: Canadian Institute of Mining and Metallurgy 33, 218–229.

Furlanetto, F., Thorkelson, D.J., Rainbird, R.H., Davis, W.J., Gibson, H.D., Marshall, D.D., 2016. The Paleoproterozoic Wernecke Supergroup of Yukon, Canada: Relationships to orogeny in northwestern Laurentia and basins in North America, East Australia, and China. Gondwana Res. 39, 14–40. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.007

Gala, M.G., Symons, D.T.A., Palmer, H.C., 1998. Geotectonics of the Hanson Lake block, Trans-Hudson orogen, central Canada: a preliminary paleomagnetic report. Precambrian Res. 90, 85–101. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00034-5

Gauthier, B., 2003. Full Field Fracture Modeling: an Integrated Approach with Application to three Carbonate Fractured Reservoirs. Presented at the Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Africa, AAPG Hedberg Conference, Algiers, Algeria.

Gebrande, H., 1982. Velocity-density relations: Elastic wave velocities and constants of elasticity at normal conditions. Subvolume B, 17–20.

Géraud, Y., Rosener, M., Surma, F., Place, J., Le Garzic, É., Diraison, M., 2010. Physical properties of fault zones within a granite body: Example of the Soultz-sous-Forêts geothermal site. Comptes Rendus Geosci., Vers

l'exploitation des ressources géothermiques profondes des systèmes hydrothermaux convectifs en milieux naturellement fracturés 342, 566–574. https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.02.002

Gerbeaud, O., 2014. Waterbury/Cigar Lake Project : Structural Study - Synthesis. Areva Ressources Canada Inc.

Ghiasi-Freez, J., Soleimanpour, I., Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Ziaii, M., Sedighi, M., Hatampour, A., 2012. Semi-automated porosity identification from thin section images using image analysis and intelligent discriminant classifiers. Comput. Geosci. 45, 36–45. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.03.006

Gibson, R.G., 1994. Fault-zone seals in siliciclastic strata of the Columbus Basin, offshore Trinidad. AAPG Bull. 78.

Glaas, C., Vidal, J., Patrier, P., Girard, J.-F., Beaufort, D., Petit, S., Genter, A., 2019. How Do Secondary Minerals in Granite Help Distinguish Paleo- from Present-Day Permeable Fracture Zones? Joint Interpretation of SWIR Spectroscopy and Geophysical Logs in the Geothermal Wells of Northern Alsace. Geofluids 2019, 8231816. https://doi.org/10.1155/2019/8231816

Gomila, R., Arancibia, G., Nehler, M., Bracke, R., Morata, D., Cembrano, J., 2021. Quantitative anisotropies of palaeopermeability in a strike-slip fault damage zone: Insights from micro-CT analysis and numerical simulations. Tectonophysics 810, 228873. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228873

Grare, A., Lacombe, O., Mercadier, J., Benedicto, A., Guilcher, M., Trave, A., Ledru, P., Robbins, J., 2018b. Fault Zone Evolution and Development of a Structural and Hydrological Barrier: The Quartz Breccia in the Kiggavik Area (Nunavut, Canada) and Its Control on Uranium Mineralization. Minerals 8, 319. https://doi.org/10.3390/min8080319

Grare, A., Benedicto, A., Lacombe, O., Trave, A., Ledru, P., Blain, M., Robbins, J., 2018a. The Contact uranium prospect, Kiggavik project, Nunavut (Canada): Tectonic history, structural constraints and timing of mineralization. Ore Geol. Rev. 93, 141–167. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.015

Grare, A., Benedicto, A., Mercadier, J., Lacombe, O., Trave, A., Guilcher, M., Richard, A., Ledru, P., Blain, M., Robbins, J., Lach, P., 2021. Structural controls and metallogenic model of polyphase uranium mineralization in the Kiggavik area (Nunavut, Canada). Miner. Deposita 56, 1263–1296. https://doi.org/10.1007/s00126-020-00957-x

Grasemann, B., Wiesmayr, G., Draganits, E., Fusseis, F., 2004. Classification of Refold Structures. J. Geol. 112, 119–125. https://doi.org/10.1086/379696

Gratier, J.-P., 2011. Fault Permeability and Strength Evolution Related to Fracturing and Healing Episodic Processes (Years to Millennia): the Role of Pressure Solution. Oil Gas Sci. Technol. - Rev. IFP Energ. Nouv. 66, 491. https://doi.org/10.2516/ogst/2010014

Guffey, S.D., 2017. 3D lithogeochemical footprint of the Millennium-McArthur river unconformity-type uranium deposits, Saskatchewan, Canada (masters). Memorial University of Newfoundland.

Hadizadeh, J., Johnson, W.K., 2003. Estimating local strain due to comminution in experimental cataclastic textures. J. Struct. Geol. 25, 1973–1979. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00016-6

Haffen, S., 2012. Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace (These de doctorat). Strasbourg.

Haines, S., Kaproth-Gerecht, B., Marone, C., Saffer, D.M., Van der Pluijm, B., 2013. Shear zones in clay-rich fault gouge: A laboratory study of fabric development and evolution. J. Struct. Geol. 51, 206–225. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.01.002

Haines, S.H., van der Pluijm, B.A., 2010. Dating the detachment fault system of the Ruby Mountains, Nevada: Significance for the kinematics of low-angle normal faults. Tectonics 29. https://doi.org/10.1029/2009TC002552

Haines, S.H., van der Pluijm, B.A., Ikari, M.J., Saffer, D.M., Marone, C., 2009. Clay fabric intensity in natural and artificial fault gouges: Implications for brittle fault zone processes and sedimentary basin clay fabric evolution. J. Geophys. Res. Solid Earth 114. https://doi.org/10.1029/2008JB005866

Haines, S.H., Van Der Pluijm, B.A., 2008. Clay quantification and Ar–Ar dating of synthetic and natural gouge: Application to the Miocene Sierra Mazatán detachment fault, Sonora, Mexico. J. Struct. Geol. 30, 525–538. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.012

Hajnal, Z., Ansdell, K.M., Ashton, K.E., 2005. Introduction to special issue of Canadian Journal of Earth Sciences: The Trans-Hudson Orogen Transect of Lithoprobe. Can. J. Earth Sci. 42, 379–383. https://doi.org/10.1139/e05-053

Halter, G., 1988. Zonalité des alterations dans l'environnement des gisements d'uranium associes a la discordance du proterozoique moyen (Saskatchewan, Canada). Université de Strasbourg, France.

Harper, C.T., Ebel, C., Yeo, G., Card, C., Nelson, C., 2005. Bedrock Geology of the Northeastern Wollaston Lake Area; Usam Island Sheet, (Parts of NTS 64L/10 and /11). Summary of Investigations 2005 Volume 2.

Harper, C.T., 1988. Mudjatik Domain, Geology and Gold Studies: lthingo Lake. Summ. Investig. 1998 Sask. Geol. Surv., Saskatchewan Energy and Mines 88.

Harvey, S., 2015. Cigar Lake Geological Observations and Modelling.

Harvey, S.E., 1999. Structural Geology of the Deilmann Orebody, Key Lake, Saskatchewan. Summ. Investig. 1999, Sasktchewan Energy Mines 2, 99.

Hawemann, F., Mancktelow, N., Wex, S., Camacho, A., Pennacchioni, G., 2018. Pseudotachylyte as field evidence for lower-crustal earthquakes during the intracontinental Petermann Orogeny (Musgrave Block, Central Australia). Solid Earth 9, 629–648. https://doi.org/10.5194/se-9-629-2018

Heynekamp, M.R., Goodwin, L.B., Mozley, P.S., Haneberg, W.C., 1999. Controls on Fault-Zone architecture in poorly Lithified Sediments, Rio Grande Rift, New Mexico: Implications for Fault-Zone Permeability and fluid flow, in: Mozley, P.S., Moore, J.C., Haneberg, W.C., Goodwin, L.B. (Eds.), Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust, 1999, Geophysical Monograph Series. pp. 27–49.

Higgins, M.W., 1971. Cataclastic Rocks. U.S. Government Printing Office.

Hillacre, S., Ansdell, K., McEwan, B., 2021. Geology, Structural Analysis, and Paragenesis of the Arrow Uranium Deposit, Western Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada: Implications for the Development of the Patterson Lake Corridor. Econ. Geol. 116, 285–321. https://doi.org/10.5382/econgeo.4797

Hillacre, S., Ansdell, K., Mcewan, B., Mcnamara, G., 2018. Structural analysis, paragenesis, and preliminary geochronology of the Arrow uranium deposit, Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada: Implications for controls on mineralization. Presented at the SGA Biennial meeting, Québec, Québec, Canada.

Hoeve, J., Quirt, D., 1987. A stationary redox front as a critical factor in the formation of high-grade, unconformity-type uranium ores in the Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. Bull. Minéralogie 110, 157–171. https://doi.org/10.3406/bulmi.1987.7977

Hoeve, J., Cumming, G.L., Baadsgaard, H., Morton, R.D., 1985. Geochronology of uranium metallogenesis in Saskatchewan. Geology of uranium deposits, Canadian Institute of Mining and Metallurgy 225.

Hoeve, J., 1978b. Uranium metallogenic studies; Rabbit Lake, mineralogy and geochemistry. Sask. Geol. Surv. 78.

Hoeve, J., Sibbald, T.I.I., 1978a. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada. Econ. Geol. 73, 1450–1473. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.8.1450

Hoffman, P., 2003. United Plates of America, The Birth of a Craton: Early Proterozoic Assembly and Growth of Laurentia. Annu Rev Earth Planet Sci 16, 543–603. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.002551

Hoffman, P., 1988b. United Plates of America, The Birth of a Craton: Early Proterozoic Assembly and Growth of Laurentia. Annu Rev Earth Planet Sci 16, 543–603. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.002551

Holliger, P.H., 1988a. Ages U-Pb définis in-situ sur oxydes d'uranium à l'analyseur ionique: méthodologie et conséquences géochimiques. Comptes Rendus Académie Sci Paris, 2 367–373.

Holness, M., 2003. Growth and albitization of K-feldspar in crystalline rocks in the shallow crust: A tracer for fluid circulation during exhumation? Geofluids 3, 89–102. https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2003.00052.x

Holzhausen, G., Branagan, P., Egan, H., Wilmer, R., 1989. Fracture closure pressures from free-oscillation measurements during stress testing in complex reservoirs. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr. 26, 533–540. https://doi.org/10.1016/0148-9062(89)91431-9

Horai, K., 1971. Thermal conductivity of rock-forming minerals. Journal of Geophysical Research (1896-1977) 76, 1278–1308. https://doi.org/10.1029/JB076i005p01278

IAEA, 2022. Annual Report 2022. IAEA, Vienna.

IAEA, 2018. Unconformity-related Uranium Deposits (No. 1857), IAEA TECDOC SERIES. IAEA, Vienna.

IAEA, 1974. Formation of Uranium Ore Deposits (Text No. 92- 0- 040274–7). IAEA, Vienna.

Imber, J., Holdsworth, R.E., Smith, S.A.F., Jefferies, S.P., Collettini, C., 2008. Frictional-viscous flow, seismicity and the geology of weak faults: a review and future directions. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 299, 151–173. https://doi.org/10.1144/SP299.10

Inagaki, M., Kaburagi, Y., Hishiyama, Y., 2014. Thermal Management Material: Graphite. Advanced Engineering Materials 16, 494–506. https://doi.org/10.1002/adem.201300418

Indrevær, K., Stünitz, H., Bergh, S., 2014. On Palaeozoic–Mesozoic brittle normal faults along the SW Barents Sea margin: Fault processes and implications for basement permeability and margin evolution. J. Geol. Soc. 171, 831–846. https://doi.org/10.1144/jgs2014-018

Iraji, S., De Almeida, T.R., Munoz, E.R., Basso, M., Vidal, A.C., 2024. The impact of heterogeneity and pore network characteristics on single and multi-phase fluid propagation in complex porous media: An X-ray computed tomography study. Pet. Sci. 21, 1719–1738. https://doi.org/10.1016/j.petsci.2024.01.015

Jamtveit, B., Kobchenko, M., Royne, A., 2011. Porosity evolution and crystallization-driven fragmentation during weathering of andesite. AGU Fall Meet. Abstr. 03.

Jeanne, P., Guglielmi, Y., Lamarche, J., Cappa, F., Marié, L., 2012. Architectural characteristics and petrophysical properties evolution of a strike-slip fault zone in a fractured porous carbonate reservoir. J. Struct. Geol. 44, 93–109. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.016

Jeanneret, P., 2016b. Rôle du métamorphisme et de la déformation dans la redistribution et la pré-concentration d'Uranium dans la croûte continentale, exemple de la zone de transition Wollaston-Mudjatik (Saskatchewan, Canada) (phd thesis). Université de Bourgogne Franche-Comté, Laboratoire Chrono-Environnement, Besançon.

Jeanneret, P., Goncalves, P., Durand, C., Trap, P., Marquer, D., Quirt, D., Ledru, P., 2016a. Tectono-metamorphic evolution of the pre-Athabasca basement within the Wollaston-Mudjatik Transition zone, Saskatchewan. Can. J. Earth Sci. 53, 231. https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0136

Jeanneret, P., 2013b. Role of partial melting and deformation on the preconcentration of uranium in the continental crust: example of the Mudjatik - Wollaston transition zone (Saskatchewan, Canada).

Jeanneret, P., Goncalves, P., Trap, P., Marquer, D., Durand, C., 2013a. Half term activity Report: Role of partial melting and deformation on the preconcentration of uranium in the continental crust: example of the Mudjatik – Wollaston transition zone (Saskatchewan, Canada). Université de Bourgogne Franche-Comté, France.

Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore Geol. Rev. 12, 111–134. https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7

Jefferies, S.P., Holdsworth, R.E., Shimamoto, T., Takagi, H., Lloyd, G.E., Spiers, C.J., 2006. Origin and mechanical significance of foliated cataclastic rocks in the cores of crustal-scale faults: Examples from the Median Tectonic Line, Japan. J. Geophys. Res. Solid Earth 111. https://doi.org/10.1029/2005JB004205

Jefferson, C., Thomas, D.J., Gandhi, S., Ramaekers, P., Delauney, G., Brisbin, D., Cutts, C., Portella, P., Olson, R., 2007. Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta, in: Bulletin of the Geological Survey of Canada. pp. 23–67.

Jev, B.I., Kaars-Sijpesteijn, C.H., Peters, M.P.A.M., Watts, N.L., Wilkie, J.T., 1993. Akaso Field, Nigeria: Use of Integrated 3-D Seismic, Fault Slicing, Clay Smearing, and RFT Pressure Data on Fault Trapping and Dynamic Leakage1. AAPG Bull. 77, 1389–1404. https://doi.org/10.1306/BDFF8EA2-1718-11D7-8645000102C1865D

Johnston, A.C., 1989. The Seismicity of 'Stable Continental Interiors,' in: Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.), Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 299–327. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2311-9_18

Kaczowka, A.J., 2017. Geometallurgical and Geological Evaluation of the High-Grade Polymetallic Unconformity-Related Cigar Lake Uranium Deposit. Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.

Katahara, K.W., 1996. Clay mineral elastic properties, in: SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996, SEG Technical Program Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, pp. 1691–1694. https://doi.org/10.1190/1.1826454

Katsube, T.J., Kamineni, D.C., 1983. Effect of alteration on pore structure of crystalline rocks; core samples from Atikokan, Ontario. Can. Mineral. 21, 637–646.

Keliang, Z., Jin, M., 2011. Numerical simulation of co-seismic deformation of 2011 Japan *M*w9. 0 earthquake. Geod. Geodyn. 2, 16–23. https://doi.org/10.3724/SP.J.1246.2011.00016

Kern, H., Mengel, K., Strauss, K.W., Ivankina, T.I., Nikitin, A.N., Kukkonen, I.T., 2009. Elastic wave velocities, chemistry and modal mineralogy of crustal rocks sampled by the Outokumpu scientific drill hole: Evidence from lab measurements and modeling. Physics of the Earth and Planetary Interiors 175, 151–166. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.03.009

Kerr, W.C., 2010. The Discovery of the Phoenix Deposit: A New High-Grade, Athabasca Basin Unconformity-Type Uranium Deposit, Saskatchewan, Canada, in: Goldfarb, R.J., Marsh, E.E., Monecke, T. (Eds.), The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries. Society of Economic Geologists, p. 0. https://doi.org/10.5382/SP.15.2.16

Khairallah, C., 2017. Mémoire de Fin d'études: The Cigar North conductor (Cigar Lake trend, East Athabasca): macro/micro-structural characteristics, mineralogy and relationships with hydrothermal alterations (No. ENAG/MFE-092-FR-2017). Université d'Orléans, Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre.

Killick, A., 2003. Fault Rock Classification: An aid to structural interpretation in mine and exploration geology. South Afr. J. Geol. - AFR J GEOL 106, 395–402. https://doi.org/10.2113/106.4.395

Kim, Y.-S., Sanderson, D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. Earth-Sci. Rev. 68, 317–334. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.003

Kirkpatrick, J.D., Dobson, K.J., Mark, D.F., Shipton, Z.K., Brodsky, E.E., Stuart, F.M., 2012. The depth of pseudotachylyte formation from detailed thermochronology and constraints on coseismic stress drop variability. J. Geophys. Res. Solid Earth 117. https://doi.org/10.1029/2011JB008846

Kirkpatrick, J.D., Rowe, C.D., 2013. Disappearing ink: How pseudotachylytes are lost from the rock record. J. Struct. Geol. 52, 183–198. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.03.003

Kirkpatrick, J.D., Shipton, Z., Persano, C., 2009. Pseudotachylytes: Rarely Generated, Rarely Preserved, or Rarely Reported? Bull. Seismol. Soc. Am. 99. https://doi.org/10.1785/0120080114

Kister, P., 2003. Mobilité des éléments géochimiques dans un bassin sédimentaire clastique, du Protérozoïque à nos jours : le bassin Athabasca (Saskatchewan, Canada) (These de doctorat). Vandoeuvre-les-Nancy, INPL.

Kister, P., Cuney, M., Golubev, V.N., Royer, J.-J., Le Carlier De Veslud, C., Rippert, J.-C., 2004. Radiogenic lead mobility in the Shea Creek unconformity-related uranium deposit (Saskatchewan, Canada): migration pathways and Pb loss quantification. Comptes Rendus Geosci. 336, 205–215. https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.11.006

Klinkenberg, L.J., 1941. The permeability of porous media to liquids and gases. Proc. OilGasScientificResearchProjects Inst. SOCAR 57–73. https://doi.org/10.5510/OGP20120200114

Knipe, R.J., 1992. Faulting processes and fault seal, in: Larsen, R.M., Brekke, H., Larsen, B.T., Talleraas, E. (Eds.), Structural and Tectonic Modelling and Its Application to Petroleum Geology, Norwegian Petroleum Society Special Publications. Elsevier, Amsterdam, pp. 325–342. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-88607-1.50027-9

Knipe, R.J., Fisher, Q.J., Jones, G., Clennell, M.R., Farmer, A.B., Harrison, A., Kidd, B., Mcallister, E., Porter, J.R., White, E.A., 1997. Fault seal analysis: successful methodologies, application and future directions, in: Møller-Pedersen, P., Koestler, A.G. (Eds.), Norwegian Petroleum Society Special Publications, Hydrocarbon Seals. Elsevier, pp. 15–38. https://doi.org/10.1016/S0928-8937(97)80004-5

Knipping, H.D., 1974. The concepts of supergene versus hypogene emplacement of uranium at Rabbit Lake, Saskatchewan, Canada. IAEA, International Atomic Energy Agency (IAEA).

Knott, S.D., 1993. Fault Seal Analysis in the North Sea1. AAPG Bull. 77, 778–792. https://doi.org/10.1306/BDFF8D58-1718-11D7-8645000102C1865D

Knott, S.D., Beach, A., Brockbank, P.J., Lawson Brown, J., McCallum, J.E., Welbon, A.I., 1996. Spatial and mechanical controls on normal fault populations. J. Struct. Geol. 18, 359–372. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)80056-3

Kotzer, T.G., Kyser, T.K., 1995. Petrogenesis of the Proterozoic Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada, and its relation to diagenesis, hydrothermal uranium mineralization and paleohydrogeology. Chem. Geol. 120, 45–89. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00114-N

Kruhl, J.H., Wirth, R., Morales, L.F.G., 2013. Quartz grain boundaries as fluid pathways in metamorphic rocks. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 118, 1957–1967. https://doi.org/10.1002/jgrb.50099

Kruhl, J.H., Griesshaber, E., Schmahl, W.W., Wirth, R., 2024. Fracturing and widening of grain boundary networks in quartz, plagioclase and olivine crystal aggregates during exhumation at low P-T conditions. Journal of Structural Geology 179, 105032. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.105032

Kyser, K., Hiatt, E., Renac, C., Durocher, K., Holk, G., Deckart, K., 2000. Diagenetic fluids in Paleo- and Meso-Proterozoic sedimentary basins and their implications for long protracted fluid histories. Fluids Basin Evol. MAC Short-Course 28, 225–262.

Langford, F.F., 1974. A Supergene Origin for Vein-Type Uranium Ores in the Light of the Western Australian Calcrete-Carnotite Deposits. Econ. Geol. 69, 516–526. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.4.516

Lake, L.W., 2006. Petroleum Engineering Handbook. Society of Petroleum Engineers.

Laubach, S.E., Olson, J.E., Gale, J.F.W., 2004. Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress? Earth Planet. Sci. Lett. 222, 191–195. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.019

Laznicka, P., 1988. Breccias and coarse fragmentites : petrology, environments, associations, ores. Amsterdam ; New York : Elsevier.

Ledru, P., Benedicto, A., Chi, G., Khairallah, C., Mercadier, J., Poh, J., Robbins, J., 2024. The Unconformity-related Uranium Mineral System of the Athabasca Basin (Canada), in: Metallic Resources 2: Geodynamic Framework and Remarkable Examples in the World. John Wiley & Sons.

Lewry, J.F., Hajnal, Z., Green, A., Lucas, S.B., White, D., Stauffer, M.R., Ashton, K.E., Weber, W., Clowes, R., 1994. Structure of a Paleoproterozoic continent-continent collision zone: a LITHOPROBE seismic reflection profile across the Trans-Hudson Orogen, Canada. Tectonophysics, Seismic Reflection Probing of the Continents and their Margins 232, 143–160. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90081-7

Lewry, J.F., Stauffer, M.R., Fumerton, S., 1981. A cordilleran-type batholitic belt in the Churchill province in northern Saskatchewan. Precambrian Res. 14, 277–313. https://doi.org/10.1016/0301-9268(81)90042-5

Lewry, J.F., Sibbald, T.I.I., 1980. Thermotectonic evolution of the churchill province in Northern Saskatchewan. Tectonophysics 68, 45–82. https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90008-6

Lewry, J.F., Sibbald, T.I.I., 1977. Variation in lithology and tectonometamorphic relationships in the Precambrian basement of northern Saskatchewan. Can. J. Earth Sci. 14, 1453–1467. https://doi.org/10.1139/e77-126

Li, Z., Chi, G., Bethune, K.M., Eldursi, K., Quirt, D., Ledru, P., Gudmundson, G., 2018b. Numerical simulation of strain localization and its relationship to formation of the Sue unconformity-related uranium deposits, eastern Athabasca Basin, Canada. Ore Geol. Rev. 101, 17–31. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.004

Li, Z., Chi, G., Bethune, K., Eldursi, K., Thomas, D., Quirt, D., Ledru, P., 2018a. Synchronous egress and ingress fluid flow related to compressional reactivation of basement faults: the Phoenix and Gryphon uranium deposits, southeastern Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. Miner. Deposita 53, 1–16. https://doi.org/10.1007/s00126-017-0737-5

Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. J. Struct. Geol. 6, 617–638. https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90001-4

Lorilleux, G., Jébrak, M., Cuney, M., Baudemont, D., 2002. Polyphase hydrothermal breccias associated with unconformity-related uranium mineralization (Canada): from fractal analysis to structural significance. J. Struct. Geol. 24, 323–338. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00068-2

Lorilleux, G., 2001. Les brèches associées aux gisements d'uranium de type discordance du bassin Athabasca (Saskatchewan, Canada).

Loucks, R., 1999. Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity, and Reservoir Implications. Aapg Bull. - AAPG BULL 83. https://doi.org/10.1306/E4FD426F-1732-11D7-8645000102C1865D

Lucas, S.B., Green, A., Hajnal, Z., White, D., Lewry, J., Ashton, K., Weber, W., Clowes, R., 1993. Deep seismic profile across a Proterozoic collision zone: surprises at depth. Nature 363, 339–342. https://doi.org/10.1038/363339a0

Ludwig, K., 2007. Isoplot/Ex version 3.41b, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol Cent Spec Publ No 4.

Macdonald, C.C., 1980. Mineralogy and geochemistry of a precambrian regolith in the Athabasca Basin. University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada.

Madore, C., Annesley, I.R., Tran, H.T., 1999. Petrology and Geochemistry of Paleoproterozoic Wollaston Group Metasediments From the Eastern Keller Lake-Siemens Lake Area, Saskatchewan: A Preliminary Interpretation. Summ. Investig. 1999, Saskatchewan Energy and Mines 2, 99.

Magloughlin, J.F., 1992. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasite-pseudotachylyte connection. Tectonophysics 204, 243–260. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90310-3

Magloughlin, J.F., Woodcock, N.H., Mort, K., 2010. Discussion of 'Classification of fault breccias and related fault rocks', by Woodcock & Mort: the particular problem of pseudotachylyte. Geol. Mag. 147, 971–973. https://doi.org/10.1017/S0016756810000166

Mandl, G. (Ed.), 2005. Hydraulic Fractures, in: Rock Joints: The Mechanical Genesis. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 27–48. https://doi.org/10.1007/3-540-26457-4_3

Manning, C.E., Ingebritsen, S.E., 1999. Permeability of the continental crust: Implications of geothermal data and metamorphic systems. Rev. Geophys. 37, 127–150. https://doi.org/10.1029/1998RG900002

Mansard, N., Stünitz, H., Raimbourg, H., Précigout, J., 2020. The role of deformation-reaction interactions to localize strain in polymineralic rocks: Insights from experimentally deformed plagioclase-pyroxene assemblages. J. Struct. Geol. 134, 104008. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104008

Mansard, N., 2019. The role of metamorphic reactions for strain localization in the middle and lower crust (phd thesis). Université d'Orléan, Orléan, France.

Marone, C., Scholz, C.H., 1989. Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge. J. Struct. Geol., Friction phenomena in rock 11, 799–814. https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90099-0

Marone, C., Scholz, C.H., 1988. The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes. Geophys. Res. Lett. 15, 621–624. https://doi.org/10.1029/GL015i006p00621

Martz, P., Mercadier, J., Perret, J., Villeneuve, J., Deloule, E., Cathelineau, M., Quirt, D., Doney, A., Ledru, P., 2019b. Post-crystallization alteration of natural uraninites: Implications for dating, tracing, and nuclear forensics. Geochim. Cosmochim. Acta 249, 138–159. https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.01.025

Martz, P., Mercadier, J., Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Quirt, D., Doney, A., Gerbeaud, O., De Wally, E., Ledru, P., 2019a. Formation of U-rich mineralizing fluids through basinal brine migration within basement-hosted shear zones: A large-scale study of the fluid chemistry around the unconformity-related Cigar Lake U deposit (Saskatchewan, Canada). Chem. Geol., Advances in Fluid and Melt Inclusion Research 508, 116–143. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.042

Martz, P., 2017b. Caractéristiques, chronologie et rôles des circulations fluides dans le bassin d'Athabasca et son socle : implications dans la formation et l'évolution du gisement d'uranium de Cigar Lake. Université de Lorraine.

Martz, P., Cathelineau, M., Mercadier, J., Boiron, M.-C., Jaguin, J., Tarantola, A., Demacon, M., Gerbeaud, O., Quirt, D., Doney, A., Ledru, P., 2017a. C-O-H-N fluids circulations and graphite precipitation in reactivated Hudsonian shear zones during basement uplift of the Wollaston-Mudjatik Transition Zone: Example of the Cigar Lake U deposit. Lithos 294–295, 222–245. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.10.001

Matonti, C., Lamarche, J., Guglielmi, Y., Marié, L., 2012. Structural and petrophysical characterization of mixed conduit/seal fault zones in carbonates: Example from the Castellas fault (SE France). J. Struct. Geol. 39, 103–121. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.03.003

Matsuda, T., 1975. Magnitude and Recurrence Interval of Earthquakes from a Fault. Zisin J. Seismol. Soc. Jpn. 2nd Ser 28, 269–283. https://doi.org/10.4294/zisin1948.28.3_269

Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 1998. The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge. https://doi.org/10.1017/CBO9780511626753

Mccreesh, C.A., Ehrlich, R., Crabtree, S.J., 1991. Petrography and Reservoir Physics II: Relating Thin Section Porosity to Capillary Pressure, the Association Between Pore Types and Throat Size1. AAPG Bull. 75, 1563–1578. https://doi.org/10.1306/0C9B2993-1710-11D7-8645000102C1865D

McGill, B.D., Marlatt, J.L., Matthews, R.B., Sopuck, V.J., Homeniuk, L.A., Hubregtse, J.J., 1993. The P2 North uranium deposit, Saskatchewan, Canada. Explor. Min. Geol. 2, 321–331.

Melnikov, N.W., Rshewski, W.W., Prodotjakonov, M.M., 1975. Spravocnik (kadastr.) Fiziceskich Svoistv Gornich Porod. Izdat. Nedra, Moskva.

Melosh, B.L., Rowe, C.D., Smit, L., Groenewald, C., Lambert, C.W., Macey, P., 2014. Snap, Crackle, Pop: Dilational fault breccias record seismic slip below the brittle–plastic transition. Earth Planet. Sci. Lett. 403, 432–445. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.002

Mercadier, J., 2008. Conditions de genèse des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques et localisés dans les socles. Exemple du socle du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada). Institut National Polytechnique de Lorraine.

Meyer, R., 2002. Anisotropy of sandstone permeability. (Research Report No. 14: 1), CREWES.

Micklethwaite, S., Sheldon, H.A., Baker, T., 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. J. Struct. Geol. 32, 151–165. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.10.009

Mitchell, T.M., Faulkner, D.R., 2012. Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 339–340, 24–31. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.014

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. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.05.002

Moir, H., Lunn, R.J., Shipton, Z.K., Kirkpatrick, J.D., 2010. Simulating brittle fault evolution from networks of pre-existing joints within crystalline rock. J. Struct. Geol., Fault Zones 32, 1742–1753. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.016

Mondol, N.H., Jahren, J., Bjørlykke, K., Brevik, I., 2008. Elastic properties of clay minerals. The Leading Edge 27, 758–770. https://doi.org/10.1190/1.2944161

Money, P.L., 1968. The Wollaston Lake fold-belt system, Saskatchewan–Manitoba. Can. J. Earth Sci. 5, 1489–1504. https://doi.org/10.1139/e68-146

Morrow, C., Moore, D., Lockner, D., 2001. Permeability reduction in granite under hydrothermal conditions. J. Geophys. Res. 106, 30551–30560. https://doi.org/10.1029/2000JB000010

Mowers, T.T., Budd, D.A., 1996. Quantification of Porosity and Permeability Reduction Due to Calcite Cementation Using Computer-Assisted Petrographic Image Analysis Techniques1. AAPG Bull. 80, 309–321. https://doi.org/10.1306/64ED87C8-1724-11D7-8645000102C1865D

Muller, F., 2018. Automatized characterization of grains and pore network morphology from SEM imaging (Technical Report No. 503). Ecole National Supérieure de Géologie.

Nagurney, A., Caddick, M., Law, R., Ross, N., Kruckenberg, S., 2020. Crystallographically controlled void space at grain boundaries in the Harkless quartzite. Journal of Structural Geology 143, 104235. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104235

Navelot, V., 2018. Caractérisations structurale et pétrophysique d'un système géothermique en contexte volcanique d'arc de subduction : exemple de l'archipel de Guadeloupe. Université de Lorraine.

Nelson, R., 2001. Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Elsevier.

Nesbitt, B.E., Muehlenbachs, K., 1989. Origins and Movement of Fluids during Deformation and Metamorphism in the Canadian Cordillera. Science 245, 733–736.

Newson, A.C., Berg, C.R., 2007. True StratigraphicThickness (TST); An Important Element in the Exploration for Foothills Oil and Gas Reserves. Presented at the GeoConvention, AAPG Search and Discovery Article, Calgary, Alberta, Canada.

Nielsen, S., 2017. From slow to fast faulting: recent challenges in earthquake fault mechanics. Philos. Transact. A Math. Phys. Eng. Sci. 375, 20160016. https://doi.org/10.1098/rsta.2016.0016

Nishimoto, S., Yoshida, H., 2010. Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation. Lithos 115, 153–162. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.015

OECD/NEA-IAEA, 1979. Uranium Exploration Case Histories. NEA-IAEA, Vienna.

Olson, J.E., 2007. Fracture aperture, length and pattern geometry development under biaxial loading: a numerical study with applications to natural, cross-jointed systems. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 289, 123–142. https://doi.org/10.1144/SP289.8

Onasch, C.M., Farver, J.R., Dunne, W.M., 2010. The role of dilation and cementation in the formation of cataclasite in low temperature deformation of well cemented quartz-rich rocks. J. Struct. Geol., Structural Diagenesis 32, 1912–1922. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.04.013

ORANO, 2022. Rapport Annuel d'Activité 2022. ORANO, Paris.

Ortega, A.J.F., Isaza, J.A.L., Herrera, N.R.L., Cárdenas, M.A.C., Tarazona, L.M.C., Hoyos, L.M.A., 2021. Geological-structural mapping and geocronology of shear zones: A methodological proposal. Bol. Geológico 48, 81–122.

Pacquet, A., Weber, F., 1993. Pétrographie et minéralogie des halos d'altération autour du gisement de Cigar Lake et leurs relations avec les minéralisations. Can. J. Earth Sci. 30, 674–688. https://doi.org/10.1139/e93-055

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics, 2nd ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0

Peacock, D., Zang, X., 1994. Field examples and numerical modelling of oversteps and bends along normal faults in cross-section. Tectonophysics 234, 147–167. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90209-7

Peacock, D.C.P., Nixon, C.W., Rotevatn, A., Sanderson, D.J., Zuluaga, L.F., 2016. Glossary of fault and other fracture networks. J. Struct. Geol. 92, 12–29. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.008

Percival, J.B., Bell, K., Torrance, J.K., 1993. Clay mineralogy and isotope geochemistry of the alteration halo at the Cigar Lake uranium deposit. Can. J. Earth Sci. 30, 689–704. https://doi.org/10.1139/e93-056

Person, M., Baumgartner, L.P., Bos, B., Connolly, J.A.D., Gratier, J.-P., Gueydan, F., Miller, S.A., Rosenberg, C.L., Urai, J.L., Yardley, B.W.D., 2007. Group Report: Fluids, Geochemical Cycles, and Mass Transport in Fault Zones. https://doi.org/10.7551/mitpress/6703.003.0016

Phillips, N.J., Rowe, C.D., Ujiie, K., 2019. For how long are pseudotachylytes strong? Rapid alteration of basalt-hosted pseudotachylytes from a shallow subduction complex. Earth Planet. Sci. Lett. 518, 108–115. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.033

Philippe, S., Lancelot, J.R., Clauer, N., Pacquet, A., 1993. Formation and evolution of the Cigar Lake uranium deposit based on U–Pb and K–Ar isotope systematics. Can. J. Earth Sci. 30, 720–730. https://doi.org/10.1139/e93-058

Philippe, S., 1988. Systématique U-Pb et évolution comparée des minéralisations uranifères du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada) : cas des gisements de la structure Carswell et de Cigar Lake (These de doctorat). Montpellier 2.

Pin, C.A., 1979. Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques ante-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central), Thèse de doctorat : Tectonique, géophysique, géochimie : Montpellier 2 : 1979. Montpellier : Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

Plümper, O., Røyne, A., Malthe-Sørenssen, A., King, H., Jamtveit, B., 2012. Reaction-induced fracturing during olivine serpentinization: A mechanistic investigation at the interface scale 2116.

Poh, J., Yamato, P., Duretz, T., Eldursi, K., Chi, G., Ledru, P., 2019. Influence of inherited structures as fluid-thermal conduits applied to the formation of uranium mineralisation in the Athabasca Basin, Canada. Presented at the Biennial SGA Meeting, Glasgow, United Kingdom.

Pollard, D.D., Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. GSA Bull. 100, 1181–1204. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1181:PIUJOT>2.3.CO;2

Popov, Y.A., Pribnow, D.F.C., Sass, J.H., Williams, C.F., Burkhardt, H., 1999. Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. Geothermics 28, 253–276. https://doi.org/10.1016/S0375-6505(99)00007-3

Portella, P., Annesley, I., 2000. Paleoproterozoic thermotectonic evolution of the eastern sub-Athabasca basement, northern Saskatchewan: Integrated geophysical and geological data. Summ. Investig. Sask. Geol. Surv. Sask. Energy Mines 2, 191–200.

Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press.

Priest, S.D., 1993. Discontinuity Analysis for Rock Engineering. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1498-1

Putnis, A., Austrheim, H., 2010. Fluid-Induced Processes: Metasomatism and Metamorphism. Geofluids 10, 254–269. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00285.x

Quirt, D., 1989. Mineral Deposit Studies: Raven-Horseshoe Uranium Deposit, Preliminary Report. Summ. Investig. 1989, Saskatchewan Energy and Mines 4, 89.

Rainbird, R., Young, G., 2009. Colossal Rivers, Massive Mountains and Supercontinents. Earth 54, 52–61.

Rainbird, R., Stern, R., Rayner, N., Jefferson, C.W., 2007. Age, provenance, and regional correlation of the Athabasca Group, Alberta and Saskatchewan, constrained by igneous and detrital zircon geochronology. Bull. Geol. Surv. Can. 193–209.

Ramaekers, P., Jefferson, C.W., Yeo, G.M., Collier, B., Long, D., Drever, G., McHardy, S., Jiricka, D., Cutts, C., Wheatley, K., Catuneanu, O., Bernier, S., Kupsch, B., Post, R.T., 2007. Revised geological map and stratigraphy of the Athabasca group, Saskatchewan and Alberta. Bull. Geol. Surv. Can. 588, 155–191.

Ramsay, J.G., 1980b. Shear zone geometry: A review. J. Struct. Geol., Shear zones in rocks 2, 83–99. https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90038-3

Ramsay, J.G., 1980a. The crack–seal mechanism of rock deformation. Nature 284, 135–139. https://doi.org/10.1038/284135a0

Ray, G.E., Wanless, R.K., 1980. The age and geological history of the Wollaston, Peter Lake, and Rottenstone domains in northern Saskatchewan. Can. J. Earth Sci. 17, 333–347. https://doi.org/10.1139/e80-033

Reid, K.D., Ansdell, K., Jiricka, D., Witt, G., Card, C., 2014. Regional Setting, Geology, and Paragenesis of the Centennial Unconformity-Related Uranium Deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. Econ. Geol. 109, 539–566. https://doi.org/10.2113/econgeo.109.3.539

Reid, K.D., Ansdell, K.M., Jiricka, D., Witt, G., Card, C., 2010. Regional setting and general characteristics of the Centennial unconformity-related uranium deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan.

Reimold, W.U., 1998. Exogenic and endogenic breccias: a discussion of major problematics. Earth-Sci. Rev. 43, 25–47. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(97)00037-8

Remy, J.-M., 1993. Influence de la structure du milieu poreux carbonate sur les transferts d'eau et les changements de phase eau-glace : eapplication a la durabilité au gel de roches calcaires de Lorraine. Institut National Polytechnique de Lorraine.

Richard, A., Montel, J.-M., Leborgne, R., Peiffert, C., Cuney, M., Cathelineau, M., 2015. Monazite Alteration in H_2O ± HCl ± NaCl ± $CaCl_2$ Fluids at 150 °C and psat: Implications for Uranium Deposits. Minerals 5, 693–706. https://doi.org/10.3390/min5040518

Richard, A., Cauzid, J., Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Mercadier, J., Cuney, M., 2013. Synchrotron XRF and XANES investigation of uranium speciation and element distribution in fluid inclusions from unconformity-related uranium deposits. Geofluids 13, 101–111. https://doi.org/10.1111/gfl.12009

Richard, A., Banks, D.A., Mercadier, J., Boiron, M.-C., Cuney, M., Cathelineau, M., 2011. An evaporated seawater origin for the ore-forming brines in unconformity-related uranium deposits (Athabasca Basin, Canada): Cl/Br and δ37Cl analysis of fluid inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta 75, 2792–2810. https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.02.026

Roduit, N., 2007. JMicroVision: un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent. Terre Environ.

Rolet, J., Yésou, H., Besnus, Y., 1995. Satelllite Image Analysis of Circular Anomalies and Fracturing Networks in the Armorican Massif, France. Mapp. Sci. Remote Sens. 32, 21–43. https://doi.org/10.1080/07493878.1995.10641984

Rosener, M., 2007. Etude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts. (Theses). Université Louis Pasteur - Strasbourg I.

Saffer, D.M., Marone, C., 2003. Comparison of smectite- and illite-rich gouge frictional properties: application to the updip limit of the seismogenic zone along subduction megathrusts. Earth Planet. Sci. Lett. 215, 219–235. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00424-2

Sammis, C., King, G., Biegel, R., 1987. The kinematics of gouge deformation. Pure Appl. Geophys. 125, 777–812. https://doi.org/10.1007/BF00878033

Sanderson, D.J., Peacock, D.C.P., 2019. Line sampling of fracture swarms and corridors. J. Struct. Geol. 122, 27–37. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.02.006

Sarkar, A., Bhattacharjee, D., Chattopadhyay, A., 2020. Size distribution of survivor clasts in pseudotachylyte and cataclasite: Implications for crushing and melting processes in seismic fault zones. J. Earth Syst. Sci. 129, 216. https://doi.org/10.1007/s12040-020-01480-3

Sarkar, A., Chattopadhyay, A., 2020. Microstructure and geochemistry of pseudotachylyte veins from Sarwar-Junia Fault Zone, India: Implications for frictional melting process in a seismic fault zone. Geol. J. 55. https://doi.org/10.1002/gj.3900

Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., Munroe, R.J., 1971. Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations. Journal of Geophysical Research 76, 3391–3401. https://doi.org/10.1029/JB076i014p03391

Sausse, J., 1998. Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré : relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes (phd thesis). Université Henri Poincaré - Nancy 1.

Schneider, D.A., Heizler, M.T., Bickford, M.E., Wortman, G.L., Condie, K.C., Perilli, S., 2007. Timing constraints of orogeny to cratonization: Thermochronology of the Paleoproterozoic Trans-Hudson orogen, Manitoba and Saskatchewan, Canada. Precambrian Res. 153, 65–95. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.11.007

Scholz, C.H., 2019. The Mechanics of Earthquakes and Faulting, 3rd ed. Cambridge University Press, Cambridge. https://doi.org/10.1017/9781316681473

Scholz, C., 2007. Fault Mechanics, in: Treatise on Geophysics. https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00111-5

Scholz, C.H., 1988. The critical slip distance for seismic faulting. Nature 336, 761–763. https://doi.org/10.1038/336761a0

Scholz, C.H., 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting. Geology 15, 493–495. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<493:WAGFIB>2.0.CO;2

Schön, J.H., 1996. Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. Elsevier.

Scibek, J., Annesley, I.R., 2021. Permeability Testing of Drill Core from Basement Rocks in the Fault-Hosted Gryphon U Deposit (Eastern Athabasca Basin, Canada): Insights into Fluid–Rock Interactions Related to Deposit Formation and Redistribution. Nat. Resour. Res. 30, 2909–2956. https://doi.org/10.1007/s11053-021-09811-x

Seebeck, H., Nicol, A., Walsh, J.J., Childs, C., Beetham, R.D., Pettinga, J., 2014. Fluid flow in fault zones from an active rift. J. Struct. Geol. 62, 52–64. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.01.008

Shukla, M.K., Sharma, A., 2018. A brief review on breccia: it's contrasting origin and diagnostic signatures. Solid Earth Sci. 3, 50–59. https://doi.org/10.1016/j.sesci.2018.03.001

Sibbald, T.I.I., 1976. Uranium Metallogenic Studies: Rabbit Lake. Summ. Investig. Sask. Geol. Surv. 115.

Sibson, R.H., Toy, V.G., 2006. The Habitat of Fault-Generated Pseudotachylyte: Presence vs. Absence of Friction-Melt, in: Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting. American Geophysical Union (AGU), pp. 153–166. https://doi.org/10.1029/170GM16

Sibson, R., 2003. Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different tectonic regimes. Aapg Bull. - AAPG BULL 87, 901–908. https://doi.org/10.1306/01290300181

Sibson, R.H., 2002. 29 - Geology of the Crustal Earthquake Source, in: Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C., Kisslinger, C. (Eds.), International Geophysics, International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A. Academic Press, pp. 455–473. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(02)80232-7

Sibson, R., 2000. Fluid involvement in normal faulting. J. Geodyn. 29, 469–499. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00042-3

Sibson, R.H., 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 78, 69–84. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.07

Sibson, R.H., 1986. Earthquakes and Rock Deformation in Crustal Fault Zones. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 14, 149–175. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.001053

Sibson, R., 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. J. Geol. Soc. - J GEOL SOC 140, 741–767. https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.5.0741

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. 133, 191–213. https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191

Smellie, J., Karlsson, F., 1996. A reappraisal of some Cigar Lake issues of importance to performance assessment (No. 96– 08), Technical Report. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management CO, Stockholm, Sweden.

Smith, S., Griffiths, J., Fondriest, M., Di Toro, G., Demurtas, M., 2016. "Coseismic foliations" in gouge and cataclasite: experimental observations and consequences for interpreting the fault rock record. Presented at the EGU General Assembly, Vienna.

Soden, A.M., Shipton, Z.K., Lunn, R.J., Pytharouli, S.I., Kirkpatrick, J.D., Do Nascimento, A.F., Bezerra, F.H.R., 2014. Brittle structures focused on subtle crustal heterogeneities: implications for flow in fractured rocks. J. Geol. Soc. 171, 509–524. https://doi.org/10.1144/jgs2013-051

Song, H., Chi, G., Wang, K., Li, Z., Bethune, K.M., Potter, E.G., Liu, Y., 2022. The role of graphite in the formation of unconformity-related uranium deposits of the Athabasca Basin, Canada: A case study of Raman spectroscopy of graphite from the world-class Phoenix uranium deposit. Am. Mineral. 107, 2128–2142. https://doi.org/10.2138/am-2022-8158

Sperrevik, S., Gillespie, P.A., Fisher, Q.J., Halvorsen, T., Knipe, R.J., 2002. Empirical estimation of fault rock properties, in: Koestler, A.G., Hunsdale, R. (Eds.), Norwegian Petroleum Society Special Publications, Hydrocarbon Seal Quantification. Elsevier, pp. 109–125. https://doi.org/10.1016/S0928-8937(02)80010-8

Spry, A., 1969. Metamorphic Textures, Pergamon Press. ed. Elsevier, Oxford, England.

Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet. Sci. Lett. 26, 207–221. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6

Staněk, M., Géraud, Y., 2019. Granite microporosity changes due to fracturing and alteration: secondary mineral phases as proxies for porosity and permeability estimation. Solid Earth 10, 251–274. https://doi.org/10.5194/se-10-251-2019

Stober, I., Bucher, K., 2015. Hydraulic and hydrochemical properties of deep sedimentary reservoirs of the Upper Rhine Graben, Europe. Geofluids 15, 464–482. https://doi.org/10.1111/gfl.12122

St-Onge, M., Lucas, S., Parrish, R., 1992. Terrane accretion in the internal zone of the Ungava Orogen, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications. Can. J. Earth Sci. 29, 746–764. https://doi.org/10.1139/e92-064

Storti, F., Billi, A., Salvini, F., 2003. Particle size distributions in natural carbonate fault rocks: insights for non-self-similar cataclasis. Earth Planet. Sci. Lett. 206, 173–186. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01077-4

Swanson, M.T., 1992. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation. Tectonophysics 204, 223–242. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90309-T

Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. Rev. Geophys. 16, 621–688. https://doi.org/10.1029/RG016i004p00621

Symons, D.T.A., 1991. Paleomagnetism of the Proterozoic Wathaman batholith and the suturing of the Trans-Hudson orogen in Saskatchewan. Can. J. Earth Sci. 28, 1931–1938. https://doi.org/10.1139/e91-174

Tarayoun, A., Mazzotti, S., Gueydan, F., 2019. Quantitative impact of structural inheritance on present-day deformation and seismicity concentration in intraplate deformation zones. Earth Planet. Sci. Lett. 518, 160–171. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.043

Tarayoun, A., Mazzotti, S., Craymer, M., Henton, J., 2018. Structural Inheritance Control on Intraplate Present-Day Deformation: GPS Strain Rate Variations in the Saint Lawrence Valley, Eastern Canada. J. Geophys. Res. Solid Earth 123, 7004–7020. https://doi.org/10.1029/2017JB015417

Tearpock, D.J., Bischke, R.E., 1991. Applied subsurface geological mapping.

Thomas, D.J., Matthews, R.B., Sopuck, V.J., 2000. Athabasca Basin (Canada) unconformity - type uranium deposits: Exploration model, current mine developments and exploration directions. Geol. Ore Depos. 2000 Gt. Basin Geol. Soc. Nev. Symp. Reno Nev. 103–106.

Torabi, A., Ellingsen, T.S.S., Johannessen, M.U., Alaei, B., Rotevatn, A., Chiarella, D., 2020. Fault zone architecture and its scaling laws: where does the damage zone start and stop? Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 496, 99–124. https://doi.org/10.1144/SP496-2018-151

Torabi, A., Berg, S.S., 2011. Scaling of fault attributes: A review. Mar. Pet. Geol. 28, 1444–1460. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003

Tourigny, G., Quirt, D., Wilson, N., Wilson, S., Breton, G., Portella, P., 2007. Geological and structural features of the sue c uranium deposit, McClean lake area, Saskatchewan. Bull. Geol. Surv. Can. 229–247.

Tourigny, G., Wilson, S., Breton, G., Portella, P., 2001. Structural Control and Emplacement of Uranium Mineralization at the Sue C Deposit, McClean Lake Operation, Northern Saskatchewan. Summ. Investig. 2001, Sasktchewan Energy Mines 2.

Townend, J., Zoback, M.D., 2000. How faulting keeps the crust strong. Geology 28, 399–402. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<399:HFKTCS>2.0.CO;2

Tran, H.T., Ansdell, K.M., Bethune, K.M., Ashton, K., Hamilton, M.A., 2008. Provenance and tectonic setting of Paleoproterozoic metasedimentary rocks along the eastern margin of Hearne craton: Constraints from SHRIMP geochronology, Wollaston Group, Saskatchewan, Canada. Precambrian Res. 167, 171–185. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.003

Tran, H.T., Ansdell, K., Bethune, K., Watters, B., Ashton, K., 2003. Nd isotope and geochemical constraints on the depositional setting of Paleoproterozoic metasedimentary rocks along the margin of the Archean Hearne craton, Saskatchewan, Canada. Precambrian Res. 123, 1–28. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00012-3

Tremblay, L.P., 1982. Geology of the uranium deposits related to the sub-Athabasca unconformity, Saskatchewan. Geol. Surv. Can.

Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. Structural Geology, 2nd ed. W. H. Freeman, New York.

Ueda, T., Obata, M., Di Toro, G., Kanagawa, K., Ozawa, K., 2008. Mantle earthquakes frozen in mylonitized ultramafic pseudotachylytes of spinel-lherzolite facies. Geology 36, 607–610. https://doi.org/10.1130/G24739A.1

Vanorio, T., Prasad, M., Nur, A., 2003. Elastic properties of dry clay mineral aggregates, suspensions and sandstones. Geophysical Journal International 155, 319–326. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02046.x

Van der Pluijm, B., 2011. Natural fault lubricants. Nat. Geosci. 4, 217–218. https://doi.org/10.1038/ngeo1126

Van Kranendonk, M.J., St-Onge, M.R., Henderson, J.R., 1993. Paleoproterozoic tectonic assembly of Northeast Laurentia through multiple indentations. Precambrian Res. 63, 325–347. https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90039-5

Vernik, L., Anantharamu, V., 2020. Estimating the elastic properties of mica and clay minerals. GEOPHYSICS 85, MR83–MR95. https://doi.org/10.1190/geo2018-0784.1

Vernon, R.H., Williams, V.A., D'arcy, W.F., 1983. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid Batholith. Tectonophysics, Deformation processes in tectonics 92, 123–145. https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90087-2

Vrolijk, P., van der Pluijm, B.A., 1999. Clay gouge. J. Struct. Geol. 21, 1039–1048. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00103-0

Wallis, R.H., 1971. The Geology of the Hidden Bay Area, Saskatchewan (No. 137). University of Saskatchewan, Regina, Saskatchewan, Canada.

Wang, Z. (Zee), Wang, H., Cates, M.E., 2001. Effective elastic properties of solid clays. GEOPHYSICS 66, 428–440. https://doi.org/10.1190/1.1444934

Washburn, E.W., 1921. The Dynamics of Capillary Flow. Phys. Rev. 17, 273–283. https://doi.org/10.1103/PhysRev.17.273

Watters, T.R., Schultz, R.A., 2010. Planetary Tectonics. Cambridge University Press.

Watts, L.M., Holdsworth, R., Sleight, J., Strachan, R., Smith, S., 2007. The movement history and fault rock evolution of a reactivated crustal-scale strike-slip fault: The Walls Boundary Fault Zone, Shetland. J. Geol. Soc. - J GEOL SOC 164, 1037–1058. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-156

Watts, M.J., Williams, G.D., 1983. Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zones: a study of softening mechanisms during progressive mylonitization. J. Struct. Geol. 5, 507–517. https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90056-1

Weber, W., Anderson, R.K., Clark, G.S., 1975. Geology and Geochronology of the Wollaston Lake Fold Belt in Northwestern Manitoba. Can. J. Earth Sci. 12, 1749–1759. https://doi.org/10.1139/e75-155

Weisheit, A., Bons, P.D., Elburg, M.A., 2013. Long-lived crustal-scale fluid flow: the hydrothermal mega-breccia of Hidden Valley, Mt. Painter Inlier, South Australia. Int. J. Earth Sci. 102, 1219–1236. https://doi.org/10.1007/s00531-013-0875-7

White, S., 1979. Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. Contrib. Mineral. Petrol. 70, 193–202. https://doi.org/10.1007/BF00374448

White, J.C., White, S.H., 1981. On the structure of grain boundaries in tectonites. Tectonophysics, The Effect of Deformation on Rocks 78, 613–628. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90032-9

Whitney, D., Evans, B., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. American Mineralogist 95, 185–187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wibberley, C.A.J., Yielding, G., Toro, G.D., 2008. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 299, 5–33. https://doi.org/10.1144/SP299.2

Wirth, R., Kruhl, J., Morales, L., Schreiber, A., 2021. Partially open grain and phase boundaries as fluid pathways in metamorphic and magmatic rocks. Journal of Metamorphic Geology 40. https://doi.org/10.1111/jmg.12610

Wise, D., Dunn, D., Engelder, T., Geiser, P., Hatcher, R., Kish, S., Odom, L., Schamel, S., 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. Geology 12. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<391:FRSFT>2.0.CO;2

Witherly, K., 2014. Geophysical Expressions of Ore Systems—Our Current Understanding, in: Kelley, K.D., Golden, H.C. (Eds.), Building Exploration Capability for the 21st Century. Society of Economic Geologists, p. 0. https://doi.org/10.5382/SP.18.09

WNA, 2023. World Nuclear Performance Report 2023. World Nuclear Association, England.

Woodcock, N., Mort, K., 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. Geol. Mag. - GEOL MAG 145. https://doi.org/10.1017/S0016756808004883

Woodcock, N.H., Omma, J.E., Dickson, J.A.D., 2006. Chaotic breccia along the Dent Fault, NW England: implosion or collapse of a fault void? J. Geol. Soc. 163, 431–446. https://doi.org/10.1144/0016-764905-067

Wu, F., Blatter, L., Roberson, H., 1975. Clay Gouges in the San Andreas Fault System and their Possible Implications. Pure Appl. Geophys. PAGEOPH 113, 87–95. https://doi.org/10.1007/BF01592901

Xu, Y., Li, Z., Duan, W., 2014. Thermal and thermoelectric properties of graphene. Small 10, 2182–2199. https://doi.org/10.1002/smll.201303701

Yeo, G.M., Jefferson, C.W., Ramaekers, P., 2002. A Preliminary Comparison of Manitou Falls Formation Stratigraphy in Four Athabasca Basin Deposystems. Summ. Investig. 2002, Sask. Industry Resources 2, 14.

Yeo, G., 1998. A Systems Tract Approach to the Stratigraphy of Paragneisses in the Southeastern Wollaston Domain. Summ. Investig. 1998 Sask. Geol. Surv., Saskatchewan Energy and Mines 98.

Yoshida, H., Metcalfe, R., Seida, Y., Takahashi, H., Kikuchi, T., 2009. Retardation capacity of altered granitic rock distributed along fractured and faulted zones in the orogenic belt of Japan. Eng. Geol. 106, 116–122. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.03.008

Zaluski, G., 2014. Basement Geology Interpretation of the Waterbury Lake Project (Interoffice Memo). Cameco.

Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. Earth-Sci. Rev. 59, 125–162. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00073-9

Annexes

Annexe 1 : *Cartographies élémentaires sur une cataclasite (WC-520A_573,7) montrant les clastes de pyrite (S-Fe) au sein de la matrice riche en quartz (Si) et illite (K-Al-Mg) 324*

Annexe 2 : *Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe A. 325*

Annexe 3 : *Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe A. 326*

Annexe 4 : *Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe B. 327*

Annexe 5 : *Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe C. 328*

Annexe 6 : *Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe C. 329*

Annexe 7 : *Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe D. 330*

Annexe 8 : *Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe F. 331*

Annexe 9 : *Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe F. 332*

Annexe 10 : *Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe G. 333*

Annexe 11 : *Pronfondeur (De, A), longueur (L) et épaisseur (E) en mètres, des intervalles lithologiques observés sur les forages sélectionnés.pour les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main. Un doublement des séries MFb et de l'intrusion granitique est observé sur le forage WC-518*. 334*

Annexe 12 : *Répartition de chaque type de structures des zones d'endommagement, différencié selon le remplissage minéralogique, dans chaque unité lithologique de chaque coupe. 335*

Annexe 13 : *Nombre et abondance de chaque type de structures des zones d'endommagement, différencié selon le remplissage minéralogique, pour chaque unité lithologique de chaque coupe. 336*

Annexe 14 : *Profondeurs des intervalles structuraux dans le bassin sédimentaire et le socle, définis à partir des « roches de faille » relevées en forage et de l'analyse des courbes de fréquences cumulées. 337*

Annexe 15 : *Paramètres géométriques des cataclasites recoupées par les forages sur la zone de faille de Cigar Nord. 338*

Annexe 16 : *Paramètres géométriques des cataclasites recoupées par les forages sur la zone de faille de Cigar Main. 341*

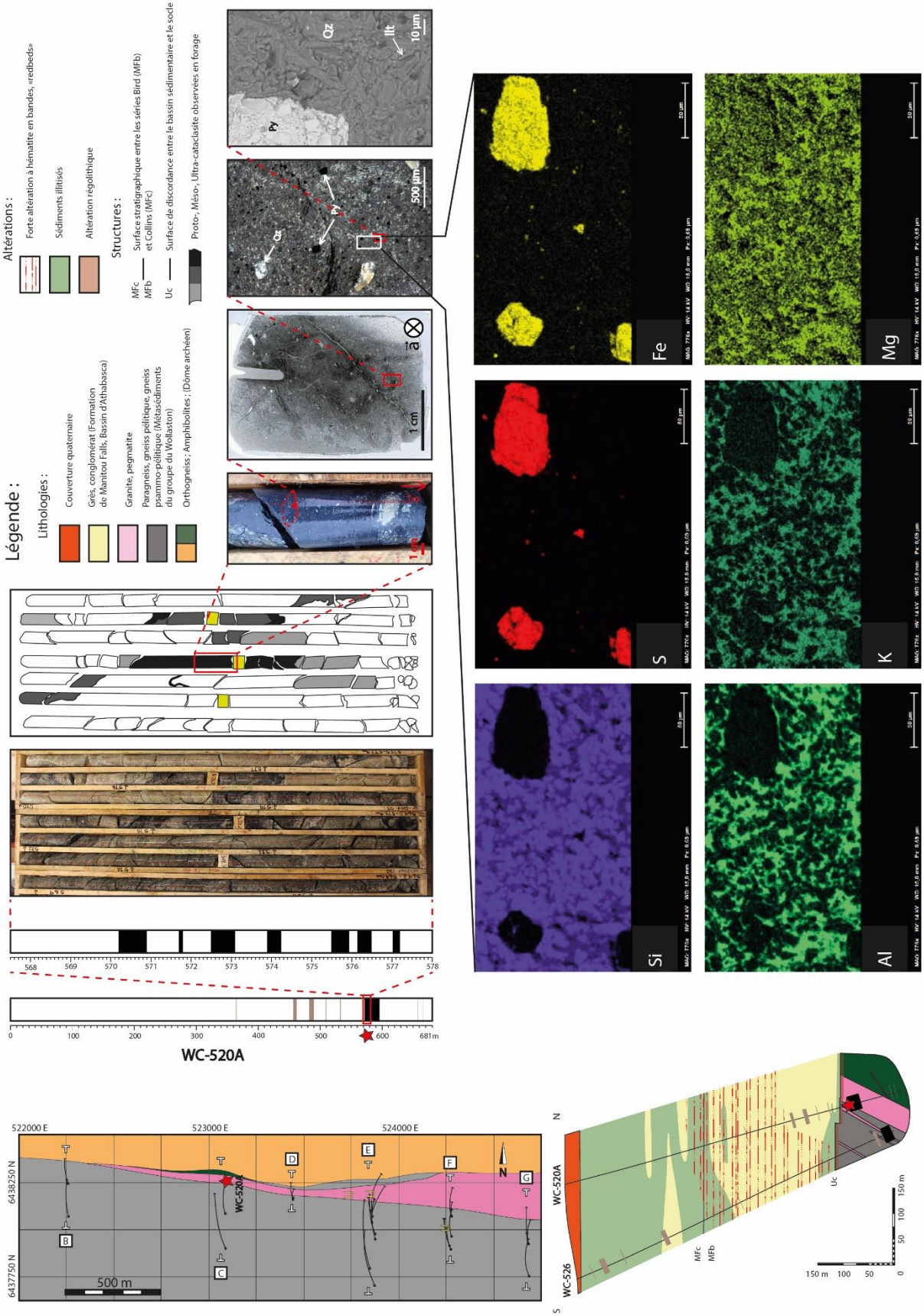
Annexe 17 : *Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe C (Cigar Nord). 342*

Annexe 18 : *Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe F (Cigar Nord). 343*

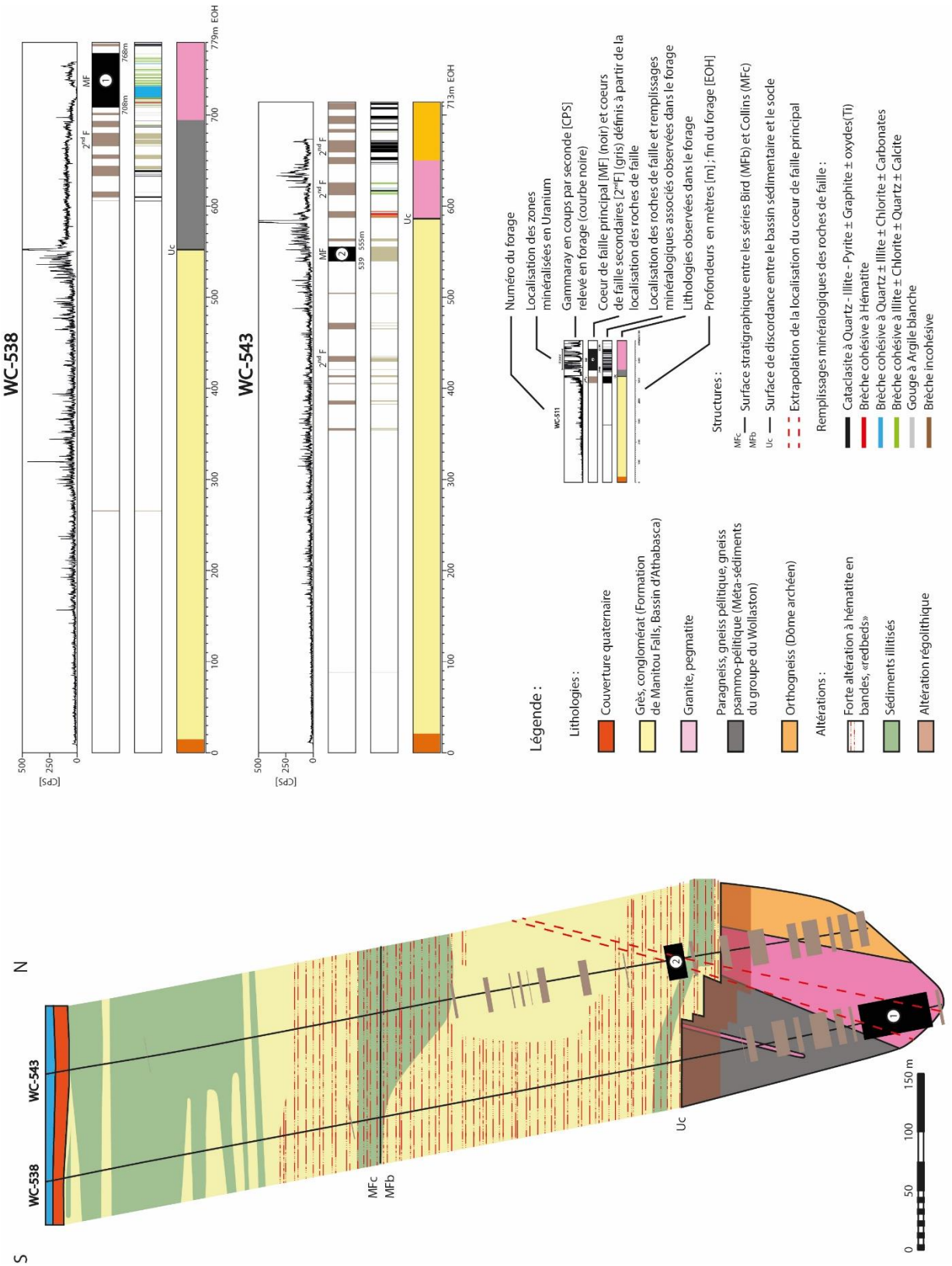
Annexe 19 : *Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe G (Cigar Nord). 344*

Annexe 20 : *Coupe pétrophysique H recoupant la zone de faille de Cigar Main, réalisée à partir des profils de porosité (ΦH_2O) et perméabilité (k).. ..... 345*

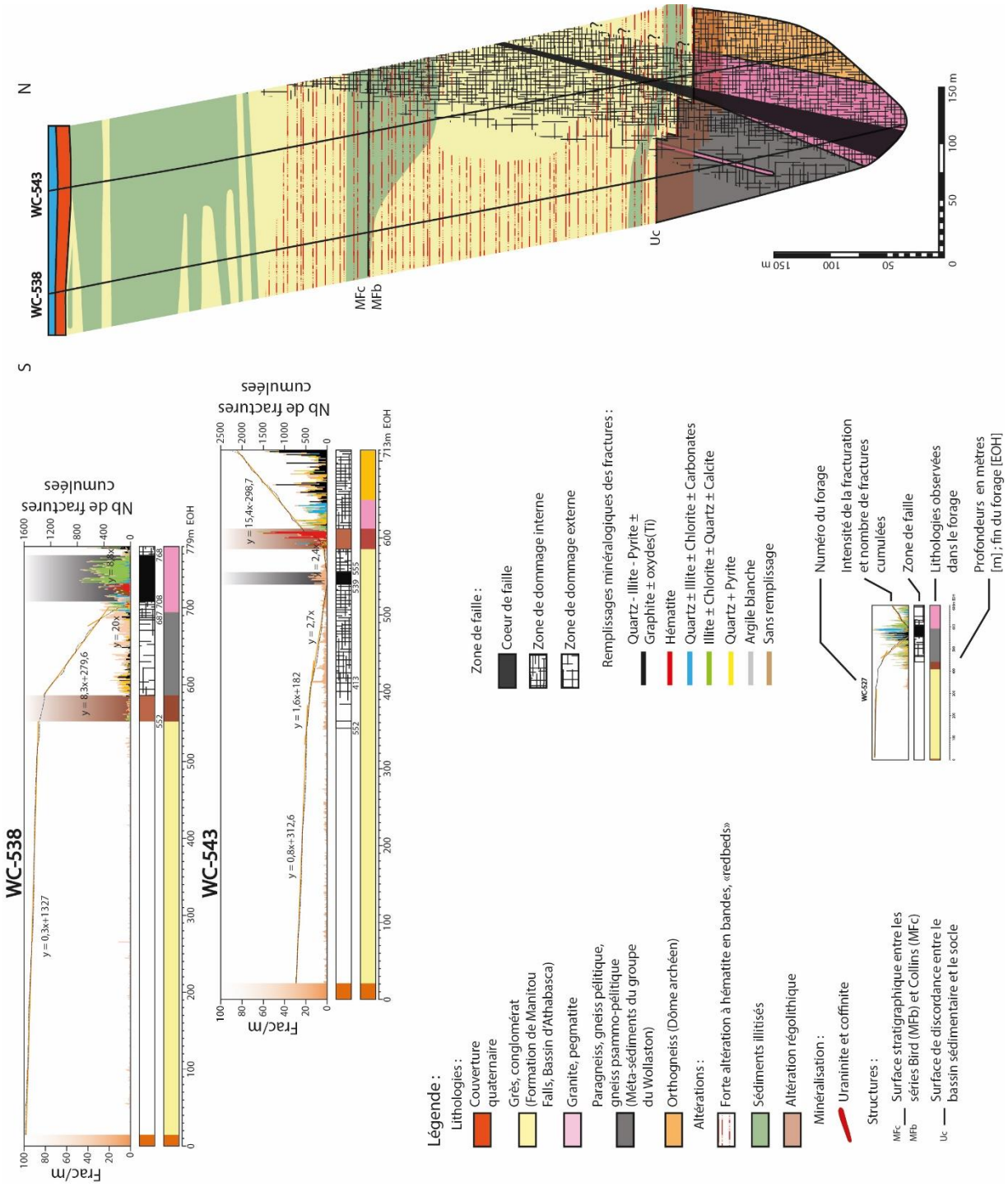
Annexe 1 : Cartographies élémentaires sur une cataclasite (WC-520A_573,7) montrant les clastes de pyrite (S-Fe) au sein de la matrice riche en quartz (Si) et illite (K-Al-Mg).



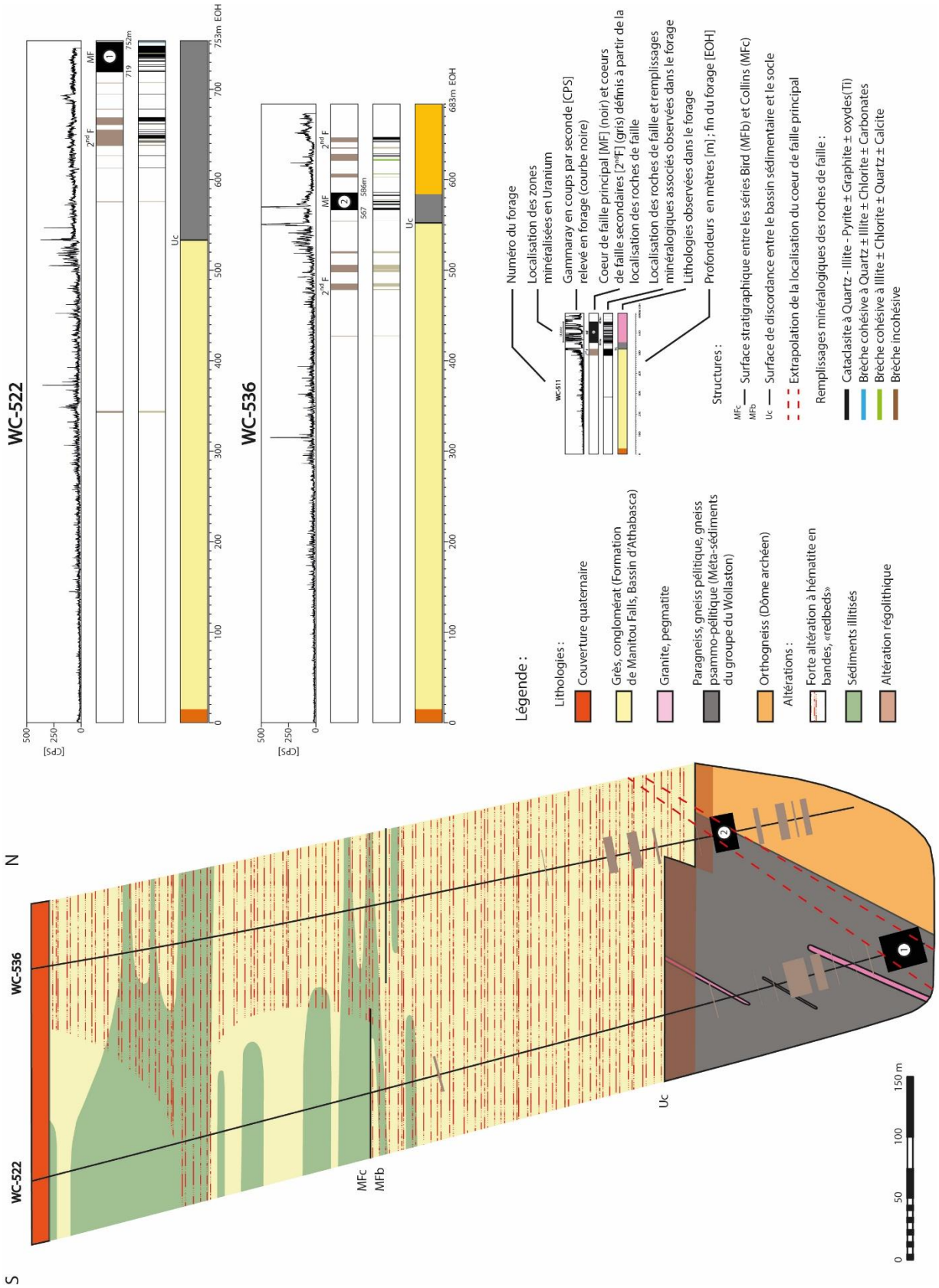
Annexe 2 : Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe A.



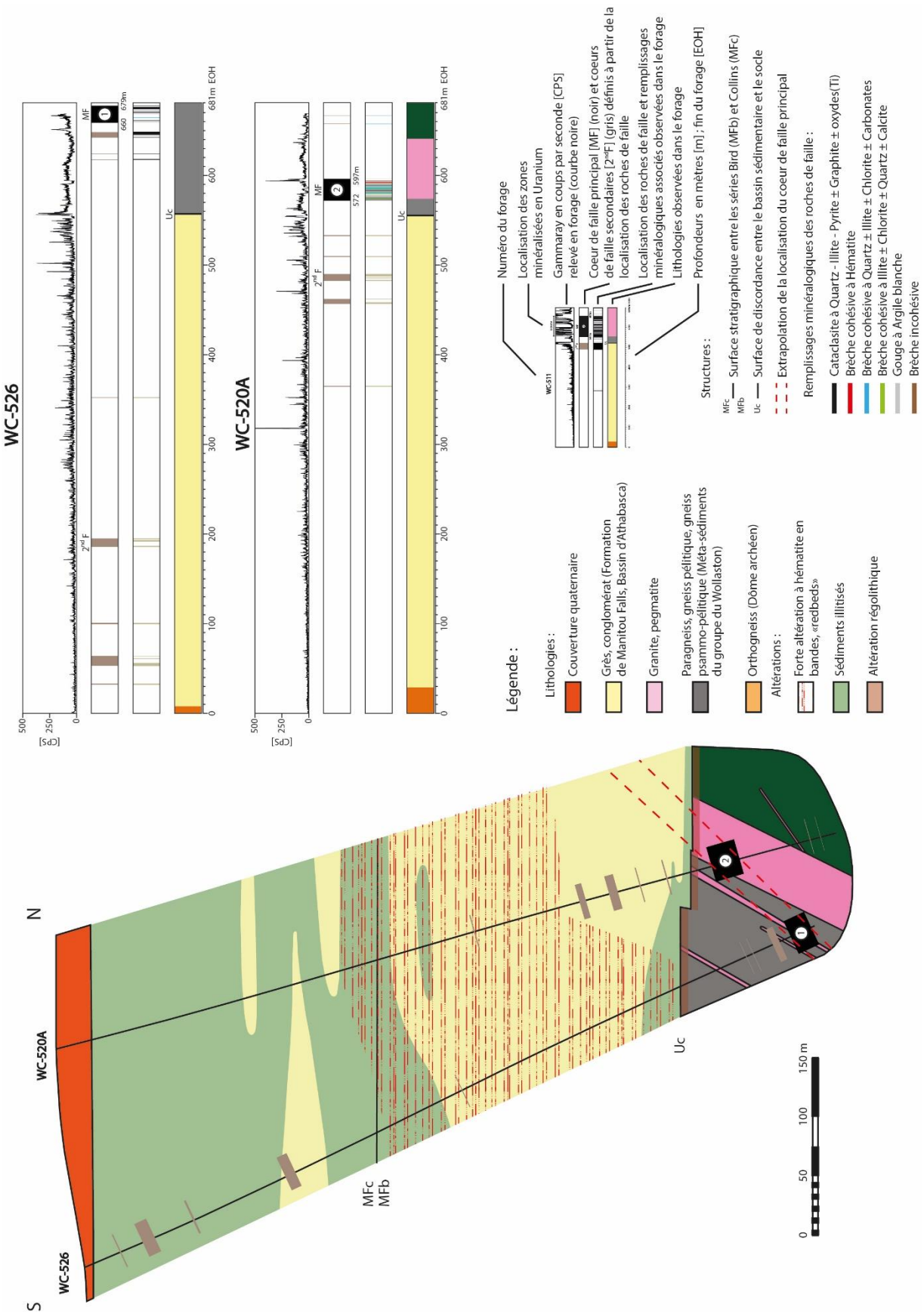
Annexe 3 : Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe A.



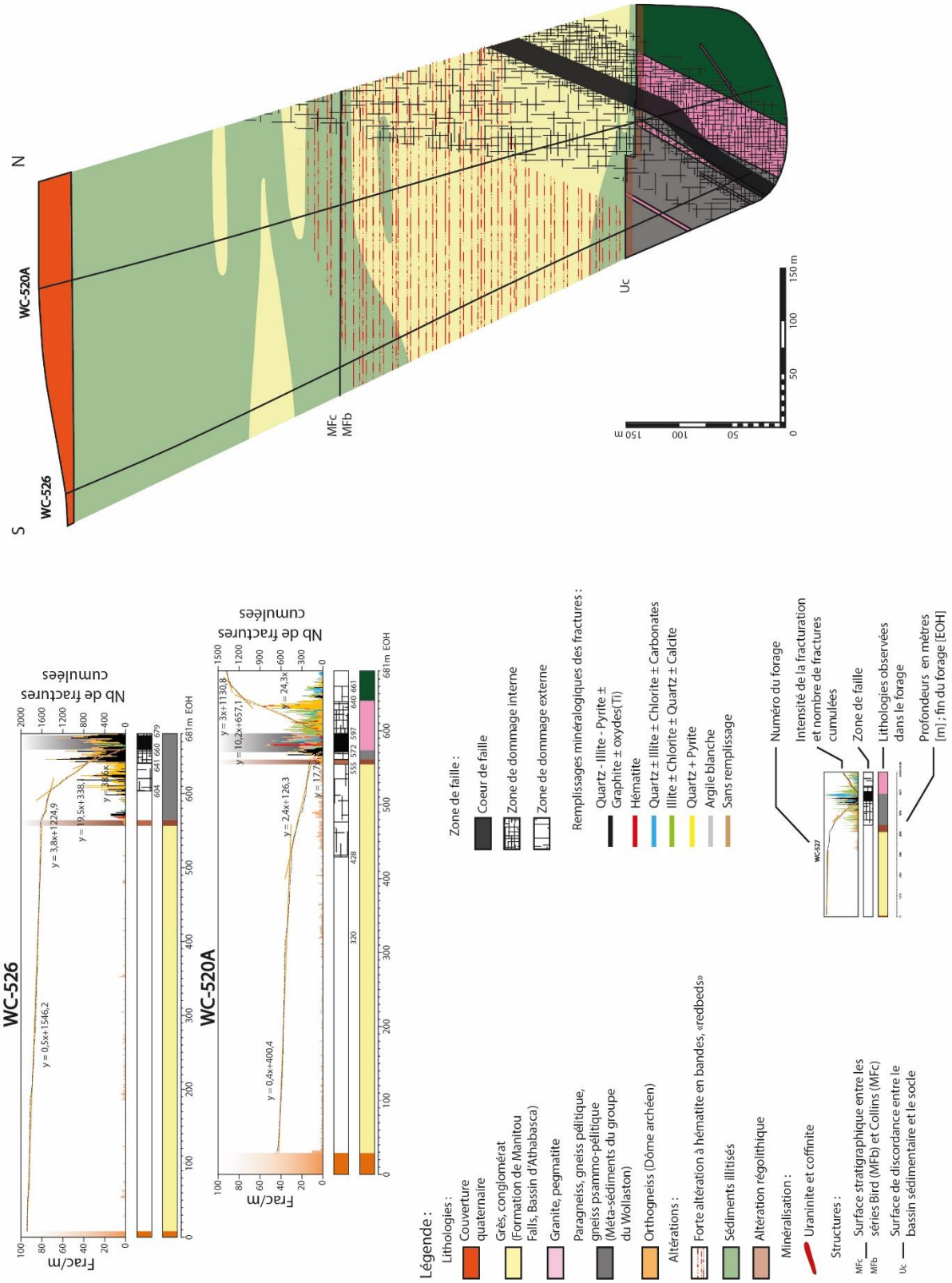
Annexe 4 : Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe B.



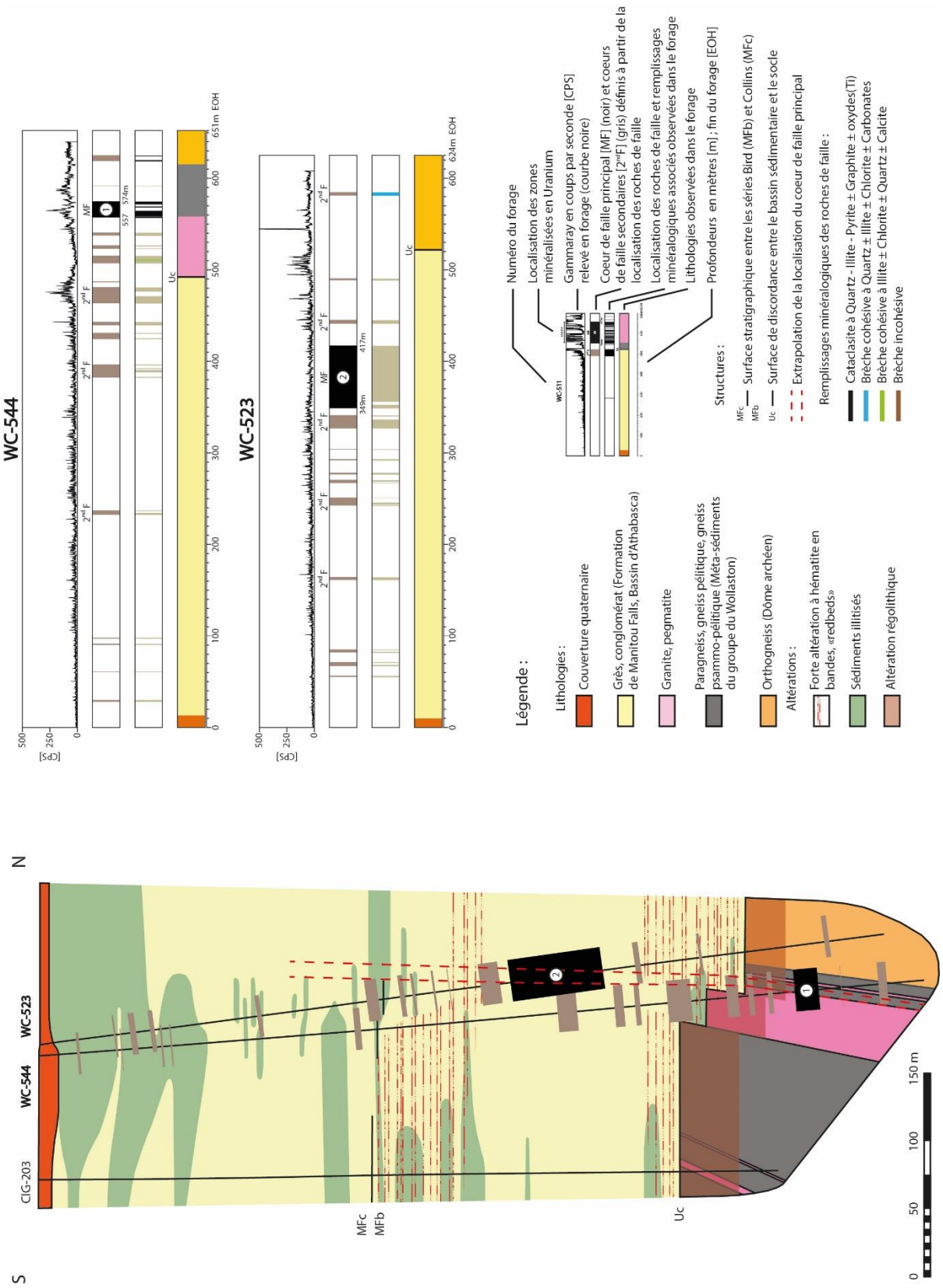
Annexe 5 : Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe C.



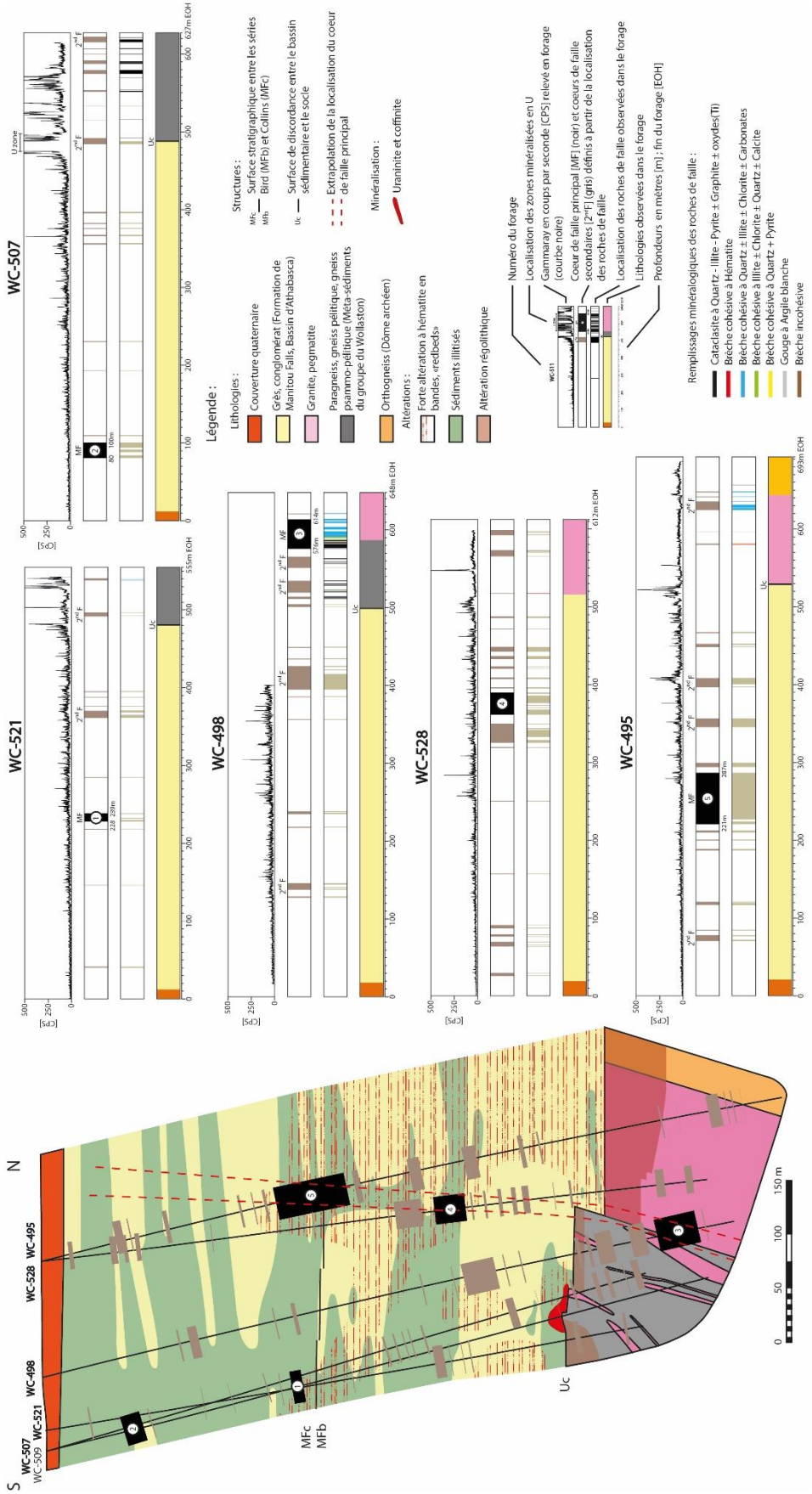
Annexe 6 : Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe C.



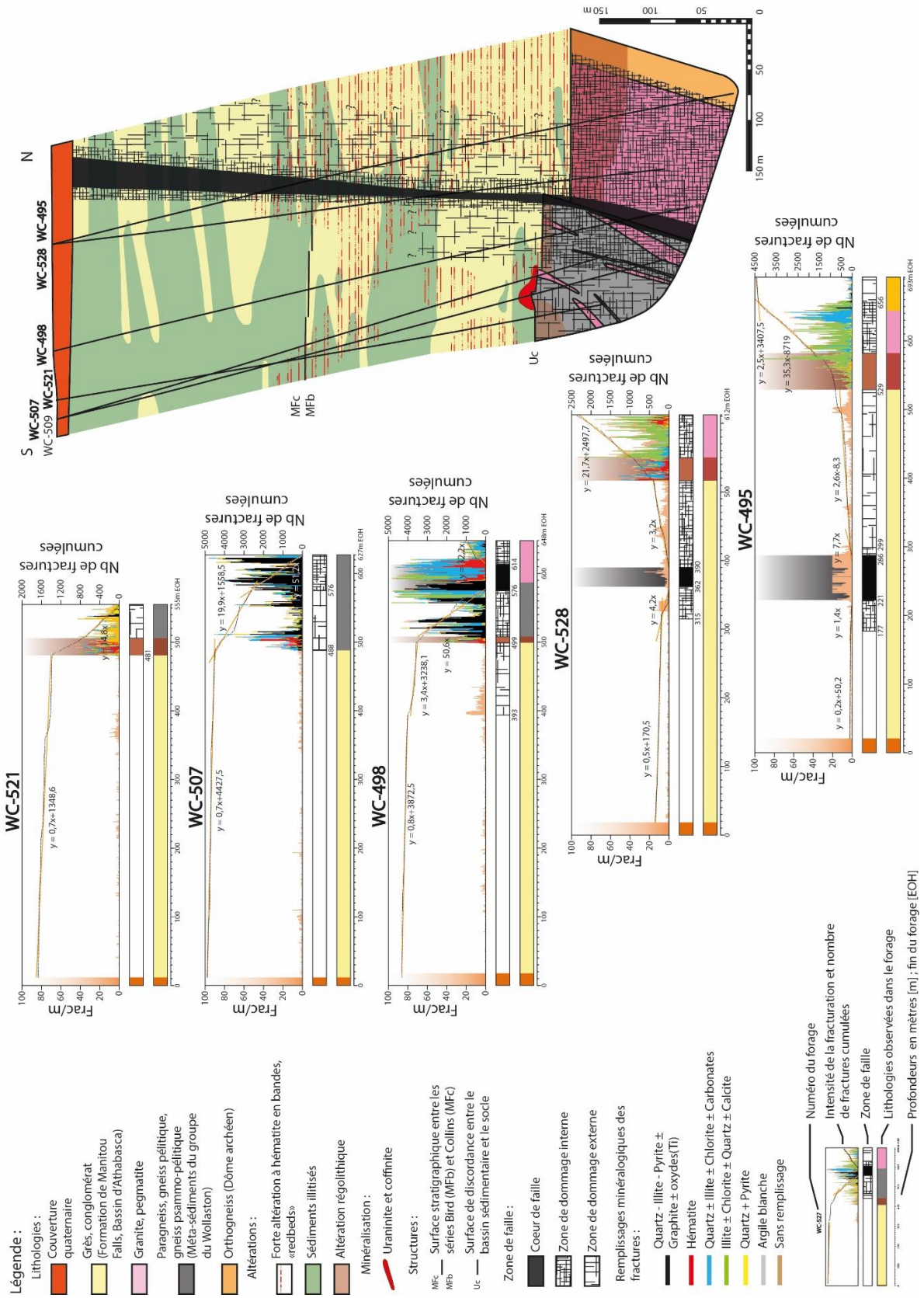
Annexe 7 : Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe D.



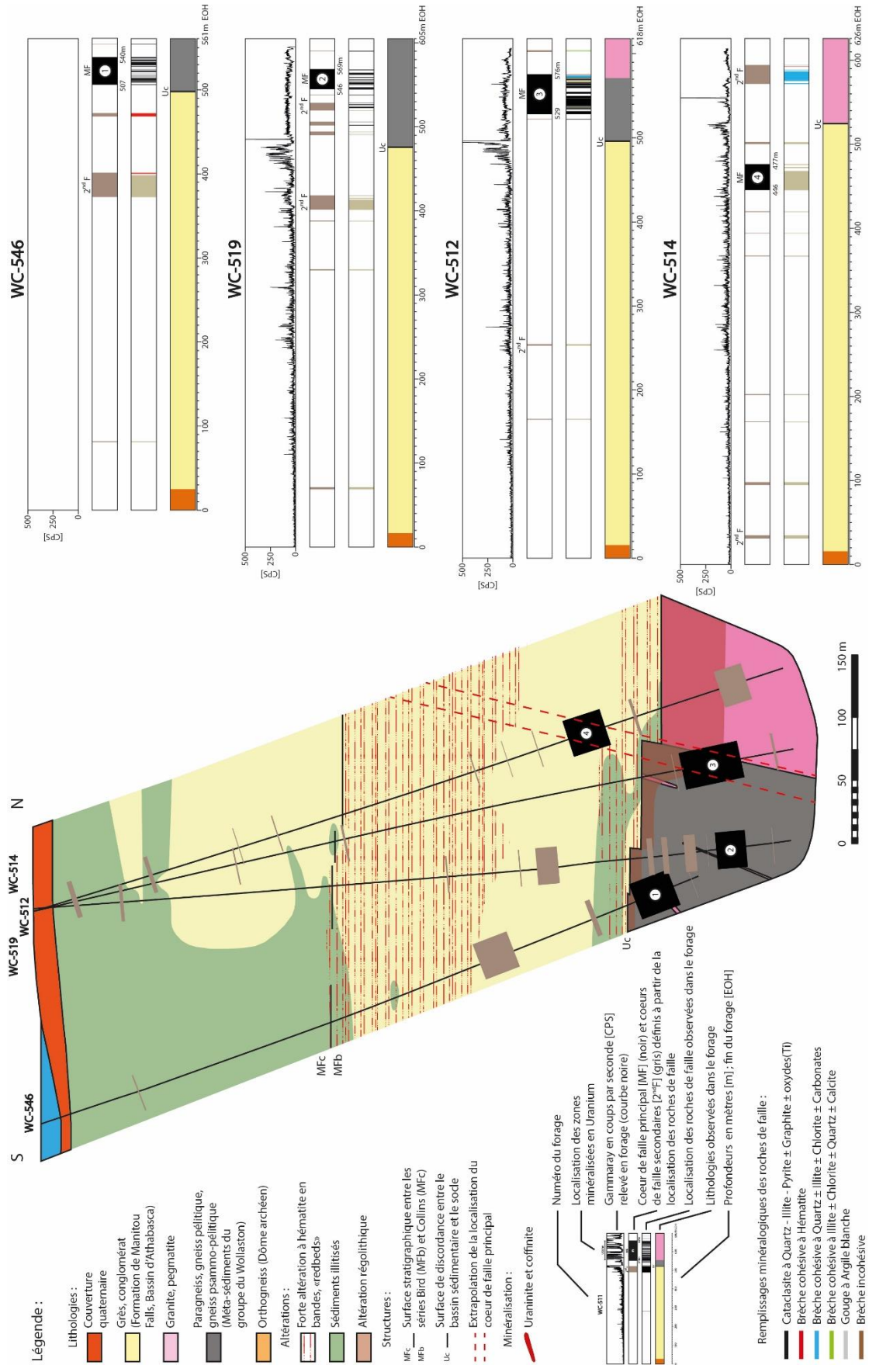
Annexe 8 : Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe F.



Annexe 9 : Caractérisation géométrique de la zone d'endommagement réalisée à partir des courbes des fréquences cumulées et des relevés des structures sur les forages de la coupe F.



Annexe 10 : Localisation du cœur de faille principal et des cœurs de faille secondaires à partir de l'identification des intervalles « roche de faille » sur les forages de la coupe G.



Annexe 11 : Pronfondeur (De, A), longueur (L) et épaisseur (E) en mètres, des intervalles lithologiques observés sur les forages sélectionnés.pour les zones de faille de Cigar Nord et Cigar Main. Un doublement des séries MFb et de l'intrusion granitique est observé sur le forage WC-518*.

		Bassin sédimentaire									Socle											
		MFc				MFb					Séries du Wollaston			Granite			Ecaille - Séries du Wollaston			Dôme Archéen		
Coupe	Forage	De	A	L	E [m]	De	A	L	E [m]	E [m]	De	A	L	De	A	L	De	A	L	De	A	L
A	WC-538	15	291	276	259	291	552	261	256	515	552	694	142	694	779	85	X	X	X	X	X	X
	WC-543	21	291	270	274	291	585	294	267	541	X	X	X	585	649	64	X	X	X	649	713	64
B	WC-522	15	294	279	252	294	533	239	248	500	533	753	220	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-536	15	286	271	264	286	552	266	261	525	552	584	32	X	X	X	X	X	X	584	683	99
C	WC-526	8	278	270	237	278	557	279	256	493	557	681	124	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-520A	29	273	244	239	273	555	282	265	504	555	574	19	574	641	67	X	X	X	641	681	40
D	CIG-203	10	243	233	232	243	471	228	227	459	471	542	71	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-544	13	248	235	233	248	491	243	233	466	X	X	X	491	557	66	557	614	57	614	651	37
	WC-523	10	284	274	241	284	521	237	244	485	X	X	X	X	X	X	X	X	X	521	624	103
E	WC-548	23	270	247	216	270	540	270	236	452	540	612	72	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-527	8	257	249	226	257	515	258	234	459	515	747	232	747	878	131	X	X	X	X	X	X
	WC-504	24	270	246	234	270	512	242	230	464	512	605	93	604	715	111	X	X	X	X	X	X
	WC-511	28	270	242	230	270	520	250	238	468	520	553	33	553	696	143	X	X	X	X	X	X
	WC-492	24	270	246	235	270	543	273	261	496	X	X	X	543	654	111	654	711	57	X	X	X
	WC-518*	18	250	232	229	250-496	527-537	246	243	472	X	X	X	496-527	537-600	X	X	X	X	X	X	X
	WC-493	21	287	266	252	287	555	268	253	505	X	X	X	X	X	X	X	X	X	555	651	96
	WC-516	15	261	246	246	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
F	WC-507	12	258	246	240	258	488	230	222	462	488	627	139	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-509	13	258	245	234	258	499	241	231	465	499	573	74	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-521	12	258	246	240	258	481	223	217	457	481	555	74	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-498	18	260	242	234	260	499	239	231	465	499	587	88	587	648	61	X	X	X	X	X	X
	WC-528	19	261	242	240	261	516	255	253	493	X	X	X	516	612	96	X	X	X	X	X	X
	WC-495	21	X	X	X	X	529	X	X	X	X	X	X	529	644	115	X	X	X	644	693	49
G	WC-546	25	246	221	208	246	498	252	234	442	498	561	63	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-519	17	239	222	221	239	476	237	235	456	476	605	129	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-512	16	248	232	226	248	496	248	242	468	496	571	75	571	618	47	X	X	X	X	X	X
	WC-514	16	256	240	228	256	525	269	255	483	X	X	X	525	626	101	X	X	X	X	X	X
H	WC-426	34	?	?	?	?	337	?	?	298	337	449	112	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-438	35	?	?	?	?	341	?	?	301	341	543	202	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-441	35	?	?	?	?	338	?	?	301	338	459	121	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	WC-457	42	?	?	?	?	352	?	?	295	352	483	131	X	X	X	X	X	X	X	X	X

Annexe 12 : Répartition de chaque type de structures des zones d'endommagement, différencié selon le remplissage minéralogique, dans chaque unité lithologique de chaque coupe.

Zone de faille	Coupe	Lithologie	Toutes les fractures		Plans de dissolution		Carbonates		Pyrite		Hématite		Illite - Quartz ± Carbonates ± Chlorite		Quartz		Chlorite		Uranium		Argile Blanche		Sans remplissage	
			n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]
Cigar Nord	A	Gneiss Wollaston	1084	21,4	145	15,4	210	34,1	21	95,5	10	1,9	24	2,1	13	3,6	0	0,0	0	X	0	0,0	661	49,5
		Granite	2915	57,4	98	10,4	245	39,8	1	4,5	530	98,1	1093	95,5	335	93,1	51	100,0	0	X	62	95,4	500	37,5
		Dôme archéen	1076	21,2	699	74,2	160	26,0	0	0,0	0	0,0	28	2,4	12	3,3	0	0,0	0	X	3	4,6	174	13,0
	C	Gneiss Wollaston	2574	55,9	1334	95,3	723	52,5	1	100,0	32	12,3	77	13,6	30	12,4	1	6,3	0	X	0	0,0	376	58,8
		Granite	1792	38,9	33	2,4	550	40,0	0	0,0	228	87,7	477	84,4	128	53,1	15	93,8	0	X	109	100,0	252	39,4
		Dôme archéen	241	5,2	33	2,4	103	7,5	0	0,0	0	0,0	11	1,9	83	34,4	0	0,0	0	X	0	0,0	11	1,7
	E	Gneiss Wollaston	8373	34,4	2051	76,3	926	52,3	474	83,0	153	30,1	1352	15,0	2269	39,4	129	37,9	0	0,0	26	4,2	993	33,6
		Granite	14067	57,9	173	6,4	358	20,2	97	17,0	157	30,9	7491	83,0	3217	55,8	211	62,1	63	100,0	593	95,8	1707	57,8
		Ecaille Gneiss	853	3,5	391	14,5	233	13,1	0	0,0	0	0,0	12	0,1	103	1,8	0	0,0	0	0,0	0	0,0	114	3,9
		Dôme archéen	1015	4,2	74	2,8	255	14,4	0	0,0	198	39,0	174	1,9	173	3,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	141	4,8
	F	Gneiss Wollaston	10099	53,2	4831	97,6	820	84,2	279	81,1	548	30,8	1158	23,6	1819	40,8	11	19,3	4	100,0	17	27,0	612	42,1
		Granite	8734	46,0	83	1,7	154	15,8	65	18,9	1230	69,2	3727	75,8	2594	58,2	46	80,7	0	0,0	46	73,0	789	54,3
		Dôme archéen	162	0,9	36	0,7	0	0,0	0	0,0	0	0,0	32	0,7	43	1,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	51	3,5
	Total	Gneiss Wollaston	22130	41,8	8361	83,8	2679	56,6	775	82,6	743	24,1	2611	16,7	4131	38,2	141	30,4	4	6,0	43	5,0	2642	41,4
		Granite	27508	51,9	387	3,9	1307	27,6	163	17,4	2145	69,5	12788	81,7	6274	58,0	323	69,6	63	94,0	810	94,6	3248	50,9
		Ecaille Gneiss	853	1,6	391	3,9	233	4,9	0	0,0	0	0,0	12	0,1	103	1,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	114	1,8
		Dôme archéen	2494	4,7	842	8,4	518	10,9	0	0,0	198	6,4	245	1,6	311	2,9	0	0,0	0	0,0	3	0,4	377	5,9
C. Main	H	Gneiss Wollaston	2318	100,0	169	100,0	0	100,0	54	100,0	24	100,0	6	100,0	384	100,0	0	100,0	0	100,0	0	100,0	1681	100,0

Annexe 13 : Nombre et abondance de chaque type de structures des zones d'endommagement, différencié selon le remplissage minéralogique, pour chaque unité lithologique de chaque coupe.

Zone de faille	Coupe	Lithologie	Toutes les fractures		Plans de dissolution		Carbonates		Pyrite		Hématite		Illite - Quartz ± Carbonates ± Chlorite		Quartz		Chlorite		Uranium		Argile Blanche		Sans remplissage	
			n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]	n =	[%]
C. Main	A	Gneiss Wollaston	1084	100	145	13	210	19	21	2	10	1	24	2	13	1	0	0	0	0	0	0	661	61
		Granite	2915	100	98	3	245	8	1	0	530	18	1093	37	335	11	51	2	0	0	62	2	500	17
		Dôme archéen	1076	100	699	65	160	15	0	0	0	0	28	3	12	1	0	0	0	0	3	0	174	16
		Total	5075	100	942	19	615	12	22	0	540	11	1145	23	360	7	51	1	0	0	65	1	1335	26
	C	Gneiss Wollaston	2574	100	1334	52	723	28	1	0	32	1	77	3	30	1	1	0	0	0	0	0	376	15
		Granite	1792	100	33	2	550	31	0	0	228	13	477	27	128	7	15	1	0	0	109	6	252	14
		Dôme archéen	241	100	33	14	103	43	0	0	0	0	11	5	83	34	0	0	0	0	0	0	11	5
		Total	4607	100	1400	30	1376	30	1	0	260	6	565	12	241	5	16	0	0	0	109	2	639	14
	E	Gneiss Wollaston	8373	100	2051	24	926	11	474	6	153	2	1352	16	2269	27	129	2	0	0	26	0	993	12
		Granite	14067	100	173	1	358	3	97	1	157	1	7491	53	3217	23	211	1	63	0	593	4	1707	12
		Ecaille Gneiss	853	100	391	46	233	27	0	0	0	0	12	1	103	12	0	0	0	0	0	0	114	13
		Dôme archéen	1015	100	74	7	255	25	0	0	198	20	174	17	173	17	0	0	0	0	0	0	141	14
		Total	24308	100	2689	11	1772	7	571	2	508	2	9029	37	5762	24	340	1	63	0	619	3	2955	12
	F	Gneiss Wollaston	10099	100	4831	48	820	8	279	3	548	5	1158	11	1819	18	11	0	4	0	17	0	612	6
		Granite	8734	100	83	1	154	2	65	1	1230	14	3727	43	2594	30	46	1	0	0	46	1	789	9
		Dôme archéen	162	100	36	22	0	0	0	0	0	0	32	20	43	27	0	0	0	0	0	0	51	31
		Total	18995	100	4950	26	974	5	344	2	1778	9	4917	26	4456	23	57	0	4	0	63	0	1452	8
	Total	Gneiss Wollaston	22130	100	8361	38	2679	12	775	4	743	3	2611	12	4131	19	141	1	4	0	43	0	2642	12
		Granite	27508	100	387	1	1307	5	163	1	2145	8	12788	46	6274	23	323	1	63	0	810	3	3248	12
		Ecaille Gneiss	853	100	391	46	233	27	0	0	0	0	12	1	103	12	0	0	0	0	0	0	114	13
		Dôme archéen	2494	100	842	34	518	21	0	0	198	8	245	10	311	12	0	0	0	0	3	0	377	15
		Total	52985	100	9981	19	4737	9	938	2	3086	6	15656	30	10819	20	464	1	67	0	856	2	6381	12
	H	Gneiss Wollaston	2318	100	169	7	0	0	54	2	24	1	6	0	384	17	0	0	0	0	0	0	1681	73

Annexe 14 : Profondeurs des intervalles structuraux dans le bassin sédimentaire et le socle, définis à partir des « roches de faille » relevées en forage et de l'analyse des courbes de fréquences cumulées.

Zone de faille	Coupe	Forage	Bassin															
			Quaternaire		Protolithe		Z. dom. ext.		Z. dom. int.		Cœur de faille		Z. dom. int.		Z. dom. ext.		Protolithe	
			De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]
Cigar Nord	A	WC-538	0	15	15	552												
		WC-543	0	21	21	350	350	413	413	539	539	555	555	585				
	C	WC-526	0	8	8	557												
		WC-520A	0	21	21	428	428	555										
	E	WC-527	0	8	8	515												
		WC-511	0	28	28	387	387	488	488	520								
		WC-492	0	24	24	187	187	374	374	424	424	456	456	509	509	543		
		WC-493	0	21	21	62	?	?	62	181	181	195	195	222	222	327	327	555
	F	WC-507	0	12	12	488												
		WC-521	0	12	12	481												
		WC-498	0	18	18	393	393	499										
		WC-495	0	21	21	177	?	?	177	221	221	286	286	299	299	529		
		WC-528	0	19	19	315	?	?	315	362	362	390	390	516				
C. Main	H	WC-426	0	34	34	97	97	336										
		WC-438	0	35	35	339												
		WC-441	0	35			35	163	163	190	190	224	224	338				
		WC-457	0	42											42	352		

Zone de faille	Coupe	Forage	Socle															
			Régolithe		Protolithe		Z. dom. ext.		Z. dom. int.		Cœur de faille		Z. dom. int.		Z. dom. ext.		Protolithe	
			De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]	De [m]	A [m]
Cigar Nord	A	WC-538	552	586			586	687	687	708	708	768	768	779				
		WC-543	585	612									612	713				
	C	WC-526	557	564	564	604	604	641	641	660	660	679	679	681				
		WC-520A	555	561					561	572	572	597	597	640	640	661	661	681
	E	WC-527	515	556			556	587	587	702	702	762	762	793	793	878		
		WC-511	520	524					524	540	540	589	589	648	648	696		
		WC-492	543	563									563	635	635	711		
		WC-493	555	588													588	651
	F	WC-507					488	576	576	627								
		WC-521	481	506			506	555										
		WC-498	499	508					508	576	576	614	614	648				
		WC-495	529	582									582	656			656	693
		WC-528	516	550									550	612				
C. Main	H	WC-426	336	366			366	396	396	405	405	409	409	449				
		WC-438	339	367			367	508	508	522	522	532	532	543				
		WC-441	338	349											349	459		
		WC-457													352	464	464	483

Annexe 15 : Paramètres géométriques des cataclasites recoupées par les forages sur la zone de faille de Cigar Nord.

Forage			Structure					
N°	Azimut [°]	Pendage [°]	De [m]	A [m]	MT (E_{app}) [m]	Azimut [°] (Dip Azimut)	Pendage θ [°]	TT (E_{relle}) [m]
WC-492	32,1	73,3	690,2	690,5	0,3	179	84	0,1019
WC-492	32,1	73,3	661,4	662,0	0,6	145	55	0,3846
WC-492	32,1	73,3	658,6	658,9	0,3	212	67	0,1916
WC-492	32,1	73,3	655,9	657,0	1,1	140	53	0,7117
WC-492	29,2	73,1	554,9	555,7	0,8	193	71	0,4604
WC-492	32,1	73,3	653,9	655,5	1,6	192	61	1,1206
WC-498	11,3	77,9	512,0	512,1	0,1	336	50	0,0497
WC-498	11,3	77,9	511,6	511,7	0,1	360	62	0,0278
WC-498	11,3	77,9	529,6	529,7	0,1	158	60	0,0641
WC-498	11,3	77,9	519,9	520,6	0,7	299	56	0,3458
WC-498	11,3	77,9	512,5	512,7	0,2	327	59	0,0750
WC-498	14,8	77,8	562,2	562,4	0,2	144	62	0,1154
WC-498	14,8	77,8	587,1	587,3	0,2	193	61	0,1317
WC-498	14,8	77,8	559,3	559,7	0,4	140	57	0,2538
WC-498	14,8	77,8	534,8	535,1	0,3	229	60	0,1930
WC-498	14,8	77,8	576,3	576,6	0,3	169	86	0,0774
WC-498	11,3	77,9	530,5	531,2	0,7	327	51	0,3491
WC-498	14,8	77,8	563,5	564,0	0,5	160	34	0,4542
WC-498	14,8	77,8	586,3	586,9	0,6	142	51	0,4286
WC-498	14,8	77,8	557,3	557,7	0,4	210	61	0,2609
WC-498	11,3	77,9	528,8	529,3	0,5	177	50	0,3921
WC-498	14,8	77,8	577,1	578,2	1,1	184	72	0,5494
WC-498	14,8	77,8	578,6	581,7	3,1	189	67	1,7839
WC-504	6,5	72,5	559,8	560,3	0,5	223	74	0,2484
WC-504	6,5	72,5	550,8	553,0	2,2	99	37	1,6903
WC-504	7,7	72,5	580,0	580,9	0,9	158	70	0,5163
WC-504	6,5	72,5	564,8	566,7	1,9	123	50	1,3506
WC-504	7,7	72,5	583,6	584,7	1,1	173	57	0,8427
WC-504	7,7	72,5	581,3	583,2	1,9	176	67	1,2212
WC-504	6,5	72,5	564,8	572,3	7,5	179	67	4,8320
WC-504	7,7	72,5	587,0	602,8	15,8	196	57	12,0892
WC-507	0,2	75,4	607,6	607,7	0,1	167	74	0,0500
WC-507	0,2	75,4	600,3	600,5	0,2	10	86	0,0346
WC-507	0,2	75,4	622,5	622,7	0,2	184	60	0,1415
WC-507	357,5	75,1	554,0	554,3	0,3	211	57	0,2120
WC-507	357,5	75,1	592,0	592,3	0,3	189	84	0,1035
WC-507	357,5	75,1	569,2	569,5	0,3	183	85	0,1033
WC-507	0,2	75,4	606,6	607,0	0,4	10	86	0,0691
WC-507	0,2	75,4	621,5	621,9	0,4	185	70	0,2296
WC-507	357,5	75,1	588,0	589,0	1,0	197	64	0,6435
WC-507	357,5	75,1	551,9	553,0	1,1	162	59	0,7794
WC-507	357,5	75,1	575,0	579,8	4,8	57	51	2,4145
WC-507	357,5	75,1	589,7	590,8	1,1	184	75	0,5534
WC-507	0,2	75,4	615,7	619,2	3,5	10	86	0,6049
WC-509	355,9	73,7	550,9	551,1	0,2	122	63	0,1161
WC-509	355,9	73,7	555,8	556,0	0,2	198	60	0,1407
WC-509	359,2	73,7	567,0	567,2	0,2	160	85	0,0683
WC-509	355,9	73,7	519,8	520,4	0,6	235	73	0,2532

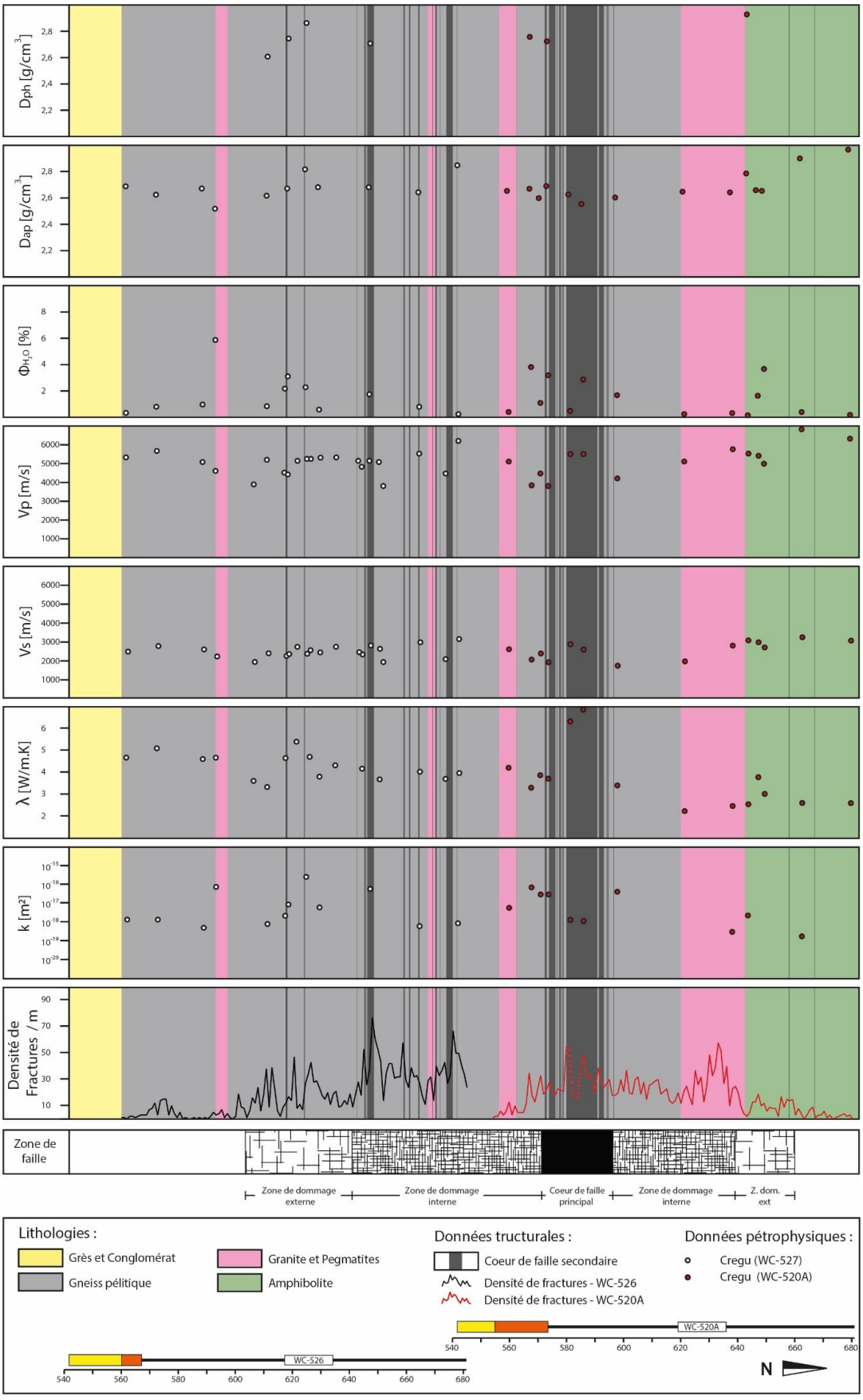
Forage			Structure					
N°	Azimut [°]	Pendage [°]	De [m]	A [m]	MT (E_{app}) [m]	Azimut [°] (Dip Azimut)	Pendage θ [°]	TT (E_{relle}) [m]
WC-509	355,9	73,7	538,2	539,0	0,8	203	71	0,4340
WC-509	359,2	73,7	569,0	570,1	1,1	148	74	0,5500
WC-509	359,2	73,7	558,5	559,7	1,2	187	76	0,6005
WC-509	355,9	73,7	539,9	544,3	4,4	252	74	1,4746
WC-509	355,9	73,7	527,9	530,7	2,8	135	61	1,8053
WC-509	355,9	73,7	556,6	560,5	3,9	155	85	1,3532
WC-511	358,5	72,5	544,3	544,6	0,3	157	86	0,1044
WC-511	0,9	72,6	549,8	551,4	1,6	199	81	0,6773
WC-512	18,9	79,0	563,2	565,2	2,0	102	71	0,5855
WC-512	18,4	78,7	522,6	523,1	0,5	164	89	0,0889
WC-512	18,9	79,0	572,0	572,6	0,6	170	80	0,2063
WC-512	18,9	79,0	570,0	571,0	1,0	357	55	0,4214
WC-512	18,9	79,0	553,4	555,3	1,9	155	58	1,2218
WC-512	18,9	79,0	560,1	562,4	2,3	160	87	0,4784
WC-512	18,9	79,0	548,0	550,7	2,7	173	60	1,7361
WC-512	18,4	78,7	528,8	532,3	3,5	180	75	1,4954
WC-512	18,9	79,0	538,5	547,7	9,2	193	66	5,2805
WC-519	5,2	84,9	557,6	557,9	0,3	191	71	0,1219
WC-519	6,6	84,8	490,8	491,2	0,4	151	78	0,1136
WC-519	5,2	84,9	590,8	591,3	0,5	161	76	0,1588
WC-519	5,2	84,9	568,5	569,4	0,9	146	85	0,1381
WC-519	350,4	81,1	555,2	556,0	0,8	176	62	0,4812
WC-519	350,4	81,1	551,8	553,9	2,1	156	80	0,6818
WC-520A	10,2	74,5	571,7	571,8	0,1	138	64	0,0573
WC-520A	10,2	74,5	575,5	575,9	0,4	26	25	0,3368
WC-520A	10,2	74,5	576,7	576,9	0,2	45	52	0,0761
WC-520A	10,2	74,5	573,9	574,3	0,4	182	55	0,2682
WC-520A	10,2	74,5	572,5	573,1	0,6	158	58	0,4245
WC-520A	10,2	74,5	570,2	570,9	0,7	163	79	0,2959
WC-521	4,2	79,4	541,2	541,3	0,1	53	53	0,0495
WC-522	3,7	74,5	661,4	661,8	0,4	306	22	0,3351
WC-522	4,3	74,9	638,4	638,6	0,2	264	59	0,1064
WC-522	4,8	74,4	694,4	694,6	0,2	125	78	0,0653
WC-522	4,3	74,9	626,3	626,6	0,3	119	47	0,2224
WC-522	3,7	74,5	650,4	650,7	0,3	241	80	0,0923
WC-522	4,8	74,4	720,4	720,8	0,4	141	71	0,1995
WC-522	4,8	74,4	730,3	730,8	0,5	168	87	0,1495
WC-522	3,7	74,5	641,4	641,9	0,5	192	55	0,3827
WC-522	4,8	74,4	731,4	732,0	0,6	164	80	0,2446
WC-522	4,8	74,4	724,8	725,4	0,6	172	63	0,3996
WC-522	3,7	74,5	664,2	665,2	1,0	208	33	0,9389
WC-522	3,7	74,5	647,3	648,1	0,8	167	71	0,4468
WC-522	3,7	74,5	645,5	647,1	1,6	145	51	1,2267
WC-522	4,8	74,4	735,1	739,2	4,1	169	75	2,0549
WC-522	5,5	74,0	740,0	747,6	7,6	201	55	5,8253
WC-526	356,6	65,6	646,8	646,9	0,1	192	81	0,0542
WC-526	356,6	65,6	661,7	661,8	0,1	163	69	0,0708
WC-526	356,6	65,6	643,3	643,5	0,2	186	47	0,1844
WC-526	356,6	65,6	672,6	672,8	0,2	160	66	0,1468
WC-526	356,6	65,6	646,0	646,4	0,4	188	71	0,2719
WC-526	355,3	65,7	618,3	618,8	0,5	141	51	0,4178
WC-526	356,6	65,6	670,9	671,5	0,6	148	80	0,3067
WC-526	356,6	65,6	674,9	677,0	2,1	142	65	1,4626
WC-526	356,6	65,6	647,1	649,3	2,2	181	74	1,4146

Forage			Structure					
N°	Azimut [°]	Pendage [°]	De [m]	A [m]	MT (E_{app}) [m]	Azimut [°] (Dip Azimut)	Pendage θ [°]	TT (E_{relle}) [m]
WC-527	359,4	66,2	591,8	591,9	0,1	223	77	0,0496
WC-527	1,0	66,1	639,9	640,0	0,1	181	84	0,0498
WC-527	359,0	66,2	561,8	561,9	0,1	183	79	0,0574
WC-527	1,0	66,1	648,3	648,5	0,2	36	80	0,0343
WC-527	2,4	66,0	732,2	732,4	0,2	180	44	0,1879
WC-527	0,9	65,9	689,0	689,3	0,3	177	79	0,1722
WC-527	0,9	65,9	679,4	680,0	0,6	197	73	0,3853
WC-527	2,4	66,0	730,4	731,4	1,0	137	42	0,8666
WC-527	1,0	66,1	658,1	658,9	0,8	156	61	0,6116
WC-527	0,9	65,9	683,3	684,2	0,9	198	47	0,8155
WC-527	2,4	66,0	745,7	746,8	1,1	196	78	0,6285
WC-527	0,9	65,9	681,3	682,8	1,5	152	76	0,8627
WC-527	0,9	65,9	708,1	709,5	1,4	165	58	1,1495
WC-527	0,9	65,9	693,6	696,4	2,8	178	69	1,9817
WC-527	0,9	65,9	714,2	722,8	8,6	178	69	6,0993
WC-536	1,0	78,9	575,2	576,6	1,4	250	43	1,0661
WC-536	1,0	78,9	572,3	573,4	1,1	342	74	0,1034
WC-536	1,0	78,9	566,7	569,0	2,3	160	40	1,9860
WC-536	3,2	78,7	644,3	647,0	2,7	188	81	0,9218
WC-538	3,6	77,0	777,3	778,0	0,7	59	33	0,5191
WC-538	3,6	77,0	776,7	776,8	0,2	126	51	0,1345
WC-538	10,7	79,1	635,0	635,2	0,2	240	67	0,0990
WC-538	10,0	78,3	686,6	687,0	0,4	140	43	0,3203
WC-538	10,7	79,1	632,7	633,2	0,5	171	78	0,1893
WC-543	22,1	80,3	662,8	666,6	3,8	159	87	0,6614
WC-544	23,6	84,4	623,9	624,6	0,7	128	71	0,2418
WC-544	20,7	84,4	556,7	558,0	1,3	233	39	1,0767
WC-544	23,6	84,4	618,4	619,5	1,1	167	76	0,3428
WC-544	20,7	84,4	558,5	563,9	5,4	164	64	2,7128
WC-546	15,7	66,8	537,5	537,7	0,2	209	57	0,1638
WC-546	15,7	66,8	524,8	525,1	0,3	190	48	0,2719
WC-546	13,5	67,7	506,9	507,3	0,4	152	76	0,2001
WC-546	15,7	66,8	532,5	533,5	1,0	112	54	0,5737
WC-546	13,5	67,7	512,5	513,2	0,7	226	54	0,5661
WC-546	15,7	66,8	538,6	539,7	1,1	179	77	0,6303
WC-546	15,7	66,8	530,3	532,2	1,9	135	41	1,5560

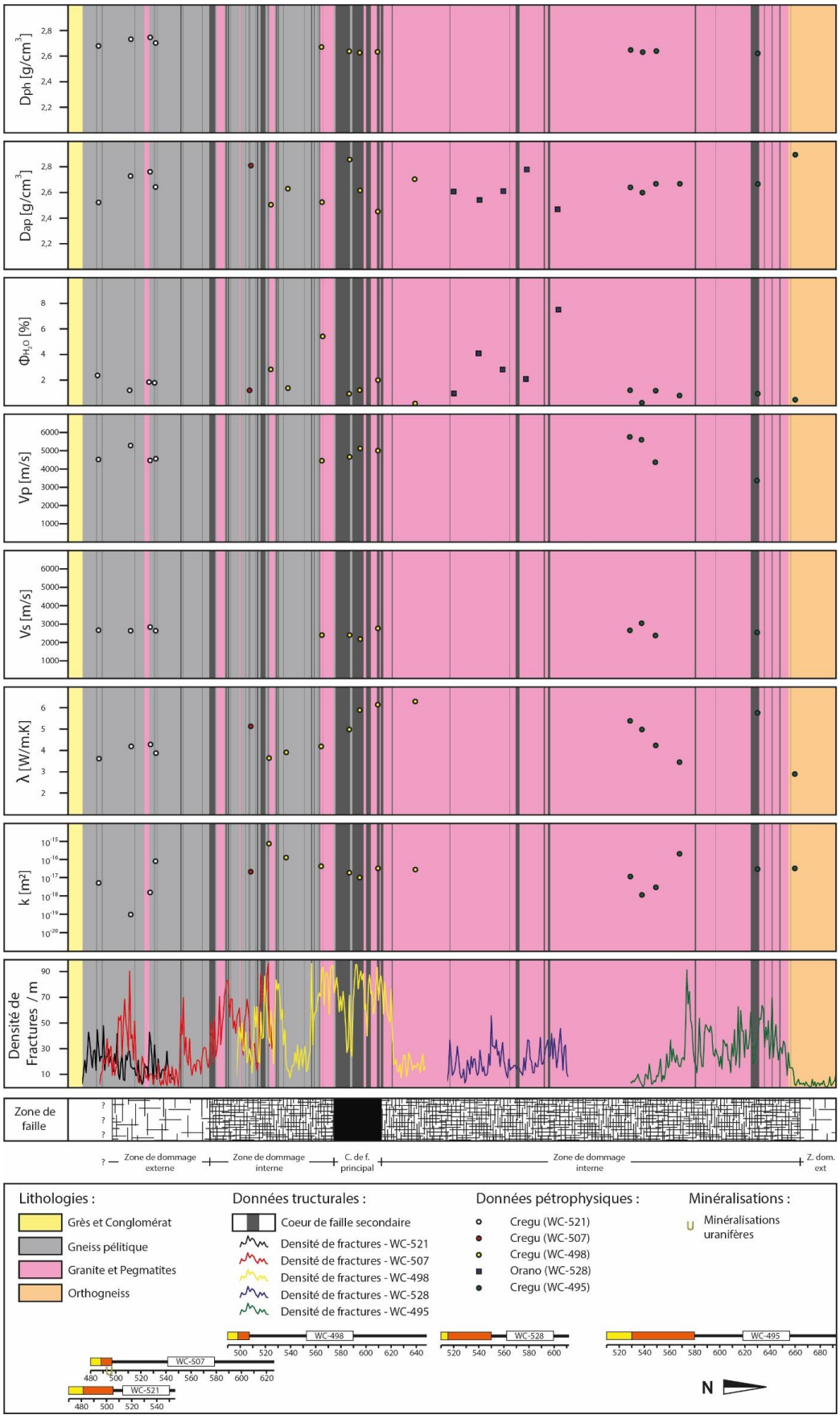
Annexe 16 : Paramètres géométriques des cataclasites recoupées par les forages sur la zone de faille de Cigar Main.

Forage			Structure					
N°	Azimut [°]	Pendage [°]	De [m]	A [m]	MT (E_{app}) [m]	Azimut [°] (Dip Azimut)	Pendage θ [°]	TT (E_{relle}) [m]
WC-319	351,8	74,9	542,8	542,8	0,01	172	71	0,0056
WC-390	357,2	79,5	461,5	461,5	0,00	82	59	0,0005
WC-438	10,0	78,6	509,5	509,5	0,25	201	66	0,1440
WC-472	358,3	80,1	359,9	359,9	0,02	140	38	0,0172
WC-472	359,4	80,0	389,4	389,4	0,01	164	40	0,0086
WC-472	359,4	80,0	418,2	418,2	0,01	49	53	0,0025
WC-480	2,8	60,0	421,1	421,1	0,04	206	67	0,0305
WC-481	12,8	59,4	613,8	613,8	0,10	6	88	0,0475
WC-481	14,9	58,2	644,0	644,0	0,10	342	81	0,0304
WC-481	14,9	58,2	645,2	645,2	0,30	157	73	0,1938
WC-481	14,9	58,2	646,4	646,4	0,70	69	30	0,4071
WC-481	14,9	58,2	648,2	648,2	0,15	125	61	0,0856
WC-481	14,9	58,2	650,4	650,4	0,10	125	61	0,0570
WC-481	14,9	58,2	652,0	652,0	0,01	54	80	0,0026
WC-481	14,8	55,9	652,0	652,0	0,01	54	80	0,0028
WC-481	14,8	55,9	657,1	657,1	0,01	15	88	0,0027
WC-481	14,8	55,9	658,7	658,7	0,20	191	87	0,1204
WC-481	14,8	55,9	660,5	660,5	0,25	357	85	0,1149
WC-481	14,8	55,9	660,9	660,9	0,20	6	80	0,0804
WC-481	14,8	55,9	661,5	661,5	0,05	333	86	0,0180
WC-481	14,8	55,9	662,0	662,0	0,30	151	76	0,1779
WC-483	24,5	69,6	569,2	569,2	0,01	205	82	0,0048
WC-483	24,5	69,6	570,4	570,4	0,01	151	24	0,0094
WC-483	24,5	69,6	570,5	570,5	0,01	238	56	0,0077
WC-483	24,5	69,6	571,0	571,0	0,01	199	45	0,0091
WC-483	24,5	69,6	571,0	571,0	0,01	231	57	0,0077
WC-483	24,5	69,6	571,9	571,9	0,01	39	88	0,0015
WC-483	24,5	69,6	573,0	573,0	0,30	187	84	0,1286
WC-483	24,5	69,6	573,4	573,4	0,02	205	80	0,0101
WC-485	12,5	61,6	560,2	560,2	0,05	169	50	0,0450
WC-485	11,7	60,9	615,5	615,5	0,01	178	75	0,0068
WC-485	11,7	60,9	632,8	632,8	0,04	285	11	0,0341
WC-487	8,6	77,5	570,4	570,4	0,10	179	79	0,0396
WC-489A	351,6	68,9	622,9	622,9	0,50	169	62	0,3778
WC-491	355,7	66,2	537,3	537,3	0,30	331	50	0,0922
WC-491	356,6	66,2	567,4	567,4	0,20	185	69	0,1401
WC-494	9,4	69,7	510,7	510,7	0,30	174	54	0,2466
WC-494	9,4	69,7	513,6	513,6	0,20	189	65	0,1422
WC-499	354,3	55,9	644,5	644,5	0,05	216	85	0,0245
WC-499	354,3	55,9	644,7	644,7	0,05	184	73	0,0383
WC-499	354,3	55,9	645,8	645,8	0,35	197	81	0,2249
WC-503A	18,9	69,1	503,9	504,1	0,20	360	85	0,0522
WC-503A1	18,9	69,1	513,4	513,4	0,20	269	54	0,1300
WC-505	7,4	76,3	539,0	539,8	0,80	146	69	0,4056
WC-506	12,8	76,7	499,3	499,3	0,30	201	53	0,2295
WC-506	12,8	76,7	504,4	504,4	0,05	202	68	0,0286
WC-506	12,8	76,7	505,9	505,9	0,02	194	73	0,0100
WC-506	14,5	76,5	559,4	559,6	0,15	171	57	0,1067
WC-506	14,5	76,5	562,5	562,7	0,20	170	62	0,1294
WC-506	14,5	76,5	566,5	566,5	0,05	222	62	0,0322
WC-506	14,5	76,5	569,2	569,2	0,40	187	77	0,1777
WC-506	16,4	76,8	574,5	574,7	0,20	163	80	0,0715
WC-508	25,6	71,0	534,5	534,5	0,50	46	42	0,2527
WC-510A	14,1	76,7	470,5	470,5	0,60	184	68	0,3431
WC-510A	14,1	76,7	472,4	472,4	0,40	166	87	0,1039
WC-530	6,3	80,5	496,4	496,4	0,20	105	57	0,1111
WC-530	10,7	79,8	566,2	566,2	0,20	163	69	0,1001
WC-531	7,1	77,2	503,9	503,9	0,10	210	67	0,0573

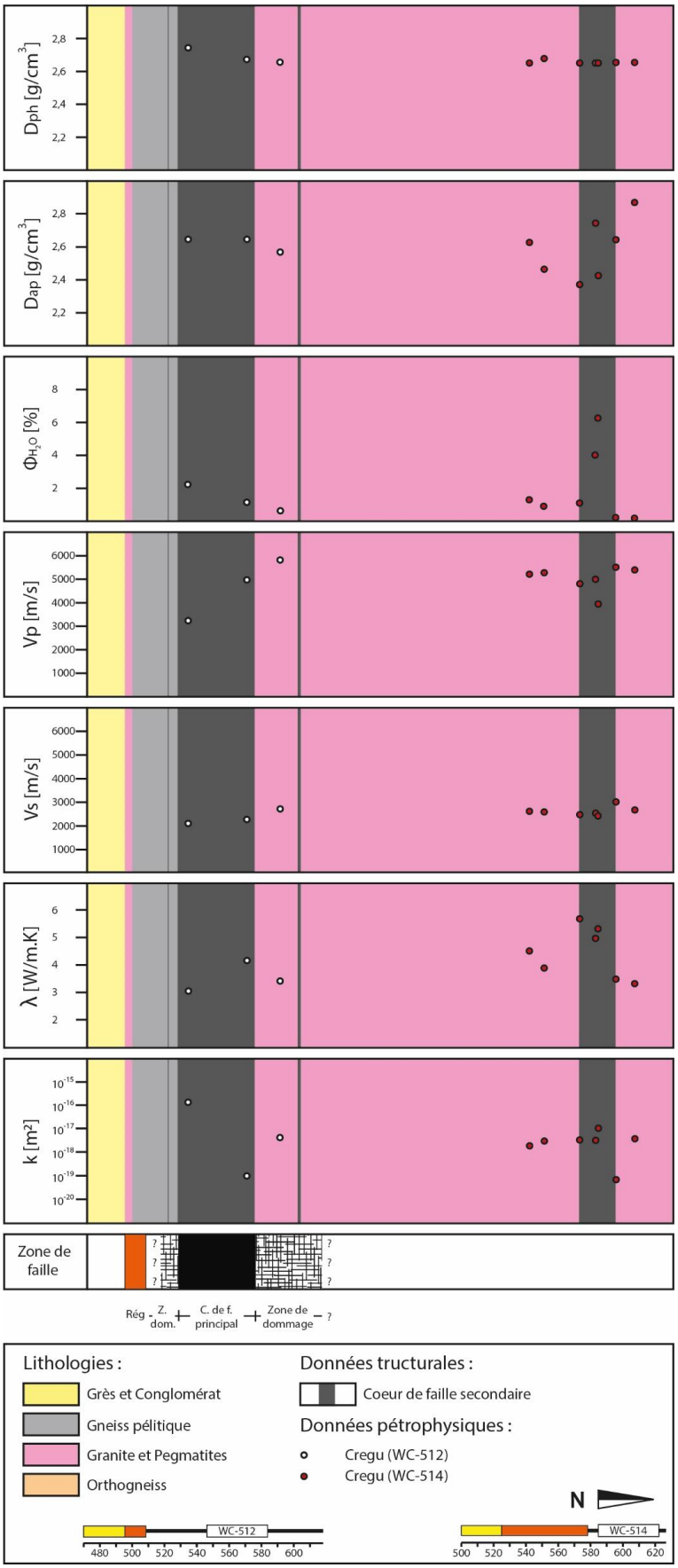
Annexe 17 : Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe C (Cigar Nord).



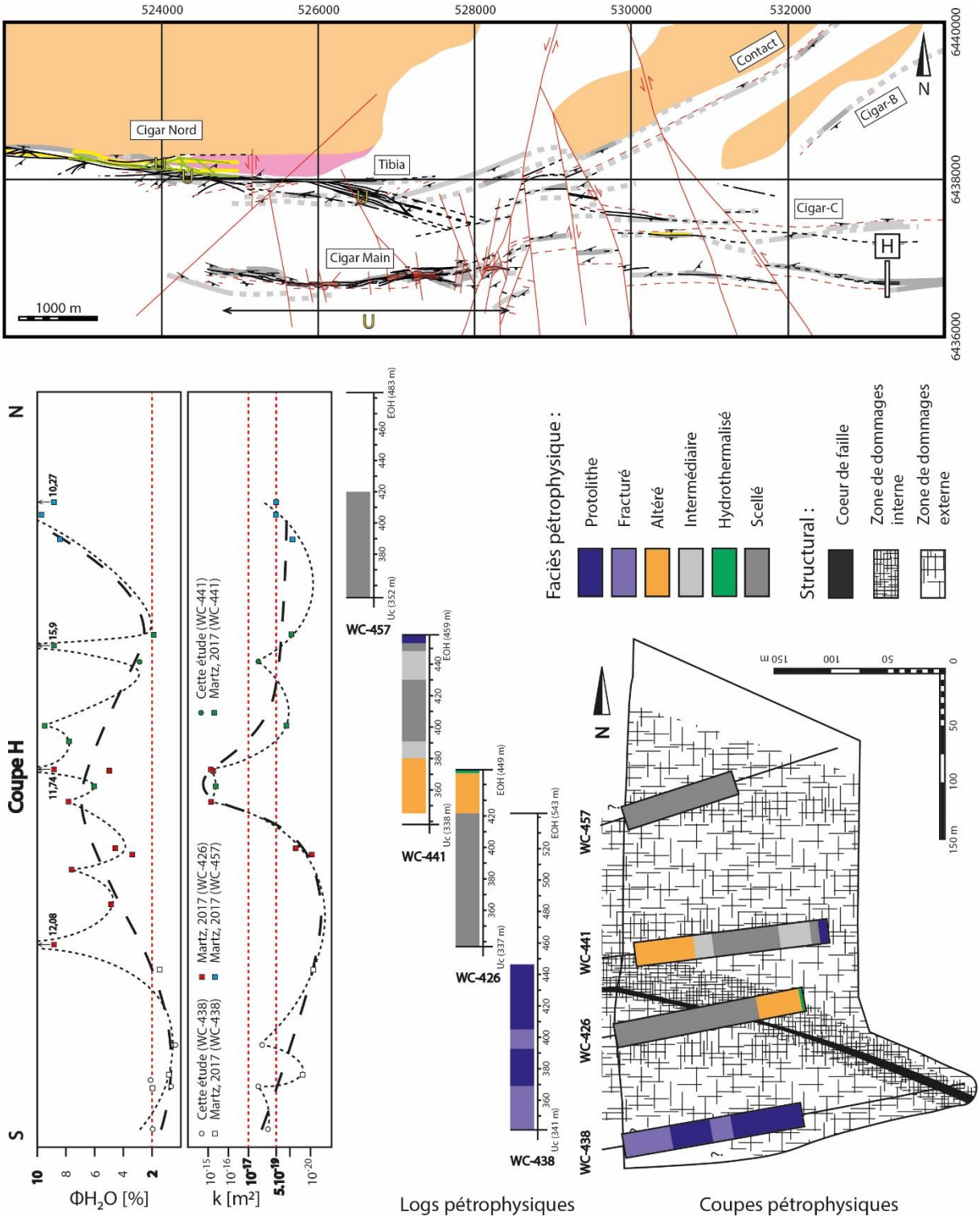
Annexe 18 : Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe F (Cigar Nord).



Annexe 19 : Distribution des propriétés pétrophysiques le long du profil litho-structural réalisé à partir des forages de la coupe G (Cigar Nord).



Annexe 20 : Coupe pétrophysique H recoupant la zone de faille de Cigar Main, réalisée à partir des profils de porosité (ΦH2O) et perméabilité (k).



La région du bassin de l'Athabasca est reconnue depuis les années 1970 comme une cible d'exploration stratégique pour les gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques. Les gisements et indices connus sont spatialement associés à des failles de socle réactivées syn- à post-Athabasca, le long desquelles d'intenses altérations hydrothermales argileuses sont observées. L'intersection entre ces zones de faille vectrices des circulations fluides et la discordance paléo-protérozoïque constitue le guide d'exploration principal pour la découverte de nouveaux gisements. Cependant, les variations de l'intensité des altérations et des quantités de minéralisations retrouvées dans ces structures, font apparaître une différence dans l'efficacité de ces conduits pour le drainage des fluides hydrothermaux et le dépôt des minéralisations uranifères. Si le contrôle structural et la réactivation de ces structures héritées sont identifiés comme des paramètres essentiels à la circulation de ces fluides et à la mise en place des gisements, les facteurs géologiques clefs permettant la transformation des structures imperméables en structures perméables sont encore inconnus. Afin de déterminer ces facteurs, cette thèse propose de comparer des zones de faille de fertilité en minéralisations uranifères contrastée, en prenant pour exemples la faille de Cigar Main contenant le gisement de Cigar Lake et la faille de Cigar Nord et ses indices minéralisés. La spécificité de cette étude repose sur l'application de techniques d'analyses structurales et prétrophysiques employées dans la caractérisation des réservoirs géologiques et des systèmes géothermiques actifs, au système hydrothermal fossile mis en place dans l'environnement du gisement de Cigar Lake.

L'analyse structurale réalisée à l'échelle de la zone d'étude met en avant la répartition hétérogène de la déformation pré-uranium contrôlée par des contacts lithologiques de natures différentes. Cet héritage structural contrasté a pour effet de focaliser préférentiellement la déformation sur la faille de Cigar Nord à l'interface entre deux blocs lithologiques. De par l'accumulation plus forte de la déformation, les déplacements plus importants et les réactivations tectoniques plus nombreuses, la faille de Cigar Nord est interprétée comme la faille principale à forte maturité et la faille de Cigar Main comme une faille secondaire moins mature. Cette différence de maturité est associée à des variations de la morphologie et de la minéralogie des zones de faille qui impactent leurs signatures pétrophysiques et conduit à des comportements hydrauliques spécifiques. Ces variations de comportements hydrauliques sont liées au développement de la fracturation et de l'altération hydrothermale, paramètres contrôlant la morphologie des réseaux poreux et les propriétés hydrauliques matricielles des échantillons. La reconstitution de l'évolution de ces paramètres au travers de trajets pétrophysiques et leur mise en parallèle avec les différentes phases d'altérations, a permis de retracer l'évolution hydraulique pré-, syn- et post-uranium des zones de faille. Les résultats de cette étude mettent en avant l'importance du contrôle de l'héritage structural initial sur le développement de la fracturation et de l'altération pré-uranium dans les failles secondaires, à l'origine de la création de drains efficaces pour la circulation d'une grande quantité de fluides enrichis en uranium et le dépôt de gisements d'importance économique.

Mots clefs : Athabasca, Pétrophysique, Structure, Système hydraulique, Uranium, Zone de faille

The Athabasca basin has been recognized since the 1970s as a strategic exploration target for Proterozoic unconformities-related uranium deposits. Known deposits and occurrences are spatially associated with syn- to post-Athabasca reactivated basement faults with intense hydrothermal clay-rich alterations. Intersections between these faults, acting as fluid conduits, and the Proterozoic unconformity is the main exploration guide for discovering new deposits. However, alteration intensity variations and mineralization quantities observed along these structures reveal differences in the hydrothermal fluids draining efficiency and the uranium mineralization deposition. While structural control and reactivation of these inherited structures are identified as essential parameters for fluid circulation and uranium deposition, the key geological factors that allow the transformation of impermeable structures into permeable ones remain unknown. To identify these factors, this thesis approach relies on the comparison between fertile and sterile fault zones, using the Cigar Main fault and his associated Cigar Lake deposit and the Cigar North fault and its mineralized occurrences. The specificity of this study is based on the structural and petrophysical analysis techniques used in the characterization of geological reservoirs and active geothermal systems to the fossil hydrothermal system of the Cigar Lake deposit environment.

The study area scale structural analysis reveals a heterogeneous distribution of pre-uranium deformation controlled by various lithological contacts. This contrasting structural inheritage results in a preferential deformation focalisation on the Cigar North fault localized at lithological blocks interface. Due to the higher deformation accumulation, larger displacements, and tectonic reactivations increases, the Cigar North fault is interpreted as the principal, highly mature fault, while the Cigar Main fault is considered as a less mature secondary fault. This maturity difference is associated with in the morphological and mineralogical fault zones variations, which impact their petrophysical footprints and lead to specific hydraulic behaviors. These hydraulic behavior variations are related to the development of fracturing and hydrothermal alteration, which control the morphology of porous networks and the matrix hydraulic properties at sample scale. By reconstructing the evolution of these parameters through petrophysical paths and comparing them with the different alteration phases, these study identify the pre-, syn-, and post-uranium hydraulic evolution of the fault zones. The results of this study point the control of the initial structural inheritage on the development of pre-uranium fracturing and alteration in secondary faults as the key factor, which leads to the creation of effective drains for the circulation of a large amount of uranium-rich fluids and the deposition of economically ore bodies.

Key words: Athabasca, Fault zone, Hydraulic system, Petrophysics, Structure, Uranium