UNIVERSITÉ DE LORRAINE | BIBLIOTHÈQUES UNIVERSITAIRES

AVERTISSEMENT
DROIT D'AUTEUR

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. Toute contrefaçon, plagiat ou reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

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

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

UNIVERSITÉ DE LORRAINE
34 COURS LÉOPOLD — CS 25233
54052 NANCY CEDEX
TÉL : 03 54 50 54 00
CONTACT@UNIV-LORRAINE.FR
WWW.UNIV-LORRAINE.FR

Ecole Doctorale SIReNa

Thèse

Présentée et soutenue publiquement pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE LORRAINE

Mention : GEOSCIENCES

Par **Metzger MOMBO MOUKETO**

Sous la direction de M. Yves GERAUD

Organisation structurale, diagenétique et pétrophysique aux différentes échelles d'un bassin intra-montagneux : application au Bassin Houiller Lorrain (BHL)

Date de soutenance : 27 novembre 2025

Membres du Jury :

Directeur de thèse :	M. Yves GERAUD	Professeur, GeoRessources, Université de Lorraine
Président de jury :	Mme Céline SCHNEIDER	Professeur, Université de Reims Champagne-Ardenne
Rapporteurs :	M. Laurent BECCALETTO	Docteur HDR, BRGM, Orléans
	Mme Sophie LELEU	Maitresse de conférences, Université de Bordeaux
Examinateurs :	M. Jacques PIRONON	Dr de recherche, GeoRessources, CNRS, Université de Lorraine
	Mme Judith SAUSSE	Professeur, GeoRessources, Université de Lorraine
	Mme Céline SCHNEIDER	Professeur, Université de Reims Champagne-Ardenne
Invités :	M. Alain IZART	Maitre de conférences, Université de Lorraine
	M. Fady NASSIF	Ingénieur géologue, Française de l'Energie, Pontpierre

Remerciements

Ça y est, c'est la fin d'une aventure Metzger, tu l'as fait et ce parce que tu n'as rien lâché mais aussi grâce aux nombreuses personnes qui t'ont soutenu de loin comme de près dans cette aventure. C'est donc pour moi le moment de vous remercier. J'espère n'avoir oublié personne !

Tout d'abord, je tiens à remercier le projet REGALOR (REssources GAzières de LORraine) pour avoir financé cette thèse. Un grand merci à toutes les parties prenantes de ce beau projet, à commencer par la société Française De l'Energie (FDE) pour avoir mis à notre disposition les données géophysiques (lignes sismiques, diagraphies) et les carottes qui ont été étudiées pendant cette thèse. Je remercie la région GRAND-EST et le Fonds Européen de Développement Régional (FEDER) pour avoir cofinancé cette thèse, et enfin, je tiens à remercier le laboratoire GeoRessources pour l'accueil et l'intégration facile.

Je voudrais en premier lieu remercier mon directeur de thèse, Yves GERAUD, pour m'avoir accordé sa confiance sur ce sujet. Merci Yves pour tes conseils scientifiques, pour ta patience à mon égard car je reconnais avoir été un apprenti chercheur un peu têtu (pour ne pas dire trop têtu). Merci du fond du cœur car au-delà de l'aspect scientifique, tu as su me comprendre et m'épauler dans les moments difficiles de la thèse. Alors ce travail t'est dédié. Je tiens également à remercier Marc DIRAISON pour sa contribution à cette thèse. Merci Marc pour tes conseils sur l'interprétation structurale des lignes sismiques.

Je voudrais remercier tous les membres du Jury d'avoir accepté de rapporter et d'examiner ce travail. Merci Laurent BECCALETTO, Sophie LELEU, Jacques PIRONON, Céline SCHNEIDER, et Judith SAUSSE. Vos commentaires, suggestions, et questions ont grandement amélioré ce manuscrit. Merci infiniment Céline d'avoir cru que je pouvais terminer cette thèse à des moments où je n'y croyais plus vraiment. Toi et Mary FORD aviez su m'encourager depuis le premier comité de suivi de thèse. Merci beaucoup d'avoir accepté de présider ma soutenance de thèse. Pour tout cela, merci du fond du cœur. Merci Laurent pour avoir accepté de rapporter ce travail et d'avoir été physiquement présent à ma soutenance. Merci Sophie pour ton intérêt à cette thèse ainsi que pour les multiples questions que tu m'as posées dans ton rapport et le jour de la soutenance. Ces éléments ont enrichi la qualité de la discussion lors de la séance de questions et ont grandement amélioré la version finale de ce manuscrit.

Merci à toi Jacques pour pleins de choses. D'abord d'avoir accepté d'examiner ce travail que tu connais bien. Merci pour tes conseils scientifiques aiguisés sur la caractérisation des paléo-fluides. Je garde en mémoire nos discussions sur la diagenèse, les inclusions fluides, la sidérite, l'hydrogène, etc. Merci de m'avoir initié au vaste monde des inclusions fluides et de m'avoir orienté vers des analyses par rayonnement infrarouge et par spectrométrie Raman grâce auxquelles j'ai fait de belles rencontres.

J'aimerais dire merci à Alexis Elias BAHNAN avec qui j'ai collaboré sur la partie inclusions fluides et modélisation Petromod. J'ai aussi été aidé par Audile BARRES et Marie-Camille CAUMON que je remercie chaleureusement. Merci de votre expertise et surtout de votre simplicité et disponibilité. Je remercie également merci à Andreï LECOMTE pour son assistance pour les analyses MEB.

Merci à toi Philippe DE DONATO pour ton soutien multiforme pendant toute la thèse et au-delà, tu as toujours su nous épauler. Merci à Fady NASSIF et à Romain CHENILLOT pour votre accueil chaleureux dans vos les locaux de la FDE à Pontpierre. J'ai adoré les échanges scientifiques fructueux que nous avons eus lors de nos passages chez vous. Un grand merci également à tous les doctorants et post-doctorants du projet REGALOR que j'ai eu la chance de rencontrer.

J'ai vécu cette aventure aux côtés de gens formidables sans qui cette thèse aurait eu une saveur amère. En tout cas, vous avez été d'un soutien inestimable pendant toute cette aventure et au-delà. Je tiens à dire un grand merci à Laurie CHANG-TCHONG, alias tata Laulau. Je me souviens de notre première rencontre à Pau. Tu nous intriguais (moi et Jean-Paul GOMEZ) car ton nom et prénom n'avaient rien en commun. On a bien sympathisé dès notre première rencontre et on est devenu amis au fil du temps. Je me souviens qu'on a passé nos auditions de thèse au même moment, peut-être même le même jour à TOTAL. Je suis heureux de t'avoir comme amie. Ça aurait été drôle de soutenir le même jour.

Merci pour tout Salim ALLOUTI, alias tonton Salim. Dès le premier jour de notre rencontre à l'ENSG, j'ai su que tu étais une personne géniale et que je m'entendrai super bien avec toi. Je n'avais pas tort, tu as été le meilleur binôme de thèse. Je garde en mémoire pleins de souvenirs, les premiers à Rennes au début de notre thèse, tu étais le seul qui n'était pas bourré, nos discussions dans le bureau de la loose, la sortie terrain dans les Cévennes et à Graissessac où on a failli se faire rentrer dedans par un camion de la poste sur un virage, les soirées passés chez moi, chez toi, les conférences où tu devais t'occuper de Marlyne pendant que je présentais, nos discussions sur notre dépression fini-thèse, bref, que des moments inoubliables.

Un grand merci à toi Martin QUESSANDIER, tu es un ami formidable. J'ai partagé le bureau avec toi et Salim et nous formions l'équipe de la loose. Je me souviens des deux nuits blanches que nous avons passées à perfectionner mon ppt et mon discours de soutenance. J'avoue que tu joues bien le rôle de la présidente du Jury. Merci infiniment pour ta disponibilité et ton soutien. Du fond du cœur, merci à tous les trois d'avoir cru en moi, et d'avoir attendu que je sorte de la mine souterraine.

D'autres personnes formidables ont aussi fait partie de ce voyage que j'aimerais remercier. À ceux que j'ai rencontrés à l'ENSG. Merci Khalid ESSA pour ton assistance sur les l'interprétation des données gravimétriques et pour tes conseils durant ces années de thèse. Merci à Lionel BERTRAND avec qui j'ai beaucoup discuté des méthodes d'interprétation automatique des fractures à partir des données d'affleurements, merci pour tes conseils sur les mesures

pétrophysiques. Merci à Claire BOSSENNEC avec qui j'ai collaboré, je garde en souvenirs notre sortie terrain dans les Cévennes, c'était génial.

Merci à Sylvain LUBY, à Alexiane FAVIER, à Audrey THOMAS qui m'a encadré pendant mon stage à l'ENSG, à Jade DUTILLEUL, à Fabrice MALARTRE pour tes conseils sur l'analyse sédimentologique des carottes, à Danièlle GROSHENY pour tous les moments d'échanges, à Raymond MICHELS pour toutes les discussions passionnantes sur le charbon Lorrain et la diagenèse organique. Merci à Romain Hemelsdaël pour les belles discussions sur la structurale du bassin. Merci à toi Thomas OBIN pour ta présence à ma soutenance et pour les moments agréables passés ensemble à Nancy.

Un merci spécial à tous les stagiaires que j'ai eu à encadrer pendant cette thèse pour leurs projets de Licence, Master 1 et Master 2. Je remercie chaleureusement Gireau BOUMBOUET, Vanel KWAHA SAMOUO, Amine Tewfik ALIK, Bara NDIAYE, Remi MULLER, et Simon DECHAMPS. Merci de la qualité du travail que vous avez réalisé.

J'aimerais remercier également l'équipe des nouveaux doctorants que j'ai vu arriver à l'école. Je pense à toi Nadjib CHIBATI, tu es un ami formidable et quelqu'un sur qui je peux compter. Je pense à Pierre COSMES, merci pour ton assistance, et je sais que tu vas terminer ta thèse avec brio. Merci à toi Adrien MASCOTTO, tu as su gérer la visio-conférence et le hibou comme un chef. J'ai pris plaisir à discuter avec toi.

Je tiens également à remercier l'entreprise SOL SOLUTION ainsi que tous mes collaborateurs du service diagnostic d'ouvrages. Merci les gars d'avoir toléré le fait que je travaille sur ma thèse pendant mes pauses repas. Je remercie Fabien, Nico, Romain (mon coach sportif), Julien (alias Mr le maire), Valentin, Antonin, Corentin, Héléna, Nelly. Merci pour votre bonne humeur de tous les jours au bureau et pour votre soutien. Antonin, maintenant que j'ai le sac et la gourde qu'il faut pour une bonne rando, à ta disposition pour un autre tour. Romain, promis, je reprendrai bientôt le sport même si je sais que tu ne me crois plus.

Maintenant, je tiens à dire merci à mes amis de longue date. Merci à toi Jarce BOUKORO alias tonton Jarcounet, un ami fidèle qui est devenu un frère. Je rêve toujours de ma revanche à Fifa. Merci à toi yay MPELE pour tous les moments inoubliables. Merci à toi Nature LOUBANOU, Le couz Bismarc alias le grand mopila, merci à toi Hardy NKODIA. Merci à toi Kaci TASSADIT pour ton soutien et ton amitié, j'espère qu'on se reverra bientôt.

À ceux qui ont rejoint l'aventure, Chanel et Cédric. Merci les gars pour votre amitié et pour votre soutien. Désolé de n'avoir pas été trop parmi vous depuis notre départ à Paris jusqu'au jour de la soutenance à Nancy. J'étais dans une autre bulle et vous l'aviez compris. Merci pour cela. Merci à toi Belvie d'avoir géré le pot de thèse et de m'avoir accueilli chez vous. Je tiens à te remercier toi et ton conjoint Romaric.

Merci aux miens, à mon sang, MOMBO Mirina, Cristo KUMBA, et Adriano MOMBO. Merci à toi Cristo pour tout, surtout pour le nœud papillon. C'est le truc que tout le monde a retenu de ma présentation de thèse, alors merci. Merci à toi Adriano d'avoir pris soin des enfants en notre absence. Merci à toi Mirina, d'avoir fait le déplacement jusqu'à Nancy avec le petit Harrison. D'ailleurs, il est d'un calme extraordinaire. J'ai passé des moments agréables en sa compagnie.

Merci à mes parents, MOMBO Raymond et MOMBO née MBOUMBA Pauline, d'avoir cru en moi et d'avoir compris l'importance des études dans ma vie. Maman, tu m'as toujours dit que quand j'étais enfant, je te disais que je voulais devenir docteur pour vous soigner. La bonne nouvelle c'est que je suis docteur. Mais la mauvaise c'est que je ne suis pas le genre de docteurs qui soignent. Tu devras continuer à aller chez le médecin. En tout cas, merci pour votre soutien inconditionnel.

Enfin, merci aux trois petites canailles/tornades/boudeuses qui rythment ma vie au quotidien depuis 2018. Merci à toi Océane, de m'avoir supporté, soutenu, consolé, et de m'avoir aimé. Tout ceci n'aurait pas pu se faire sans ton soutien. Merci à mes deux petites princesses qui sont nées pendant cette aventure, Marlyne MOMBO MOUKETO et Elyna MOMBO MOUKETO. Vous êtes ma raison de vivre, je vous aime sans limite.

Résumé étendu

Le Bassin Houiller Lorrain (BHL) est un bassin d'âge Carbonifère supérieur dont les couches de charbons ont longtemps été exploitées par galeries souterraines. Ces exploitations furent ponctuées par des accidents mortels liés aux explosions de méthane des couches de charbon. Aujourd'hui, ce méthane et bien d'autre gaz présents dans ces couches pourraient être des ressources énergétiques stratégiques car leur exploitation locale permettrait de réduire l'empreinte carbone de la France en réduisant le pourcentage du gaz importé. Le Projet REGALOR, porté par la Française De L'Energie (PME Française), l'université de Lorraine/Laboratoire GeoRessources et la région Grand-Est a pour objectif la réévaluation de cette ressource. Cette réévaluation est nécessaire car malgré les nombreuses études initiées par l'exploitation charbonnière, il existe encore des contradictions sur l'évolution de la déformation tectonique dans le bassin, un manque de connaissance et de données sur la pétrographie des formations détritiques du Westphalien et du Stéphanien, sur leur histoire diagenétique (dans la matrice et dans les fractures) et sur leurs propriétés pétrophysiques. Dans ce cadre, des données géophysiques et des données de cinq forages (carottes, diagraphies, et imagerie acoustique) ont été mise à disposition par la Française De l'Energie. Les résultats de cette thèse apportent des nouvelles connaissances sur les problématiques scientifiques mais également des éléments géologiques qui permettent de mieux comprendre le système gazier en place en identifiant les roches sources potentiels d'hydrogène, les roches réservoirs, les roches barrières et les caractéristiques des structures de transfert de ces fluides (failles et fractures).

L'analyse des données gravimétriques et des lignes sismiques 2D a permis de mieux contraindre la structuration du socle sous les formations du Westphalien mais aussi la structure de l'anticlinal d'Alsting et son histoire de formation. La carte de la première dérivée verticale de l'anomalie de Bouguer a permis de cartographier la géométrie de la faille de Metz-Hunsrück, indiquant que celle-ci est une zone de failles continue depuis la Saar jusqu'en Lorraine. La carte du toit du socle quant à elle a montré l'existence des zones d'approfondissement et de remontée de socle orientées principalement NE-SW et NW-SE. Dans les zones d'approfondissement de socle, les épaisseurs globales atteignent plus de 6, 5 km alors qu'elles sont réduites entre 1, 5 et 3 km au niveau des remontées de socle.

Les interprétations des lignes sismiques ont permis de montrer que le pli d'Alsting est un pli-faille avec un chevauchement à pendage vers le nord-ouest, et ce chevauchement semble s'enraciner dans un niveau de décollement intra-Westphalien. La mise en lumière d'une surface

d'érosion post-plissement et intra-Stéphanienne indique que le pli d'Alsting s'est formé pendant le Stéphanien, suggérant ainsi une phase de compression intra-Stéphanien dans le bassin.

À l'échelle de la carotte, les analyses sédimentologiques ont révélé des séquences gréso-conglomératiques de taille entre 10 et 200 m, déposés dans des environnements fluviatiles proximaux de type chenaux en tresse ou alluviaux, qui s'alternent avec des dépôts distaux représentés par des séquences de chenaux méandriforme et de chenaux de débordement (crevasse-splay), et des dépôts de plaines d'inondation et de marécages.

Grace au point-counting, ces grès et ces conglomérats du Westphalien et du Stéphanien ont été classés dans la famille des litharénites, des sublitharénites à litharénites feldspathiques riches en clastes métamorphiques, en quartz, et en pseudo-matrice détritique intergranulaire. Ces clastes métamorphiques sont essentiellement des quartzites qui proviennent des quartzites des formations du Hunsrück situées au Nord du bassin. Pour le Stéphanien, les grès et conglomérats sont classés comme des litharénites plus enrichies en intraclastes sédimentaires qui proviennent des phases d'érosion d'anticlinaux au Stéphanien. Un autre aspect important de cette analyse pétrographique est la définition d'un microfaciès riche en pseudo-matrice (> 20%), nommé **Frpm** ; un microfaciès pauvre en pseudo-matrice (<20%) nommé **Fppm** et le microfaciès rougeâtre riche en hématite nommé **Fr**.

Une fois ces sédiments déposés, la diagenèse précoce subie par ces grès et conglomérats diffère en fonction du microfaciès. Les grès et conglomérats **Fr** ont subi une diagenèse précoce (éogenèse) marquée par la formation de l'hématite qui leur confère la couleur rougeâtre. Les grès et conglomérats riche en pseudo-matrice ont été affectés par la formation de la pyrite framboïdale, des nodules de sidérite et par la cimentation de sidérite micritique riche en fer (nommé S1) conduisant au microfaciès **Frpmc** (riche en pseudo-matrice cimentée**)**. Pendant l'enfouissement, la mésogenèse dans les microfaciès **Frpmc** a été marquée par la dissolution de la S1 et des feldspaths alcalins, la formation d'un ciment de sidérite magnésienne (S2). Dans les microfaciès **Fr** et **Fppm,** la mésogenèse a été marquée par la précipitation des argiles authigènes (dickites et les illites).

Tous ces processus diagenétiques ont grandement affectés les propriétés réservoirs (porosité et perméabilité) des grès et conglomérats. Pour les microfaciès **Frpm** et **Frpmc**, la cimentation précoce par la sidérite a réduit drastiquement la porosité (entre 1 et 2,5%) et la perméabilité ($<10^{-2}$ mD) pendant l'éogenèse. Pour les microfaciès **Fr** et **Fppm**, une réduction moins importante de la porosité (entre 7 et 16%) et de la perméabilité ($>10^{-1}$ mD) s'est faite

tardivement (pendant l'enfouissement) à cause de la formation des argiles authigènes. La dissolution de feldspaths alcalins n'a pas amélioré la porosité à cause d'un remplacement souvent totale par les argiles authigènes. Les grès et conglomérats des microfaciès **Fr** et **Fppm** sont donc des meilleurs réservoirs pour la géothermie, le stockage de CO_2 ou pour l'exploitation des gisements conventionnels de méthane ou d'hydrogène, alors que les microfaciès **Frpmc** peuvent jouer le rôle de roches couvertures.

En ce qui concerne la conductivité thermique, les charbons se sont révélés être de très mauvais conducteurs (CT médiane = 0,3 $W.K^{-1}.m^{-1}$), alors que les conglomérats et les grès sont des meilleures conducteurs (CT médiane = 5 $W.K^{-1}.m^{-1}$). Les facteurs les plus importants qui les influencent sont la nature lithologique, la quantité de matière organique, le pourcentage en quartz et la granulométrie des faciès.

L'analyse des fractures à partir des images BHTV et des carottes a permis d'identifier cinq familles d'orientations dans le Westphalien C et D : la N45, la N60, la N125, la N150, et la N170. Les critères géométriques observés et la nature des ciments démontrent une différence de comportement de la fracturation en fonction des faciès. Dans les charbons, la plupart des fractures sont des fractures d'extension qui ne traversent pas les limites de couches et qui sont disposés en échelon. Une seule faille décrochante a été reconnue. Ces deux familles sont toutes cimentées par la sidérite. Dans les faciès détritiques, les fractures et les failles sont de plus grandes taille (atteignant jusqu'à 2 m de longueur) et se développent sur plusieurs bancs. Deux familles de paragenèse de remplissage ressortent pour les fractures cimentées, les fractures à pyrite – dickite - quartz et celles à pyrite - dickite - ankérite- sphalérite - barytine. La première famille est orientée N90 et la deuxième N125 et correspondent aux directions des failles de décrochement connues dans le bassin. La présence des fragments de charbon dans ces ciments indique une fracturation et cimentation postérieure à la maturation des charbons qui s'étend de du Jurassique moyen au Crétacé. Ces fractures sont donc probablement liées à l'enfouissement et aux régimes tectoniques extensifs qui ont affecté le bassin à ce moment.

Les compositions isotopiques et les températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans les ciments dans les fractures ont permis de définir la nature des fluides parents ainsi que leurs conditions de formation. Dans les charbons, le fluide responsable de la précipitation des ciments de sidérite est le fluide de formation piégé dans la porosité intergranulaire. Dans les fractures des faciès détritiques, les fluides déterminés sont tous externes aux formations du Westphalien/Stéphanien. La première phase d'ouverture de fracture a fait circuler un fluide marin conné (fluide marin du Carbonifère inférieur ? Dévonien ?), puis, des fluides enrichis en

isotopes d'oxygène (fluide de socle) lors de la première et deuxième réouverture-cimentation, et enfin, un mélange entre un fluide du Mésozoïque avec le fluide de socle pour la dernière phase de réouverture. Toutes ces circulations responsables de la précipitation des ciments d'ankérite dans le Westphalien C se sont déroulées à des températures entre 120 et 140°C et des pressions entre 36,2 et 49,5 MPa, à des profondeurs entre 3 et 4 km. Ces températures sont anormalement élevées comparé à la maturité actuelle des charbons (0,7 et 1%) contenus dans ces formations, indiquant des circulations hydrothermales. La datation U-Pb permettrait de préciser les âges de formation des différentes générations d'ankérite.

La fenêtre profondeur-température des ciments d'ankérite correspond au début de la fenêtre requise pour générer l'hydrogène à partir d'un carbonate de fer. Les microfaciès de plaine de plaine d'inondation riches en pseudo-matrice cimentée par la sidérite (**Frpmc**) et enfouies à partir de 4 km sont donc des roches mères potentielles de l'hydrogène trouvé dans le bassin.

Mots-clés : Bassin Houiller de Lorraine (BHL) ; structure du socle et du bassin ; formation du pli d'Alsting ; pétrographie et propriétés pétrophysiques ; hydrogène, caractérisation des fractures sur carottes ; modèle de circulation de fluides.

Extended abstract

The Lorraine Coal Basin (LCB) is an Upper Carboniferous basin whose coal seams have long been mined through underground tunnels. These activities were punctuated by fatal accident caused by coal seams methane explosions. Today, this methane and other gas found in these coal seams could represent strategic energetic resources, as their local exploitation would reduce France carbon footprint by reducing the percentage of gas importation. The REGALOR Project, led by la Française De l'Energie (a French SME), the University of Lorraine/GeoRessources Laboratory, and the Grand-Est Region, aims to re-evaluate this resource. This re-evaluation is necessary because despite the numerous studies conducted during the coal mining era, contradictions still exist regarding the deformation evolution in the basin, a lack of data and knowledge concerning the petrography, the diagenetic history (in the matrix and in the fractures), and the petrophysical properties of the Westphalian and Stephanian clastic formations. As part of the project, geophysical and borehole data (cores, logs, and acoustic imaging) have been made available by La Française de l'Energie. The results of this thesis provide new insights into scientific issues as well as geological elements that enable a better understanding of existing gas systems by identifying rocks that are potential sources of hydrogen, reservoir rocks, cap rocks and the characteristics of the structures that transfer these fluids (faults and fractures).

The analysis of gravity data and 2D seismic lines helped better constrain the basement structure beneath the Westphalian formations, as well as the structure and formation history of the Alsting fold. The map of the first vertical derivative of the Bouguer anomaly improved the mapping of the Metz-Hunsrück-Fault geometry, indicating that it is a continuous fault zone from the Saar region to the Lorraine, but with abrupt orientation changes. The basement top map reveals basement deeps and basement highs trending principally NE–SW and NW–SE. In the NE–SW oriented deepening zones, the total sedimentary thicknesses exceed 6.5 km whereas it is reduced between 1.5 and 2.5 km in the basement highs.

The interpretation of seismic lines shows that the Alsting fold is a fault-related fold with a northwest-verging thrust fault which likely soles out in within the Westphalian sequence. The identification of an intra-Stephanian post-folding erosional surface suggests that the Alsting fold formed during the Stephanian period, indicating a compressive phase in the basin.

At core scale, sedimentological analyses revealed the presence of 10 to 200 m thick sandy-conglomeratic sequences from proximal braided channel or alluvial systems, alternating with 1 to 10 m finer-grained sequences from meandering channels or crevasse-splay deposits, and with

clays and coals from floodplain and swam. Point-counting on thin sections classifies the Westphalian and Stephanian sandstones and conglomerates as litharenites, sublitharenites, and feldspathic litharénites, rich in metamorphic clasts, quartz, and in intergranular pseudo-matrix. These metamorphic clasts are mainly quartzites originating from the quartzites of the Hunsrück formations located in the north of the basin. For the Stephanian, sandstones and conglomerates are classified as litharenites enriched with sedimentary intraclasts originating from the erosion phases of anticlines during the Stephanian. Another important aspect of this petrographic analysis is the definition of a microfacies rich in pseudo-matrix (> 20%) named **Frpm**; a microfacies poor in pseudo-matrix (<20%) named **Fppm**; and the reddish microfacies rich in haematite named **Fr**.

Once these sediments were deposited, the early diagenesis undergone by these sandstones and conglomerates differed depending on the microfacies. The **Fr** sandstones and conglomerates underwent early diagenesis (eogenesis) marked by the formation of hematite, which gives them their reddish colour. The **Frpm** sandstones and conglomerates rich were affected by the formation of framboidal pyrite, siderite nodules and the cementation of iron-rich micritic siderite (named S1) leading to the **Frpmc** microfacies (rich in cemented pseudo-matrix). During burial, mesogenesis in the **Frpmc** microfacies was marked by the dissolution of S1 and alkaline feldspars and the formation of a magnesian siderite cement (S2). In the **Fr** and **Fppm** microfacies, mesogenesis was marked by the precipitation of authigenic clays (dickite and illite).

The overall diagenetic processes greatly affected the reservoir properties (porosity and permeability) of the sandstones and conglomerates. For the **Frpmc** microfacies, early cementation by siderite drastically reduced porosity (between 1 and 2.5%) and permeability ($<10^{-2}$ mD) during eogenesis. For the **Fr** and **Fppm** microfacies, a less significant reduction of porosity (between 7 and 16%) and permeability ($>10^{-1}$ mD) occurred during burial due to the formation of authigenic clays. The dissolution of alkali feldspars did not improve porosity because of its often-complete replacement by authigenic clays. The sandstones and conglomerates of the **Fr** and **Fppm** microfacies are therefore better reservoirs for geothermal energy, CO2 storage or for the exploitation of conventional methane or hydrogen deposits, while the **Frpmc** microfacies may play the role of cap rocks.

Regarding thermal conductivity, coals are very poor conductors (median TC = 0.3 W. $K^{-1}.m^{-1}$), while conglomerates and sandstones are better conductors (median TC = 5 W. $K^{-1}.m^{-1}$). The

most important factors influencing these conductivities are the lithological nature, the amount of organic matter, the percentage of quartz, and the grain size.

Fractures analysis from BHTV images and core samples identified five fracture sets in the Westphalian C and D: N45, N60, N125, N150, and N170. The observed geometric criteria and the nature of the cement demonstrate a difference in fracture behavior depending on the facies. In the coals, most fractures are extensional fractures that do not cross bedding boundaries and are arranged in an echelon pattern. Only one strike-slip fault was identified. Both families are cemented by siderite. In the detrital facies, the fractures and faults are larger (reaching up to 2 m long) and extend over several beds. Two families of cement paragenesis stand out for, the pyrite-dickite-quartz fractures and pyrite-dickite-ankerite-sphalerite-barite fractures. The pyrite-dickite-quartz fractures are oriented N90, and pyrite-dickite-ankerite-sphalerite-barite fractures are oriented N125, corresponding to the directions of the known strike-slip faults in the basin. The presence of coal fragments in these cements indicates that fracturing and cementation occurred after coalification period, which extends from the Middle Jurassic to the Cretaceous. These fractures are therefore likely linked to burial and the extensional tectonic regimes that affected the basin at that time.

The isotopic compositions and homogenization temperatures of fluid inclusions in fracture-cements have allowed to determine the nature of the parent fluids and their formation conditions. In coals, the fluid responsible for the precipitation of siderite is the formation fluid trapped in the intergranular porosity. In fractures affecting detrital facies, the fluids identified are all external to the Westphalian/Stephanian formations. The first phase of fracture opening involved the circulation of a connate marine fluid (Lower Carboniferous marine fluid? Devonian?), then an oxygen isotope-enriched fluids (basement fluid) during the first and second reopening-cementation phases, and finally, a mixture of a Mesozoic fluid with the basement fluid for the last reopening phase. The precipitation of ankerite cements in the Westphalian C occurred at temperatures between 120 and 140°C and pressures between 36.2 and 49.5 MPa, at depths between 3 and 4 km. These temperatures are abnormally high compared to the current maturity of the coals (0.7 and 1%) indicating hydrothermal circulation. U-Pb dating would allow for a more precise determination of the formation ages of the different generations of ankerite.

The depth-temperature window of the ankerite cement corresponds to the beginning of the window required to generate hydrogen from iron carbonate. The floodplain microfacies rich in siderite-cemented pseudo-matrix (**Frpmc**) buried up to 4 km are therefore potential source rocks for the hydrogen found in the basin.

Keywords: Lorraine Coal Basin; basement and basin structure; Alsting fold formation; petrography and petrophysical properties; hydrogen, fracture characterisation from core samples; fluid circulation model.

Table des matières

CHAPITRE I - Introduction générale 17
I.1 Contexte de la thèse : Le bassin Houiller Lorrain (BHL) et le projet REGALOR 18
I.2 Problématiques de la thèse 22
I.3 Objectifs de l'acquisition de données 24
I.4 Organisation du manuscrit 25
CHAPITRE II – Contexte géologique du Bassin Houiller Lorrain (BHL) 26
II.1 Contexte géologique 27
II.1.1 Cadre géodynamique global de la chaine hercynienne en Europe 27
II.1.2 Evolution au cours du dévonien et du permien des unités rhénohercynienne, saxothuringienne et de la MGCH. 28
II.1.3 Relaxation de la chaine hercynienne à la fin du Carbonifère et au Permien 32
II.1.4 Structure actuelle des unités rhénohercynienne, saxothuringienne et de la MGCH 34
II.2 État des connaissances géologiques dans le BHL 36
II.2.1 Stratigraphie 36
II.2.2 Sédimentologie 38
II.2.3 Pétrographie des formations du Westphalien et du Stéphanien 40
II.2.4 Histoire d'enfouissement et de la paléothermicité dans le bassin 42
II.2.5 La diagenèse 46
II.2.6 Modèles de bassin et évolution de la déformation 50
II.2.7 La fracturation dans le bassin 53
CHAPITRE III – Matériels et méthodes d'analyses 56
III.1 Matériels et données 57
III.1.1 Données sismiques 57
III.1.2 Données gravimétriques 58
III.1.3 Les données de forages 58
III.2 Analyses des données 63
III.2.1 Analyses des lignes sismiques 63
III.2.2 Analyses des données gravimétriques 64
III.2.3 Analyses sédimentaires 65
III.2.4 Analyses pétrographiques 66
III.2.5 Analyses pétrophysiques 68
III.2.6 Analyses de la fracturation 70
III.2.7 Analyses des inclusions fluides 71
III.3 Outils et conditions analytiques 72
III.3.1 Analyses au microscope optique 72

III.3.2 Analyses au microscope électronique à balayage (MEB) 72
III.3.3 Spectroscopie Raman et Infrarouge 73
III.3.4 La cathodoluminescence 73
III.3.5 Analyses chimiques à la microsonde 73
III.3.6 Analyses isotopiques à la sonde ionique ou SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) 74
III.4 Échantillonnage 74
CHAPITRE IV - Organisation structurale du Bassin Houiller de Lorraine (BHL) et formation du pli d'Alsting 80
IV.1 Résumé en français 80
IV.2 Article: Structural organization of the Lorraine coal basin and formation of the Alsting thrust fold 81
IV.2.1 Abstract 81
IV.2.2 Introduction 82
IV.2.3 Geological context 82
IV.2.4 Lithostratigraphy of the LCB 88
IV.2.5 Dataset 90
IV.2.6 Results and interpretations 92
IV.2.7 Discussion 97
IV.2.8 Conclusions 104
CHAPITRE V - Sédimentologie, pétrographie, et diagenèse des formations détritiques du Westphalien et du Stéphanien du BHL 105
V.1 Sédimentologie 106
V.1.1 Séquences sédimentaires et paléoenvironnements dans le Westphalien 106
V.1.2 Séquence sédimentaires et paléoenvironnements dans le Stéphanien 117
V.2 Pétrographie 121
V.2.1 Les grains détritiques 121
V.2.2 Quantifications minéralogiques 124
V.2.3 Classification des grès et conglomérats 130
V.3 Diagenèse 130
V.3.1 L'hématite 130
V.3.2 Les pyrites 131
V.3.3 La sidérite 132
V.3.4 Dickites 135
V.3.5 Illites 136
V.4 Discussion 138
V.4.1 Evolution du paysage sédimentaire et provenance de sédiments 138
V.4.2 Évolution diagenétique 143
V.5 Conclusion 149

CHAPITRE VI - Propriétés pétrophysiques des formations du Westphalien 150
VI.1 Les mesures pétrophysiques 151
VI.1.1 Densité de la phase solide ($g.cm^{-3}$) 151
VI.1.2 Porosité à l'eau (%) 151
VI.1.3 La perméabilité (mD) 151
VI.1.4 Vitesses onde P ($m.s^{-1}$) 151
VI.1.5 La conductivité thermique ($W.K^{-1}.m^{-1}$) 153
VI.1.6 Distribution des rayons d'accès de pores 153
VI.2 Discussion 155
VI.2.1 Facteurs qui influencent la porosité et la perméabilité 155
VI.2.2 Facteurs qui influencent la vitesse des ondes de compression (Vp) 160
VI.2.3 Facteurs qui influencent la conductivité thermique 163
VI.3 Conclusion 169
CHAPITRE VII - La fracturation des formations du Westphalien 170
VII.1 Caractéristiques de la fracturation 171
VII.1.1 Le forage de Folschviller 1A 171
VII.1.2 Le forage de Diebling (Diebs-1) 174
VII.1.3 Le forage de Saulcy (Suy-1) 177
VII.2 Discussion 179
VII.2.1 Type et origine des fractures 179
VII.2.2 Comportement de la fracturation en fonction du faciès 180
VII.2.3 Chronologie de mise en place des failles et fractures 181
VII.3 Conclusion 181
CHAPITRE VIII - Origines des fluides à l'origine des ciments diagenétiques dans la matrice et dans les fractures, et leurs conditions de circulation et de précipitation 182
VIII.1 Synthèse des ciments observés dans la matrice et dans les fractures 183
VIII.2 Caractéristiques microscopiques, géochimiques, et relation de recoupement des ciments dans les fractures 185
VIII.2.1 Les ciments de sidérite 185
VIII.2.2 Les ciments d'ankérite 185
VIII.2.3 Les sulfures 189
VIII.2.4 La barytine 191
VIII.2.5 Les dickites 191
VIII.3 Compositions isotopiques des ciments d'ankérite 192
VIII.4 Caractérisation des inclusions fluides 193
VIII.4.1 Types d'inclusions fluides 194
VIII.4.2 Températures d'homogénéisation (T_h) et salinités 195
VIII.4.3 Signatures isotopiques des fluides parents des ciments d'ankérite 200
VIII.5 Discussion 203

VIII.5.1 Origine des fluides mobilisés pendant les épisodes de fracturation 203
VIII.5.2 Période et conditions de formation des ciments 207
VIII.5.3 Origines des sulfures 210
VIII.5.4 Origines des dickites et du ciment de quartz 210
VIII.6 Conclusion 211
CHAPITRE IX – Conclusions générales et perspectives 212
IX.1 La structuration du socle et les variations d'épaisseurs globales 213
IX.2 Structuration du bassin et variations d'épaisseurs locales 213
IX.3 Distribution, nature et origine de la fracturation 213
IX.4 Synthèse des phases diagenétiques et nature des fluides mobilisés 214
IX.5 Propriétés pétrophysiques des grès et conglomérats du Westphalien/Stéphanien 216
IX.6 Le système gazier dans le BHL : roches sources, roches réservoirs/barrières et chemins de migration 217
IX.7 Perspectives 220
Références bibliographiques 221
Annexes 237

Liste des figures

Figure I.1.1 : Configuration paléogéographique au Carbonifère supérieur (Namurien-Westphalien) montrant la position des principales aires de sédimentation houillère et la position de quelques bassins houillers dont le BHL-BHSN (modifié d'après Meschede et Warr, 2019). 18
Figure I.1.2 : Extension géographique du BHL et du BHSN avec la position des zones explorées pour le charbon (zone des HBL) et le méthane (partie SW du BHL) (modifié d'après Teichmüller et al., 1983). 19
Figure I.1.3 : Permis d'exploration de la FDE dans le BHL. Notez l'activité minière (puits et galeries) concentrée autour de l'anticlinal de Merlebach alors que la partie sud-ouest autour de l'anticlinal d'Alsting reste peu explorée. 20
Figure I.1.4 : Les grands axes de recherches du projet REGALOR. 21
Figure I.2.1 : Cadre lithostratigraphique du BHL (modifié d'après Donsimoni (1981) et document FDE). 23
Figure II.1.1 : (A) Configuration paléogéographique des plaques et microplaques impliquées dans la formation de la Pangée au Paléozoïque (d'après Catalán et al., 2009). (B) Structure du cœur de la chaine hercynienne-appalachienne et localisation de la zone d'étude (d'après Mendes et al., 2021). 27
Figure II.1.2 : Configuration géodynamique du Dévonien inférieur (modifié d'après Meschede et Warr, 2019 ; Franke, 2000). 29
Figure II.1.3 : Configuration géodynamique du Dévonien-supérieur/Carbonifère inférieur (modifié d'après Meschede et Warr, 2019 ; Franke, 2000). 30
Figure II.1.4 : Configuration géodynamique à partir du Namurien (modifié d'après Meschede et Warr, 2019). 31
Figure II.1.5 : Modèle conceptuel de la destruction de la lithosphère des unités de socle limitrophes du BHL-BHSN (Ziegler et al., 2004). Notez la formation des bassins intra montagneux par réactivation en extension des failles hercyniennes et la mise en place du magmatisme. 33
Figure II.1.6 : Coupes structurales simplifiées montrant la géométrie des différentes unités de socles limitrophes du BHL-BHSN (modifiées d'après Oncken et al., 2000 ; Schäfer et al., 2000 ; Edel et Schulmann, 2009 ; Le Gall et al., 2021 ; Franke, 2000). 35
Figure II.2.1 : Cadre stratigraphique du BHL d'après Izart et al. 2025. Les âges issus des datations des tonsteins sont reportés sur la figure. 37
Figure II.2.2 : Types de séquences sédimentaires et d'environnements de dépôts reconnus dans les séries du Westphalien et du Stéphanien du BHL (d'après Fleck et al., 2001). 39
Figure II.2.3 : Localisation des forages de Saulcy et de Porcelette étudiées par Fleck, 2001 (modifié de Allouti, 2024). Noter la position des forages de Folschviller 1A, de Diebling 1, et de Saulcy dont les données seront exploitées dans cette thèse. 40
Figure II.2.4 : Classification des grès et conglomérats d'âge Westphalien et d'âge Stéphanien du BHSN (d'après Korsch et Schäfer, 1998 et Quandt et al., 2024). 41
Figure II.2.5 : Valeurs de VR (%) pour différents échantillons du Westphalien et du Stéphanien du BHL (d'après Izart et al., 2016). 43
Figure II.2.6 : (A) Modélisation paléothermique 1D du puit de Gironville indiquant un maximum d'enfouissement situé entre la fin du Jurassique et pendant tout le Crétacé pour le BHL (d'après Izart et al., 2016). (B) modèle d'évolution du flux de chaleur avec un pic de

chaleur pendant le Stéphano-permien dû au régime extensif (C) Courbes de calibrations des données VR en fonction des différents scénarios de flux de chaleur et de taux d'érosion au Carbonifère, au Permien et au Mésozoïque..... 44
Figure II.2.7 : (A) Carte d'iso-valeurs de VR montrant une augmentation de maturité pour les formations les plus anciennes. (B) Carte d'iso-valeurs au sein de la couche de charbon Geisheck (WC) montrant une maturité plus importante pour le synclinal. (C) Coupe géologique montrant des iso-valeurs de VR recoupant la stratigraphie (d'après Hertle et Littke, 2000). (D) Modèle paléothermique 1D du BHSN indiquant un enfouissement maximum atteint au Stéphanien-Permien..... 45
Figure II.2.8 : (A) Log stratigraphique du puit EST433 avec la position des échantillons étudiés. (B) Modèle d'enfouissement et d'évolution thermique des unités stratigraphiques concernées. (C) Carte géologique du bassin de Paris et localisation des puits et échantillons. (D) Zoom de la carte géologique de la zone d'étude. (E) Coupe géologique E-W du bassin de Paris montrant le BHL comme socle des formations Mésozoïques dans la partie E du bassin de Paris. Figure d'après Brigaud et al. (2020)..... 47
Figure II.2.9 : (A) Séquence paragenétique des formations étudiées. (B) Température calculées à partir des Isotopes Clumped (Δ47) versus le $\delta^{18}O$ des calcites (VPDB : Vienna Peedee Belemnite). Les lignes en pointillées représentent les valeurs des courbes d'iso-valeurs d'isotopes $\delta^{18}O$ de l'eau (VSMOW : Vienna Standard Mean Ocean Water) issus du model de Watkins et al. (2013). (C) graphe croisé des températures en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ des fluides parents. Figure d'après Brigaud et al. (2020)..... 48
Figure II.2.10 : Séquence diagenétiques des grès et conglomérats du Stéphanien A/B du puit Primsweiller 1 dans le BHSN (d'après Quandt et al., 2024)..... 49
Figure II.2.11 : Figure montrant les interprétations de Henk (1993) et de Schäfer (2011) pour la faille du Sud Hunsrück (SHF : South Hunsrück Fault) imagée par les lignes sismiques DEKORP 1C et 9N. 50
Figure II.2.12 : Carte montrant les structures de déformation dans le Westphalien et le Stéphanien du BHL (modifié d'après Hemelsdaël et al., 2023)..... 52
Figure II.2.13 : Orientations des familles de failles et de fractures analysées dans les galeries du BHL (modifié d'après Blès et Lozes, 1980 ; Donsimoni, 1981 ; Villemin et al., 1995). 53
Figure II.2.14 : Système de fractures dans les charbons du BHL (d'après Izart et al., 2016).. 55
Figure III.1.1 : Localisation des lignes sismiques et des principaux forages analysées dans cette thèse (modifiée de Donsimoni, 1981 ; Hemelsdaël et al., 2023 ; et cette étude). 57
Figure III.1.2 : Exemples d'anciennes lignes sismiques. (1) Ligne sismique Bo12 difficilement exploitable à cause de sa mauvaise qualité. (2) Ligne sismique RE4 exploitable montrant l'allure générale des couches géologiques. 58
Figure III.1.3 : Corrélations stratigraphiques entre les différents puits étudiées montrant d'importantes variations d'érosion/ d'épaisseur des formations du Permo-Carbonifère liées à leur position structurale..... 59
Figure III.1.4 : Caisses de carottes du puit Folschviller 1A montrant une couche de charbon surmontée par des grès et conglomérat polygéniques. (B) Caisse de carottes du puit Lorette 1 montrant un niveau de grès fin à litage horizontal. 61
Figure III.1.5 : Exemple d'images BHTV en amplitude du forage Fols-1A montrant un intervalle gréso-conglomératique lité, et montrant plusieurs petites séquences granodecroissantes avec des surfaces basales érosives qui sont visibles. 62

Figure III.1.6 : Représentation d'un plan de fracture sur imagerie BHTV et le principe de détermination de l'orientation de la fracture (modifié d'après Milloy et al., 2015)..... 63
Figure III.2.1 : Résumés des différents paramètres utilisés dans la corrélation temps-profondeur entre les forages et les lignes sismiques. Cg: Conglomerates, Sa: Sandstones; Cl: Claystones; Co: Coal; Li: Limestone. 64
Figure III.2.2 : (A) Carte de l'anomalie totale de Bouguer. (B) Séparation des anomalies régionale et résiduelle en appliquant l'analyse spectrale. (C) Anomalie de Bouguer régionale. (C) Anomalie de Bouguer résiduelle. 65
Figure III.2.3 : Différentes formes de signal Gamma-ray traduisant des cortèges de dépôts sédimentaires bien distincts dans un contexte de sédimentation clastique. (Modifié et adapté d'Emery et Myers, 1996). 66
Figure III.2.4 : Stratégie d'analyses microscopiques pour déterminer la minéralogie des grès et conglomérats et celles des phases diagenétiques dans la matrice et dans les fractures..... 67
Figure III.2.5 : Image illustrant le dispositif de mesures des ondes P et S sur échantillons de roche. Un gel couplant est souvent utilisé entre l'échantillon et le capteur pour assurer la bonne pénétration de l'onde dans l'échantillon. 68
Figure III.2.6 : Principe et appareil de mesure de la conductivité thermique sur des échantillons de roche (Navelot, 2018). 69
Figure III.2.7 : Interface d'interprétation de données BHTV (amplitude) sur le logiciel Wellcad. Les Barres vertes représentent les degrés de confiance du pointée automatiquement. Le 3D représente la géométrie du trou (caliper réel) construit à partir du temps de transite des ondes. Les Tadpoles représentent les orientations (azimut et dip, et dip direction) des fractures interprétées. 71
Figure IV.2.1 : The Lorraine Coal Basin (LCB) and the Saar Nahe Coal Basins (SNCB) within the Variscan orogeny units (modified from Franke, 2014). 83
Figure IV.2.2 : (a) Structural map of the LCB-SNCB (modified from Pruvost, 1934; Hannover, 1979; Donsimoni, 1981; Stollhofen, 1998; Hemelsdaël et al., 2023). (b) A Cross-section (grey line on (a)) at the France-Germany boundary showing the current geometry of the thrust-folds (modified from Juch et al., 1994). The map is projected using the Lambert 93 system. 85
Figure IV.2.3 : Lithostratigraphy of the LCB with the different sub-stages defined in the Westphalian and Stephanian (modified from Donsimoni, 1981)..... 89
Figure IV.2.4 : (a): Wells location on the structural map. Note also the location of the different NE-SW sub-stages thickness profiles from well data. These thickness profiles are presented on Figure IV.2.7. The map is projected with Lambert 93 system explaining the gap of the X and Y coordinates locations. (b): Summary of the different parameters used in the seismic-to-well tie procedure. Cg (conglomerate), Cl (claystone), Co (coal), Li (limestone) and Sa (sandstone). 91
Figure IV.2.5 : Map of the first vertical derivative highlighting the geometry of the MHFZ. Note the different abrupt changes of the MHFZ orientation from the SNCB to the LCB. The map is projected with the Lambert 93 system. The vertical and horizontal represent the grid used to compute the map and not the longitude and latitude lines. The longitude and latitude are represented by the cross visible on the map 93
Figure IV.2.6 : Map of the top of the basement under the LCB and the SNCB highlighting the presence of basement deeps and highs of different geometries, orientations and lengths. The map is projected with the Lambert 93 system. The vertical and horizontal represent the grid used to compute the map and not the longitude and latitude lines. The longitude and latitude lines are represented by the cross visible on the map. 87

Figure IV.2.7 : NE-SW well stratigraphy profiles in the LCB-SNCB highlighting the Mesozoic thickening toward the south-west, the Permian and the Stephanian thickening in syncline and their thinning or absence in the fold hinge areas. 90
Figure IV.2.8 : (a) Uninterpreted and interpreted SAR16. (b) Uninterpreted and interpreted SAR17. These two lines highlight the structure of the Alsting anticline as a SE-vergent fault-propagation fold. Furthermore, note the presence of the ISU in the Stephanian sequence, separating a folded Early Stephanian sub-sequence with the non-folded sub-sequence. The ISU truncates the Westphalian D-Stephanian on the fold hinge. 93
Figure IV.2.9 : (a) Uninterpreted and interpreted migrated SAR18. (b) Uninterpreted and interpreted migrated SAR5. The SAR18 highlights the same geometry observed on SAR16 and SAR17. The SAR5 line shows the ISU as a major intra-Stephanian post-folding erosion surface. 94
Figure IV.2.10 : (a) Uninterpreted and interpreted migrated SAR07. (b) Uninterpreted and interpreted migrated SAR20. The SAR7 highlights the Alsting fold as a pop-up anticline, probably a positive flower structure. The SAR20 shows that the Stephanian sub-sequence overlying the ISU is made up of typical growth strata. 95
Figure IV.2.11 : (a) Uninterpreted and interpreted migrated RE01. (b) Uninterpreted and interpreted migrated RE04. The RE01 highlights the Merlebach anticline as a SE-vergent thrust fold with a possible back thrust in the piggyback syncline. Note the important thickening of the Stephanian sequence in the Landroff syncline. The RE04 highlights NW-SE syn- Stephanian sedimentary faults. 96
Figure IV.2.12 : (a). Top basement map showing the position of the wells and seismic lines presented in b. (b). Two-Way-Time (from seismic) and depth profile of the Top Westphalian D from the Alsting to the Morhange thrust-folds highlighting also the Morhange growth syncline between the two thrust-folds. 101
Figure IV.2.13 : Proposal of the Alsting thrust fold tectono-sedimentary evolution. The cross-sections are not in scale. (a) Continuous deposition from the Westphalian until the Early Stephanian lower sub-sequence. (b) thrusting and folding of the Westphalian-Stephanian sub-sequence leading to the formation of the Alsting thrust fold and its subsequent uplift and erosion. (c)Subsidence and deposition of the Upper Stephanian sub-sequence as drape strata. 103
Figure V.1.1 : Log sédimentaire du forage Folschviller 1A et du forage Diebling 1 montrant l'enchainement vertical des paléoenvironnements interprétés. Sont reportés sur le log, le code couleur associé à chaque environnement de dépôt interprété, les positions des échantillons prélevés pour l'analyse pétrographique et l'analyse de la fracturation. La position des faciès rougeâtres est aussi reportée. 107
Figure V.1.2 : Logs sédimentaires des forages de Suy-1 (A) et de Lrt-1 (B) avec les sous-étages, les formations, les lithologies, l'enchainement vertical des paléoenvironnements interprétés, et les positions des échantillons prélevés pour l'analyse pétrographique et l'analyse de la fracturation. 108
Figure V.1.3 : (A) Signal Gr-Dl dit serré/dentelé caractéristique des dépôts de plaine d'inondation. (B) Intervalle carotté d'un dépôt de plaine d'inondation montrant une alternance entre siltites, argilites, charbons, et les faciès intermédiaires entre ces trois pôles (argile charbonneuse, siltite argileuse, etc.) (C) Exemples de litages obliques sombres (soulignés par de la matière organique) et claires (soulignés par des silts) dans une siltite. Notez également la présence d'un nodule de sidérite. (D) Structures de déformation plastique dans une unité de

siltite cimentée par de la sidérite et surmontée par un niveau de grès fin. (E) Fossiles de plante dans une siltite. (F) Frange de cimentation par la sidérite dans une siltite. Ssd: Soft Sediment deformation; C.nod: Carbonate nodule; Cem.interv: Cemented interval; Cb: Crossbedding.110
Figure V.1.4 : (A) et (B) : Image en LPA des échantillons de siltites (CON6 et S1275) complétement cimentée par de la sidérite micritique. Noter les structures de déformations plastiques et les nodules (sphérulite) de sidérite sur l'image B. (C) Image BSE et spectre EDS d'un nodule de sidérite pauvre en Ca et en Mg. (D) Image BSE et spectre EDS du ciment de sidérite micritique pauvre en Ca et en Mg. Ssd : Soft sediment deformation; C.nod : Carbonate nodule. 111
Figure V.1.5 : (A) Signaux Gr-Dl en forme de cloche inversée caractéristiques des dépôts de crevasse splays enregistré pour le forage de Folschviller. (B) Photos de carotte du forage de Folschviller correspondant à une cloche inversée observée en (A) et montrant une séquence silto-gréseuse, avec à la base des termes argilo-silteux riches en matière organique évoluant au sommet vers des termes silto-gréseux, expliquant la décroissance des valeurs de Gr vers le sommet. 113
Figure V.1.6 : (A) Signal cylindre des diagraphies Gr-Dl du forage Fols-1A correspondant aux faciès alluviaux ou fluviatiles en tresse. (B) Image de carotte montrant des conglomérats polygéniques dont les galets sont mal triés et supportés par une matrice gréso-silteuse (Clastic matrix) et correspondant aux cylindres observés en (A). (C) Conglomérat prélevé à 1258 m de profondeur dans le forage Suy-1 montrant une matrice silteuse entre les galets, des contacts concavo-convexes et des stylolithes entre les galets. (D) Image LPA du conglomérat échantillonné en F1297, 2 montrant des galets de quartzite métamorphique (Qzite clast) et de phyllithe (Phyl clast). Sid.cem : siderite cement. 115
Figure V.1.7 : (A) Signal diagraphiques Gr-Dl en forme de cloche pour le forage Fols-1A et caractérisant un cortège de faciès de chenaux fluviatiles. (B) Image de carotte du même intervalle montrant des séquences de chenaux à granodécroissance vers le sommet et à base conglomératique et érosive. (C) Exemple de séquence de chenal reposant sur des siltites de plaine d'inondation. (D) Exemple de séquence de chenaux rougeâtres qui sont présentes uniquement dans le forage de Folschviller. 116
Figure V.1.8 : Log sédimentaire du forage Coume 15/8 avec les sous-étages et les formations, les différentes lithologies, l'enchainement vertical des paléoenvironnements, ainsi que les positions des échantillons. 118
Figure V.1.9 : (A) et (B) Faciès de plaine d'inondation constitué d'une alternance d'argiles rougeâtres et verdâtres avec des intercalations de niveaux de siltites et de grès fins. Noter la présence de plusieurs paléosols dans ces séquences. 119
Figure V.1.10 : (A) Conglomérats polygéniques à galets supportés par une matrice et grès moyen à passées conglomératiques typiques des dépôts de chenaux fluviatiles. (B) Niveau de grès fins rougeâtres et faiblement lités qui pourraient représenter des dépôts de levée de chenal. (C) Grès moyens avec des intercalations de fins niveaux d'argilites rougeâtres et verdâtres. 120
Figure V.2.1 : Différents types de clastes de quartzite observés dans les grès et conglomérats datés du Westphalien/Stéphanien du BHL. (A) Image LPA de la lame F1197 montrant un claste de quartzite à quartz à bandes allongées et à quartz équigranulaire. Noter la présence de quartz monocristallin (Mono Qtz) et la présence d'une pseudo-matrice cimentée par la sidérite. (B) Image LPA de la lame F1299,88 montrant des clastes de quartzite à quartz équigranulaire et à

quartz en structure de flamme. (C) Image LPA de la lame F1299,88 montrant un claste de quartzite à quartz équigranulaire. (D) Claste de phyllite dans la lame L1204,62. 121
Figure V.2.2: Exemple d'intraclastes sédimentaires dans les grès et les conglomérats des formations du Westphalien/Stéphanien du BHL. Image LPA de la lame S1228,2 montrant des intraclastes de siltite (pointillés blancs), des intraclastes de grès (pointillés rouges), mais aussi des clastes complètement cimentés par de la sidérite micritique (contour en pointillés bleus). 122
Figure V.2.3: Exemple de grains de muscovite et de feldspath observés dans les grès et les conglomérats datés du Westphalien/Stéphanien. (A)/(B) Image LPA de la lame F1295,1 montrant des grains de muscovite déformés par la compaction de grains de quartz et de quartzites plus rigides. (C) Image LPA de la lame CON4 montrant un grain de feldspath alcalin faiblement à moyennement altéré et remplacé par de la sidérite. (D) Image LPA de la lame F1295,1 montrant un feldspath non-altéré. Notez la présence d'oxyde de fer en enrobage de grains et en ciment intergranulaire dans la lame F1295,1. 123
Figure V.2.4: Caractéristiques de la matrice détritique intergranulaire dans les conglomérats et les grès du Westphalien et du Stéphanien. (A) Grains de pseudo-matrice déformés de manière plastique entre les grains de quartz et quartzite (Qzite) plus rigides. (B) Pseudo-matrice cimentée par la sidérite. 124
Figure V.2.5 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de Diebling (Diebs-1). Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier. La classe « Background » correspond aux vides liés aux arrachements de matière pendant la fabrication des lames mines. Pour certains échantillons, la matrice détritique entre les grains principaux est entièrement cimentée par de la sidérite micritique, rendant difficile une quantification de la matrice et du ciment. Dans ce cas, les deux ont été quantifiés ensemble en tant que pseudo-matrice cimentée..... 125
Figure V.2.6 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de Coume 15/8. Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier. 126
Figure V.2.7 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de Saulcy (Suy-1). Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier. 127
Figure V.2.8 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de LRT-1. Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier. 128
Figure V.2.9 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de Folschviller (Fols-1A). Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier. 129
Figure V.2.10 : Diagramme de Folk (1974) des grès et conglomérats d'âge Westphalien A (WA), Westphalien B (WB), Westphalien C (WC), du Westphalien D (WD) à gauche, et du Stéphanien du BHL à droite. Les données du forage Saar-1 sont issues de Zimmerle (1976). 130
Figure V.3.1 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des oxydes de fer présents dans les faciès rougeâtres. (A) Carottes du forage Folschviller 1A montrant des grès lités rougeâtres. (B) Image LPNA de l'échantillon F754 montrant l'hématite sous forme de film autour de grains. (C) Image LPA du conglomérat F1299,88 montrant un ciment d'hématite associé à des cristaux de dickite/kaolinite dans l'espace intergranulaire. (D) Spectre Raman de l'hématite. Qtz : quartz ; Fe ox : oxyde de fer ; Dick/Kaol : Dicktite/Kaolinite. 131
Figure V.3.2 : (A) Pyrites framboïdales dans un charbon argileux. (B) Pyrites cubiques associées au ciment de sidérite colmatant la porosité du grès S1226,2. (C) Diagramme ternaire des deux points analysés sur les pyrites framboïdales. 132

Figure V.3.3 : Critères macroscopiques des intervalles cimentés par la sidérite. (A) Frange de cimentation de sidérite dans une argilite du forage de Folschviller. Noter la présence de débris de plantes et des figures de déformations plastiques des sédiments. (B) Franges de cimentation dans un grès fin du forage de Saulcy. (C) Frange de cimentation dans un charbon du forage de Folschviller. (D)Nodules de sidérite dans un grès fin du forage de Folschviller. 133
Figure V.3.4 : Caractéristiques microscopiques des cristaux de sidérite. (A) Sidérite micritique (Micrite Sid) dans la lame D1061. Noter la présence d'oxyde de fer (Fe ox), des ciments de dickite/kaolinite (Dick/Kaol) et de feldspaths alcalins dissous et remplacés (Replc.Fk) par l'illite. (B) Grès fin de la lame S1226,2 complétement cimenté par la sidérite micro-sparitique (Micro.spar.Sid). (C) Sidérite sparitique (Spar.Sid) colmatant la porosité dans un conglomérat. (D) Feldspaths alcalins complétement dissous et remplacés par la sidérite micro-sparitique. 134
Figure V.3.5 : Structures internes et compositions chimiques des ciments de sidérite. (A) Image BSE d'une sidérite micro-sparitique montrant un cœur blanchâtre (S1) et une zonation externe grisâtre (S2), les deux séparées par une surface de dissolution. (B). Image BSE montrant S1 avec plus de zonations internes, enrobés dans S2 homogène et non-zonée. La surface de contact entre ces deux phases est franche et plane. (C) Cartographie EDS (carte d'intensité chimique) montrant que S2 est plus riche en Mg que S1. (D) Composition géochimique des nodules de sidérite, des cristaux de sidérite micritique ainsi que de S1 et S2. Qtz : quartz ; Qtzite : quartzite 135
Figure V.3.6 : Ciments de dickite dans la porosité des grès et des conglomérats. (A) Cristaux de dickite en remplissage de pores. (B) Ciments de dickite remplaçant un feldspath dissous (Alt.Fk). Noter également la présence des illites en remplacement de certains feldspaths dissous, et la présence des oxydes de fer (Fe ox). (C) Spectres infrarouges confirmant qu'il s'agit bien de cristaux de dickite et non de kaolinite. 136
Figure V.3.7 : Illites authigènes dans les grès de l'échantillon F1299,88. (A) Image LPA de l'échantillon F1299,88 montrant des cristaux d'illite déformés dans la porosité. (B) Cristaux de dickite illitisés dans l'échantillon F1299.88. (C) Spectre DRX d'illite et de dickite dans l'échantillon F1299,88. 137
Figure V.4.1 : Proposition d'évolution du paysage sédimentaire pendant le dépôt de la partie inférieur (A) et supérieure (B) du faisceau de Laudrefang, montrant le rôle des failles et pli-failles pendant le dépôt. Fk : Feldspaths alcalins. 140
Figure V.4.2 : Diagrammes de provenance du Westphalien D du forage Fols-1A (A), du Westphalien C et D du forage Diebs-1, et du Westphalien C et B des forages Lrt-1 et Suy-1. 142
Figure V.4.3 : Diagramme de provenance des grès et conglomérats du Stéphanien du forage de Coumes et de Saar 1. 143
Figure V.4.4 : Image en LPA de lames minces illustrant les 4 familles de microfaciès. (A) Grès S1228,2 appartenant au microfaciès riche en pseudo-matrice. (B) Conglomérat F1242 appartenant au groupe de microfaciès riche en pseudo-matrice cimentée par la sidérite micritique. (C) Grès F746,3 pauvre en pseudo-matrice. (D) Conglomérat rougeâtre F1299,88. 145
Figure V.4.5 : Paraséquence diagenétique pour les quatre groupes de microfaciès diagenétiques. 146
Figure VI.1.1 : Distribution statistiques des mesures de (A) densités de phase solide ($g.cm^{-3}$), (B) de porosité à l'eau (%), (C) de la perméabilité à l'azote (mD), (D) de la vitesse des ondes P

($m.s^{-1}$), (E) de la conductivité thermique ($W.K^{-1}.m^{-1}$) pour les différentes lithologies rencontrées dans les formations du Westphalien. 152
Figure VI.1.2 : (A) Distribution des rayons d'accès de pores des échantillons du forage Lorette 1. (B) Distribution des rayons d'accès de pores des échantillons du forage Diebling 1. Les échantillons des microfaciès riches et pauvres en pseudo-matrice cimentés par la sidérite (**Frpmc, Fppmc**) possèdent les rayons d'accès de pores les plus petits à cause de cette cimentation. Les plus grands rayons d'accès de pores sont rencontrés dans les microfaciès pauvres en pseudo-matrice et non cimentés (**Fppm**). 154
Figure VI.2.1 : (A) Perméabilité des charbons du forage Fols–1A en fonction de la porosité. (B) Image des fractures ouvertes dans un charbon du forage Fols–1A. (C) Exemple de fractures cimentées par la sidérite dans un niveau de charbon du forage Fols–1A..... 156
Figure VI.2.2 : Perméabilité en fonction de la porosité dans les siltites. Notez la réduction de la perméabilité avec la réduction de la porosité selon une loi de puissance. 157
Figure VI.2.3 : Histogramme de fréquence des porosités dans quelques échantillons selon les familles de microfaciès diagenétiques. 158
Figure VI.2.4 : Perméabilité en fonction de la porosité dans les différents groupes de microfaciès diagenétiques. Ce graphe illustre l'effet négatif du pourcentage de la pseudo-matrice et de la cimentation de la sidérite sur la perméabilité et la porosité des grès et conglomérats. 159
Figure VI.2.5 : Porosité en fonction de la profondeur dans les siltites, les grès et les conglomérats de quelques échantillons des forages Fols-1A (A), et de Diebs-1 (B) classés selon leur groupe de microfaciès diagenétique. 160
Figure VI.2.6 : (A) Vp en fonction de la porosité dans les charbons. (B) Vp en fonction de la porosité dans les argilites. 161
Figure VI.2.7 : Vitesses Vp en fonction des porosités pour les grès (image d'en haut) et pour les conglomérats (image d'en bas). Une diminution des Vp avec l'augmentation de la porosité est observée. 162
Figure VI.2.8 : Vitesses Vp en fonction des porosités pour les grès (image d'en haut) et pour les conglomérats (image d'en bas). Une diminution des Vp avec l'augmentation de la porosité est observée. 163
Figure VI.2.9 : (A) Profil CT en fonction de la profondeur (forage Fols-1A) illustrant une chute brutale de CT à la limite entre le niveau silto-gréseux et le charbon. (B) Profil CT en fonction de la profondeur (forage Fols-1A) montrant des pics de valeurs de CT liés à la présence des niveaux silto-argileux intercalés dans le charbon. 164
Figure VI.2.10 : Conductivité thermique (CT) en fonction de la porosité à l'eau dans les charbons. Une faible diminution de CT est observée avec l'augmentation de la porosité..... 165
Figure VI.2.11 : Effet de la granulométrie sur les valeurs de CT. (A) Exemple d'augmentation progressive des CT dans une séquence granocroissante de crevasse-splay. (B) Diminution progressive des CT dans une séquence granodécroissante de chenal fluviatile. 166
Figure VI.2.12 : Conductivité thermique (CT) en fonction de la porosité pour les siltites, les grès et les conglomérats. Une faible diminution des CT est corrélée avec l'augmentation de la porosité dans les grès. Les siltites et les conglomérats montrent une forte variabilité des CT. 167
Figure VI.2.13 : Conductivité thermique (CT) en fonction du pourcentage de pseudo-matrice des échantillons de Fols-1A, Lrt-1, et Coumes 15-8. 168

Figure VII.1.1 : Représentations stéréographiques par projection de Wulff pôle Sud des pôles et des plans des fractures dans les couches de charbon. (A) Plans et pôles des limites de couche de charbon. (B) Plans et pôles des litages internes des charbons (plans rouges et jaunes) et des 4 familles de fractures (plans bleus, noirs, marrons, gris). (C) Plans et pôles moyens des quatre familles de fractures après rotation du pendage structural des couches. 171
Figure VII.1.2 : Corrélations entre les analyses des images BHTV et les observations sur carottes pour le forage de Folschviller. Il est à noter la présence de plusieurs petites fractures cimentées dans le charbon et qui n'ont pas été détectées sur l'imagerie BHTV. Notez également une différence de 1 m entre la profondeur du toit de la couche de charbon indiquée sur l'image BHTV et celle indiquée sur les carottes. 172
Figure VII.1.3 : (A) Échantillon F1198, 8 montrant trois familles de fractures cimentées par la sidérite. (B) Échantillon F1260 montrant un réseau de fractures conjuguées cimentées par la sidérite dans l'intervalle de charbon. Il est à noter également les terminaisons de type hooking au niveau des zones de relai entre ces fractures. (C) Échantillon F1220,20 montrant un plan de fracture (P1) avec des stries horizontales indiquant un mouvement de cisaillement dextre. Le remplissage de ces fractures est également la sidérite. 173
Figure VII.1.4 : Exemple de dark et de bright fracture en imagerie BHTV ainsi que les représentations stéréographiques de leurs pôles pour le forage de Diebling 1. La représentation stéréographique est une projection de Wulff - pôle supérieur..... 174
Figure VII.1.5 : Caractéristiques structurales de fractures cimentées reconnues à la fois sur l'imagerie BHTV et sur les carottes du forage de Diebling 1. Trois familles d'orientation ressortent, la N125 (NW-SE) à pendage de 40° vers le NE et vers le SW, et la N90 (E-W) avec 90° de pendage. Les stries ont été observées sur la famille E-W. 176
Figure VII.1.6 : Caractéristiques structurales des échantillons du forage de Saulcy. (A) Image et schéma de carotte de l'échantillon S1226,2 montrant une fracture de cisaillement avec un décalage de 2 cm. (B) Image et schéma de carotte de l'échantillon S1228,2 montrant une zone de déformation complexe, avec un plan principal cimenté par l'ankérite, entourée de deux zones d'endommagement qui contiennent des fragments de la roche hôte. (C) Image et schéma de carotte de l'échantillon S1299,7 montrant deux plans de fractures majeures qui limitent une zone d'endommagement affectée par des fractures obliques qui s'arrêtent sur ces deux plans. Ces critères indiquent que les fractures principales sont probablement des fractures de cisaillement. (D) Image de carotte de l'échantillon S1298,3 montrant plusieurs fractures cimentées qui décalent des litages. (E) Image de carotte et schéma de l'échantillon S1275,8 montrant plusieurs petites fractures à ankérite, qui se développent préférentiellement dans l'intervalle cimenté par la sidérite. (F) Image de carotte de l'échantillon S1282 montrant des fractures cimentées se développant préférentiellement dans l'intervalle cimenté par la sidérite. (G, H) Echantillons S1283,3 et S1293 ,3 montrant des fractures cimentées par de l'ankérite dans un conglomérat. 178
Figure VII.2.1 : Bloc diagramme 3D représentant les familles directionnelles des failles et fractures dans les charbons et dans les faciès détritiques. Noter la déconnectivité entre les niveaux de charbons et les faciès détritiques à l'échelle de cette petite fracturation. La connectivité est probablement assurée par les grandes failles non observées sur les carottes. 180
Figure VIII.2.1 : Caractéristiques microscopiques et géochimiques du ciment de sidérite dans les fractures des charbons. (A) Image LPA de l'échantillon F1260 montrant un réseau de fractures conjuguées et cimentées par la sidérite. (B) Image BSE de cette sidérite montrant deux

générations notées S1 et S2 identifiées par les variations de pourcentages de fer et de magnésium. (C) Diagramme ternaire des compositions chimiques de la S1 et S2, complétées par les compositions des sidérites décrites dans la matrice des grès et des conglomérats. 185
Figure VIII.2.2 : Diagramme ternaire des compositions chimiques mesurées à la microsonde des ciments d'ankérite et de sidérite. 186
Figure VIII.2.3 : (A) Image LPA de l'échantillon S1226,2. (B) Image BSE sur une partie de la fracture et de la roche hôte de l'échantillon S1226,2 montrant un remplissage d'ankérite homogène. Il est à noter la cimentation complète de la matrice par la sidérite. (C) Grossissement sur la zone du fragment de la roche hôte montrant des inclusions de micro-dickite et de sidérite dans le ciment d'ankérite, elle prouve que ce ciment est tardif par rapport aux deux autres phases. (D) Image BSE de l'échantillon S1299,7 montrant également un ciment d'ankérite homogène. Notez la présence des fragments de la roche hôte cimentés par la sidérite cimentée par l'ankérite. (E) Image BSE d'une zone de la fracture montrant trois générations d'ankérite (Ank1S, Ank2S, et Ank3S) séparées par des surfaces de dissolution. (F) Image LPA de l'échantillon S1275,8. 187
Figure VIII.2.4 : (A) Image LPA de l'échantillon D1275. (B) Image BSE de la fracture montrant les quatre générations d'ankérite (Ank1D à Ank4D) séparées par des surfaces de dissolution. (C) Image LPA de l'échantillon D1279,5. (D) Image BSE de l'échantillon D1279, 5 montrant trois générations d'ankérite avec leurs relations de recoupement. (E) et (F) Variations des teneurs en fer et en magnésium pour les quatre générations d'ankérite. Les teneurs sont basées sur les compositions chimiques pondérées en FeO et MgO..... 188
Figure VIII.2.5 : Diagramme ternaire des compositions chimiques des différents sulfures identifiés dans les fractures. 189
Figure VIII.2.6 : (A) Image en LR de l'échantillon D1325 affecté par une fracture remplie par de la dickite, de la pyrite et de la chalcopyrite. (B) Image en LR de l'échantillon D1275 montrant la morphologie des ciments de pyrites en inter croissance avec des ciments d'ankérite. (C) Image BSE de l'échantillon D1280,5 montrant des cristaux de pyrite cubique remplissant la fracture principale et des ciments de pyrite remplissant les fractures dans la zone d'endommagement. (D) Image en LPA de l'échantillon D1275 montrant des zonations internes dans les cristaux de pyrite allongé. (E) Image en LPA de l'échantillon D1325 montrant des croissances de quartz sur un agrégat de pyrite cubique. (F) Image BSE de l'échantillon D1280,5 montrant des micro-dickites dans les espaces inter-cristaux de pyrite..... 190
Figure VIII.2.7 : (A) Image LPA de la fracture affectant l'échantillon D1275 qui montre la morphologie des cristaux de sphalérite. Noter également les cristaux de barytine. (B) Spectres Raman des cristaux de sphalérite illustrés en A. 191
Figure VIII.2.8 : (A) Spectres Infrarouge (cm^{-1}) des dickites des fractures des échantillons D1180,5 (vert) et D1280,5 (jaune). (B) Image LPA de la lame épaisse de l'échantillon D1280,5 montrant des macro-dickites associées aux pyrites. 192
Figure VIII.3.1 : Graphe des compositions isotopiques en oxygène et en carbone des différentes générations de ciments d'ankérite pour les Saulcy 1 et Diebling 1. Les flèches orange représentent les variations de de composition en isotope d'oxygène entre les 4 générations d'ankérite. Les rectangles rouges matérialisent les deux groupes qui possèdent des valeurs de $\delta^{13}C$ bien distinctes pour l'Ank1S. 193
Figure VIII.4.1 : Exemple de types d'inclusions fluides observées dans les ciments d'ankérite des fractures pour les forages de Diebling 1 et de Saulcy 1. (A) Image en lumière ultraviolet de l'échantillon D1275 montrant des inclusions fluides à hydrocarbures (inclusions bleues) dans

le ciment d'ankérite. Noter leur alignement selon des directions bien précises. (B) Image LPA de l'échantillon S1299,7 montrant des inclusions fluides aqueuses dans un ciment d'ankérite. 194
Figure VIII.4.2 : Spectres Raman des inclusions fluides aqueuses piégées dans le ciment de sidérite remplissant les fractures des charbons de Folschviller 1A. 195
Figure VIII.4.3 : Sept mesures de salinité par Raman dans les inclusions fluides piégées dans le ciment de sidérite remplissant les fractures des charbons du forage de Folschviller 1A. 196
Figure VIII.4.4 : (A) Histogrammes de fréquence des températures d'homogénéisations (T_h). (B) Salinités des inclusions fluides aqueux dans les ciments d'ankérite du forage Diebling 1. 197
Figure VIII.4.5 : (A), (B), et (C) Histogrammes de fréquence des températures d'homogénéisations (T_h) de l'AnkS. Pour différents échantillons. (D) Salinités des inclusions fluides aqueux dans l'AnkS. 198
Figure VIII.4.6 : Histogrammes des températures d'homogénéisations (T_h) des inclusions fluides à hydrocarbures pour les forages de Saulcy 1 (A) et Diebling 1 (B). 199
Figure VIII.4.7 : Histogramme de fréquence des températures d'homogénéisation (T_h) des inclusions fluides aqueuses dans la sphalérite. 199
Figure VIII.4.8 : Détermination du couple pression-température de formation les ciments d'ankérite AnkS pour le forage de Saucly 1 par la méthode d'intersection des d'isochores doubles (Roedder et Bodnar, 1980). Le mot Chip représente le morceau de ciment contenant les inclusions fluides analysées. AQ : aqueuse ; OIL : hydrocarbure ; FI : Fluid Inclusion. . 200
Figure VIII.4.9 : Graphes des valeurs de compositions isotopique $\delta^{18}O$ des fluides parents de l'AnkS et de l'Ank1D en fonction de la température. Les équations de fractionnement utilisées sont citées dans le texte. 201
Figure VIII.4.10 : Natures des fluides parents des différentes générations d'ankérites d'après les courbes de fractionnement d'O'Neil et al. (1969). 202
Figure VIII.5.1 : Paraséquence diagenétique des différents ciments observés dans la matrice et dans les fractures des roches du Westphalien D et C des forages de Folschviller 1A, Diebling 1 et Saucly 1. Les pointillés correspondent à une extrapolation probable de la durée de formation d'un ciment. L'AnkS désigne le ciment d'ankérite pour le forage de Saulcy 1, et l'Ank1D à l'Ank4D désigne les 4 générations d'ankérites du forage de Diebling 1. 204
Figure VIII.5.2 : Hypothèses sur l'origine des fluides responsables de la formation des différentes générations de ciments d'ankérite (a) Remontée du fluide marin conné des formations du Carbonifère inférieur –Dévonien. (b) Remontée des fluides profond (fluide de socle). (c) Mélange entre des fluides marin du Mésozoïque et les fluides profonds. Les coupes ne sont pas à l'échelle. 206
Figure VIII.5.3 : Modélisation Petromod 1D du forage de Folschviller basée sur l'hypothèse d'une érosion de 1420 m de sédiments di Mésozoïque, de 400 m de sédiments Stéphano-Permien, d'un flux de chaleur de 50 mW/m^2 pendant le Westphalien et le Stéphanie-Permien. Le type de matière organique est de type III et la cinétique des charbons est celle proposé par Sweeney et Burnham (1990). 208
Figure VIII.5.4 : Modèles paléothermiques 1D des forages de Saulcy et Vaxy. (A) Modèle d'enfouissement/enfouissement de Bahnan et al. (2022) basés sur la calibration des données de réflectance vitrinite. (B) Modèle da maturité Bahnan et al. (2022) montrant trois scénarii de calibration de la maturation. (C) Modèle paléothermique/enfouissement du forage de Vaxy calibré avec les VR (%) (Izart et al., 2016). 209

Figure IX.4.1 : Synthèse des conditions de dépôts et des processus diagenétiques (phases diagenétiques et type de fluides mobilisés) dans la matrice et les fractures (inspiré de Bertier et al., 2008) ainsi que leur conséquence sur la porosité des faciès réservoirs. 215
Figure IX.6.1 : Système gazier dans le Bassin Houiller Lorrain (BHL). Notez la proximité entre roches sources, roches réservoirs, et roches barrières. 219

Liste des tableaux

Tableau III.1-1 : Tableau de synthèse des données disponibles pour chaque puit. 60
Tableau III.4-1 : Résumé des échantillons de carottes prélevés pour les analyses microscopiques (pétrographie, diagenèse, géochimiques, mesures isotopiques et analyses d'inclusions fluides). 79
Tableau V.4-1 : Classification des échantillons en quatre familles de microfaciès. 144
Tableau VIII.1-1 : Tableau récapitulatif des différentes phases diagenétiques observées dans la matrice et dans les fractures de chaque échantillon fracturé. 184
Tableau VIII.4-1 : Exemples d'équation de fractionnement de l'ankérite utilisées dans le calcul du $\delta\,^{18}O$ du fluide parent de chaque génération de ciment. 201

CHAPITRE I - Introduction générale

I.1 Contexte de la thèse : Le bassin Houiller Lorrain (BHL) et le projet REGALOR

Le Bassin Houiller Lorrain (BHL) et son prolongement en Allemagne qui est le Bassin Houiller de Saar-Nahe (BHSN) font parties des nombreux bassins houillers d'âge Carbonifère supérieur en Europe (**Figure I.1.1**) dont les couches charbons ont été longtemps exploitées par galeries souterraines. Ces exploitations furent ponctuées par des accidents mortels liées aux explosions de méthane des couches de charbon. Dans le BHL, la dernière date de février 1985 (https://www.francebleu.fr).

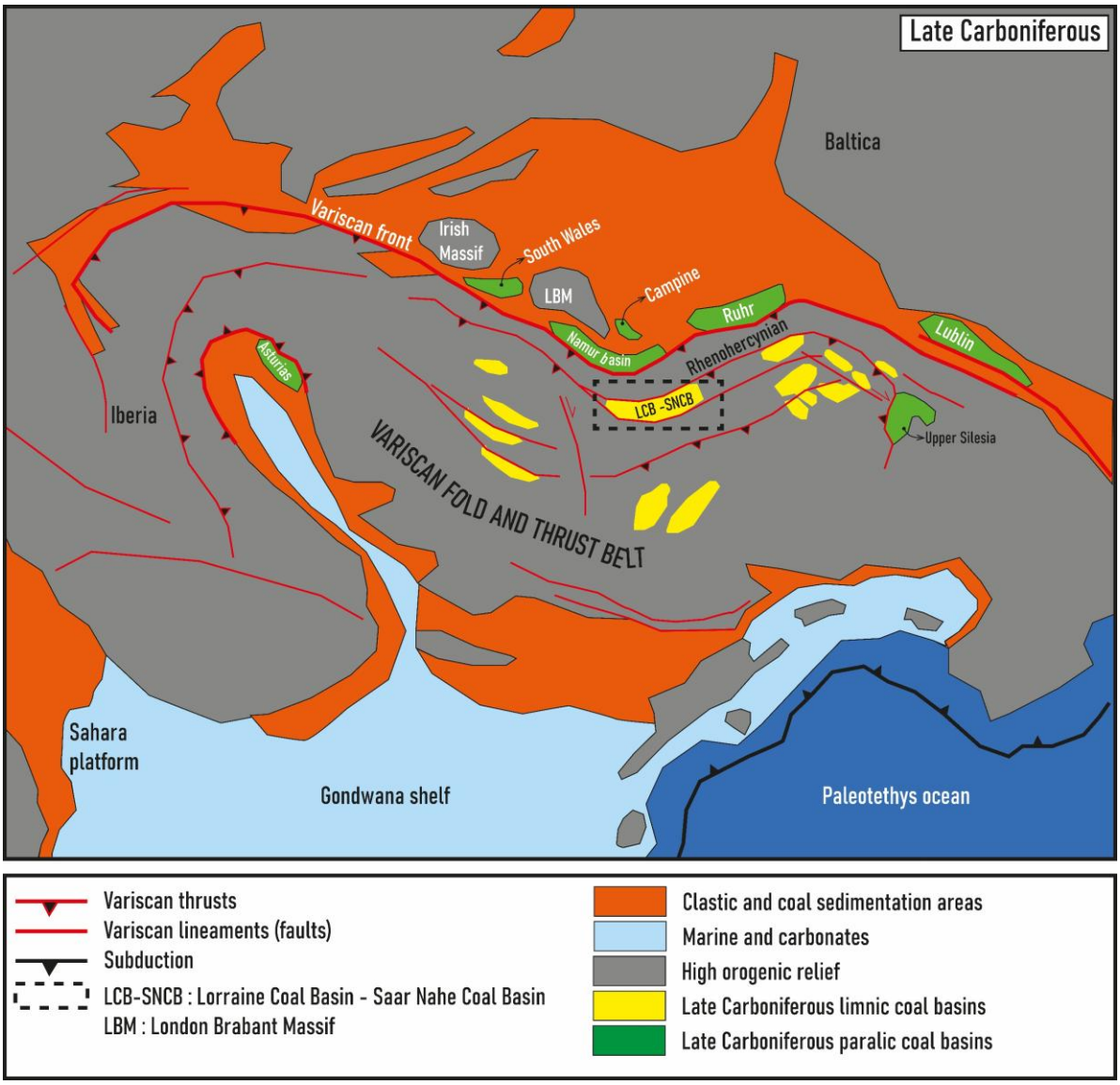


Figure I.1.1 : Configuration paléogéographique au Carbonifère supérieur (Namurien-Westphalien) montrant la position des principales aires de sédimentation houillère et la position de quelques bassins houillers dont le BHL-BHSN (modifié d'après Meschede et Warr, 2019).

Ce n'est qu'après plusieurs décennies d'exploitation de charbon que certaines entreprises pétrolières se sont intéressées à ce gaz comme une ressource économique. Dans le BHL, le puit Gironville 101 (**Figure I.1.2**) a été foré en 1964 par la SNPA (la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine) dans le but d'évaluer le potentiel gazier des roches réservoirs du Westphalien et du Stéphanien. Les indices de méthane trouvés n'étaient pas économiquement rentables. La fin de l'exploitation du charbon en Lorraine en 2004 couplé à l'échec de cette exploration du méthane conduit au désintéressement économique et scientifique du bassin. En 2010, un regain d'intérêt pour ce gaz refait surface, la société Élixir acquit un permis de recherche d'hydrocarbures de 5360 km^2 (**Figure I.1.2**) qui visait les roches réservoirs conventionnels du Trias et ceux du Westphalien et du Stéphanien. Ces explorations, majoritairement localisées dans le centre et la partie SW du bassin, n'ont pas eu le succès escompté.

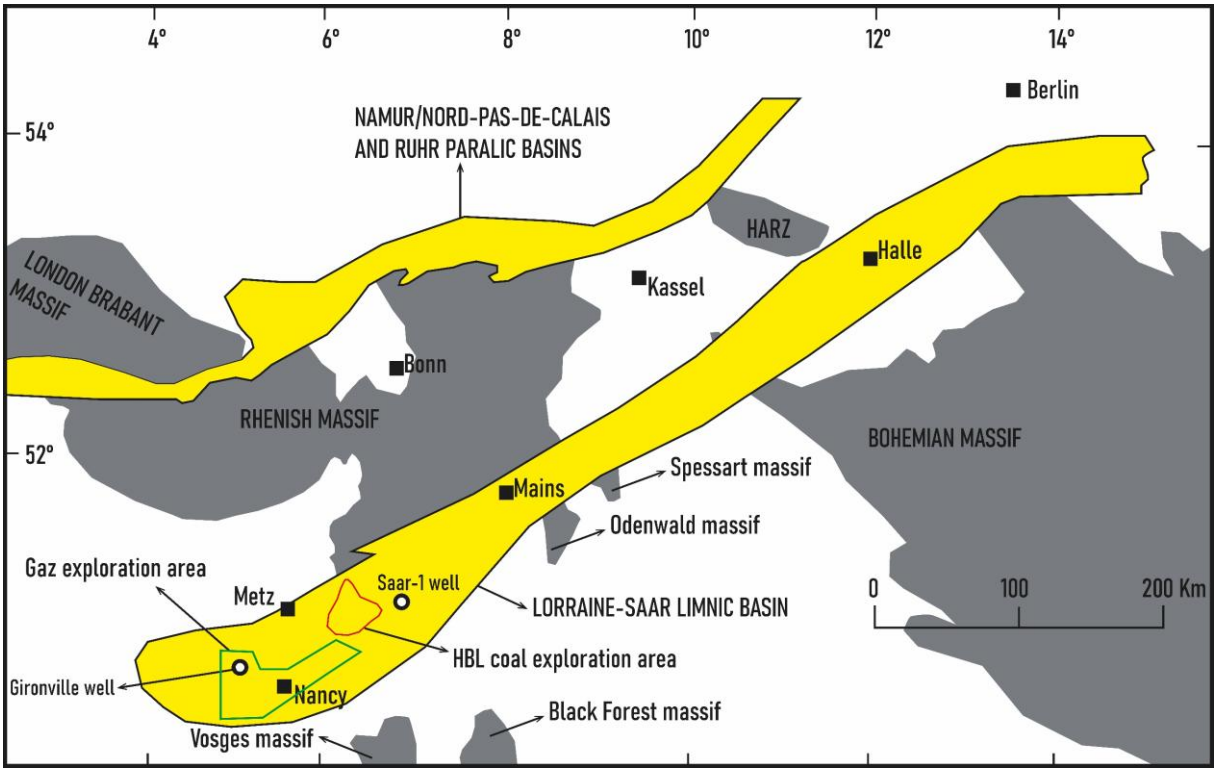


Figure I.1.2 : Extension géographique du BHL et du BHSN avec la position des zones explorées pour le charbon (zone des HBL) et le méthane (partie SW du BHL) (modifié d'après Teichmüller et al., 1983).

Jusque-là, la partie NE du bassin, dans laquelle se trouve la concession des HBL (Houillères du Bassin Lorrain) demeura non prospectée (**Figure I.1.2**). Il y a peu, l'entreprise « Française De l'Energie (FDE) », ex-European Gas Limited (EGL) s'est lancée dans l'exploration de ce méthane dans cette partie du bassin. Dans la zone de leur permis, couvrant le secteur des HBL et la zone de l'anticlinal d'Alsting plus au Sud (**Figure I.1.3**), une étude confidentielle sur l'estimation des réserves a montré que ce secteur possède des quantités importantes, soit

environ 371 milliards de m^3 de méthane (EGL, 2012). Plusieurs puits ont été forés en 2015 par la FDE, dont ceux de Folschviller 1A et Diebling 1 (**Figure I.1.3**). Parallèlement à cela, le laboratoire GeoRessources de l'Université de Lorraine, conscient du potentiel géologique du bassin, a mené le programme « GazHouille » entre 2013 et 2015 dont le but était de mieux caractériser cette ressource.

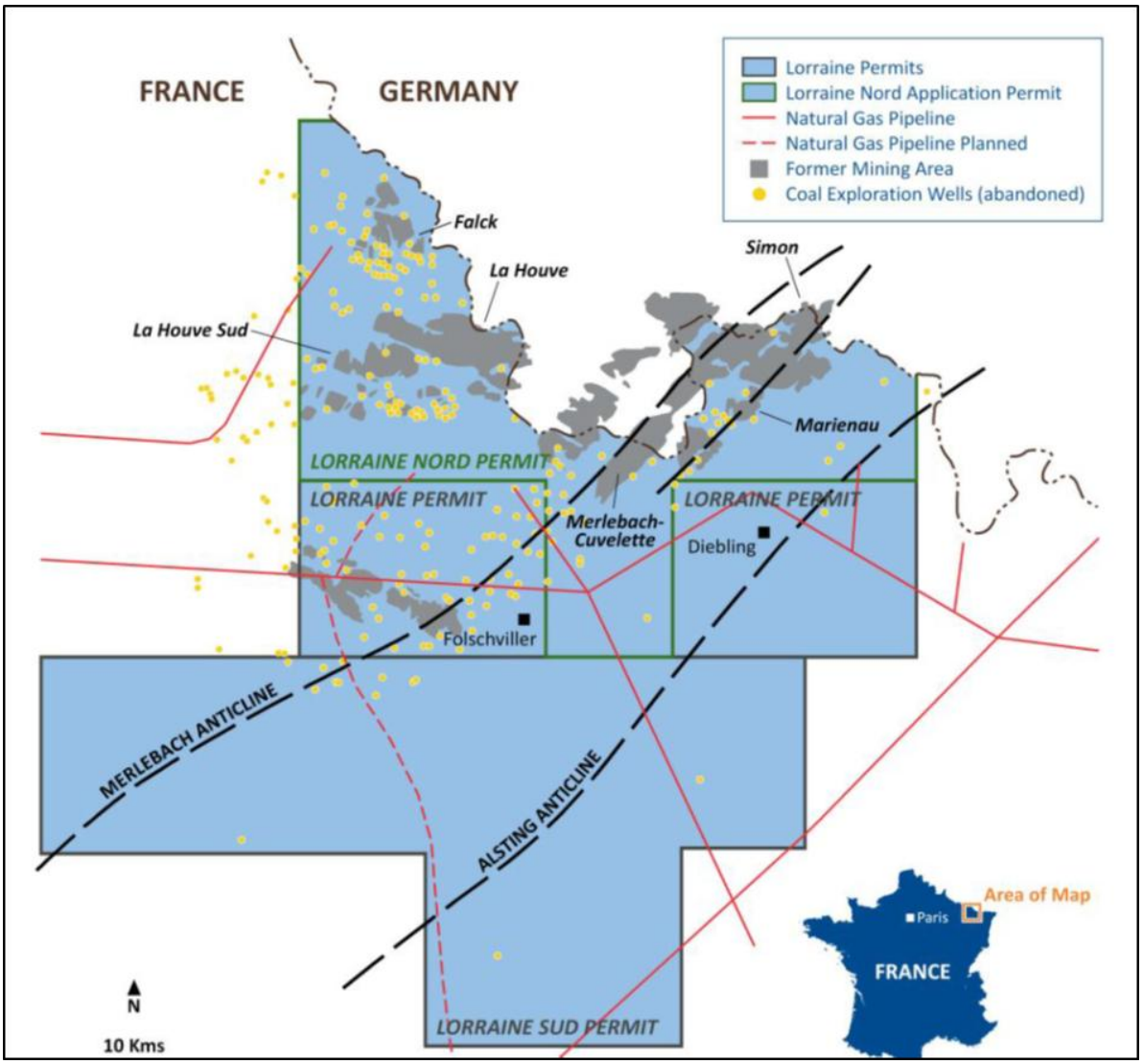


Figure I.1.3 : Permis d'exploration de la FDE dans le BHL. Notez l'activité minière (puits et galeries) concentrée autour de l'anticlinal de Merlebach alors que la partie sud-ouest autour de l'anticlinal d'Alsting reste peu explorée.

Grâce à la convergence entre les problématiques industrielles, académiques, et sociétales, est né le projet **REGALOR** (**RE**ssources **GA**zières de **LOR**raine) porté par la FDE, le laboratoire GeoRessources et l'Université de Lorraine. Ce projet a reçu le soutien de la région Grand-Est et de l'Union européenne grâce à des fonds du FEDER (Fonds Européen de Développement Régional).

L'objectif de REGALOR est d'étudier le potentiel de la ressource gazière, plus particulièrement, la faisabilité scientifique, technologique, et sociétale d'une exploitation qui soit respectueuse de l'environnement et du climat. Ce faisant, la FDE a mis à la disposition des chercheurs le forage expérimental de Folschviller pour faire des mesures de gaz en temps réel dans le forage. En plus de cela, FDE a fourni des données de des forages de Folschviller 1A et de Diebling 1, ainsi que des lignes sismiques anciennes et retraitées.

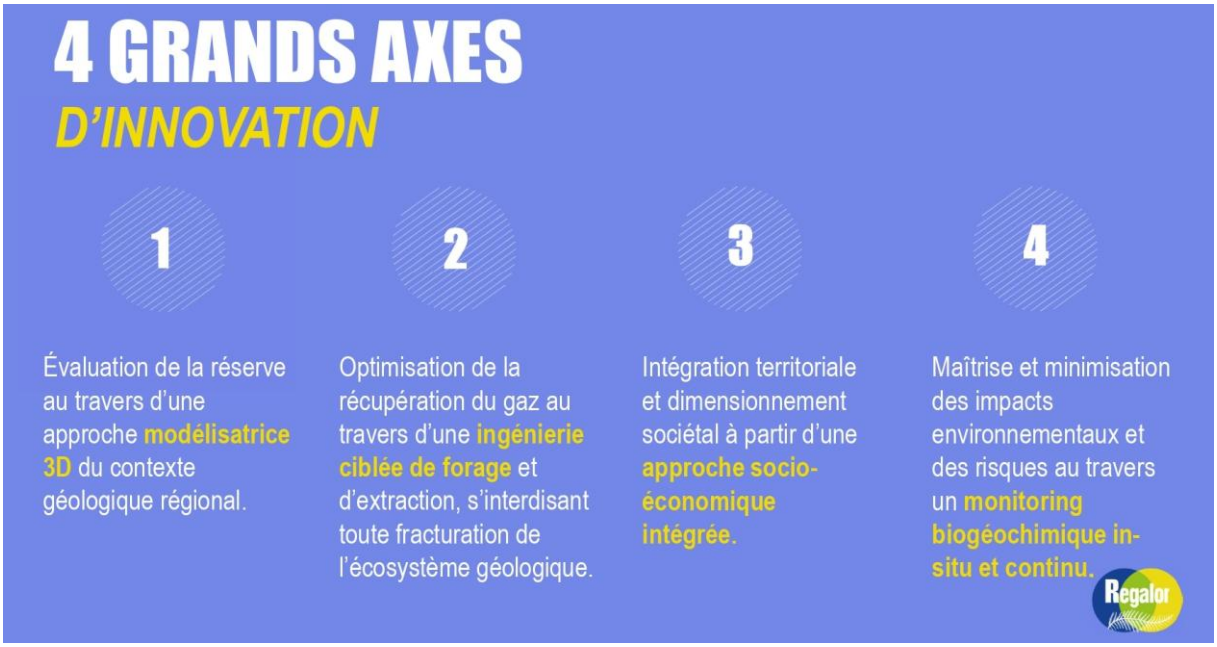


Figure I.1.4 : Les grands axes de recherches du projet REGALOR.

Le projet se structure en quatre axes de recherche (**Figure I.1.4**), cette thèse fait partie du premier ax qui a pour but d'évaluer les réserves en place grâce à une analyse intégrale du bassin. Cet objectif industriel peut être traduit en objectif scientifique qui est d'apporter des éléments géologiques nécessaires à la compréhension des systèmes gaziers dans le bassin. Pour cela, le modèle géologique se focalisera sur trois grands aspects. L'organisation structurale du bassin et l'évolution de la déformation tectonique à partir des interprétations des données géophysiques (sismiques et gravimétriques) pour définir la structure et l'histoire de la des plis qui représentent des potentiels pièges à gaz. Les études de sédimentologie, de pétrographie, les ciments diagenétiques dans la matrice et dans les fractures, et la quantification des propriétés réservoirs des différentes formations sédimentaires pour identifier les roches sources potentielles d'hydrogène car celle du méthane est connue (Izart et al., 2016 ; Allouti, 2024), les roches réservoirs capables de stocker ces gaz, et les roches barrières capables d'empêcher leurs écoulements. L'étude des ciments diagenétiques dans les fractures permettra de contraindre le comportement passé des failles et fractures pendant ces circulations de fluides. Le modèle

structurale, pétrophysique et diagenétique qui découle de cette thèse pourrait donc bénéficier à l'exploration géothermique dans le BHL, qui, est un bon candidat avec 6-7 km de roches plissées et fracturées et un gradient géothermique actuelle de 30-40°/km (Courel et Liu, 1991 ; Barchi *et al*., 2008) et à l'exploration de l'hydrogène naturelle découvert dans le cadre de ce projet (https://lejournal.cnrs.fr/articles/un-gisement-geant-dhydrogene-en-lorraine).

I.2 Problématiques de la thèse

L'exploitation du charbon dans le BHL et le BHSN a impulsé de nombreux travaux principalement basés sur la paléontologie, la palynologie, la sédimentologie, la stratigraphie (Termier, 1923 ; Bertrand, 1928 ; Pruvost, 1934 ; Merry, 1967 ; Alpern *et al*., 1969 ; Laveine, 1974 ; Kelch et Reible, 1976 ; Damberger *et al*., 1964 ; Teichmüller *et al*., 1983 ; Durand *et al*., 1986). Ces travaux ont permis la définition des étages stratigraphiques du Carbonifère supérieur, des formations locales et corrélables à l'échelle du bassin (**Figure I.2.1**). Plus récemment, les premières datations des zircons des cendres volcaniques et de quelques formations détritiques ont été publiées dans le bassin par Izart *et al*. (2025). Toute cette stratigraphie bien contrainte par ces études sera détaillé dans le chapitre 2.

Cependant, l'initiation du bassin, le nombre et la chronologie des phases de déformation compressive ou extensive qui l'ont affecté restent encore un débat (Pruvost, 1934 ; Engel, 1985 ; Donsimoni, 1981 ; Anderle, 1986 ; Henk, 1993 ; Korsch et Schäfer, 1995 ; Pryvalov *et al*., 2015 ; Beccaletto *et al*., 2019 ; Hemelsdaël *et al*., 2023). Les différents modèles existants mettent en évidence une histoire de régimes de contraintes et de la formation des plis complexe et hétérogène entre la partie sud-ouest du bassin (Beccaletto *et al*., 2019 ; Hemelsdaël *et al*., 2023) et la partie nord-est et la partie allemande du bassin (Pruvost, 1934 ; Engel, 1985 ; Donsimoni, 1981 ; Anderle, 1986 ; Henk, 1993 ; Korsch et Schäfer, 1995). Les données sismiques étudiées dans cette thèse se situent entre la partie sud-ouest et le basin allemand, elles couvent plus particulièrement le l'anticlinal d'Alsting. De ce fait, les résultats de cette thèse situent entre les travaux de Hemelsdaël *et al*. (2023) et les travaux allemands. Cette thèse permettra de contraindre la géométrie et l'âge de formation de l'anticlinal d'Alsting.

Par ailleurs, ces différents modèles existants n'ont que très peu investigué la structure du substratum sous le bassin, sans doute parce que ce celui-ci est mal imagé par les données sismiques. Pour pallier cette difficulté, la géométrie du socle sera étudiée avec une carte du toit du socle construite à partir des données gravimétriques. Celle-ci permettra d'estimer notamment les variations d'épaisseurs sédimentaires totales.

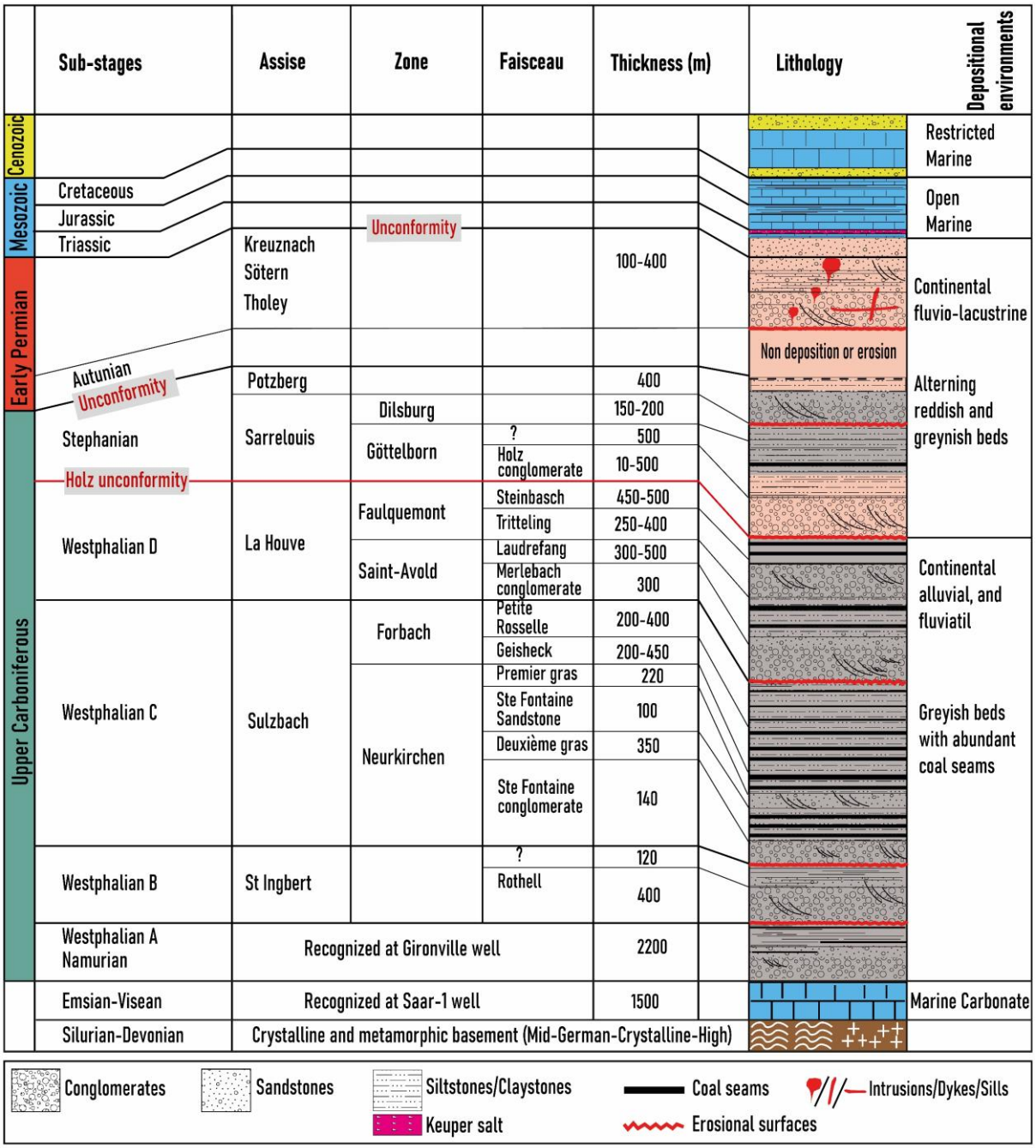


Figure I.2.1 : Cadre lithostratigraphique du BHL (modifié d'après Donsimoni (1981) et document FDE).

La quantification des propriétés pétrophysiques des faciès roches réservoirs (grès et conglomérats) est un autre paramètre crucial pour l'exploitation car elle permet d'évaluer leur capacité de stockage et de transfert de fluides. Pour le BHL, la FDE a réalisé quelques mesures de porosité et de perméabilité sur 7 échantillons de grès et conglomérats. Leurs résultats montrent des porosités qui varient entre 1,25 et 12,5% et des perméabilités qui varient entre 10^{-4} et 2,88 mD. Allouti (2024) a calculé la porosité totale des grès et des conglomérats du

Westphalien traversés par les forages Folschviller 1A et Diebling 1. Ses résultats montrent des porosités qui varient entre 3% et 8%. Dans le BHSN, Quandt *et al*. (2024) montre des porosités qui varient entre 0, 6 et 7%, et des perméabilités qui varient entre 10^{-4} et 10^{-2} mD pour les grès et conglomérats du Stéphanien A/B du BHSN. Pour expliquer les faibles valeurs dans le BHSN, les auteurs évoquent l'impact négatif de la pseudo-matrice entre les grains, et de la compaction mécanique. Quelles sont les paramètres qui expliquent cette réduction de la porosité et de la perméabilité ? La perméabilité et la porosité mesurées permettront d'identifier les faciès réservoirs et les faciès barrières pour le méthane et l'hydrogène. Les analyses diagenétiques permettront de contraindre les processus responsables de cette réduction des propriétés réservoirs. Enfin, cette thèse s'attache à la compréhension du fonctionnement des structures de transfert dans la circulation des fluides passés au travers d'une étude diagenétique des ciments dans les failles et fractures. Ces résultats seront une première contribution à la compréhension de l'origine des fluides responsables de la formation de ces ciments ainsi que leurs conditions de circulation et de précipitation.

I.3 Objectifs de l'acquisition de données

L'acquisition des données consistera à :

- Caractériser la structure du socle et l'évolution de la déformation tectonique les structures tectoniques de l'anticlinal d'Alsting à partir des données géophysiques (sismiques, gravimétriques)
- Déterminer les paléoenvironnements de dépôts à partir de l'analyse des carottes et des signatures des diagraphies.
- Caractériser et quantifier les constituants minéralogiques (grains, matrice et ciments) des grès et conglomérats du Westphalien/Stéphanien à partir des observations microscopiques et des quantifications géochimiques.
- Mesurer sur les échantillons de forages les propriétés pétrophysiques des différentes formations qui remplissent le bassin. Seront mesurées, la porosité, la perméabilité, la conductivité thermique, et les vitesses de propagation des ondes P.
- Caractériser l'organisation de la petite fracturation observée sur carottes et sur imagerie acoustique de puit.
- Et enfin, déterminer la pétrographie, les compositions géochimiques et isotopiques des ciments diagenétiques dans les fractures, et caractériser les inclusions fluides dans ces ciments.

I.4 Organisation du manuscrit

Le manuscrit est organisé en plusieurs chapitres. Le chapitre introductif (chapitre I) ayant présenté le cadre global de la thèse, les problématiques, et les objectifs de l'acquisition de données, le chapitre II présente le contexte géologique régional, en insistant sur l'évolution varsique et post-varisque (phase de relaxation de la chaine) des unités de socle hercynien qui limitent le BHL-BHSN. Ce chapitre présentera également l'état des connaissances géologiques dans le BHL et le BHSN.

Le chapitre III présente le matériel et les données disponibles, la méthodologie et les outils analytiques utilisés.

Le chapitre IV présente l'article scientifique soumis au BSGF. Il porte sur l'organisation structurale du bassin et sur la structure et la formation du pli d'Alsting à partir des interprétations des lignes sismiques, des données gravimétriques, et des données de forages.

Le chapitre V présente la sédimentologie, la pétrographie, et de la diagenèse matricielle des faciès détritiques du Westphalien et du Stéphanien décrits sur les cinq forages mis à notre disposition. Sont présentés les différents paléoenvironnements de dépôts, la caractérisation et quantification pétrographique des grès et des conglomérats, la nature des phases diagenétiques dans leur matrice. Sur la base de ces résultats, ce chapitre discute la dynamique de remplissage sédimentaire à l'échelle de chaque forage, de la provenance des sédiments à l'échelle du bassin, ainsi que de l'évolution diagenétiques des grès et des conglomérats.

Le chapitre VI présente les différentes propriétés pétrophysiques mesurées sur les carottes, les corrélations entre elles et discute les paramètres géologiques (sédimentologiques, diagenétiques, structurales) qui ont contrôlé leur évolution et leur distribution actuelle.

Le chapitre VII présente les critères structuraux de la petite fracturation dans le Westphalien à partir des données d'imagerie de puit et des descriptions sur carottes, en portant un intérêt particulier aux fractures cimentés.

Le chapitre VIII présente un modèle de circulation et de conditions de précipitation des fluides diagenétiques ayant permis le dépôt des ciments dans les failles et fractures.

Enfin, le chapitre IX fait une conclusion par chapitre, propose un modèle du système gazier en place en précisant les roches sources, les roches réservoirs, les roches barrières, et les structures de transfert impliqués dans la genèse, la migration, et le stockage des gaz dans le bassin.

CHAPITRE II – Contexte géologique du Bassin Houiller Lorrain (BHL)

Ce chapitre se divise en deux grandes parties. La première présente le contexte géologique orogénique et la deuxième présente l'état de connaissances dans le BHL. Le contexte géologique régional abordera de manière succincte le cadre géodynamique global de la chaine hercynienne en Europe, en se focalisant sur l'évolution de la déformation dans les unités de socles limitrophes du BHL. Il aborde de manière générale la place des bassins houillers du Carbonifère supérieur dans cette évolution orogénique jusqu'à la destruction de la chaine.

La partie sur l'état des connaissances dans le BHL résume les travaux de stratigraphie, de sédimentologie, de pétrographie, de l'histoire d'enfouissement, de la diagenèse, des différents modèles de l'évolution de la déformation, et enfin de la fracturation dans le bassin.

II.1 Contexte géologique

II.1.1 Cadre géodynamique global de la chaine hercynienne en Europe

La chaîne hercynienne est une grande ceinture de roches déformées impliquant des roches sédimentaires, cristallines, océaniques, et métamorphiques. Sa formation (**Figure II.1.1A**) est liée à la convergence polyphasée entre plusieurs plaques et microplaques tectoniques que sont les plaques baltica, sibéria, avalonia, armorica et l'assemblage gondwana (Matte, 2001 ; Faure *et al.*, 2005 ; Franke *et al.*, 2005 ; Stampfli *et al.*, 2013). Cette convergence commence vers 450-420 Ma et se termine vers 300 Ma (Franke *et al.*, 2005 ; Kroner et Romer, 2013). Elle est marquée par la fermeture de plusieurs domaines océaniques et la formation des chaines de montagnes.

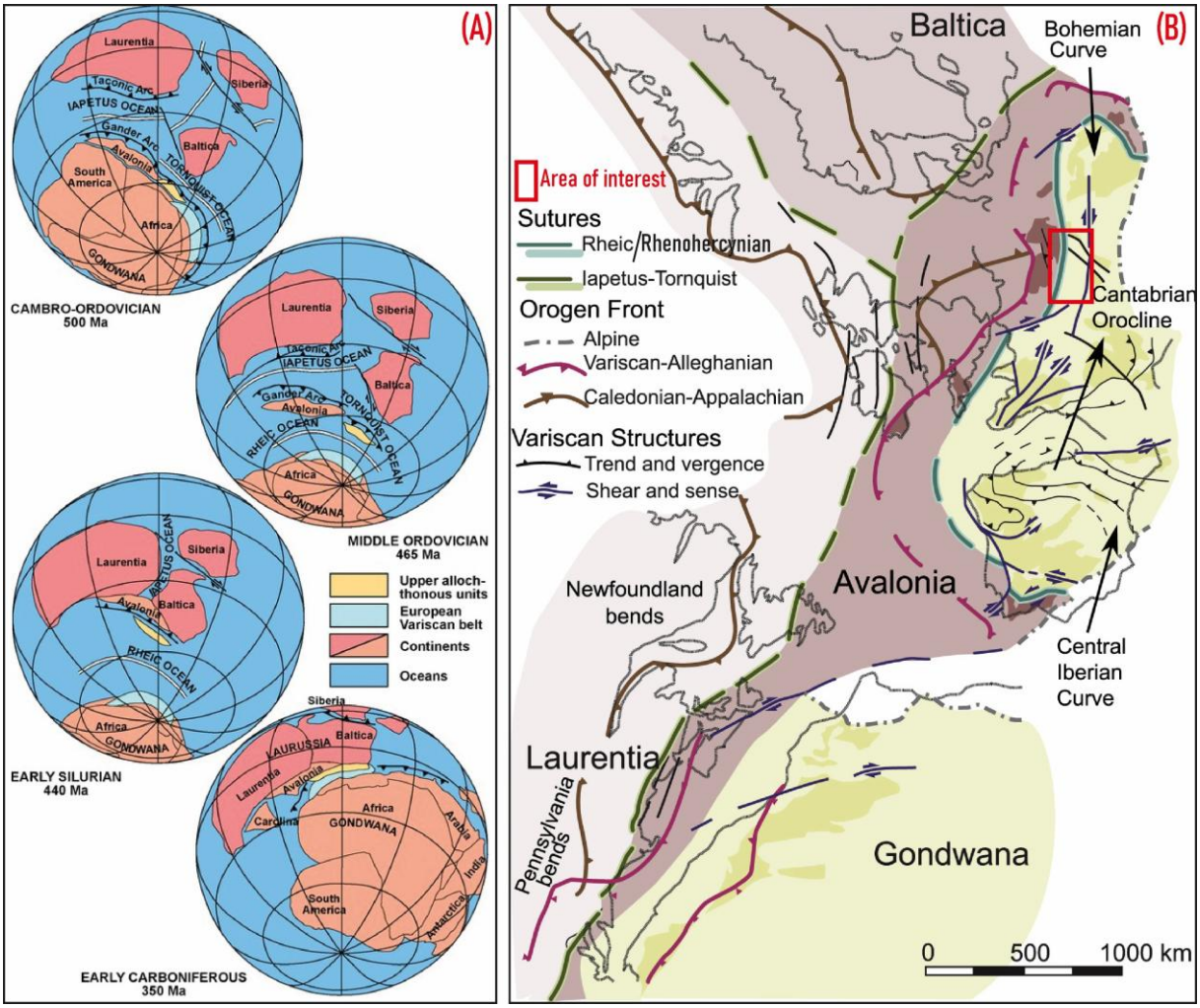


Figure II.1.1 : (A) Configuration paléogéographique des plaques et microplaques impliquées dans la formation de la Pangée au Paléozoïque (d'après Catalán et al., 2009). (B) Structure du cœur de la chaine hercynienne-appalachienne et localisation de la zone d'étude (d'après Mendes et al., 2021).

À la fin du Paléozoïque, les principaux domaines océaniques se referment, des ceintures de roches océaniques sont exhumées permettant de retracer sur de grandes distances les anciennes limites de plaques tectoniques (**Figure II.1.1B**). Notre zone d'étude (**Figure II.1.1**, rectangle rouge) se situe le long de la suture appelée « suture rhénohercynienne » (Franke, 2000). Dans le détail, plusieurs unités du socle hercynien ont été définis dans l'Avalonia et Gondwana (Kosmat, 1927 ; Matte, 1986 ; Franke, 2000 ; Lardeaux *et al*., 2014).

Le BHL et le BHSN sont limités au nord par l'unité rhénohercynienne, appartenant à la plaque Avalonia, et leur remplissage sédimentaire repose sur la Mid-German-Crystalline-High (MGCH) appartenant à l'unité franconia selon Franke (2000). La bordure sud du BHL est limitée par l'unité saxothuringienne appartenant à la plaque Gondwana. L'évolution de ces sous unités de socle depuis le Dévonien jusqu'au Carbonifère-Permien est décrite dans la partie suivante.

II.1.2 Evolution au cours du dévonien et du permien des unités rhénohercynienne, saxothuringienne et de la MGCH.

Au Dévonien inférieur, l'océan rhéïque et le bassin marin rhénohercynien sont dans une configuration de marge active (**Figure II.1.2**). (Franke, 2000 ; Meschede et Warr, 2019). La subduction de la croute océanique rhéïque à la fois à vergence nord et sud, provoque un magmatisme d'arc sur la plaque franconia, elle formera la future unité MGCH au sud (Franke, 2000). Le MGCH demeure en grande partie submergée pendant cette période (Meschede et Warr, 2019). A la même période, la subduction de l'océan saxothuringien plus au sud est bien amorcée également (Skrzypek *et al*., 2014). Les dépôts sont à dominance carbonatés sur les bordures, turbiditique et pélagiques dans la partie distale.

Au Dévonien moyen, la convergence s'intensifie, l'océan rhéïque se referme complétement, puis l'océan rhénohercynien s'ouvre (rifting) et sépare l'unité rhénohercynienne de la MGCH (Franke, 2000). La croute océanique de l'océan saxothuringien est presque complétement subduite (Franke, 2000).

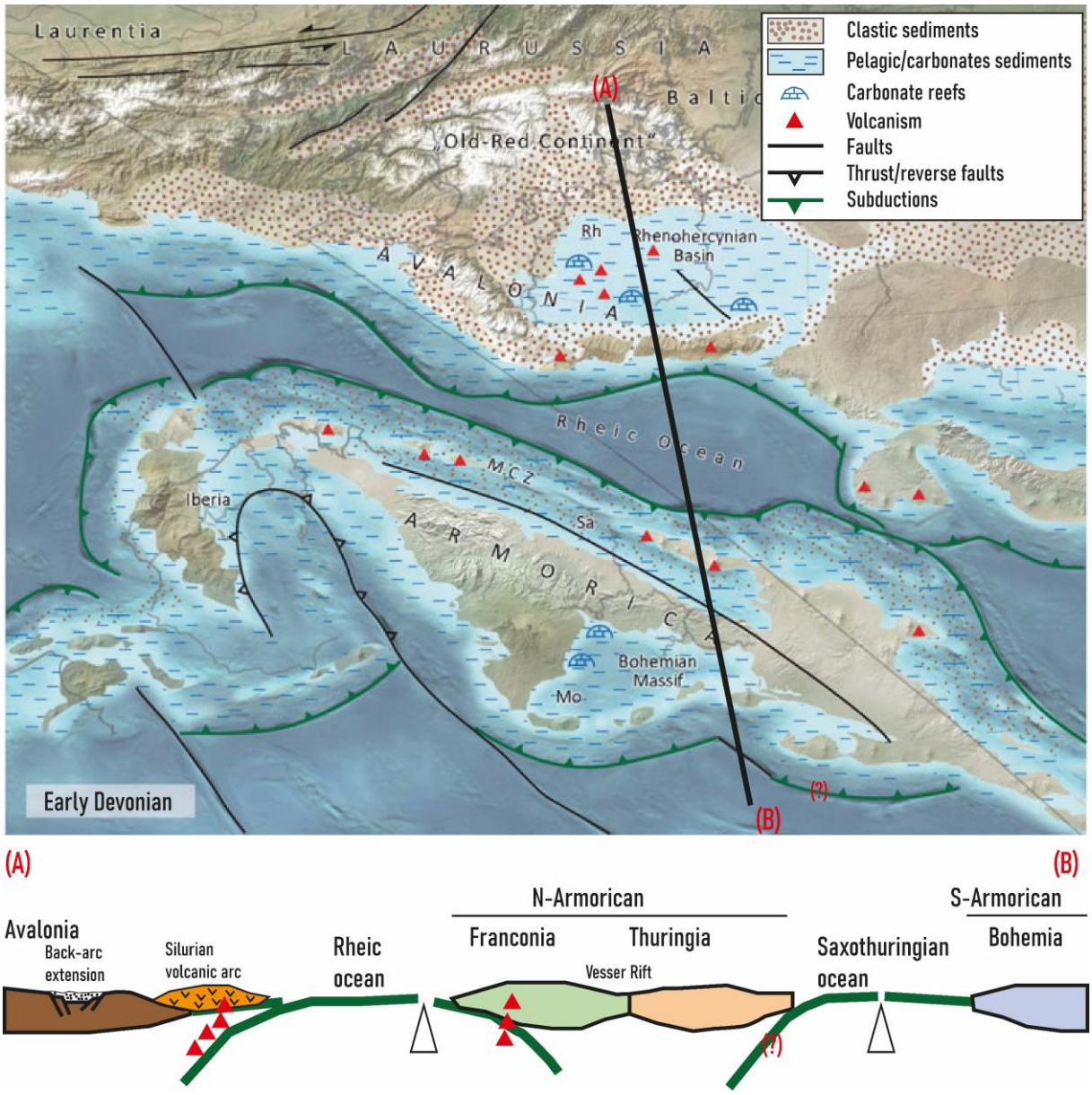


Figure II.1.2 : Configuration géodynamique du Dévonien inférieur (modifié d'après Meschede et Warr, 2019 ; Franke, 2000).

Le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur (**Figure II.1.3**) est marqué par la collision des plaques thuringia et de bohemia, et par la fermeture progressive de l'océan rhénohercynien via une subduction vers le SE sous le MGCH (Franke, 2000). Cette dernière entraine l'exhumation du MGCH et un volcanisme qui affecte à la fois le MGCH et l'unité thuringia (Franke, 2000 ; Tabaud *et al*., 2014 ; Skrzypek *et al*., 2014). Oncken (1998) considère cette extension comme syn-orogénique car la compression est encore active. Sur le MGCH, se développe un bassin extensif d'arrière-arc, qui est le précurseur du BHL-BHSN (Oncken, 1998).

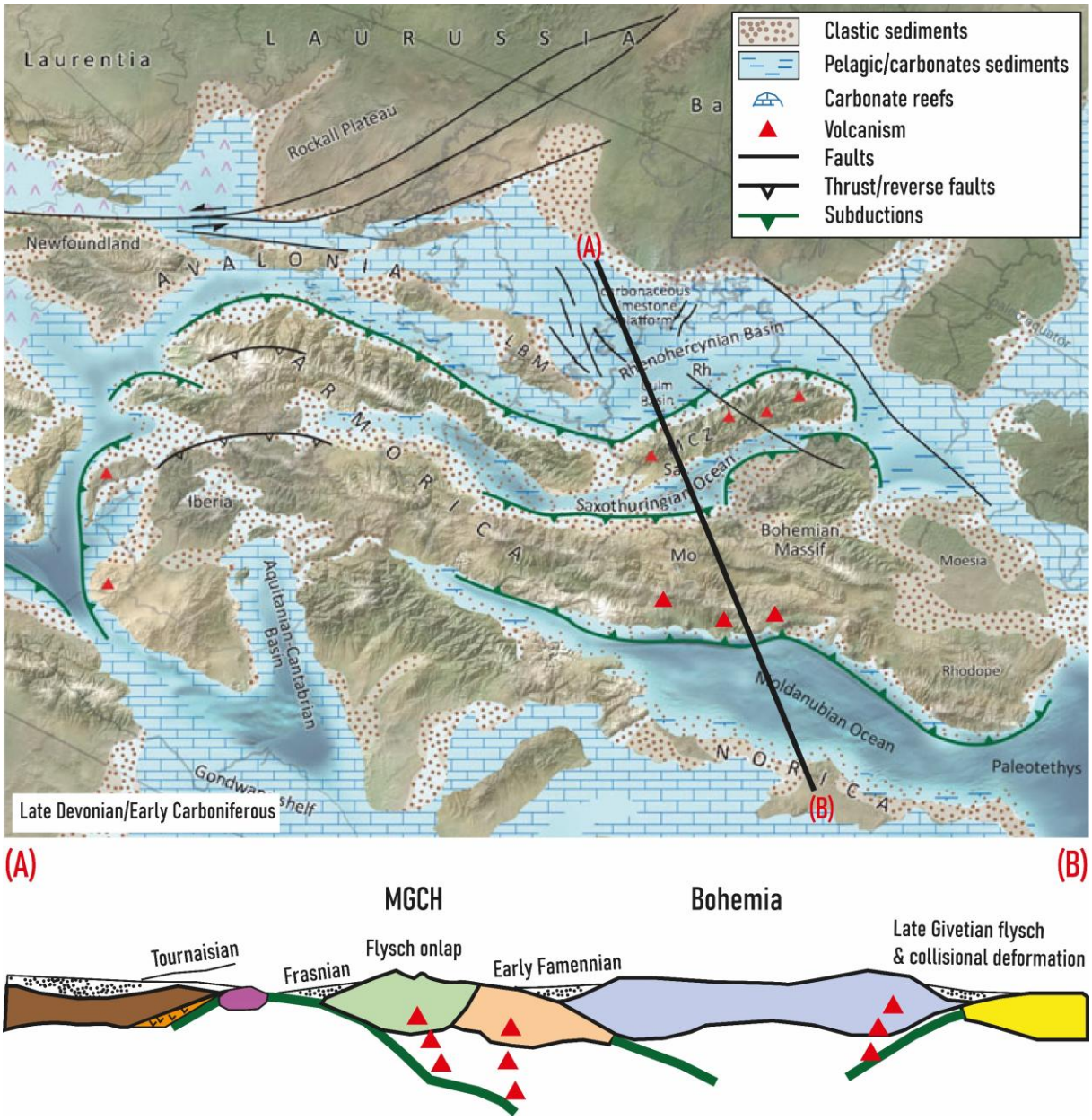


Figure II.1.3 : Configuration géodynamique du Dévonien-supérieur/Carbonifère inférieur (modifié d'après Meschede et Warr, 2019 ; Franke, 2000).

Par ailleurs, le mélange des roches du prisme orogénique (dépôts pélagiques) et des roches volcaniques et océaniques, se déforme et se métamorphise (Oncken *et al*., 1999 ; Franke, 2000 ; Leveridge et Hartley, 2006). Ce mélange constitue le complexe appelé Northern Phyllite Zone (NPZ), dont le métamorphisme a atteint le stade de schiste vert (T = 250-350°, P= 2-6 Kbar) (Oncken *et al*., 1999). Cette compression amplifie l'exhumation du MGCH, dont l'érosion fournit des sédiments dans les bassins d'avant-pays rhénohercynien.

L'unité saxothuringien plus à l'est forme le rétro-wedge de la chaine, elle montre des chevauchements vers le nord-ouest le long desquels s'installe un bassin d'arrière-pays (Schäfer *et al.*, 2000). Cette sédimentation syn-orogénique se poursuit jusqu'au Tournaisien-Viséen et ces faciès sont connus sous le nom de faciès Culm, ils sont traçables dans l'ensemble des unités de socle hercynien (Aretz, 2000). À partir du Namurien, la chaine hercynienne entre dans une phase de collision du type himalayenne (McCann *et al.*, 2006) ou andine (Schulmann *et al.*, 2014). L'ensemble des domaines océaniques du Paléozoïque sont fermés à l'exception de l'océan Paléo-Téthys (**Figure II.1.4**).

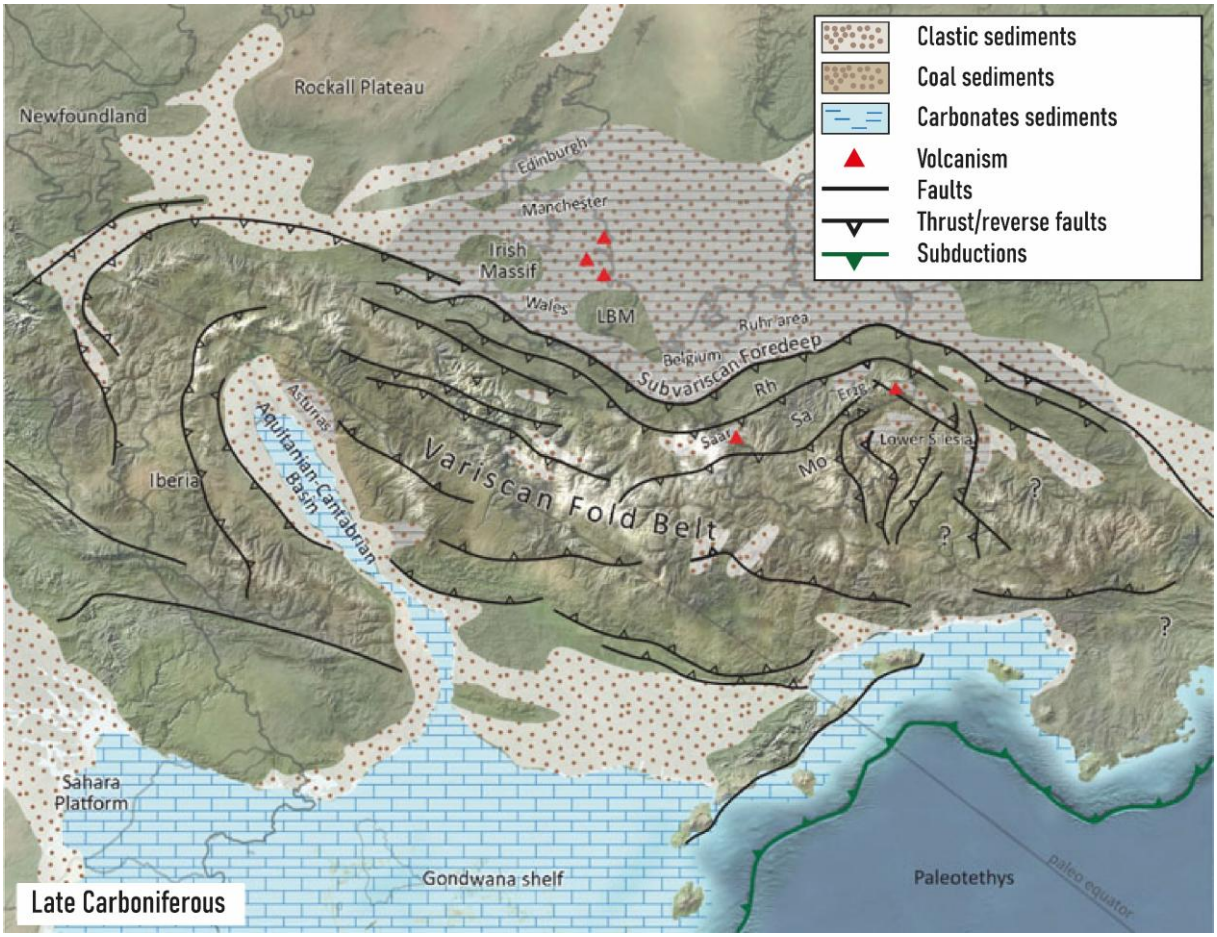


Figure II.1.4 : Configuration géodynamique à partir du Namurien (modifié d'après Meschede et Warr, 2019).

Cette collision entraine des plissements et des chevauchements des séries du Dévonien et du Carbonifère inférieur du bassin rhénohercynien. Les roches du socle pré-Dévonien sont aussi impliquées dans la déformation selon Oncken *et al.* (1999). Toute cette chaine de pli-chevauchements se propage vers le nord le long d'un décollement localisé dans les formations du Dévonien.

Oncken *et al.* (2000) propose pour les dépôts de l'unité rhénohercynienne un taux de raccourcissement de 50%. Schäfer *et al.* (2000) suggère que le développement de la chaine de plis et chevauchements du rétro-wedge saxothuringien se fait avec le même mécanisme. Avec cette interprétation, les auteurs considèrent donc que l'unité rhénohercynienne, le MGCH et l'unité saxothuringienne peuvent être interprétées comme le pro-wedge, la zone axiale et le rétro-wedge durant cette période.

Par ailleurs, le poids de toute cette pile de roches déformées le long du front hercynien cause la flexure de la croute en avant pays créant ainsi la subsidence à l'origine de la mise en place des bassins houillers d'avant-pays pendant le Namurien-Westphalien (Oncken *et al.*, 1999). Alors que les bassins houillers compressifs d'avant-pays se forment, le MGCH devient subsident, créant ainsi le BHL-BHSN. Le mécanisme à l'origine de cette subsidence demeure débattu. Deux modèles géodynamiques ont été proposés, soit une subsidence par réactivation de la faille de Metz-Hunsrück en faille normale ou décrochante (Arthaud et Matte, 1975 ; Burg *et al.*, 1994), soit une subsidence liée au paroxysme de la compression ou de la transpression hercynienne le long de la faille (Meilliez *et al.*, 1991 ; Anderle, 1986 ; Schulmann et Gayer, 2000 ; Stéphan *et al.*, 2016).

À l'échelle du BHL et du BHSN, ces contradictions sont également apparentes car il existe plusieurs modèles structuraux qui se contredisent en présentant à la fois des témoins d'évènements extensif, transtensif et compressifs (Anderle, 1986 ; Henk, 1993 ; Korsch et Schäfer, 1995 ; Beccaletto *et al.*, 2019 ; Hemelsdaël *et al.*, 2023).

II.1.3 Relaxation de la chaine hercynienne à la fin du Carbonifère et au Permien

Après cette déformation compressive qui s'est manifesté jusqu'à la fin du Westphalien, plusieurs auteurs suggèrent qu'à la fin du Carbonifère supérieur jusqu'au Permien (305-298 Ma), la croute épaisse de la chaine hercynienne s'amincie à la faveur d'une extension post-orogénique (Malavieille *et al.*, 1990 ; Burg et al., 1994 ; Ledru *et al.*, 2001 ; Ziegler *et al.*, 2004 ; Schulmann *et al.*, 2009 ; Faure *et al.*, 2005 ; Averbuch *et al.*, 2012). Cette hypothèse suppose que la chaine hercynienne a développé une forte racine crustale similaire à celle de la chaine d'Himalaya. Franke (2014) ne partage pas cette hypothèse et suggère une destruction de la chaine hercynienne contrôlée par de grands mouvements de décrochement qui ont empêché un épaississement crustal et une forte élévation topographique. La présence des bassins houillers avec la même faune en avant et en arrière-pays de la chaine sont des arguments en défaveur d'une topographie de type himalayenne (Franke, 2014).

En utilisant les isotopes stables d'hydrogène dans les muscovites datées (40Ar/29Ar), Dusséaux *et al.* (2021) estime une paléo altitude moyenne autour de 3 km du Massif central à 315 Ma, qui selon les auteurs demeure inférieur à l'élévation de l'Himalaya. Ce sujet reste donc encore très débattu et va au-delà des objectifs de cette thèse. Néanmoins, la plupart de ces auteurs sont d'accord sur la généralisation des réactivations en décrochement/extension des grandes failles hercyniennes le long desquels se mettent en place des bassins sédimentaires, et du magmatisme (**Figure II.1.5**).

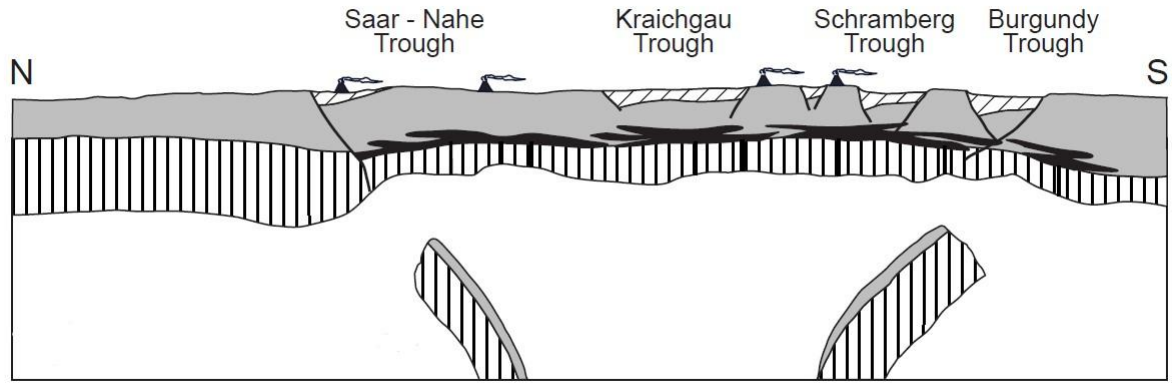


Figure II.1.5 : Modèle conceptuel de la destruction de la lithosphère des unités de socle limitrophes du BHL-BHSN (Ziegler et al., 2004). Notez la formation des bassins intra montagneux par réactivation en extension des failles hercyniennes et la mise en place du magmatisme.

Dans l'avant-pays rhénohercynien, Averbuch *et al.* (2004) et Minguely *et al.* (2010) placent le début de l'effondrement post-orogénique au Stéphanien à cause de la réactivation en failles normales du front de chevauchement varisque avec mise en place d'un bassin en demi-grabens. Au sud-ouest de l'Angleterre, les interprétations sismiques d'Alexander *et al.* (2019) montrent que le bassin « Western Approaches » se met en place du fait de la réactivation en faille normale de la suture rhénohercynienne à la fin du Carbonifère jusqu'au Permien.

Dans le MGCH, Henk (1993) attribue la mise en place du BHL-BHSN à l'extension post-orogénique qui aurait réactivité la faille de Metz-Hunsrück en faille de détachement sans mise en place de volcanisme. Les épisodes d'intrusions magmatiques se manifestant plus tard dans le MGCH car datés entre 296 et 293 Ma (Lippolt et Hess, 1989). De même dans le Massif central, la mise en place des bassins houillers est attribuée aux réactivations en extension, ou en décrochement de grandes failles telles que la faille des Cévennes, du Sillon Houiller en lien avec le collapse orogénique (Faure, 1955). Ces réactivations en extension semblent être généralisées sur toute la chaine à cette période.

II.1.4 Structure actuelle des unités rhénohercynienne, saxothuringienne et de la MGCH

La **Figure II.1.6** présente la géométrie actuelle de ces trois grandes unités de socles limitrophes du BHL-BHS. Cette structuration est la résultante de l'histoire géologique hercynienne et post-orogénique décrit précédemment.

L'unité rhénohercynienne, sur laquelle repose une chaine composée de plis et chevauchements à vergence nord impliquant des roches métamorphiques et sédimentaires d'âge dévonien-carbonifère inférieur (coupes 1, 2, 3, et 4 de la **Figure II.1.6**), est délimitée au nord par le chevauchement du front varisque (VTF), et au sud par la zone de faille limite Metz-Hunsrück interprétée comme la suture rhénohercynienne (Franke, 2000). Elle s'étend dans toute l'Europe, avec une orientation NE-SW en France et en Allemagne, E-W en Angleterre (Leveridge et Hartley, 2006), NW-SE dans le bloc du craton est Européen (Mazur *et al*., 2020), et N-S/NNE-SSW plus au Sud dans le bloc du brunovisturien (Kalvoda *et al*., 2008 ; Mazur *et al*., 2020).

Le MGCH sur lequel repose le BHL-BHSN (coupe 5, **Figure II.1.6**), est composé de d'un assemblage de l'arc magmatiques (Franke et al., 2005) issu de la subduction vers le nord de la croute océanique de l'océan rhéïque et de l'arc magmatique formé lors de la fermeture du domaine océanique rhénohercynienne par subduction vers le sud (Franke *et al*., 2005). Il possède une géométrie à double vergence à certains endroits de la chaine (Franke *et al*., 2005 ; Le Gall *et al*., 2022).

L'unité saxothuringienne, délimitée par le MGCH au nord et la suture saxothuringienne au sud (Franke, 2014), montre une géométrie complexe, avec des structures tectoniques à pendages vers le nord-ouest sous le BHL (coupe 6, **Figure II.1.6)** et des rétro-chevauchantes (coupe 5, **Figure II.1.6**) à la limite ouest du massif bohémien (Schäfer *et al*., 2000). Certains auteurs considèrent que le MGCH fait partie de cette unité (Schulmann *et al*., 2009 ; Skrzypek *et al*., 2014 ; Lardeaux *et al*., 2014) alors que Franke (2000) le sépare de celle-ci.

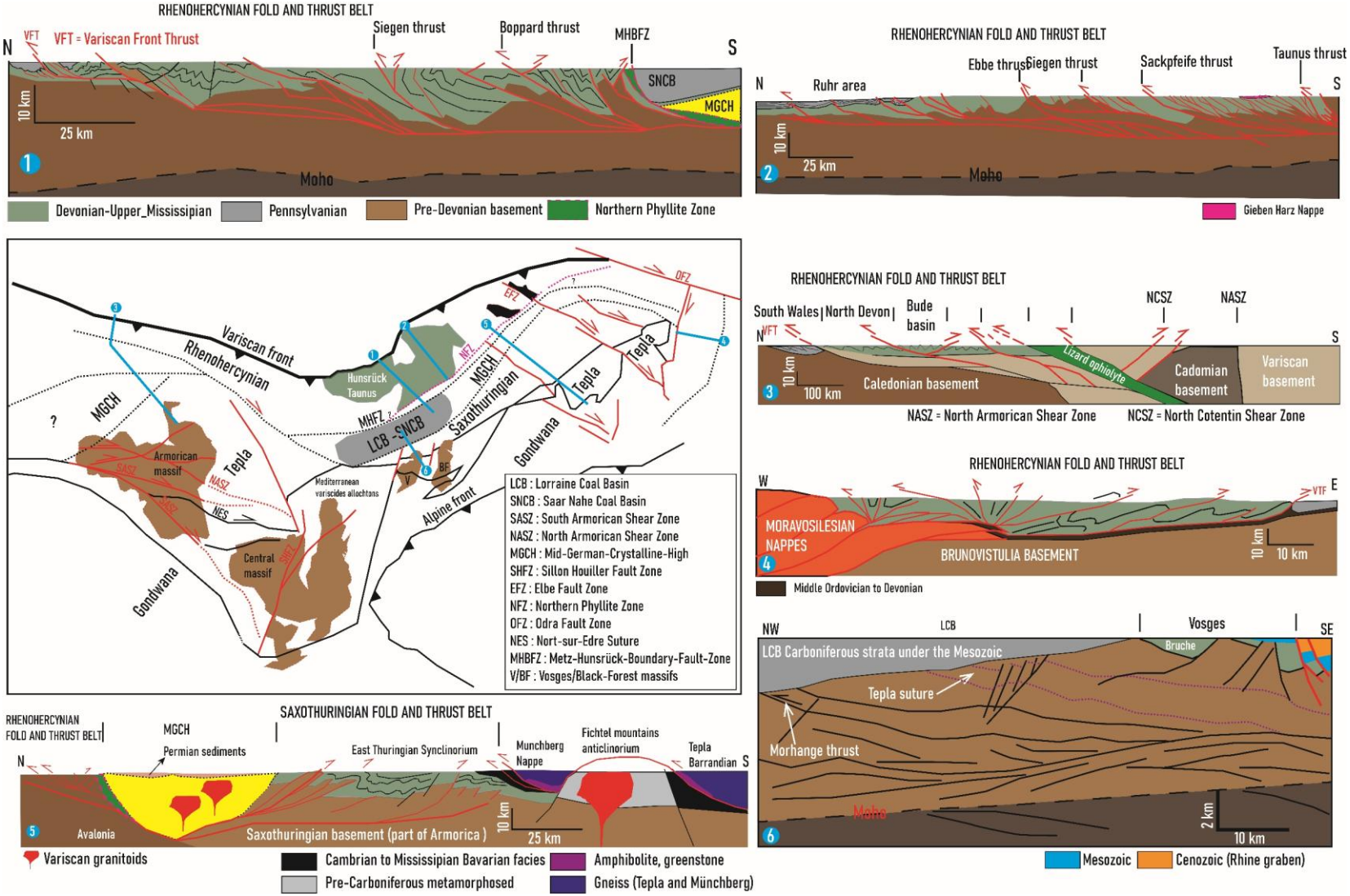


Figure II.1.6 : Coupes structurales simplifiées montrant la géométrie des différentes unités de socles limitrophes du BHL-BHSN (modifiées d'après Oncken et al., 2000 ; Schäfer et al., 2000 ; Edel et Schulmann, 2009 ; Le Gall et al., 2021 ; Franke, 2000).

II.2 État des connaissances géologiques dans le BHL

II.2.1 Stratigraphie

Plusieurs études s'appuyant sur les données de forages et des observations en galeries ont permis de contraindre la stratigraphie des formations continentales du Carbonifère supérieur du BHL (Termier, 1923 ; Bertrand, 1928 ; Pruvost, 1934 ; Merry, 1967 ; Alpern *et al*., 1969 ; Laveine, 1974 ; Kelch et Reible, 1976). Ont été reconnus, par palynologie et paléontologie, le Westphalien, et le Stéphanien inférieur (**Figure II.2.1**). Toute la série Carbonifère supérieur (Westphalien + Stéphanien) peut atteindre 5 à 6 km d'épaisseur (Donsimoni, 1981). Dans le BHSN, le Westphalien repose soit directement sur le socle granitique (MGCH), soit sur des carbonates marins du Carbonifère inférieur (Hering et Zimmerle, 1976). Le Westphalien a été subdivisé en quatre sous-étages (A, B, C, et D) qui correspondent au Langsettian, Duckmantian, Bolsovian, et Asturian connus dans les bassins houillers d'avant-pays (Aretz *et al*., 2020). Cette équivalence a été proposée qu'à partir des éléments paléontologiques et palynologiques (**Figure II.2.1**). Izart *et al*. (2025) ont publié les premières datations absolues pour le BHL (**Figure II.2.1**). Ces datations ont permis de confirmer l'âge stratigraphique du tonstein T600 (limite Duckmantien-Bolsovien), du tonsteins T10 au sommet de l'asturien. Les autres tonsteins ont permis de contraindre le hiatus en dessous du conglomérat de Holz (**Figure II.2.1**), qui correspond à 2 Ma. Ce hiatus correspond à l'intervalle du Cantabrien inférieur à moyen selon ces auteurs. Des datations absolues existent également pour le BHSN (Burger *et al*., 1997 ; Königer *et al*., 2002 ; Königer et Lorenz, 2002 ; Menning et Bachtadse, 2012 ; Voigt *et al*., 2022). Par ailleurs, au sein de ces sous-étages, des assises, des zones, et des faisceaux ont été définis sur la base des critères lithologiques et sédimentaires (**Figure II.2.1**).

Les formations du Westphalien sont surmontées en discordance (discordance de Holz) par celles du Cantabrien supérieur et celle du Stéphanien inférieur (Stéphanien A) dans le BHL (Izart *et al*., 2025), et par l'ensemble de celles du Stéphanien (A/B/C) dans le BHSN. Cette discordance a été bien définie autour des plis de Merlebach, de Pont-à-Mousson et de Saarbrücken-Simon (Pruvost, 1934 ; Donsimoni, 1981 ; Hemelsdaël et al., 2023). Ces auteurs interprètent cette discordance comme le témoin d'une période d'érosion située entre la fin de la compression orogénique et l'extension post-orogénique au Stéphanien. 2 à 3 km de sédiments érodés sont estimé (Pruvost, 1934 ; Henk, 1993 ; Hertle et Littke, 2000 ; Izart *et al*., 2016). L'épaisseur du Stéphanien est très variable et peut atteindre 2 km dans les synclinaux (Donsimoni, 1981). Le Permien, de nature volcano-clastique atteint 2 à 3 km d'épaisseur dans le synclinal de Nahe dans le BHSN (Korsch et Schäfer, 1995 ; Schäfer, 2011).

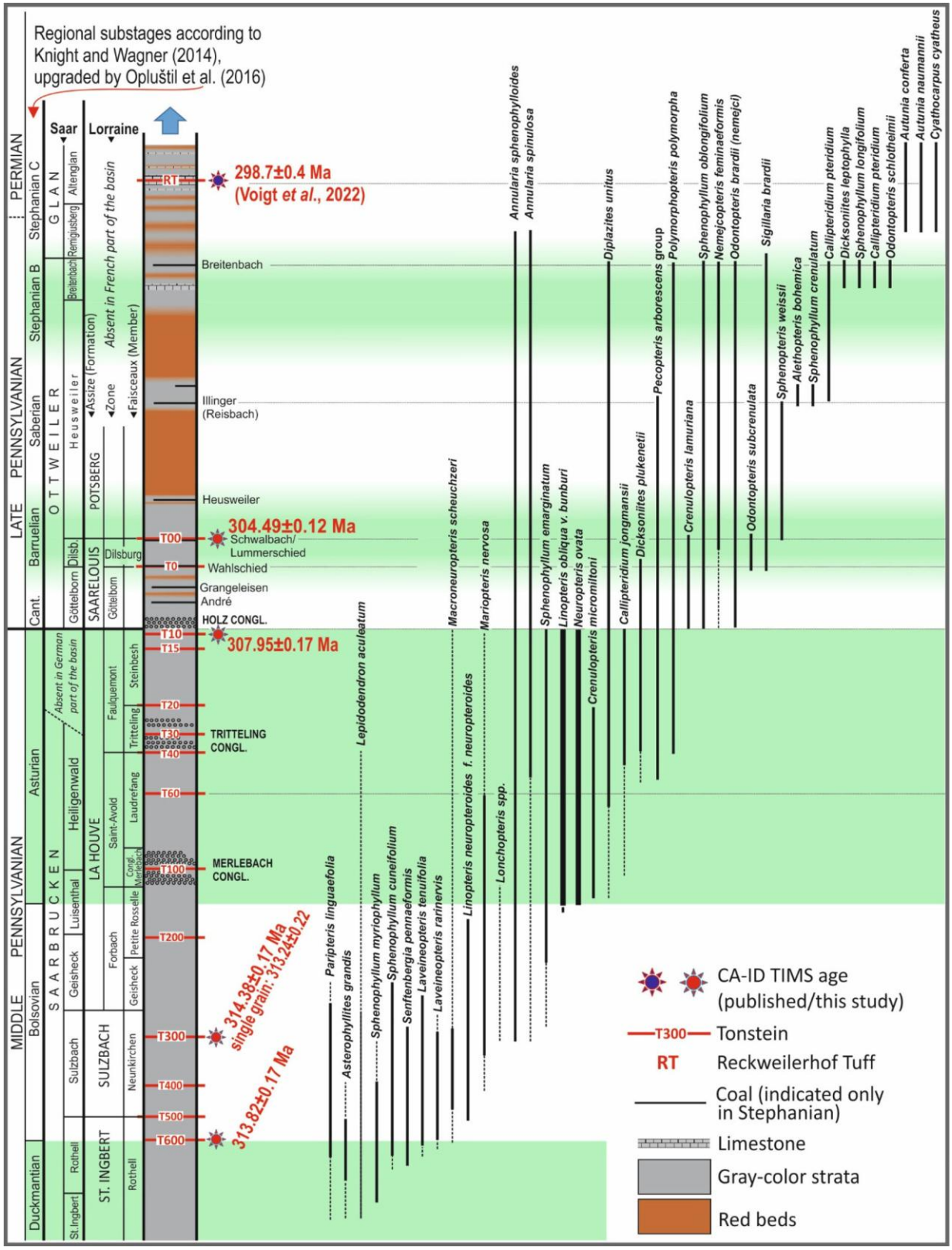


Figure II.2.1 : Cadre stratigraphique du BHL d'après Izart et al. 2025. Les âges issus des datations des tonsteins sont reportés sur la figure.

II.2.2 Sédimentologie

La sédimentologie des formations du Westphalien et du Stéphanien du BHL et du BHSN a déjà fait l'objet de plusieurs études à partir des carottes et des diagraphies de puits (Pruvost, 1934 ; Donsimoni, 1981 ; Heckel, 1988 ; Schäfer, 1986, 1989 ; Fleck, 2001 ; Fleck *et al*., 2001 ; Schäfer, 2011 ; Izart *et al*., 2005 ; Allouti, 2024). Ces études ont décrit plusieurs associations de faciès qui ont été associés à plusieurs paléoenvironnements de dépôts continentaux des systèmes fluviatiles et ou alluviaux (**Figure II.2.2**).

Ces associations de faciès définis par Fleck *et al*., 2001 sont :

- Des séquences de conglomérats massifs dont les clastes sont supportés par une matrice détritique gréso-silto-argileuse, avec un signal diagraphique dit cylindrique interprétées comme des dépôts fluviatiles de cônes alluviaux (faciès 1)
- Des séquences gréso-silteuse à bases érosives et conglomératiques présentant une granodécroissance vers le sommet interprété comme des dépôts de chenaux fluviatiles en tresses/anastomosés et méandriformes (faciès 2/4/5). Ces dépôts se terminent souvent par les faciès fins (siltites et argilites) de plaine d'inondation.
- Des séquences silto-argileuses à litage oblique horizontal, riche en débris de plantes interprétées soit comme un dépôt lacustre ou un dépôt de plaine d'inondation et de marécage (faciès 6)
- Des séquences silto-argileuses riches en niveaux de charbons, en nodules de sidérite, en trace de racines interprétées comme des dépôts de marécages avec paléosols à sidérite.
- Des séquences détritiques granocroissantes vers le sommet avec une base non-érosive (faciès 3) interprétées comme un dépôt deltaïque ou de crevasse-splays.

Dans le BHL, l'interprétation des faciès 3 comme des dépôts deltaïques et des faciès 6, 7, et 8 comme des dépôts lacustres restent encore sujet à débat. En étudiant la nature des biomarqueurs dans les sédiments riches en matière organique de ces faciès, Fleck *et al*. (2001) les a réinterprétés comme des dépôts de petits lacs éphémères dans la plaine d'inondation, sans doute crées par des bras de méandres abandonnés.

Toutes ces études de sédimentologie sont limitées à certains forages qui permettent d'échantillonner certaines parties du bassin. Il est donc nécessaire de contraindre les paléoenvironnements recoupés par les puits exploités dans cette thèse. Ces descriptions aideront à comprendre la dynamique du remplissage sédimentaire des formations recoupées par ces forages. Elles aideront à mieux comprendre l'influence des conditions de dépôts sur les

propriétés pétrophysiques comme le montrent plusieurs études dans d'autres bassins houillers du Carbonifère supérieur (Morad *et al*., 2000 ; Bertier *et al*., 2008 ; Becker *et al*., 2019).

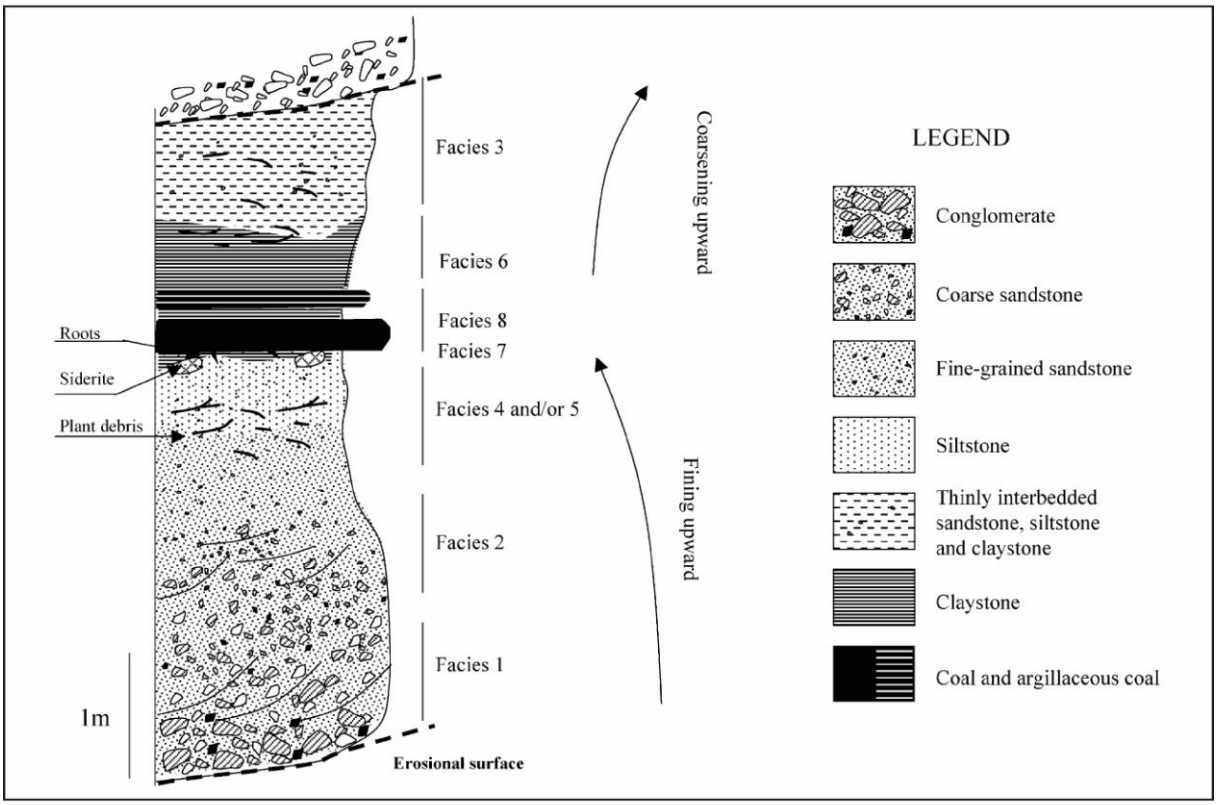


Table 1
Characteristics and environmental interpretations of the fluvio-limnic facies recognized in the Saulcy borehole of the Lorraine coal basin

Facies	Lithology	Sedimentary structures	Fossils and minerals	Environmental interpretations
1	Massive conglomerate and sandstones	Irregular erosional surfaces	Plant debris, Tree trunks	Major alluvial distributary channel of rivers
2	Channelized, erosively based sandstones	Irregular erosional surfaces, Trough cross-bedding	Plant debris	Minor alluvial channel, Proximal major crevasse splay channel
3	Coarsening upward sequences: claystones, siltstones and sandstones	Lenticular, wavy, and flaser beddings	Plant debris	Distal crevasse splay, Minor delta
4	Massive siltstones and thin claystones partings	Flat laminations	Plant debris, Siderite concretions	Siltic levee deposits
5	Thinly interbedded sandstones, siltstones and claystones	Flat lamination, Ripple cross-lamination	Plant debris, Roots	Coarse grained overbank deposits
6	Massive or laminated carbonaceous claystones	Flat lamination, Ripple cross-lamination	Large plant debris, Roots	Flood plain deposits, Small lake, Argillaceous levee deposits
7	Siltstones, claystones commonly rootleted with siderite concretions	Bioturbated laminations	Roots, Large plant debris, Siderite concretions	Hydromorphous paleosol
8	Coal, argillaceous coal		Large plant debris, Pyrite	Swamps and mires with a low to high groundwater table

Figure II.2.2 : Types de séquences sédimentaires et d'environnements de dépôts reconnus dans les séries du Westphalien et du Stéphanien du BHL (d'après Fleck et al., 2001).

II.2.3 Pétrographie des formations du Westphalien et du Stéphanien

Très peu d'études pétrographiques existent pour les grès et les conglomérats du BHL comparé à ceux du BHSN. Pruvost (1934) décrit macroscopiquement les conglomérats de l'assise de St Ingbert appartenant au Westphalien B (**Figure I.2.1**) et identifie des galets de quartz laiteux, de quartz filonien, d'orthoclase, de quartzite lustré, de micaschiste, et plus rarement de granite et de pegmatite. Fleck (2001) a observé au microscope optique certains grès et conglomérats du westphalien du forage de Saulcy (Suy-1) et de la transition westphalien-Stéphanien du forage de Porcelette (**Figure II.2.3**) et a également noté la présence de clastes de quartzite, de quartz laiteux, de schistes, de grès, et de siltites, enrobés dans une matrice argilo-silicatée. Selon ces deux auteurs, la dominance de clastes de nature métamorphique prouve que la source d'apport de sédiment est le massif ardennais situé au nord du bassin.

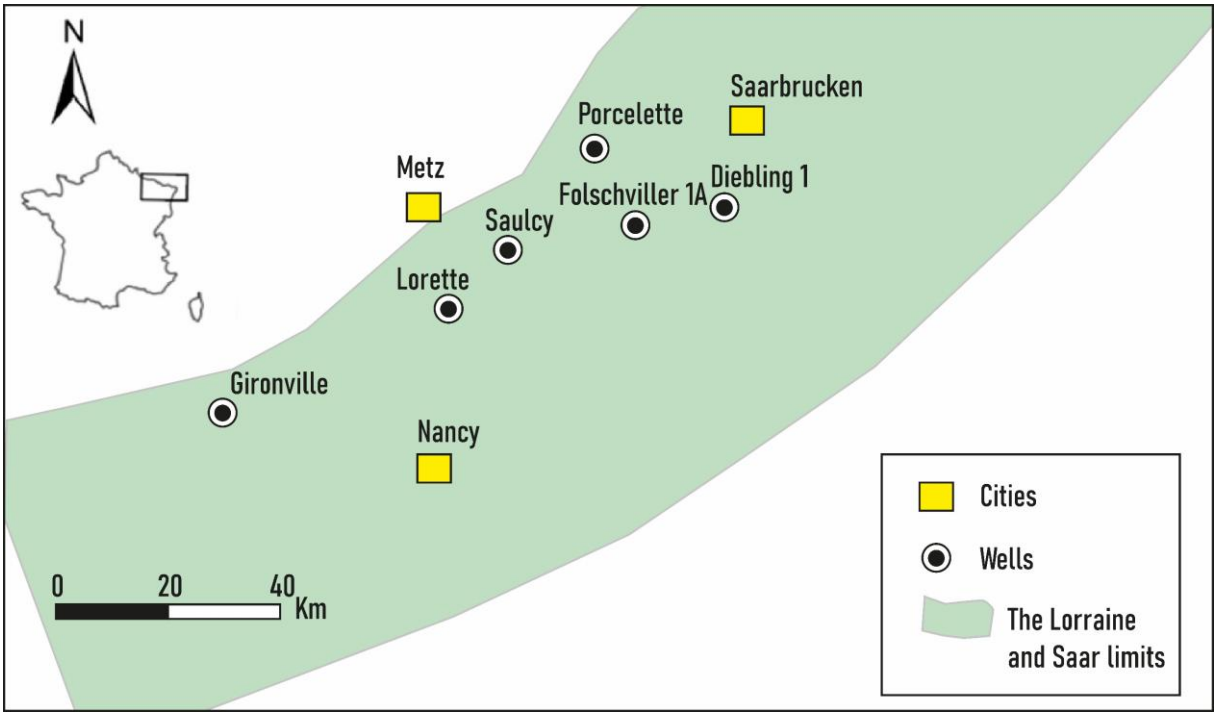


Figure II.2.3 : Localisation des forages de Saulcy et de Porcelette étudiées par Fleck, 2001 (modifié de Allouti, 2024). Noter la position des forages de Folschviller 1A, de Diebling 1, et de Saulcy dont les données seront exploitées dans cette thèse.

D'après Izart *et al*. (2025), les zircons détritiques d'âge précambrien (Ma) trouvé dans les grès du Westphalien et du conglomérat de Holz sont des zircons recyclés en provenance du massif ardennais. Ce qui conforte l'origine des apports en provenance du massif ardennais. Cependant, les auteurs notent également la présence des zircons datés de l'ordovicien (Ma) qui proviendrait du socle MGCH. Selon Pruvost (1934), la présence des clastes granitiques évoque une faible contribution des apports des massifs granitiques situés au sud du bassin (Vosges). Cependant, aucun zircon d'âge dinantien n'a été trouvé pouvant provenir des Vosges (Izart *et al*., 2025).

Dans le BHSN, les observations pétrographiques des échantillons de carottes et des échantillons prélevés à l'affleurement ont permis de faire des observations pétrographiques plus abouties. Ces études montrent que les grès et conglomérats du Westphalien sont des litharénites, des sublitharénites et des quartzarénites (**Figure II.2.4**) (Schäfer, 1986 ; Korsch et Schäfer, 1998 ; Quandt *et al*., 2024). La fraction détritique est dominée par des clastes de quartzite, de quartz, de phyllite (clastes métamorphiques), indiquant une dominance des apports du Nord en provenance du massif rhénohercynien (massif ardennais). Cette provenance est confirmée par les azimuts des directions de paléo-écoulement calculés à partir des orientations des flute-castes et des stratifications obliques des grès et des conglomérats du BHSN (Schäfer, 1986).

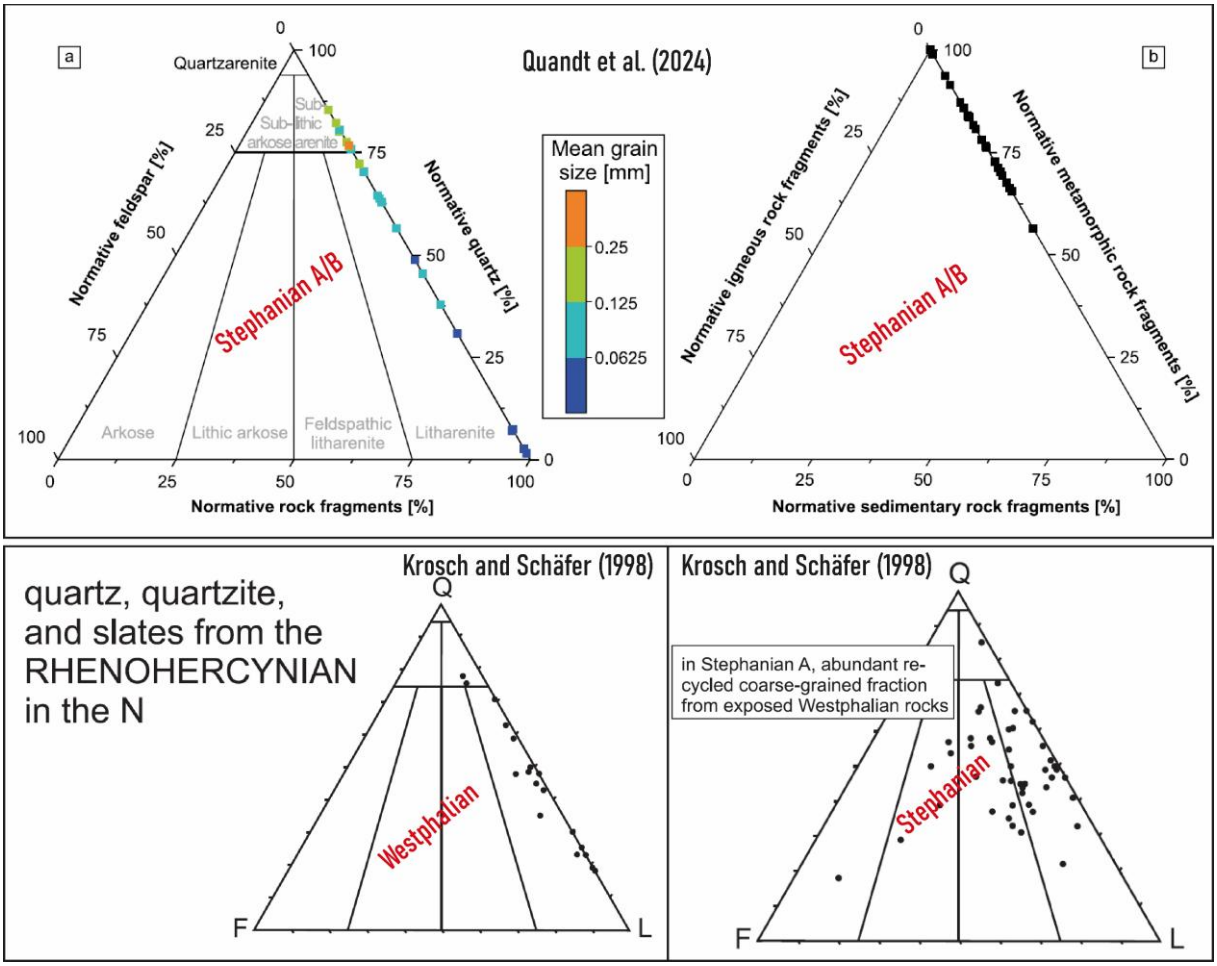


Figure II.2.4 : Classification des grès et conglomérats d'âge Westphalien et d'âge Stéphanien du BHSN (d'après Korsch et Schäfer, 1998 et Quandt et al., 2024).

En ce qui concerne les formations du stéphanien du BHL, les grès et les conglomérats sont enrichies en feldspaths (**Figure II.2.4**), ce qui les classe dans les arkoses (Korsch et Schäfer, 1998). Selon ces auteurs, la richesse en feldspaths et en clastes granitiques démontre un changement global de source d'apport dans le bassin pendant le Stéphanien.

Cependant, les diagrammes de classification des grès et conglomérats du puit de Saar-1 et du puit de Primsweiller 1 (**Figure II.2.4**) montre que les formations du Stéphanien A/B ont la même constitution pétrographique que celles du Westphalien, suggérant que la source majeure des sédiments demeure les formations métamorphiques et sédimentaires du massif ardennais (Quandt *et al.*, 2024). Cette thèse présentera pour la première fois une caractérisation une quantification pétrographique sur 5 forages dans le BHL afin de classer les grès et conglomérats du BHL dans un premier temps, et de mieux discuter l'origine des apports de sédiments dans un second temps**.**

II.2.4 Histoire d'enfouissement et de la paléothermicité dans le bassin

L'histoire de l'enfouissement et de la paléothermicité d'un bassin sédimentaire peut être appréhendée par l'analyse de l'état de maturité des marqueurs organiques mais également par la mesure des températures d'inclusions fluides dans les ciments diagenétiques (Allen et Allen, 1990). Les marqueurs organiques les plus utilisés sont la réflectance de la vitrinite (VR), le la teneur en matières volatiles, et le T_{max} issu de la pyrolyse Rock-Eval.

Les valeurs de la réflectance de la vitrinite et les températures des inclusions fluides sont souvent utilisés comme données de calibration pour contraindre les modélisations de l'histoire de l'enfouissement d'un bassin (Littke *et al.*, 2000 ; Izart *et al.*, 2016) . Ces modélisations permettent de tester des hypothèses sur les paléo-flux thermiques, les quantités d'érosion dans un bassin sédimentaire, qui permettent d'expliquer les valeurs de calibration. La courbe de subsidence ou encore l'analyse de l'évolution de la porosité en fonction de la profondeur peuvent également fournir des indications sur l'enfouissement ou l'exhumation d'un bassin (Allen et Allen, 1990 ; Ware et Turner, 2002).

Dans le BHL, les charbons présentent des VR comprises entre 0,6 et 2,45% pour des profondeurs qui varient entre 1700 m et 5640 m (**Figure II.2.5**). Ces charbons sont qualifiés de sub-bitumineux à bitumineux. Quelques valeurs de VR > 3 ont été mesurées dans le puit de Gironville (Alpern, 1966), suggérant que l'houillification du charbon a atteint le stade d'anthracite. Cependant, des mesures confidentielles faites par la société Elixir montre que ces anormalement élevées ont été mesurées sur des inertinites, qui sont un autre type de matière organique moins fiables dans l'estimation de la maturité des charbons (Izart *et al.*, 2016).

VR data (average values) used in the boreholes for 1D calibration.

Boreholes Formations	Gironville		Culey		Francheville		Chaumont 001		Lorettes 001		Saulcy 001		Vaxy		Faulquemont	
	Sample depth m	VR %	Sample depth m	VR %	Sample depth m	VR %	Sample depth m	VR %	Sample depth m	VR %	Sample depth m	VR %	Sample depth m	VR %	Sample depth m	VR %
Stephanian																
Stephanian					2580	0.94										
Westphalian D															1775	0.8
Westphalian D					2851	1.07									2775	0.9
Westphalian C							1301	0.64	1110	0.71	841	0.68			3125	1
Westphalian C	1571	0.7	1813	0.8	3110	1.15	1622	0.71	1229	0.75	1393	0.78	2070	0.7	4725	2
Westphalian C	1738	0.8	2785	0.9			1731	0.81	1808	0.78	1853	0.8	2105	0.81		
Westphalian B	2240	1	2906	0.9	3610	1.34										
Westphalian B			3590	1.6	3750	1.42										
Namurian + Westphalian A	4750	1.8														
Namurian + Westphalian A	5640	2.45														
Basement																

Figure II.2.5 : Valeurs de VR (%) pour différents échantillons du Westphalien et du Stéphanien du BHL (d'après Izart et al., 2016).

L'évolution des VR en fonction de la profondeur du puit de Gironville montre deux pentes distinctes dans les formations du westphalien et du Stéphanien (Alpern, 1966 ; Robert, 1989). Une pente depuis la surface jusqu'à 2, 5 km de profondeur, correspondant à des maturités faibles entre 0, 5 et 0, 9% dans les formations du Stéphanien et du Westphalien D (Alpern, 1966). Une deuxième pente à partir de 2 km jusqu'à 6 km avec une forte maturité des formations du Westphalien A/B/C (0, 9 < VR < 2,5). Cette différence de maturité souligne deux régimes thermiques différents selon Robert (1988).

Par ailleurs, Courel et Liu (1991) montrent qu'à profondeur équivalente, les charbons plissés les plus vieux (westphalien A et B) sont plus matures que les charbons plissés les plus jeunes (w plissement, probablement à la fin du carbonifère. En outre, il interprète une deuxième phase de maturation des charbons qui est post-plissement car ils observent une augmentation de la maturité avec l'augmentation des températures mesurées en forages. Cette phase de maturation serait d'âge Mésozoïque.

La modélisation paléo thermique 1D du forage de Gironville a été réalisée par Izart *et al*. (2016) (**Figure II.2.6**). Celle-ci est basée sur un scénario d'un flux de chaleur de 50 mW/m^2 durant le Westphalien, puis qui augmente à 60 mW/m^2 à cause de l'extension Stéphano-permien. Pour atteindre les maturités mesurées (VR) dans les charbons, différentes quantités d'érosion ont été testées. Les résultats suggèrent que les formations du westphalien et du stéphanien nécessite ont été enfouies sous 1,2 km de sédiment 2,4 et 2,7 km des formations Mésozoïque érodées. La courbe de subsidence indique que cet enfouissement maximum a eu lieu entre la fin du Jurassique et le Crétacé.

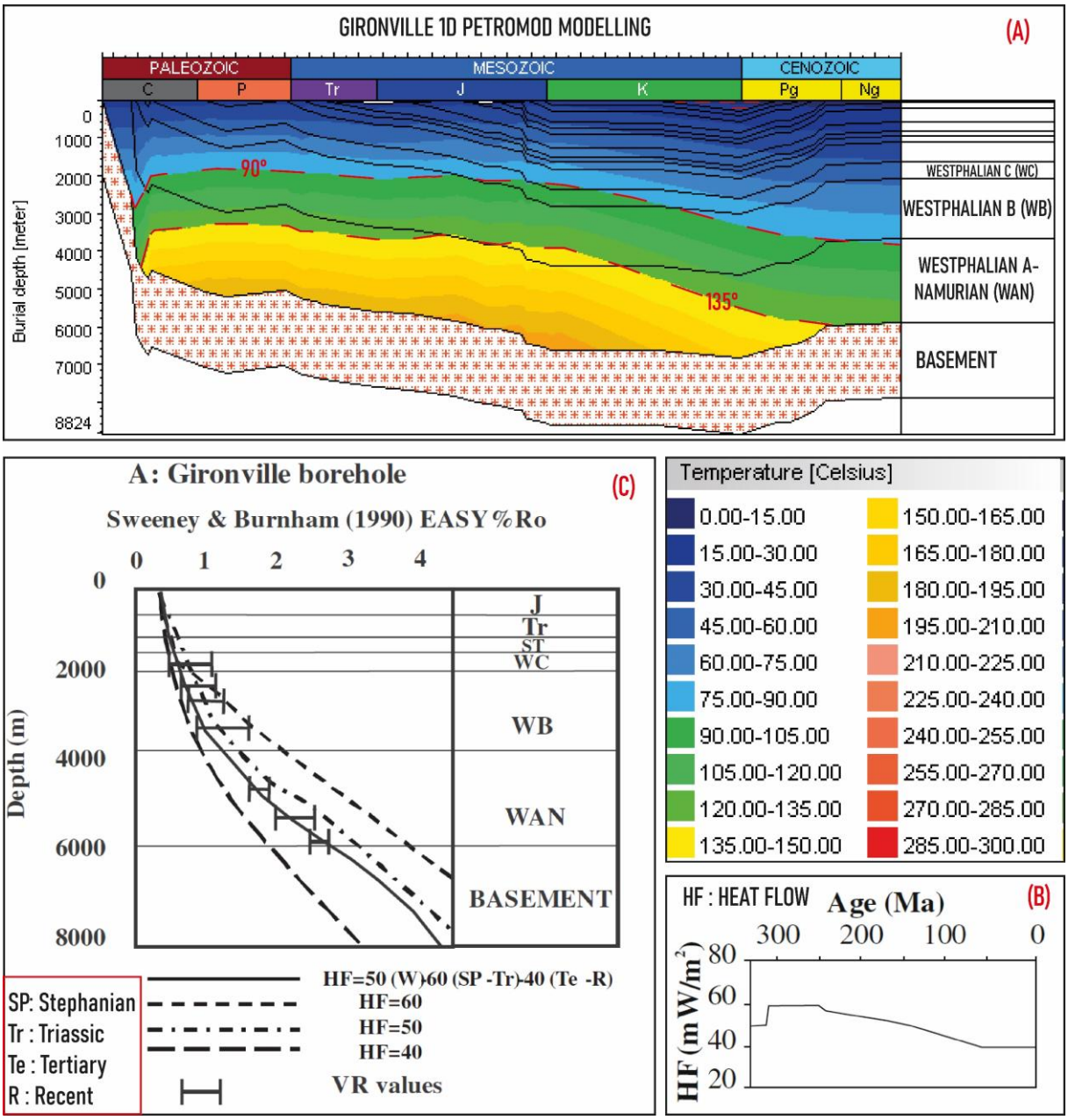


Figure II.2.6 : (A) Modélisation paléothermique 1D du puit de Gironville indiquant un maximum d'enfouissement situé entre la fin du Jurassique et pendant tout le Crétacé pour le BHL (d'après Izart et al., 2016). (B) modèle d'évolution du flux de chaleur avec un pic de chaleur pendant le Stéphano-permien dû au régime extensif (C) Courbes de calibrations des données VR en fonction des différents scénarios de flux de chaleur et de taux d'érosion au Carbonifère, au Permien et au Mésozoïque.

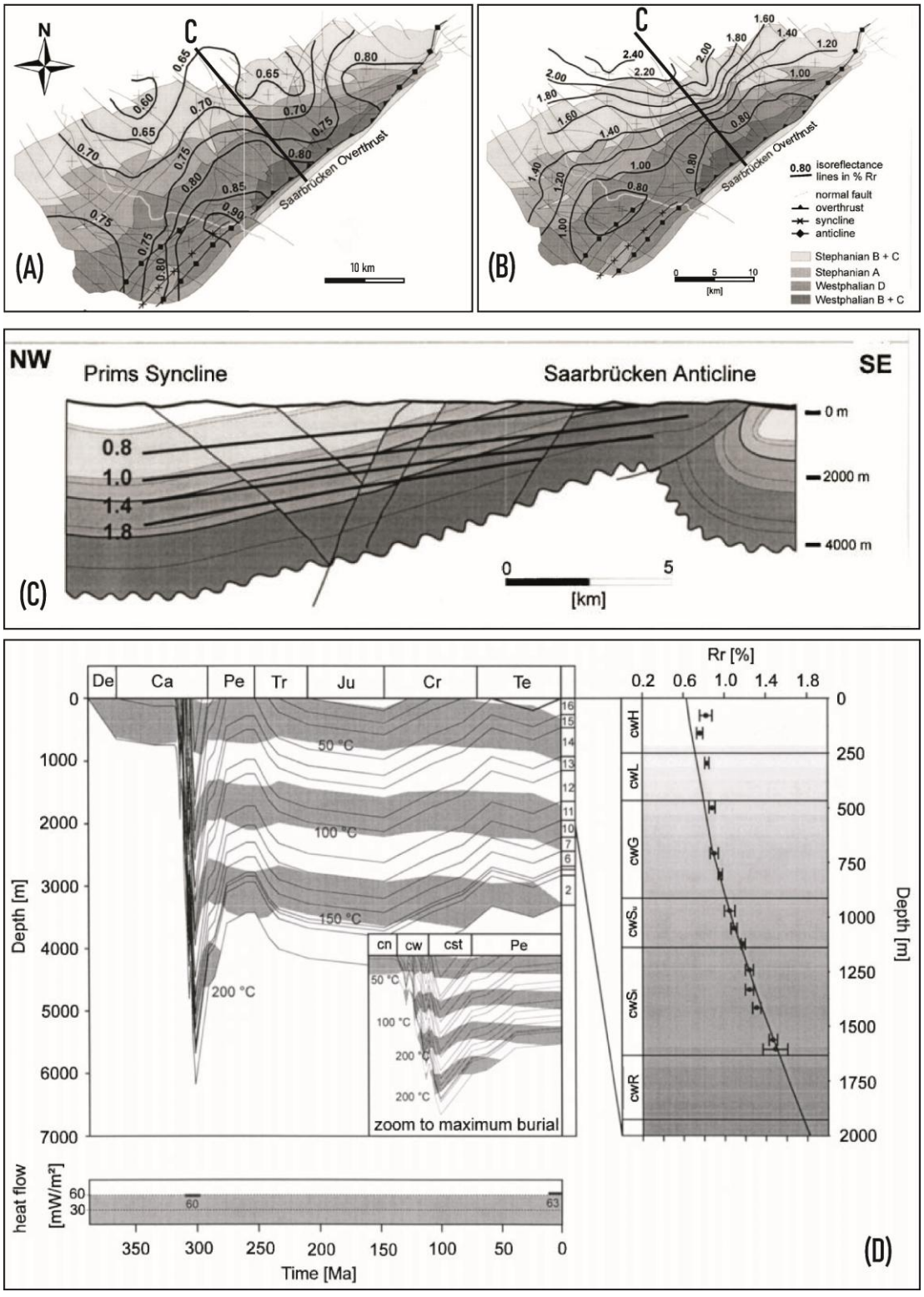


Figure II.2.7 : (A) Carte d'iso-valeurs de VR montrant une augmentation de maturité pour les formations les plus anciennes. (B) Carte d'iso-valeurs au sein de la couche de charbon Geisheck (WC) montrant une maturité plus importante pour le synclinal. (C) Coupe géologique montrant des iso-valeurs de VR recoupant la stratigraphie (d'après Hertle et Littke, 2000). (D) Modèle paléothermique 1D du BHSN indiquant un enfouissement maximum atteint au Stéphanien-Permien.

Dans le BHSN, Hertle et Littke (2000) documentent une houillification croissante avec l'enfouissement des formations (**Figure II.2.7A**). De même, au sein d'une même couche de charbon, les VR augmentent vers le synclinal à cause d'un plus fort enfouissement (**Figure II.2.7B**). En revanche, l'houillification est interprétée comme syntectonique car les courbes d'iso-VR recoupent la stratigraphie (**Figure II.2.7C**).

La modélisation 1D autour du pli-faille de Saarbrücken, calibrée avec les données VR suggère une histoire différente de celle du BHL. Ce modèle prédit un enfouissement maximal pendant le Stéphanien, et une érosion plus importante des formations du westphalien et du stéphanien pendant le permien. En ce qui concerne les marqueurs minéraux, aucune étude diagenétique complète n'existe dans les formations du westphalien et du stéphanien du BHL. Il existe néanmoins quelques études qui ont observé des ciments diagenétiques dans la matrice et dans les fractures (Blès et Lozes, 1980 ; Fleck, 2001). Dans le BHSN en revanche, il existe l'étude récente de Quandt *et al*. (2024) qui a fait une analyse assez détaillée de la diagenèse et des propriétés pétrophysiques dans les formations du Stéphanien A/B. Toutes ces études sont présentées dans la section diagenèse.

II.2.5 La diagenèse

Les transformations diagenétiques qui ont affecté les roches du Carbonifère supérieur du BHL depuis leur dépôt demeurent incomprises et imprécises. Dans les fractures cimentées présentes dans les charbons, Blès et Lozes (1980) évoque la présence de dolomite. Fleck (2001) est la première à décrire la présence des ciments de sidérite, des nodules de sidérite, de la pyrite framboïdale, des ciments d'ankérite et de dolomite sans en déterminer leur ordre de précipitation et l'origine des fluides minéralisateurs ainsi que les conditions de température et de pression de précipitation.

Par ailleurs, il existe des études de la diagenèse dans les formations du Jurassique et du Crétacé qui recouvrent le Permo-carbonifère du BHL (Carpentier *et al*., 2015 ; Blaise *et al*., 2016 ; Mangenot *et al*., 2018 ; Brigaud *et al*., 2020). De toutes, l'étude de Brigaud *et al*., 2020 est la plus pertinente du fait de sa relative proximité avec les forages étudiés (**Figure II.2.8**).

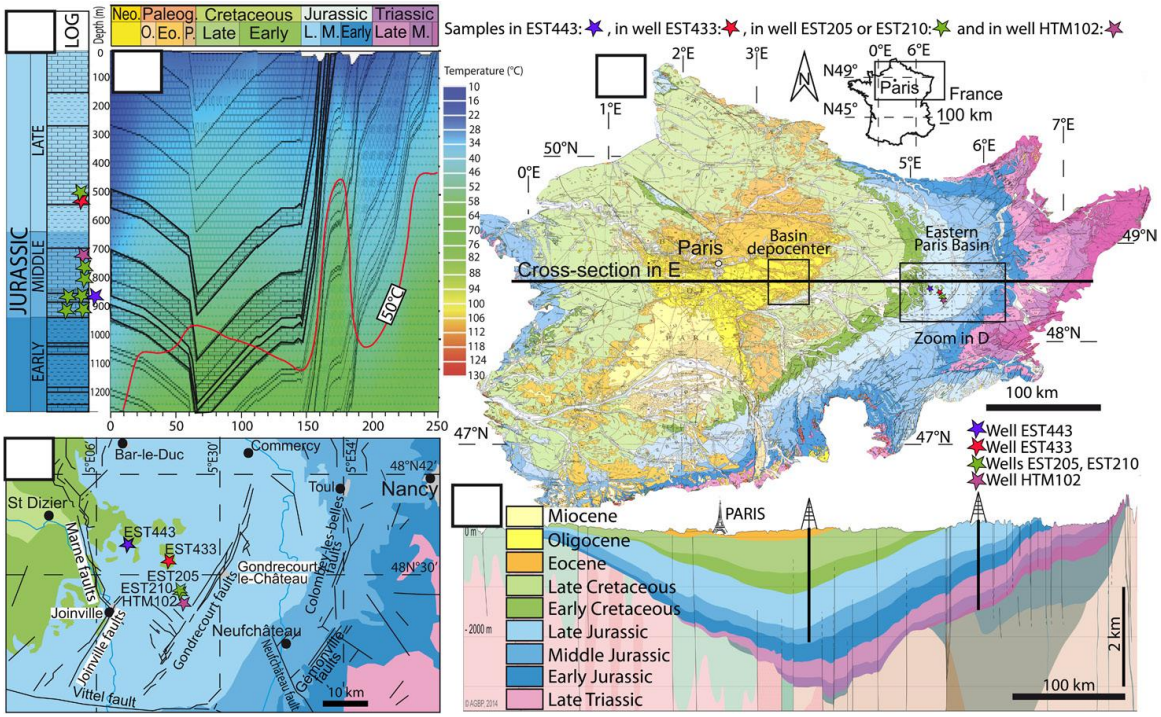


Figure II.2.8 : (A) Log stratigraphique du puit EST433 avec la position des échantillons étudiés. (B) Modèle d'enfouissement et d'évolution thermique des unités stratigraphiques concernées. (C) Carte géologique du bassin de Paris et localisation des puits et échantillons. (D) Zoom de la carte géologique de la zone d'étude. (E) Coupe géologique E-W du bassin de Paris montrant le BHL comme socle des formations Mésozoïques dans la partie E du bassin de Paris. Figure d'après Brigaud et al. (2020).

Cette étude documente des circulations hydrothermales responsables de la précipitation des ciments de calcite (**Figure II.2.9**). Selon Brigaud *et al.* (2020), sur la base de leur forte salinité, des températures d'inclusions fluides, et de leur signature isotopique, ces fluides hydrothermaux seraient des anciens fluides météoriques qui se sont infiltrés jusqu'au socle, avant de remonter et de précipiter dans les formations du Jurassique. Les interactions entre ces fluides et les formations du trias expliqueraient leur enrichissement en ^{18}O et en sel. Le rôle des niveaux salifères du Trias dans l'augmentation de la salinité de ces fluides a aussi été évoqué dans l'étude de Mangenot *et al.* (2018), dont les échantillons sont situés dans le depocentre du bassin de Paris. Mangenot *et al.* (2018) montre également des ciments de calcite et dolomite dont la signature isotopique, les températures et la salinité d'inclusions fluides, suggèrent un fluide parent profond, qui a pu remonter le long des failles, lessivé les formations salifères du Trias avant de précipiter dans les formations du Jurassique.

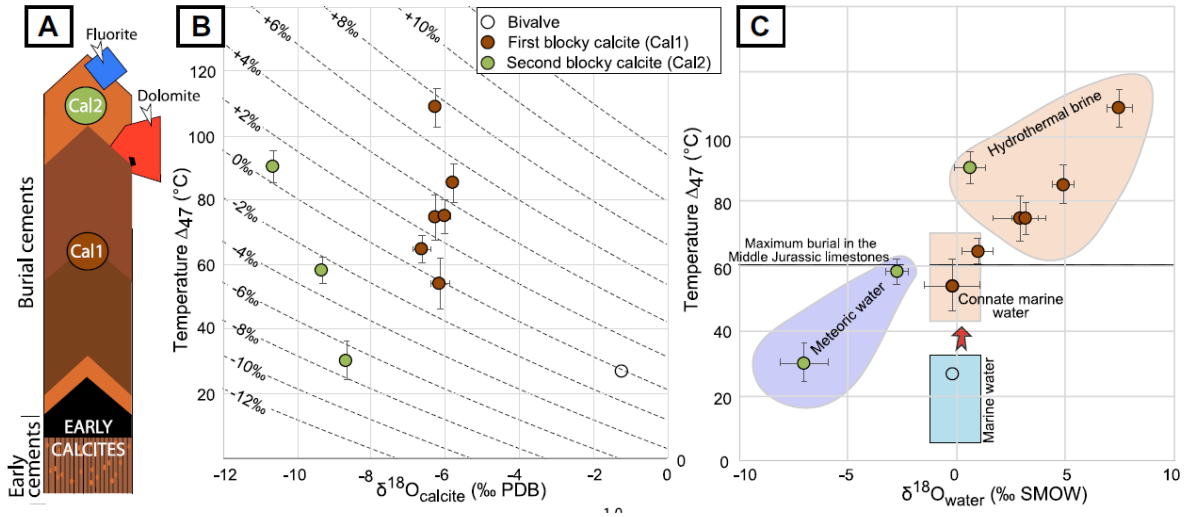


Figure II.2.9 : (A) Séquence paragenétique des formations étudiées. (B) Température calculées à partir des Isotopes Clumped (Δ47) versus le $\delta^{18}O$ des calcites (VPDB : Vienna Peedee Belemnite). Les lignes en pointillées représentent les valeurs des courbes d'iso-valeurs d'isotopes $\delta^{18}O$ de l'eau (VSMOW : Vienna Standard Mean Ocean Water) issus du model de Watkins et al. *(2013). (C) graphe croisé des températures en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ des fluides parents. Figure d'après Brigaud et al. (2020).*

Dans le BHSN, l'étude de Quandt *et al.* (2024) est la seule qui présente une paraséquence diagenétique des ciments dans les formations du stéphanien A/B. La séquence diagenétique construite (**Figure II.2.10**) montre que l'éogenèse (diagenèse précoce) a été marqué par la précipitation de ciments et de nodules de sidérite en lien avec la pédogenèse (formations des paléosols), par la formation des oxydes de fer dans certains grès et ce probablement à cause d'un passage vers un climat ou une saison semi-aride. Des déformations plastiques précoces des sédiments sont aussi observées.

Pendant l'enfouissement, la mésogenèse a été marquée par une forte compaction, par la précipitation des surcroissances de quartz, des ciments de calcite et de kaolinite (**Figure II.2.10**). Pendant l'enfouissement maximal (fin Jurassique-Crétacé), la séquence diagenétique se termine par la chloritisation des kaolinites qui, selon Quandt *et al.* (2024), est une période de réchauffement plus important lié à l'ouverture de l'océan Atlantique.

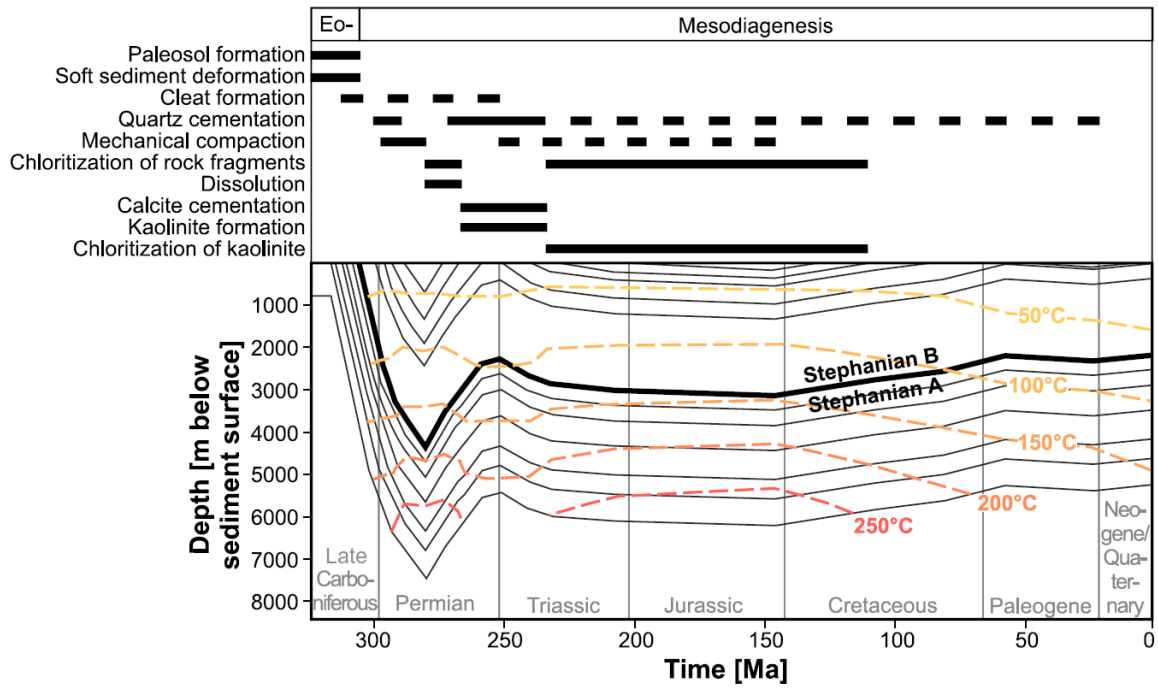


Figure II.2.10 : Séquence diagenétiques des grès et conglomérats du Stéphanien A/B du puit Primsweiller 1 dans le BHSN (d'après Quandt et al., 2024).

Le manque d'étude dans le Carbonifère supérieur du BHL couplé aux résultats de ces rares études présentées dans cette partie emmène à se poser plusieurs questions concernant la diagenèse des grès et des conglomérats du Carbonifère supérieur du BHL.

- Quelle est la signification diagenétique de la sidérite mentionnée par Fleck (2001) ? Sont-elles des témoins des fluides piégés dans les sédiments du Carbonifère supérieur du BHL ?
- Quelles sont les phases diagenétiques qui se sont formées pendant l'enfouissement du BHL ?
- Y-a-t-il des témoins diagenétiques des processus tels que l'infiltration de fluides météoriques pendant les phases de plissement - exhumation connues dans le bassin ?
- Y-a-t-il eu de l'hydrothermalisme dans le bassin lié au volcanisme Permien ou à l'ouverture de l'océan Atlantique pendant le Jurassique ?
- Et finalement, quelles ont été les conditions de circulation de ces fluides et de précipitation des différents ciments ?

Les données de géochimie, d'isotopie et d'inclusions fluides acquises dans cette étude permettront d'apporter des éléments de réponses.

II.2.6 Modèles de bassin et évolution de la déformation

Les modèles de l'initiation et d'évolution de la déformation dans les deux bassins sont divers, ils peuvent être contradictoires, suscitant des interrogations. Trois modèles de bassin ont été proposés :

- Un modèle d'un bassin en régime extensif post-orogénique (Donsimoni, 1981 ; Henk, 1993)
- Un modèle de bassin en régime transtensif de type pull-appart (Korsch et Schäfer, 1995 ; Pryvalov *et al.*, 2015),
- Et le modèle d'un bassin en régime compressif le long d'un retro-chevauchement (Anderle, 1986 ; Beccaletto *et al.*, 2019 ; Hemelsdaël *et al.*, 2023).

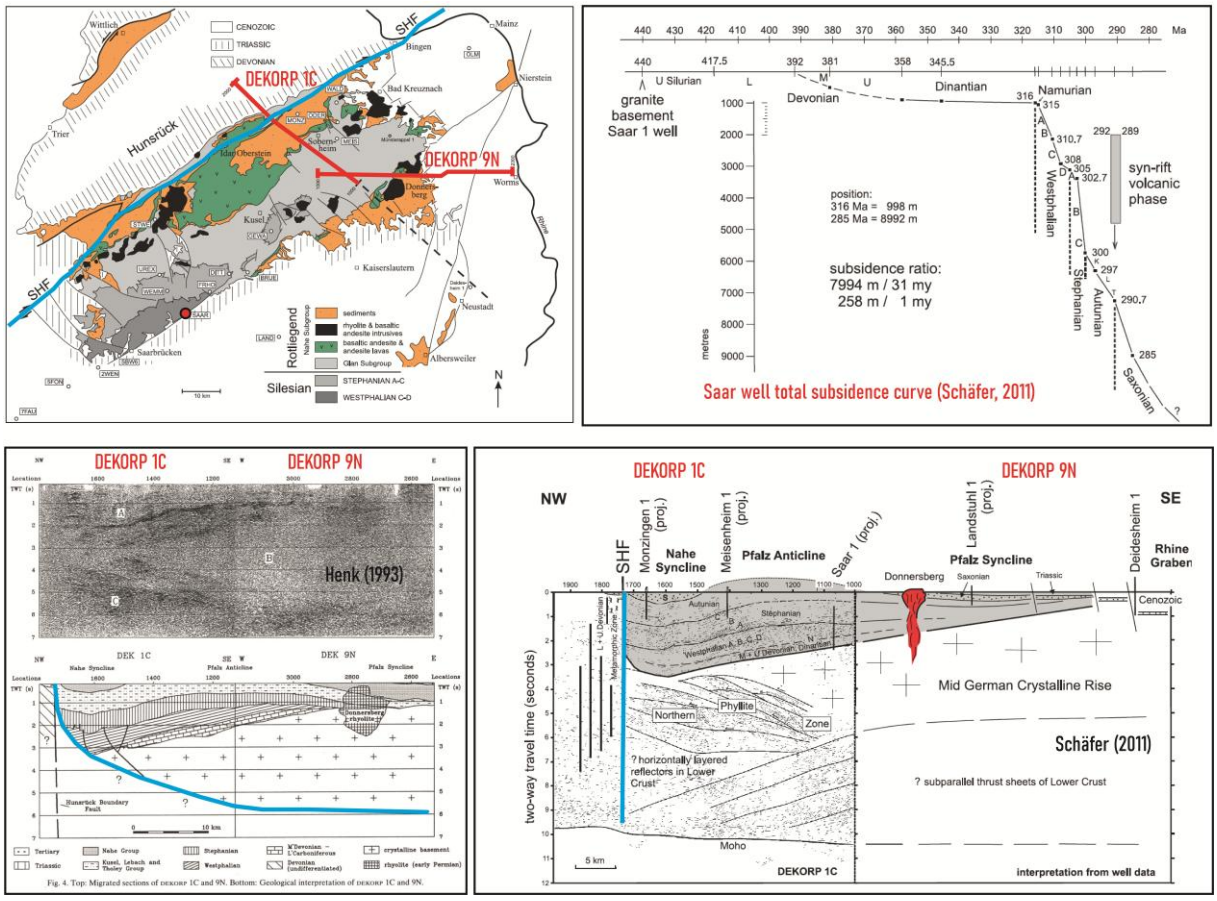


Figure II.2.11 : Figure montrant les interprétations de Henk (1993) et de Schäfer (2011) pour la faille du Sud Hunsrück (SHF : South Hunsrück Fault) imagée par les lignes sismiques DEKORP 1C et 9N.

Henk (1993) interprète la faille du sud Hunsrück comme une faille normale listrique au vu de sa géométrie courbée sur la ligne DEKORP-ECORS 1N-9C (**Figure II.2.11**). Korsch et Schäfer (1995) interprètent la faille du sud Hunsrück comme une faille décrochante à pendage vertical à partir de l'interprétation de la même ligne sismique (**Figure II.2.11**).

De plus, ces auteurs présentent d'autres arguments favorables à un modèle en décrochement dextre tels que l'allure de la courbe de subsidence tectonique (**Figure II.2.11**) montrant une subsidence rapide sur un temps très court (8 km en 20 Ma). Cependant, une telle courbe et de tels taux de subsidence sont aussi caractéristiques des bassins compressifs d'avant et d'arrière-pays (Sinclair et Naylor, 2012).

Anderle (1986), Beccaletto *et al*. (2019), et Hemelsdaël *et al*. (2023) considèrent que les deux bassins se mettent en place pendant la compression hercynienne le long de la faille de Metz. Beccaletto *et al*. (2019) et Hemelsdaël *et al*. (2023) sont les premiers à apporter une preuve de la géométrie de la faille de Metz comme un chevauchement à pendage vers le nord-ouest dans le BHL (**Figure II.2.12**), les amenant à distinguer la faille de Metz de la faille du sud Hunsrück. Par ailleurs, ces auteurs montrent pour la première fois l'existence des strates de croissance dans le westphalien C et D au niveau du flanc avant du pli de Pont-à-Mousson (**Figure II.2.12** , illustré en rouge sur la ligne sismique EPL 02). Les strates de croissances sont des strates qui se déposent en amont ou en arrière d'un pli lorsque sa croissance ou sa formation est accompagné d'une sédimentation (Ford *et al*., 1997). Ces observations conduisent les auteurs à conclure que le pli de Pont-à-Mousson s'est formé pendant la phase de compression à la fin du Westphalien connue sous le nom de la phase asturienne. Ces observations se limitent à la partie sud-ouest du bassin.

Par ailleurs, des études plus anciennes dans le BHSN (Pruvost, 1934 ; Engel, 1985 ; Hertle et Littke, 2000) plaident pour une compression générale dans le bassin à partir de fin Stéphanien et au Permien, qui a conduit à la formation du pli-faille de Saarbrücken dans le BHSN. Ces deux phases de plissement à la fin du westphalien (phase asturienne) et au Permien (phase saalienne) sont souvent décrites comme des phases distinctes et séparées par des périodes d'érosion et de sédimentation. Pruvost (1934) et Donsimoni (1981) suggèrent que la phase saalienne est la phase majeure de plissement et de chevauchement dans les deux bassins. Korsch et Schäfer (1995) attribuent le plissement aux à une phase transpressive de la faille du sud Hunsrück. Henk (1993) en revanche considère que le pli-faille de Saarbrücken est un pli d'effondrement gravitaire et non pas lié à la compression hercynienne. Pour l'auteur, la compression ou transpression hercynienne prend fin au Westphalien B et fait place à l'extension post-orogénique. Au vu de toutes ces contradictions montrent que l'âge de formation des plis est hétérogène. La question de l'âge de la formation du pli d'Alsting, pas encore étudié, se pose alors.

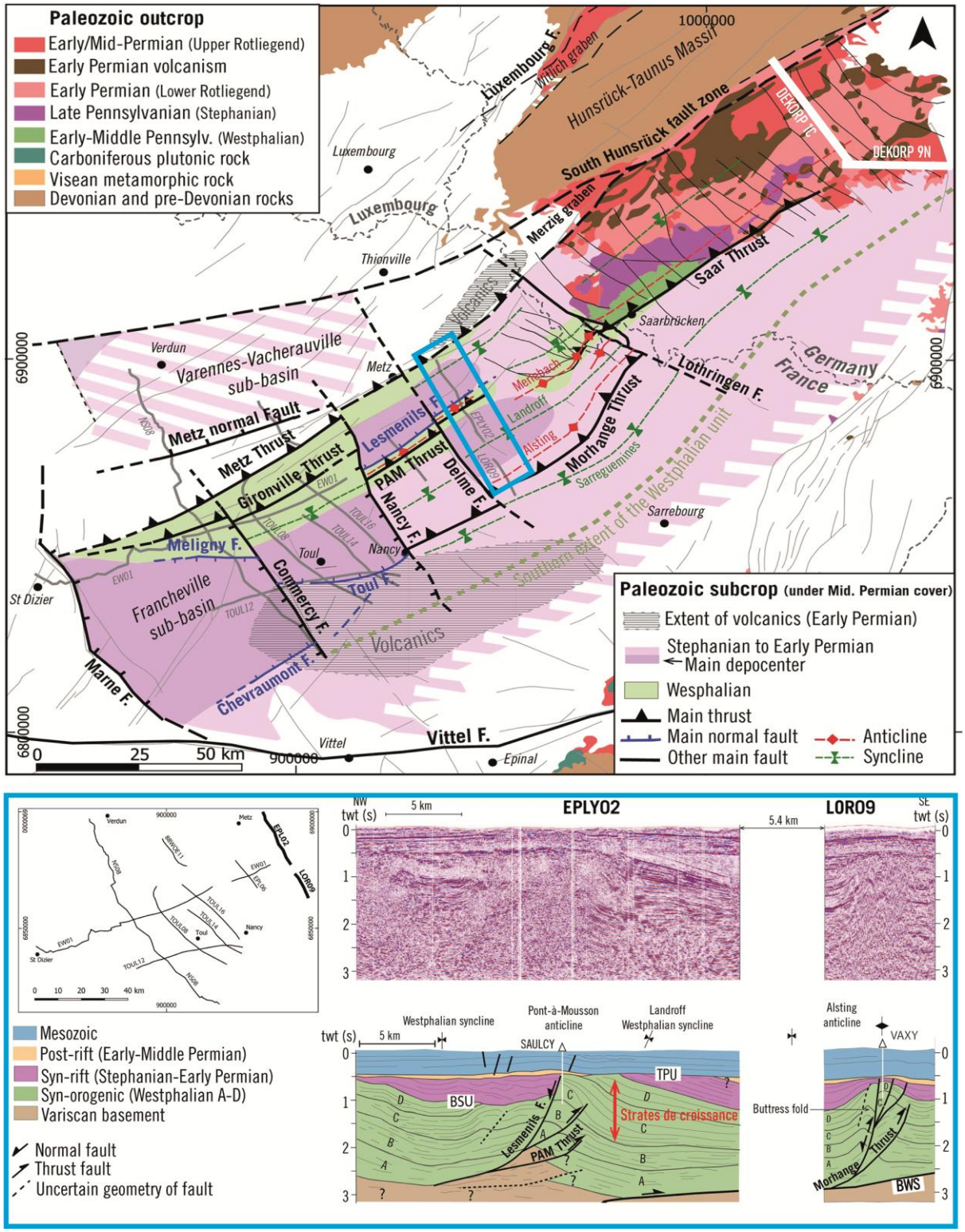


Figure II.2.12 : Carte montrant les structures de déformation dans le Westphalien et le Stéphanien du BHL (modifié d'après Hemelsdaël et al., 2023).

En ce qui concerne la période du Stéphanien, Beccaletto *et al.* (2019) et Hemelsdaël *et al.* (2023) ont mis en évidence la présence des failles normales, tels que la faille de Lesmenils (**Figure II.2.12**), qui recoupent les formations westphaliennes et qui forment des demi-grabens remplis

par des formations datées du Stéphanien par palynologie. Les auteurs interprètent ces demi-grabens comme la conséquence de l'extension post-orogénique enrégistré par la faille du Sud-Hunsrück. Cependant, de telles failles Stéphaniennes intra-basin n'ont jamais été cartographiées ailleurs dans la partie allemande. Sont-elles présente dans notre zone d'étude ?

II.2.7 La fracturation dans le bassin

Les différents régimes de contraintes extensives qui ont affecté le bassin après la formation des plis ont permis le développement d'une fracturation qui se manifestent à plusieurs échelles. Cette fracturation est représentée par des failles et des fractures d'extension. A l'échelle du bassin, les grandes failles recoupent les anticlinaux (Pruvost, 1934 ; Donsimoni, 1981 ; Blès et Lozes, 1980 ; Casting, 1985 ; Villemin, 1987 ; Villemin et Sunwoo, 1987 ; Villemin *et al*., 1995 ; Stollhofen, 1998 ; Pryvalov *et al*, 2021). Ces failles majeures se regroupent selon 5 directions d'orientations principales, WNW-ESE, E-W, NE-SW, NW-SE et enfin N-S (**Figure II.2.13**).

Les trois premières directions correspondent aux failles normales et elles segmentent le BHL en petits horsts et grabens bien décrits dans le périmètre des HBL et dans le BHSN. Leur longueur et leur rejet sont très variables mais suivent une loi exponentielle négative et montre un caractère fractal (Villemin et Sunwoo, 1987). Par ailleurs, le recoupement entre ces familles rend difficile la détermination de leur ordre d'apparition (Villemin, 1987). Certaines de ces failles affectent le Trias, indiquant qu'elles sont post-Westphalien et post-Stéphanien.

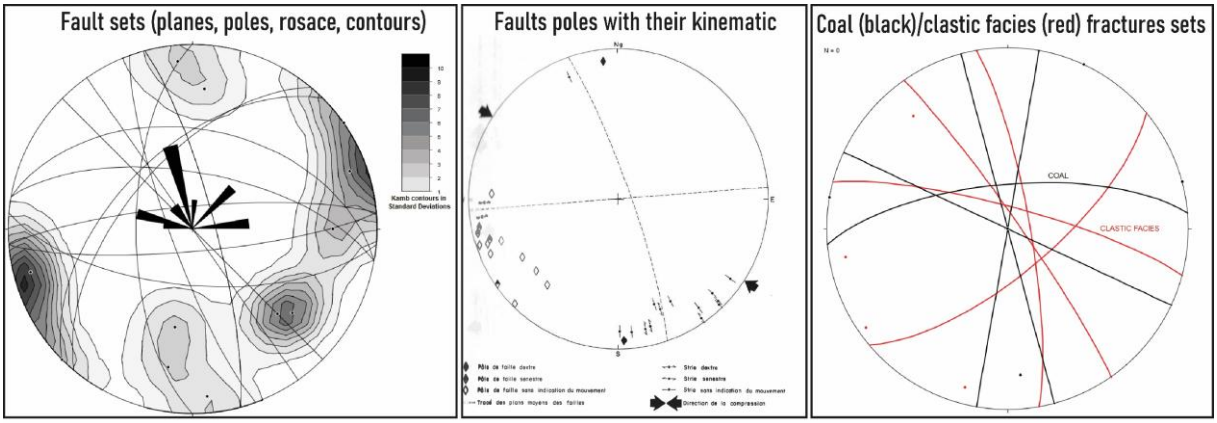


Figure II.2.13 : Orientations des familles de failles et de fractures analysées dans les galeries du BHL (modifié d'après Blès et Lozes, 1980 ; Donsimoni, 1981 ; Villemin et al., *1995).*

Les failles de directions NW-SE et N-S à pendage sub-vertical, sont ont majorité des failles de décrochement caractérisées par la présence des stries horizontales dextres ou senestres (Blès et Lozes, 1980). Certaines de ces failles segmentent les plis de Merlebach et de Saarbrücken dans le BHSN (**Figure II.2.12**). Pruvost (1938), Donsimoni (1981) et Blès et Lozes (1980) attribuent ces failles à la compression NW-SE qui a conduit à la formation des plis. Ce n'est qu'au Permien que ces failles ont rejoué en failles normales, accommodant la sédimentation Permiennes à certains endroits comme le montrent les épaississements du Permien observés le long de ces celles-ci (Donsimoni, 1981 ; Stollhofen, 1998).

A l'échelle métrique à décamétrique (étude dans les galeries), l'étude de Blès et Lozes (1980) décrit des fractures de mêmes familles directionnelles que celles des failles dans les grès, les conglomérats et les siltites (**Figure II.2.13**), laissant ainsi prétendre qu'il existe un lien génétique entre les grandes failles et ces fractures. Selon les auteurs, cette hypothèse est confortée car ils ont observé une augmentation des densités des fractures de même orientation près des grandes failles une orientation similaire. Les fractures ont des tailles qui varient de quelques centimètres à quelques décimètres, et elles montrent un espacement régulier et sont souvent remplies de dolomite blanchâtre (Blès et Lozes, 1980).

En ce qui concerne les couches de charbon, Blès et Lozes (1980) mettent en évidence deux directions majeures, une direction N-S (N180°-90°) et une direction E-W (N85°-70°N) (**Figure II.2.13**). Ces deux familles forment un réseau de fractures perpendiculaires entre elles et perpendiculaires à la stratification. La famille N180 est parallèle aux failles de décrochement connues dans l'encaissant et la famille N85 est parallèle à la faille de Saint Eloi (faille E-W). Ces auteurs ont lié la genèse de ces fractures aux mouvements des failles E-W et N-S connues dans le bassin. Pryvalov *et al.* (2021) et Izart *et al.* (2016) ont également fait une analyse des fractures dans les charbons en utilisant la tomographie par rayons X. Les auteurs identifient trois familles d'orientations, la N135, la N45 et N20 (**Figure II.2.14**), qui selon eux, sont compatibles avec un système de déformation globale en décrochement dextre.

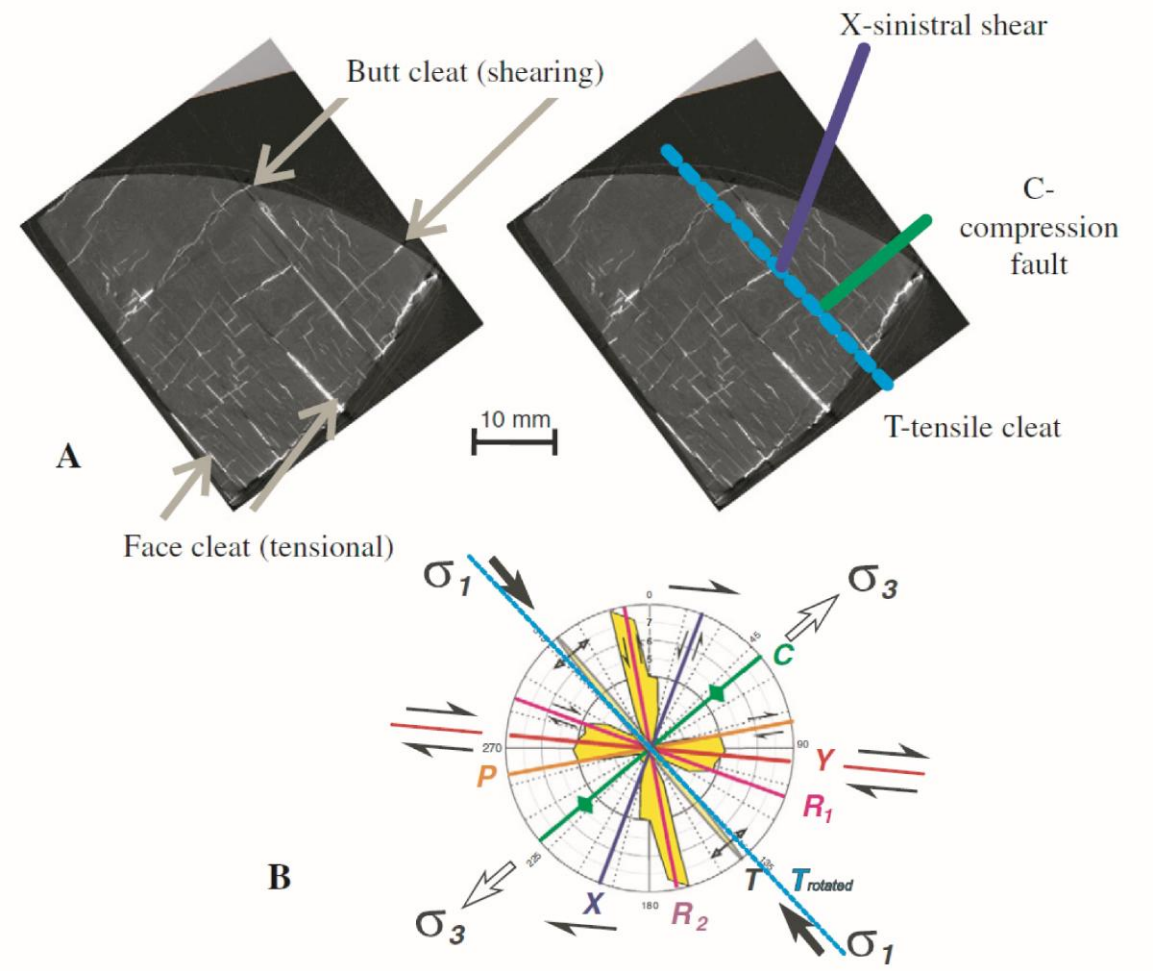


Figure II.2.14 : Système de fractures dans les charbons du BHL (d'après Izart et al., 2016).

En conclusions, les orientations de failles et fractures sont identiques quelle que soit l'échelle investiguée, ce qui leur confère un comportement fractal (Villemin, 1987 ; Villemin *et al.*, 1995). Les densités de fracture sont associées à la proximité aux failles. Les failles normales et les fractures d'extension liées aux différentes phases extensives permiennes alors que les failles de décrochement ont pu se former en même temps que les plis pendant la compression hercynienne (Donsimoni, 1981). Cependant, très peu d'études de la fracturation et de leur remplissage existent à l'échelle de la carotte. Les travaux conduits dans le cadre de cette thèse combineront des analyses structurale, pétrographique et géochimique pour mieux contraindre la chronologie de ces fractures et l'origine des fluides et les conditions dans lesquelles ces fluides ont circulé et précipité dans celles-ci.

CHAPITRE III – Matériels et méthodes d'analyses

Ce chapitre présente les matériels et données exploités dans cette thèse ; les différentes stratégies d'analyses des données, les outils et conditions d'analyse ; et enfin l'ensemble de l'échantillonnage effectué.

III.1 Matériels et données

III.1.1 Données sismiques

Les lignes sismiques 2D (**Figure III.1.1**) mises à notre disposition par la FDE proviennent des campagnes sismiques réalisées en 1955 et en 1989 par les compagnies des Houillères du Bassin Lorrain (HBL). Les lignes sismiques de 1955 (les lignes nommées RE) ont été converties en profondeur par les HBL en utilisant des lois de vitesse dont l'origine reste inconnue. Les profondeurs indiquées doivent donc être considérées avec prudence. Nous avons eu accès qu'aux versions pdf de ces lignes. La plupart sont de mauvaise qualité, mais il est possible de reconnaitre des structures géologiques sur certaines (**Figure III.1.2**).

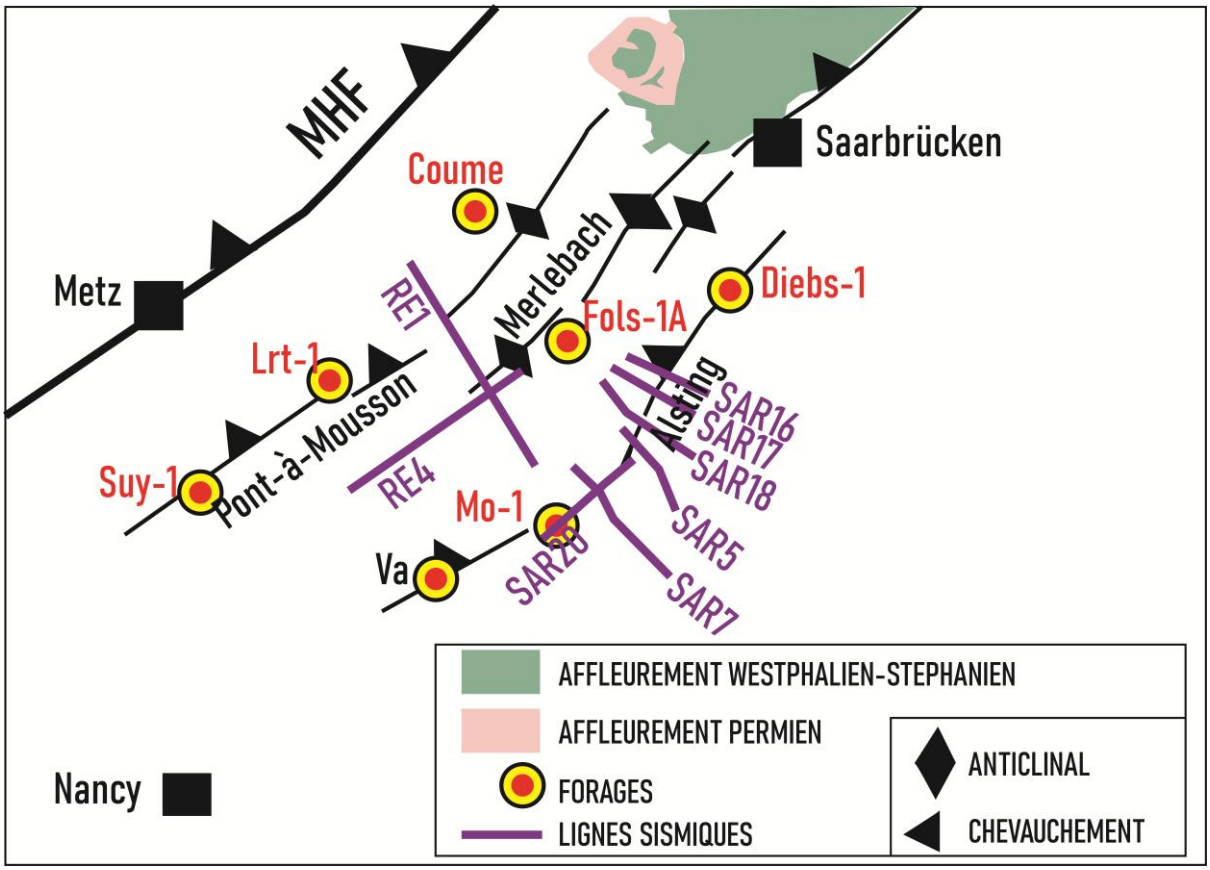


Figure III.1.1 : Localisation des lignes sismiques et des principaux forages analysées dans cette thèse (modifiée de Donsimoni, 1981 ; Hemelsdaël et al., 2023 ; et cette étude).

Les lignes 89SAR par contre sont en SEG-Y et sont pour la plupart localisées autour de l'anticlinal d'Alsting, qui est la cible principale de la FDE, ont subi plusieurs traitements qui ont amélioré leur qualité. Des corrections d'amplitudes (AGC : Amplitude Gain Correction), une correction DMO (Dip-Move-Out) et une migration post-stack ont été appliquées sur celles-ci par la FDE.

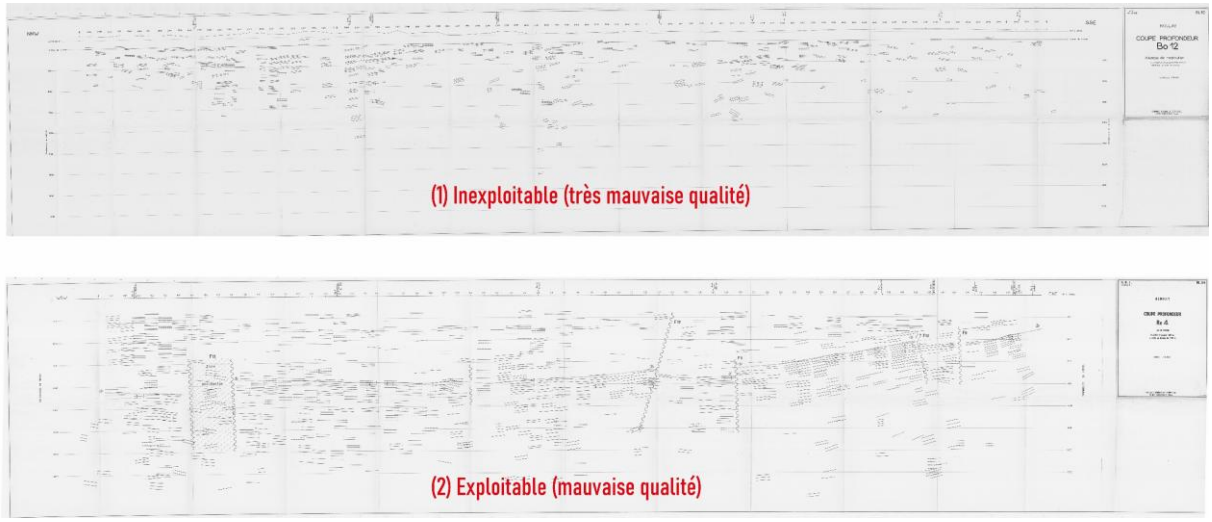


Figure III.1.2 : Exemples d'anciennes lignes sismiques. (1) Ligne sismique Bo12 difficilement exploitable à cause de sa mauvaise qualité. (2) Ligne sismique RE4 exploitable montrant l'allure générale des couches géologiques.

III.1.2 Données gravimétriques

L'information gravimétrique utilisée dans cette thèse est l'anomalie de Bouguer qui couvre le BHL, le BHSN, et les unités de socle hercynien limitrophes. Cette donnée provient de Zoharec *et al.* (2021), qui ont fait une compilation de données gravimétriques de plusieurs pays d'Europe frontaliers. Cette donnée à donc une extension géographique plus importante que la donnée sismique et permettra de faire une analyse au-delà du BHL. Cette anomalie de Bouguer a été calculée en utilisant une densité moyenne de 2.670 $kg.m^{-3}$. Les corrections de terrain ont été effectuées avec des MNT de différentes résolutions (entre 5 m et 30 m). Les données ont été recueillies dans le système ETRS89 (Zahorec *et al.*, 2021).

III.1.3 Les données de forages

Cinq puits ont été étudiés dans le cadre de cette thèse (**Figure III.1.1**) et les corrélations stratigraphiques entre ces puits sont représentées sur la **Figure III.1.3**. Par ailleurs, le **Tableau III.1-1** montre les types de données disponibles et exploitées pour chaque forage. Le puit de Folschviller (Fols-1A), foré en 2015 par la FDE, se situe sur le flanc Sud de l'anticlinal de Merlebach. Sous les formations permiennes, le puit recoupe directement les formations du Westphalien D (WD) jusqu'à 1306 m. Le Westphalien D a fait l'objet d'un carottage, d'une imagerie acoustique (BHTV) et des enregistrements diagraphiques (**Tableau III.1-1**). Les formations du Stéphanien ont été probablement érodées car absentes.

Le puit de Diebling 1 (Diebs-1), foré en 2015, se situe dans la zone charnière de l'anticlinal d'Alsting. Il intersecte les formations du Stéphanien, du Westphalien D et du Westphalien C. Le Westphalien D est érodé comme le montre l'absence des faisceaux de Steinbasch et de Tritteling. Les carottes, les diagraphies et l'imagerie BHTV sont disponibles pour les formations du Westphalien C et D.

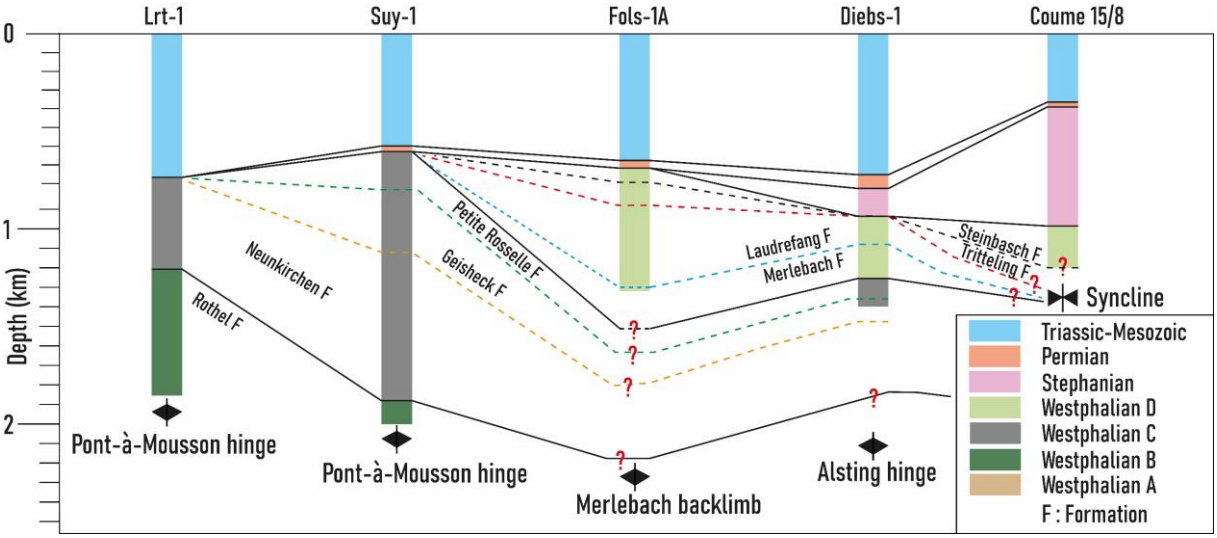


Figure III.1.3 : Corrélations stratigraphiques entre les différents puits étudiées montrant d'importantes variations d'érosion/ d'épaisseur des formations du Permo-Carbonifère liées à leur position structurale.

Les puits de Saulcy (Suy-1) et de Lorette (Lrt-1), forés en 1994 par Conoco (DU PONT DE NEMOURS), se localisent dans la zone charnière de l'anticlinal de Pont-à-Mousson et sont plus profonds que les deux premiers. Les formations du Stéphanien et le Westphalien D y sont absentes. Les formations du Permien sont présentes sur Suy-1 alors que le Westphalien C se trouve directement sous le Trias dans le forage Lrt-1.

De même, le Westphalien C est complet sur le forage Suy-1 alors qu'ils manquent les faisceaux de Petite Rosselle et de Geishek sur le puit Lrt-1, témoignant d'une érosion importante de la charnière du pli de Pont-à-Mousson. Les analyses se concentreront sur les formations du Westphalien C de Suy-1 et le Westphalien B (WB) de Lrt-1. Le puit Coume 15/8, foré par les HBL, est le seul situé dans un synclinal (**Figure III.1.3**). Les carottes étudiées ne couvrent qu'un petit intervalle de profondeur dans la zone de transition entre le Westphalien D et le Stéphanien.

Well / Stages	Folschviller (Fols-1A)	Diebling (Diebs-1)	Saulcy (Suy-1)	Coume 15/8	Lorette Lrt-1
Upper Triassic (Keuper)	ab	? - 33 m	ab	ab	150- 258 m
Middle Triassic (Muschelkalk)	15 - 195 m	33 - 242 m	0- 190 m	ab	258 – 438 m
Lower Triassic (Buntsandstein)	195 - 650 m	242 – 733 m	190 – 560 m	0 – 350 m	438 – 735 m
Permian	650 – 690 m	733 - 792	560 – 590 m	350 – 384 m	ab
Early Stephanian	ab	792 - 873 m	ab	384 – 992 m	ab
WD	740 -1306 m	873 - 1265 m	ab	992 -1198m	ab
WC	nr	1265 - 1423 m	590- 1872 m	nr	735- 1208 m
WB	nr	nr	1872 – 2000 m	nr	1208 - 1846
WA	nr	nr	nr	nr	nr
Namurian	nr	nr	nr	nr	nr
Well bottom	1306 m	1423 m	2000 m	1198 m	1846,7 m
Studied wirelines	743-1306 m (Gr; Dl; BHTV; Sonic log)	946-1423 m (Gr; Dl; BHTV, Sonic log)	10 – 2000 m (Gr; Sonic log)	Not available	735 – 1846,7 m (Gr; Sonic log)
Studied cores	743-1306 m	946 – 1423 m	647- 1864 m	970–1110m	777-1846,7 m
Legend	ab: absent; nr: not reached; Gr: Gamma-ray; Dl: Density log, BHTV: Borehole Televiewer; WA: Westphalien A; WB: Westphalien B; WC: Westphalien C; WD: Westphalien D				

Tableau III.1-1 : Tableau de synthèse des données disponibles pour chaque puit.

III.1.3.1 Les carottes

La FDE a mis à notre disposition les carottes des forages Fols-1A et de Diebs-1. Ces carottes ont un diamètre de 6, 5 cm et sont disposées en caisses de 4 m de taille (**Figure III.1.4A**). Pour Fols-1A, 564 m au total ont été carottés dans les formations du Westphalien D. Pour Diebs-1, les 477 m carottés ont traversé les formations du Westphalien D et C. Les carottes des puits Suy-1 et Lrt-1 ont un diamètre deux fois plus grand que celui des forages de la FDE et elles sont disposées dans des caisses d'un mètre (**Figure III.1.4B**). Ces deux forages ont permis d'étudier les formations du Westphalien C et B.

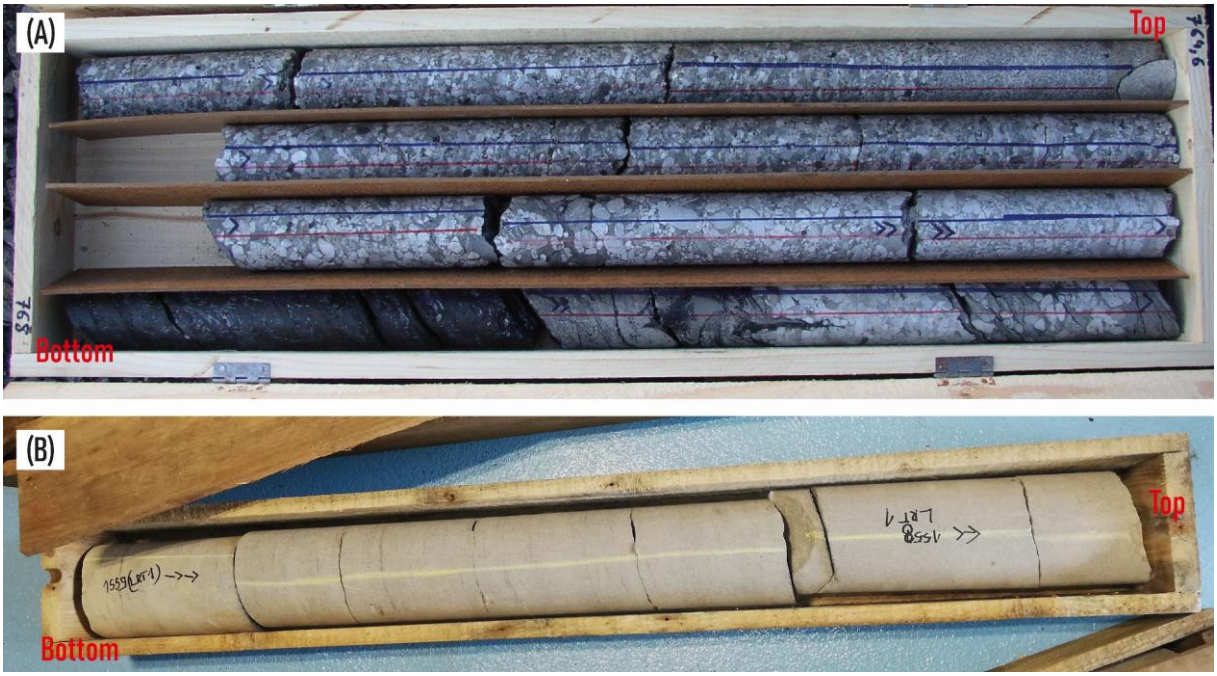


Figure III.1.4 : Caisses de carottes du puit Folschviller 1A montrant une couche de charbon surmontée par des grès et conglomérat polygéniques. (B) Caisse de carottes du puit Lorette 1 montrant un niveau de grès fin à litage horizontal.

III.1.3.2 Les diagraphies

Des cinq forages exploités, seul Coume 15/8 ne possède pas de données de diagraphies (**Tableau III.1-1**), en tout cas, pas à notre connaissance, ni à notre disposition si elles existent. L'ensemble des diagraphies interprétées sur les quatre autres forages sont : le Gamma Ray (Gr, API) ; le Log de Densité (Dl, g/cc) ; et la Lenteur Sonique (Sl, us/ft). Les diagraphies des forages Fols-1A et Diebs-1 ont été fournies par la FDE, et celles des forages Suy-1 et Lrt-1 ont été rachetées auprès du BRGM.

III.1.3.3 L'imagerie acoustique

L'imagerie BHTV, qui est l'acronyme de Bore Hole TeleViewer, est une imagerie des parois du forage à 360° (Deltombe et Schepers, 2001). Le principe consiste à envoyer des ondes acoustiques vers les parois du forage à l'aide d'un émetteur, et à les recueillir à l'aide d'un récepteur. Deux paramètres du signal recueilli sont convertis en images : le temps de transit aller-retour qui traduit la taille réelle du forage (caliper) et d'amplitude de l'onde (**Figure III.1.5**). Ces données ne sont disponibles que pour Fols-1A et Diebs-1. Il est possible d'identifier des structures sédimentaires et tectoniques.

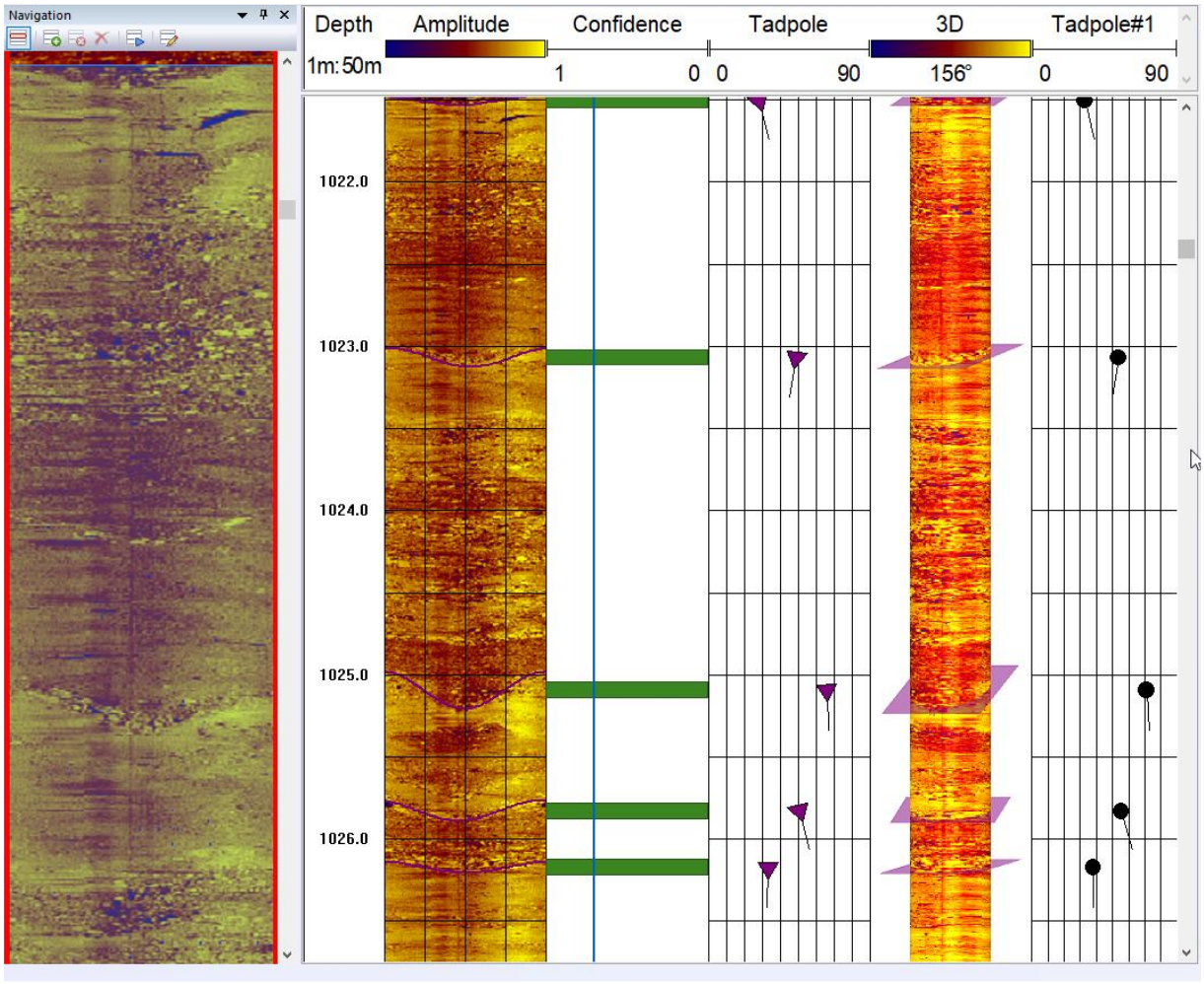


Figure III.1.5 : Exemple d'images BHTV en amplitude du forage Fols-1A montrant un intervalle gréso-conglomératique lité, et montrant plusieurs petites séquences granodecroissantes avec des surfaces basales érosives qui sont visibles.

L'image BHTV est une image orientée dans l'espace à l'aide d'un système d'inclinomètre et de magnétomètre inclus dans la sonde (**Figure III.1.6**). Ainsi, il est possible de déterminer les orientations des structures planes pointées (fractures, limite de couches, fractures induites, etc.).

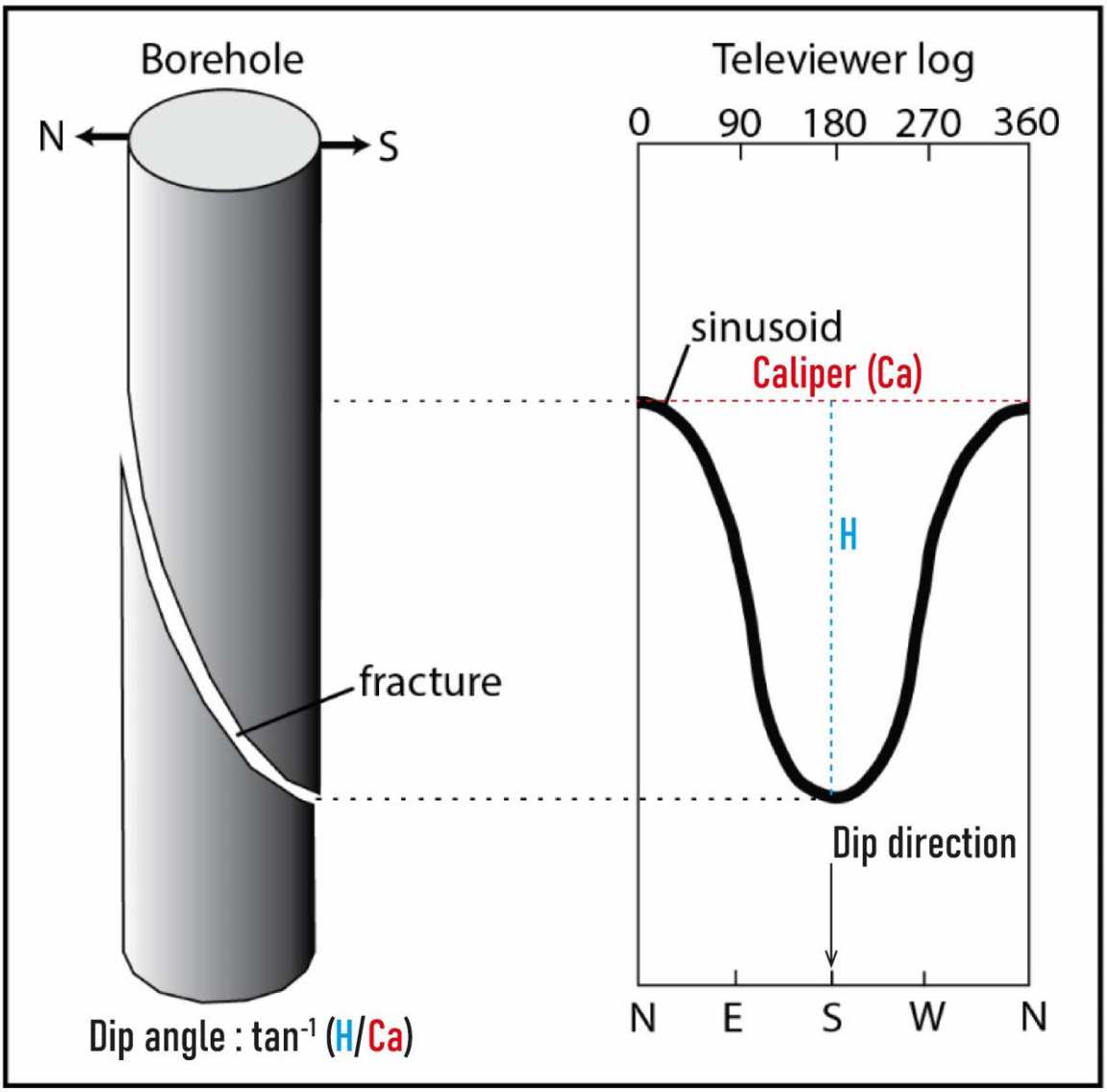


Figure III.1.6 : Représentation d'un plan de fracture sur imagerie BHTV et le principe de détermination de l'orientation de la fracture (modifié d'après Milloy et al., 2015).

III.2 Analyses des données

III.2.1 Analyses des lignes sismiques

Les lignes sismiques ont été lues avec le logiciel open source seismigraphix. Ensuite, ces lignes ont été exportées en JPEG de haute qualité et interprétées sur Adobe Illustrator. Pour caler la profondeur et la signification stratigraphique des réflecteurs interprétés sur les lignes sismiques (**Figure III.2.1**), des vitesses soniques des intervalles stratigraphiques ont été utilisées. Avec la relation de la vitesse et le temps double (1), il a été possible de trouver le temps correspondant à la profondeur de la base de chaque unité stratigraphique définie à partir de l'étude des plantes.

(1) Temps double (s) = 2 x distance (base de l'étage stratigraphique) / vitesse du sonique (m/s)

Data	Facies %	Base Depth (m)	Velocity after sonic (m/s)	Time (s) after sonic	Time (s) in seismic line
Stages/ Borehole	Vaxy	Vaxy	Vaxy	Vaxy	Vaxy (LOR 09)
Mesozoic	Cg(6)+Sa(43)+Cl(31)+Li(20)	800	2462	0.65	0.65
Permian	Sa(50)+Cl(50)	901	4040	0.7	0.7
Stephanian	Cg(5)+Sa(44)+Cl(43)+Co(8)	1001	4000	0.75	0.75
Westphalian D	Cg(1)+Sa(20)+Cl(73)+Co(6)	1652	3946	1.08	1.08
Stages/ Borehole	Morhange	Morhange	Morhange	Morhange	Morhange (SAR20 and SAR1)
Mesozoic	Cg(7)+Sa(48)+Cl(26)+Li(19)	799	2663	0.6	0.6
Permian	Sa(75)+Cl(25)	1055	5120	0.7	0.7
Stephanian	Cg(2)+Sa(73)+Cl(25)	2268	4411	1.25	1.25
Westphalian D	Cg(6)+Sa(41)+Cl(48)+Co(5)	3000	4182	1.6	1.7
Stages/ Borehole	Germisay	Germisay	Germisay	Germisay	Intersection TOUL 12 and TOUL10
Mesozoic	Sa(20)+Cl(40)+Li(40)	1429	3572	0.8	0.8
Permian	Cg(30)+Sa(20)+Cl(50)	3429 (2757)	3400	2	2
Stephanian	Sa(60)+Cl(40)	6429	4000	3.5	3.5

Figure III.2.1 : Résumés des différents paramètres utilisés dans la corrélation temps-profondeur entre les forages et les lignes sismiques. Cg: Conglomerates, Sa: Sandstones; Cl: Claystones; Co: Coal; Li: Limestone.

III.2.2 Analyses des données gravimétriques

Trois types de transformations mathématiques ont été appliqués sur l'anomalie complète de Bouger. D'abord une analyse spectrale, qui est une analyse des fréquences des anomalies et qui permet de séparer les anomalies de grandes longueurs d'ondes souvent interprétées comme des anomalies régionales, des anomalies de faibles longueurs d'ondes censées représenter les anomalies locales (Spector et Grant, 1970 ; Essa *et al*., 2018 ; Mazur *et al*., 2020 ; Ganguli *et al*., 2020). Une analyse de la transformée de Fourier permet d'analyser ces anomalies dans un domaine fréquentiel. Le logarithme de ce spectre fréquentiel est directement proportionnel à la longueur d'onde et la profondeur du toit de la source qui crée l'anomalie, permettant ainsi de déterminer le ou les différents domaines de profondeur à partir des différentes pentes (**Figure III.2.2**). Une fois l'analyse spectrale effectuée, un filtre de la dérivée verticale (selon l'axe z) a été utilisé sur la carte des anomalies résiduelles (locales) dans le but de renforcer celles-ci pour une meilleure interprétation (Essa *et al*., 2022).

En fin, en appliquant les transformations décrites dans Thurston et Smith (1997), Smith *et al.* (1998), et Essa *et al*. (2022), la carte de la profondeur du socle a pu être construite à partir des données gravimétriques. Cette transformation, connue sous le nom de **Source Parameter Imaging** (**SPI**), est définie comme la magnitude du gradient de la dérivée horizontale de la phase locale (équation 1) où le Tx, Ty, et le Tz représentent les dérivées premières du champ potentiel selon les directions x, y, et z.

$$SPI\ (x,y) = ((\Delta^2 T)/\ \Delta_x \Delta_z T_x + (\Delta^2 T)/\ \Delta_y \Delta_z T_y + (\Delta^2 T)/\ \Delta^2_z T_z) \,/\, ((\Delta T/\Delta_x)^2 + (\Delta T/\Delta_y)^2 + (\Delta T/\Delta_z)^2) \quad (1)$$

Ainsi au niveau des contacts entre deux corps géologiques de natures différentes, les valeurs pics du SPI se situent au sommet du contact. La profondeur est déterminée par la formule

suivante : Profondeur = 1/ [SPI] $_{max}$. SPI $_{max}$ est la valeur maximale du nombre d'onde au niveau du contact.

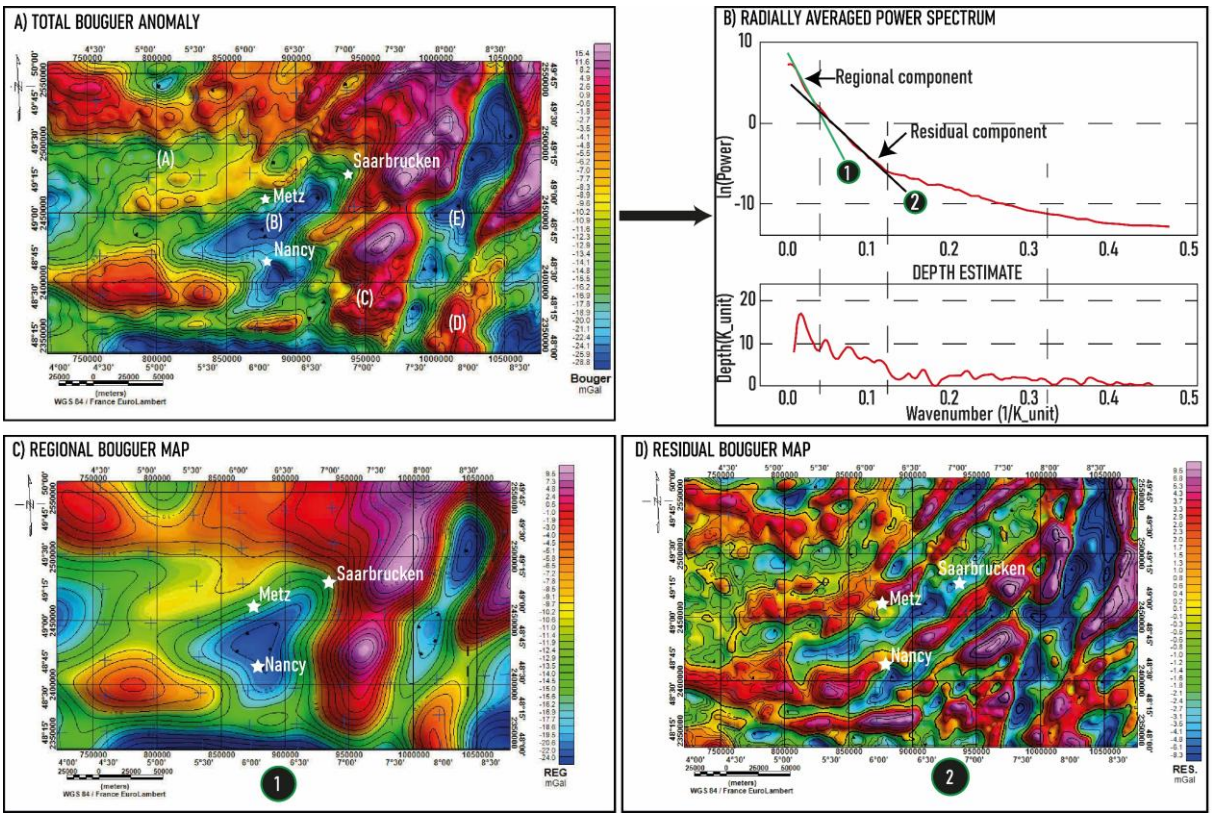


Figure III.2.2 : (A) Carte de l'anomalie totale de Bouguer. (B) Séparation des anomalies régionale et résiduelle en appliquant l'analyse spectrale. (C) Anomalie de Bouguer régionale. (C) Anomalie de Bouguer résiduelle.

III.2.3 Analyses sédimentaires

L'interprétation des paléoenvironnements de dépôt est basée sur l'exploitation conjointe des diagraphies et des carottes lorsqu'elles sont disponibles. Les signaux diagraphiques (**Figure III.2.3**) de gamma-ray (Gr) et de densité (Dl) ont permis de définir des cortèges de dépôt selon Emery et Myers (1996). Ces cortèges ont été définis à une échelle de 1/1000 (**1 cm sur la feuille = 10 m de carotte**). En parallèle, les logs sédimentaires décrits à partir de l'analyse des carottes, levés à une échelle de 1/20 (**1 cm = 20 cm**) ont permis de consolider les interprétations des cortèges de dépôts ou d'environnements de dépôt issus de l'analyse des diagraphies.

De plus, les observations sur carottes ont permis de mieux définir la nature des faciès, leur granulométrie, les figures sédimentaires, et la présence ou non des débris de plantes. Sur Coume 15/8, seules les carottes ont été exploitées et elles concernent un intervalle de quelques mètres qui couvre les formations de la transition Westphalien D-Stéphanien et du Stéphanien.

La combinaison des deux types d'observation a permis de mieux contraindre les paléoenvironnements de dépôts pour 4 forages. Afin de pouvoir présenter ces résultats sur une feuille A4, les logs détaillés (logs de carottes et de diagraphies) seront synthétisés à une échelle beaucoup plus petite (**20 cm = 50 m**), en présentant uniquement l'enchainement vertical des paléoenvironnements de dépôts, les faciès correspondants, les figures sédimentaires et le contenu en plantes.

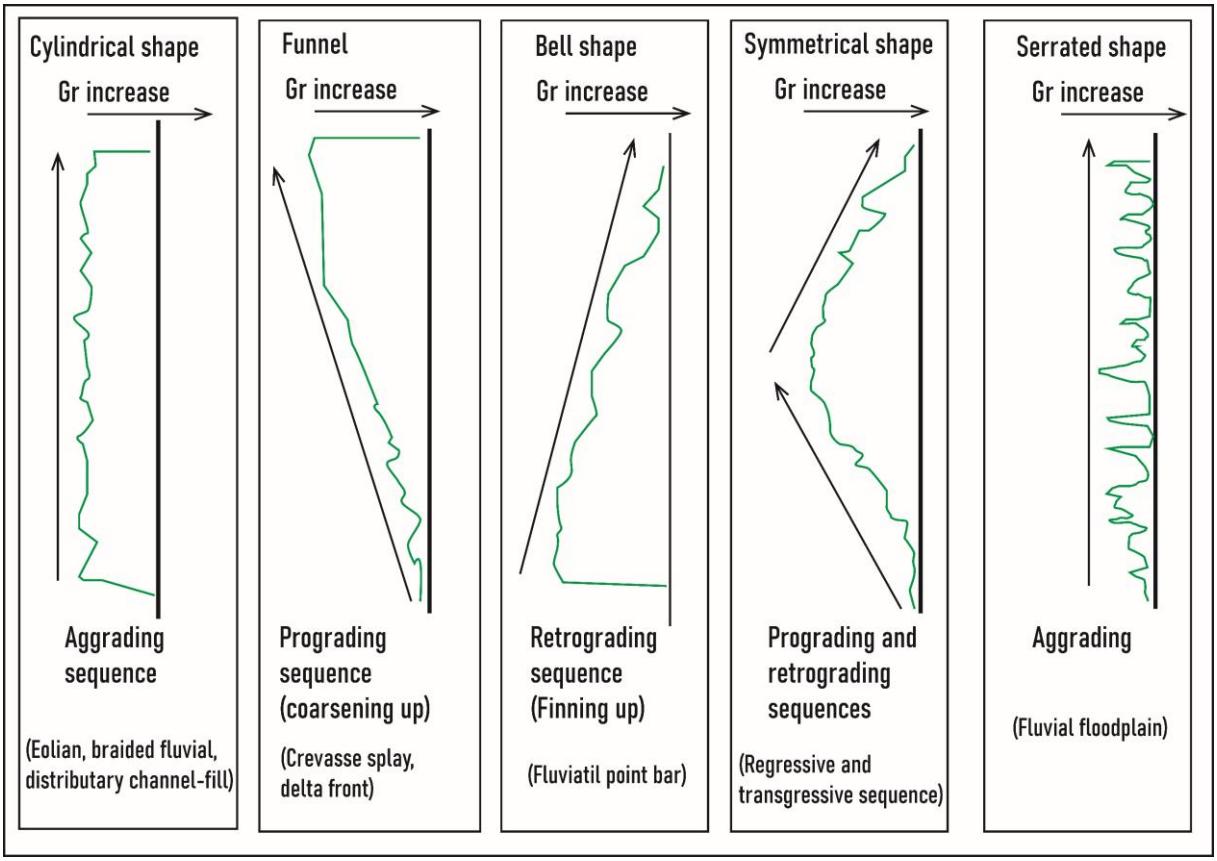


Figure III.2.3 : Différentes formes de signal Gamma-ray traduisant des cortèges de dépôts sédimentaires bien distincts dans un contexte de sédimentation clastique. (Modifié et adapté d'Emery et Myers, 1996).

III.2.4 Analyses pétrographiques

Ces deux types d'analyses ont été effectués à l'aide de plusieurs techniques d'observation et de quantifications microscopiques au laboratoire GeoRessources (France, Nancy), à l'exception des analyses à la sonde ionique qui ont été réalisées au CRPG. Ces analyses ont eu pour objectifs de déterminer la minéralogie des éléments détritiques des grès et conglomérats et ainsi que celle des ciments diagenétiques qui colmatent la porosité matricielle et de fractures.

En ce qui concerne la pétrographie, les observations en lumière polarisé analysées, non analysés et en lumière réfléchie en permis de déterminer la minéralogie des grains principaux des grès et conglomérats.

Pour les ciments diagenétiques, des analyses microscopiques complémentaires ont été nécessaires (**Figure III.2.4**). Pour les ciments carbonatés, des analyses de cathodoluminescence, de microscopie électronique à balayage (MEB) et les quantifications à la microsonde ont été effectuées. Pour les phases de phyllosilicates, les analyses Raman et Infrarouges ont été entreprises.

À la suite de l'identification de la minéralogie de chaque éléments (grains, ciments, matrice), une quantification des proportions de chaque élément a été faite à partir d'un comptage points sur toute l'image de la lame mince (Ingersoll *et al*., 1984). Trois cents points ont été comptés pour chaque lame pour assurer la robustesse des proportions calculées (Ingersoll *et al*., 1984). Les résultats sont reportés sur le diagramme de classification (Folk, 1980) afin de classer. De cette classification, les limites du diagramme de Dickson et Suczek (1979) seront construites pour discuter la provenance des sédiments et dans une moindre mesure leur contexte géodynamique de dépôt.

Toutes ces étapes ont permis de construire une paraséquence minérale robuste afin d'orienter les analyses isotopiques et d'inclusions fluides. Les mesures des isotopes d'oxygène ^{18}O et de carbone ^{13}C à la sonde ionique n'ont été réalisées que sur les ciments de carbonate qui remplit les fractures. Le carbonate dans la porosité intergranulaire n'a pas été analysé à cause du manque de standard minéral de calibration.

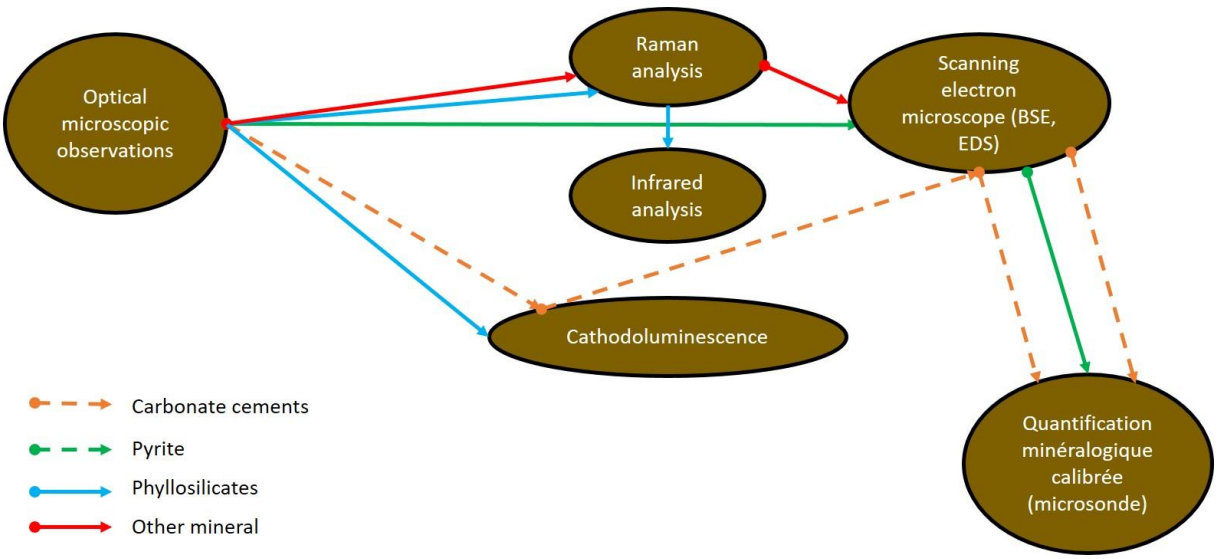


Figure III.2.4 : Stratégie d'analyses microscopiques pour déterminer la minéralogie des grès et conglomérats et celles des phases diagenétiques dans la matrice et dans les fractures.

III.2.5 Analyses pétrophysiques

III.2.5.1 Mesures des vitesses de compression (Vp)

Un générateur d'onde de type PunditLab de Proceeq® a été utilisé pour mesurer les vitesses d'onde P. Ce dispositif est muni d'un émetteur et un récepteur piézoélectriques (de 250 kHz ou 54kHz), qui sont positionnés de part et d'autre de l'échantillon (**Figure III.2.5**). Des pulses sont générés par l'émetteur et le temps d'arrivée de la première onde (onde P) est mesuré. Pour obtenir la vitesse, la taille de l'échantillon (carotte) est divisée par le temps. La taille des échantillons est de 6, 3 cm (diamètre de la carotte sur Fols-1A et Diebs-1). Sur Fols-1A, les vitesses ont été mesurées le long des carottes avec un pas de 50 cm ou moins en fonction des variations sédimentaires rencontrées. Ces mesures ont été en revanche ponctuelles sur Diebs-1, Suy-1 et Coume 15/8.

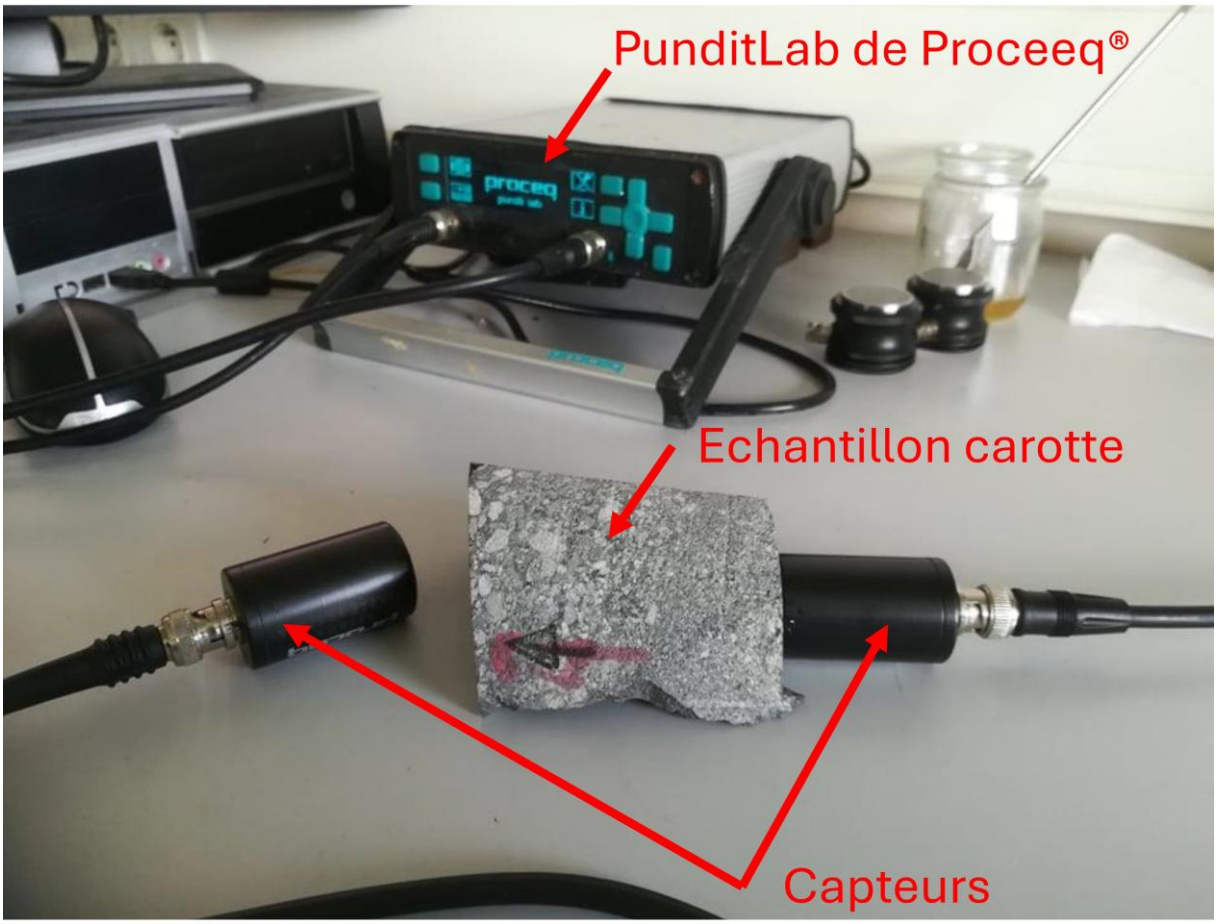


Figure III.2.5 : Image illustrant le dispositif de mesures des ondes P et S sur échantillons de roche. Un gel couplant est souvent utilisé entre l'échantillon et le capteur pour assurer la bonne pénétration de l'onde dans l'échantillon.

III.2.5.2 Mesure de conductivités thermiques

La mesure de conductivité thermique (CT) (**Figure III.2.6**) est basée sur la mesure des variations de température à la surface d'un échantillon soumit au passage d'une source de chaleur mobile (Popov *et al.*, 1999). Cette variation de la température est liée au transfert de chaleur par conduction dans la roche, elle est contrôlée par la composition minéralogique et la porosité. La surface à analyser est peinte en noir pour avoir une absorption homogène de la chaleur. L'appareil utilisé est nommé « Thermal Conductivity Scanner » (Popov *et al.*, 1999) et mesure les CT en (W. m^{-1}. K^{-1}) de manière continue selon un pas de mesure de 1 à 3 mm prédéfini dans le logiciel de gestion. Des mesures de CT ont été effectuées sur Fols-1A, sur Diebs-1, Suy-1, et Coumes 15-8.

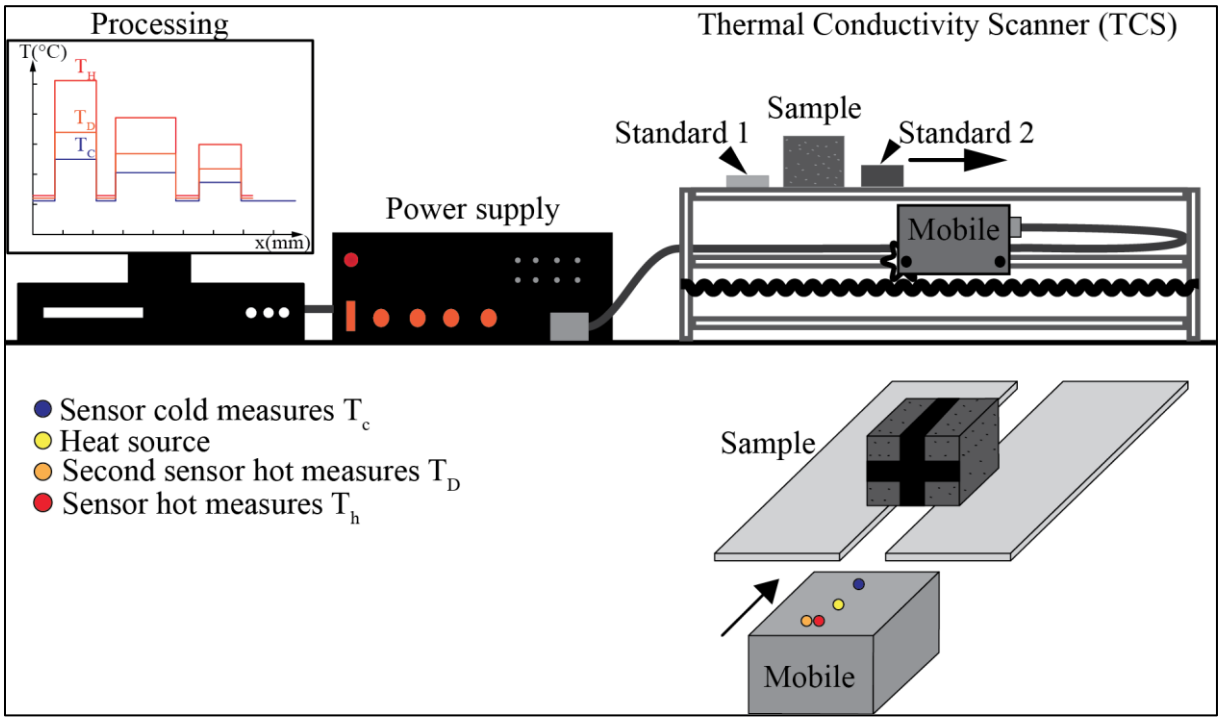


Figure III.2.6 : Principe et appareil de mesure de la conductivité thermique sur des échantillons de roche (Navelot, 2018).

III.2.5.3 Mesure de porosités

Elle a été mesurée par saturation des échantillons (taille : 2 cm x 3-5 cm) à l'eau (Rousset-Tournier, 2001). Trois prises de masse permettent de calculer la porosité selon l'équation (2) : la pesée de la masse sèche après séchage de l'échantillon dans une étuve chauffée à 40-60° C pendant deux jours au minimum ; la masse saturée de l'échantillon après saturation de l'échantillon sous vide ; et la masse hydrostatique par immersion de l'échantillon saturé dans l'eau. Tout le protocole de saturation est décrit dans Rousset-Tournier (2001). La porosité est une porosité connectée.

$$\phi H20 = Veau/Vech = (msat - msec) / (msat - mhydro) \times 100 \quad (2)$$

Par ailleurs, certains échantillons ont été traités par injection mercure (Washburn, 1921 ; Pellerin, 1980). Cette technique permet d'estimer la porosité connectée de l'échantillon ainsi que les tailles des rayons d'accès de pores à partir de l'équation (3) (Washburn, 1921 ; Pellerin, 1980).

$$Pc = (2\sigma \cos \theta) / Rc \quad (3)$$

Ces mesures ont été réalisées avec un porosimètre de type Micrometrics Autopore IV série 9200. La première étape de la mesure consiste à placer l'échantillon dans une capsule qui est dégazée, puis à la remplir de mercure. Ensuite, des paliers de pression sont appliqués sur le mercure pour l'injecter progressivement dans l'échantillon. Le volume de mercure injecté est mesuré pour chaque palier.

III.2.5.4 Mesures de perméabilité

La perméabilité a été mesurée par injection d'azote pour des échantillons cylindriques de dimensions 2 cm x 3-5 cm. Le dispositif expérimental est détaillé dans Rosener (2007). Ce dispositif prévoit une correction de l'effet de Klingenberg pour les échantillons très peu perméable. Des plugs n'ont pas pu être prélevés dans les charbons à cause de leur forte friabilité. Ainsi, pour avoir des plugs, des morceaux de charbons de taille représentatives ont été placés dans des moules cylindriques pour les enrober de résine.

III.2.6 Analyses de la fracturation

Elle a consisté à décrire les caractéristiques (géométrie, remplissage, sens de déplacement) des fractures des carottes et sur l'imagerie BHTV quand celle-ci était disponible (cas de Fols-1A et Diebs-1). Les fractures du forage Suy-1 n'ont été décrites que sur carottes. Pour des raisons de temps, les intervalles fracturés du forage de Lorette 1 n'ont pas été analysés.

Dans cette description, une attention particulière est portée sur les fractures cimentées qui feront l'objet d'une étude sur l'origine et les conditions de précipitation des ciments.

L'imagerie BHTV a été analysée avec le logiciel Wellcad (**Figure III.2.7**). Les limites des de couches de charbon ont été tracées manuellement pour déterminer l'allure générale des couches. Un picking semi-automatique des sinusoïdes a été opté pour les fractures. Ce mode permet de tracer manuellement et/ou de supprimer des structures pointées automatiquement mais dont les degrés de confiance calculés par le logiciel sont faibles (barres vertes, **Figure III.2.7**). Pour s'assurer de bien mesurer les orientations, les résultats ont été corrigés de l'azimut du forage,

de sa déviation, et du log du caliper du forage. La description sur carottes n'ont pas permis de déterminer la nature ces ciments qui remplissent les fractures. Leur nature a été déterminée à partir des analyses microscopiques qui seront détaillées dans le chapitre IX.

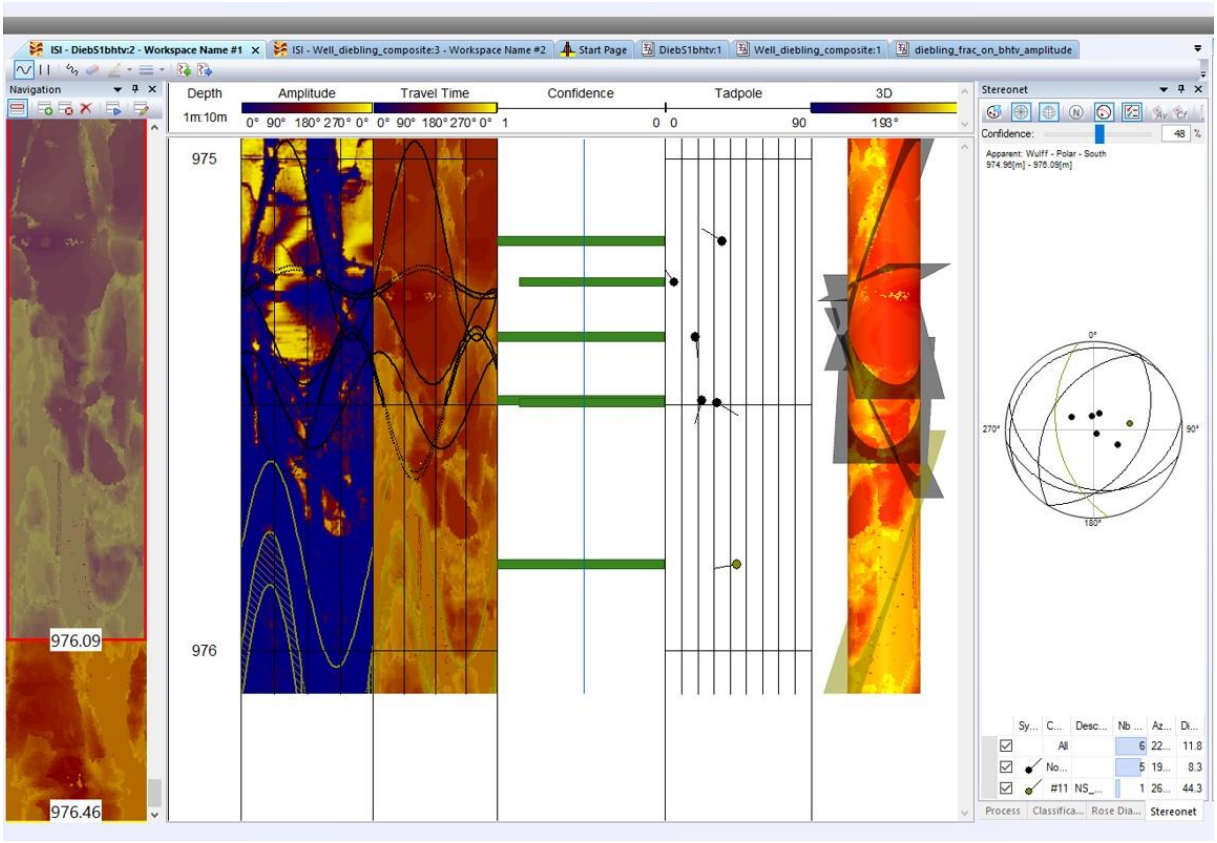


Figure III.2.7 : Interface d'interprétation de données BHTV (amplitude) sur le logiciel Wellcad. Les Barres vertes représentent les degrés de confiance du pointée automatiquement. Le 3D représente la géométrie du trou (caliper réel) construit à partir du temps de transite des ondes. Les Tadpoles représentent les orientations (azimut et dip, et dip direction) des fractures interprétées.

III.2.7 Analyses des inclusions fluides

Une infime quantité du fluide responsable de la formation d'un ciment diagenétique peut être piégée dans un ciment lors de sa précipitation (Roedder, 1972 ; Goldstein, 2001). L'étude de ces inclusions fluides permet de déterminer la température et pression de précipitation de ce ciment, la salinité du fluide, ainsi que la nature des gaz piégés dans l'inclusion (Roedder, 1984 ; Goldstein and Reynolds 1994 ; Dubessy *et al*., 2012 ; Pironon *et al*., 2001 ; Thiéry *et al*., 2002). La température d'homogénéisation (T_h), est la température à laquelle la bulle de gaz de l'inclusion disparait pendant son chauffage. La T_h donne une valeur minimale de la température de cristallisation du minéral et donc de celle du fluide au moment de la cristallisation (Goldstein et Reynolds 1994). La température de dernière fusion de la glace (T_m (ice)) est mesurée lors du

refroidissement de la préparation. Elle permet de retrouver la salinité du fluide selon l'équation de (1) (Zhang et Frantz, 1987).

Salinité (wt.%. eq. NaCl) = 1, 78 x T_m – 0,0442 I T_m I2 + 0,0005572 I T_m I3 (1).

Cependant, la salinité peut aussi s'obtenir par spectroscopie Raman (Caumon *et al*., 2015). Celle-ci a pour avantage d'être non destructrice, une alternative pour les ciments carbonatés dont les inclusions ont tendance à éclater pendant le chauffage. L'incertitude sur la mesure de salinité est de ± 0, 4 wt. %. Eq. NaCl (Caumon *et al*., 2015). Par ailleurs, la spectroscopie Raman permet d'analyser la nature des gaz (méthane, CO2, H2S, etc.) que l'on peut trouver dans la bulle de gaz ou dissous dans l'inclusion.

En ce qui concerne la pression de piégeage de l'inclusion fluide, les équations de Zhang et Frantz (1987), qui lie la pression à la température, donnent la possibilité de la calculer en construisant des lignes de densité constante appelée « isochore » à partir des T_h (Roedder, 1984). Ces isochores sont valables pour une inclusion aqueuse et monophasée. Pour les inclusions hydrocarbonées, la procédure est un peu différente et nécessite de connaitre le volume de bulle de gaz obtenue après une modélisation 3D de l'inclusions fluide (Roedder, 1984 ; Zhang et Frantz, 1987 ; Goldstein et Reynolds 1994 ; Pironon *et al*., 1998 ; Thiéry *et al*., 2002 ; Bourdet *et al*., 2008).

III.3 Outils et conditions analytiques

III.3.1 Analyses au microscope optique

L'analyse au microscope optique, en conditions de lumière transmise analysée (LPA), non analysée (LPNA), et en lumière réfléchie (LR), a pour but de déterminer la pétrographie des principaux constituants des grès et conglomérats et de celle des ciments diagenétiques. Ces observations ont été faites.

III.3.2 Analyses au microscope électronique à balayage (MEB)

Ces analyses ont nécessité de recouvrir les lames d'une fine couche de carbone. L'imagerie BSE (Back-Scattered-Electron) et les analyses « Spectrale par Dispersion d'Énergie » ou « Energy Dispersive Spectrometer » (EDS) ont été les principales analyses exploitées. Les capteurs BSE donnent des images 2D (sur lames minces ou épaisses) en teinte de gris qui sont représentatives de la nature chimique et leur teneur dans le grain. Il est donc possible de cartographier des zonations chimiques dans le cristal.

Les capteurs EDS permettent de faire une analyse de la surface de la lame par bombardement de rayon X. Le spectre obtenu est composé de plusieurs pics représentant les différents éléments

chimiques identifiés. Leurs proportions relatives (quantification non-calibrée) permettent d'identifier la nature du minéral et les variations internes de composition chimique. Le MEB utilisé était de type TESCAN VEGA 3 LM, qui possède un canon à filament de tungstène, une résolution de 3 nm à 30 kV, un EDS Brucker XFlash6 30 mm^2, une imagerie SE/BSE, une chambre de pression (150 Pa à 5000 Pa) et une cathodoluminescence Gatan ChromaCL2UV.

III.3.3 Spectroscopie Raman et Infrarouge

Ces deux techniques sont basées sur la mesure de l'intensité de la déviation de la lumière monochromatique visible et infrarouge après leur passage dans un cristal (Dubessy *et al*., 2012 ; Caumon *et al*., 2015). Chaque minéral, gaz, ou liquide possède des pics d'intensité Raman et Infrarouge propres grâce auxquels il est possible de les identifier par comparaison avec des spectres de minéraux de référence de la base de données RRUFF (Lafuente *et al*., 2015). Le spectromètre Raman utilisé est du type LabRAM (Horiba Jobin Yvon), équipé d'un filtre de 1800 $gr.mm^{-1}$, et d'un laser de 514, 7 nm avec une puissance de 300 mW (Cobolt Fandango), couplé à un objectif x100 d'un microscope Olympus. Le rapport signal/bruit a été optimisé à chaque fois en fonction du type d'analyse. La spectroscopie Raman a aussi été utilisée dans la détermination des salinités des inclusions fluides (Caumon *et al*., 2015), et la détection des possibles groupements (OH) dans l'hématite des faciès rougeâtres.

III.3.4 La cathodoluminescence

Une image de cathodoluminescence est une représentation en pixel des longueurs d'ondes (luminescence) dans le domaine du visible, émis pendant la désexcitation d'atomes chimiques d'un minéral soumis à un bombardement d'électrons. La luminescence d'un minéral est contrôlée par sa composition chimique et sa cristallographie (Machel et Burton, 1991). Certains éléments chimiques sont connus pour être des activateurs de luminescence (comme le manganèse) et d'autres des inhibiteurs (comme le fer). L'appareillage d'acquisition de la CL est dit froid, il est constitué d'un microscope optique Olympus couplé à un pistolet d'électrons du type Technosyn Cold Model 8200 Mk2, doté d'une cathode du type CL8200 Mk4.

III.3.5 Analyses chimiques à la microsonde

Ces analyses sont calibrées par des standards chimiques contrairement aux analyses EDS, le principe de l'analyse restant le même. Les résultats sont donnés en pourcentage atomique et en pourcentage molaire. Le pourcentage d'oxygène est aussi mesuré. Ces analyses ont été effectuées sur les ciments carbonatés et sulfureux dans la matrice et dans les fractures.

Pour les analyses, l'intensité du faisceau était fixée à 15 keV et le voltage du courant à 10 nA dans la colonne. Les pourcentages de Mg, de Ca, de Fe, et de Mn ont été calibrés avec des

standards d'olivine, de wollastonite, d'hématite et de titanate de manganèse. Pour les sulfures, les conditions dans la colonne ont été de 20 keV et 20 nA. Les standards utilisés pour la quantification du S, du Fe, du Co, du Ni, du Cu, du Zn, du As, du Hg, du Pb, du Ag, du Sb, du Au, et du Bi sont respectivement, de la pyrite pour les deux premiers éléments, du Co (100%), du Ni (100%), du CuFeS2, du ZnS, du AsGa, du HgS, du PbS, du Ag (100%), du Sb2S3, du Au (100%), et enfin du Bi (100%).

III.3.6 Analyses isotopiques à la sonde ionique ou SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry)

Cette technique mesure les rapports isotopiques des ions secondaires d'oxygène (^{16}O) et de carbone (^{13}C), qui sont des ions arrachés à la surface de l'échantillon par des ions primaires issus d'un faisceau de bombardement. La source du bombardement étant souvent en Ar+ ou Ga^{+}, ou d'autres éléments qui n'interfèrent pas avec le système isotopique ciblé par la mesure. Ces mesures sont corrigées (calibrées) grâce à des standards dont les rapports isotopiques ont été mesurés sur poudre. Les résultats obtenus sont présentés en ‰ selon l'unité SMOW (Standard Mean Ocean Water) pour le $\delta^{18}O$ et en PDB (Pee Dee Belemnite) pour le $\delta^{13}C$. Ils sont ensuite exploités sur un graphe croisé qui permet d'identifier des tendances. Ces mesures ont permis ensuite de calculer les compositions isotopiques ^{18}O des fluides parents de ces différents ciments, en utilisant des équations de fractionnements isotopiques issues de la littérature (O'Neil *et al.*, 1969 ; Friedman et O'Neil, 1977 ; Fisher et Land, 1986) et les températures d'homogénéisation des inclusions fluides.

III.4 Échantillonnage

Le **Tableau III.4-1** résume les caractéristiques des échantillons qui ont été analysé. Plusieurs nomenclatures d'échantillons ont été utilisées en fonction des opérateurs impliqués dans ce projet. Sur le forage Fols-1A, certains sont nommés avec la première lettre du nom du forage en majuscule suivi par la profondeur à laquelle ils ont été prélevés (Exemple F1220). D'autres ont été nommées par E suivi d'un numéro d'échantillon (exemple E17). Sur Diebs-1, et Suy-1, la nomenclature est homogène et correspond à la lettre du forage suivi par la profondeur de l'échantillon.

Sur Coume 15/8, les caisses de carottes sont nommées C avec un chiffre (C187 par exemple). Par ailleurs, il était très difficile de trouver la profondeur de certains échantillons à cause du manque de certaines cases. La nomenclature n'a donc pas pu être homogénéisée. Il y a des échantillons qui portent le nom X suivi du numéro de la caisse (exemple x6_C186), tandis que d'autre porte le nom C suivi de la profondeur de l'échantillon (exemple C1005).

Pour le forage Lrt-1, la nomenclature n'est pas homogène car nous avons intégré des échantillons dont la profondeur exacte n'est pas connue mais seulement l'intervalle de profondeur à laquelle ils ont été prélevés à l'époque. Ces échantillons portent un nom avec le préfix CON suivi d'un numéro (CON1, CON4 par exemple) (**Tableau III.4-1**).

Pour les échantillons de fractures cimentées, le nombre réduit des échantillons par faciès, ou par formation est le reflet des particularités de chaque forage. Par exemple, tous les charbons observés sur les forages de Diebling (Diebs-1), de Lorette (Lrt-1), et de Saulcy (Suy-1) ne montrent pas de fractures cimentées. À contrario, les charbons du forage de Folschviller possèdent des fractures cimentées, ce qui explique que la totalité des échantillons de charbon avec des fractures cimentées provienne de ce forage. Les autres forages ont permis d'échantillonner les siltites, les grès et conglomérats. Ces fractures ouvertes et cimentées sont souvent observées dans des intervalles de profondeur bien localisés, d'où l'hétérogénéité de profondeur.

Ainsi, 27 échantillons du Westphalien D (WD) pour Fols-1A ; 5 pour Diebs-1 ; 4 pour Coume 15/8. Pour le Westphalien C (WC), 4 échantillons pour Suy-1 et 4 pour Diebs-1 ; 5 pour Lrt-1. Pour le Westphalien B (WB), 15 échantillons pour Lrt-1. 6 échantillons dans la formation du conglomérat de Holz (Stéphanien) de Coume. En ce qui concerne l'étude des ciments dans les fractures, 9 échantillons du WD de Fols-1A, 2 échantillons du WD et 4 échantillons du WC de Diebs-1, plus 8 échantillons du WC sur Suy-1.

Forage	Echantillon	Faciès	Sous-étage	Lame		Point-counting	Fracture cimentée
				Mince	Épaisse		
Diebling	D1096, 5/D1197	Conglomérat	WD	✓	✓	✓	✓
	D1183, 5/D1184	Grès	WD	✓	✓	✓	✓
	D1275	Siltite	WC	✓	✓		✓
	D975, 3	Grès	WD	✓		✓	
	D1193, 2	Grès	WD	✓		✓	
	D1289, 7	Grès	WC	✓		✓	
	D1240, 5	Grès	WC	✓		✓	
	D1359, 5	Conglomérat	WC	✓		✓	
	D1279, 5	Siltite	WC	✓	✓		✓
	D1142, 4	Grès	WD	✓		✓	
	D1280, 5	Grès	WC	✓	✓	✓	✓
	D1325	Grès	WC	✓	✓		✓
Saulcy	S1226, 2	Grès	WC	✓	✓		✓
	S1228, 2	Grès	WC	✓	✓	✓	✓
	S1275, 8	Argilite	WC	✓	✓	✓	✓
	S1282	Siltite	WC	✓	✓		✓
	S1283, 3	Conglomérat	WC	✓	✓	✓	✓
	S1293, 3	Conglomérat	WC	✓	✓	✓	✓
	S1298, 5	Siltite	WC	✓	✓		✓
	S1299, 7	Siltite	WC	✓	✓		✓

	F1154, 5	Charbon	WD		✓		✓
	F1155, 6 (F110-2)	Charbon	WD		✓		✓

	F1164	Charbon	WD		✓		✓
	F1164, 26	Charbon	WD		✓		✓
	F1165	Charbon	WD		✓		✓
	F1186, 5 (F119-32)	Charbon	WD		✓		✓
	F1198, 8 (F122-6)	Charbon	WD		✓		✓
	F1220, 20	Charbon	WD		✓		✓
	F1260	Charbon	WD		✓		✓
	F1299, 88	Conglomérat	WD	✓		✓	
	F1299, 3	Conglomérat	WD	✓		✓	
	F1297, 2	Conglomérat	WD	✓		✓	
	F1295, 6	Conglomérat	WD	✓		✓	
	F1295, 4	Grès	WD	✓		✓	
	F1291, 5	Grès	WD	✓		✓	
	F1289, 7	Grès	WD	✓		✓	
	F1281	Grès	WD	✓		✓	
	F1280	Grès	WD	✓		✓	
	F1237, 8	Grès	WD	✓		✓	
	F1247	Grès	WD	✓		✓	
	F1246, 5	Grès	WD	✓		✓	
	F1244, 3	Conglomérat	WD	✓		✓	
	F1242	Conglomérat	WD	✓		✓	
	F1197	Conglomérat	WD	✓		✓	
	F883, 5	Conglomérat	WD	✓		✓	

	E27	Conglomérat	WD	✓		✓	
	E25	Grès	WD	✓		✓	
	E24	Grès	WD	✓		✓	
	E21	Grès	WD	✓		✓	
	E20	Grès	WD	✓		✓	
	E19	Grès	WD	✓		✓	
	E17	Conglomérat	WD	✓		✓	
	F998, 7	Grès	WD	✓		✓	
	F990, 5	Grès	WD	✓		✓	
	F825	Grès	WD	✓		✓	
	F819, 5	Grès	WD	✓		✓	

Coume 15/8	C1005, 4	Grès	WD	✓		✓	
	C1001,75	Grès fin	WD	✓		✓	
	X6_C187	Conglomérat	Holz	✓		✓	
	X5_C187	Grès	Holz	✓		✓	
	X4_C187	Conglomérat	Holz	✓		✓	
	X3_C186	Grès	Holz	✓		✓	
	X2_C186	Conglomérat	Holz	✓		✓	
	X1_C186	Grès	Holz	✓		✓	
	C1005	Grès	WD	✓		✓	
	C994, 65	Grès	WD	✓		✓	

Lorette (Lrt-1)	L1558	Grès	WB	✓		✓	
	L1559M	Grès	WB	✓		✓	
	L1559	Grès	WB	✓		✓	
	L1556	Grès	WB	✓		✓	
	L1441	Grès	WB	✓		✓	
	L1403	Grès	WB	✓		✓	
	L1330, 47	Grès	WB	✓		✓	
	L1204, 62	Conglomérat	WC	✓		✓	
	L1105, 38	Grès	WC	✓		✓	
	L1098, 4	Grès	WC	✓		✓	
	L943, 45	Conglomérat	WC	✓		✓	
	L947, 3	Grès	WC	✓		✓	
	CON1	Conglomérat	WB	✓		✓	
	CON2	Conglomérat	WB	✓		✓	
	CON4	Conglomérat	WB	✓		✓	
	CON7	Conglomérat	WB	✓		✓	
	CON9	Conglomérat	WB	✓		✓	
	CON11	Conglomérat	WB	✓		✓	
	CON12	Conglomérat	WB	✓		✓	
	CON15	Conglomérat	WB	✓		✓	

Tableau III.4-1 : Résumé des échantillons de carottes prélevés pour les analyses microscopiques (pétrographie, diagenèse, géochimiques, mesures isotopiques et analyses d'inclusions fluides).

CHAPITRE IV - Organisation structurale du Bassin Houiller de Lorraine (BHL) et formation du pli d'Alsting

Ce chapitre présente l'article scientifique en correction au BSGF

IV.1 Résumé en français

Le bassin houiller lorrain (BHL), rempli de formations clastiques continentales d'âge Carbonifère supérieur-Permien, s'est développé le long de la zone de faille de Metz-Hunsrück (FMH). Malgré les études structurales, la structure du socle, qui contrôle les variations d'épaisseur sédimentaire totale, ainsi que la structure et la formation du pli d'Alsting, restent mal connues. Dans cette étude, l'analyse de données gravimétriques a permis de cartographier la FMH et, plus régionalement, les structures du socle sous-jacent au bassin. L'analyse de profils sismiques 2D et de données de puits a permis de contraindre la structure et la formation du pli d'Alsting.

La carte du socle met en évidence la présence de remontée (-1,5 km) et d'approfondissement de socle (-6,5 km) orientés NE-SO, NNE-SSW à N-S et NO-SE. Cette structuration explique la variation globale d'épaisseur sédimentaire des séries en place. La première dérivée verticale de l'anomalie de Bouger suggère que la FMH est continue à travers le BHL et le bassin houiller de la SNCB. De plus, les interprétations sismiques montrent que le pli d'Alsting est un pli de chevauchement dont la formation et l'érosion post-compression ont eu lieu au Stéphanien. Après cette phase de déformation, la subsidence et la sédimentation ont repris à la fin du Stéphanien. Cette étude met en évidence une histoire géologique stéphanienne différente pour le bassin de BHL par rapport à d'autres bassins du même âge en raison de sa position structurale.

Mots-clés :

Bassin Houiller Lorrain (BHL), structure du socle et du bassin, compression stéphanienne, zone de faille de Metz-Hunsrück, variations d'épaisseur, formation du pli de chevauchement d'Alsting.

IV.2 Article: Structural organization of the Lorraine coal basin and formation of the Alsting thrust fold

*Metzger Mombo Mouketo[1], Yves Géraud[1], Marc Diraison[1], Salim Allouti[1,] Alain Izart[1], Khalid Essa[2,1], Claire Bossennec[3], Fady Nassif[4],

1: Université de Lorraine, CNRS, GeoRessources, F-54000 Nancy, France

2: Geophysics Department, Faculty of Science, Cairo University, Giza, P.O.12613, Egypt

3: Université de Lille, Section 36, Terre solide, Géodynamique des enveloppes supérieures

4: La Française de l'Energie (FDE), France

Author address: metzger.mombo-mouketo@univ-lorraine.fr

IV.2.1 Abstract

The Lorraine Coal Basin (LCB), filled with continental clastic formations of the Upper Carboniferous-Permian age, developed along the Metz-Hunsrück-Fault-Zone (MHFZ). Despite the structural studies, the structure of the basement which control the total sedimentary thickness variations, and the Alsting fold structure and formation remains poorly constrained. In this study, the analysis of gravity data has allowed to map the MHFZ and more regionally the top basement structures beneath the basin. The analysis of 2D seismic lines and well data analysis has allowed to constrain the structure and formation of the Alsting fold.

The top basement map highlights the presence of highs (-1,5 km) and deeps (-6,5 km) trending NE-SW, NNE-SSW to N-S and NW-SE. This structuration explains the global sedimentary thickness variation of the sedimentary series in place. The first vertical derivative of the Bouger anomaly suggests that the MHFZ is continuous throughout the LCB and the SNCB.

Furthermore, seismic interpretations show that the Alsting fold is a thrust fold whose formation and post-compression erosion occurred during the Stephanian. After this deformation phase, subsidence and deposition restarted during the late Stephanian. This study highlights a different Stephanian geological history of the BHL compared with other basins of the same age due to its structural position.

Keywords

Lorraine Coal Basin, Basement and basin structure, Stephanian compression, Metz-Hunsrück-Fault-Zone, Thickness variations, Alsting thrust-fold formation.

IV.2.2 Introduction

The Westphalian coal seams of the Lorraine Coal Basin (LCB) and its prolongation in Germany known as the Saar-Nahe Coal Basin (SNCB) (**Figure IV.2.1**) have been long exploited while less economical attention was paid to their methane content. Since 2015, coal methane in the LCB has been explored by La Française De l'Energie Company (FDE). This momentum led to the creation of the REGALOR project (**RE**ssources **GA**zières de **LOR**raine) that aims in part to re-evaluate the structural organization of the basin for a better characterization of the resources in place. The first aspects that is studied in this paper concerns the structure Metz-Hunsrück-Fault-Zone (MHFZ) and that of the basement beneath the sedimentary cover as they are still badly constrained. The first vertical derivative and the top basement map are constructed from the Bouguer to highlight the geometry of both structures. The main outcomes of these different observations will help discuss the relationship between these structures and the total thickness variation in the basin. Furthermore, within the permit are of the company (located in the north-eastern part of the basin), most of the previous structural studies focused on the Merlebach (MTF), the Saarbrucken (STF) and the Pont-à-Mousson (PaMTF) thrust folds (Pruvost, 1934; Donsimoni, 1981; Pryvalov *et al*., 2015; Beccaletto *et al*., 2019; Hemelsdaël *et al*., 2023) while the Alsting thrust fold (ATF) did not received much attention (**Figure IV.2.2a**). Since it is a targeted structure, deciphering its structure and its formation will be useful for its exploration and help understand the full picture of the deformation evolution in the LCB. A set of 2D seismic lines (**Figure IV.2.2a**) and well data provided by la FDE are used for this purpose.

IV.2.3 Geological context

IV.2.3.1 The LCB and the SNCB in the framework of the variscan belt

The LCB and the SNCB form a north-east to north-north-east trending Upper Carboniferous-Permian basin that extends by 300 km long and 80 km width (**Figure IV.2.1**), with almost 6-7 km of preserved strata (Donsimoni, 1981). The basin developed on the Mid-German-Crystalline-High (MGCH) during the late variscan period due to the activity of the Metz-Hunsrück-Fault-Zone (MHFZ), which limits the basin in the north (Pruvost, 1934; Donsimoni, 1981; Anderle, 1986; Henk, 1993; Korsch and Schäfer, 1995; Schäfer, 2011). The basin is limited by other major variscan structures, the La Marne fault in the west, the tepla-barrandean or the saxothuringian limit (Edel and Schulmann, 2009; Lardeaux *et al*., 2014; Franke, 2014) in the south. The basin's development is linked to the orogenic and post-orogenic deformation

evolution of the rhenohercynian and the MGCH units (Donsimoni, 1981; Anderle, 1986 ; Henk, 1993 ; Korsch and Schäfer, 1995 ; Hemelsdaël *et al*., 2023).

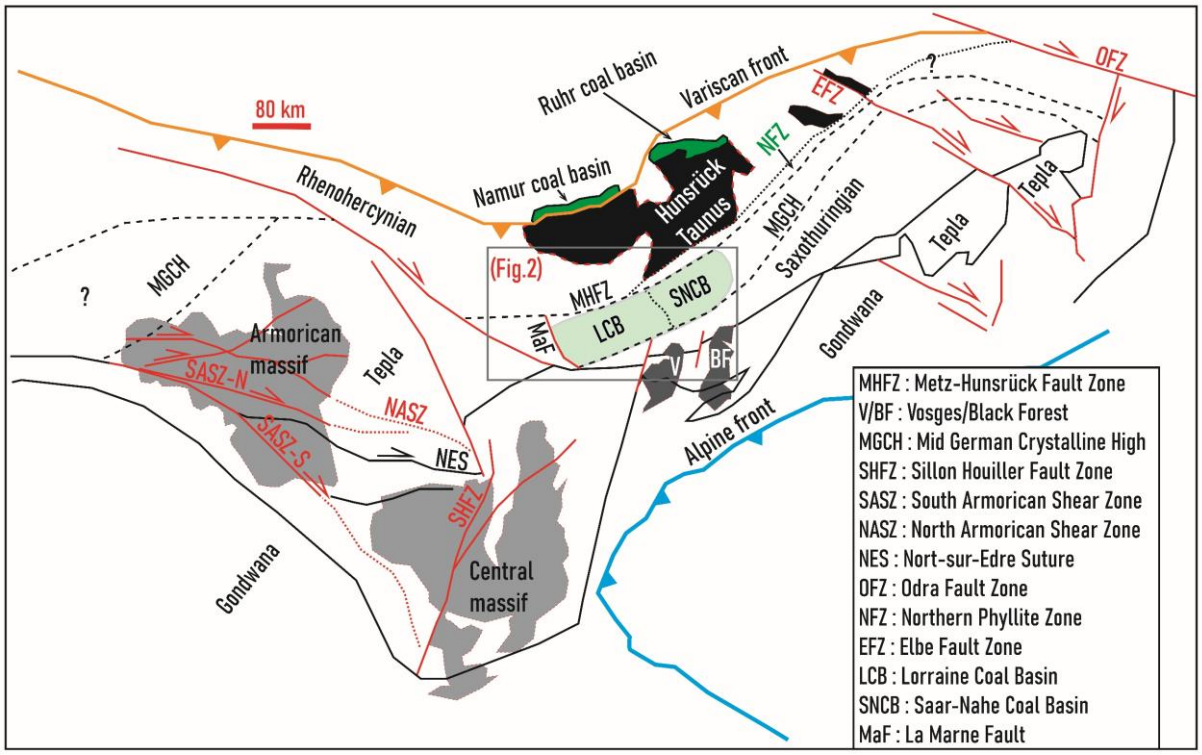


Figure IV.2.1 : The Lorraine Coal Basin (LCB) and the Saar Nahe Coal Basins (SNCB) within the Variscan orogeny units (modified from Franke, 2014).

The orogenic period was marked by the convergence between the rhenohercynian unit and the MGCH between Frasnian and the Upper Carboniferous (Oncken, 1998). The Devonian-Lower carboniferous marine strata deposited on the rhenohercynian unit were folded and thrusted. From Namurian, foreland paralic coal basins such as the Ruhr and the Namur (**Figure IV.2.1**) developed at the variscan deformation front whereas the LCB and SNCB and other limnic coal basins developed on the MGCH (Pruvost, 1934; Alpern *et al*., 1969; Zimmerly, 1976; Donsimoni, 1981; Schäfer, 1989). Yet, from the Westphalian period, the stress regime under which the LCB and SNCB initiated is still debated. The geodynamic models proposed by Arthaud and Matte (1977) and Burg *et al*. (1994) which suggests a syn-orogenic extension/transtensional regime during Westphalian and a post-orogenic extension during Stephanian-Permian as largely been used to explain the LCB and SNCB development (Donsimoni, 1981 ; Korsch and Schafer, 1995; Privalov *et al*., 2015; Henk, 1993) and the development of several other coal basins (Faure, 1995; Henk, 1993; Donsimoni, 1981; Korsch and Schäfer, 1995; Djarar *et al*., 1996; Allemand *et al*., 1997; Averbuch et Piromallo, 2012;

McCann *et al*., 2006). However, other authors (Anderle, 1986; Kroner *et al*., 2008; Corsini and Rolland, 2009; Kroner and Romer, 2013; Stephan *et al*., 2016) argued for a compressional/transpressional regime during the Namurian-Westphalian. Anderle (1986) links the LCB and SNCB initiation to this compressional/transpressional regime.

After this compressive setting, the Late Carboniferous-Permian period was governed by extension and magmatism (Faure, 1995). In the SNCB, the volcanism is Permian and dated close to 290 Ma (Lippolt and Hess, 1989), while there is no absolute dating in the LCB (Donsimoni, 1981). During Triassic, a continental and restricted marine setting developed (Guillocheau *et al*., 2000) over the rhenohercynian and the MGCH that led to the shallow burial of the LCB and SNCB Upper Carboniferous-Permian strata. During the Jurassic and the Lower Cretaceous, the LCB, the SNCB, and the southern part of the Hunsrück-Taunus formation were deeply buried under the Mesozoic formations (Guillocheau *et al*., 2000; Prijac *et al*., 2000; Le Solleuz *et al*., 2004). Later during Cretaceous, the rhenohercynian unit was uplifted and a part of the SNCB underwent an erosion (Anderle, 1986; Hertle and Littke, 2000). This erosion made a part of the Upper Carboniferous formations of the SNCB outcrop (**Figure IV.2.2a**).

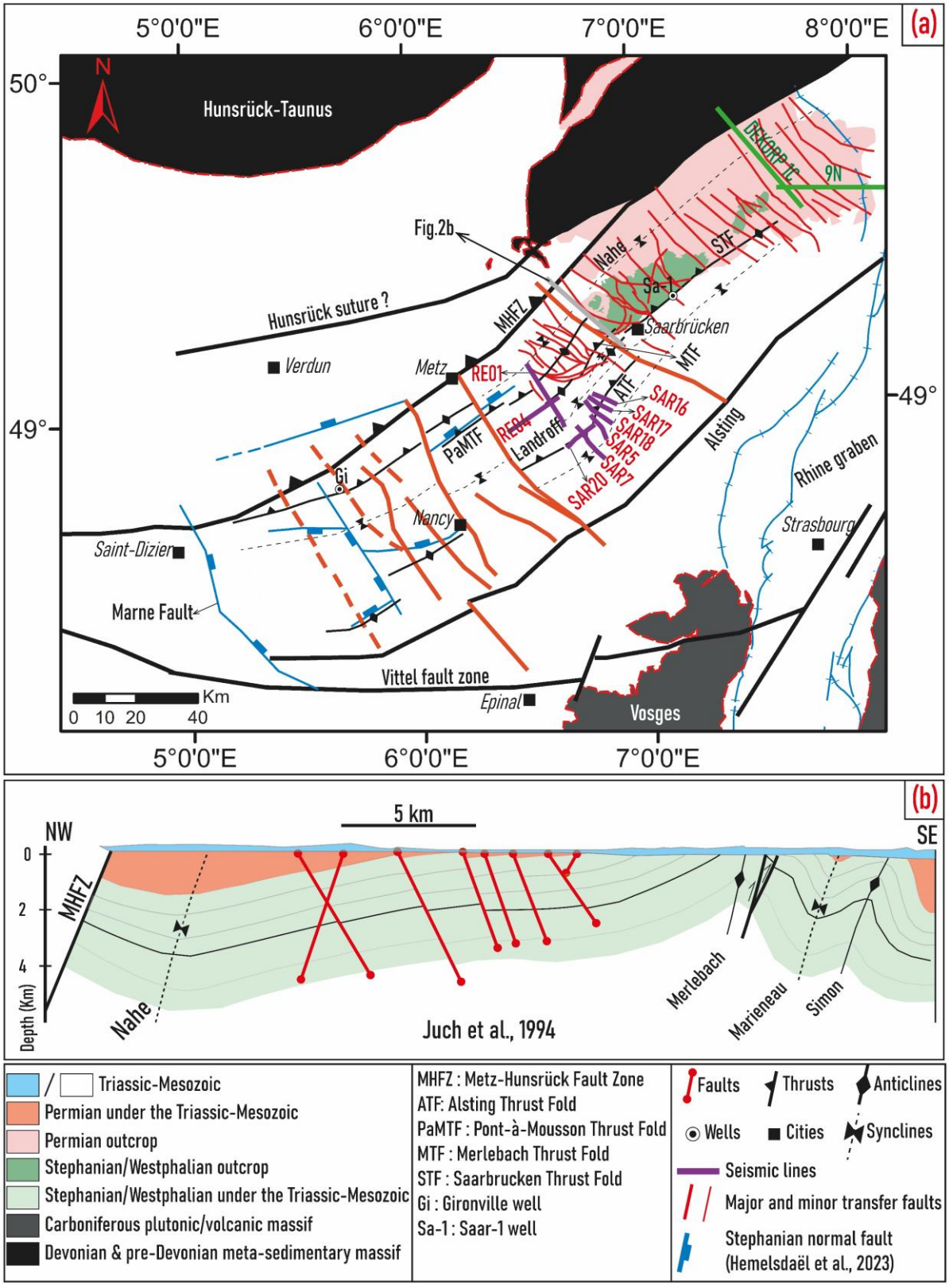


Figure IV.2.2 : (a) Structural map of the LCB-SNCB (modified from Pruvost, 1934; Hannover, 1979; Donsimoni, 1981; Stollhofen, 1998; Hemelsdaël et al., 2023). (b) A Cross-section (grey line on (a)) at the France-Germany boundary showing the current geometry of the thrust-folds (modified from Juch et al., 1994). The map is projected using the Lambert 93 system.

IV.2.3.2 Existing structural models in the LCB and SNCB

IV.2.3.2.1 The Lorraine Coal Basin (LCB)

Different structural models have been proposed for the LCB. Pruvost (1934) was a pioneer scientist that discussed the global structural evolution of the basin. Donsimoni (1981) was the first to propose that the basin developed due to the reactivation of the MHFZ as a normal fault. He summarised its tectono-sedimentary evolution into four major stages: (1) the deposition of the Namurian-Westphalian D, (2) a weakly folding during Late Westphalian D, (3) a renew of the subsidence and deposition during Stephanian-Permian, (4) and finally the major folding and thrusting during Permian. Micro-structural data measured on thrusts planes and on strike-slip faults in galleries suggest that the compression was oriented NW-SE (Blès and Lozes, 1980; Donsimoni, 1981). This last shortening event led to the current organisation of the thrust-folds (**Figure IV.2.2b**).

Pryvalov *et al*. (2015) interpreted the LCB and the SNCB as a large pull-apart basin with a local extension-compression due to basement-block rotations. The author interpretation is based on the observation of the cleat (fractures in coal seams) geometry through the X-ray tomography without any observations at the basin scale.

More recently, Beccaletto *et al*. (2019) and Hemelsdaël *et al*. (2023) show that LCB developed as a compressive basin along the Metz thrust (a NW-dipping thrust) during the Namurian-Westphalian. In addition, their seismic interpretations highlighted Westphalian C and D growth strata involved in the PaMTF that led to infer that age of the deformation in the basin. Furthermore, the authors highlighted syn-sedimentary normal faults that control the Stephanian strata deposition in the south-western part of the LCB (**Figure IV.2.2a**). At the basin scale, the authors interpret these faults as the consequence of the post-orogenic extension accommodated by the Hunsrück fault. This model suggest that the Metz-Fault and the Hunsrück Fault are two different faults.

IV.2.3.2.2 The Saar Nahe Coal Basin (SNCB)

In the SNCB, three different structural models were proposed based on different interpretations of the MHFZ imaged by the DEKORP 1C-9N seismic line. Anderle (1986) interpreted the SNCB as a compressive basin from the Namurian until the Late Westphalian and which switched into an extensional one during Late Carboniferous due to the collapse of the variscan orogeny. Anderle (1986) suggested a Late Carboniferous compression for the Saarbrücken thrust-fold formation while Engel (1985) suggested a Stephanian- Permian compression. Before the well-known paper of Korsch and Schäfer (1995), the Saarbrucken thrust fold has been interpreted as a positive flower structure linked to the strike-slip motion along the MHFZ (Drozdzewski and Juch, 1992; Juch et al., 1994).

Korsch and Schäfer (1995), based on the DEKORP 1C-9N seismic line interpretation, interpreted the LCB and the SNCB as a transtensional pull-apart. Three observations led to this model: (1) the interpretation of the MHFZ as a steep fault, (2) the north-eastward depocenter migration from the LCB to the SCB deduced from thickness maps from well data and the subsidence curve which is like those of strike-slip basins.

Henk (1993) on the contrary, interpreted the MHFZ as a detachment fault. The author proposes that the SNCB initiated as a compressive basin until Westphalian B and switched into an n extensional basin due to the E-W extension from Westphalian C until Permian. In this model, the extensional reactivation of the MHFZ leads to the collapse and segmentation of the MGCH basement into sub-blocs separated by first order NW-SE right-lateral transtensional faults (**Figure IV.2.2a**). These NW-SE first-order faults created sub-basins separating the LCB with the SNCB. Such first order transfer faults have never been clearly observed on seismic data. However, the second and third order NW-SE, and E-W strike-slip faults (**Figure IV.2.2a**) segmenting the LCB-SNCB into small horsts and grabens have been proved (Engel, 1985; Stollhofen, 1998; Juch *et al*., 1994; Becker and Schäfer, 2020, 2021).

IV.2.4 Lithostratigraphy of the LCB

Two Upper Carboniferous stratigraphic intervals (**Figure IV.2.3**) have been defined in the LCB and the SNCB based on paleontological studies (Bertrand, 1928; Pruvost, 1934; Laveine, 1974; Kelch and Reible, 1976), palynology (Alpern *et al*., 1969) and on tuffs correlations (Termier, 1923; Pruvost, 1934; Merry, 1967; Lippolt and Hess, 1989; Burger *et al*., 1997; Koniger *et al*., 2002). The Namurian-Westphalian is the oldest interval and consists of almost 4 km of finning upward sequences of conglomerates, sandstones with intercalated siltstones/claystones, and multiple coal seams. These sequences deposited in alluvial, braided, meandering fluvial, floodplain or swamps, and lacustrine environments (Donsimoni, 1981; Schäfer, 1989; Izart *et al*., 2005). The petrographic components of the Westphalian sandstones and conglomerates suggest that the Rhenohercynian metamorphic and sedimentary massif was the principal sediment source (Pruvost, 1934; Schäfer, 2011). The Westphalian was subdivided into Westphalian A, B, C, and D sub-stages based on plant distribution. These continental sub-stages correspond respectively to the Langsettian, Duckmantian, Bolsovian, and Asturian (Aretz *et al*., 2020). Izart *et al.* (2025) have just published the first absolute dates in the BHL. These confirmed the stratigraphic age of tonstein T600 (Duckmantian-Bolsovian boundary), from tonsteins T10 to the top of the Asturian. The continental nomenclature will be preferred in this study to ensure consistency between well data lithostratigraphy and seismic horizon interpretation.

The second sub-stage recognized is the Stephanian, whose basis is represented by the Holz conglomerate formation (**Figure IV.2.3**) which is locally discordant with the underlying Westphalian. In the LCB, only the Early Stephanian is known (Alpern *et al*., 1969) while the entire Stephanian is recognized in the SNCB (Schäfer, 2011). Izart *et al*. (2025) dated the other tuffs in the LCB and constrained the hiatus below the Holz conglomerate, which corresponds to 2 Ma. This hiatus corresponds to the Lower and Middle Cantabrian stage (Izart et al., 2025) and is due to the post-folding erosion (Pruvost, 1934 ; Donsimoni, 1981 ; Hemelsdaël *et al*., 2023). Absolute dates are also available for the SNCB from several studies (Burger et al., 1997; Königer *et al*., 2002; Königer and Lorenz, 2002; Menning and Bachtadse, 2012; Voigt *et al*., 2022). According to Schafer (1989), the richness in feldspars and the change of the paleo-current sense suggest that the sediments were supplied by the granitic massifs in the South.

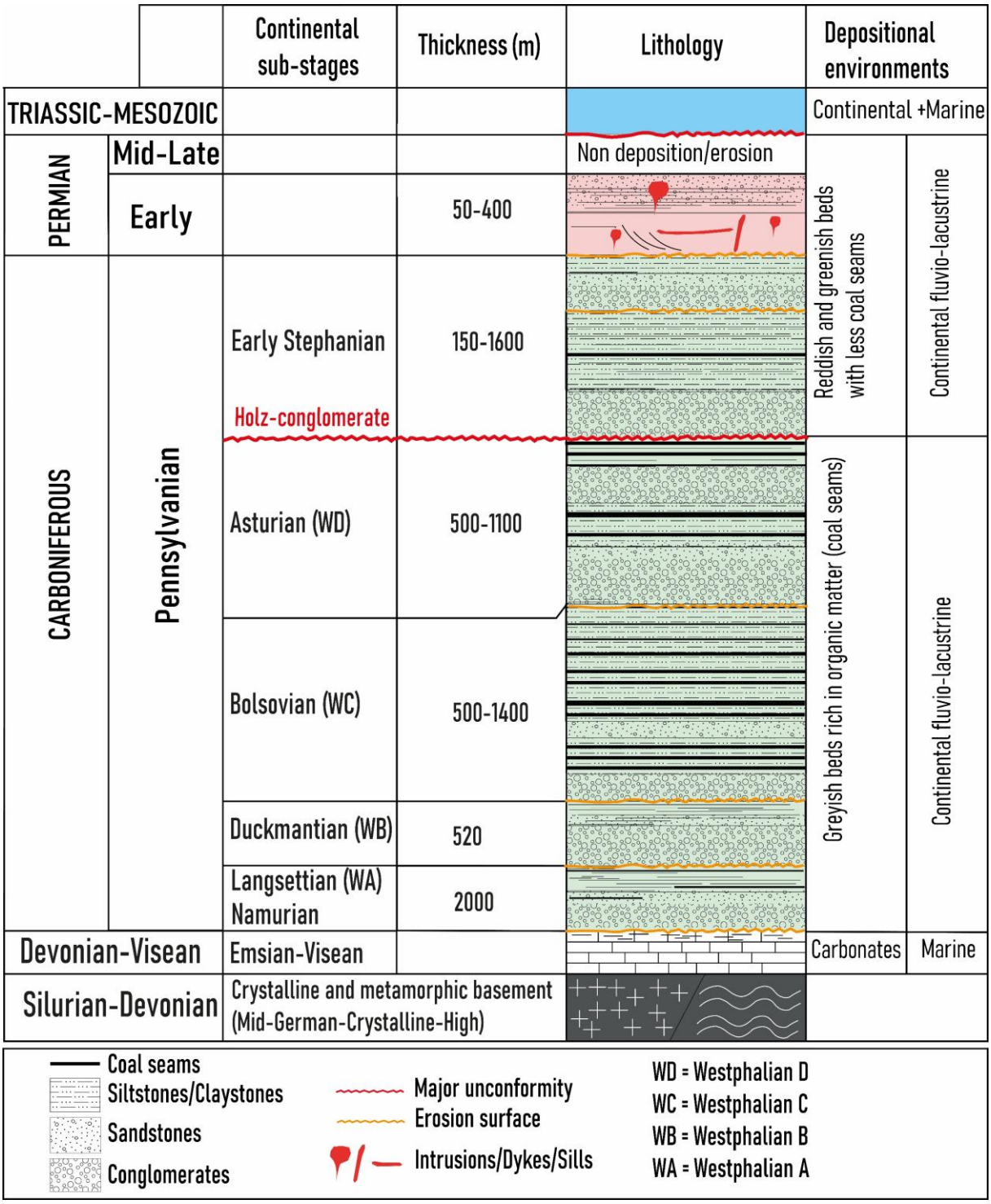


Figure IV.2.3 : Lithostratigraphy of the LCB with the different sub-stages defined in the Westphalian and Stephanian (modified from Donsimoni, 1981)

Both formations are overlain by the Lower Permian continental red sediments, which are heterogeneously recognised in both basins (Schäfer, 2011). The two sub-stages (Lower Rotliegend equivalent to Autunian and the Upper Rotliegend) are recognised in the SNCB while only the Saxonian facies, equivalent to a part of the Upper Rotliegend has been recognised in the LCB (Donsimoni, 1981).

In the LCB, this Saxonian facies can easily reach 700 m of thickness (Donsimoni, 1981) and is composed of continental red conglomerates, sandstones, and claystone, deposited in alluvial, fluvial, and lacustrine environments (Donsimoni, 1981; Schäfer, 2011). Furthermore, several magmatic intrusions and sills (basaltic, andesitic, and rhyolitic intrusions and sills) affected SLB the Early Permian (Lippolt and Hess, 1989). In the LCB, the volcanic bodies have been mapped by seismic, gravity and wells, but have never been dated (Donsimoni, 1981; Hemelsdaël *et al*., 2023). Based on the petrographic composition of theses rocks and the sense of paleo-current in the Saar basin, Schafer (1989) concluded that the sediment ware supplied by the granitic massifs in the South. In the LCB, only the Early Stephanian is known (Alpern *et al*., 1969) while the entire Stephanian is recognized in the SNCB (Schäfer, 2011).

IV.2.5 Dataset

Dataset used in this study comprises a network of 2D seismic lines (**Figure IV.2.2a**), mining and petroleum wells (**Figure IV.2.4**), and gravity data which are detailed in the following sections.

IV.2.5.1 Well data

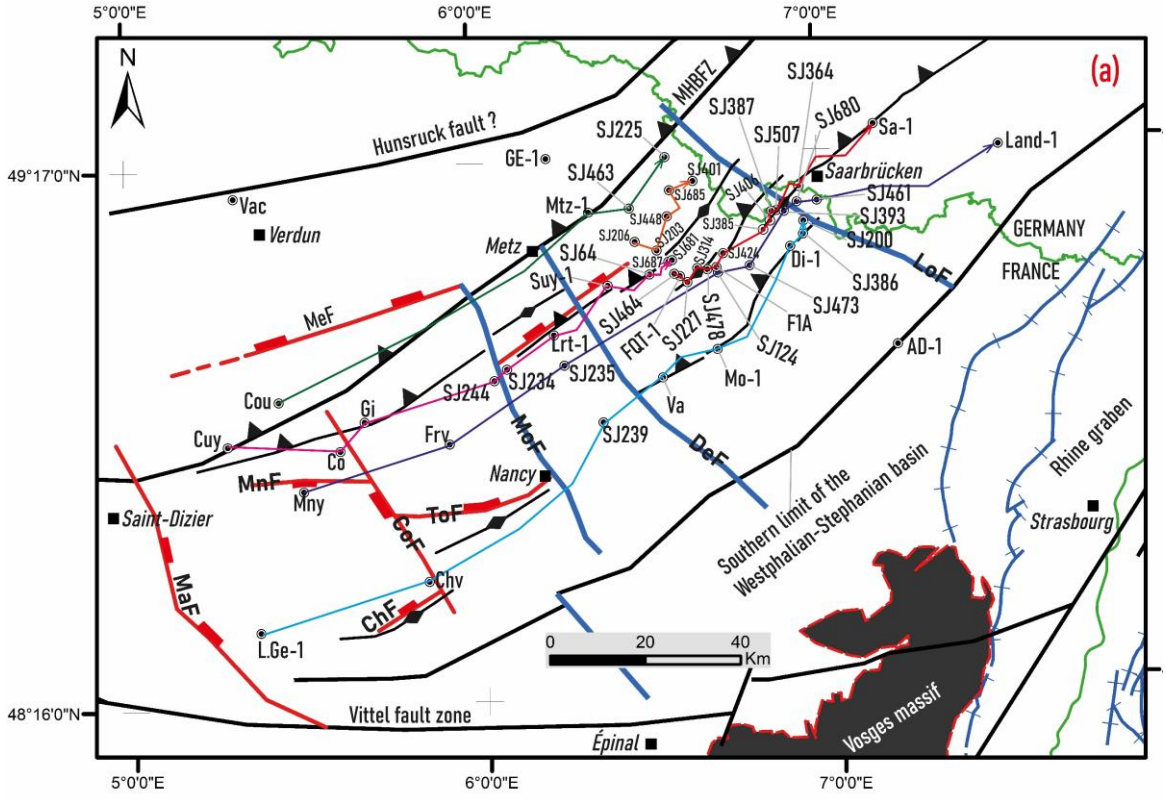
Figure IV.2.4a presents the location of all the wells used in this study. Most of the wells named SJ prefix have been drilled by the HBL (Houillère du Bassin Lorrain) company during the mining explorations to characterize the coal seams. They possess a very detailed description of the facies, the different tuffs layers (tonsteins), and the palynology of the different units crossed, allowing to identify the different Carboniferous sub-stages limits. These wells can be freely downloaded (infoterre). The rest of the wells were drilled during the exploration of hydrocarbons and possess logging data, and the different stratigraphic stages and sub-stages limits were determined by palynology as well.

IV.2.5.2 Gravity data

The Complete Bouguer Anomaly data (CBA) used covers the LCB, the SNCB, and their surrounding basement units. The data is part of the work of the AlpArray Gravity Research Group (AAGRG) (Zahorec *et al*., 2021). The CBA was corrected using an average density of 2,670 $kg.m^{-3}$, and the terrain corrections were made with different DEM (Digital Elevation Model) of different resolutions, ranging 5 m to 30 m (see Zahorec *et al*., 2021 for more details).

To map the geometry of the MHF, the First Vertical Derivative (FVD) of the residual Bouguer anomalies was computed to enhance the anomalies for better interpretation (**Figure IV.2.5**). The map top basement map (**Figure IV.2.6**) is generated through the application of the Source Parameter Imaging method (Thurston and Smith, 1997; Smith *et al*., 1998; Essa *et al*., 2022).

Furthermore, a spectral analysis was applied on the Bouguer anomaly. This allows to identify the depth of the different the different gravity anomalies and to separate the regional from the residual anomalies (Spector and Grant, 1970; Essa *et al*., 2018; Mazur *et al*., 2020; Ganguli *et al*., 2020).



Data	Facies % on each well	Base Depth (m)	Sonic velocities (m/s)	Time (s) after sonic	Time (s) on seismic lines
Stages/ Borehole	Vaxy	Vaxy	Vaxy	Vaxy	Vaxy (LOR 09) (b)
Mesozoic	Cg(6)+Sa(43)+Cl (31)+Li (20)	800	2462	0.65	0.65
Permian	Sa(50)+Cl(50)	901	4040	0.7	0.7
Stephanian	Cg(5)+Sa(44)+Cl (43)+Co(8)	1001	4000	0.75	0.75
Westphalian D	Cg(1)+Sa(20)+Cl (73)+Co(6)	1652	3946	1.08	1.08
Stage / Borehole	Morhange	Morhange	Morhange	Morhange	Morhange (SAR20 and SAR1)
Mesozoic	Cg(7)+Sa(48)+Cl (26)+Li (19)	799	2663	0.6	0.6
Permian	Sa(75)+Cl (25)	1055	5120	0.7	0.7
Stephanian	Cg(2)+Sa(73)+Cl (25)	2268	4411	1.25	1.25
Westphalian D	Cg(6)+Sa(41)+Cl (48)+Co(5)	3000	4182	1.6	1.7
Stages/ Borehole	Germisay	Germisay	Germisay	Germisay	Intersection TOUL 12 /TOUL10
Mesozoic	Sa(20)+Cl (40)+Li (40)	1429	3572	0.8	0.8
Permian	Cg(30)+Sa(20)+Cl (50)	3429 (2757)	3400	2	2
Stephanian	Sa(60)+Cl (40)	6429	4000	3.5	3.5

Figure IV.2.4 : (a): Wells location on the structural map. Note also the location of the different NE-SW sub-stages thickness profiles from well data. These thickness profiles are presented on Figure IV.2.7. The map is projected with Lambert 93 system explaining the gap of the X and Y coordinates locations. (b): Summary of the different parameters used in the seismic-to-well tie procedure. Cg (conglomerate), Cl (claystone), Co (coal), Li (limestone) and Sa (sandstone).

IV.2.5.3 Seismic-to-well tie

The eight seismic lines presented in this study are located in the north-east part of the LCB (**Figure IV.2.2a**) and were provided by "Française de l'Energie" (FDE) company. They comprise six post stacked migrated seismic lines (SAR5, SAR7, SAR16, SAR17, SAR18, and SAR20) acquired in 1989 and two vintage seismic lines (RE01 and RE04) acquired in 1958. Amplitude corrections (AGC: Amplitude Gain Correction), DMO (Dip-Move-Out) correction and post-stack migration were applied to the SAR lines by the FDE. The vintage lines were depth-migrated using linear velocities laws. No further information is available about this time-to-depth conversion. Their quality is poorer compared to that of the SAR lines. The seismigraphix open-source software was used to display the 6 SEG-Y seismic line in order to obtain a high resolution images and their interpretation were done in adobe illustrator 2019.

The seismic-to-well-tie method does not rely on check-shot since they are not available on the wells located in our study area. However, the sonic log, was used to convert the top of each Carboniferous sequence crossed by the Vaxy (Va), Morhange (Mo-1) and Germisay (L.Ge-1) wells into time by using the sonic velocities of conglomerate, sandstones, claystones and coals, and the percentages of facies in each Carboniferous sequence (**Figure IV.2.4b**). This time was compared with the interpreted limit of each formation in the seismic lines. The intersections between these seismic lines allowed us to know the time of each formation in all the seismic sections.

IV.2.6 Results and interpretations

IV.2.6.1 Basement structuration

IV.2.6.1.1 The structure of the gravity anomalies

Figure IV.2.5 presents the interpretations of the first vertical derivative which shows that the rhenohercynian unit, the LCB and the SNCB, and the Vosges-Black domains are structured by an alternation between NE-SW trending gravity highs (warm colours) and gravity deeps (blue areas) consistent with the orientation of the major Variscan basement lineaments in the area (Edel and Schulmann, 2009). The most interesting gravity highs are the H1, H1' and the H2 in the rhenohercynian area (**Figure IV.2.5**). In detail, the H1 is a continuous lineament from the SNCB (where the MHFZ crops out) until the Metz city in the LCB (**Figure IV.2.5**). Then it becomes discontinuous and less straight from the Metz to the South-Western part of the LCB. More importantly, the MHFZ shows strike changes from the SNCB until the LCB. The significance of all these anomalies is discussed further.

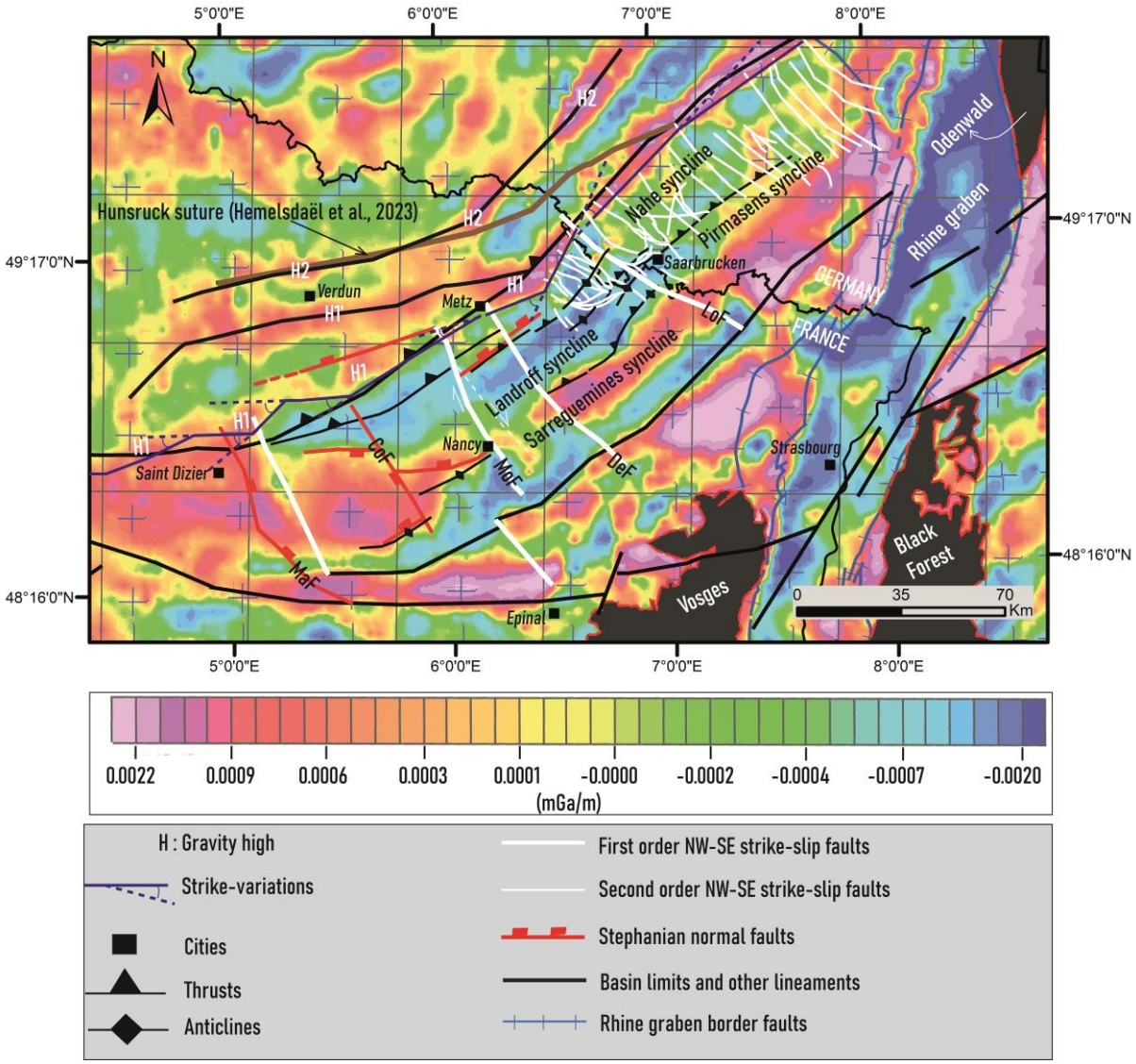


Figure IV.2.5 : Map of the first vertical derivative highlighting the geometry of the MHFZ. Note the different abrupt changes of the MHFZ orientation from the SNCB to the LCB. The map is projected with the Lambert 93 system. The vertical and horizontal represent the grid used to compute the map and not the longitude and latitude lines. The longitude and latitude are represented by the cross visible on the map

IV.2.6.1.2 The top basement structure

The basement here are the MGCH and the Devonian-Mississippian metasedimentary formations beneath the LCB and the SNCB. Unlike the well data, the overall map of the basement top (**Figure IV.2.6**) allows to have a continuous picture of its current geometry and the global thickness variations of the sedimentary cover. A comparative analysis was conducted using this map and data acquired from drilling wells which reach the basement. This is the case of the Gironville well (Gi), with the top basement at 5.6 km of depth. Our estimation places this depth at 5.638 km, showcasing a high level of agreement. But for the Saarbrücken well (Sa-1), the recorded depth to the top basement is around 5.6 km, which does not fit with the corresponding computed values around 4.6 km.

Nevertheless, this map highlights a complex geometry of the basement top with the presence of highs (1.5 – 3 km) and deeps (> 4 km) of different sizes, geometries and orientations. Regarding the deeps, the NE-SW and the NNW-SSE are the dominant structures. The NE-SW deeps align with the major synclines (Landroff, Pirmasens and the Sarreguemines) in both basins except in the SNCB where map shows a show a large basement high highlighted by the violet dash-line in the Nahe-syncline (**Figure IV.2.6**). The deeps length varies between 10 and 50 km and their width between 5 and 20 km. Some of the NW-SE deeps align with the NW-SE faults (Fig.6). Their length varies between10 and 30 km and their width between 5 and 10 km (**Figure IV.2.6**).

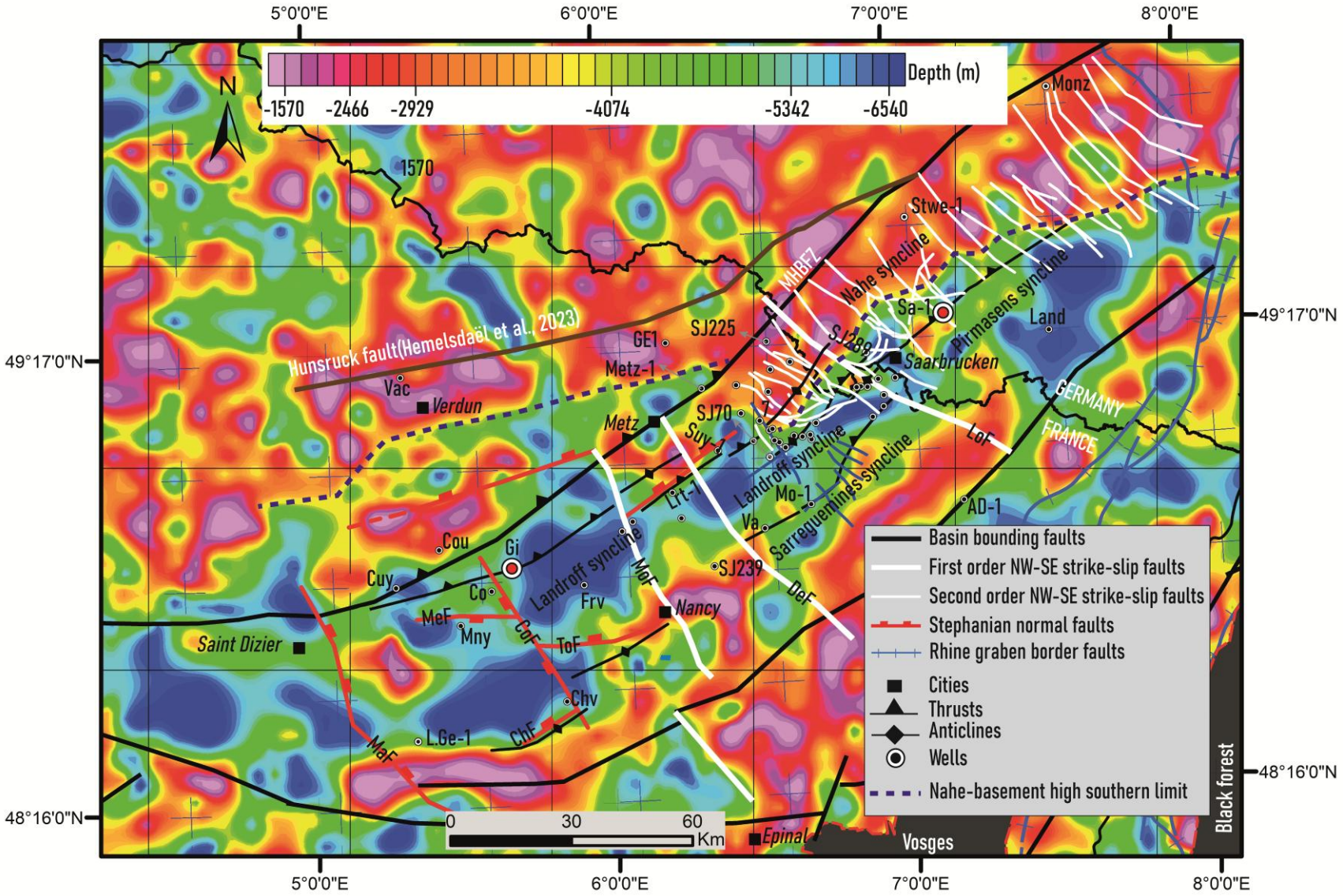


Figure IV.2.6 : Map of the top of the basement under the LCB and the SNCB highlighting the presence of basement deeps and highs of different geometries, orientations and lengths. The map is projected with the Lambert 93 system. The vertical and horizontal represent the grid used to compute the map and not the longitude and latitude lines. The longitude and latitude lines are represented by the cross visible on the map.

IV.2.6.2 Basin structuration

IV.2.6.2.1 Sedimentary thickness from well data

Figure IV.2.7 gives important insights on the thickness variations, particularly for the Triassic-Mesozoic, the Permian, and the Stephanian sequences which are entirely crossed by many wells. The first striking observation is the less important thickness of the Triassic-Mesozoic sequence toward the north-east of the LCB along all the well profiles. The second interesting observation in the north-eastern part of the LCB is that the Permian and Stephanian sequences are thinner to absent at the fold hinge but thicker in the Landroff and Sarreguemines synclines. The Permian sequence thickness at the anticline crest is about 50 to 150 m while it is two or three times thicker (300 - 400 m) in syncline position. Likewise, the Stephanian sequence is thinner (100-200 m) to be absent in the anticline crest (SJ234, LRT-1, SUY-1, SJ64, SJ424, SJ680, and SJ393) while it is thicker (500 m -1.2 km) in the syncline. There is an exception for some wells (SJ239; Mo-1; SJ386; SJ244; SJ681; and the SJ385) located at anticline crests and which show thicker Permian and Stephanian formations. Nevertheless, all these observations suggest a close relationship between the folds and the spatial thickness variations of the Stephanian-Permian sequences.

In the south-western apart of the LCB, the wells highlight the same tendency but with a thicker Stephanian and Permian (1-2 km) compared to the thickness range observed in the north-eastern part. The thicker Permian is encountered on Germisay well (L.Ge-1), Chevraumont (Chv), Commercy (Co) wells. In the SNCB, the Land-1 and AD-1 wells, located in the Pirmasens and the southern limit of the LCB-SNCB basin show a similar range of thickness. For the Westphalian D, C, and B sequences, is it very difficult to identify a relationship with the anticline and syncline since their thickness are not entirely crossed by the different wells. The last interesting characteristic highlighted by these wells is the presence of the basement at shallow depth (800 m -1.6 km) in the northern limit of the LCB.

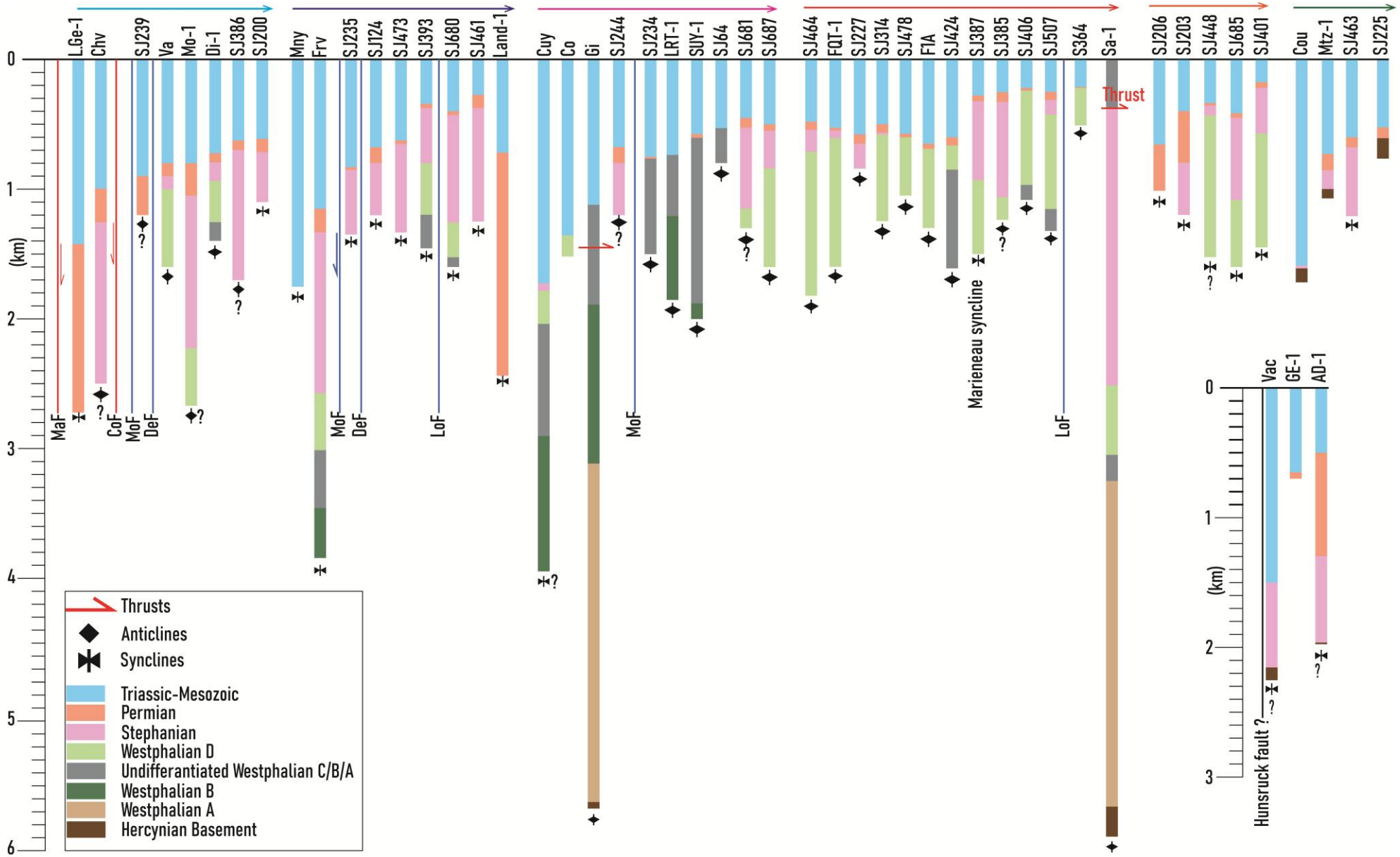


Figure IV.2.7 : NE-SW well stratigraphy profiles in the LCB-SNCB highlighting the Mesozoic thickening toward the south-west, the Permian and the Stephanian thickening in syncline and their thinning or absence in the fold hinge areas.

IV.2.6.2.2 Structure of the Alsting and Merlebach anticlines

IV.2.6.2.2.1 Seismic stratigraphy

Four stratigraphic sequences have been interpreted on seismic lines (**Figure IV.2.8**, **Figure IV.2.9**, **and Figure IV.2.10**) based on the time-depth on **Figure IV.2.4b**: they are the Triassic-Mesozoic, the Permian, the Early Stephanian, the Westphalian and the basement. The basement top located between 2.6 and 3s (twt) is composed of continuous reflections in the uppermost part while the lower part is badly imaged and represented by the multiples of the upper part reflections (**Figure IV.2.8**, **Figure IV.2.9**, **and Figure IV.2.10**). The SAR07 line (**Figure IV.2.10a**) highlights the shallowing of its reflections, from 3,1s in the north-west and reaching 2.6s (twt) toward the south-east.

The Westphalian is divided into the Westphalian D and the Undifferentiated Westphalian C/B/A separated by the Top Westphalian C limit (TWC) (**Figure IV.2.8**, **Figure IV.2.9**, **and Figure IV.2.10**). Both sub-sequences are composed of folded and thrusted reflections. These reflections are affected by erosion in the anticline crest. In detail, they consist of an alternation between low and high-amplitude and continuous reflections, which correspond to an alternation between coal seams and conglomerates and sandstones (Izart *et al.*, 2005). The Early Stephanian sequence rests conformably on the underlying Westphalian strata, implying a non-interrupted sedimentation. This allows to define the CSB as the Conformable Stephanian Basis (**Figure IV.2.8**; **Figure IV.2.9**; **and Figure IV.2.10**). Moreover, the Intra-Stephanian Unconformity (ISU) is defined within the Early Stephanian, separating a folded Stephanian sub-sequence with a non-folded upper sub-sequence. The upper sub-sequence is composed of strata that fill the syncline and thin toward the hinge area while the lower sub-sequence reflections are folded and thrusted. The tectonic significance of these ISU will be discussed further.

Under the Mesozoic-Triassic, the Permian sequence is composed of horizontal and non-folded reflections which fill the piggyback and frontal synclines. The Permian Basis (**PB**) is often an irregular surface and sometimes truncates the underlying Stephanian-Westphalian, showing an erosion before the Permian deposition. This is the case at the Merlebach hinge (**Figure IV.2.11**).

The Triassic-Mesozoic sequence is composed of an alternation between low and high-amplitude continuous reflections (**Figure IV.2.8**, **Figure IV.2.9**, **and Figure IV.2.10**). The Triassic-Mesozoic Basis (TMB) can be flat or irregular and all the reflections drape the underlying Permian-Pennsylvanian strata. Furthermore, these reflections are affected by normal faults or gently folded at the location of the thrust fold hinge (**Figure IV.2.10**).

IV.2.6.2.2.2 The Alsting anticline.

The Alsting anticline is imaged by the SAR 5, 7, 16, 17, and 18 (**Figure IV.2.8**, **Figure IV.2.9**, **Figure IV.2.10a**) which are perpendicular to the fold but also by the SAR20 (**Figure IV.2.10b**) that trends parallel to the fold strike. The SAR 5, 7, 16, and 17 show that the Westphalian sequences (Westphalian D/C/B/A) are folded and thrusted by a NW-dipping fault which soles out around within the Westphalian sequence at 2.5s (twt). Furthermore, there is no thickening of the Westphalian strata along the thrust, neither any visible preserved normal throw. In the piggyback syncline (the Landroff syncline), as stated before, the ISU separates a lower sub-sequence made up of folded strata with an upper sub-sequence made up of horizontal strata. However, on SAR20 that images the transition zone between the Alsting and the Morhange shows, these Stephanian reflections overlaying the ISU shows a fan-shape geometry.

IV.2.6.2.2.3 The Merlebach anticline.

The Merlebach anticline is imaged by the RE 01crossline and the RE 04 strike line (**Figure IV.2.11**). The RE 01 (**Figure IV.2.11a**) highlight the anticline as an open thrust fold, with the thrust dipping toward the NW and affecting both the Westphalian sequence and the lower Stephanian sub-sequence under the **ISU**. Yet, the back limb of the thrust fold is very difficult to interpret due to the low quality of the line. More importantly, the line shows the strong bending of the Westphalian strata in the Landroff syncline and a thick (2km) Lower Stephanian sequence over the **ISU**. In the Merlebach back limb (**Figure IV.2.11b)**, the RE 04 line highlights the presence of NW-SE normal faults that develop in the Lower Stephanian under the **ISU**.

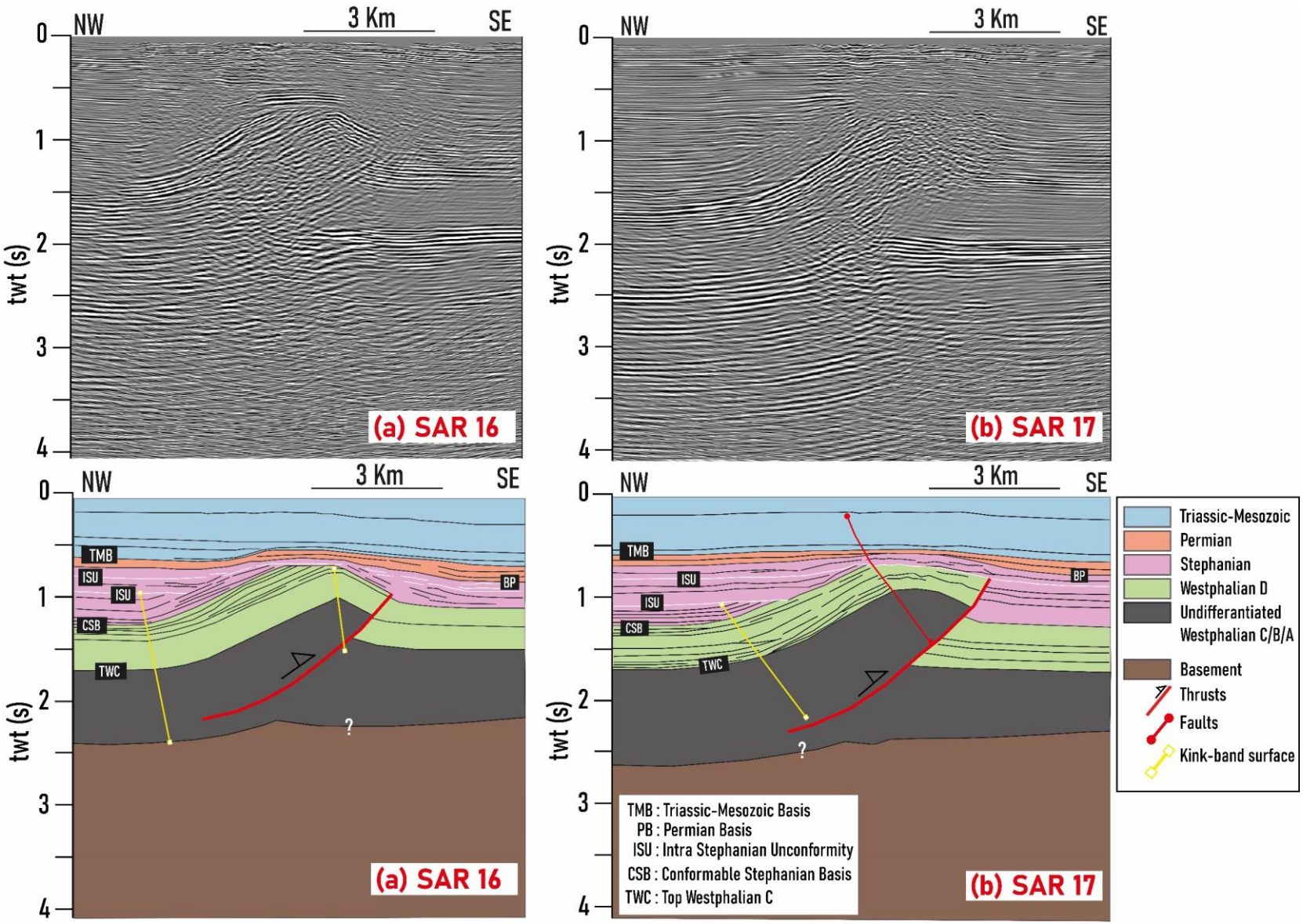


Figure IV.2.8 : (a) Uninterpreted and interpreted SAR16. (b) Uninterpreted and interpreted SAR17. These two lines highlight the structure of the Alsting anticline as a SE-vergent fault-propagation fold. Furthermore, note the presence of the ISU in the Stephanian sequence, separating a folded Early Stephanian sub-sequence with the non-folded sub-sequence. The ISU truncates the Westphalian D-Stephanian on the fold hinge.

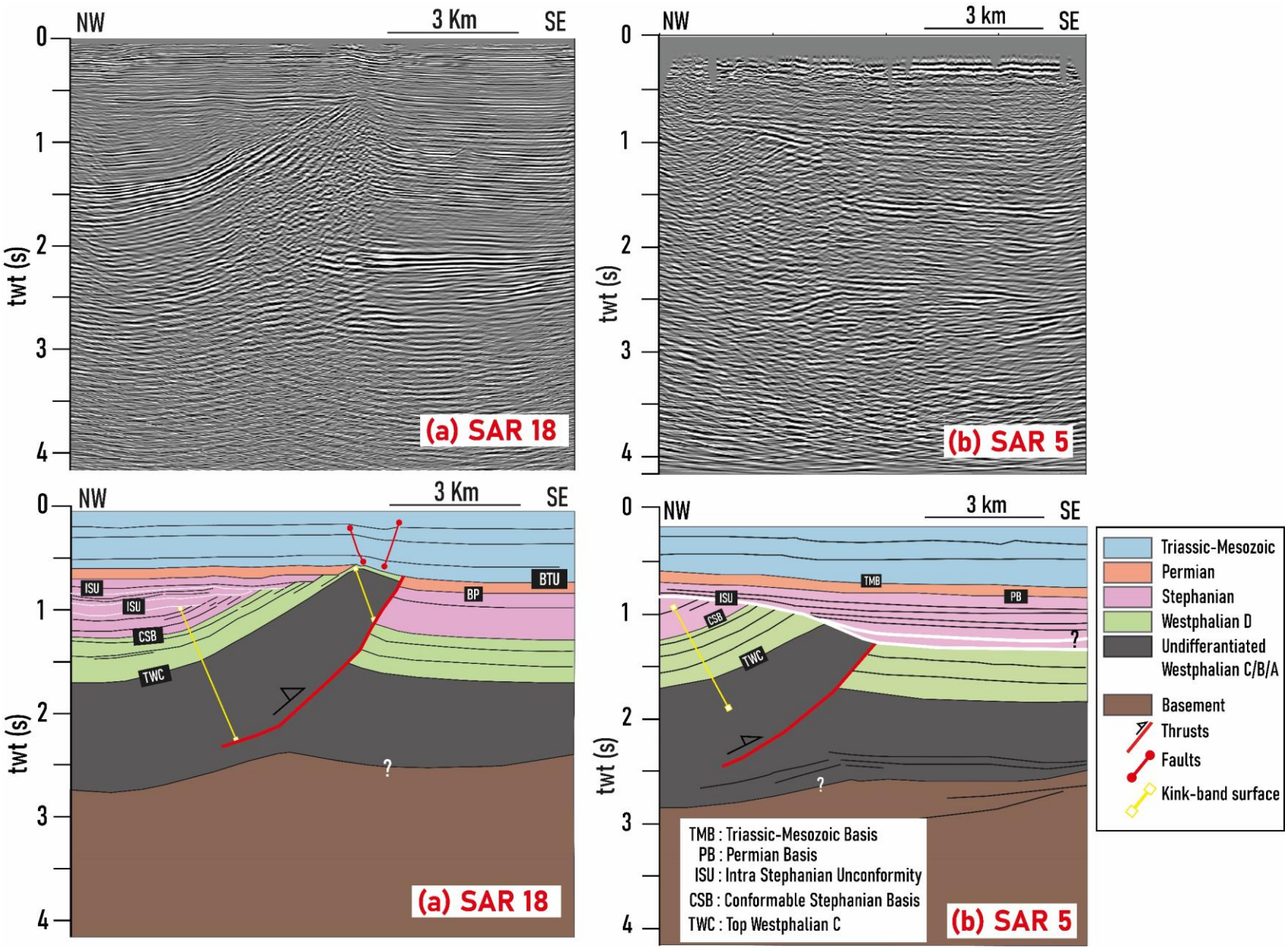


Figure IV.2.9 : (a) Uninterpreted and interpreted migrated SAR18. (b) Uninterpreted and interpreted migrated SAR5. The SAR18 highlights the same geometry observed on SAR16 and SAR17. The SAR5 line shows the ISU as a major intra-Stephanian post-folding erosion surface.

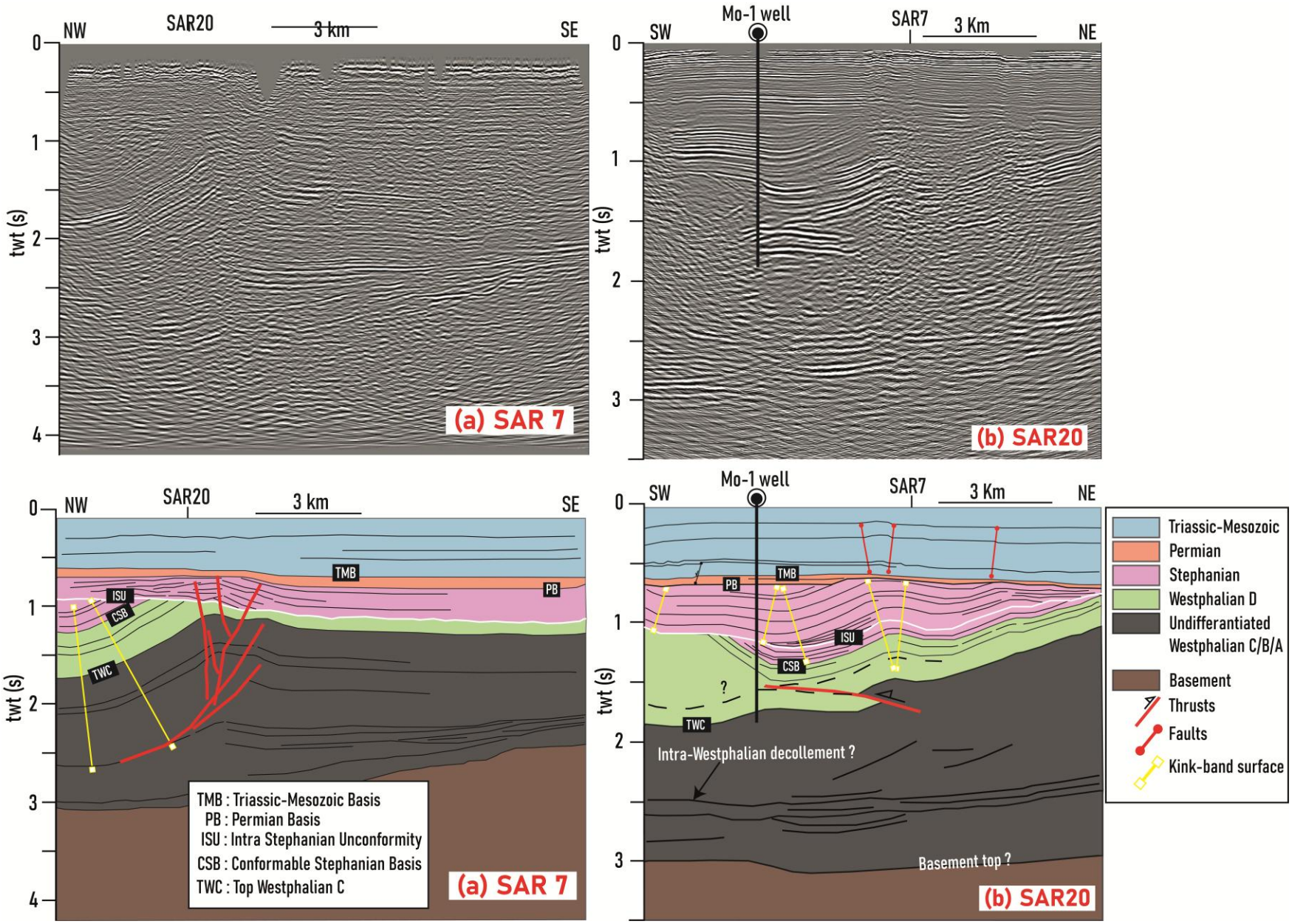


Figure IV.2.10 : (a) Uninterpreted and interpreted migrated SAR07. (b) Uninterpreted and interpreted migrated SAR20. The SAR7 highlights the Alsting fold as a pop-up anticline, probably a positive flower structure. The SAR20 shows that the Stephanian sub-sequence overlying the ISU is made up of typical growth strata.

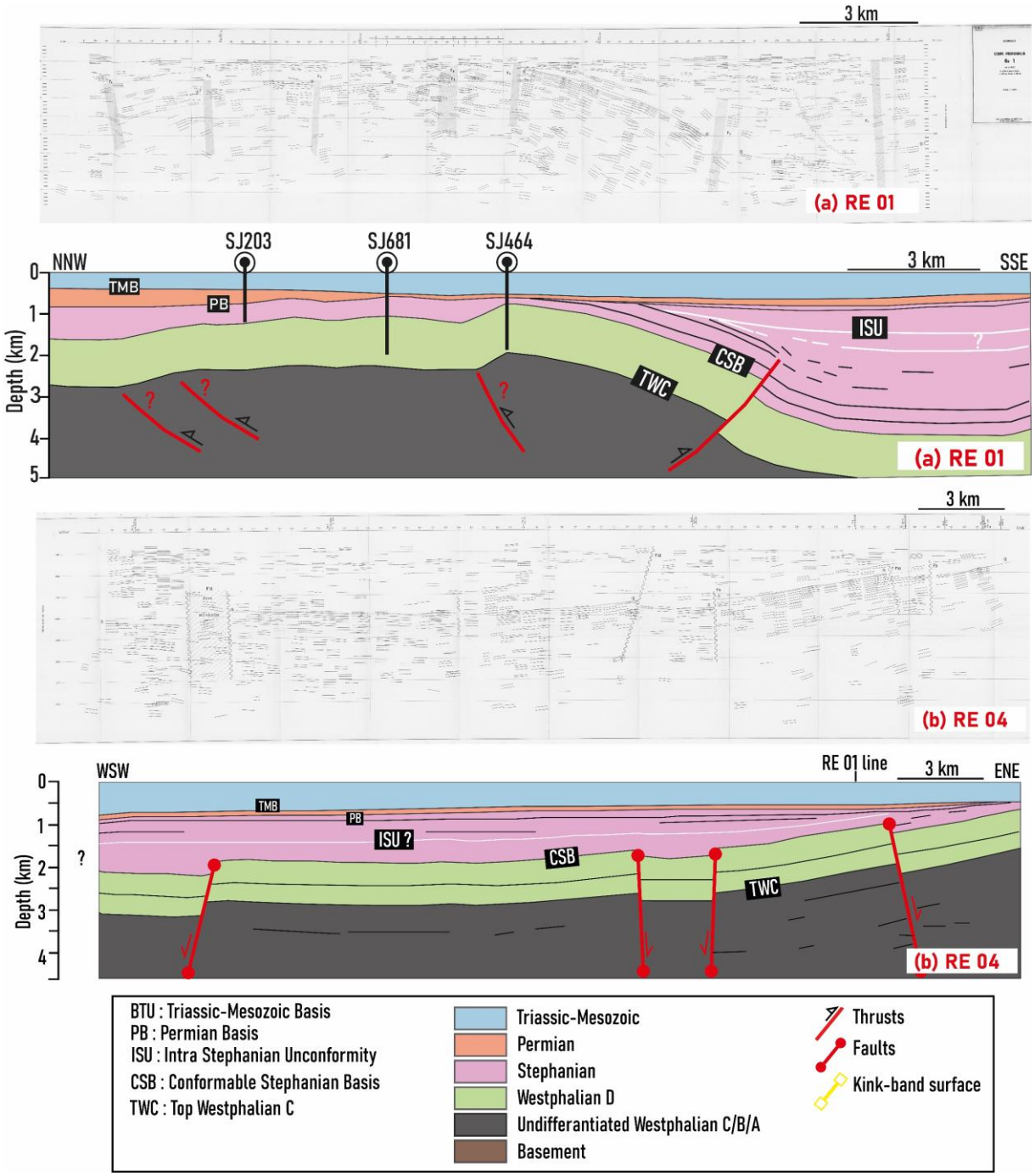


Figure IV.2.11 : (a) Uninterpreted and interpreted migrated RE01. (b) Uninterpreted and interpreted migrated RE04. The RE01 highlights the Merlebach anticline as a SE-vergent thrust fold with a possible back thrust in the piggyback syncline. Note the important thickening of the Stephanian sequence in the Landroff syncline. The RE04 highlights NW-SE syn- Stephanian sedimentary faults.

IV.2.7 Discussion

IV.2.7.1 The structure of the Metz-Hunsruck Fault Zone (MHFZ)

This part discusses the structural and geological significance of the different gravity anomalies highlighted on **Figure IV.2.5**. If we compare the position of the gravity highs and lows in the rhenohercynian area with its cross-section from Oncken *et al*. (1999), it appears that the gravity lows correspond respectively to the folded and thrust Devonian metasedimentary of the Hunsrück Nappe and the Mosel synclinoriums. Regarding the gravity highs, the H1 corresponds to the MHFZ, the H1'might correspond to a secondary fault zone that ranches to the MHFZ, and the H2 is probably the Boppard thrust system zone and not the Hunsruck suture as proposed by Hemelsdaël *et al*. (2023). The gravity highs might then be interpreted as the signature of the pre-Devonian basement rocks that are involved in these thrusts' zones.

Furthermore, **Figure IV.2.5** highlights almost a general strike change of theses highs and lows toward the south-west, where they almost become E-W tending anomalies. Moreover, the H1 shows several small strike changes along its strike. These data show that the MHFZ is a complex fault zone than previously thought.

Within the LCB and the SNCB, Edel and Schulmann (2009) interpreted the gravity low in the LCB and SNCB as the signature of a crystalline ridge (the MGCH granite/metagranite) and the gravity high in the Sarreguemines syncline as the Morhange thrust zone and the Teplà-suture zone. Finally, the gravity highs and lows are linked to the basement structures, and the sedimentary cover effect seems to be insignificant.

IV.2.7.2 Tectonic structures and sediment thickness

IV.2.7.2.1 The basement highs and deeps

The depth derived with the basement top map fits very well with the depth encountered on Gironville well and Land-1 well but not for some areas or wells as it is the case of the Sa-1 well, and the depth estimated in the Nahe syncline. Therefore, the significance of these basement highs and deeps must be discussed.

The first interesting feature to discuss is the basement high which correspond to the Nahe syncline and its prolongation in the LCB. This high suggests a sedimentary thickness less than 4 km while Korsch and Schäfer (1995) and Schäfer (2011) cross-sections suggest more than 7 km. Yet, the Saint-Wendel (Stwe-1) and the Monzingen (Monz) wells drilled on this top basement structure only cross a Permian depocentre until 2 km (Figure 3, Schäfer, 2011).

Similarly to the SNCB, the SJ203 in the LCB crosses a thicker Permian (625 m) and stops at 1.2 km in the Stephanian sequence (**Figure IV.2.6**). All these well data therefore cannot help to be sure of the top basement depth predicted by our algorithm nor that suggested by the previous authors. However, the cross-section of Hannover (1979) on Figure 3 from Izart *et al.* (2016) supports the presence of the Devonian formations belonging to the rhenohercynian unit between 1.5 and 3 km under a thick Permian and a thin Stephanian sequence, fitting with our basement high. In this case, the southern limit of the high might correspond to another secondary fault belonging to the MHFZ sensu Hannover (1979). The other explanation of this basement high could be linked to the presence of several volcanic bodies in the Nahe syncline (Schäfer, 2011). These bodies are elongated and present almost everywhere in the Permian sequence filling the Nahe syncline. As the algorithm assumes that the long wavelength anomalies correspond to the basement anomalies, the algorithm could have confused their anomalies with the signature of the basement. The other interesting basement high is located at the PaMTF. This might correspond to the basement part involved in the PaMTF as shown by Hemelsdaël *et al.* (2023).

Regarding the basement deeps, The Landstühl well (Land-1) located in the circular shape deep crosses the Permian basis at 3 km (Becker and Schäfer, 2020; 2021), and the seismic line A (Schäfer, 2011) predict 3 km of Westphalian-Stephanian under this Permian basis. These two observations predict a 6 km depocenter, matching well with the map. Becker and Schäfer (2020) suggest the Permian sequence here is controlled by the NW-SE transfer faults and the geometry of the deeps on our map (**Figure IV.2.6**) may corroborate their interpretation. The other basement deep which seems to be controlled by the NW-SE fault is located above the Saarbrücken city symbol.

In the north-eastern part of the LCB, the elongated NE-SW basement deep in the north-eastern part of the LCB aligned with the Landroff syncline. Within this deep, the seismic line RE01 highlights a Stephanian depocenter (growth syncline?) with the basis located at almost 4 km overlaying a thick Westphalian sequence whose basis is probably deeper than 6 km. The depth and the structure observed on this seismic line agrees with the top basement map.

In the southwestern part of the LCB, the case of the Gironville-Francheville deep, located between the CoF and the MoF, correspond to a thick (3s-twt thick) Westphalian syncline overlain by the Stephanian sequence controlled by the ToF (Figure 6, Hemelsdaël *et al.*, 2023). Furthermore, this Figure 6 shows the top basement at 3.3 s (twt) fitting with the depth predicted by the map.

According to the interpretation on Figure 7 from Hemelsdaël *et al*. (2023), the Meligny and Chevraumont deep correspond to the Gironville-Franchville depocenter. Our map show that both deeps seem to be laterally offset, probably indicating a sinistral displacement on the CoF. Meligny well (Mny) does not reach the Westphalian but shows a thick Triassic-Mesozoic until 1.75 km. The Chv well cross the Stephanian until 2.5 km. Hemelsdaël *et al*. (2023) interpreted the basement top at 2.5 s (twt) suggesting a less important global thickness than the 5 km predicted by our map. Yet, our map and the seismic lines in Hemelsdaël *et al*. (2023) both highlight the basement structuration. This structuration can be related to the folding of the basement when the basin underwent compression at the end of Westphalian or simply represent the inherited basement morphology. The L.Ge-1 well, located on the border of this depocenter, encounters 1.4 km of Stephanian-permian sequence and 1.3 km of Permian. Our map predicts a thicker sedimentary cover (around 6 km), which can suggest that there is a 3 km thick Stephanian-Westphalian sequence before reaching the basement top. Furthermore, by making the seismic-to-well tie on the Toul 12 with this well (**Figure IV.2.4b**), it appears that the bottom Permian is likely located at 2s, and the bottom Stephanian at 3.2 s. The Permian bottom is deeper than what is interpreted by Hemelsdaël *et al*. (2023).

IV.2.7.2.2 The fold hinge area, the piggyback and the growth syncline

The different tectono-sedimentary evolution recorded at the fold hinge and in the synclines allow to explain some of the thickness variations trends observed for the Stephanian-Permian formations. The low thickness observed at the fold hinge areas is explained by the post-compressional erosion of the folded sub-sequence under the ISU and to the low thickness or the non-deposition of the upper sub-sequence of drape strata overlaying the ISU. On the contrary, the high thickness of the Early Stephanian observed in the piggyback syncline is due to the preservation of both sub-sequences.

Pruvost (1934) map highlights that the erosion at the Westphalian-Stephanian limit is more important around the Saarbrucken thrust fold as the Holz-conglomerate rests on the C and B. On the SAR 5 (Fig. 9b), the ISU rests on the Westphalian D and C while it rests only on the Westphalian D in the other seismic lines, proving different local erosion rates under the Holz-conglomerate as highlighted by Pruvost (1934).

The low Permian thickness observed at the hinge area is due to post-depositional erosion. The low Permian thickness observed at the hinge area is due to the Permian and Triassic erosion.

Furthermore, the geometry characteristic of the Mo-1 syncline revealed by the SAR20 (**Figure IV.2.10b**) and the lateral evolution of the depth of the Stephanian basis reflection from the Alsting to the Morhange thrust folds (**Figure IV.2.12**) allows to conclude that the Morhange syncline is a relay growth syncline. The fan-shape geometry of the Early Stephanian reflections explains the high thickness (1.2 km) observed on the Mo-1 well. At the Morhange hinge (**Figure IV.2.1**), the low thickness observed on Va well is explained by the thinning of the Stephanian (from 0.5s in the Landroff syncline to 0.2s at the Morhange hinge) as interpreted by Hemelsdaël *et al*. (2023). The same fan-geometry is observed for the thick (2km) Stephanian sequence on the RE 01 (**Figure IV.2.11b**). Therefore, another explanation of the high thickness of the Stephanian sequence in the syncline area and their low thickness at the hinge area might be due to the growth nature of these strata.

For the Triassic-Mesozoic sequence, the thickness variations are linked to the post-variscan history. The less important thickness of these formations in the north-east of the LCB are due to a more important erosion of the Paris basin formations (Blaise *et al*., 2014; Izart *et al*., 2016) by using the 1D burial and thermal modelling of the boreholes EST433 (close to Germisay) and the Rn8 (close to Nancy).

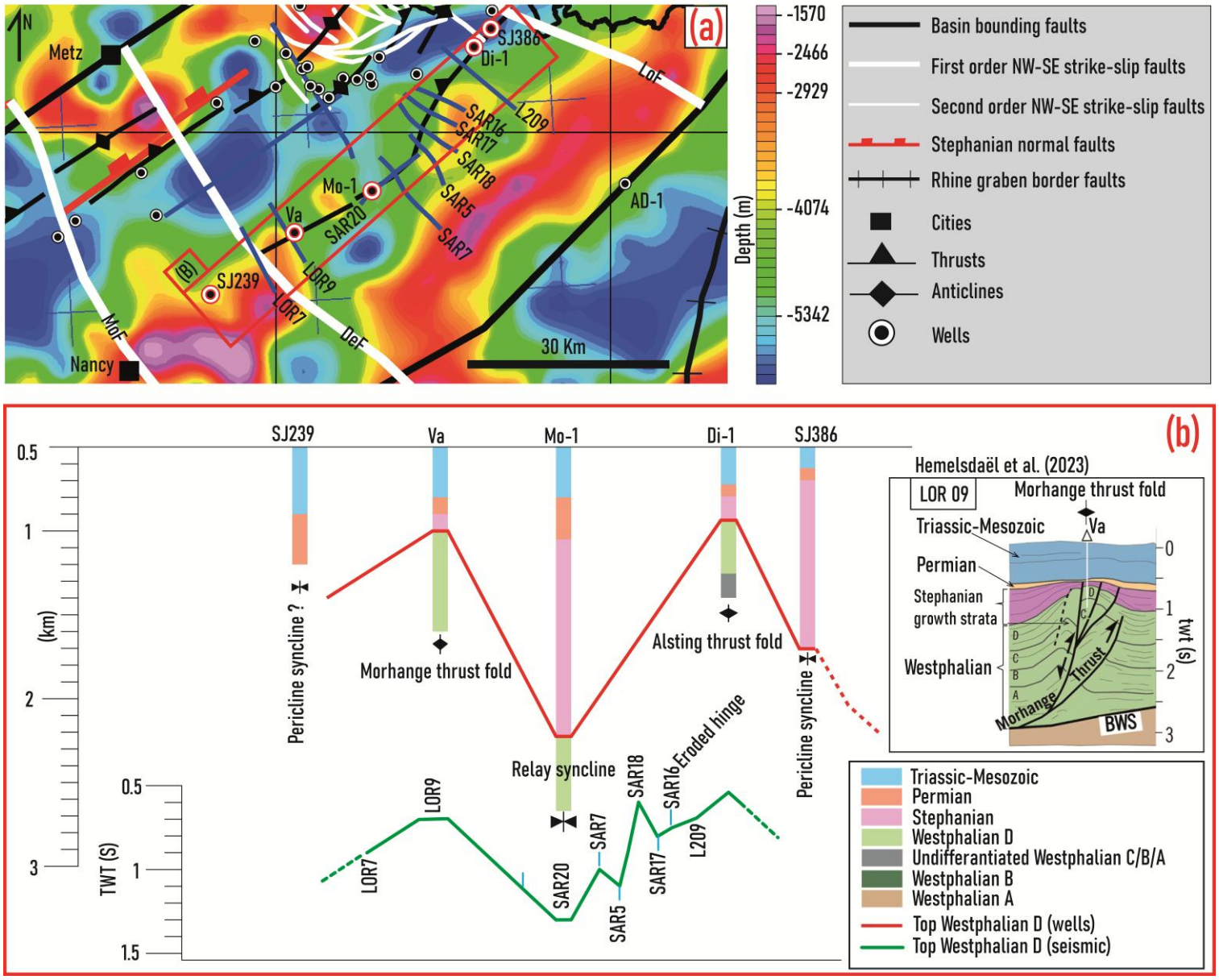


Figure IV.2.12 : (a). Top basement map showing the position of the wells and seismic lines presented in b. (b). Two-Way-Time (from seismic) and depth profile of the Top Westphalian D from the Alsting to the Morhange thrust-folds highlighting also the Morhange growth syncline between the two thrust-folds.

IV.2.7.2.3 The NW-SE faults

The role of NW-SE faults in the Permian and Stephanian sequences thickness variations have been largely been described in the LCB and SNCB (Pruvost, 1934; Engel, 1985; Stollhofen, 1998, Donsimoni, 1981, Becker and Schäfer, 2020, 2021; Hemelsdaël *et al*., 2023). The only seismic lines in our dataset that can image such faults are the SAR20 and the RE04 as they are oriented perpendicular to their orientation. For the Permian sequence, the two lines show that the strata drape the folded and thrusted Carboniferous strata and are not controlled by any visible NW-SE faults. Regarding the Stephanian sequence, the RE04 line (**Figure IV.2.11b)** highlights the presence of NW-SE syn-sedimentary normal faults in the Lower Stephanian under the **ISU**.

However, it is difficult to assess the syn-sedimentary activity of the LoF and the DeF only with well data. The SJ239 located between these two faults (**Figure IV.2.4a**), show a 300 m thick Permian sequence (**Figure IV.2.7**). This high thickness might indicate the effect of one of these faults. Yet, the well is in a syncline which can explain a high preservation of the Permian sequence. Likewise, even if the SJ244 shows a thicker (120 m) Permian than the SJ234 (10 m) (**Figure IV.2.7**), it is difficult to relate this high thickness to the fault activity since the SJ244 is in a relay syncline (**Figure IV.2.4a**). Moreover, the SJ234 is located at the PaMTF hinge, which underwent an important erosion which can explain the low Permian thickness (10 m). This erosion may explain the absence of the Stephanian sequence in this well. Therefore, the presence of such faults and their role in thickness variation is much localised in the LCB.

IV.2.7.3 Tectono-sedimentary evolution of the Alsting thrust-fold.

Considering that there is no thickening of the Westphalian strata along the thrust, any visible preserved normal throw, and considering the geometry of the thrust, the Alsting thrust-fold is interpreted as a fault-propagation fold. The fact that its thrust soles out within the Westphalian (at 2.2s twt) sequence may indicate a thin skin-deformation.

The SAR 7 (**Figure IV.2.10**) on which the Westphalian-basement interface is better imaged (at 3s) shows no deformation of the basement, supporting our suggestion of a thin-skin deformation style. Furthermore, as regard to the timing of the Alsting fold, the drape sequence that deposited after the **ISU** development leads to conclude that the fold formed during the Early Stephanian. Therefore, a tectono-sedimentary evolution of the Alsting thrust fold is proposed on **Figure IV.2.13**.

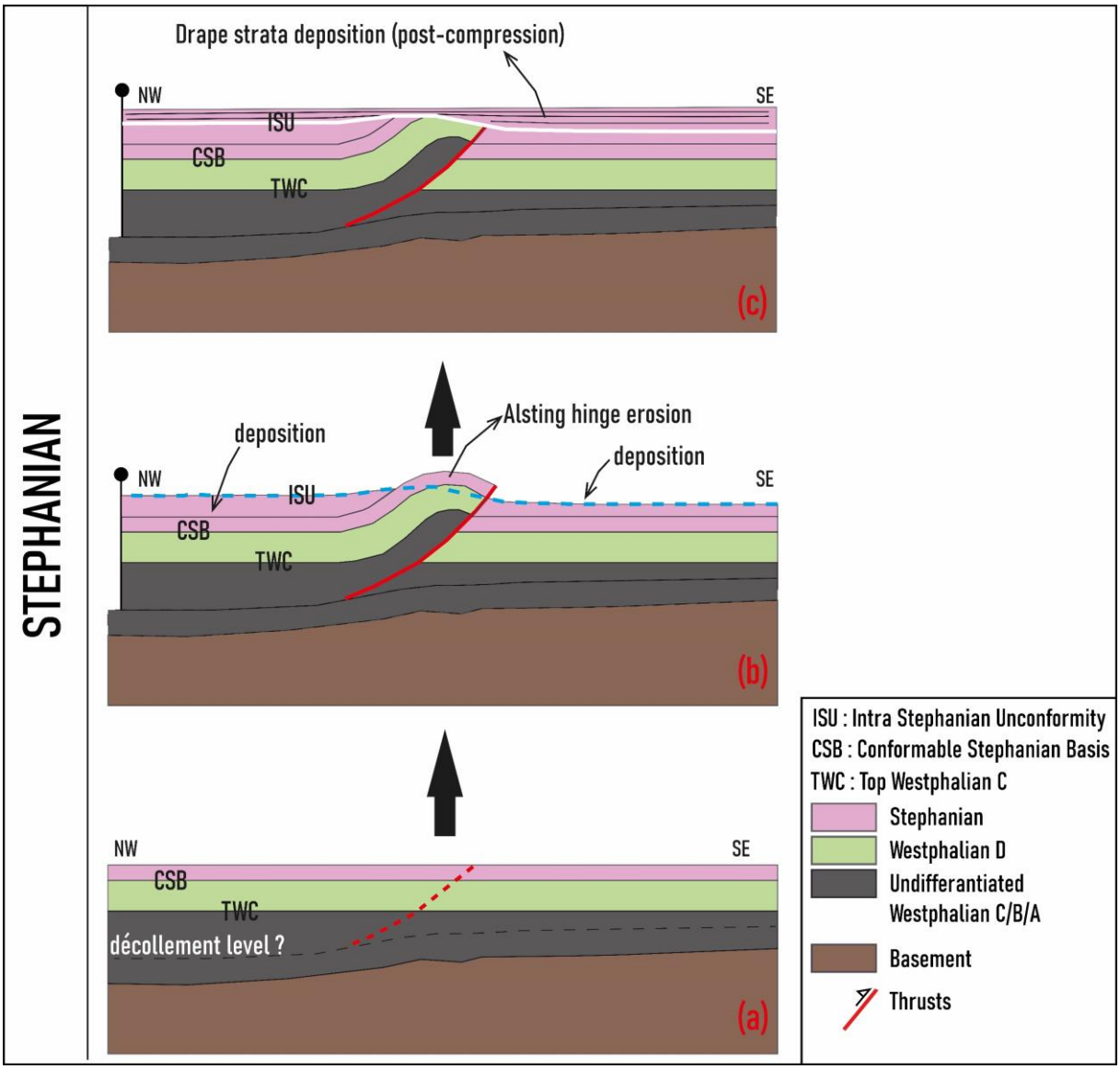


Figure IV.2.13 : Proposal of the Alsting thrust fold tectono-sedimentary evolution. The cross-sections are not in scale. (a) Continuous deposition from the Westphalian until the Early Stephanian lower sub-sequence. (b) thrusting and folding of the Westphalian-Stephanian sub-sequence leading to the formation of the Alsting thrust fold and its subsequent uplift and erosion. (c)Subsidence and deposition of the Upper Stephanian sub-sequence as drape strata.

After a continuous sedimentation from the Westphalian until the Early Stephanian, the LCB was affected by the Variscan compression leading to the formation of the Alsting thrust fold (**Figure IV.2.13a**). The Alsting hinge was uplifted to the surface and underwent an important erosion leading to the **ISU** formation (**Figure IV.2.13b**). The sediment eroded probably nourished the back limb and fore limb synclines. Later, sedimentation resumed, and the fold was draped by the Stephanian upper sub-sequence (**Figure IV.2.13c)**. The fan-shape geometry of these strata (**Figure IV.2.10b**) suggest that sedimentation took place during the of the fold (Suppe et Medwedeff, 1990; Suppe *et al*., 1992; Ford *et al*., 1997; Butler *et al*., 2019). Yet, this scenario must be investigated further since the fan-shape geometry is not observed on all the

crosslines which rather suggest a post-compression deposition (drape strata). Nevertheless, our intra-Stephanian compression inferred fits with the proposal of Engel (1985) and Hertle and Littke (2000) who suggested that the Saarbrücken and the Simon thrust-fold formed during a Stephanian compression. This compression event corresponds to the Franconian compressional phase during the Stephanian or at the Stephanian-Autunian boundary (Stille, 1920; Pruvost, 1934; Kneuper, 1964; Gebhardt *et al*., 1991). Thus, the Stephanian period was not governed by a global extension as proposed by many authors before. The formation of the Stephanian half graben in the south-western part of the LCB (Hemelsdaël *et al*., 2023) might have happened during the deposition of the drape strata overlying the ISU.

IV.2.8 Conclusions

The study of gravity data has allowed to map the MHF and the top basement geometry while the 2D seismic lines and wells has allowed to constrain the tectono-sedimentary evolution of the Alsting thrust fold. These observations have led to the following conclusions:

- The MHFZ is a complex fault zone throughout the LCB and the SNCB with secondary branching faults which orientations varies laterally.
- The basement top map has shown the presence of basement highs (-1.5 km) and deeps (-6.5 km) trending NE-SW, NNE-SSW to N-S and NW-SE. The NE-SW deeps align with the piggyback and frontal synclines while the NNE-SSW align with the position of the relay synclines. Some of the NW-SE deeps align with the some of the known NW-SE Permian half-graben.
- The Alsting thrust-fold is a fault-propagation fold which formed during Stephanian. Following its exhumation, the fold underwent an erosion leading to the development of an intra-Stephanian unconformity (**ISU**) before a second phase of Stephanian subsidence.
- During this subsidence phase, the fold was sealed by drape strata (post-compressional) overlaying the ISU. However, on SAR 20 seismic line striking parallel to the thrust fold, the growth strata overlaying the ISU may suggest that the Alsting uplift was still active. This statement must be studied further.
- The combination of gravity, seismic and well data analysis has allowed to decipher a different geological history of the LCB during Stephanian and have helped to constrain the basement top structure which has received less attention until now.

CHAPITRE V - Sédimentologie, pétrographie, et diagenèse des formations détritiques du Westphalien et du Stéphanien du BHL

Ce chapitre présente les résultats des descriptions sédimentologiques, pétrographiques et diagenétiques faites sur les carottes des formations du Westphalien et du Stéphanien recoupées par les forages Folschviller (Fols-1A), Diebling (Diebs-1), Saulcy (Suy-1), Lorette (Lrt-1), et Coume 15/8 (Partie). La partie sédimentologie présente les différents cortèges sédimentaires et les environnements de dépôts associés définis à partir de l'interprétation conjointe des carottes, des signaux diagraphiques, des descriptions pétrographiques et géochimiques. L'étude pétrographique présente de manière détaillée la minéralogie des grains des grès et des conglomérats ainsi que celle des phases des ciments diagenétiques présents dans leur matrice. Ces éléments permettent de discuter de la dynamique des dépôts sédimentaires, des sources d'apports de sédiments, de la nature et de la chronologie des processus diagenétiques dans ces faciès.

Collaborateurs sur la partie sédimentologie :

1. Salim ALLOUTI (PhD)
2. Gireau BOUMBOUET : Stagiaire M2 à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG) – du 02 Mars au 24 Juillet 2020.
3. Mohammed AIT SLIMANI : Stagiaire M1 à l'université de Lorraine – du 19/04/2021 au 21/05/2021

V.1 Sédimentologie

V.1.1 Séquences sédimentaires et paléoenvironnements dans le Westphalien

Les logs synthétiques des forages étudiés (**Figure V.1.1, Figure V.1.2**) montrent l'évolution verticale de ces environnements. Ces logs mettent en évidence dans le Westphalien, des environnements de dépôts entièrement associés aux des systèmes fluviatiles continentaux. Les Westphalien B, C, et D décrits dans les forages Folschviller 1A, de Diebling 1, de Saulcy 1, et de Lorette 1 sont dominés par des dépôts alluviaux/fluviatiles en tresse, de chenaux fluviatiles méandriformes, des plaines d'inondation marécageuse, et de dépôts de crevasse splays (dépôts de débordement de chenaux). Ces résultats sont similaires aux études antérieures dans le BHL-BHSN (Fleck *et al*., 2001 ; Izart *et al*., 2005). Les caractéristiques qui ont conduit à l'interprétation de chaque séquence sont décrites ci-après.

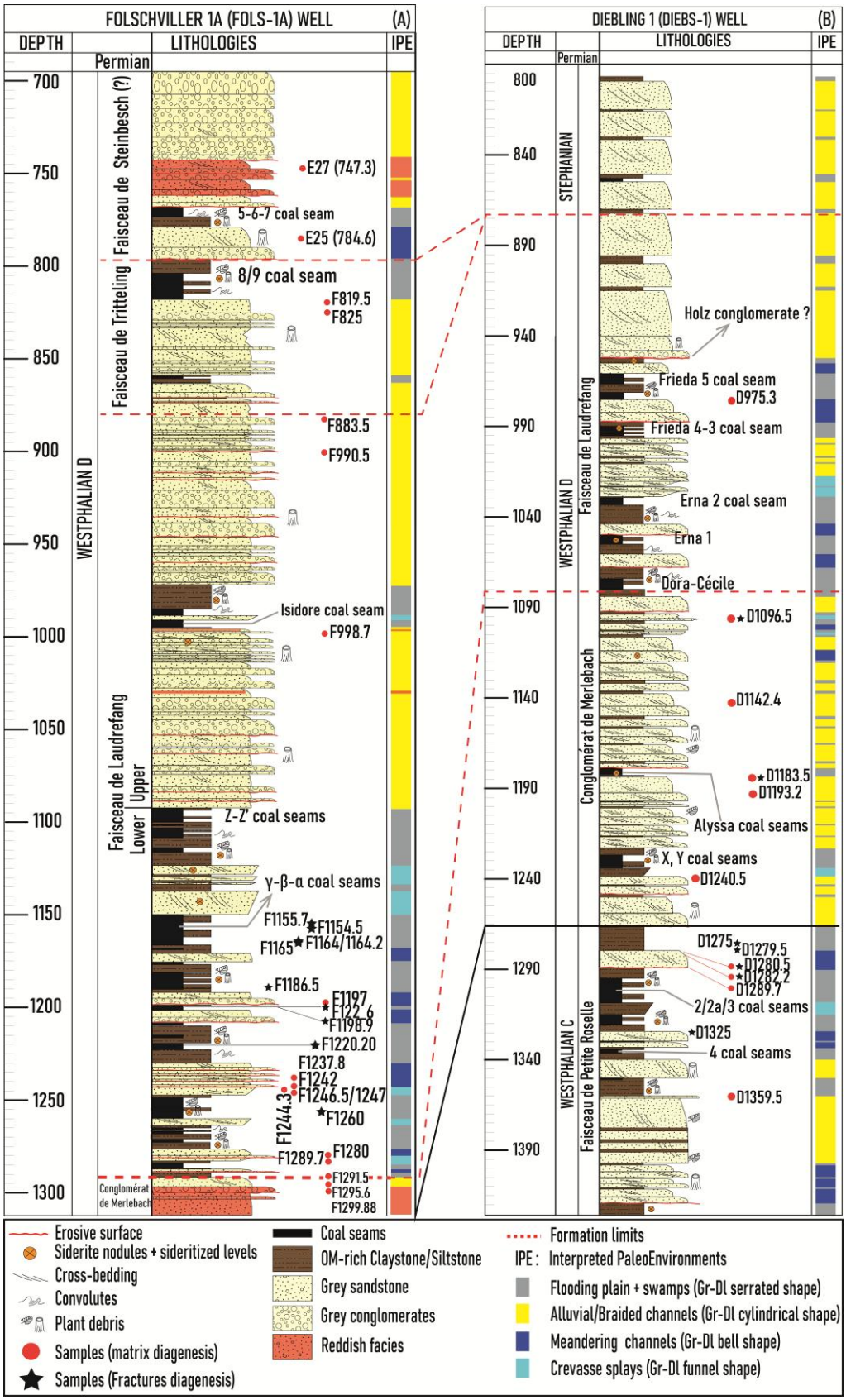


Figure V.1.1 : Log sédimentaire du forage Folschviller 1A et du forage Diebling 1 montrant l'enchainement vertical des paléoenvironnements interprétés. Sont reportés sur le log, le code couleur associé à chaque environnement de dépôt interprété, les positions des échantillons prélevés pour l'analyse pétrographique et l'analyse de la fracturation. La position des faciès rougeâtres est aussi reportée.

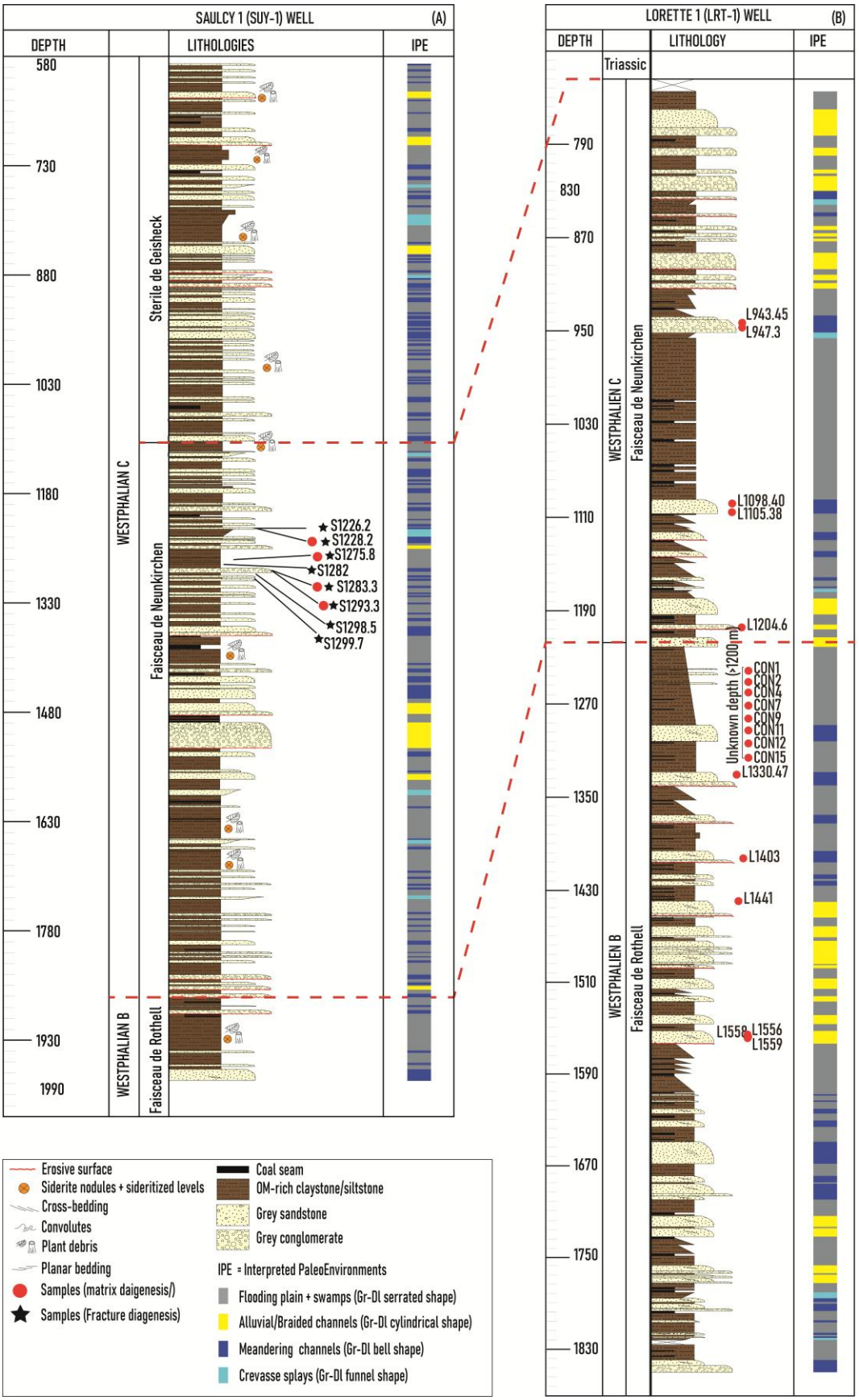


Figure V.1.2 : Logs sédimentaires des forages de Suy-1 (A) et de Lrt-1 (B) avec les sous-étages, les formations, les lithologies, l'enchainement vertical des paléoenvironnements interprétés, et les positions des échantillons prélevés pour l'analyse pétrographique et l'analyse de la fracturation.

V.1.1.1 Séquence de faciès fin silto-argileux et charbonneux

Leurs signaux diagraphiques sont représentés par des formes du signal de Gr-Dl dites serrées (**Figure V.1.3A**), avec des valeurs de Gr>150 API, un maximum de 300 API, et des valeurs de Dl qui varient entre 2, et 2, 7 $g.cm^{-3}$. Les épaisseurs des séquences sont de quelques centimètres à plus de 10 m. Ces séquences sont constituées d'une alternance entre des siltites, des argilites, des charbons, avec les différents faciès intermédiaires entre ces trois pôles (**Figure V.1.3B**). Les charbons, sont caractérisés par des Gr comprises entre 40 et 55 API. Cette faible valeur de gamma-ray est due à leur forte teneur en matière organique qui est faiblement radioactive. Le passage d'un faciès détritique (siltite, grès et conglomérat) vers un charbon se traduit par une chute brutale de densité jusqu'à 1,2 g/cm^3. Cette faible densité des charbons est liée à la faible densité de la matière organique mais également à cause de la présence des fractures ouvertes. En l'absence de carottes, les chutes de Dl est le critère le plus fiable pour identifier les couches de charbons. Les niveaux de siltite et d'argilite sont caractérisés par un gamma-ray élevé, et une densité plus élevée à cause de leur compaction ou de leur cimentation.

Concernant les figures sédimentaires et diagenétiques, on observe des stratifications obliques et des nodules de carbonates rougeâtres (**Figure V.1.3C**), des structures de déformations plastiques des sédiments (**Figure V.1.3D**), des fossiles de plantes (**Figure V.1.3E**), et des franges de cimentation rougeâtre de taille variant entre 2 et plus de 20 cm dans les siltites/argilites et associés aux niveaux de charbon (**Figure V.1.3F**), où elles sont prépondérantes. Au microscope optique, ce ciment de carbonate rougeâtre est micritique (boue carbonatée) (**Figure V.1.4A et B**). Les images BSE ainsi que les spectres semi-quantitatifs EDS (**Figure V.1.4C et D**) des nodules de carbonates et les ciments révèlent que la phase carbonatée est de la sidérite pauvre en calcium et en magnésium. Leur composition chimique sera précisée dans la partie sur la diagenèse.

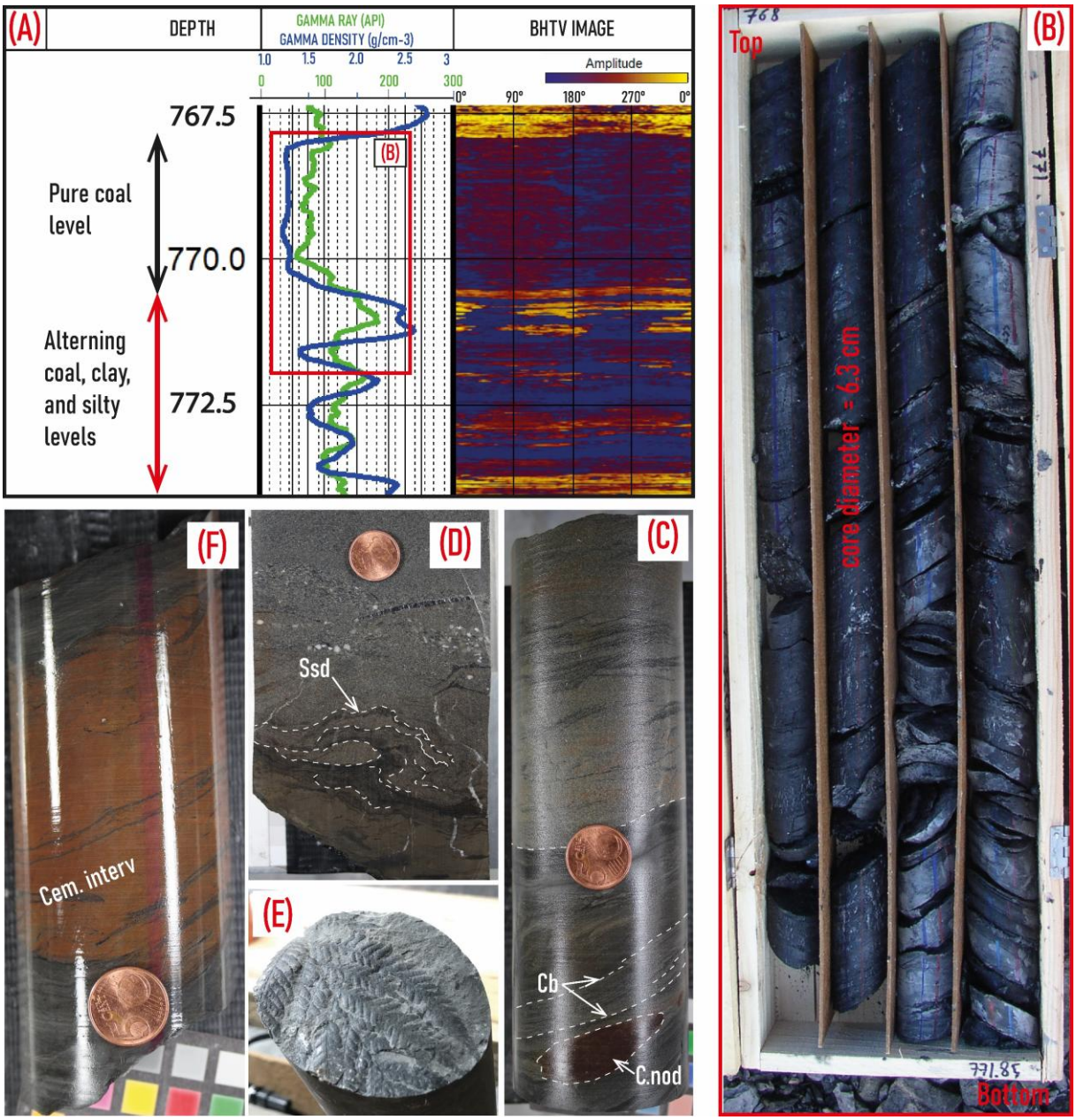


Figure V.1.3 : (A) Signal Gr-DI dit serré/dentelé caractéristique des dépôts de plaine d'inondation. (B) Intervalle carotté d'un dépôt de plaine d'inondation montrant une alternance entre siltites, argilites, charbons, et les faciès intermédiaires entre ces trois pôles (argile charbonneuse, siltite argileuse, etc.) (C) Exemples de litages obliques sombres (soulignés par de la matière organique) et claires (soulignés par des silts) dans une siltite. Notez également la présence d'un nodule de sidérite. (D) Structures de déformation plastique dans une unité de siltite cimentée par de la sidérite et surmontée par un niveau de grès fin. (E) Fossiles de plante dans une siltite. (F) Frange de cimentation par la sidérite dans une siltite. Ssd: Soft Sediment deformation; C.nod: Carbonate nodule; Cem.interv: Cemented interval; Cb: Crossbedding.

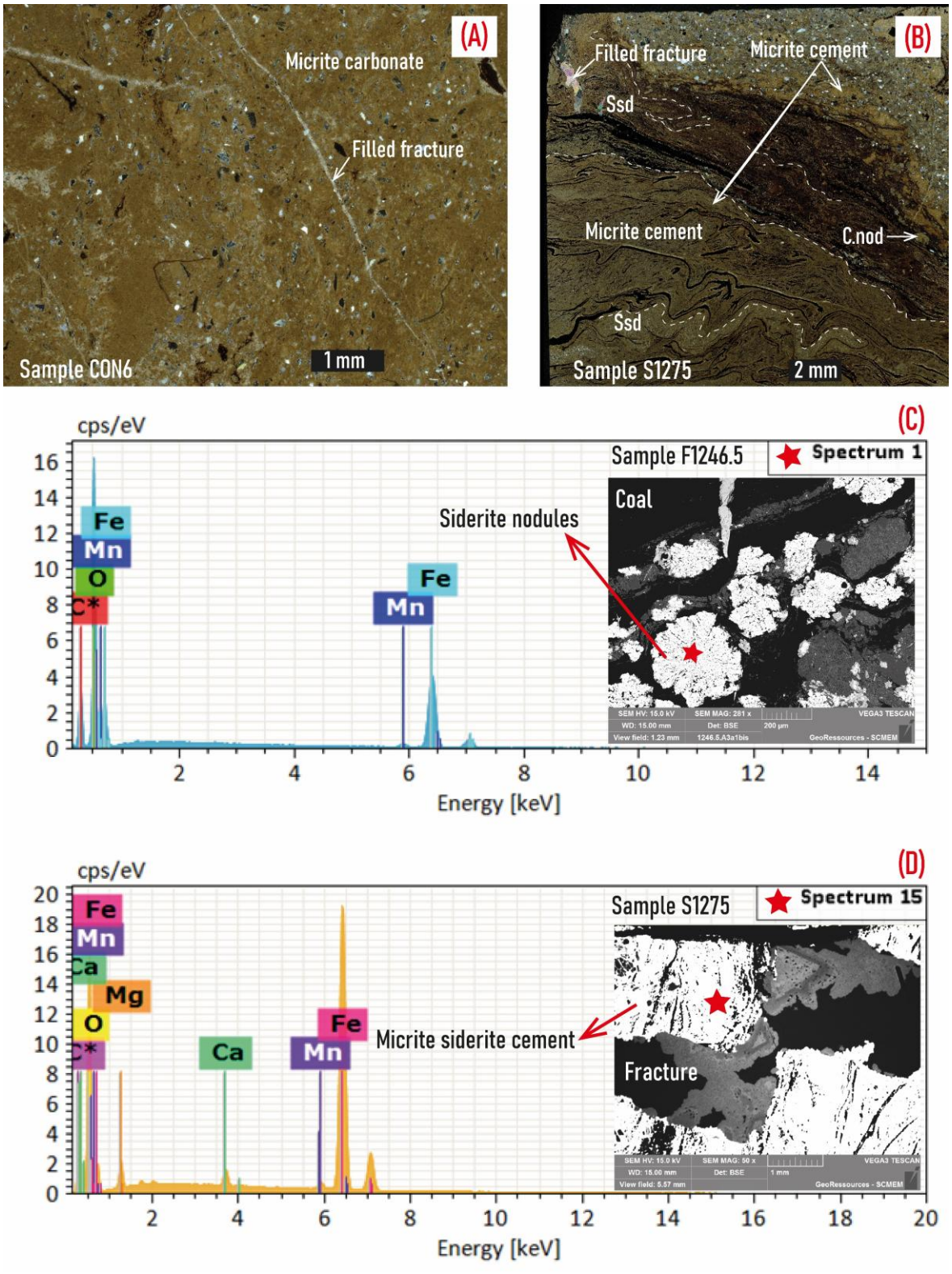


Figure V.1.4 : (A) et (B) : Image en LPA des échantillons de siltites (CON6 et S1275) complétement cimentée par de la sidérite micritique. Noter les structures de déformations plastiques et les nodules (sphérulite) de sidérite sur l'image B. (C) Image BSE et spectre EDS d'un nodule de sidérite pauvre en Ca et en Mg. (D) Image BSE et spectre EDS du ciment de sidérite micritique pauvre en Ca et en Mg. Ssd : Soft sediment deformation; C.nod : Carbonate nodule.

- **Interprétation paléoenvironnementale**

La forte présence de la matière organique sous forme de charbon, des siltites et argilites à litage horizontales, des figures d'échappement de fluides et des déformations plastiques de sédiment mous, et la présence de débris de plantes conduisent à conclure que ce cortège sédimentaire traduit un dépôt de faible énergie dans une plaine d'inondation marécageuse et saturée en eau (Miall, 2013 ; Diessel et Diessel, 1992 ; Fleck *et al*., 2001). La présence des niveaux cimentés par de la sidérite micritique et associés au charbon, interprétés comme des paléosols à sidérite dans le Westphalien le bassin de la Saar-Nahe (Quandt et al., 2024), dans le bassin du Upper-Silesia (Opluštil et al., 2019), l'absence des constructions microbienne algaires ainsi que l'absence de traces de fossiles aquatiques confortent l'hypothèse d'un dépôt de plaine d'inondation et de marécage et non d'un dépôt lacustre.

V.1.1.2 Séquence de faciès gréso-silteux

Ces séquences sont caractérisées par des formes des signaux de Gr-Dl en demi-entonnoir (ou cloche inversé) (**Figure V.1.5A**), montrant une diminution progressive des valeurs de Gr vers leur sommet. Les valeurs Gr sont similaires à celles des séquences de chenaux. Leurs valeurs de densité (Dl) varient entre 2,8 et 2,9 $g.m^{-3}$. Ces séquences se localisent souvent au-dessus des faciès de plaine d'inondation marécageuse ou sont associés à une séquence de chenal isolé dans la plaine d'inondation. Sur carotte (**Figure V.1.5B**), elles sont représentées par un cortège de séquences souvent silto-argileuses à la base qui évoluent progressivement vers des termes gréseux. La partie silto-gréseuse présente fréquemment une granocroissance vers le sommet (**Figure V.1.5B**). Ces faciès montrent des litages plans et obliques, des figures de déformations plastiques ou d'échappement de fluides, ainsi que des flaser ou de wavy bedding. La surface basale de ces séquences est souvent non-érosive.

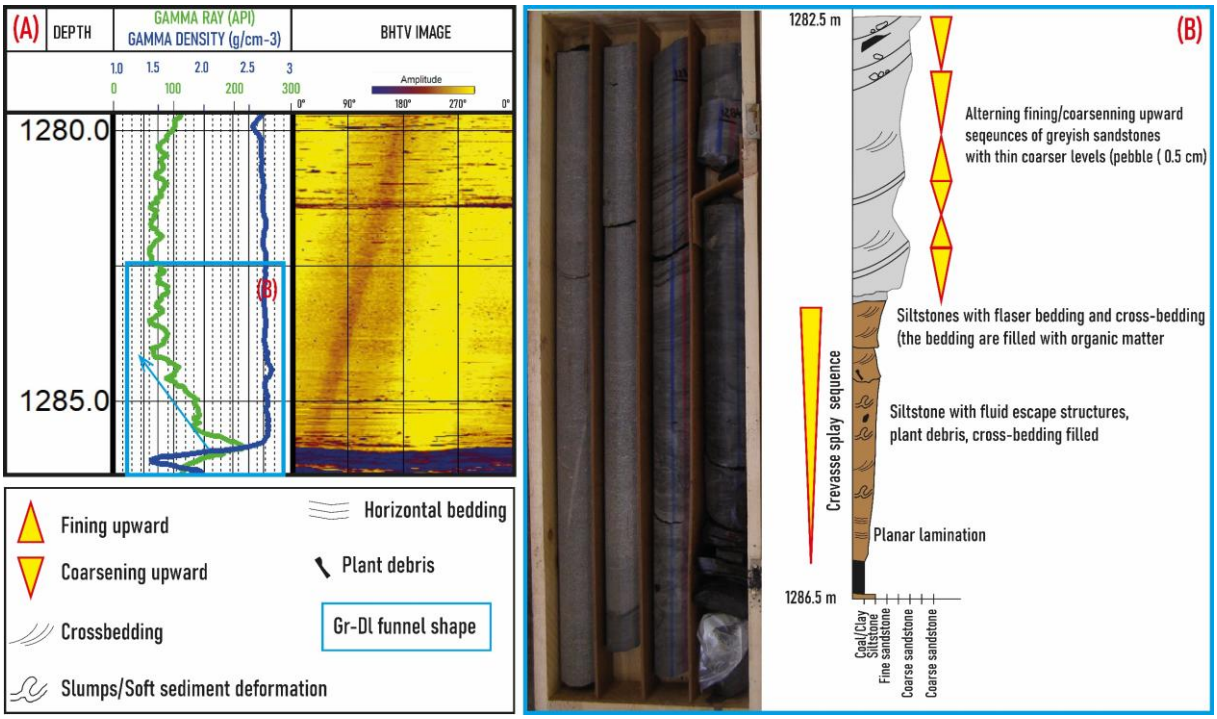


Figure V.1.5 : (A) Signaux Gr-Dl en forme de cloche inversée caractéristiques des dépôts de crevasse splays enregistré pour le forage de Folschviller. (B) Photos de carotte du forage de Folschviller correspondant à une cloche inversée observée en (A) et montrant une séquence silto-gréseuse, avec à la base des termes argilo-silteux riches en matière organique évoluant au sommet vers des termes silto-gréseux, expliquant la décroissance des valeurs de Gr vers le sommet.

- **Interprétation paléoenvironnementale**

Le tri granulométrique (granocroissance vers le sommet) et la présence de litages obliques suggèrent un dépôt plus énergétique que ceux d'une plaine d'inondation. L'absence de surface érosive conglomératique à leur base suggère un dépôt faiblement érosif par rapport aux chenaux fluviatiles. Ces séquences ont été interprétées comme des dépôts de crevasses splays, c'est à dire de débordement de rivière dans la plaine d'inondation (Fleck *et al.*, 2001 ; Izart *et al.*, 2005).

V.1.1.3 Séquences gréso-conglomératiques.

Ces séquences sont composées de deux sous-séquences. La première montre un signal Gr-Dl de forme cylindrique (**Figure V.1.6A**), avec des valeurs de Gr comprises entre 80 et 120 API, et des valeurs de densité comprises entre 2.6 et 2.8 g.cm^{-3}. L'épaisseur de ces séries est métrique à pluri décamétrique et peuvent atteindre jusqu'à 200 m. La base de ces séquences peut montrer un décalage abrupt des valeurs de Gr avec le cortège sous-jacent.

Les observations sur les carottes (**Figure V.1.6B et C**) montrent que ces cylindres correspondent à une séquence de faciès conglomératiques polygéniques massifs à grès grossiers de couleur grisâtre dont les galets sont inclus dans une matrice gréso-silteuse. Le contact abrupt à leur base correspond généralement à une surface d'érosion reposant sur des faciès de plaine d'inondation (**Figure V.1.6B**). Ces conglomérats ont souvent un aspect massif et leur structure interne montre une faible présence de litages obliques. Les galets sont arrondis à subarrondis et montrent des tailles très variables, allant de quelques mm à 5 cm pour certains conglomérats, c'est le cas notamment sur le forage de Saulcy et Lorette (**Figure V.1.6C**). Par ailleurs, des contacts concavo-convexes ou stylolitiques sont aussi observés en bordure de grains de quartzite (**Figure V.1.6C**).

Les observations microscopiques ont montré des galets de quartzite, de quartz, des phyllite (**Figure V.1.6D**). On y décrit également des intraclastes de grès et de siltite, et des feldspaths alcalins en très faible proportion. Certains de ces conglomérats, présents uniquement dans les formations du Westphalien D du forage Fols-1A présentent des teintes rougeâtres liées à la présence de ciment d'oxyde/hydroxyde de fer.

- **Interprétation paléoenvironnementale**

La forme cylindrique des signaux diagraphiques de Gr-Dl, leur mauvais tri granulométrique, la forte présence de matrice silto-argileuse entre ces galets suggèrent une chute brutale d'énergie pendant leur dépôt. Ce cortège de faciès est probablement déposé dans un contexte de cône alluvial dans une zone proximale d'un relief ou du début de fonctionnement d'un chenal fluviatile (Miall, 2013 ; Diessel et Diessel, 1992 ; Fleck *et al*., 2001 ; Izart *et al*., 2005). L'absence ou le faible développement des faciès de plaine d'inondation à l'intérieur de l'empilement de ces cylindres confirme leur caractère proximal. Les termes gréseux de ces cortèges correspondraient à la partie distale du cône alluvial, déposée par des chenaux en tresses (Izart *et al*., 2005). Cependant, l'arrondi des galets indique un long transport avant dépôt dans le bassin ou un fort recyclage de galets à l'intérieur du bassin et conduit à privilégier l'interprétation d'un système fluviatiles en tresses. La présence de faciès rougeâtres peut témoigner d'une sédimentation pendant une période semi-aride ou aride (Opluštil *et al*., 2019 ; Quandt *et al*., 2024). Cet aspect sera discuté plus en détail dans la partie diagenèse.

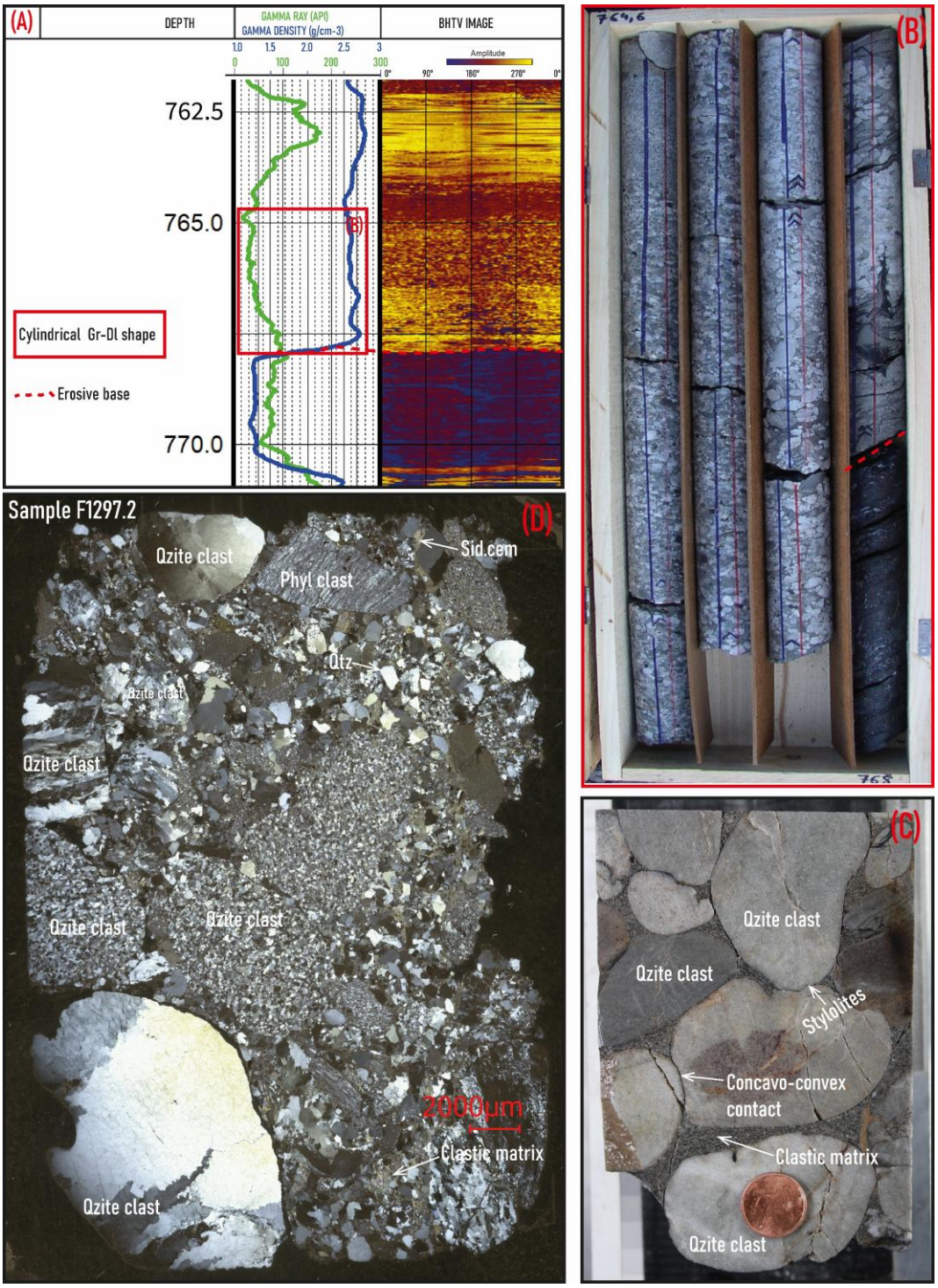


Figure V.1.6 : (A) Signal cylindre des diagraphies Gr-Dl du forage Fols-1A correspondant aux faciès alluviaux ou fluviatiles en tresse. (B) Image de carotte montrant des conglomérats polygéniques dont les galets sont mal triés et supportés par une matrice gréso-silteuse (Clastic matrix) et correspondant aux cylindres observés en (A). (C) Conglomérat prélevé à 1258 m de profondeur dans le forage Suy-1 montrant une matrice silteuse entre les galets, des contacts concavo-convexes et des stylolithes entre les galets. (D) Image LPA du conglomérat échantillonné en F1297, 2 montrant des galets de quartzite métamorphique (Qzite clast) et de phyllithe (Phyl clast). Sid.cem : siderite cement.

La deuxième sous-séquence est caractérisée par un signal diagraphique Gr-Dl en forme de cloche, c'est-à-dire dont les valeurs de gamma-ray augmentent progressivement vers leur sommet (**Figure V.1.7A**). Sur les carottes, ces cloches correspondent à des séquences gréso-silteuses de couleur grisâtre à base conglomératique érosive, avec en général une granodécroissance vers le sommet et elles se terminent souvent par des dépôts plus fins silteux et argileux (**Figure V.1.7B**). Cette granodécroissance et cette évolution vers des faciès fins silto-argileuses expliquent la croissance des valeurs de Gr. La taille des séquences varie entre 1 et 10 m.

Par ailleurs, il n'est pas rare d'observer une répétition ou empilement de plusieurs petites séquences granodécroissantes (taille centimétrique) au sein d'une grande séquence (**Figure V.1.7B et D**). Leur structuration interne montre des litages obliques, et des rides de courant 2D. Plusieurs intervalles cimentés par la sidérite micritique sont présents dans ces faciès. Par ailleurs, il existe également des termes gréseux rougeâtres dus à la forte présence d'oxyde/hydroxyde de fer (**Figure V.1.7D**).

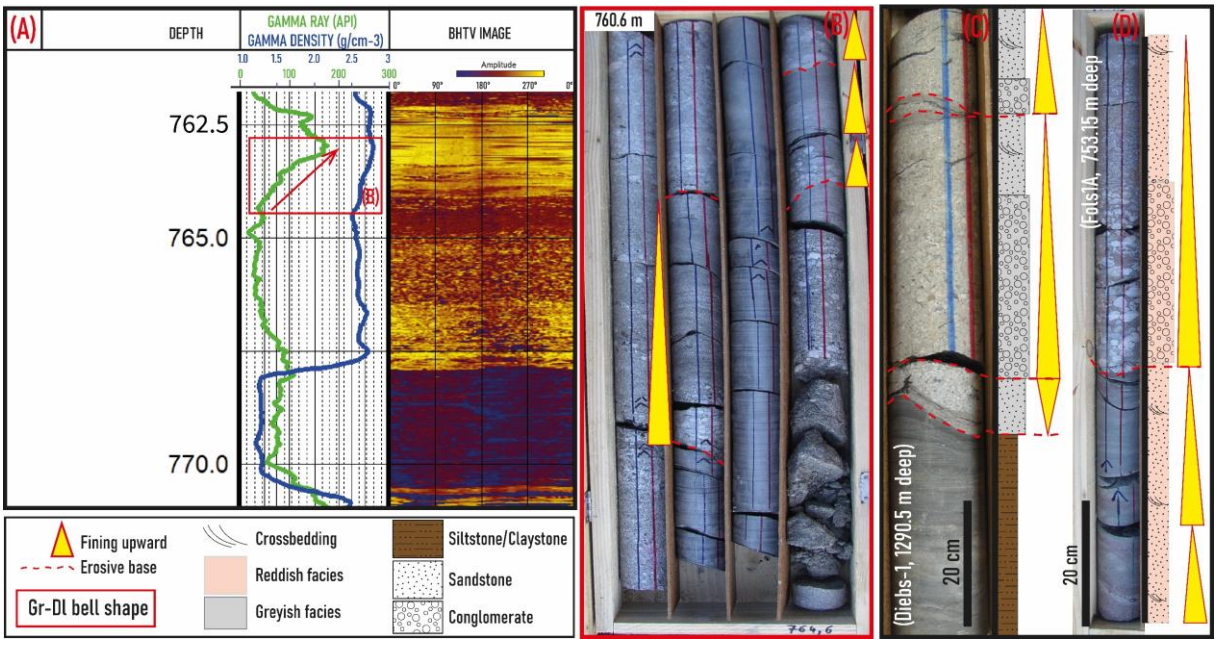


Figure V.1.7 : (A) Signal diagraphiques Gr-Dl en forme de cloche pour le forage Fols-1A et caractérisant un cortège de faciès de chenaux fluviatiles. (B) Image de carotte du même intervalle montrant des séquences de chenaux à granodécroissance vers le sommet et à base conglomératique et érosive. (C) Exemple de séquence de chenal reposant sur des siltites de plaine d'inondation. (D) Exemple de séquence de chenaux rougeâtres qui sont présentes uniquement dans le forage de Folschviller.

- **Interprétation paléoenvironnementale**

Le signal en cloche, la présence de litage obliques, des surfaces basales érosives et conglomératiques qui érodent des dépôts de plaine d'inondation (dépôts argilo-silteux et charbonneux), la granodécroissance des séquences avec terminaison par des faciès fins démontrent qu'il s'agit d'un cortège de dépôt de haute énergie, très probablement des chenaux fluviatiles (Miall, 2013 ; Diessel et Diessel, 1992 ; Fleck *et al*., 2001).

V.1.2 Séquence sédimentaires et paléoenvironnements dans le Stéphanien

Les formations d'âge Stéphanien sont décrites uniquement pour le forage de Coume 15/8 à partir des levés sur carottes (**Figure V.1.8**), qui ont montré une succession verticale des paléoenvironnements également appartenant à des systèmes fluviatiles. Les caractéristiques de chaque séquence sont présentées ci-après.

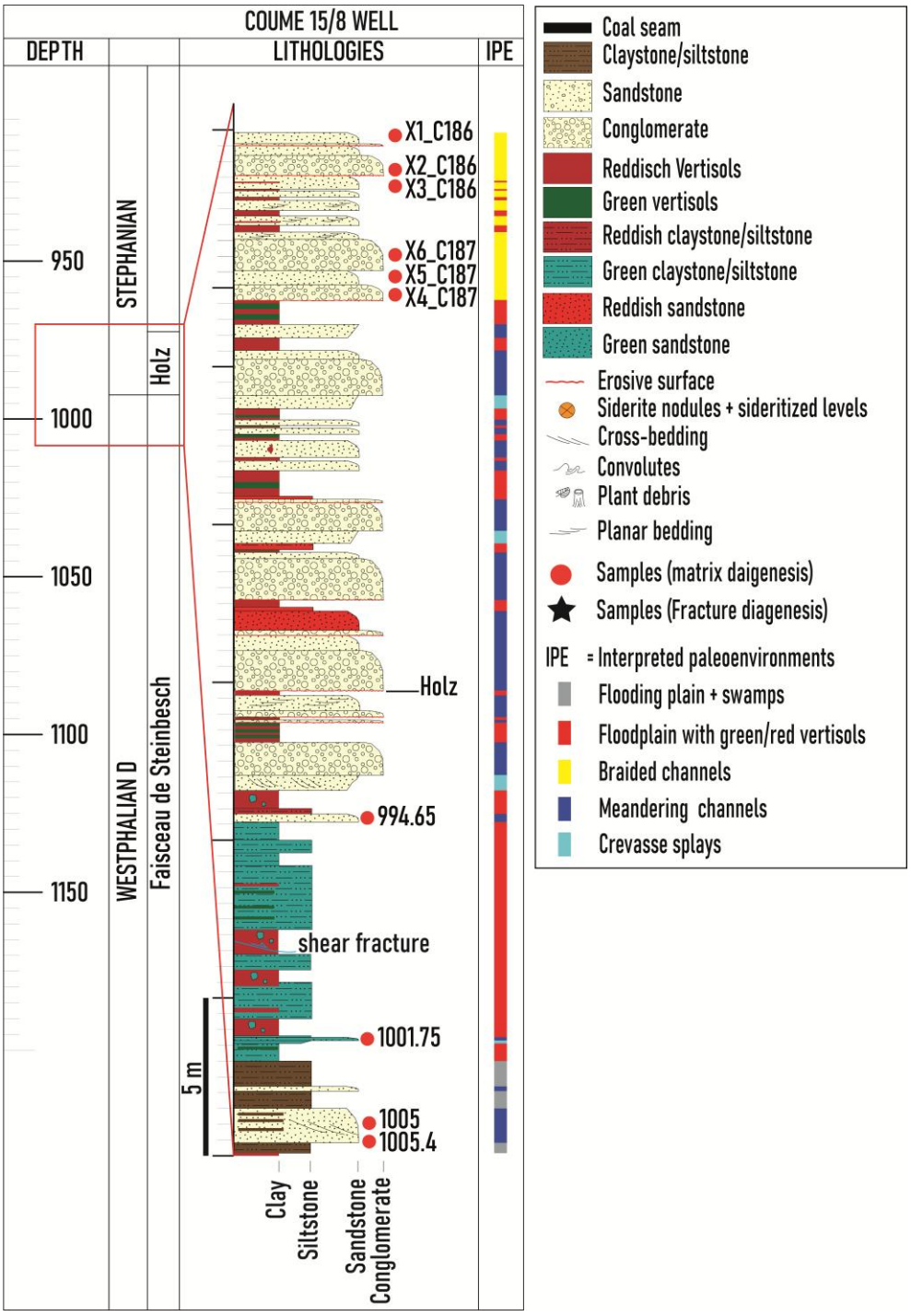


Figure V.1.8 : Log sédimentaire du forage Coume 15/8 avec les sous-étages et les formations, les différentes lithologies, l'enchainement vertical des paléoenvironnements, ainsi que les positions des échantillons.

V.1.2.1 Séquence argilo-silteux

Cette séquence est caractérisée par une alternance d'argilites rougeâtres, violacées, et verdâtres, et d'intercalations silteuses et gréseuses de même couleur (**Figure V.1.9A et B**). La couleur rouge est dominante dans toutes ces séquences. Aucun fossile de plante n'a été observé dans ces faciès. Certains termes argileux ont une structure interne dominée par les litages horizontaux (**Figure V.1.9A**), tandis que d'autres montrent une organisation interne déstructurée par la présence de fentes de dessiccation, de nodules, et de racines (**Figure V.1.9B**).

- **Interprétation paléoenvironnementale**

  La dominance des argiles et la présence d'une stratification plane suggère un dépôt calme dans une plaine d'inondation. La présence de paléosols oxydés, l'absence de matière organique, et la présence des figures de déformation plastique en faible proportion suggèrent un environnement de plaine d'inondation non saturée (Opluštil *et al*., 2019). Ces conditions oxydantes et de non-saturation sont souvent dues à une aridification ou semi-aridification saisonnière ou globale (Dzenowski et Hembree, 2012 ; Opluštil *et al*., 2019). Ces faciès rougeâtres ont été aussi décrits dans les formations du Stéphanien du bassin houiller du Upper Silesia situé dans l'avant-pays hercynien (Opluštil *et al*., 2019), et également dans le bassin de la Saale (Trümper *et al*., 2020).

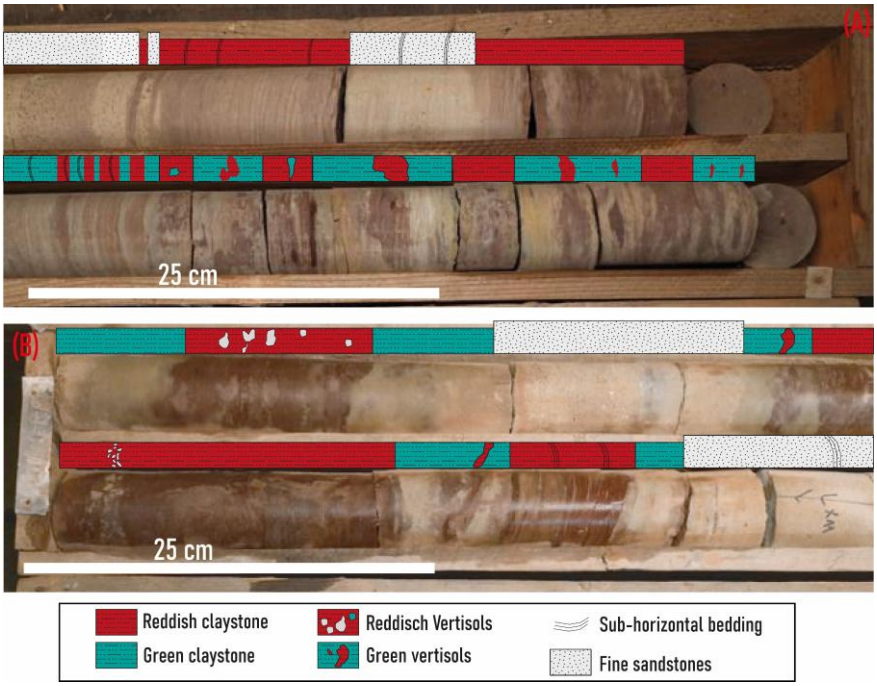


Figure V.1.9 : (A) et (B) Faciès de plaine d'inondation constitué d'une alternance d'argiles rougeâtres et verdâtres avec des intercalations de niveaux de siltites et de grès fins. Noter la présence de plusieurs paléosols dans ces séquences.

V.1.2.2 Séquence gréso-conglomératiques

Ces séquences sont constituées par des conglomérats et par des grès rougeâtres et verdâtres dont la structure interne montre une granocroissance vers le sommet, avec une base érosive (**Figure V.1.10A**). Ces séquences peuvent se terminer par les termes fins (silto-argileux) de plaine d'inondation lorsqu'elles ne s'érodent pas entre elles. Leur taille est centimétrique à métrique. Outre le granoclassement, la structure interne des termes gréseux est dominée par des litages obliques, des rides de courant 2D, tandis que les conglomérats présentent un aspect massif.

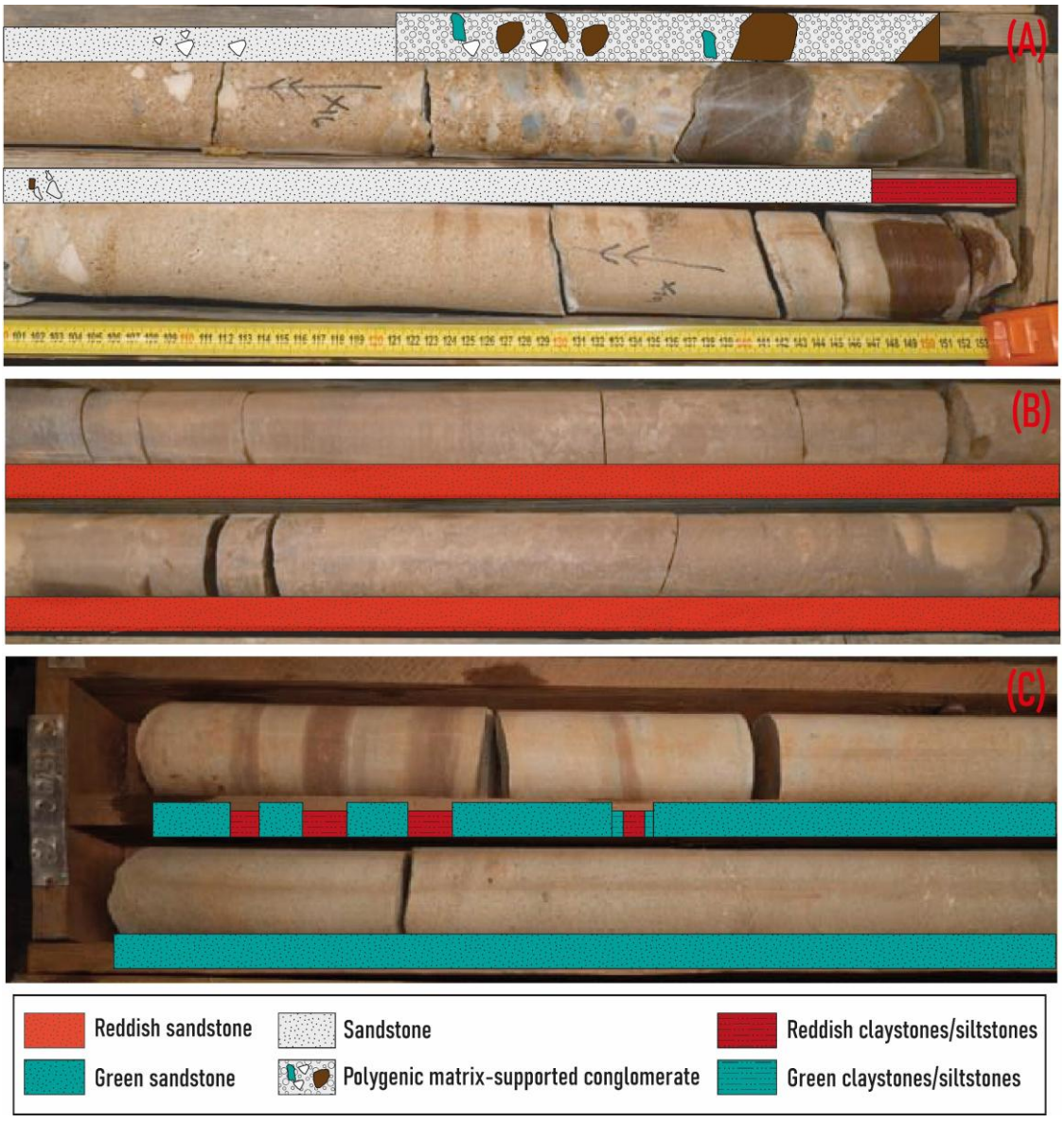


Figure V.1.10 : (A) Conglomérats polygéniques à galets supportés par une matrice et grès moyen à passées conglomératiques typiques des dépôts de chenaux fluviatiles. (B) Niveau de grès fins rougeâtres et faiblement lités qui pourraient représenter des dépôts de levée de chenal. (C) Grès moyens avec des intercalations de fins niveaux d'argilites rougeâtres et verdâtres.

- **Interprétation**

La présence de base érosive conglomératique, des litages obliques et des rides de courant suggère des dépôts de chenaux fluviatiles de haute énergie. Les termes gréseux faiblement lités pourraient correspondre aux dépôts de levées de chenaux.

V.2 Pétrographie

V.2.1 Les grains détritiques

V.2.1.1 Les clastes métamorphiques

Les clastes métamorphiques sont constitués essentiellement de quartzite et de phyllite. Les quartzites représentent les clastes les plus abondants (**V.2.1**). Dans le détail, s'observe différents types de clastes de quartzite en fonction de la forme des grains, de leur orientation, et de la géométrie de leur contact (**Figure V.2.1A, B et C**). Ces différentes textures de quartz sont liées à des différences de degré de métamorphisme et de déformation subie par les roches à leur état initial (Stipp *et al*., 2002). Les phyllites les clastes métamorphiques qui possèdent une structure feuilletée ou foliée (**Figure V.2.1D**).

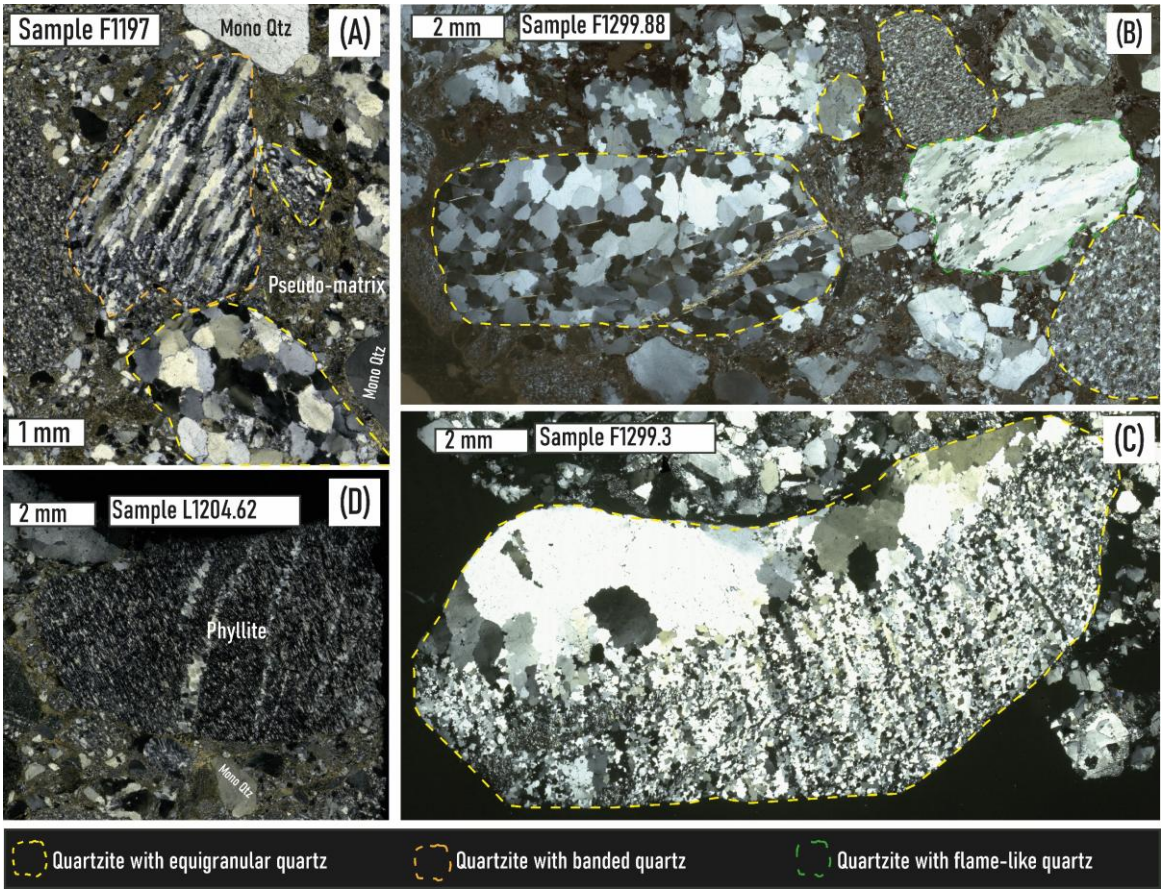


Figure V.2.1 : Différents types de clastes de quartzite observés dans les grès et conglomérats datés du Westphalien/Stéphanien du BHL. (A) Image LPA de la lame F1197 montrant un claste de quartzite à

quartz à bandes allongées et à quartz équigranulaire. Noter la présence de quartz monocristallin (Mono Qtz) et la présence d'une pseudo-matrice cimentée par la sidérite. (B) Image LPA de la lame F1299,88 montrant des clastes de quartzite à quartz équigranulaire et à quartz en structure de flamme. (C) Image LPA de la lame F1299,88 montrant un claste de quartzite à quartz équigranulaire. (D) Claste de phyllite dans la lame L1204,62.

V.2.1.2 Le quartz monocristallin

Les grains de quartz observés présentent des formes subarrondies à arrondies (**Figure V.2.1A**) et peuvent montrer une extinction totale ou onduleuse.

V.2.1.3 Les intraclastes sédimentaires

Ces intraclastes sont de forme subarrondie à arrondie, et sont de nature gréseuse et silto-argileuse (**Figure V.2.2**). Les clastes de grès ressemblent à tout point aux faciès gréseux observés pour tous les forages et ce dans le westphalien D et le Stéphanien.

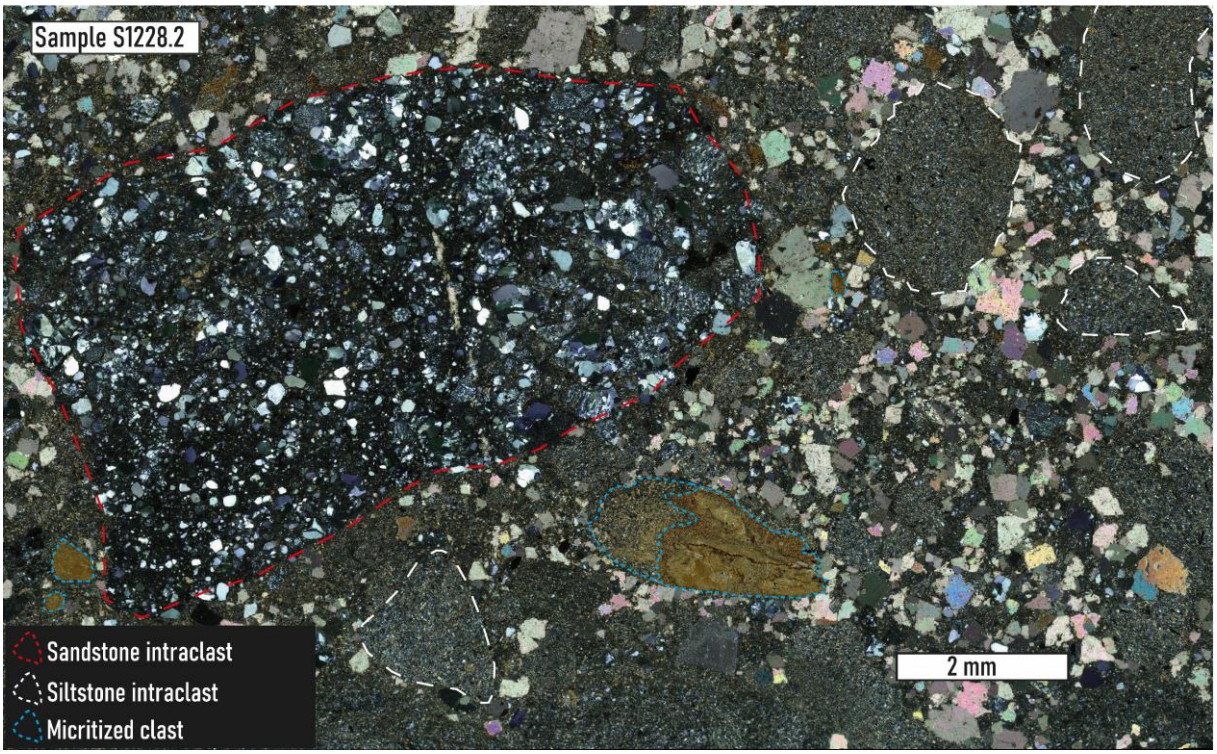


Figure V.2.2: Exemple d'intraclastes sédimentaires dans les grès et les conglomérats des formations du Westphalien/Stéphanien du BHL. Image LPA de la lame S1228,2 montrant des intraclastes de siltite (pointillés blancs), des intraclastes de grès (pointillés rouges), mais aussi des clastes complètement cimentés par de la sidérite micritique (contour en pointillés bleus).

V.2.1.4 Les muscovites et les feldspaths

Les muscovites sont peu abondantes dans les conglomérats (< 3%) mais plus abondantes (10-20%) dans les grès fins à moyens et les siltites. Elles sont souvent plissées par la compaction et altérées (**Figure V.2.3A et B**). Les feldspaths sont également peu abondants, et sont exclusivement représentés par des feldspaths alcalins. Ils montrent différents états d'altération et de remplacement par de la sidérite (**Figure V.2.3C et D**).

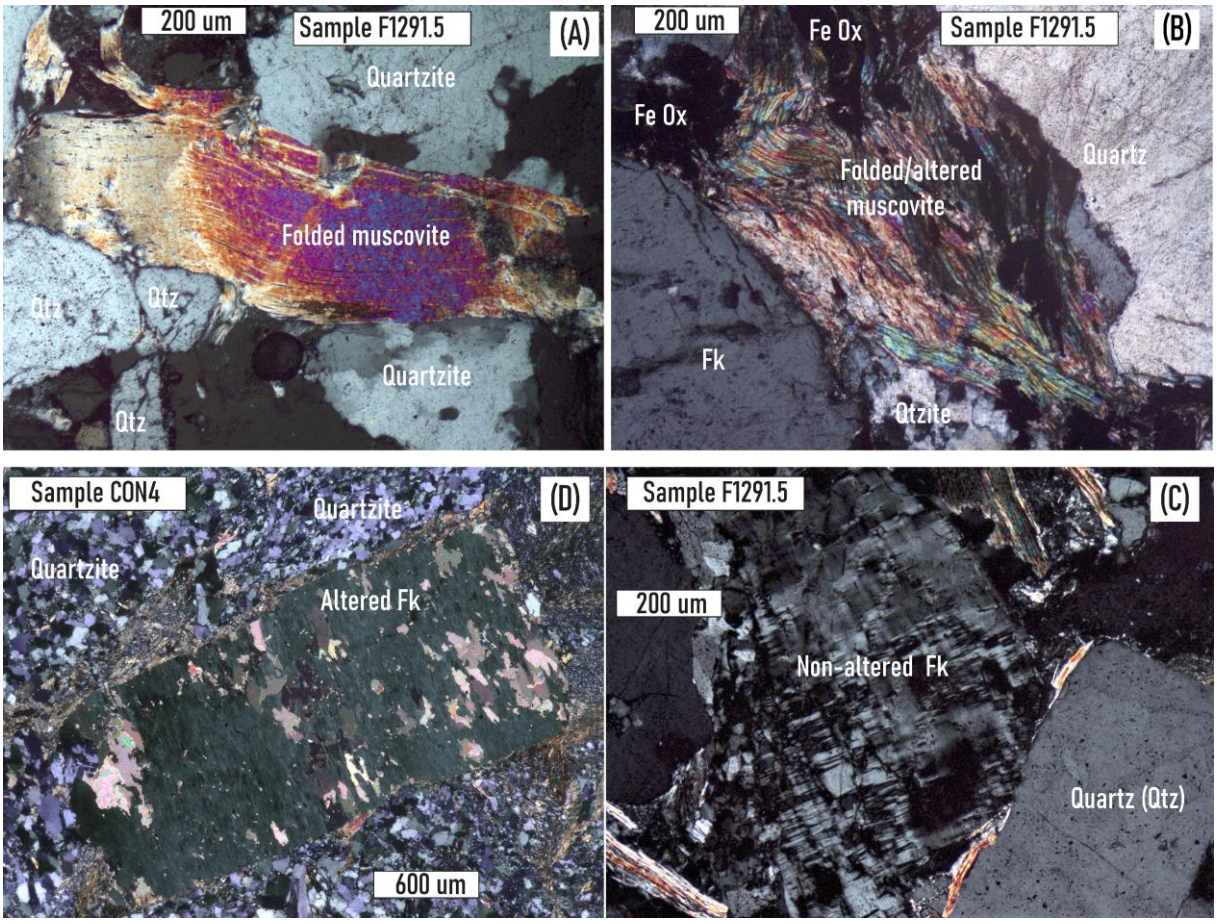


Figure V.2.3: Exemple de grains de muscovite et de feldspath observés dans les grès et les conglomérats datés du Westphalien/Stéphanien. (A)/(B) Image LPA de la lame F1295,1 montrant des grains de muscovite déformés par la compaction de grains de quartz et de quartzites plus rigides. (C) Image LPA de la lame CON4 montrant un grain de feldspath alcalin faiblement à moyennement altéré et remplacé par de la sidérite. (D) Image LPA de la lame F1295,1 montrant un feldspath non-altéré. Notez la présence d'oxyde de fer en enrobage de grains et en ciment intergranulaire dans la lame F1295,1.

V.2.1.5 Matrice détritique intergranulaire

Elle est constituée de clastes de siltite, de phyllite et de grains de muscovite plus ou moins altérés (**Figure V.2.4**). Ces clastes sont pour la plupart allongés, anguleux. Certains de ces grains sont déformés de manière plastique à cause de la compaction entre les grains principaux

(**Figure V.2.4A**). Ces critères suggèrent que la matrice s'est déposée au même moment que les grains. Morad *et al*. (2010) la qualifie de « pseudo-matrice » et l'interprète comme l'ensemble de débris des faciès fins de plaine d'inondation qui ont été érodés et transportés par les chenaux. Dans certains échantillons, cette matrice est complètement recristallisée en sidérite micritique (**Figure V.2.4B**).

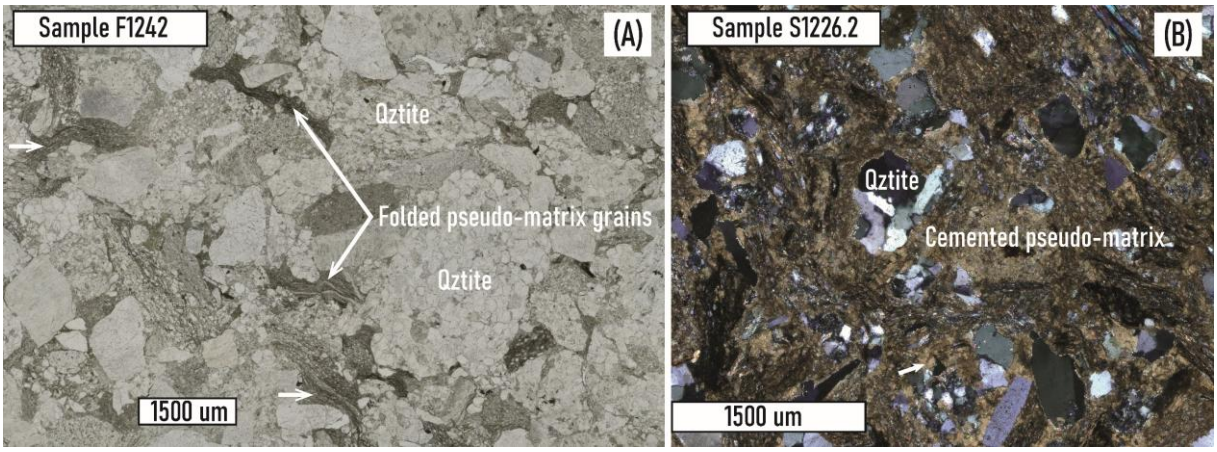


Figure V.2.4: Caractéristiques de la matrice détritique intergranulaire dans les conglomérats et les grès du Westphalien et du Stéphanien. (A) Grains de pseudo-matrice déformés de manière plastique entre les grains de quartz et quartzite (Qzite) plus rigides. (B) Pseudo-matrice cimentée par la sidérite.

V.2.2 Quantifications minéralogiques

Les **Figure V.2.5**, **Figure V.2.6**, **Figure V.2.7**, **Figure V.2.8** et **Figure V.2.9** résument les pourcentages de chaque phase minéralogique décrites sur les échantillons des forages Diebs-1, Coumes 15 8, Suy-1, Lrt-1 et Fols-1A. Les résultats montrent que :

- La quasi-totalité des échantillons analysés sont composés principalement de clastes métamorphiques (50% en moyenne), de grains de quartz monocristallin (25%), et d'intraclastes sédimentaires (5-30%).
- Les muscovites (5-20%) et les feldspaths alcalins (2-15%) constituent des phases mineures.
- Aucun claste volcanique et aucun plagioclase n'ont été trouvés dans les échantillons étudiés.
- Les conglomérats et les grès grossiers sont plus riches en quartzite alors que les grès moyens à fins sont plus riches en quartz monocristallin, en feldspath et en muscovite.
- La pseudo-matrice est présente dans tous les échantillons mais pour des proportions variables (10-73%). Elle est complètement cimentée par la sidérite micritique dans

plusieurs échantillons. Les échantillons ayant moins de 20% de pseudo-matrice ont la particularité d'être plus riches en feldspath alcalin.

En conclusion, ces résultats montrent que les grès et les conglomérats des formations du Westphalien et du Stéphanien sont composés essentiellement des clastes/grains métamorphiques et sédimentaires consolidés dans une pseudo-matrice gréso-silto-argileuse. Cette matrice est présente en proportion très variable (entre 10 et 73%) et peut être recristallisé en sidérite micritique dans certains grès et conglomérats.

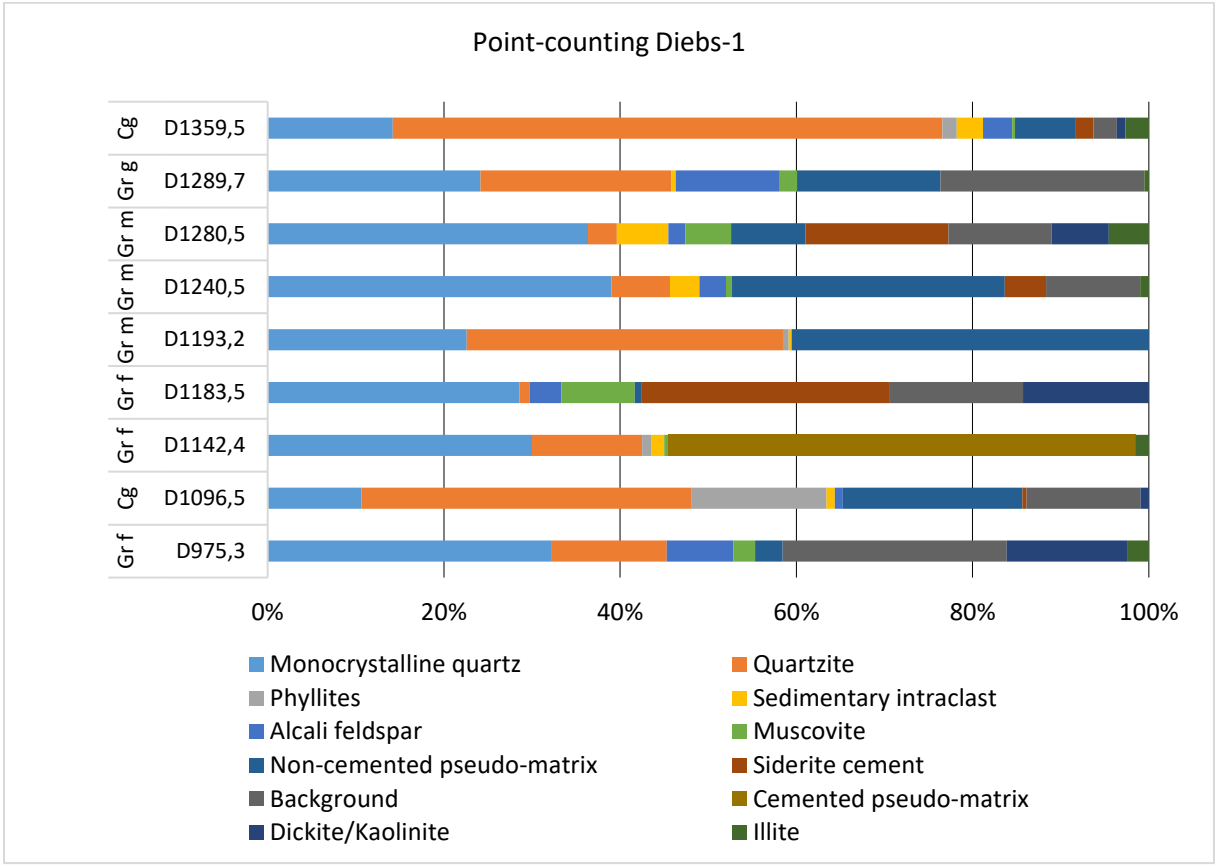


Figure V.2.5 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de Diebling (Diebs-1). Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier. La classe « Background » correspond aux vides liés aux arrachements de matière pendant la fabrication des lames mines. Pour certains échantillons, la matrice détritique entre les grains principaux est entièrement cimentée par de la sidérite micritique, rendant difficile une quantification de la matrice et du ciment. Dans ce cas, les deux ont été quantifiés ensemble en tant que pseudo-matrice cimentée

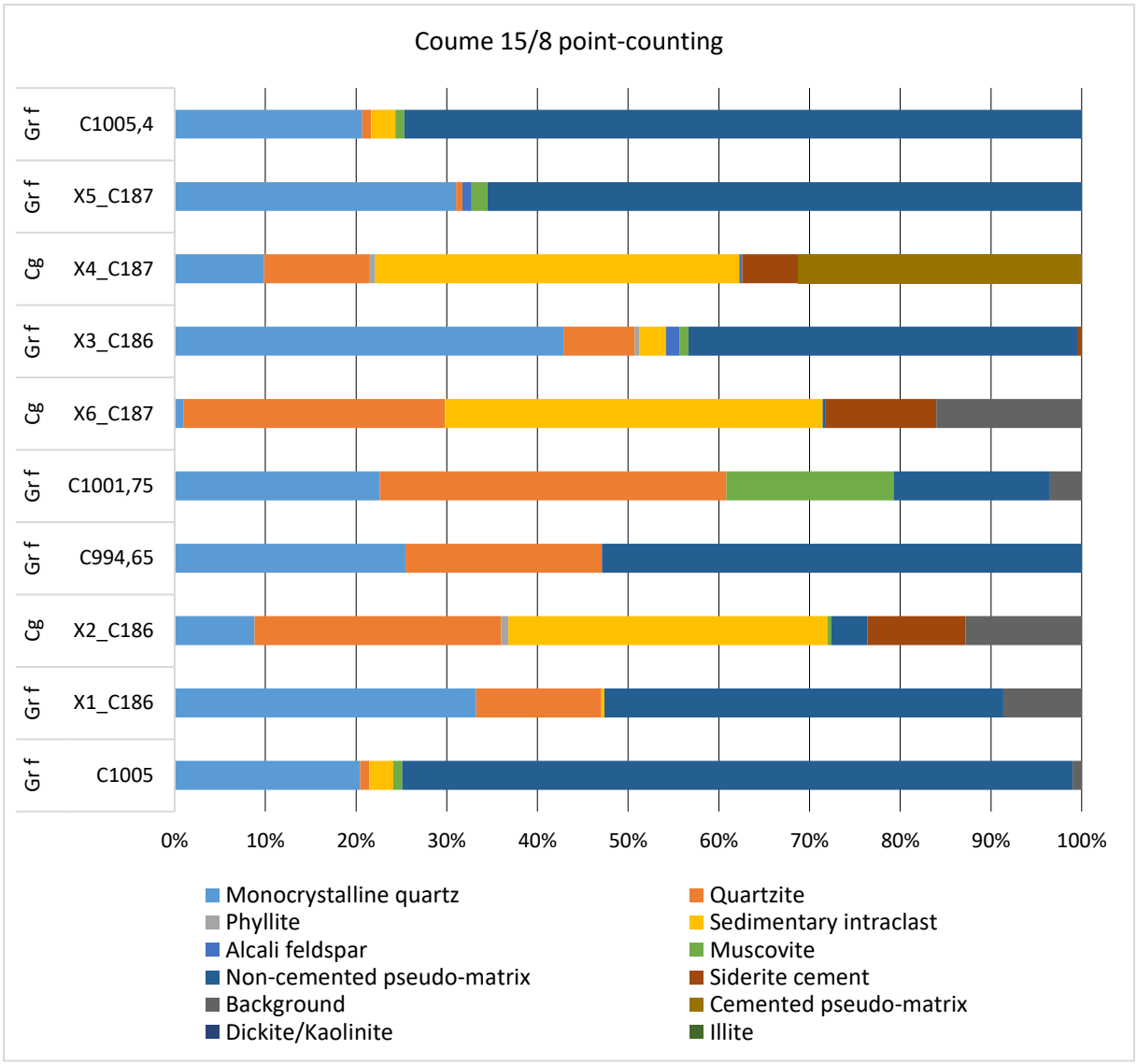


Figure V.2.6 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de Coume 15/8. Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier.

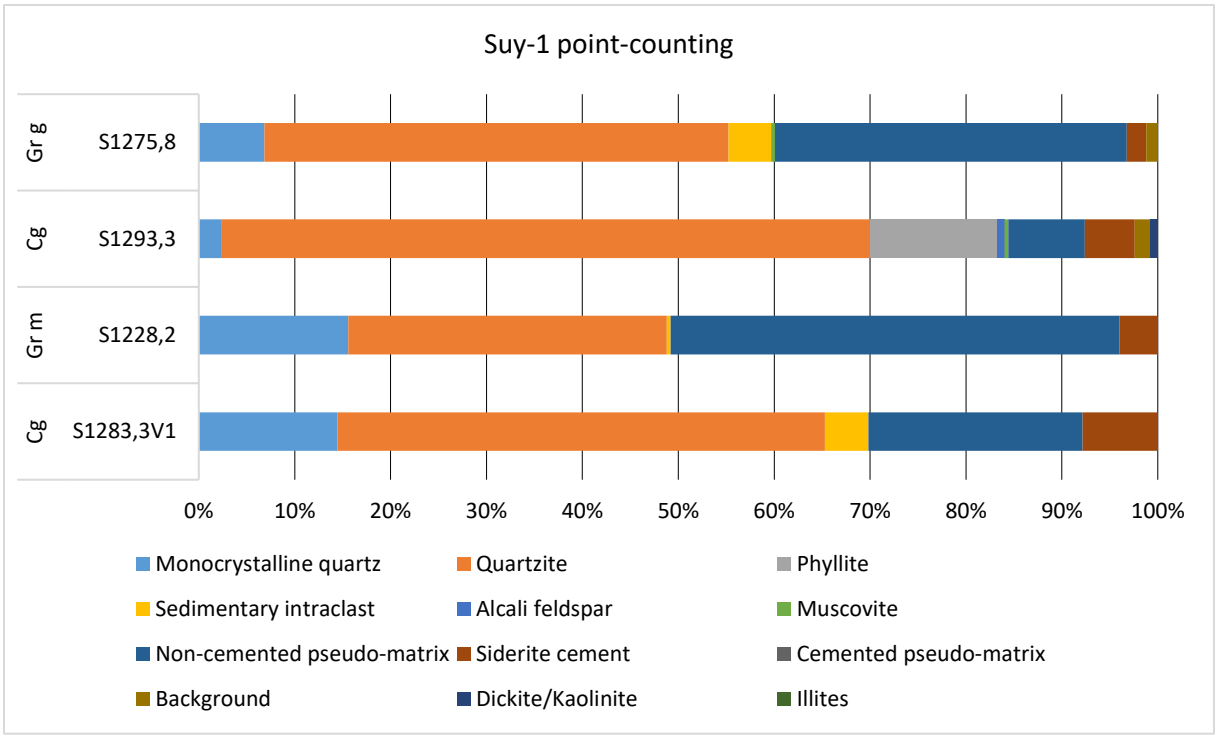


Figure V.2.7 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de Saulcy (Suy-1). Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier.

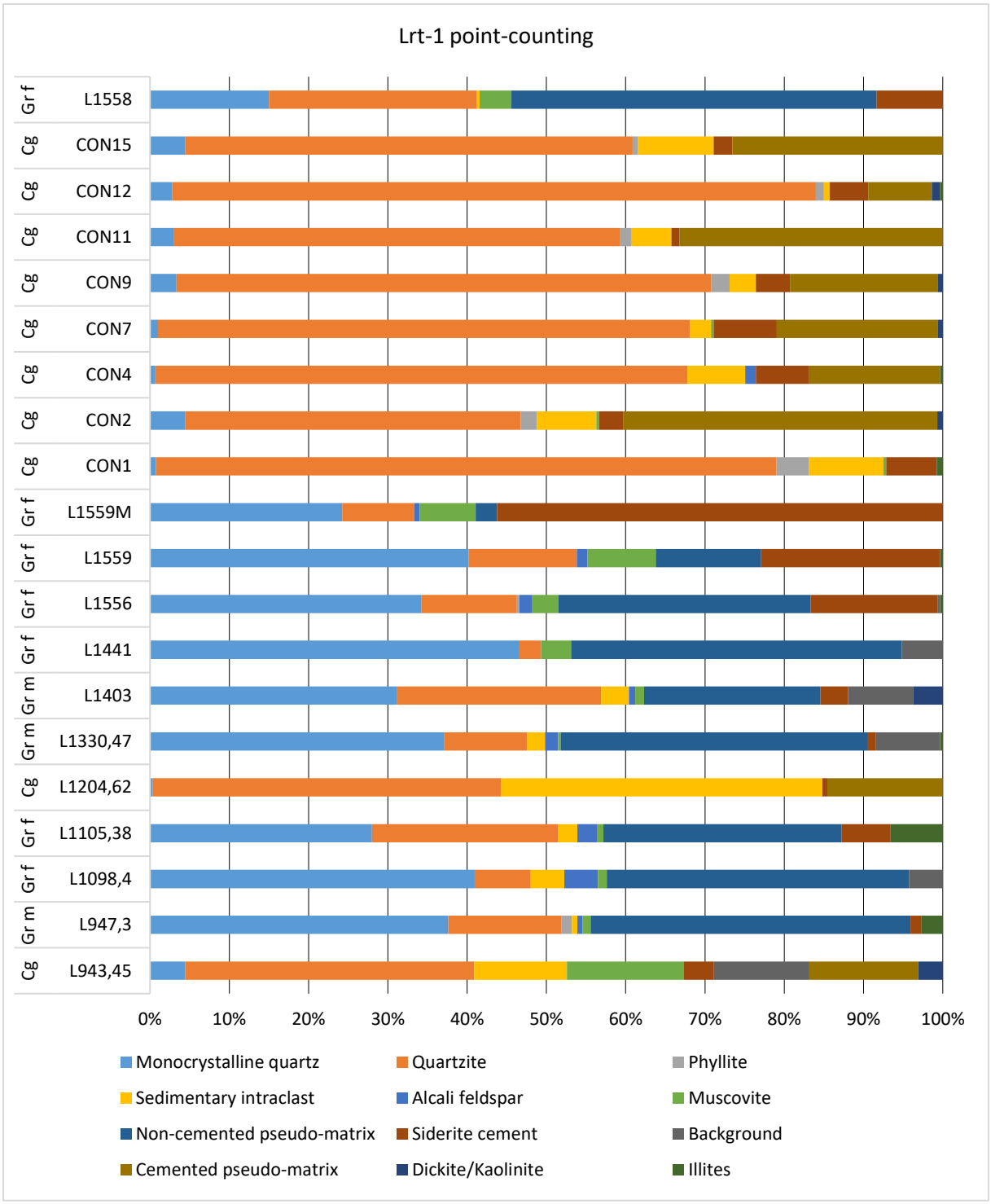


Figure V.2.8 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de LRT-1. Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier.

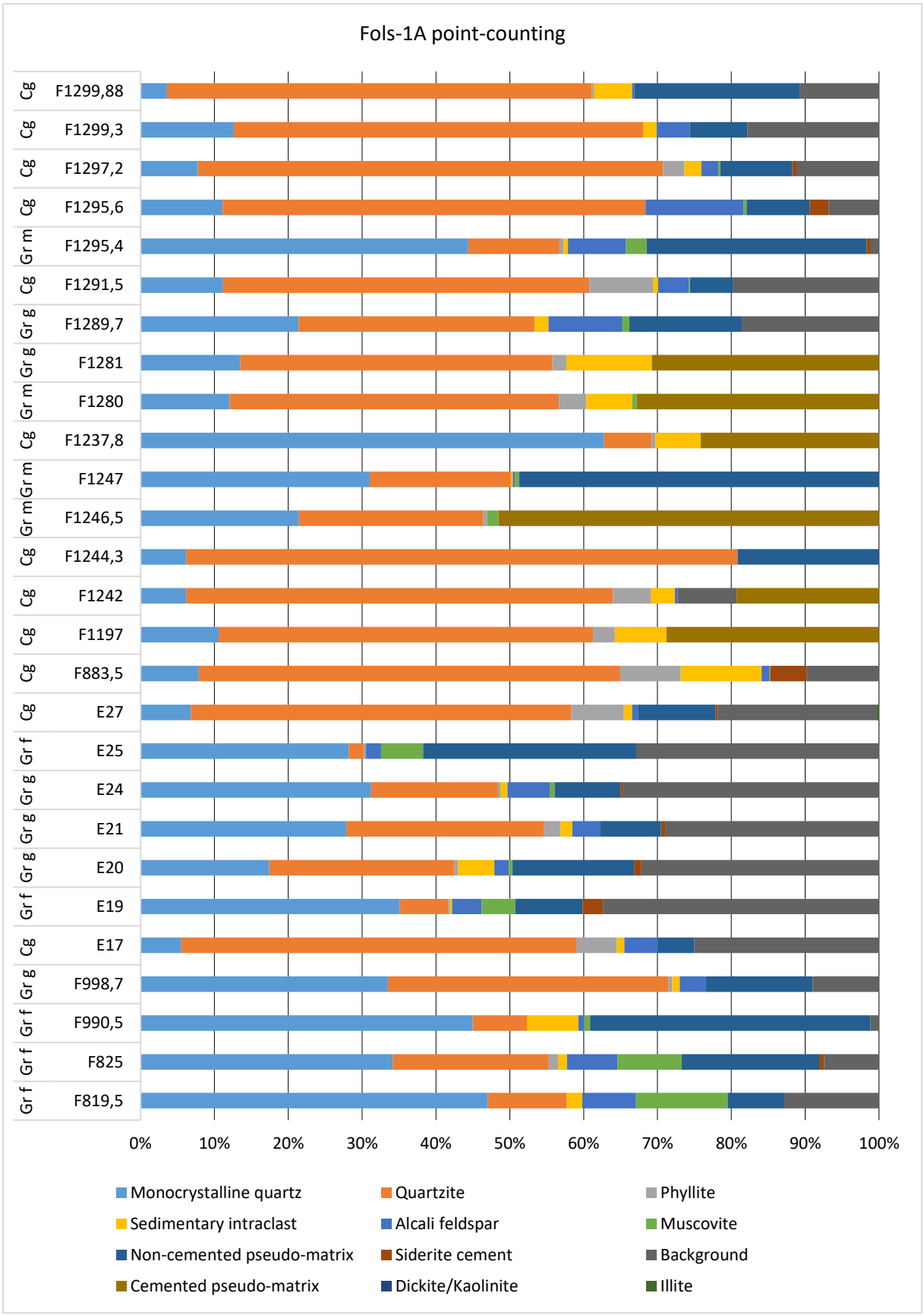


Figure V.2.9 : Proportion minéralogique des échantillons du forage de Folschviller (Fols-1A). Gr : grès ; Cg : conglomérat ; f : fin ; m : moyen ; g : grossier.

V.2.3 Classification des grès et conglomérats

Le diagramme de classification (**Figure V.2.10**) permet de classer les grès et les conglomérats du Westphalien comme des litharénites, des sublitharénites, et litharénites feldspathiques, et ceux du Stéphanien inférieur comme des litharénites et des sublitharénites. Tous ces résultats sont similaires à ceux de Zimmerle (1976) et de Quandt *et al.* (2024) pour le Stéphanien A/B du BHSN. En revanche, ces résultats diffèrent de ceux de Korsch et Schäfer (1998) qui classe les grès et conglomérats d'âge Stéphanien comme des arkoses en raison de leur enrichissement en feldspaths et en clastes volcaniques.

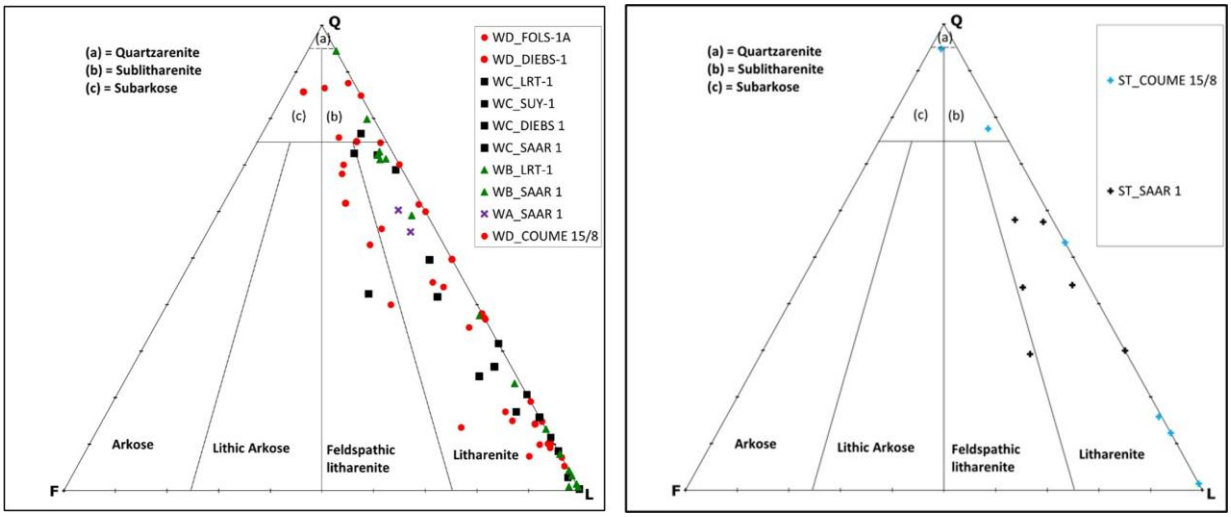


Figure V.2.10 : Diagramme de Folk (1974) des grès et conglomérats d'âge Westphalien A (WA), Westphalien B (WB), Westphalien C (WC), du Westphalien D (WD) à gauche, et du Stéphanien du BHL à droite. Les données du forage Saar-1 sont issues de Zimmerle (1976).

V.3 Diagenèse

Plusieurs types de ciments ont été observés dans la porosité mais aussi en remplacement de grains dissous/altérés. Leurs caractéristiques macroscopiques, microscopiques et géochimiques sont présentées ci-dessous.

V.3.1 L'hématite

Macroscopiquement, l'hématite souligne les litages des grès et se loge dans la matrice silto-argileuse des conglomérats polygéniques rougeâtres (**Figure V.3.1A**). Ces faciès rougeâtres n'ont été observés que dans les formations du Westphalien D de Folschviller 1A et celles du Stéphanien du forage Coume 15/8. Au microscope, l'hématite se présente sous forme d'enrobage autour des grains (**Figure V.3.1B**), et sous forme de ciment en remplissage de pores (**Figure V.3.1C**). Ses spectres Raman (**Figure V.3.1D**) montrent une absence de groupement (OH) qui confirme qu'il ne s'agit pas d'un hydroxyde de fer.

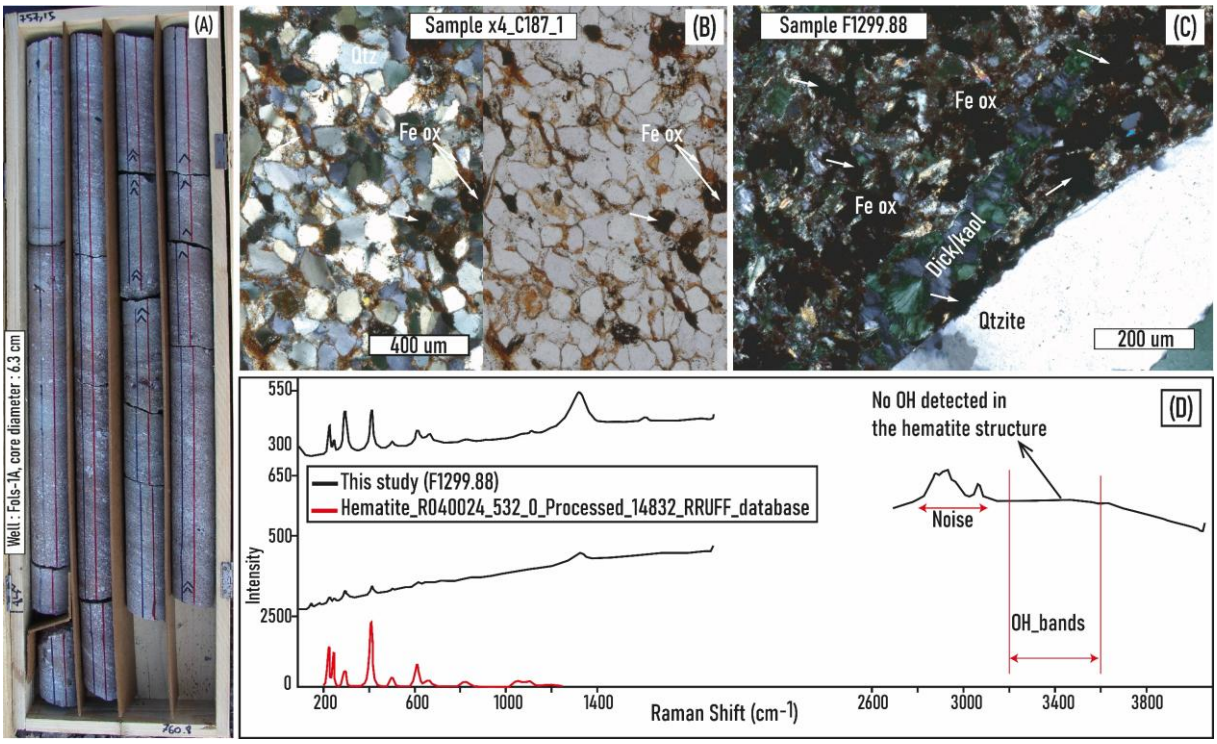


Figure V.3.1 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des oxydes de fer présents dans les faciès rougeâtres. (A) Carottes du forage Folschviller 1A montrant des grès lités rougeâtres. (B) Image LPNA de l'échantillon F754 montrant l'hématite sous forme de film autour de grains. (C) Image LPA du conglomérat F1299,88 montrant un ciment d'hématite associé à des cristaux de dickite/kaolinite dans l'espace intergranulaire. (D) Spectre Raman de l'hématite. Qtz : quartz ; Fe ox : oxyde de fer ; Dick/Kaol : Dicktite/Kaolinite.

V.3.2 Les pyrites

Elles se présentent en forme d'agrégats sphériques de taille entre 10 et 25 µm, ils sont le résultat d'une agrégation de plus petits cristaux de pyrites de taille < 2 µm (**Figure V.3.2A**). Ces pyrites sont connues sous le nom de pyrite framboïdale (Rust, 1995). Elles se trouvent principalement dans les faciès silto-argileux et charbonneux de plaine d'inondation. On note de la déformation plastique des sédiments argileux autour de ces pyrites (**Figure V.3.2A**). Dans les grès et les conglomérats, les pyrites sont de taille plus grande (5-10 µm), de forme cubique (**Figure V.3.2B**), et sont incluses dans les ciments de sidérite montrant qu'elles sont antérieures à celui-ci. Leur composition chimique montre très peu de variation de composition en fer et en soufre (**Figure V.3.2C**).

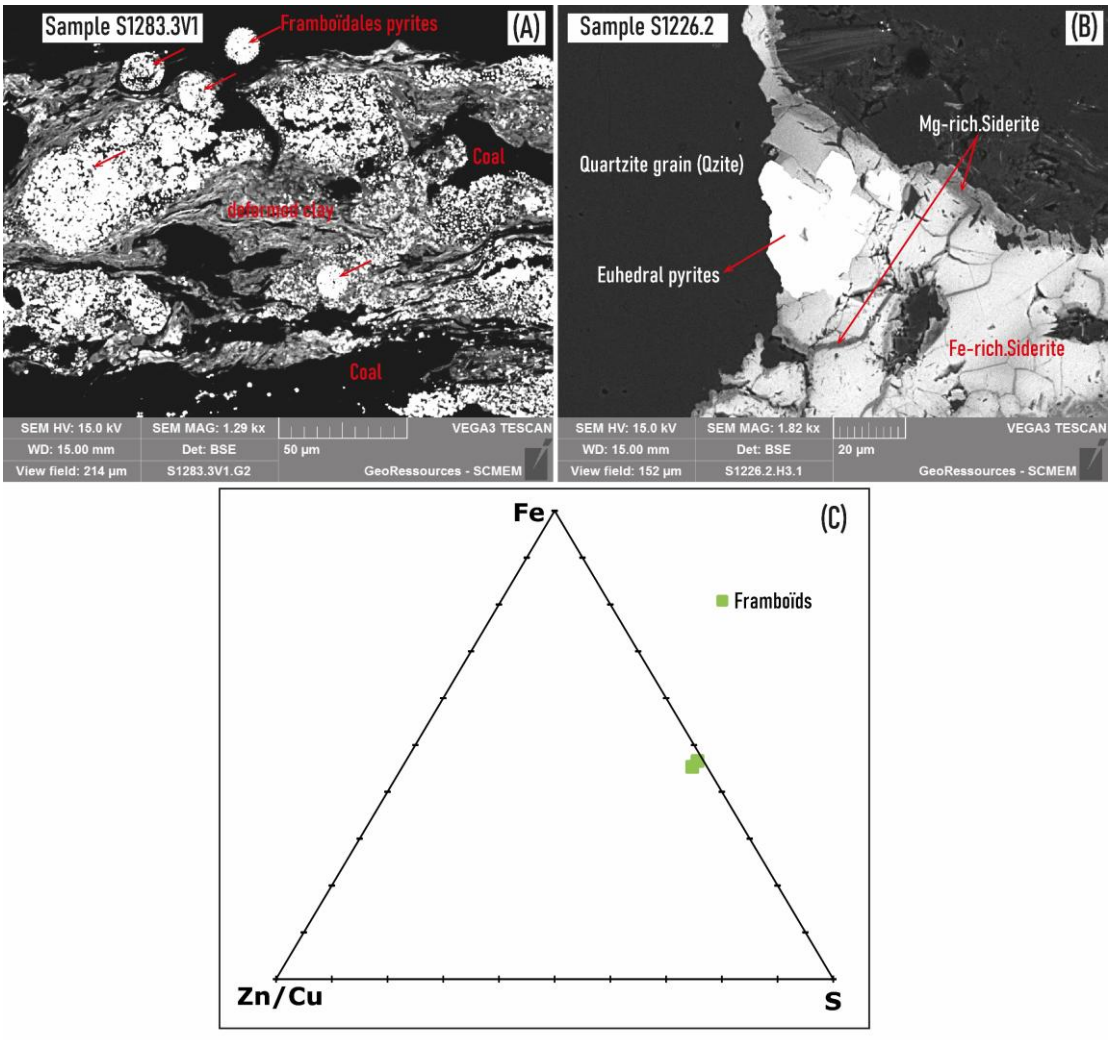


Figure V.3.2 : (A) Pyrites framboïdales dans un charbon argileux. (B) Pyrites cubiques associées au ciment de sidérite colmatant la porosité du grès S1226,2. (C) Diagramme ternaire des deux points analysés sur les pyrites framboïdales.

V.3.3 La sidérite

Macroscopiquement, elle forme des franges de cimentation de couleur rouge-ocre et de taille variant entre 2 et 50 cm dans les siltite/argilite (**Figure V.3.3A**), dans les grès et conglomérat (**Figure V.3.3B**), et dans les charbons (**Figure V.3.3C**). La sidérite est également présente sous forme de nodules (**Figure V.3.3D**), qui sont souvent des fragments de plantes complètement cimentés. Toutes ces formes de sidérite sont observées pour les cinq forages.

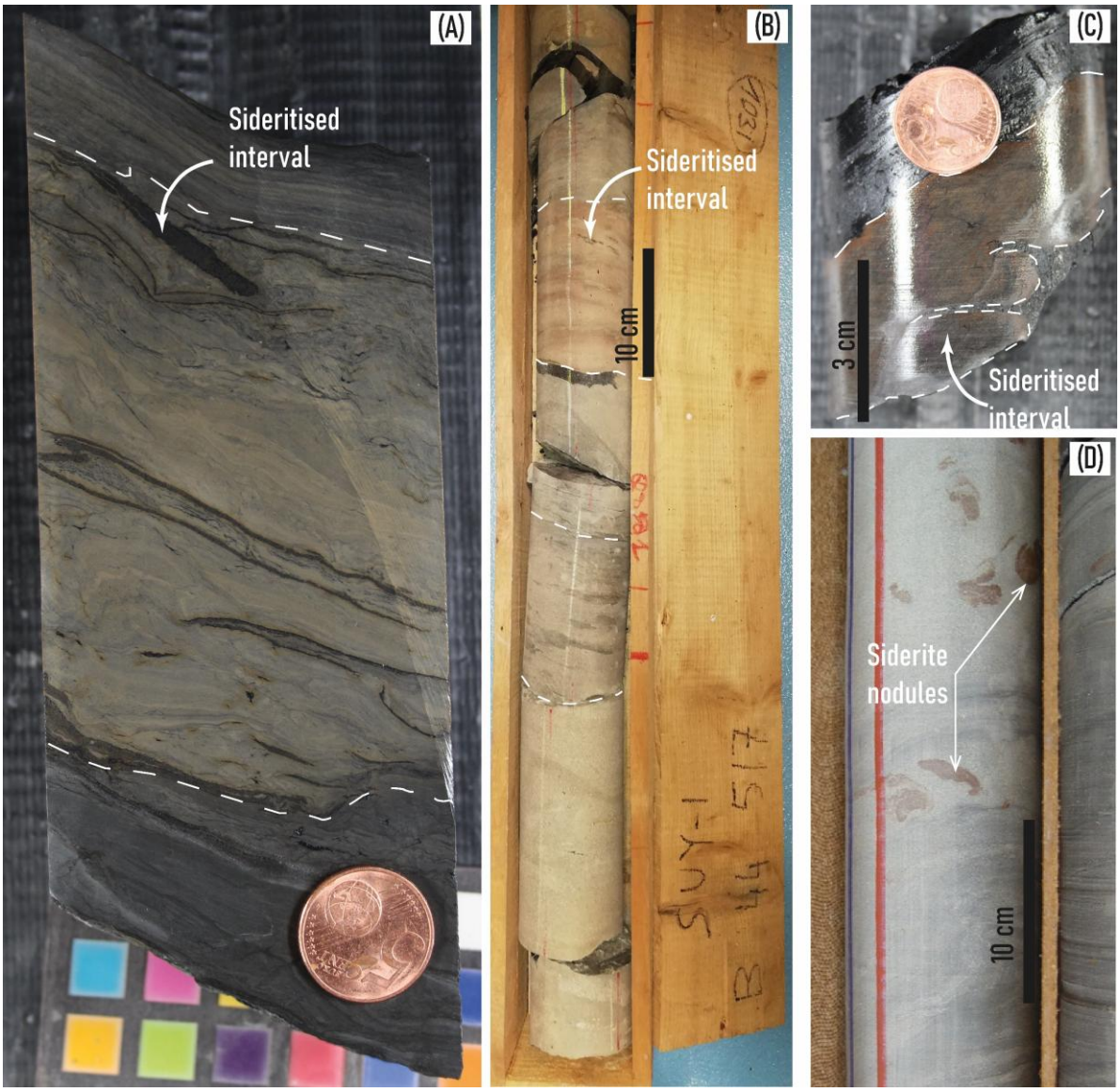


Figure V.3.3 : Critères macroscopiques des intervalles cimentés par la sidérite. (A) Frange de cimentation de sidérite dans une argilite du forage de Folschviller. Noter la présence de débris de plantes et des figures de déformations plastiques des sédiments. (B) Franges de cimentation dans un grès fin du forage de Saulcy. (C) Frange de cimentation dans un charbon du forage de Folschviller. (D)Nodules de sidérite dans un grès fin du forage de Folschviller.

Au microscope optique, elle présente plusieurs aspects en fonction de la taille des cristaux. La texture micritique (**Figure V.3.4A**) et microsparitique (**Figure V.3.4B**), c'est-à-dire de boue carbonatée (taille des cristaux < 5µm) sont prépondérantes dans les faciès fins. Dans les grès, elle présente des cristaux plus larges et limpides de type sparitique (**Figure V.3.4C**). Les ciments de sidérite micro-sparitique et sparitique se trouvent aussi en remplacement de feldspaths alcalins dissous (**Figure V.3.4D**).

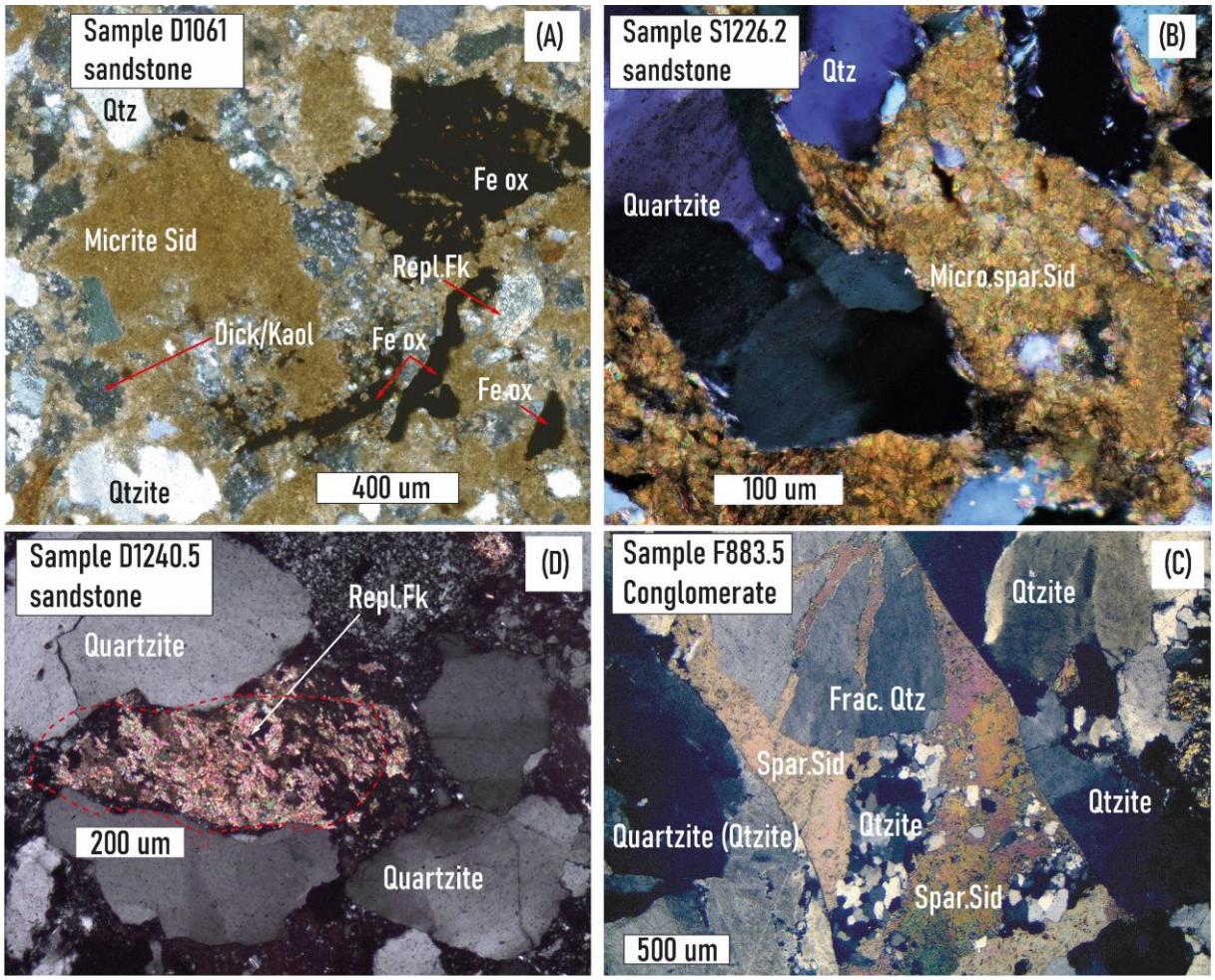


Figure V.3.4 : Caractéristiques microscopiques des cristaux de sidérite. (A) Sidérite micritique (Micrite Sid) dans la lame D1061. Noter la présence d'oxyde de fer (Fe ox), des ciments de dickite/kaolinite (Dick/Kaol) et de feldspaths alcalins dissous et remplacés (Replc.Fk) par l'illite. (B) Grès fin de la lame S1226,2 complétement cimenté par la sidérite micro-sparitique (Micro.spar.Sid). (C) Sidérite sparitique (Spar.Sid) colmatant la porosité dans un conglomérat. (D) Feldspaths alcalins complétement dissous et remplacés par la sidérite micro-sparitique.

L'imagerie BSE révèle les structures internes du ciment de sidérite micro-sparitique et sparitique (**Figure V.3.5**). Deux générations de sidérites sont observées nommées S1 et S2 respectivement. Ces deux générations sont séparées par des surfaces de dissolution la plupart du temps (**Figure V.3.5A**) ou par une surface franche et plane dans certains cas (**Figure V.3.5B**). La carte d'intensité chimique EDS (**Figure V.3.5C**) ainsi que les compositions chimiques (**Figure V.3.5D**) montrent que la S2 est plus riche en magnésium et la S1 plus riche en fer. Cependant, ces deux phases ont en commun d'être pauvres en calcium et en manganèse.

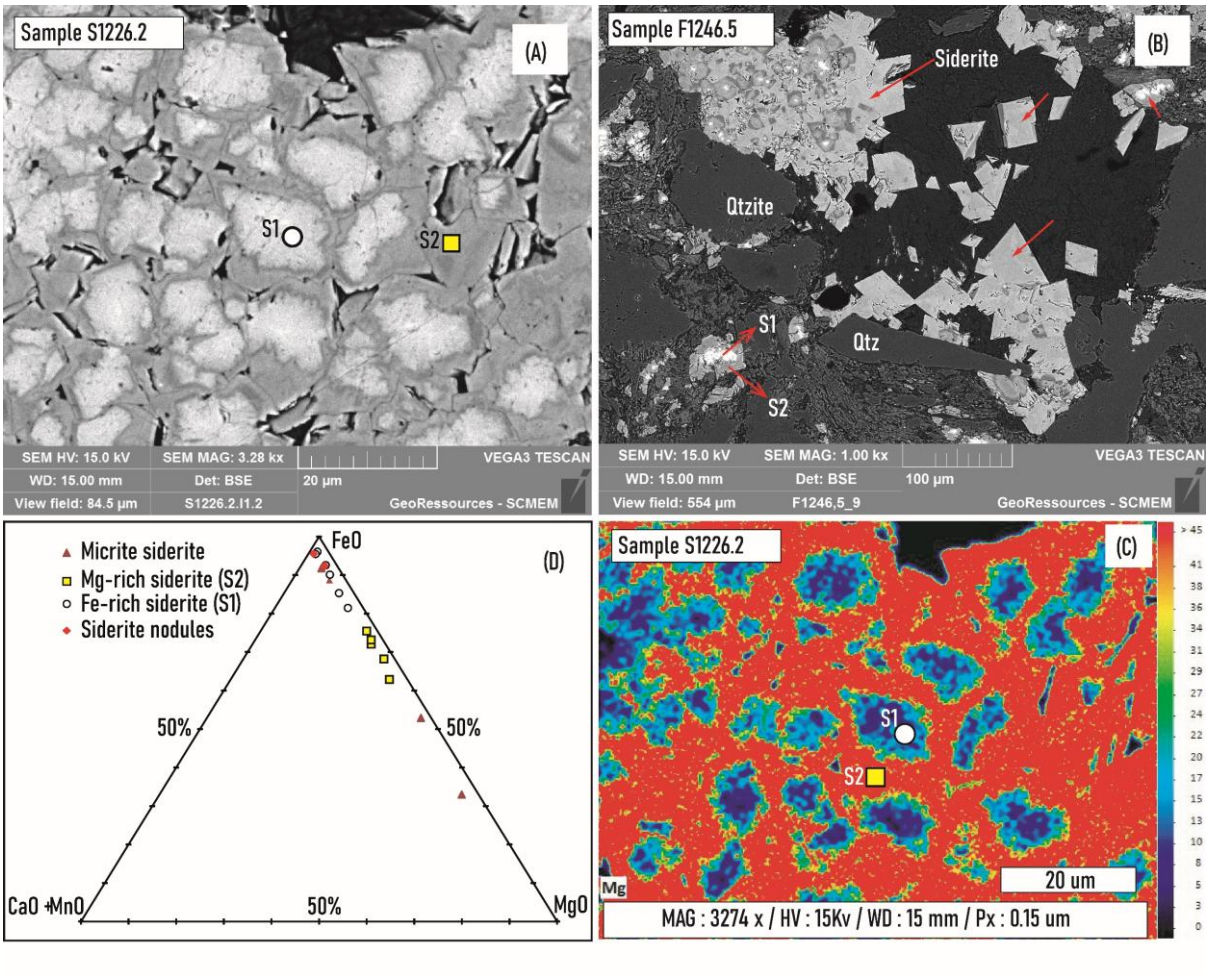


Figure V.3.5 : Structures internes et compositions chimiques des ciments de sidérite. (A) Image BSE d'une sidérite micro-sparitique montrant un cœur blanchâtre (S1) et une zonation externe grisâtre (S2), les deux séparées par une surface de dissolution. (B). Image BSE montrant S1 avec plus de zonations internes, enrobés dans S2 homogène et non-zonée. La surface de contact entre ces deux phases est franche et plane. (C) Cartographie EDS (carte d'intensité chimique) montrant que S2 est plus riche en Mg que S1. (D) Composition géochimique des nodules de sidérite, des cristaux de sidérite micritique ainsi que de S1 et S2. Qtz : quartz ; Qtzite : quartzite

V.3.4 Dickites

Les dickites sont observées en remplissage de porosité (**Figure V.3.6A**) et en majorité en remplacement des feldspaths alcalins dissous (**Figure V.3.6B**). Ceci suggère que leur formation est postérieure ou synchrone à la dissolution des feldspaths. Sur l'ensemble des échantillons, la proportion des deux types de dickites est plus importante dans les faciès rougeâtres et les faciès pauvres en pseudo-matrice, tandis qu'elles sont très peu abondantes dans les grès et conglomérats riches en pseudo-matrice (pseudo-matrice > 20%). Les échantillons de Diebs-1 sont ceux qui possèdent le plus de kaolinite/dickites.

Les spectres infrarouges sur ces cristaux (**Figure V.3.6C**) montrent des pics intenses à 3622 cm^{-1}, des pics médians à 3653 cm^{-1}, et des pics moins intenses à 3696 cm^{-1} caractéristiques des cristaux de dickite (Russel, 1987 ; Ehrenberg *et al*., 1993). Cette distinction est très importante car la dickite se forme dans des conditions de pression et de température très différentes.

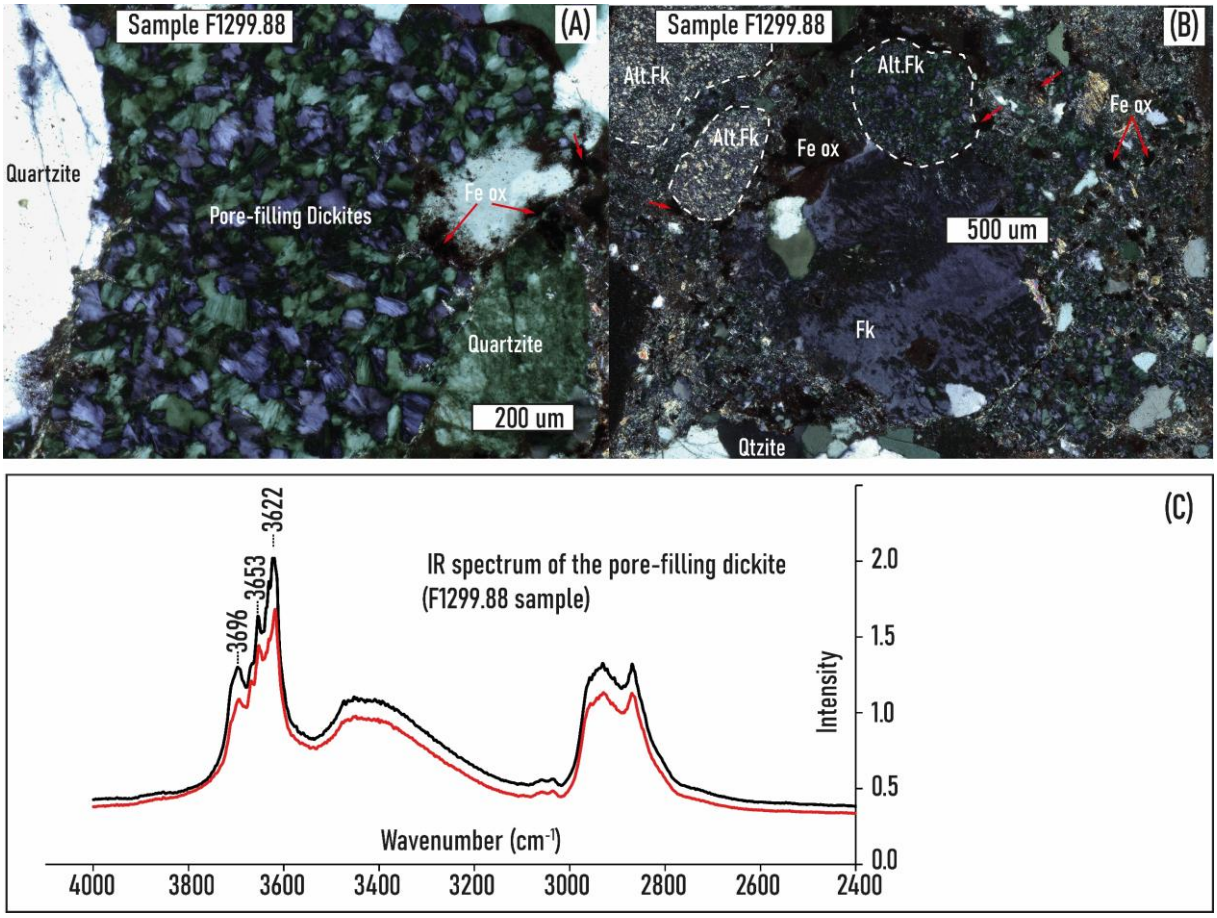


Figure V.3.6 : Ciments de dickite dans la porosité des grès et des conglomérats. (A) Cristaux de dickite en remplissage de pores. (B) Ciments de dickite remplaçant un feldspath dissous (Alt.Fk). Noter également la présence des illites en remplacement de certains feldspaths dissous, et la présence des oxydes de fer (Fe ox). (C) Spectres infrarouges confirmant qu'il s'agit bien de cristaux de dickite et non de kaolinite.

V.3.5 Illites

Les illites sont présentes en remplacement de feldspaths (**Figure V.3.6B**) et dans la porosité (**Figure V.3.7A**) comme les dickites, avec lesquelles, elles sont souvent associées (**Figure V.3.7B**). Des analyses DRX (**Figure V.3.7C**) de l'échantillon F1299.88 confirment la présence d'illite observées au microscope, avec les trois pics (9, 95° ; 4, 99° ; et 3, 33°) caractéristiques (Srodon, 1980).

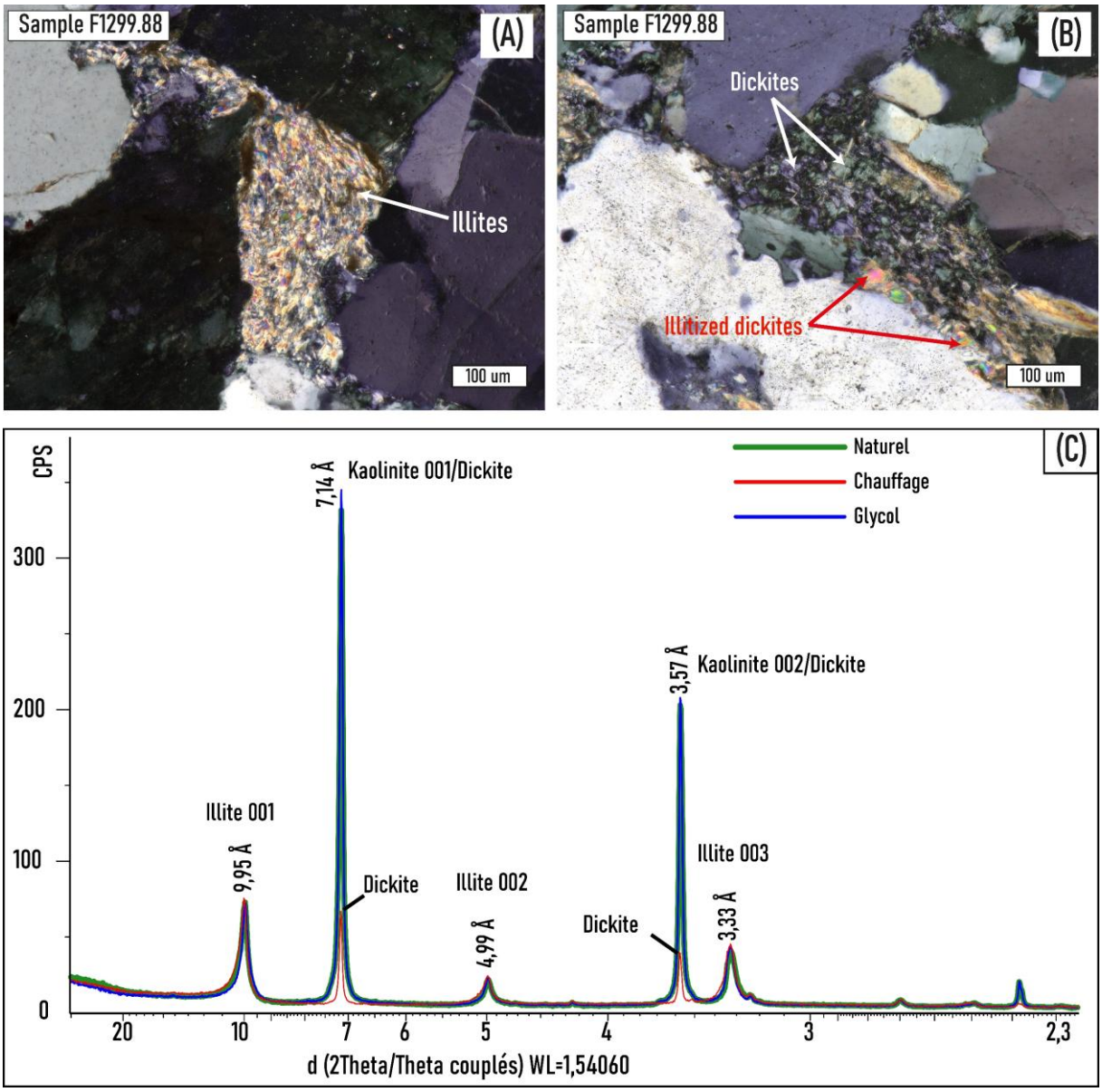


Figure V.3.7 : Illites authigènes dans les grès de l'échantillon F1299,88. (A) Image LPA de l'échantillon F1299,88 montrant des cristaux d'illite déformés dans la porosité. (B) Cristaux de dickite illitisés dans l'échantillon F1299.88. (C) Spectre DRX d'illite et de dickite dans l'échantillon F1299,88.

V.4 Discussion

Dans cette partie, l'ensemble des résultats sont utilisés pour discuter de la dynamique de remplissage sédimentaire d'une part et d'autre part, de l'évolution diagenétique de ces formations.

V.4.1 Evolution du paysage sédimentaire et provenance de sédiments

La dynamique de remplissage sédimentaire sera discutée pour le Westphalien et le Stéphanien sur la base des variations vertical des paléoenvironnements interprétés, la composition pétrographique des grès et conglomérats, et enfin le diagramme de provenance de Dickson et Suczek (1979).

V.4.1.1 Au Westphalien

V.4.1.1.1 Evolution du paysage de dépôts

Les variations verticales des séquences de dépôts fluviatiles, l'épaisseur des séquences, la présence ou l'absence de certains types de faciès ou de paléosols, peuvent donner des indications sur le rôle de la tectonique et des variations climatiques dans l'enregistrement sédimentaire (Besly et Turner, 1983 ; Besly et Fielding, 1989 ; Glover et Powell, 1996 ; Izart *et al*., 2005).

À proximité du forage Folschviller 1A, le paysage sédimentaire de la partie basale du faisceau de Laudrefang est dominé par de vastes plaines d'inondations marécageuses érodées par des chenaux méandriformes et des crevasses-splays. En l'absence des directions d'écoulements, il est difficile de conclure sur l'orientation des écoulements de ce système fluviatile. Dans le BHSN, Schäfer (1989) documente des écoulements vers le sud, suggérant que le système fluviatile est orienté perpendiculairement à l'axe du bassin et aux structures tectoniques. Cependant, des écoulements parallèlement aux failles qui structurent le bassin ne sont pas à exclure. Ces séries formaient la partie distale du système fluviatile développé dans le bassin, et dont la partie proximale fluviatile se situait probablement à proximité de la faille de Metz-Hunsrück (**Figure V.4.1A**). La forte préservation de la matière organique (débris de plantes, couche de charbons), la présence des nodules de sidérite, de sidérite micritique dans les faciès de ces plaines d'inondations suggèrent des mauvaises conditions de drainage et des conditions réductrices caractéristiques des plaines d'inondation tropicales du Carbonifère supérieur (Bertier *et al*., 2008 ; Opluštil *et al*., 2019). La persistance de ces dépôts distaux sur de grandes épaisseurs (200 m) démontre une période de subsidence faible et rythmique dans le bassin.

En revanche, pour la partie supérieure de Laudrefang, il y a un changement radical de système fluviatile (**Figure V.4.1B**). Les séquences fluviatiles sont plus grossières composées par un fort empilement vertical des chenaux, qui caractérise la partie proximale d'un système fluviatile. La présence des niveaux de grès et conglomérats rougeâtres (la couleur rougeâtre étant due à la présence d'hématite) qui indiquent des conditions de dépôts en milieux bien drainés, oxygénés, avec peu de végétation, sont des caractéristiques des dépôts fluviatiles proximaux (Besly et Turner, 1983 ; Besly et Fielding, 1989 ; Opluštil *et al*., 2019). Ce passage vers un système proximal est probablement lié à la création d'un relief à proximité (pli). Ainsi, ces séquences gréso-conglomératiques d'épaisseur pouvant aller jusqu' à 200 m sont très probablement des dépôts liés à la croissance et l'érosion du pli de Merlebach à la fin du Westphalien D. Il n'est cependant pas exclu que changement radicale de système fluviatile soit lié à l'activité de la faille de Metz situé plus loin au Nord.

Lorsque ces niveaux sont associés aux paléosols rougeâtres et verdâtres (encore appelés vertisols), ils indiquent un dépôt dans un climat aride ou semi-aride (Opluštil *et al*., 2019). Les vertisols silto-argileux rougeâtres n'ont pas été observés pour Folschviller 1A, probablement parce qu'ils ont été érodés du fait de la forte inter-érosion entre les chenaux en tresses ou alluviaux. Pour le Coume 15/8, en revanche (**Figure V.1.8**), ces vertisols ont été conservés dans les dépôts de plaine d'inondation mais aussi intercalés entre les chenaux gréso-conglomératiques. Selon Opluštil *et al*. (2019), les vertisols décrit dans la transition entre le Westphalien D et le Stéphanien du bassin du « Upper Silesia » en Poland sont des témoins des fluctuations entre saisons sèche/aride et saison plus humide causé par un passage progressif d'un climat tropicale humide vers un climat aride.

Dans le secteur de Saulcy et de Lorette (**Figure V.1.2A/B**), situé à l'aplomb de l'anticlinal de Pont-à-Mousson, le paysage sédimentaire depuis le faisceau de Rothell (Westphalien B) jusqu'au Stérile de Geisheck (Westphalien C) est dominée par des dépôts distaux de plaines d'inondation à faible développement de marécage. Ces plaines d'inondation sont envahies majoritairement par des rivières méandriformes et des crevasse-splays d'épaisseur très variable (entre 80 cm et 20 m), et aussi par des dépôts alluviaux ou de chenaux en tresse. Le développement des dépôts alluviaux/chenaux en tresse peut également être interprétée comme la conséquence de la création de relief lié à l'exhumation du pli de Pont-à-Mousson ou de la faille de Metz-Hunsrück qui sont situés près de ces deux forages.

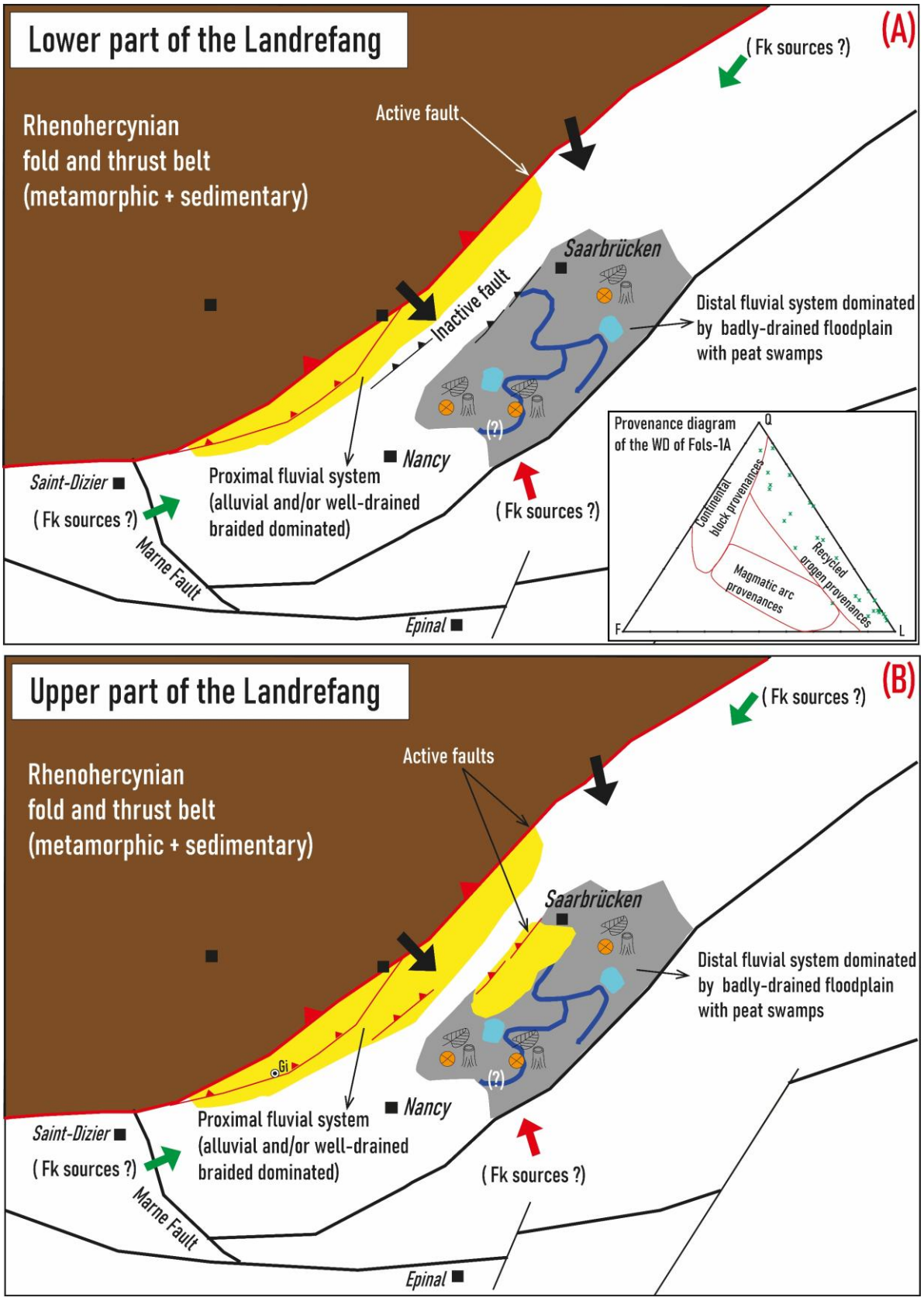


Figure V.4.1 : Proposition d'évolution du paysage sédimentaire pendant le dépôt de la partie inférieur (A) et supérieure (B) du faisceau de Laudrefang, montrant le rôle des failles et pli-failles pendant le dépôt. Fk : Feldspaths alcalins.

V.4.1.1.2 Provenance des sédiments

La composition pétrographique des grès et des conglomérats du Westphalien est homogène et similaire pour tous les forages étudiés. Les clastes dominants sont des clastes de quartzite de plusieurs variétés provenant des roches ayant subies différents dégrées de métamorphisme, des clastes de quartz, de phyllite, et des clastes de pseudo-matrice constituent un liant entre les clastes principaux. Les diagrammes de provenance (Dickson et Suczek, 1979) des trois forages (**Figure V.4.2**) montrent que ces clastes proviennent de l'érosion des formations métamorphiques d'une chaine de montagne, qui sont les formations du massif ardennais situé au Nord du BHL-BHSN. L'absence des clastes volcaniques et des plagioclases et la présence plutôt des feldspaths alcalins (microcline en majorité) indique une contribution des sédiments en provenance d'une source de roches magmatiques felsiques (granites). La nature pétrographique est donc le principal argument pour la provenance des clastes.

L'autre argument est l'âge des zircons dans ces grès (Izart et al., 2025). Les datations U-Pb ont montré des âges de 450 Ma, 1 Ga, et 3 Ga, qui sont interprétés par les auteurs comme des zircons recyclés des formations du Dévonien et du Carbonifère inférieur du massif Ardennais, confortant ainsi la provenance des clastes. Dans le BHSN, les grès et conglomérats possèdent la même pétrographie (Schäfer, 1989 ; Korsch et Schäfer, 1998 ; Schäfer, 2011). De plus, les directions des paléo-courant mesurés sur les affleurements du Westphalien montrent des écoulements du Nord vers le Sud (Schäfer, 1989), qui confortent la provenance du Nord des clastes.

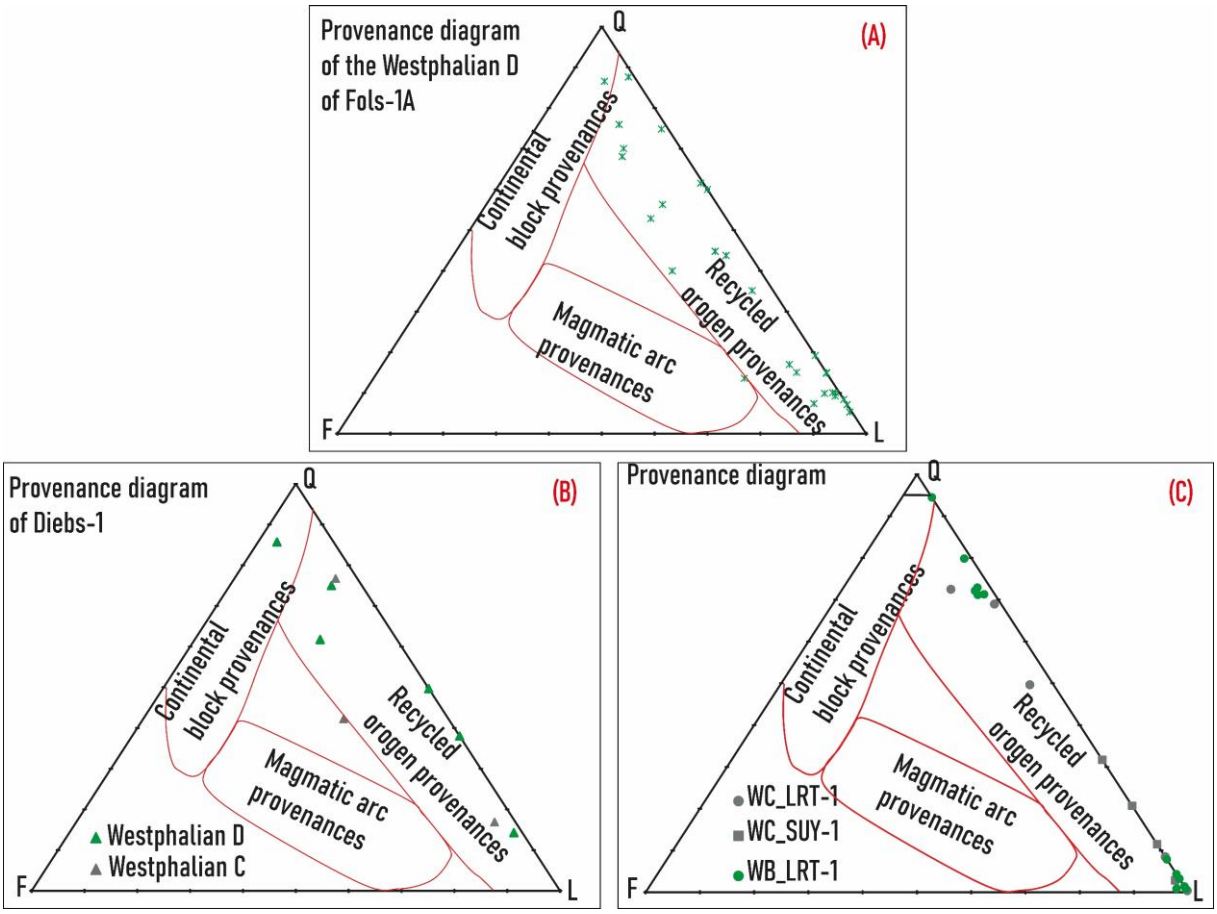


Figure V.4.2 : Diagrammes de provenance du Westphalien D du forage Fols-1A (A), du Westphalien C et D du forage Diebs-1, et du Westphalien C et B des forages Lrt-1 et Suy-1.

V.4.1.2 Au Stéphanien

V.4.1.2.1 Evolution du paysage de dépôts

Contrairement aux formations du Westphalien, nos résultats montrent que les grès et conglomérats du Stéphanien inférieur à couleur dominante rougeâtre et verdâtre ont été déposés dans des environnements de dépôts fluviatiles méandriformes et/ou en tresses, avec un développement important des plaines d'inondation à paléosols rougeâtres/verdâtres (**Figure V.1.8A**). La présence de ces paléosols rougeâtres suggère une formation dans un climatique sec et aride comme c'est le cas dans d'autres formations stéphanienne en Europe (Opluštil *et al*., 2019). Leurs intercalations avec des niveaux de charbon et d'argilites/siltites sombres suggèrent des fluctuations entre des périodes arides et des périodes humides (Opluštil *et al*., 2019).

V.4.1.2.2 Provenance des sédiments

Pour le Stéphanien, les clastes dominants demeurent les clastes de quartzites. La différence avec le Westphalien se situe au niveau du pourcentage d'intraclastes sédimentaires qui est plus élevé. Ceci est interprété comme étant lié au cannibalisme du bassin pendant les phases de plissement

et d'érosion. Le diagramme de provenance montre que la source principale d'apport demeure les formations métamorphiques d'une chaine de montagne (**Figure V.4.3**), qui est dans notre cas, les formations du Hunsrück-Taunus du massif Ardennais. Par ailleurs, nos résultats ne montrent pas de claste volcanique ou de plagioclase, ni d'enrichissement brutale en feldspaths, similaire aux résultats de Zimmerle (1979) dans le forage de Saar 1, et de Quandt *et al*. (2024) pour le forage de Primsweiller-1 (équivalent du forage de Coume 15/8 dans le synclinal de Nahe). Izart *et al*. (2025) montre également qu'il n'y a pas de changement d'âge de zircons entre les grès du Westphalien et du Stéphanien, confortant l'interprétation d'une provenance qui demeurent inchangée pendant ces deux périodes.

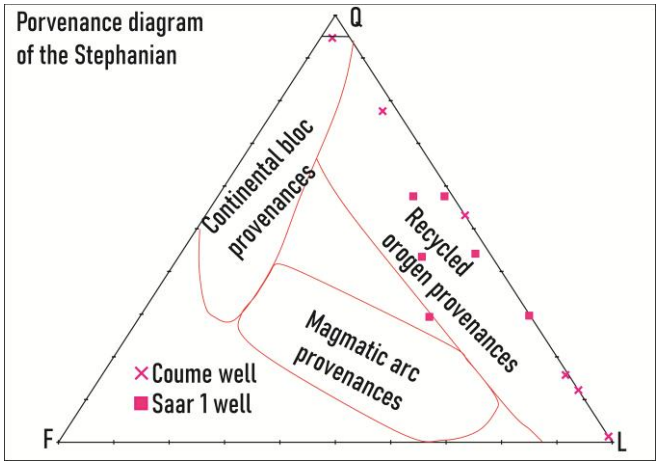


Figure V.4.3 : Diagramme de provenance des grès et conglomérats du Stéphanien du forage de Coume et de Saar 1.

V.4.2 Évolution diagenétique

Les études sur la diagénèse des grès et conglomérats nous ont permis de proposer une classification des différents échantillons en différents groupes de microfaciès (**Tableau V.4-1**; **Figure V.4.4**) qui sont présentés dans la section suivante. Puis, à partir des données macroscopiques, microscopiques, géochimiques acquises dans cette thèse, les différents ciments diagenétiques seront replacés dans une séquence paragenétique (**Figure V.4.5**).

V.4.2.1 Définition des familles de microfaciès diagenétiques

Sur la base du pourcentage de pseudo-matrice, et de l'occurrence des ciments diagenétiques dans les échantillons, les grès et les conglomérats ont été classés en 4 microfaciès. Les microfaciès sont dénommés à partir des critères suivantes, **F** pour Faciès ; **r** pour riches et rougeâtre ; **p** pour pauvre ; **pm** pour pseudo-matrice ; et **c** pour cimenté.

- Les microfaciès riches en pseudo-matrice nommés **Frpm**. Ils comprennent des grès et de conglomérats ayant plus de 20% de pseudo-matrice dans l'espace intergranulaire. La pseudo-matrice est peu ou pas cimentée par la sidérite micritique (**Figure V.4.4A**).
- Les microfaciès riches en pseudo-matrice (**pm** >20%) fortement cimentées par la sidérite micritique et micro-sparitique sont nommés **Frpmc** (**Figure V.4.4B**).
- Les microfaciès diagenétiques pauvres en pseudo-matrice sont nommés **Fppm**. Ils sont constitués de grès et conglomérats avec moins de 20% de pseudo-matrice, et dont les grains principaux montrent des contacts concavo-convexe (**Figure V.4.4C**). Ces faciès ont en commun une forte proportion d'argiles authigènes et une plus forte proportion de ciment de sidérite sparitique comblant l'espace intergranulaire. Certains échantillons de ce groupe peuvent être aussi cimentés par la sidérite (**Fppmc**).
- Les microfaciès diagenétiques nommé (**Fr**) constitués par les faciès rougeâtres, dont la diagenèse est marquée par la présence d'hématite associée à de la dickite et de l'illite (**Figure V.4.4D**). Ce microfaciès est pauvre en sidérite.

Cette proposition de classification en groupe de microfaciès diagenétiques sera un outil nécessaire dans la compréhension des propriétés pétrophysiques de ces faciès réservoirs. Elle permettra d'identifier les mécanismes de destructions et de création de porosité qui interviennent au cours de l'évolution de ces faciès.

Microfaciès	Échantillons concernés
Frpm	L947,3 ; L1098,4 ; L1105,38 ; L1204,62 ; L1441 ; CON2 ; CON4 ; CON7 ; D1240,5 ; D1193,2 ; D1142,4 ; S1275,8 ; S1283,3V1 ; S1228,2 ; C994,65 ; C1005 ; C1005,4 ; X1_186 ; X5_187 ; X4_187 ; X3_186 ; F990,5 ; E25 ; F1295,4 ;
Frpmc/Fppmc	D1142,4 ; L1556 ; L1330,47; F1197 ; F1242 ; F1246,5 ; F1244,3 ; F1237,8 ; F1280 ; F1281 ; F1247 ; CON11;
Fppm	L1403 ; L943,45 ; L1559M ; L1559 ; CON12 ; CON1 ; CON4 ; CON7 ; CON9 ; D975,3 ; D1183,5 ; D1280,5 ; D1359,5 ; X2_186 ;; C1001,75 ; S1293,3 ; F819, 5 ; E17 ; E19 ; E21 ; E24 ; E27 ; F883,5 ; F1291,5 ; F1295,6 ; F998,7 ; F1289,7
Fr	F1299,88 ; F1299,3 ; F1297,2 ; E28

Tableau V.4-1 : Classification des échantillons en quatre familles de microfaciès.

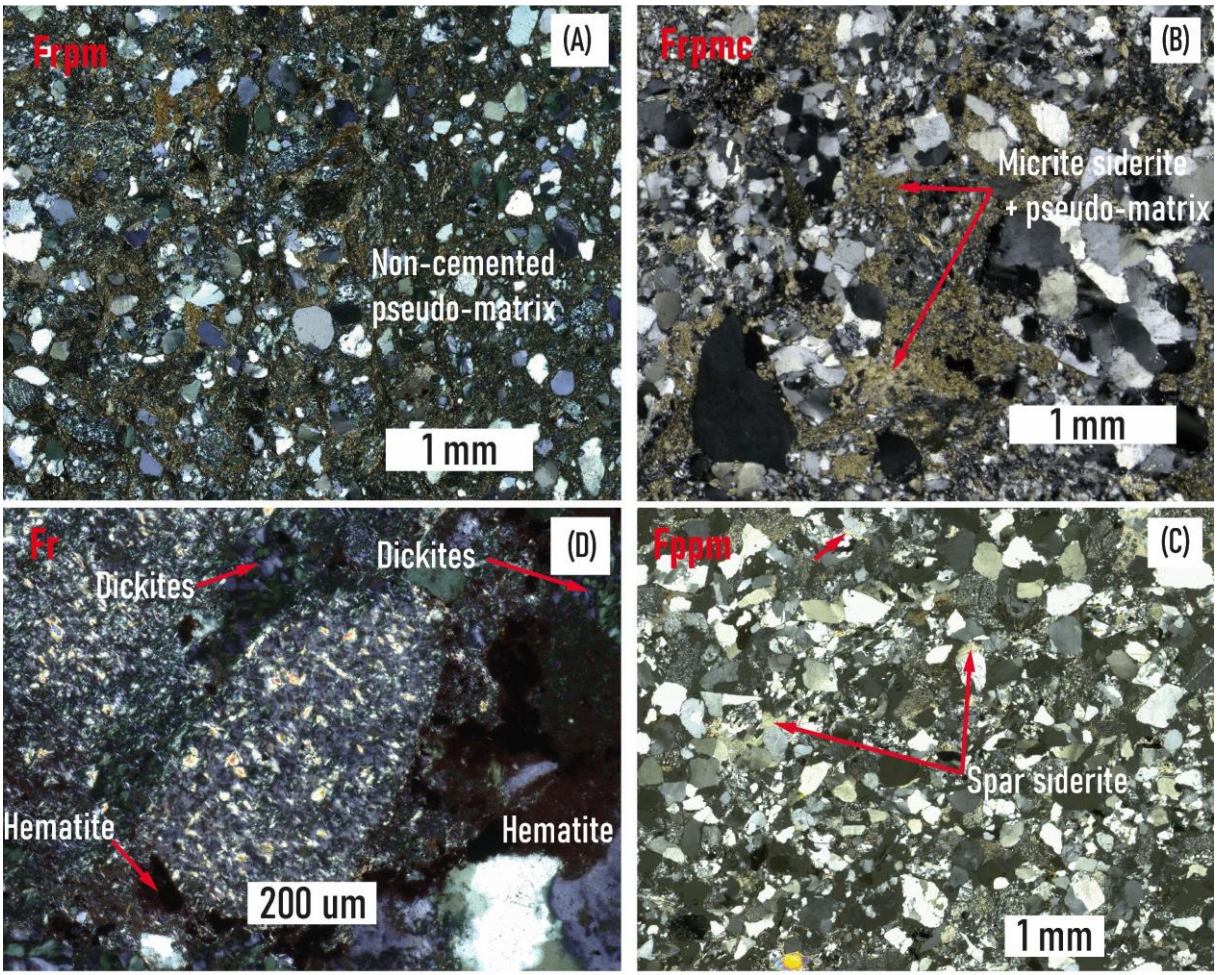


Figure V.4.4 : Image en LPA de lames minces illustrant les 4 familles de microfaciès. (A) Grès S1228,2 appartenant au microfaciès riche en pseudo-matrice. (B) Conglomérat F1242 appartenant au groupe de microfaciès riche en pseudo-matrice cimentée par la sidérite micritique. (C) Grès F746,3 pauvre en pseudo-matrice. (D) Conglomérat rougeâtre F1299,88.

V.4.2.2 Évolution diagenétique des différentes familles de microfaciès

V.4.2.2.1 Eogenèse

Une paraséquence diagenétique des différents ciments est proposée par groupe de microfaciès sur la base des relations de recoupements et de remplacement observées au microscope **Figure V.4.5**.

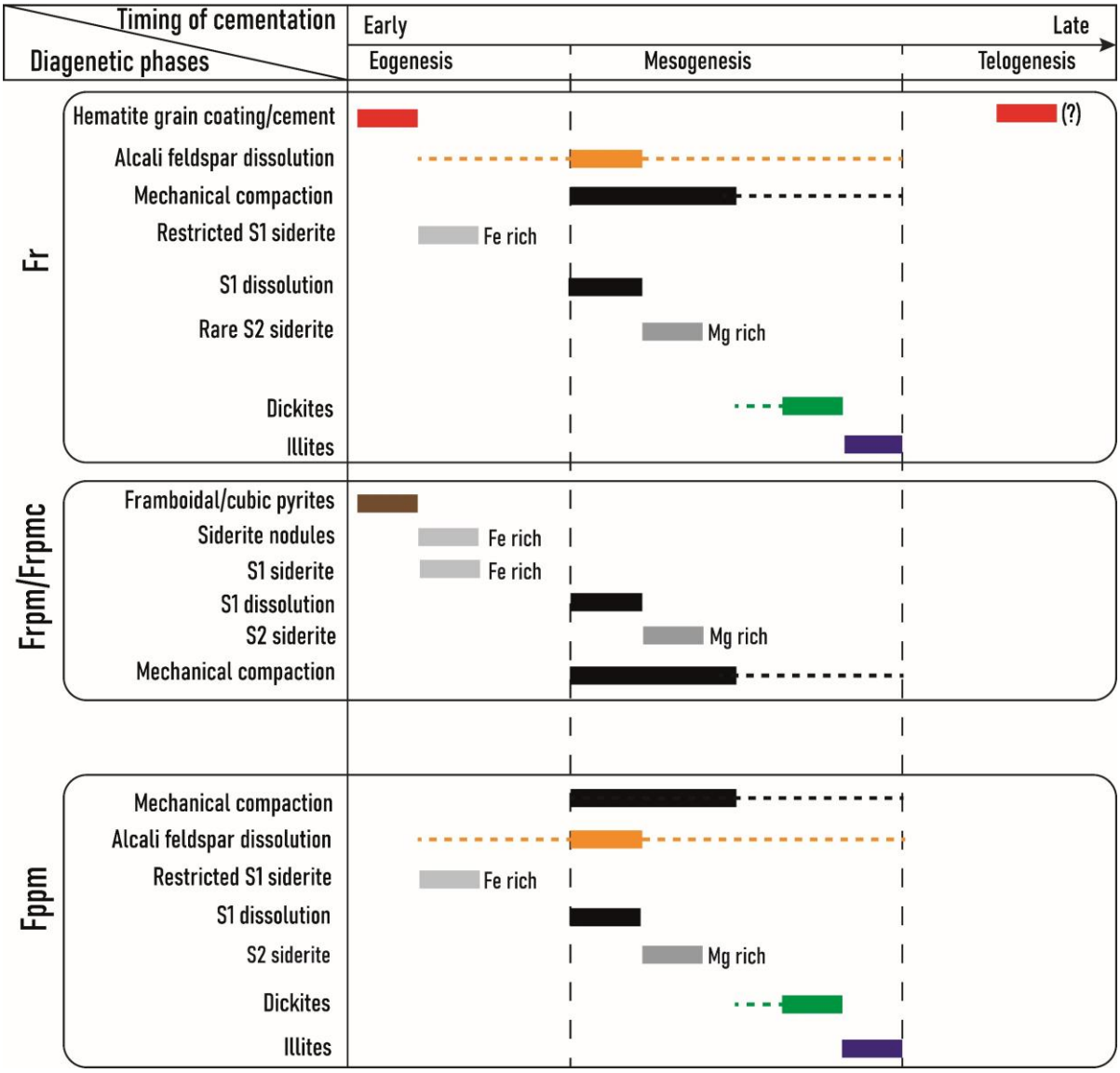


Figure V.4.5 : Paraséquence diagenétique pour les quatre groupes de microfaciès diagenétiques.

Dans la famille des microfaciès rougeâtres (**Fr**) et les faciès **Fppm**, déposés dans des environnements sédimentaires proximaux bien drainés, et pauvres en matière organique, l'éogenèse commence par l'enrobage des grains principaux par un film d'hématite ainsi que par la précipitation de ciment d'hématite dans la porosité (**Figure V.4.5**). L'enrobage des clastes détritiques par des oxydes et hydroxydes de fer est bien connu pour être l'un des premiers

processus diagenétiques qui affectent les sédiments fluviatiles continentaux dès leur dépôt (Morad *et al*., 2000 ; Bertier *et al*., 2008).

L'absence de molécule d'eau dans sa structure cristalline (**Figure V.3.1**) de l'hématite pourrait suggérer une oxydation dans des conditions climatiques (ou saisonnières) arides ou semi-arides, ou simplement des conditions de drainage typiques des dépôts proximaux d'un système fluviatile continental.

Dans le faciès **Frpm** et **Frpmc**, riches en pseudo-matrice intergranulaire, la première phase diagenétique néoformée est la pyrite framboïdale. Cette formation a eu lieu avant la compaction des sédiments comme le suggère la déflexion des litages argileux autour de celles-ci (**Figure V.3.2**). Ce type de pyrite se forme à très basse température lors de la réduction du soufre par les bactéries (Machel, 2001). Le processus est aussi connu sous le nom de BSR pour Bacterial Sulfur Reduction (Machel, 2001). Toujours dans les mêmes conditions redox, la diagenèse se poursuit avec la formation des ciments de sidérite qui englobent les pyrites (**Figure V.3.2**). Les fréquentes figures de déformations plastiques de sédiments (**Figure V.1.3D** ; **Figure V.1.4B**) présentes dans ces intervalles cimentés par la sidérite, et la déflexion des lits d'argiles autour des nodules de sidérite (**Figure V.1.4C**) sont des arguments en faveur de leur origine éogenétique. Les compositions chimiques (**Figure V.3.5**) de ces sidérites et l'imagerie BSE montre qu'ils existent deux générations de ciment de sidérite. Seul le ciment S1, riche en fer et pauvre en magnésium et en calcium, correspond à un ciment qui précipite à partir des fluides météoriques continentaux piégés dans les sédiments lors de leur dépôt selon Mozley (1989) et Fisher *et al*. (1998). Par ailleurs, la composition chimique des eaux de formation des forages de Folschviller 2 et Folschviller 1A (Pironon *et al*., 2024, submitted to publication), prélevées entre 800 et 946 m de profondeur, montrent qu'elles sont riches en ions bicarbonates (357-427 mg. L^{-1}), en chlorure (252 mg. L^{-1}), mais pauvres en calcium (56-67 mg/L) et en magnésium (13-93 mg/L). Cette composition chimique est très proche de celle des sidérites.

V.4.2.2.2 Mésogenèse

Pour les microfaciès du groupe **Fr et Fppm**, la mésogenèse est marquée par la compaction comme le témoigne la présence des stylolithes et des contacts concavo-convexes, par la dissolution des feldspaths alcalins, ainsi que par la précipitation des dickites et des illites dans la porosité et en remplacement des feldspaths dissous. Une partie du silicium et du potassium nécessaire à leur formation proviennent probablement de la dissolution des feldspaths alcalins. La présence de la dickite et non de la kaolinite suggère que ces grès et conglomérats ont été enfouis à plus de 2,5 km (Ehrenberg *et al*., 1993 ; Beaufort *et al*., 1998). A ces profondeur, la

dissolution des feldspaths est souvent lié à l'action des fluides acides libérés lors de la maturation des roches riches en matière organique (Beaufort *et al*., 1998). Dans notre cas, ces fluides acides ont pu provenir des couches de charbons pendant l'enfouissement. D'après Izart *et al*. (2016), la maturation des charbons dans le bassin a eu lieu entre la fin du Jurassique et le Crétacé, qui correspond aussi à la période de l'enfouissement maximum des formations du Westphalien sous le bassin de Paris. Les illites et les dickites étant parmi les derniers ciments dans la paraséquence diagenétique (**Figure V.4.5**), il est très probable qu'elles se soient formées pendant cette houillification. Il serait opportun de dater ces illites pour préciser leur âge de formation.

Dans les faciès **Frpmc**, la mésogenèse commence probablement par la dissolution de la sidérite S1 et la re-précipitation en sidérite (S2) plus riche en Mg avec une texture micro-sparitique et sparitique (**Figure V.3.5**). Il y a deux processus en jeu pendant la formation de la sidérite S2. La dissolution de la S1 et l'enrichissement en magnésium observé dans la S2. Plusieurs auteurs ont documenté des ciments S1 et S2 séparées par une surface de dissolution (Curtis *et al*., 1986 ; Morad *et al*., 1994 ; Razaee et Schulz-Rojahn, 1998 ; Rossi *et al*., 2001 ; El-ghali *et al*., 2006 ; Piper et Piper, 2020). Pour expliquer la dissolution, ces auteurs évoquent l'entrée dans les niveaux détritique d'un fluide météorique acide et de faible Ph, ou l'entrée d'un fluide chargé en acides organiques en provenance des couches de charbons après leur maturation. La deuxième hypothèse est la plus plausible dans notre cas car les dickites et les illites qui accompagnent cette dissolution sont des ciments qui se forment pendant l'enfouissement.

Quant au processus de l'enrichissement en magnésium de la S2, les auteurs évoquent l'entrée d'un fluide riche en magnésium comme c'est le cas d'une eau marine (Mozley, 1989), ou simplement une augmentation relative du rapport Mg^{2+}/Fe^{2+} du fluide continental avec l'augmentation de la température (Curtis *et al*., 1986 ; Morad *et al*., 1994). Dans notre cas, l'absence de dépôt marin dans les formations du Westphalien et du Stéphanien, l'absence de matière organique marine dans les charbons (Allouti, 2024), et la pauvreté en calcium de la S2 écartent l'hypothèse de l'invasion d'un fluide marin.

V.4.2.2.3 Télogenèse

Les oxydes de fer peuvent également se former pendant la télogenèse dans les formations détritiques continentales (Bertier *et al*., 2008). Dans notre cas, les observations n'ont pas permis de distinguer deux types d'hématites dans les faciès rougeâtres.

V.5 Conclusion

Plusieurs points sont à retenir pour la reconstruction des évènements sédimentaires et diagenétiques qui ont affecté des formations détritiques du Westphalien et du Stéphanien. Les analyses sédimentologiques montrent que ces formations sont constituées d'un empilement des séquences gréso-conglomératiques d'épaisseur comprises entre 10 et 200 m, déposés dans des systèmes fluviatiles proximaux (de type chenaux en tresse ou alluviaux), qui s'alternent avec des séquences de chenaux méandriformes gréso-silteuse, d'argiles et des charbons déposés dans les plaines d'inondation et de marécages. Ces derniers constituent des dépôts de la partie distale d'un système fluviatile. Le développement d'un système fluviatile proximal sur plus de 200 m d'épaisseur marque probablement la création d'un relief liée soit à l'exhumation de de pli-faille à proximité, soit lié à l'activité tectonique de la faille de Metz.

Par ailleurs, les quantifications minéralogiques ont permis pour la première fois dans le BHL de classer les grès et conglomérat du Westphalien/Stéphanien en litharénites, des sublitharénites à litharénites feldspathiques. La nature pétrographique des clastes principaux montre que les formations métamorphiques du massif Ardennais situées au Nord du bassin ont été la principale source de sédiments. La présence des feldspaths alcalins et l'absence de plagioclase et clastes volcaniques suggèrent une faible contribution d'une source felsique (granite). De plus, contrairement à ce qui est proposé par Schäfer (1989), l'homogénéité minéralogique entre les grès/conglomérats du Westphalien et ceux du Stéphanien montre qu'il n'y a eu aucun changement radical de source d'apport pendant la fin du Carbonifère.

En ce qui concerne la diagenèse, l'éogenèse est marquée par la formation de l'hématite des faciès rougeâtres, celle des nodules de sidérite et du ciment de sidérite micritique et sparitique riche en fer (S1). La mésogenèse est marquée par la formation des ciments de sidérite sparitique riche en magnésium (S2), la dissolution des feldspaths et la formation des dickites et des illites.

La distribution de ces phases diagenétiques dépendent fortement du microfaciès. Les grès et conglomérats riches en pseudo-matrice intergranulaire (Frpm) ont été affectés par l'éogenèse, alors que les grès et conglomérats pauvres en pseudo-matrice ont été principalement affectés par la mésogenèse. La présence de pseudo-matrice, la cimentation par la sidérite micritique, et la formation des ciments d'illites et de dickites représentent des processus de destruction de porosité et perméabilité (Morad *et al*., 2010) et leur impact sur celles-ci sera étudié dans le chapitre suivant.

CHAPITRE VI - Propriétés pétrophysiques des formations du Westphalien

Ce chapitre présente en premier lieu les mesures pétrophysiques faites sur carottes, à savoir, la conductivité thermique, la vitesse des ondes de compression (Vp), la perméabilité à azote et la porosité par saturation à l'eau et par injection mercure. Puis, dans un second temps, discute de du rôle des processus sédimentaires et diagenétiques sur les variations observées dans les mesures.

Collaborateurs :

1. Vanel KWAHA SAMOUO : Stagiaire M2 - Université de Lorraine – Septembre 2020
2. Amine Tewfik ALIK : Stagiaire M2 – Université de Lorraine – Juillet 2021
3. Bara NDIAYE : Stagiaire M2 - Université de Lorraine – Décembre 2022 – Avril 2023

VI.1 Les mesures pétrophysiques

VI.1.1 Densité de la phase solide (g.cm^{-3})

Les valeurs de densité de la phase solide pour les différents faciès sont résumées sur la **Figure VI.1.1A**. Les charbons se distinguent de tous les autres faciès à cause de leur très faible densité. Elles varient entre 1,31 et 1, 52 g.cm^{-3} avec une médiane à 1,37 g.cm^{-3}. Les argiles, les siltites, les grès et les conglomérats montrent des intervalles de variations de densités assez similaires, entre 1, 45 et 2,75 g.cm^{-3} des médianes à 2,64, 2,69, 2, 66, et 2,66 g.cm^{-3}.

VI.1.2 Porosité à l'eau (%)

Les valeurs de porosité mesurées pour les différents faciès sont résumées sur la **Figure VI.1.1B**. Ces valeurs montrent une très forte variabilité de valeurs comprises entre 1% et 16%. Très peu d'échantillons présentent des porosités > 10%. Les grès, les conglomérats, et les argiles montrent des porosités comprises entre 1,91 et 16 % avec la même médiane à 5%. Les siltites ont les valeurs de porosité comprises 1,03 et 12,97%, avec une médiane plus faible à 3, 5%.

VI.1.3 La perméabilité (mD)

Les valeurs de perméabilité des différents faciès sont présentées sur la **Figure VI.1.1C**. L'ensemble des valeurs de perméabilité sont comprises entre 0,0001 et 3,59 mD. Les grès ont des valeurs qui varient entre 0,0001 et 3,59 mD, avec une médiane à 0,02 mD. Les conglomérats ont des valeurs qui varient entre 0,15 et 2,18 mD, avec une médiane à 0,15 mD. Les argiles montrent des perméabilités qui varient entre 1,7.10^{-5} et 0,13 mD, avec une médiane à 0,07 mD. Les charbons montrent les perméabilités les plus élevées. Elles sont comprises entre 0,02 et 5,48 mD, avec une médiane à 0,16 mD.

VI.1.4 Vitesses onde P (m.s^{-1})

Les mesures de V_p ont été effectuées pour chaque faciès (**Figure VI.1.1D)**. Les charbons se distinguent des autres faciès par leurs très faibles vitesses, elles varient entre 300 et 2500 m.s^{-1} avec une médiane à 1100 m.s^{-1}. Cependant, certains charbons présentent des vitesses anormalement élevées de 5000 m.s^{-1}. Les siltites et les argiles ont les vitesses V_p les plus élevées. Pour les siltites, elles varient entre 2000 et 7000 m.s^{-1} avec une médiane à 5100 m.s^{-1}. Pour les argiles, elles varient entre 1500 et 5800 m.s^{-1} avec une médiane à 4800 m.s^{-1}. Les grès et les conglomérats montrent des vitesses intermédiaires, variant entre 2300 et 5500 m.s^{-1} avec des médianes à 4200 m.s^{-1} et à 3600 m.s^{-1} respectivement.

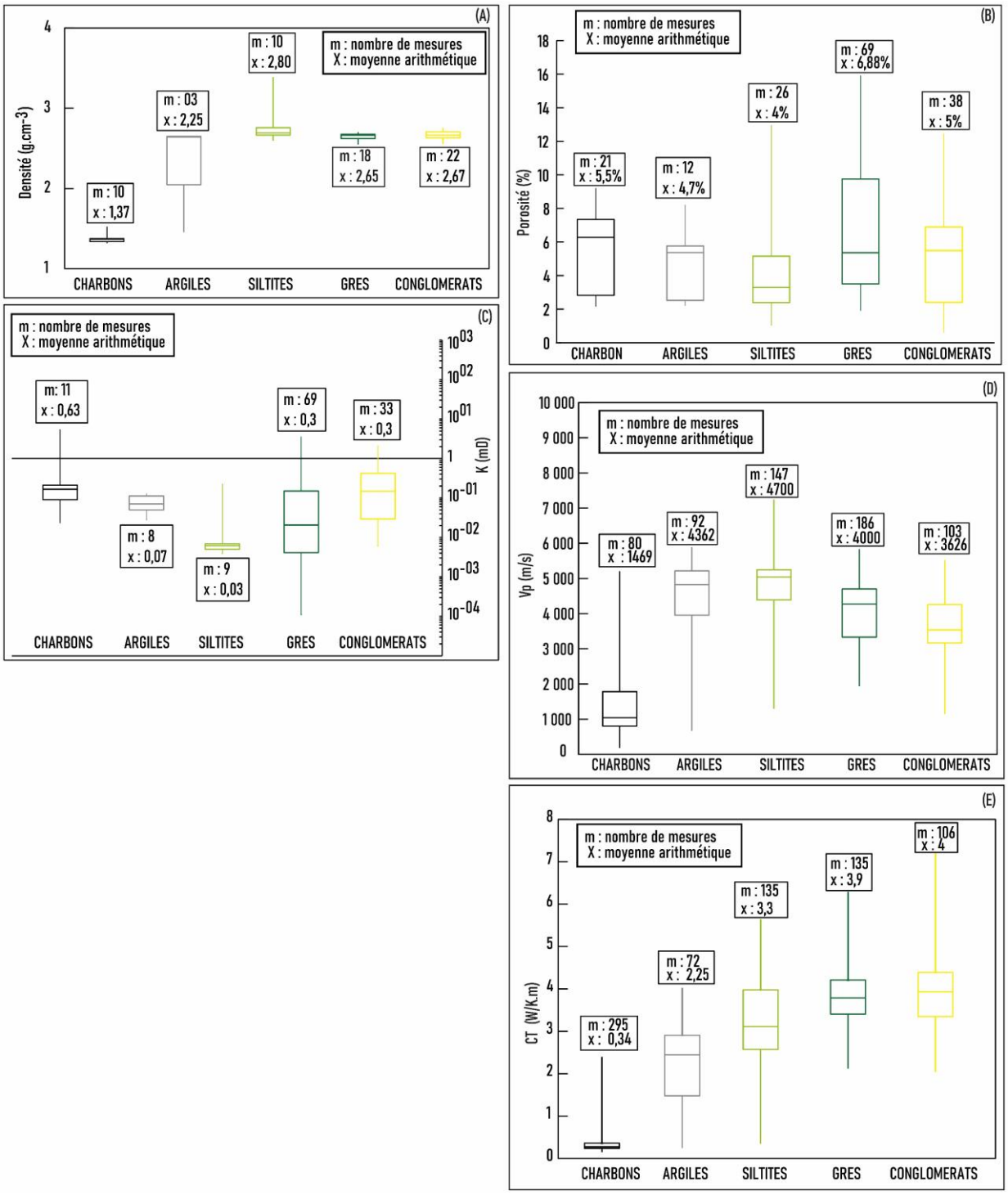


Figure VI.1.1 : Distribution statistiques des mesures de (A) densités de phase solide ($g.cm^{-3}$), (B) de porosité à l'eau (%), (C) de la perméabilité à l'azote (mD), (D) de la vitesse des ondes P ($m.s^{-1}$), (E) de la conductivité thermique ($W.K^{-1}.m^{-1}$) pour les différentes lithologies rencontrées dans les formations du Westphalien.

VI.1.5 La conductivité thermique ($W.K^{-1}.m^{-1}$)

Les distributions statistiques des valeurs de CT sont résumées sur la **Figure VI.1.1E**. Les charbons et les argiles s'individualisent des autres faciès par les valeurs de CT les plus faibles, variant entre 0, 25 et 2, 5 $W.K^{-1}.m^{-1}$ avec une médiane à 0, 3 $W.K^{-1}.m^{-1}$ pour les charbons, et entre de 0, 6 et 4, 5 $W.K^{-1}.m^{-1}$ avec une médiane à 2, 5 $W.K^{-1}.m^{-1}$ pour les argiles. Les siltites sont plus difficile à discriminer des grès car elles montrent des valeurs sensiblement similaires. Leurs CT varient entre 2, 3 et 7 $W.K^{-1}.m^{-1}$ avec une médiane de 4, 5 $W.K^{-1}.m^{-1}$. Les conglomérats se distinguent souvent des autres faciès par une CT plus élevée. Elle varie entre 2, 5 et 8 $W.K^{-1}.m^{-1}$ avec une médiane à 5 $W.K^{-1}.m^{-1}$.

VI.1.6 Distribution des rayons d'accès de pores

Ces valeurs ont été mesurées par porosimétrie de mercure. Pour mieux les exploiter, les courbes de rayons d'accès de quelques échantillons dont les classes de microfaciès sont connues sont représentées sur la **Figure VI.1.2**. Plusieurs échantillons n'ayant pas fait l'objet d'un point-counting ont fait l'objet des mesures par porosimétrie de mercure. Leurs courbes sont reportés sur la figure annexe xx et sont regroupées dans la classe « **unclassified** ».

Pour le forage Lrt-1 (**Figure VI.1.2A**), les échantillons de la famille **Fppm** montrent une distribution des rayons d'accès aux pores centrée autour de 2,5 µm. Les échantillons de la famille **Frpm** montrent des rayons d'accès de pores centrés autour de 0,4 µm. Les échantillons de la famille **Fppmc** et **Frpmc** ont des rayons d'accès de pores les plus petits, centrés autour de 0,01 µm. Les mêmes distributions de rayons d'accès de pores sont retrouvées pour les mêmes familles de microfaciès pour le forage Diebs-1(**Figure VI.1.2B**).

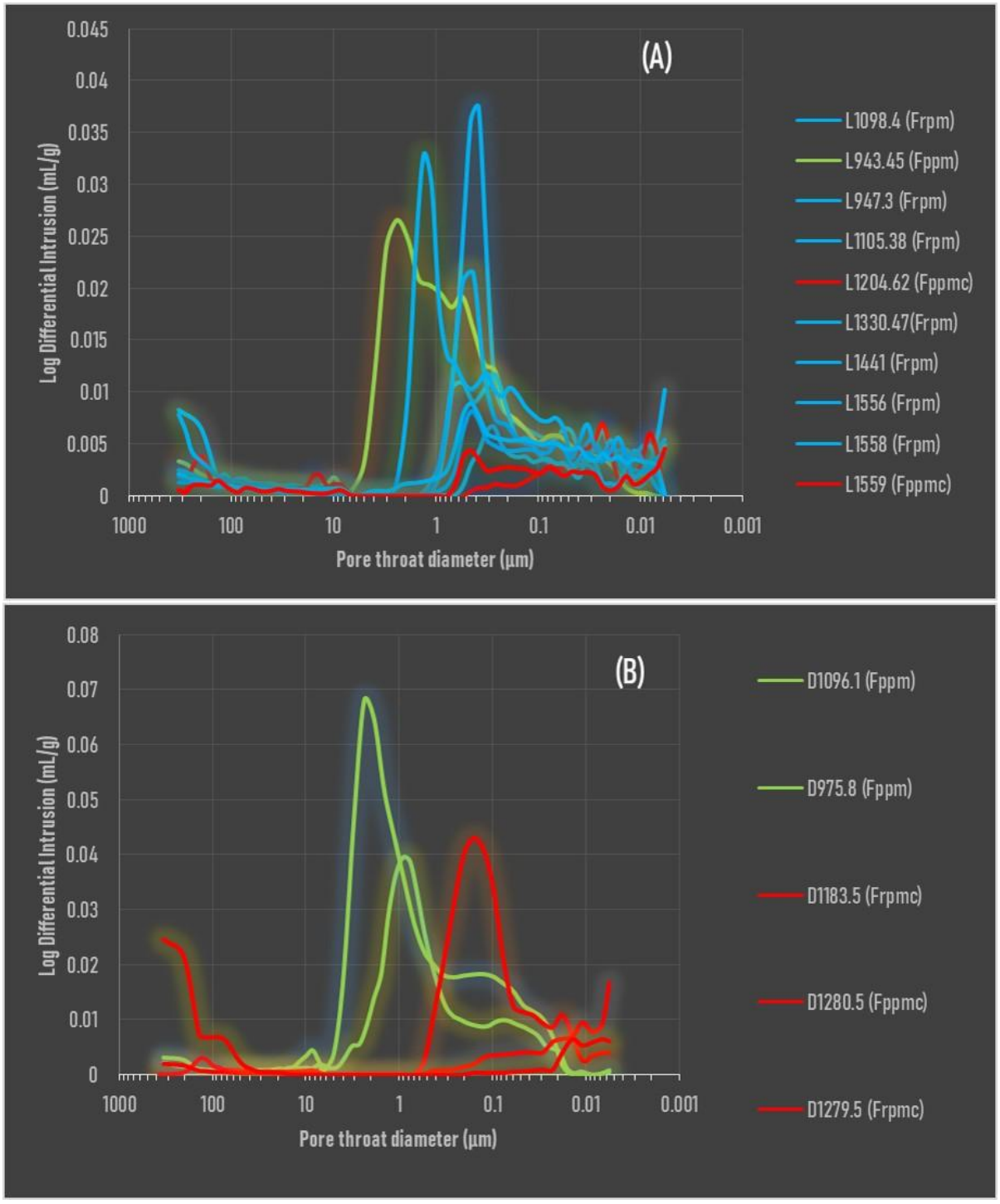


*Figure VI.1.2 : (A) Distribution des rayons d'accès de pores des échantillons du forage Lorette 1. (B) Distribution des rayons d'accès de pores des échantillons du forage Diebling 1. Les échantillons des microfaciès riches et pauvres en pseudo-matrice cimentés par la sidérite (**Frpmc, Fppmc**) possèdent les rayons d'accès de pores les plus petits à cause de cette cimentation. Les plus grands rayons d'accès de pores sont rencontrés dans les microfaciès pauvres en pseudo-matrice et non cimentés (**Fppm**).*

VI.2 Discussion

VI.2.1 Facteurs qui influencent la porosité et la perméabilité

Dans les roches sédimentaires détritiques, plusieurs paramètres sont responsables de la destruction de la porosité et de la perméabilité tels que le pourcentage en pseudo-matrice, la compaction, la précipitation de ciments de sidérite ou d'argiles authigènes (Morad *et al*., 2010). La création de porosité et de l'augmentation de la perméabilité sont des processus plus rares, mais peuvent être le résultat d'une phase de fracturation ou d'une dissolution des ciments (Morad *et al*., 2010). Le rôle de chacun de ces paramètres pour chaque faciès est discuté dans la section suivante en s'appuyant sur les observations macroscopiques et microscopiques.

VI.2.1.1 Les charbons et les argiles

La **Figure VI.2.1A**, représentant la perméabilité en fonction de la porosité des charbons du forage Fols-1A, et les deux paramètres ne montrent aucune corrélation. Les perméabilités peuvent varier d'un ordre de grandeur (de 0,03 mD à 0,3 mD) pour une même valeur de porosité (4, 5% pour exemple). Ceci met en évidence une variabilité de la connectivité de la porosité. Ce type de variabilité est courante pour les charbons (Zheng *et al*., 2018 ; Ramandi *et al*., 2016).

Par ailleurs, macroscopiquement, la majorité des charbons décrits dans le forage Fols-1A sont affectés par des réseaux de fractures orthogonales qui sont soit ouverts (**Figure VI.2.1B**), partiellement, ou complètement cimentés par la sidérite (**Figure VI.2.1C**). La densité des fractures ouvertes, et l'intensité de la cimentation sont probablement les paramètres qui expliquent les variations de perméabilités mesurées. Cependant, aucune mesure de densité de fracture, ni aucune quantification du degré de la cimentation n'a été réalisé pour les échantillons de charbons.

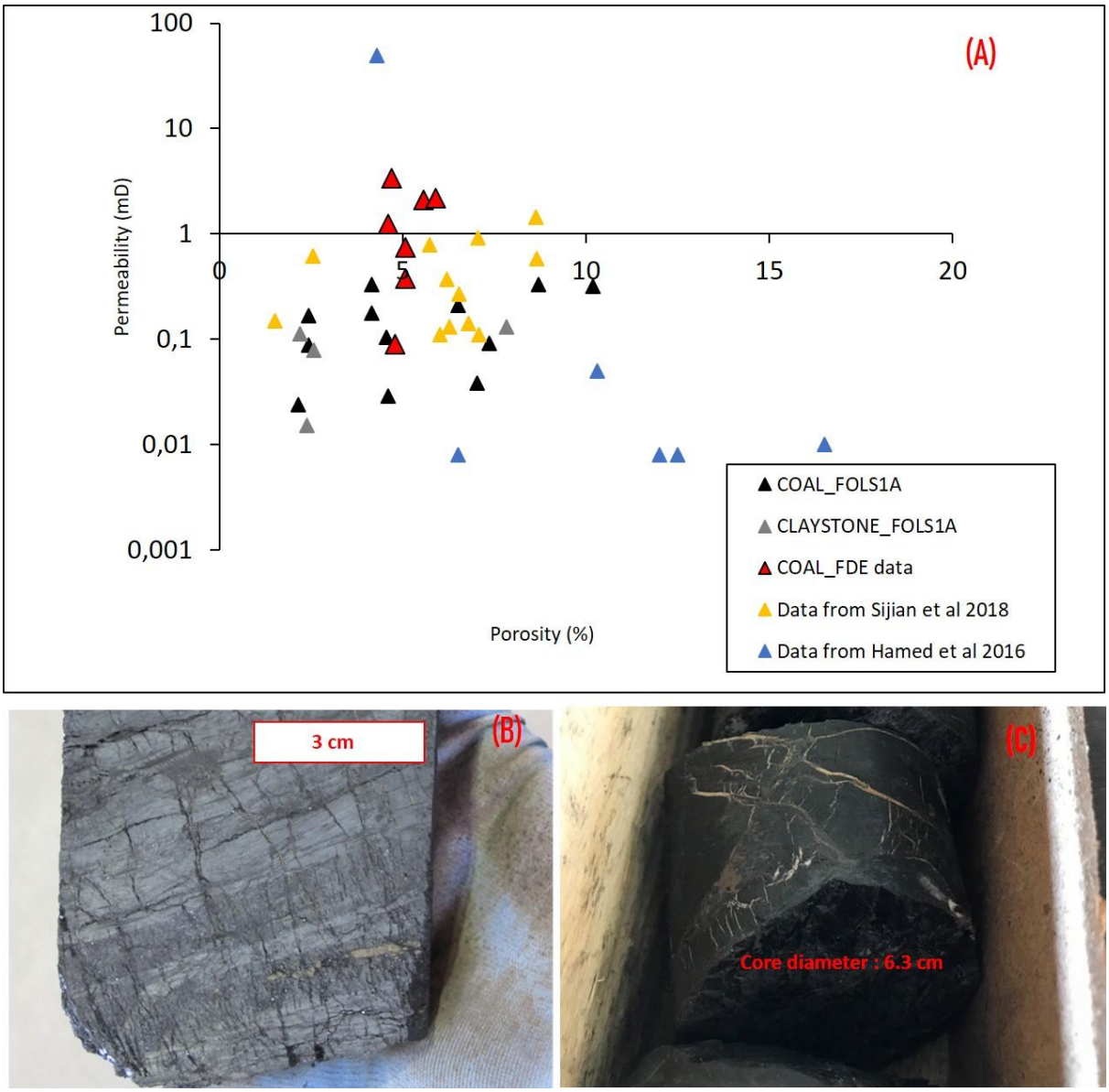


Figure VI.2.1 : (A) Perméabilité des charbons du forage Fols–1A en fonction de la porosité. (B) Image des fractures ouvertes dans un charbon du forage Fols–1A. (C) Exemple de fractures cimentées par la sidérite dans un niveau de charbon du forage Fols–1A.

VI.2.1.2 Les siltites

Pour les siltites, la **Figure VI.2.2** montre une diminution de la perméabilité avec la diminution de la porosité. Les deux paramètres diminuent selon une loi de puissance avec un coefficient de corrélation de 0. 7. La compaction n'est probablement pas le processus qui explique cette diminution car celle-ci n'est pas corrélée avec l'augmentation de la profondeur des échantillons analysés. La densité de fracturation peut aussi être écarté car tous ces échantillons ne montrent aucune fracturation ni sur carotte, ni sur lame mince. Le seul processus diagenétique qui affecte en majorité les siltites est la cimentation par la sidérite micritique.

La cimentation est donc le premier facteur qui contrôle ses deux paramètres.

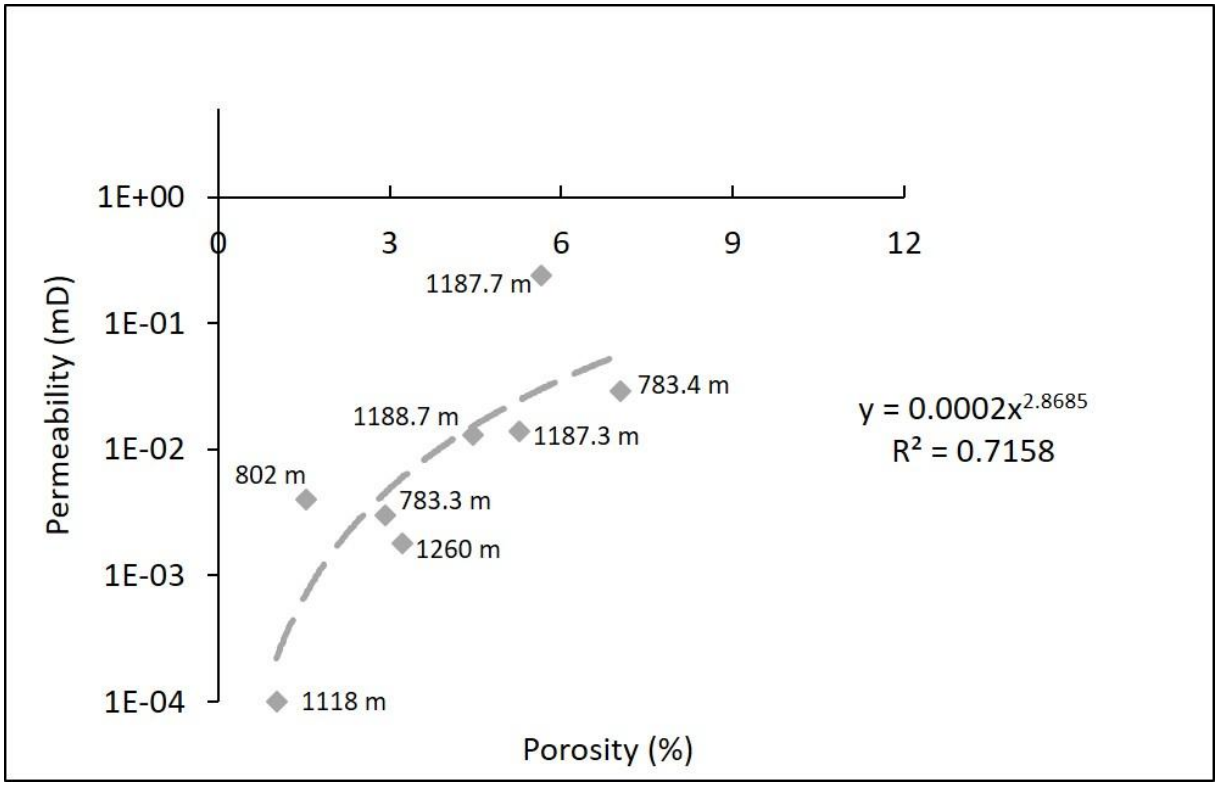


Figure VI.2.2 : Perméabilité en fonction de la porosité dans les siltites. Notez la réduction de la perméabilité avec la réduction de la porosité selon une loi de puissance.

VI.2.1.3 Les grès et les conglomérats

Les valeurs de porosité montrent une grande variabilité pris dans leur ensemble. Cependant, une fois classés par microfaciès diagenétiques (**Figure VI.2.3**), l'histogramme des fréquences des valeurs montrent une distribution bimodale. Le premier groupe (a), composée des échantillons de la famille **Frpmc/Fppmc**, montre des valeurs de porosité ≤ 5%, une moyenne de 2, 57%. Le deuxième groupe (b), représenté par le microfaciès **Fppm**, montre des valeurs de porosité entre 7 et 16% avec une moyenne de 11%. Les échantillons des microfaciès **Fr** montrent des valeurs de porosités entre 4 et 6, situées entre les deux groupes. La réduction de la perméabilité en fonction de la porosité suit une loi de puissance (**Figure VI.2.4**). La forte réduction de ces deux paramètres concerne les microfaciès **Frpmc** et le **Frpm** (perméabilités < 10^{-2} mD, porosité < 3%). Ces deux observations permettent de conclure que la forte présence de pseudo-matrice et la cimentation par la sidérite micritique ont conduit à la réduction importante de la porosité et de la perméabilité des grès et des conglomérats. La formation des ciments de dickite et d'illite dans la porosité des faciès **Fppm** et **Fr** sont des ont contribué à la réduction de la porosité et de la perméabilité. La dissolution des feldspaths et leur remplacement

par les argiles de type kaolinite/dickite est connue pour être un facteur d'amélioration de la microporosité intra-granulaire (Bertier *et al*., 2008 ; Becker *et al*., 2017). Dans les faciès Fppm et Fr riche en feldspaths dissous, les rayons d'accès de pores sont situés entre 1 et 10 µm, ce qui indique une macroporosité. Il n'y a donc pas eu de création de microporosité par dissolution contrairement à certains grès du Westphalien dans d'autres bassins Carbonifère (Bertier *et al*., 2008 ; Becker *et al*., 2017 ; Becker *et al*., 2017).

Similairement, l'impact de la pseudo-matrice et le ciment de sidérite sur la porosité et la perméabilité a été reconnu pour les grès et des conglomérats du Westphalien C du bassin de Campine (Bertier *et al*., 2008), du Westphalien C et D bassin de Lower Saxony (Becker *et al*., 2017), et ceux du Westphalien A du bassin de la Ruhr (Greve *et al*., 2023). Dans notre cas, la cimentation de la sidérite et le pourcentage de la pseudo-matrice sont liés aux conditions de dépôt et de diagenèse pendant l'éogenèse.

Sur la base de ces observations, les microfaciès Frpmc constituent donc des bons faciès barrières à la circulation des fluides (méthane, hydrogène, eau) alors que les faciès Fr et les faciès Fppm représentent les meilleures réservoirs pour ces fluides.

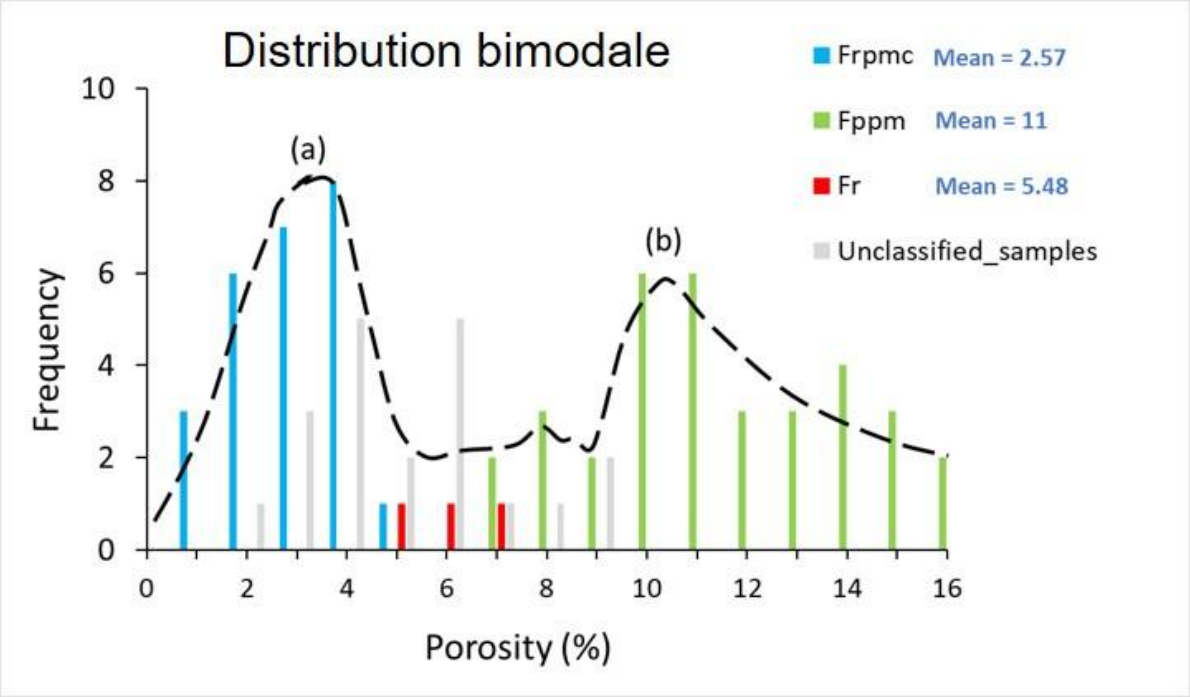


Figure VI.2.3 : Histogramme de fréquence des porosités dans quelques échantillons selon les familles de microfaciès diagenétiques.

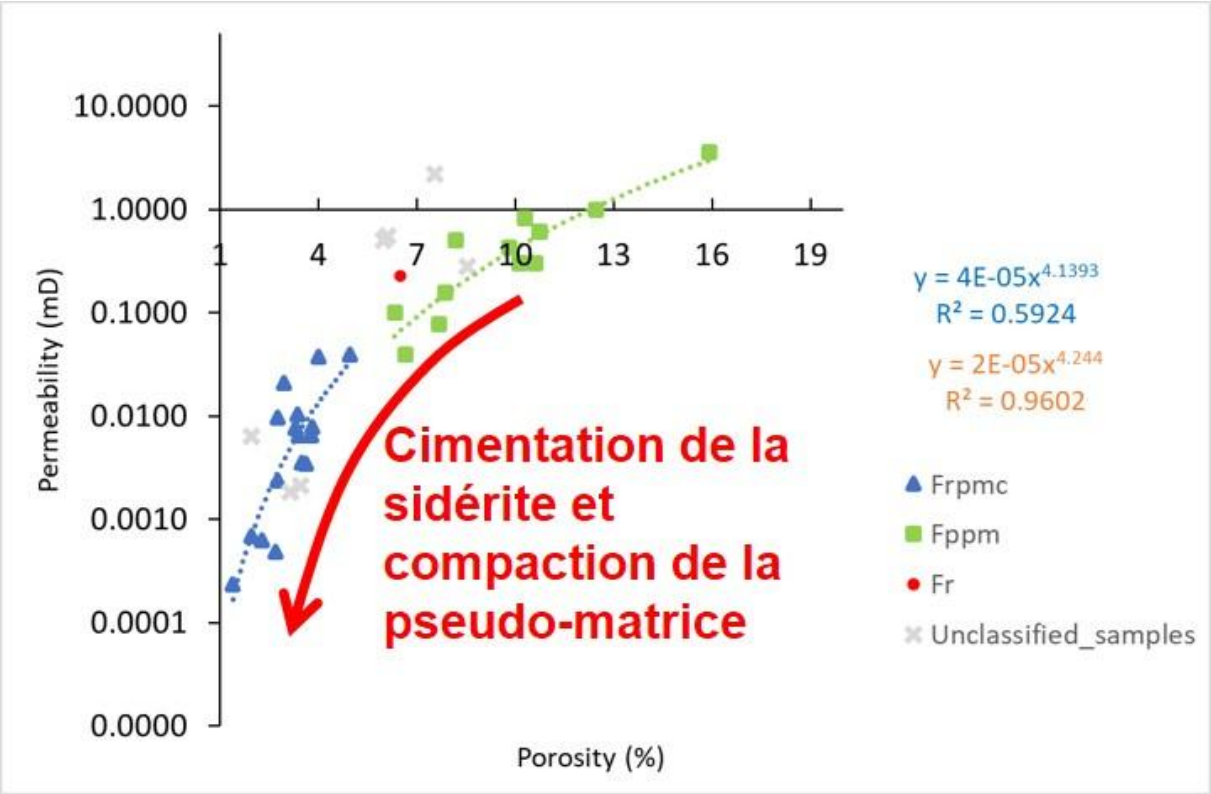


Figure VI.2.4 : Perméabilité en fonction de la porosité dans les différents groupes de microfaciès diagenétiques. Ce graphe illustre l'effet négatif du pourcentage de la pseudo-matrice et de la cimentation de la sidérite sur la perméabilité et la porosité des grès et conglomérats.

Par ailleurs, ces mesures de porosité ont été reportées en fonction de la profondeur pour les forages de Fols-1A et de Diebs-1(**Figure VI.2.5**), et on observe :

- Une légère réduction de la porosité en fonction de la profondeur dans les grès et conglomérats qui suivent une loi de puissance sur les deux forages.
- La présence des échantillons du groupe **Frpmc** à faible profondeur et celle des échantillons **Fppm** et **Fr** en profondeur dont les porosités s'éloignent de la tendance.

La réduction de la porosité avec la profondeur peut indiquer un effet de la compaction. Il faudra plus de données en fonction de la profondeur pour pouvoir mieux juger de l'effet de la compaction. Toutefois, cet effet doit être négligeable dans les faciès Frpmc à cause de la cimentation précoce. Les faciès **Fppm** ont tendance à préserver une certaine porosité avec la profondeur. Ceci peut s'expliquer par le fait que la compaction soit principalement accommodée par les contacts grain à grain, qui permettent de préserver la porosité intergranulaire.

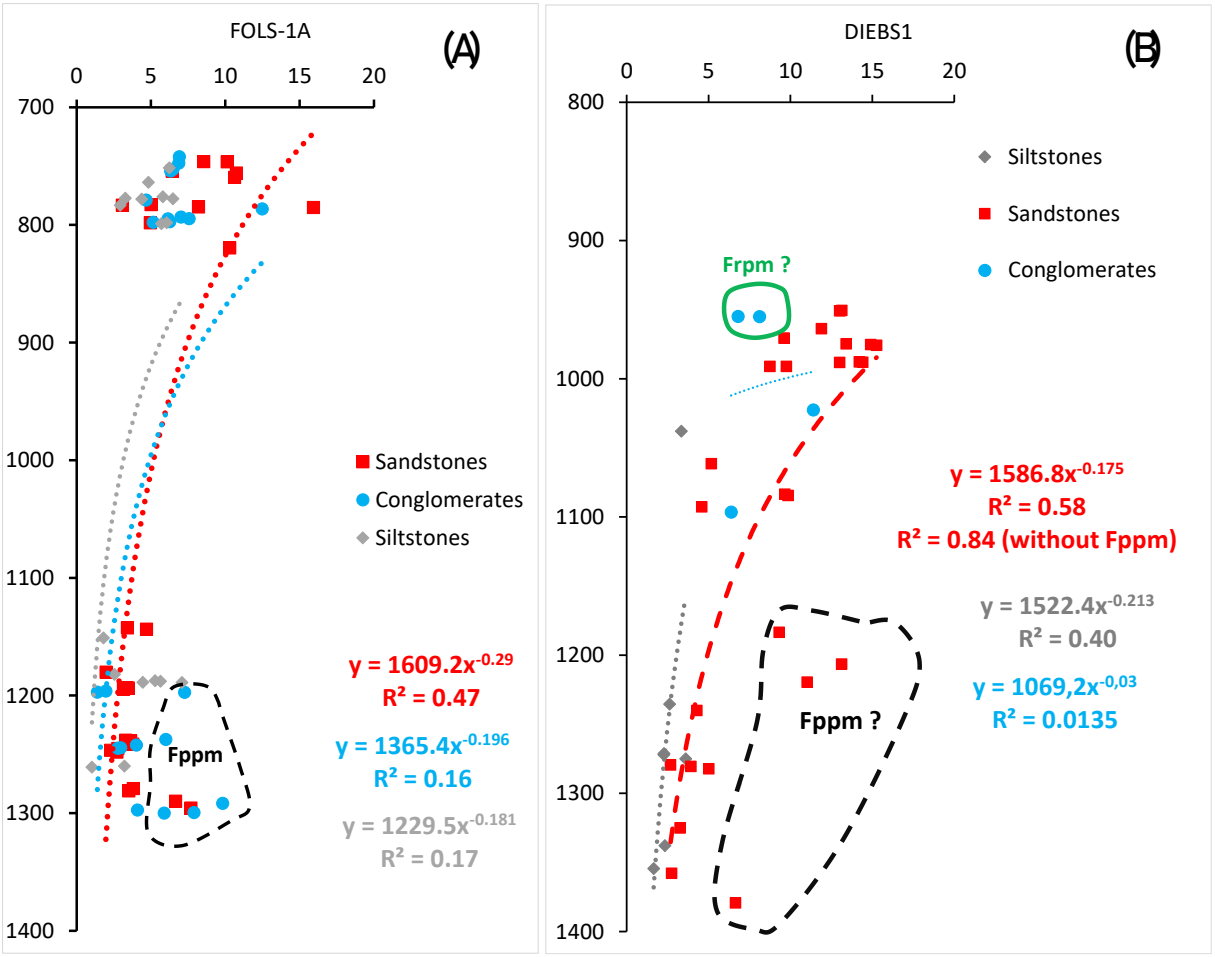


Figure VI.2.5 : Porosité en fonction de la profondeur dans les siltites, les grès et les conglomérats de quelques échantillons des forages Fols-1A (A), et de Diebs-1 (B) classés selon leur groupe de microfaciès diagenétique.

VI.2.2 Facteurs qui influencent la vitesse des ondes de compression (Vp)

VI.2.2.1 Les charbons et les argiles

Pour les charbons, les vitesses supérieures à 3000 ms^{-1} s'expliquent par l'effet de la cimentation par la sidérite. Lorsqu'on isole les échantillons non-cimentés, la **Figure VI.2.6A et B** montre une diminution linéaire des vitesses Vp avec l'augmentation de la porosité, indiquant que la porosité à un effet de ralentissement des ondes. Cependant, la porosité n'est pas le seul paramètre qui contrôle les vitesses dans les charbons. Morcote *et al.* (2010) a par exemple montré que les vitesses peuvent augmenter avec l'augmentation de la maturité de charbons. Cet aspect n'est pas à considérer dans notre cas car les charbons étudiés possèdent la même maturité.

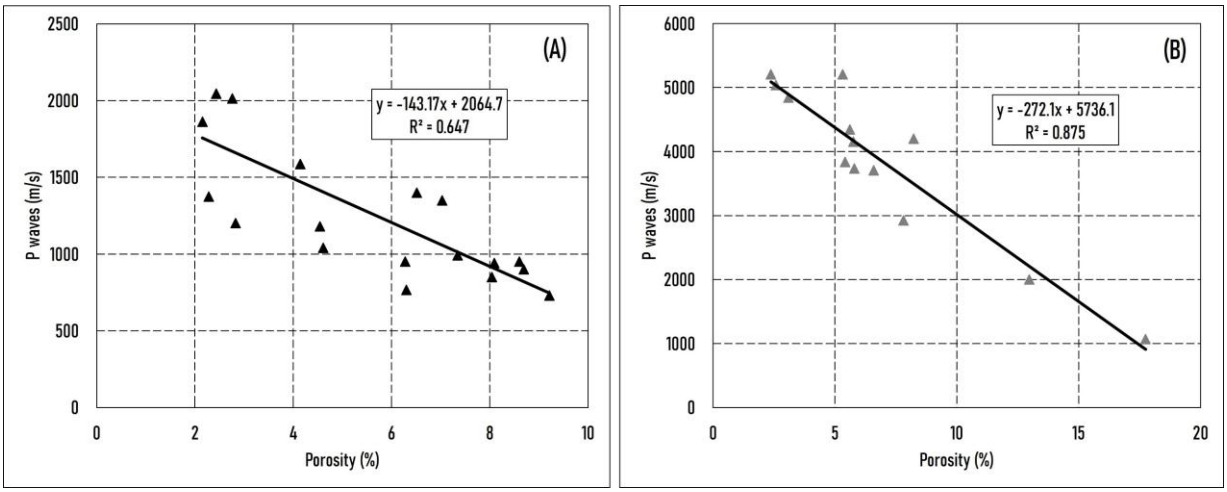


Figure VI.2.6 : (A) Vp en fonction de la porosité dans les charbons. (B) Vp en fonction de la porosité dans les argilites.

VI.2.2.2 Les faciès détritiques : siltites, grès et les conglomérats

Les valeurs de V_p sont représentées en fonction de la porosité pour les grès et les conglomérats (**Figure VI.2.7**), et pour les siltites (**Figure VI.2.8**). On observe une décroissance linéaire des vitesses en fonction de l'augmentation de la porosité pour les trois faciès, un comportement attendu car l'augmentation des vides augmente le pourcentage de ralentissement des ondes. Par ailleurs, en catégorisant les échantillons par microfaciès, deux groupes se dégagent. Un groupe des échantillons à vitesses > 4000 m/s et porosité < 4%, représentés par les échantillons du microfaciès **Frpm** et **Frpmc**, et un groupe d'échantillons de vitesses < 4000 m/s et de porosité > 8% appartiennent aux microfaciès **Fr et Fppm**. Les points se trouvant entre les deux clusters correspondent le plus souvent aux microfaciès **Fr**. Cette observation suggère que la cimentation par la sidérite et la forte teneur de pseudo-matrice tendent à augmentent les vitesses par la réduction de la porosité. La dispersion des valeurs de vitesses en fonction de la porosité observée pour les échantillons de Fols-1A peuvent donc correspondre à des variations degré de cimentation et de compaction de la pseudo-matrice. De la même façon, les faibles valeurs de vitesse dues la non-cimentation et au faible pourcentage de pseudo-matrice dans la porosité des microfaciès **Fppm**.

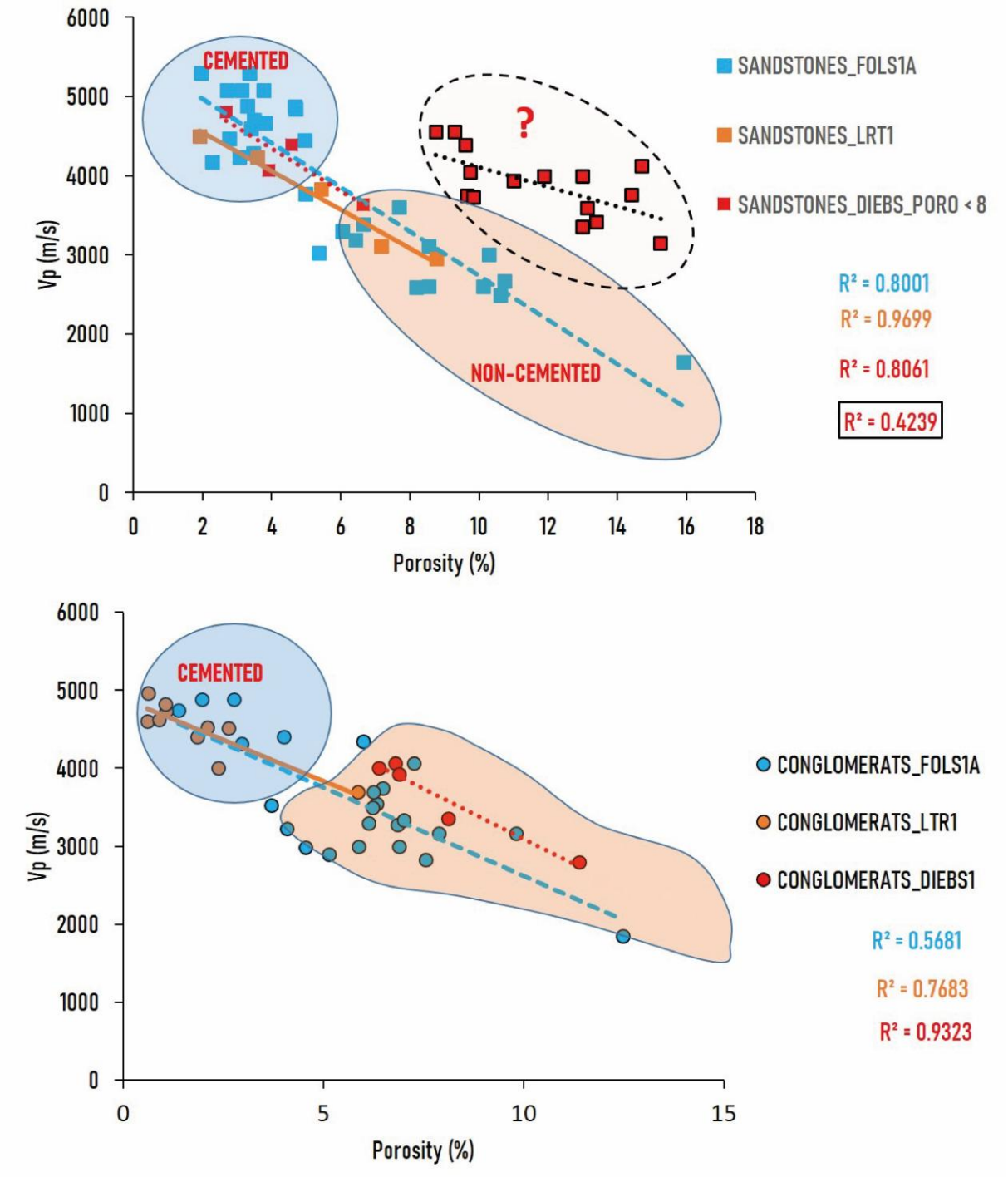


Figure VI.2.7 : Vitesses Vp en fonction des porosités pour les grès (image d'en haut) et pour les conglomérats (image d'en bas). Une diminution des Vp avec l'augmentation de la porosité est observée.

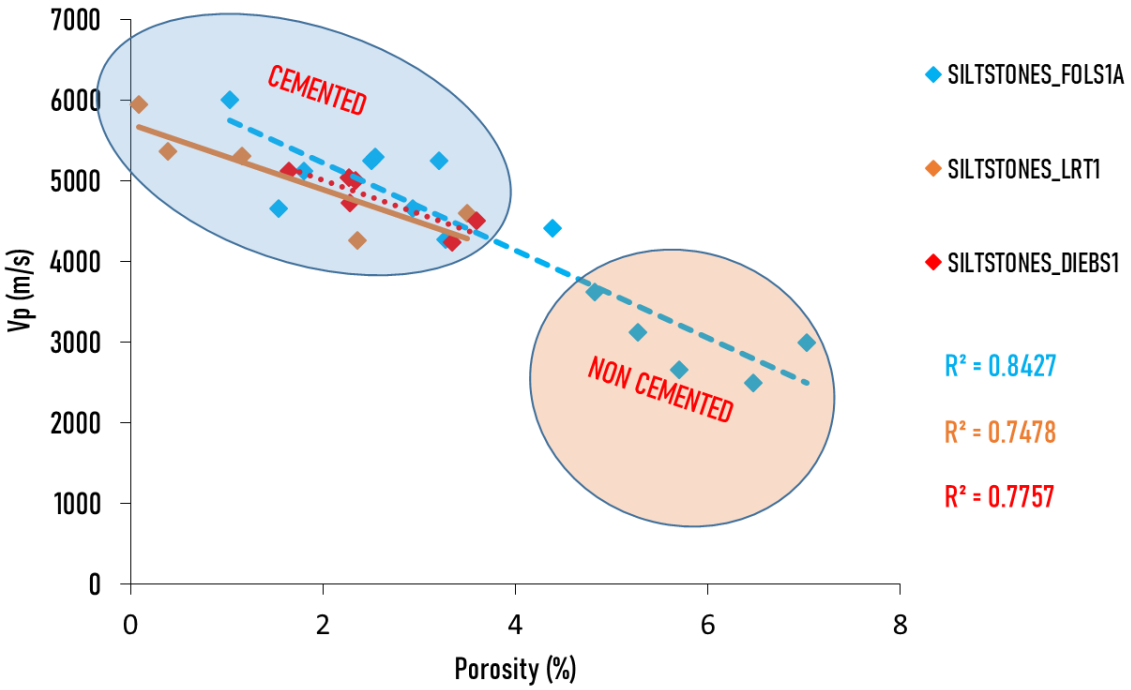


Figure VI.2.8 : Vitesses Vp en fonction des porosités pour les grès (image d'en haut) et pour les conglomérats (image d'en bas). Une diminution des Vp avec l'augmentation de la porosité est observée.

En revanche, les grès du forage Diebs-1 constituent un sous-groupe de points dont les vitesses sont anormalement élevées (pointillés noirs) par rapport aux échantillons des deux autres forages ayant les mêmes porosités (> 8%). Ces vitesses anormalement élevées peuvent trouver leur explication dans une micro-structuration particulière de la porosité. Cependant, aucune lame mince n'a été confectionnée dans ces échantillons faute de temps. Ces échantillons ne seront donc pas discutés en détails.

VI.2.3 Facteurs qui influencent la conductivité thermique

Plusieurs études ont montré que les facteurs tels que la nature lithologique, la porosité, la nature minéralogique des grains détritiques exercent une influence sur la conductivité thermique (Jorand *et al.*, 2015 ; Nabawy et Géraud, 2016 ; Kammlein et Stollhofen, 2016). Au premier ordre, les distributions de valeurs de CT (**Figure VI.1.1E**) suggèrent un contrôle lithologique et granulométrique, en mettant en évidence trois pôles distincts : un pôle avec de très faibles valeurs composé des faciès riches en matières organique (charbons et argiles), un pôle de valeurs intermédiaires composé des siltites et des grès, et un pôle avec de fortes valeurs composé des conglomérats.

VI.2.3.1 Les charbons et les argiles

Les très faibles valeurs de CT des charbons sont dues principalement à la faible conductivité thermique de la matière organique qui les constitue (Herrin et Demin, 1996 ; Labus et Labus, 2018). La mesure en continue de la CT sur deux tronçons du forage de Folschviller (**Figure VI.2.9A et B**) montre d'une part une variation importante d'un facteur de 10 (de 3,5 à 0,35 $W.K^{-1}.m^{-1}$) à la limite entre le niveau à grès fins-siltites et le charbon surincombant, d'autre part, des fortes valeurs de CT dans des niveaux de charbonneux silteux dues à une forte proportion de quartz dans ces faciès de transition.

Selon Coskey et Cumella (2015), les très faibles conductivités des charbons leur confèrent un rôle d'isolant thermique, qui a pour effet d'augmenter la chaleur dans les couches réservoirs (gréso-conglomératiques) sous-jacentes. Un tel effet explique peut-être l'anomalie positive de température observé entre 997 m et 1030 m dans le forage Diebs-1, où la température passe de 26°C dans la couche Frieda 4-3 à 32°C dans l'intervalle de gréso-conglomératique sous-jacent.

L'influence de la porosité sur les CT a été testé (**Figure VI.2.10**). La **Figure VI.2.10** montre une très légère diminution des CT avec l'augmentation de la porosité, indiquant un faible contrôle par la porosité, ou un effet de la variabilité minéralogique plus important.

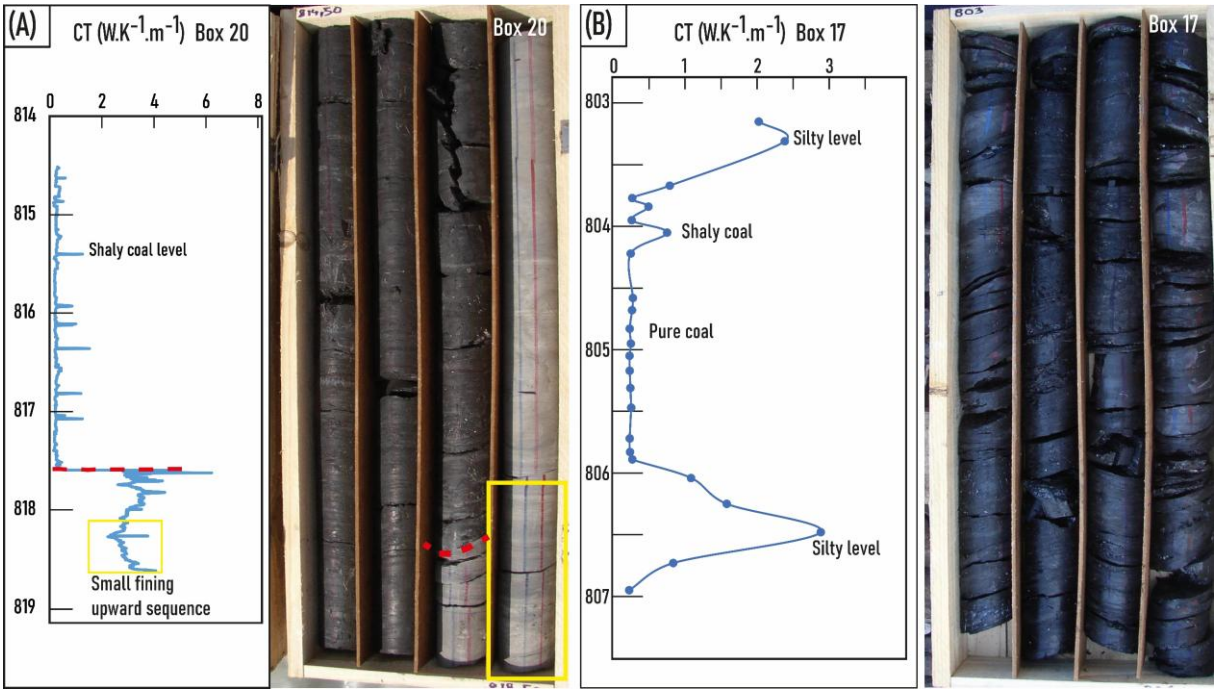


Figure VI.2.9 : (A) Profil CT en fonction de la profondeur (forage Fols-1A) illustrant une chute brutale de CT à la limite entre le niveau silto-gréseux et le charbon. (B) Profil CT en fonction de la profondeur (forage Fols-1A) montrant des pics de valeurs de CT liés à la présence des niveaux silto-argileux intercalés dans le charbon.

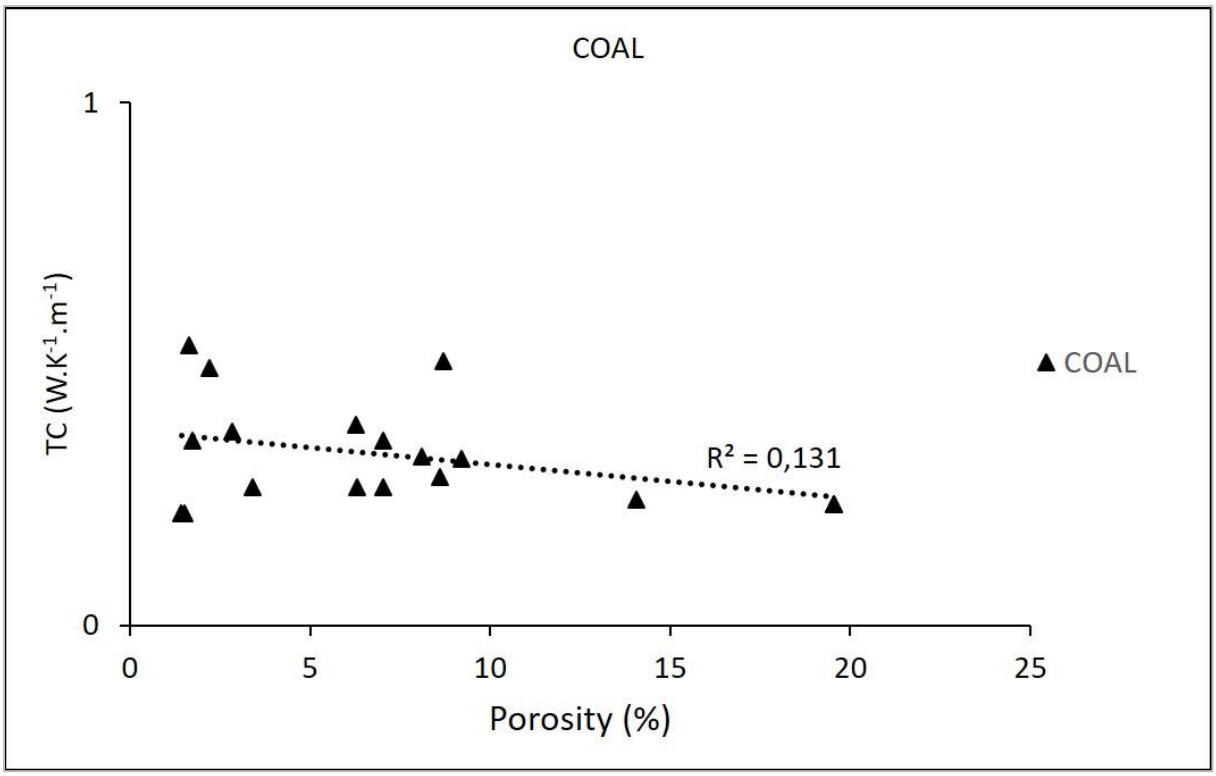


Figure VI.2.10 : Conductivité thermique (CT) en fonction de la porosité à l'eau dans les charbons. Une faible diminution de CT est observée avec l'augmentation de la porosité.

VI.2.3.2 Les siltites, les grès et les conglomérats

Dans ces faciès, la granulométrie semble être un facteur qui influence les valeurs de CT car, les profils de valeurs de CT dans les séquences fluviatiles augmentent progressivement vers le sommet des séquences granocroissantes (**Figure VI.2.11A**), et inversement, les valeurs de CT diminuent progressivement dans les séquences granodécroissantes vers le sommet (**Figure VI.2.11B**). Une deuxième explication pourrait simplement être le rôle du pourcentage en quartz qui augmente dans les faciès de plus en plus grossiers, pointant donc le rôle du tri minéralogique et pas forcément granulométrique.

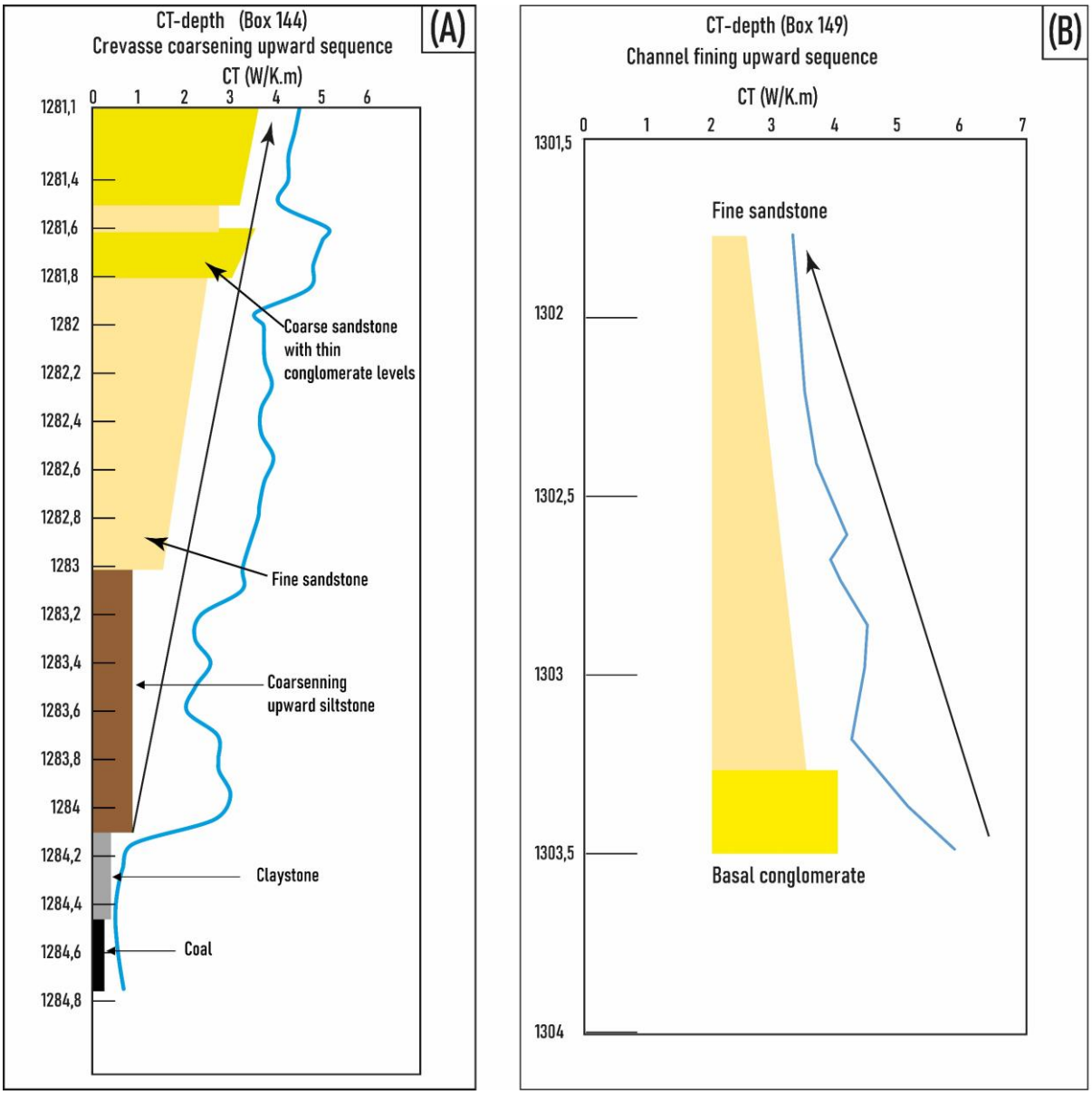


Figure VI.2.11 : Effet de la granulométrie sur les valeurs de CT. (A) Exemple d'augmentation progressive des CT dans une séquence granocroissante de crevasse-splay. (B) Diminution progressive des CT dans une séquence granodécroissante de chenal fluviatile.

Le rôle de la porosité a été également investigué (**Figure VI.2.12**). Globalement, on note une diminution des CT avec l'augmentation de la porosité pour tous les faciès. Cependant, cette tendance s'exprime mieux dans les grès que dans les siltites et les conglomérats qui montrent de très faibles coefficients de corrélation. Cette forte variabilité est probablement liée à une forte variabilité minéralogique dans les grès.

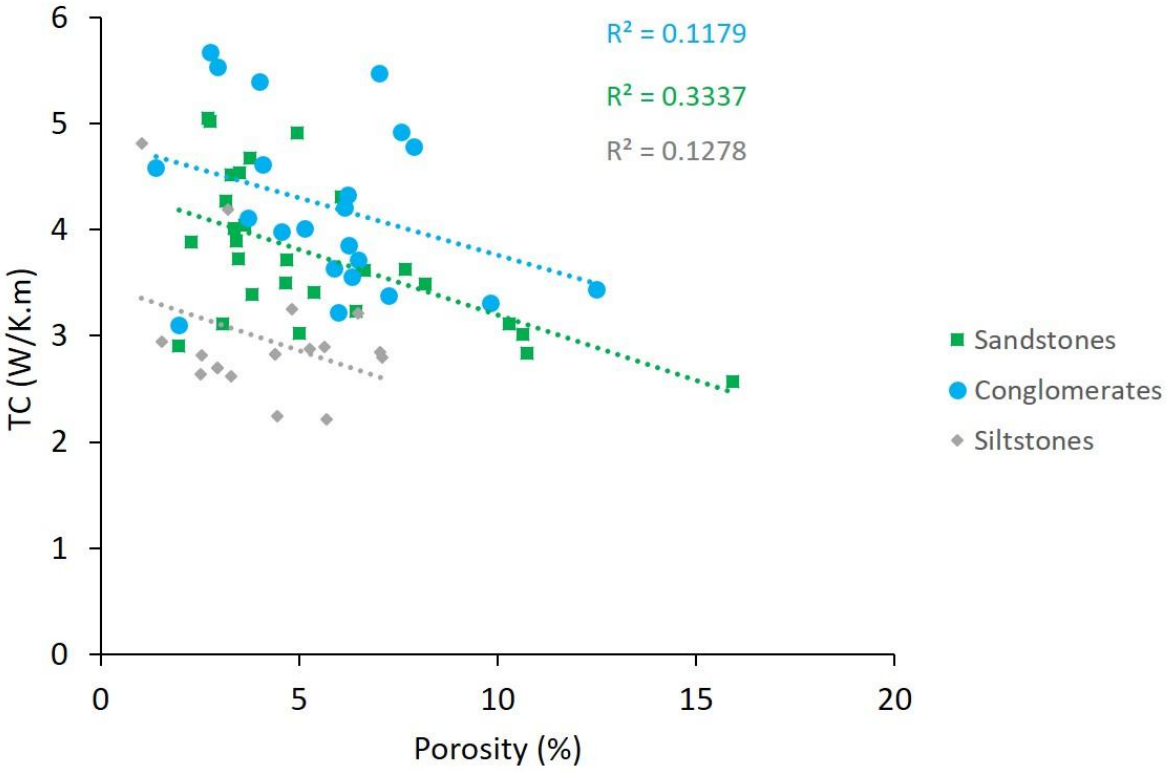


Figure VI.2.12 : Conductivité thermique (CT) en fonction de la porosité pour les siltites, les grès et les conglomérats. Une faible diminution des CT est corrélée avec l'augmentation de la porosité dans les grès. Les siltites et les conglomérats montrent une forte variabilité des CT.

Par ailleurs, l'influence de la présence de pseudo-matrice et cimentation par la sidérite ont été également investiguées en représentant les valeurs de CT en fonction du pourcentage de pseudo-matrice pour chaque famille de microfaciès (**Figure VI.2.13**). En général, on note une diminution des valeurs de CT avec une augmentation du pourcentage de pseudo-matrice pour les échantillons du forage de Coumes 15/8 et ceux du forage Lrt-1. Cette réduction de CT est due à la mauvaise conductivité thermique des éléments argileux et à la matière organique présente dans la pseudo-matrice.

Pour le forage Fols-1A, des tendances apparaissent également pour chaque famille de microfaciès. Pour les échantillons du microfaciès **Fr**, on retrouve une diminution des CT avec l'augmentation du pourcentage de pseudo-matrice. La même tendance est observée pour les échantillons du microfaciès **Frpmc,** à l'exception de l'échantillon F1247, qui garde une forte valeur de CT malgré son fort pourcentage en pseudo-matrice.

Un autre groupe d'échantillons limités par le cercle jaune se démarque par des très faibles CT (**Figure VI.2.13**). Dans l'ordre croissant des valeurs de CT, il s'agit du grès fin E19 (F755, 7)

; du grès moyen E24 (F759, 3) ; du grès fin F819, 5 ; du conglomérat F1291, 5 ; et du conglomérat E17 (F754, 15). Ces échantillons sont aussi riches en quartz que d'autres échantillons du forage qui présentent des valeurs de CT plus élevées (**Figure VI.2.13**), ces différences peuvent donc être attribués aux variations de porosité. Pour les conglomérats, le faible pourcentage de quartz pourrait en être l'explication.

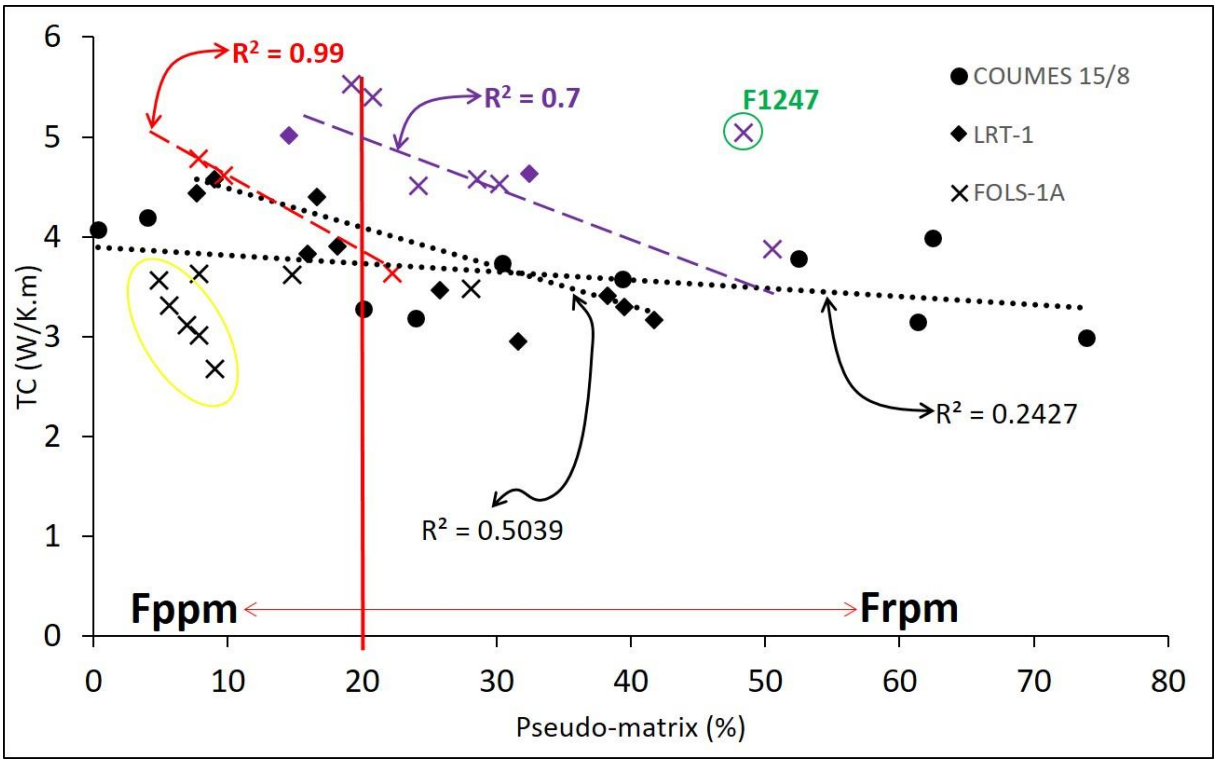


Figure VI.2.13 : Conductivité thermique (CT) en fonction du pourcentage de pseudo-matrice des échantillons de Fols-1A, Lrt-1, et Coumes 15-8.

VI.3 Conclusion

Plusieurs points sont à retenir sur les facteurs qui ont influencé la porosité et la perméabilité des grès et conglomérats du Westphalien/Stéphanien à l'échelle de la carotte. Les deux facteurs principaux sont le pourcentage de la pseudo-matrice dans l'espace intergranulaire et la cimentation par la sidérite, ces deux facteurs dépendent des conditions de dépôt et de la diagenèse précoce. Pour les microfaciès **Frpm et Frpmc**, le fort pourcentage de pseudo-matrice intergranulaire et la cimentation de sidérite à réduit drastiquement la porosité (moyenne actuelle : 2,57%) et la perméabilité (moyenne actuelle $<10^{-2}$ mD) dès l'éogenèse**.** Cette cimentation précoce a limité la formation ciments diagenétiques tardifs (pendant l'enfouissement) dans ces faciès. Pour les faciès **Fr** et **Fppm**, la réduction de la porosité et de la perméabilité a été moins drastique pendant l'éogenèse à cause le leur faible pourcentage en pseudo-matrice et au faible développement de ciment de sidérite. Leur porosité (7 et 16%) et de leur perméabilité ($>10^{-1}$ mD) ont été réduites pendant la mésogenèse à cause la précipitation des ciments d'argiles d'illites. La dissolution de feldspaths alcalins observée dans les faciès **Fppm** et **Fr** n'a pas amélioré la porosité à cause du remplacement total par les l'illite et la dickite.

Par ailleurs, la réduction drastique de porosité par la sidérite dans les microfaciès **Frpmc** leur confère des vitesses V_p les plus élevées, soit > 4000 $m.s^{-1}$ comparé aux autres microfaciès. En ce qui concerne la conductivité thermique, les charbons se sont révélés être des très mauvais conducteurs (CT médiane = 0,3 $W.K^{-1}.m^{-1}$), et les conglomérats de meilleurs conducteurs (CT médiane = 5 $W.K^{-1}.m^{-1}$). Les corrélations avec la porosité, le pourcentage de pseudo-matrice et les vitesses ont montré que les facteurs les plus importants qui influencent les CT sont la quantité de matière organique, le pourcentage en quartz et la granulométrie des faciès et la variabilité minéralogique.

En somme, ces différents résultats pétrophysiques suggèrent que les microfaciès **Frpmc** sont de mauvais réservoirs mais de meilleurs faciès barrières alors que les microfaciès **Fr et Fppm** représentent les meilleurs réservoirs pour la géothermie, le stockage de CO_2 ou d'hydrogène.

CHAPITRE VII - La fracturation des formations du Westphalien

Ce chapitre présente les caractéristiques géométriques des fractures analysées à partir de l'imagerie BHTV et des descriptions de carottes, avec une attention particulière sur les fractures cimentées, dont les ciments seront étudiés pour déterminer l'origine des fluides minéralisateurs et leurs conditions de précipitation au chapitre suivant. L'analyse conjointe des carottes et des images BHTV a été utilisée pour les forages Fols-1A et Diebs-1. Les fractures du forage Suy-1 n'ont été décrites que sur carotte, en effet, aucune imagerie BHTV n'était disponible.

Collaborateur :

Gireau BOUMBOUET : Stagiaire M2 à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG) – du 02 Mars au 24 Juillet 2020.

VII.1 Caractéristiques de la fracturation

VII.1.1 Le forage de Folschviller 1A

VII.1.1.1 Résultats imagerie BHTV

La stratigraphie a une orientation générale N50-30°SE déterminée à partir de l'orientation des limites de couches de charbon (**Figure VII.1.1A**). Pour les fractures, quatre familles d'orientation ont été identifiées (**Figure VII.1.1B**), la N60-40/60°NW (plans bleus), la N125-40/70°NE (plans gris), la N150-40/75°NE (plans noirs) et la famille N170-60/80°E (plans marrons). La N60 est la plus abondante. Les fractures affectant actuellement sur une structure monoclinale avec un pendage à 30°, une rotation des orientations a été effectuée afin de savoir si celles-ci étaient syn-plissement ou non. Le résultat n'a pas changé drastiquement les orientations (**Figure VII.1.1**). La famille N60-70 continue de montrer un faible pendage (inférieur à 15°) et les familles N125 ; N150 et N170 conservent leur fort pendage.

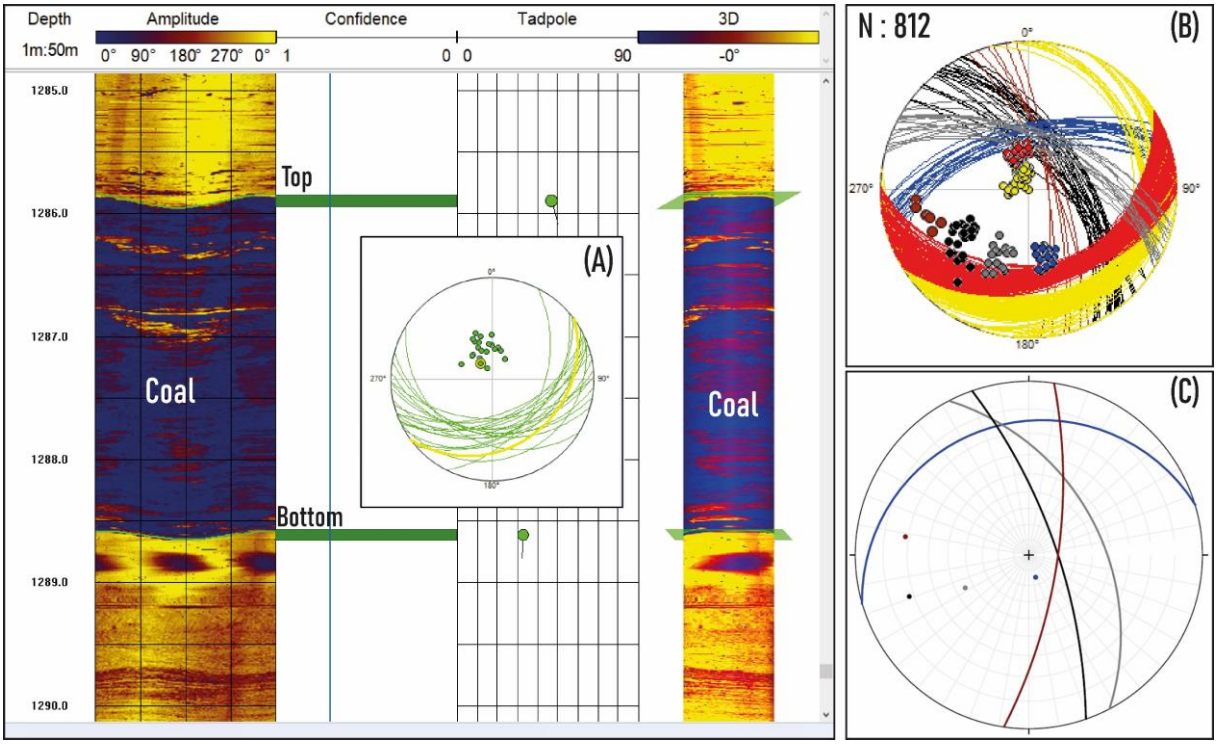


Figure VII.1.1 : Représentations stéréographiques par projection de Wulff pôle Sud des pôles et des plans des fractures dans les couches de charbon. (A) Plans et pôles des limites de couche de charbon. (B) Plans et pôles des litages internes des charbons (plans rouges et jaunes) et des 4 familles de fractures (plans bleus, noirs, marrons, gris). (C) Plans et pôles moyens des quatre familles de fractures après rotation du pendage structural des couches.

VII.1.1.2 Corrélation entre les images BHTV et les carottes

Les observations de carottes confirment la présence exclusive des fractures dans les couches de charbon sur le forage. Le calage des surfaces stratigraphiques identifiées sur carottes et sur l'imagerie BHTV conduit à localiser des fractures. Cette démarche a permis de réaliser plusieurs corrélations qui sont présentées sur la **Figure VII.1.2** et la **Figure VII.1.3**.

- Il peut exister un décalage de plus ou moins 1 m entre les profondeurs indiquées sur les carottes et les profondeurs indiquées sur l'imagerie BHTV pour certains niveaux. Ce décalage est illustré sur la **Figure VII.1.2** avec le toit de la couche de charbon à 1151,25 m pour les images BHTV alors qu'elle se trouve à 1150,35 m sur les carottes.
- Les petites fractures cimentées, observées sur carottes n'ont pas été vues sur les images BHTV (**Figure VII.1.2**). Ceci est probablement lié à leur petite taille (< 6 cm) et du fait qu'elles soient confinées dans les couches de charbon.

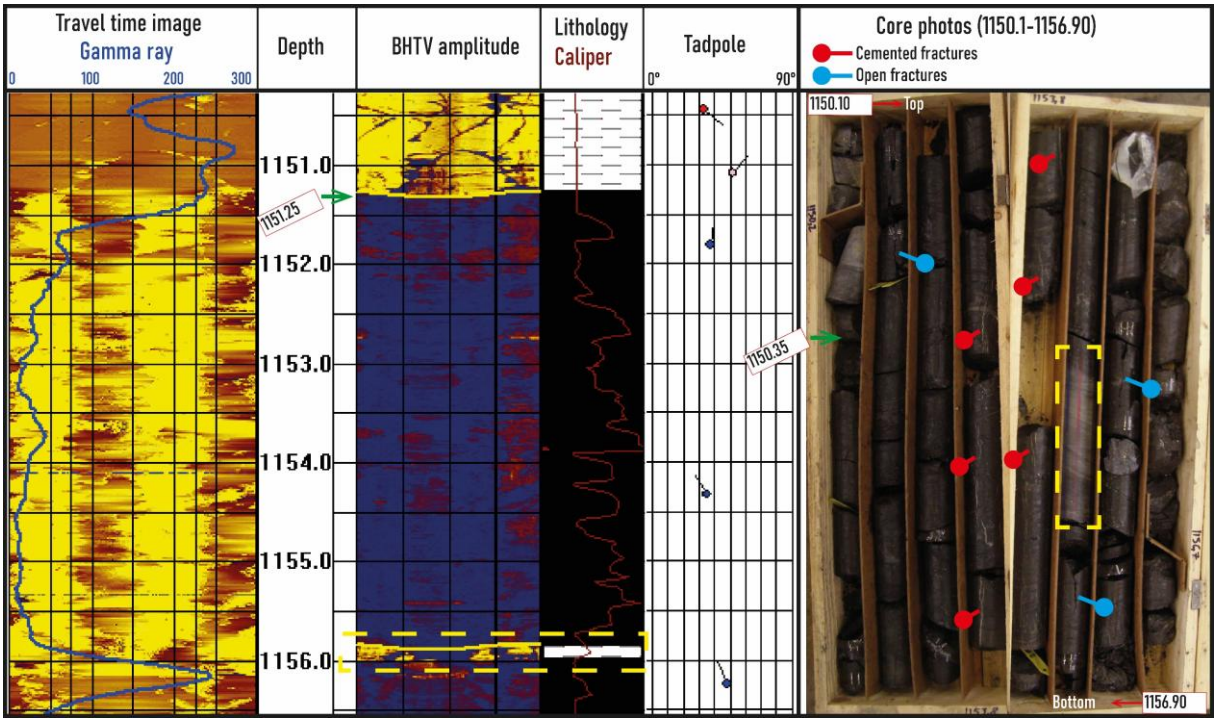


Figure VII.1.2 : Corrélations entre les analyses des images BHTV et les observations sur carottes pour le forage de Folschviller. Il est à noter la présence de plusieurs petites fractures cimentées dans le charbon et qui n'ont pas été détectées sur l'imagerie BHTV. Notez également une différence de 1 m entre la profondeur du toit de la couche de charbon indiquée sur l'image BHTV et celle indiquée sur les carottes.

D'autre part, les observations des carottes ont permis de mettre en évidence plusieurs critères géométriques associés aux fractures cimentées tels que. Elles s'organisent souvent en deux ou trois familles de fractures obliques qui se recoupent (**Figure VII.1.3A**) ; elles sont disposées en

échelon avec des terminaisons de type hooking dans les zones de relai (**Figure VII.1.3A/B**) ; aucun indice de déplacement le long de leur plan principal à l'exception de la microfaille de décrochement dextre affecte l'échantillon F1220,20 (**Figure VII.1.3C**) ; enfin leur remplissage est essentiellement le ciment de sidérite et des fragments de charbons.

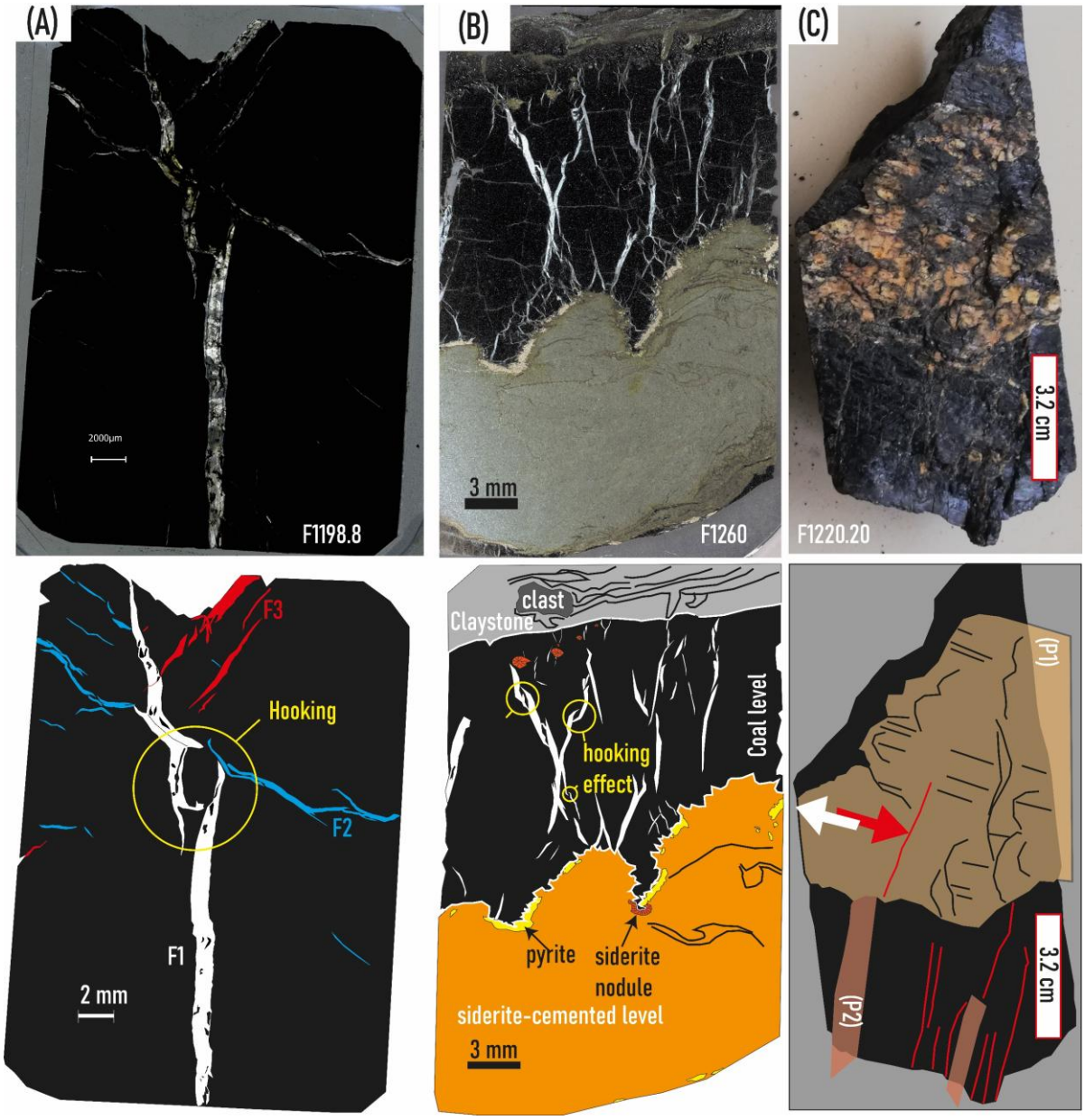


Figure VII.1.3 : (A) Échantillon F1198, 8 montrant trois familles de fractures cimentées par la sidérite. (B) Échantillon F1260 montrant un réseau de fractures conjuguées cimentées par la sidérite dans l'intervalle de charbon. Il est à noter également les terminaisons de type hooking au niveau des zones de relai entre ces fractures. (C) Échantillon F1220,20 montrant un plan de fracture (P1) avec des stries horizontales indiquant un mouvement de cisaillement dextre. Le remplissage de ces fractures est également la sidérite.

VII.1.2 Le forage de Diebling (Diebs-1)

VII.1.2.1 Résultats BHTV

Pour le forage de Diebling 1, les strates sont subhorizontales avec une orientation générale N50-7°NW. Deux types de fractures ont été distingués : les fractures de faible amplitude (sombre) appelé « dark fractures » et les fractures de fort amplitude (claires) appelées « bright fractures » (**Figure VII.1.4**). Les dark fractures ont été rencontrés dans tous les faciès alors que les bright fractures sont absentes dans les charbons.

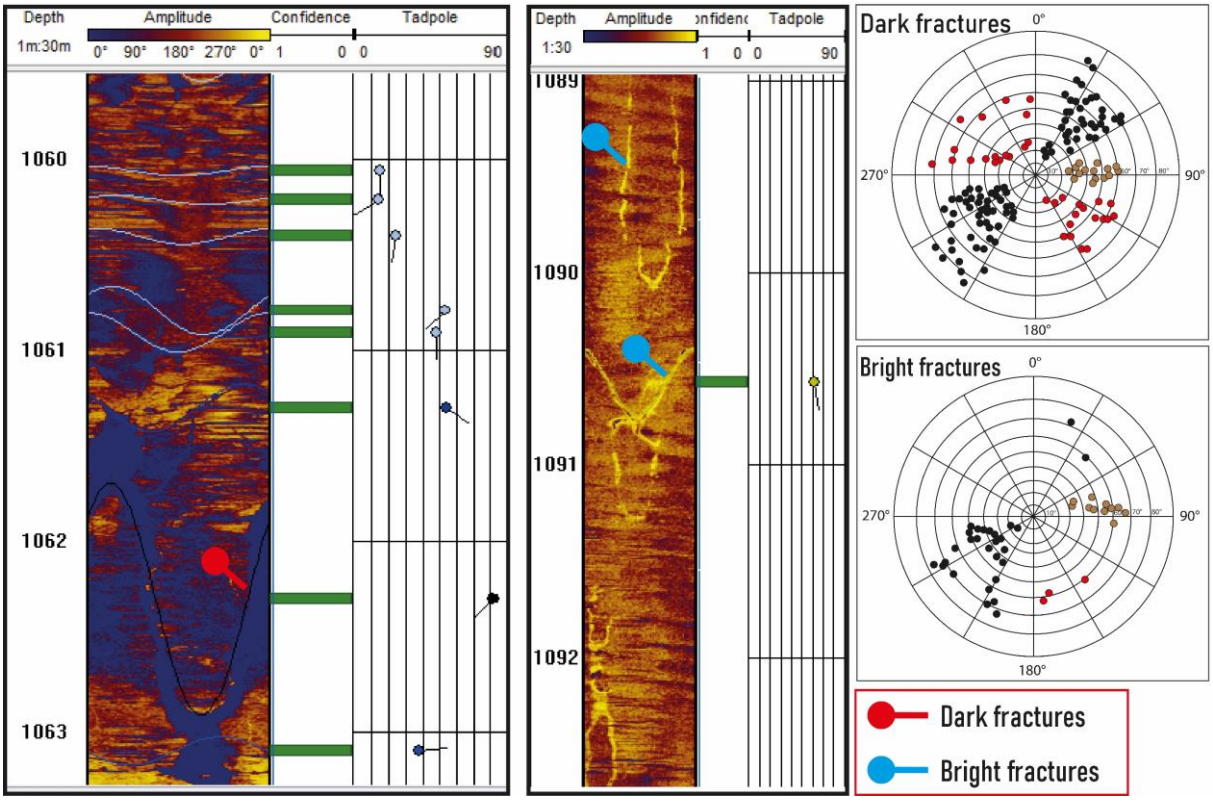


Figure VII.1.4 : Exemple de dark et de bright fracture en imagerie BHTV ainsi que les représentations stéréographiques de leurs pôles pour le forage de Diebling 1. La représentation stéréographique est une projection de Wulff - pôle supérieur.

Dans les « dark fractures », on observe 5 familles directionnelles (**Figure VII.1.4**) :

- Deux familles orientées respectivement N45-30°NW et N45-30° SE (pôles rouges),
- Deux familles orientées respectivement N125-45°NE et N125-45°SW (pôles noirs),
- Une famille de direction N170-40°E (pôles jaunes)

Parmi les « bright fractures », on retrouve la famille N170-40°E, la N125-45°SW comme familles principales alors que les familles N45-30°NW et N125-45°NE sont en très faible proportion.

VII.1.2.2 Corrélation entre les analyses d'images BHTV et les carottes

Des corrélations faites entre les fractures analysées sur l'imagerie BHTV et les fractures cimentées observées sur carottes (**Figure VII.1.5**) montrent que :

- Les fractures cimentées observées sur carottes appartiennent majoritairement au groupe des « bright fracture » à cimentation d'ankérite.
- Les fractures reconnues à la fois sur les images BHTV et sur les carottes se regroupent en deux familles d'orientation : celles orientées N125 à pendage vers le SW et vers le NE, et, celles orientées N90 avec un pendage à 90°.
- Les fractures de la famille orientée N125 sont principalement remplies par l'association pyrite-dickite-quartz alors que celles de la famille N90 est remplient par l'association ankérite-pyrite-sphalérite-dickite
- En fonction de l'abondance de la pyrite par rapport à l'ankérite, certaines fractures forment des dark fracture sur les images BHTV.
- Plusieurs fractures montrent clairement des indices des stries horizontales indiquant un mouvement de décrochement dextre (fracture F1274,5-1283,25) ou des décalages verticaux centimétriques des niveaux argilo-silteux indiquant un mouvement normal (F1274,5-1283,25).
- La plupart de ces fractures se développent sur quelques cm jusqu'à quelques mètres pour les fractures sub-verticales (parallèle à l'axe du forage) comme la fracture F1274,5-1283,25.

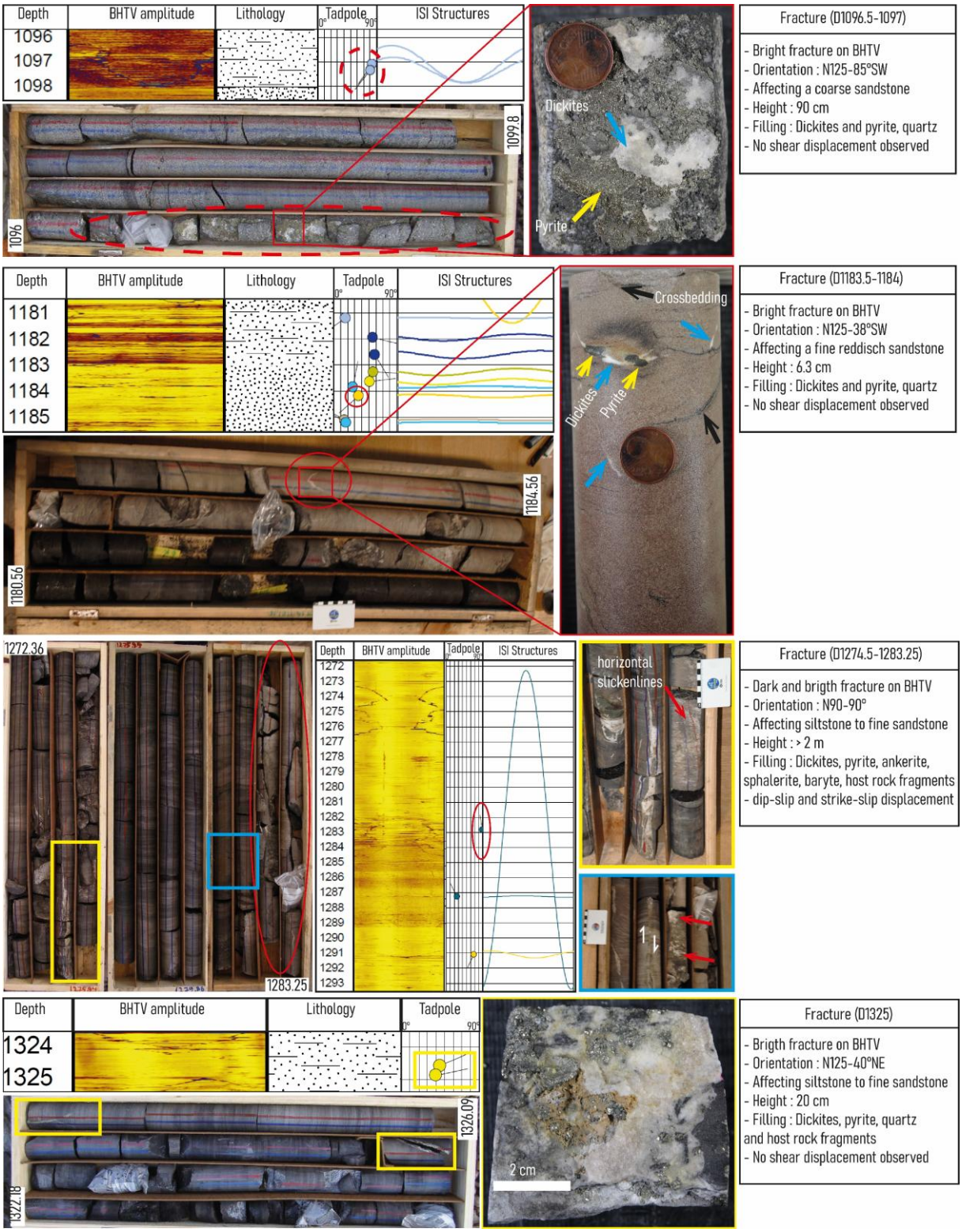
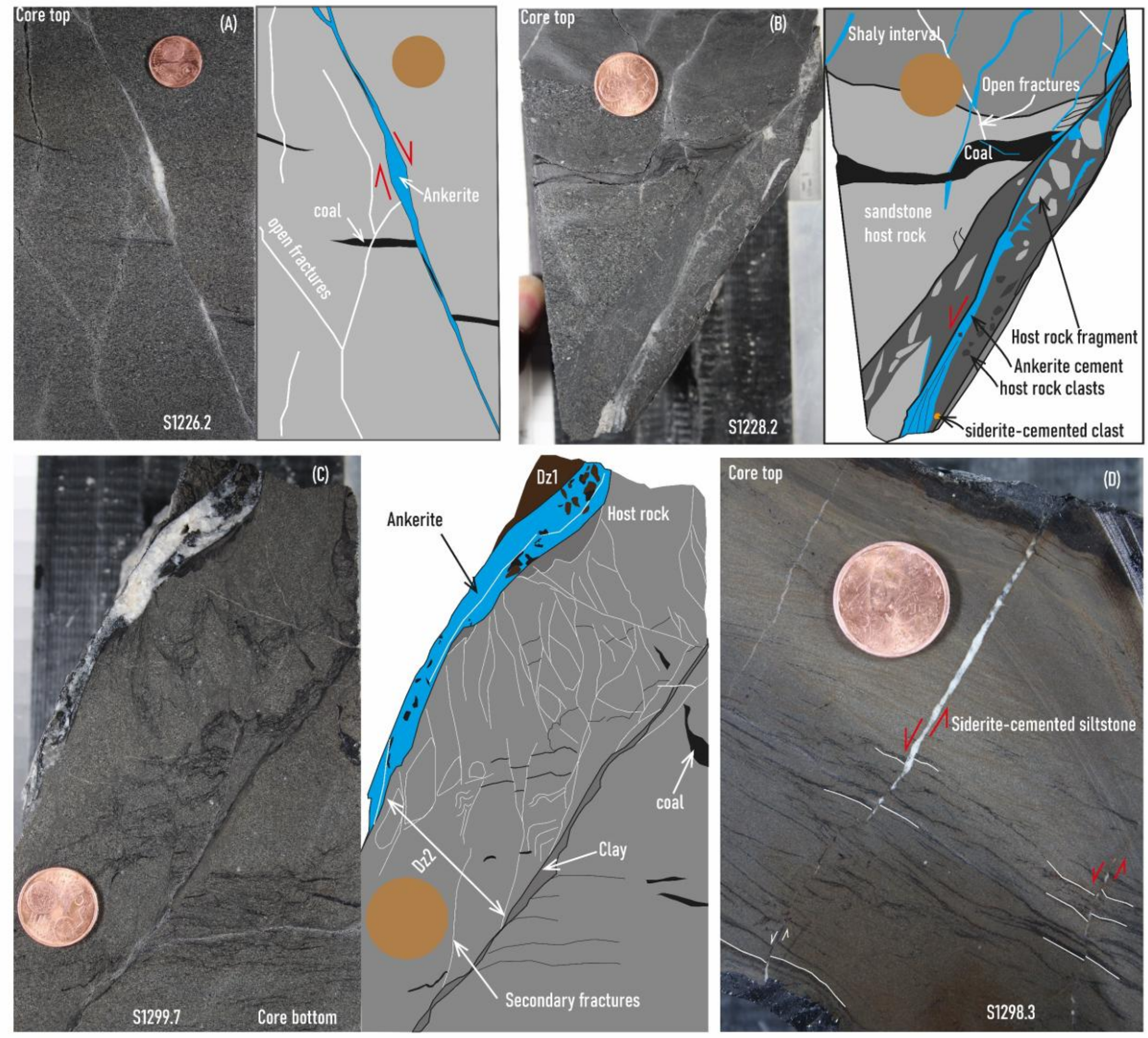


Figure VII.1.5 : Caractéristiques structurales de fractures cimentées reconnues à la fois sur l'imagerie BHTV et sur les carottes du forage de Diebling 1. Trois familles d'orientation ressortent, la N125 (NW-SE) à pendage de 40° vers le NE et vers le SW, et la N90 (E-W) avec 90° de pendage. Les stries ont été observées sur la famille E-W.

VII.1.3 Le forage de Saulcy (Suy-1)

Les critères géométriques des fractures observées pour ce forage sont résumés sur la **Figure VII.1.6**. La plupart des fractures cimentées montrent :

- Des indices de mouvement de cisaillement avec des décalages verticaux centimétriques indiquant un mouvement normal (**Figure VII.1.6A, B, D**)
- Certaines montrent un plan de fracture principale et des zones d'endommagement autour (**Figure VII.1.6B et C**)
- Leurs plans recoupent souvent la carotte entière de 12,6 cm de diamètre
- Ces fractures sont remplies par des ciments d'ankérite, de pyrite/chalcopyrite, de dickite, de sphalérite, de quartz, de fragments de la roche hôte et des charbons.



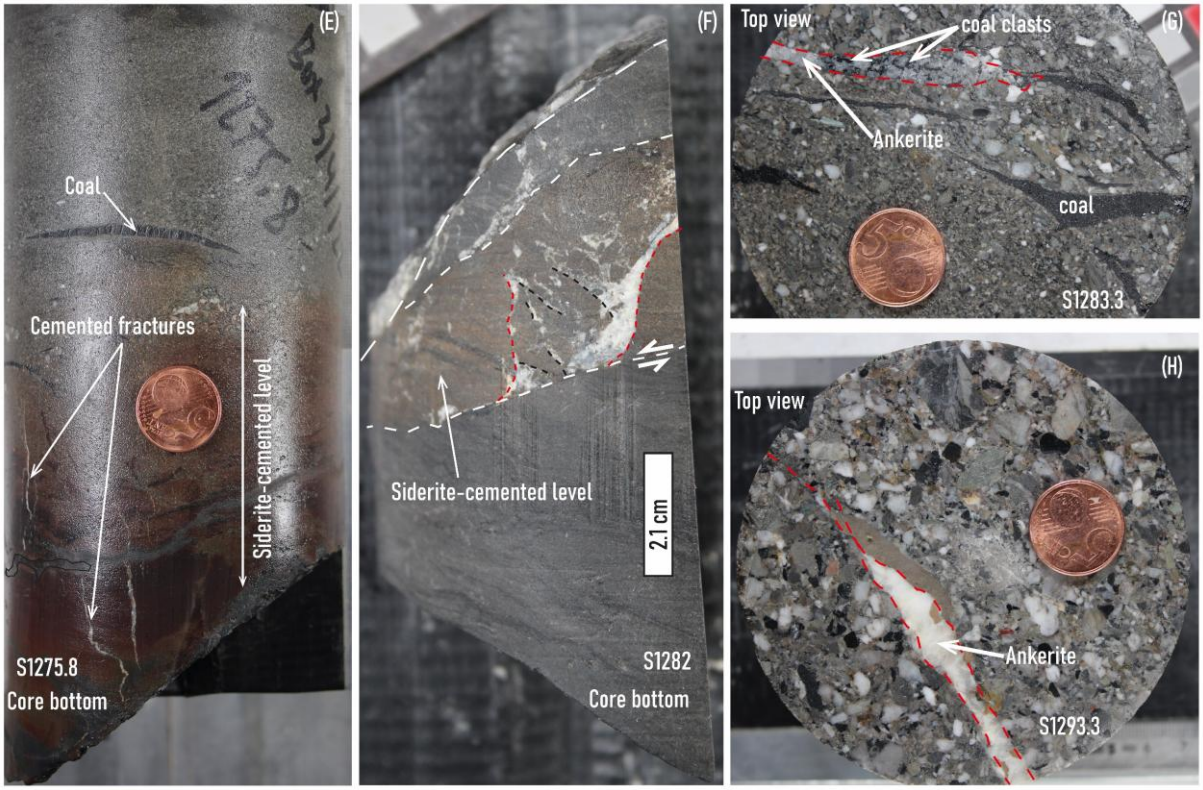


Figure VII.1.6 : Caractéristiques structurales des échantillons du forage de Saulcy. (A) Image et schéma de carotte de l'échantillon S1226,2 montrant une fracture de cisaillement avec un décalage de 2 cm. (B) Image et schéma de carotte de l'échantillon S1228,2 montrant une zone de déformation complexe, avec un plan principal cimenté par l'ankérite, entourée de deux zones d'endommagement qui contiennent des fragments de la roche hôte. (C) Image et schéma de carotte de l'échantillon S1299,7 montrant deux plans de fractures majeures qui limitent une zone d'endommagement affectée par des fractures obliques qui s'arrêtent sur ces deux plans. Ces critères indiquent que les fractures principales sont probablement des fractures de cisaillement. (D) Image de carotte de l'échantillon S1298,3 montrant plusieurs fractures cimentées qui décalent des litages. (E) Image de carotte et schéma de l'échantillon S1275,8 montrant plusieurs petites fractures à ankérite, qui se développent préférentiellement dans l'intervalle cimenté par la sidérite. (F) Image de carotte de l'échantillon S1282 montrant des fractures cimentées se développant préférentiellement dans l'intervalle cimenté par la sidérite. (G, H) Echantillons S1283,3 et S1293 ,3 montrant des fractures cimentées par de l'ankérite dans un conglomérat.

VII.2 Discussion

En s'appuyant sur les critères morphologiques observés sur carottes, sur les orientations calculées à partir des images BHTV, et sur les types de remplissages reconnus, cette partie permet de discuter de la typologie des fractures, ainsi que de leur chronologie de mise en place en fonction des évènements tectoniques connues.

VII.2.1 Type et origine des fractures

Les critères morphologiques observés sur les carottes (pour tous les faciès) permettent de distinguer deux types de fractures : les fractures d'extension et les fracture de cisaillement (failles). Les fractures d'extension sont caractérisées par des remplissages sans indice de cisaillement, une disposition en relai avec des terminaisons de type hooking. Les failles sont dominées par la présence des stries de mouvement de décrochement dextre et normaux, avec des quantités de déplacement centimétrique, notamment pour la famille E-W (N90-90°). Ces deux familles de fractures ont aussi été décrites par de Joussineau (2025) et de Pryvalov *et al.* (2021) dans les mêmes formations.

En ce qui concerne l'origine des fractures d'extension dans la littérature, Bons *et al.* (2012) suggèrent deux processus, la fracturation à cause de la surpression de fluide dans les pores pendant l'enfouissement ou une fracturation secondaire due au mouvement d'une grande faille. Pryvalov *et al.* (2021) attribuent une origine tectonique à toutes les fractures dans les charbons du bassin. Cependant, il est difficile de conclure avec exactitude car la dimension des carottes ne permet d'observer que 6 à 7 cm autour de celle-ci, ce qui empêche d'observer à la fois ces fractures et les autres structures tectoniques. Seules les observations sur un affleurement permettent d'observer à la fois les petites et les grandes structures tectoniques. Ces fractures d'extension pourraient tout aussi bien être liées à la fracturation par surpression de pores pendant l'enfouissement.

En revanche, les failles observées sont probablement d'origine tectonique à cause de la présence des stries. Celles-ci montrent des mouvements normaux et décrochants qui peuvent indiquer une fracturation liée à un régime de contrainte transtensif, ou indiquer deux épisodes tectoniques qui se superposent. Les seuls régimes tectoniques extensifs et décrochants connues dans le BHL sont celles du Stéphanien inférieur (Hemelsdaël *et al.*, 2023), du Permo-Trias et du Jurassique (Villemin, 1987 ; Donsimoni, 1981).

VII.2.2 Comportement de la fracturation en fonction du faciès

Les mêmes familles de directions de fracture ont été reconnues pour tous les faciès. Pourtant, les failles et les fractures se comportent de façon différente dans les charbons et dans les faciès détritiques. Dans les charbons, les failles et fractures sont généralement disposées en échelon et ne traversent pas les limites des couches (**Figure VII.2.1**). En revanche, dans les faciès détritiques, les failles et fractures sont de plus grandes tailles (centimétrique à métrique) et peuvent affecter à la fois les niveaux gréseux et silteux. De plus, aucune faille ou fracture traversant à la fois une couche de charbon et les niveaux détritiques n'a été observée. Il semble donc exister une déconnectivité entre le système de petites fractures dans les charbons avec les fractures dans les faciès détritiques. La nature des ciments dans les fractures confirme cette observation. Les fractures dans les charbons sont remplies uniquement par les ciments de sidérite alors que celle-ci est absente dans les fractures des faciès détritiques. Ces deux observations peuvent simplement être liées à un problème d'échelle ou de dimension d'observation qui est limité avec le forage, ou représenter une vraie anisotropie du comportement mécanique entre les couches de charbon et les couches détritiques. Si tel est le cas, la petite fracturation ne permet donc pas de connecter les charbons aux restes des lithologies. De ce fait, la connectivité entre les niveaux détritiques et les charbons ne peut être assurée que par les grandes failles à rejet métrique à décamétrique.

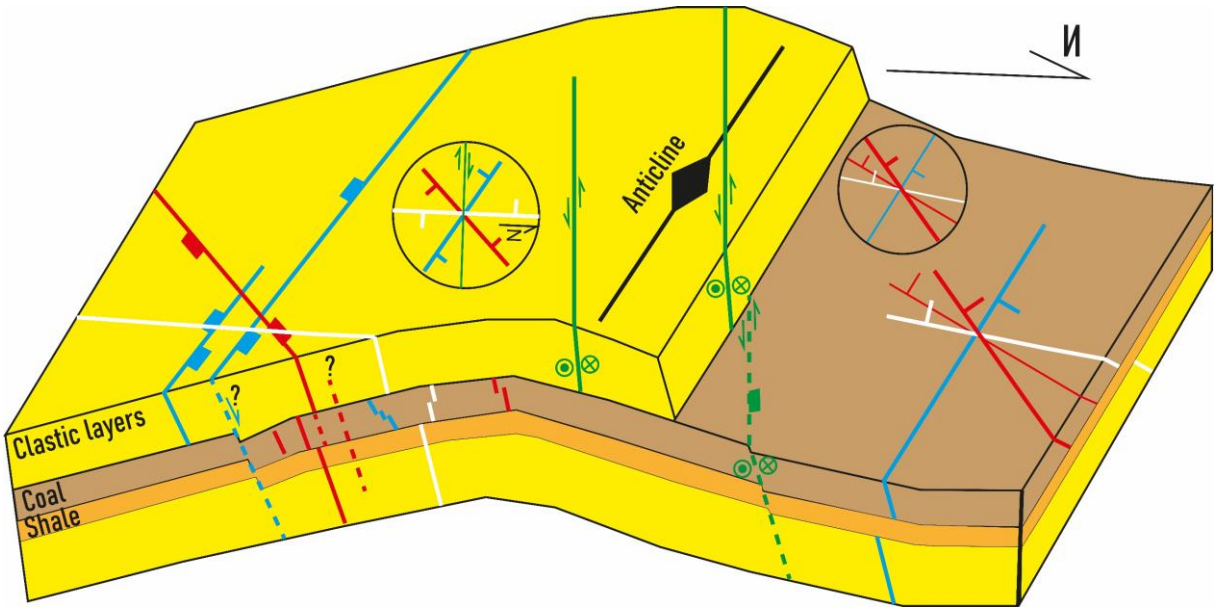


Figure VII.2.1 : Bloc diagramme 3D représentant les familles directionnelles des failles et fractures dans les charbons et dans les faciès détritiques. Noter la déconnectivité entre les niveaux de charbons et les faciès détritiques à l'échelle de cette petite fracturation. La connectivité est probablement assurée par les grandes failles non observées sur les carottes.

VII.2.3 Chronologie de mise en place des failles et fractures

La conservation des orientations et des pendages après rotation a permis de conclure que ces failles et fractures ne sont pas liées au plissement. Par ailleurs, un élément important permet de situer de manière relative la formation des failles et des fractures. C'est la présence des clastes de charbons dans les ciments remplissant les failles et fractures. Cette présence suggère que la fracturation qui précède la cimentation s'est produite après la maturation des végétaux en charbon (après houillification).

Les travaux d'Izart *et al*. (2016) situe l'houillification (la transformation des débris de végétaux en charbon) pendant le Jurassique et le début du Crétacé, qui correspond à la période d'enfouissement maximal de ces formations sous celles du Mésozoïques du bassin de Paris. Toutes ces fractures sont donc très probablement liées à l'enfouissement et aux différents régimes d'extension du Jurassique décrits par Villemin (1987) et Donsimoni (1981). L'étude des inclusions fluides permettra de préciser les températures et les pressions de formation de ces ciments.

VII.3 Conclusion

À l'échelle de la carotte, cinq familles d'orientations de fractures ont été décrites dans tous les faciès du Westphalien C et D : la N45, la N60, la N125, la N150, et la N170. L'ensemble de ces orientations sont identiques aux orientations des fractures et des failles et pli-failles majeures connues dans le bassin. Les critères morphologiques observés sur carottes démontrent une différence de comportement de la fracturation en fonction des faciès. Dans les charbons, les fractures sont de petite taille (< 10 cm), elles ne traversent pas les limites des couches, et se disposent en segments avec des relais de type hooking entre segments. La plupart de ces fractures sont des fractures d'extension mis à part la faille décrochante sur l'échantillon F1220,20. Celle-ci est sans doute d'origine tectonique alors que les fractures d'extension peuvent avoir une origine d'enfouissement. Toutes ces fractures sont cimentées par la sidérite. Dans les faciès détritiques (siltite, grès et conglomérat), les fractures d'extensions et les fractures de cisaillement sont de plus grandes taille (atteignant jusqu'à 2 m) et elles affectent souvent plusieurs bancs. Elles sont probablement d'origine tectonique à cause de la présence des stries de déplacement. Deux paragenèses minéralogiques ressortent, les fractures à pyrite-dickite-quartz orientées N90 (E-W) et les fractures à ankérite-pyrite-dickite-sphalérite orientée N125 (NW-SE). Aucune relation de recoupements n'a pu être observée entre elles.

CHAPITRE VIII - Origines des fluides à l'origine des ciments diagenétiques dans la matrice et dans les fractures, et leurs conditions de circulation et de précipitation

Dans cette partie sont présentées les éléments qui permettent de reconnaitre la nature des fluides à l'origine de la formation des ciments présents dans la matrice et dans les fractures, ainsi que les conditions de circulation et de précipitation. Seront présentés : la caractérisation microscopique et géochimique des ciments ; leurs signatures isotopiques (oxygène et carbone) ; les caractéristiques des inclusions fluides et les températures d'homogénéisation mesurées, leurs salinités et les pressions auxquelles ces ciments ont précipité. A partir de la température, des données isotopiques et des équations de fractionnement isotopiques, la signature isotopique des fluides parents permettra de calculer la ou les compositions isotopiques des fluides parents pour discuter de leur origine. Le chapitre se termine par une proposition d'un modèle conceptuel de circulation de fluide dans le bassin.

Collaborateur :

1. Alexy Elias BAHNAN, post-doc à l'université de Lorraine – 2022 (analyse inclusions fluides)
2. Jacques PIRONON, directeur de recherche émérite, GeoRessources, CNRS, Université de Lorraine

VIII.1 Synthèse des ciments observés dans la matrice et dans les fractures

L'occurrence des différents ciments diagenétiques sont observés dans la matrice et les fractures (**Tableau VIII.1-1**). Dans l'ensemble des faciès échantillonnés, on reconnait les deux grandes familles d'assemblage minéralogique sont reconnues, à savoir les fractures à ankérite-dickite-sulfure-sulfate et les fractures à dickite-quartz-sulfure. Selon les échantillons, le ciment d'ankérite peut être homogène ou présenter quatre générations bien différentes qui matérialisent quatre évènements de cimentations. La sidérite présente deux générations (S1 et S2). La barytine n'a été trouvée que dans une seule fracture (D1275). Les caractéristiques microscopiques, géochimiques et les relations de recoupements et d'association de chaque ciment ou génération de ciment, vont être présentées en détail dans la section qui suit.

Forage	Échantillon	Lithologies	Ciments diagenétiques dans la matrice	Ankérites				Sphalérite	Coal/rock fragments	Sidérites		Barytine	Pyrites	Quartz	Dickite
				1	2	3	4			S1	S2				
Diebling	D1096,5	Cg	Sidérite micritique en trace										✓	✓	✓
	D1183,5	Gr	Dickites, sidérite micritique										✓	✓	✓
	D1275	Si	Sidérite micritique	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓	✓	✓	✓
	D1279,5	Si	Sidérite micritique		✓	✓							✓	✓	✓
	D1280,5	Gr	Sidérite micritique et sparitique, dickite										✓	✓	✓
	D1325	Gr	Sidérite micritique						✓						
Saulcy	S1226,2	Gr	Matrice totalement cimentée par la sidérite micritique et micro-sparitique	✓					✓						✓
	S1228,2	Gr	Sidérite micritique en trace	✓											
	S1275,8	Ar	Matrice totalement cimentée par la sidérite micritique	✓	✓	✓									✓
	S1282	Si	Matrice totalement cimentée par la sidérite micritique	✓					✓						
	S1283,3	Cg	Sidérite micritique	✓					✓						
	S1293,3	Cg	Sidérite micritique	✓											✓

	S1298,5	Si	Matrice totalement cimentée par la sidérite micritique	✓				✓	✓						✓
	S1299,7	Si	Sidérite micritique	✓					✓						
Folschviller	F1164	Ch							✓	✓	✓				
	F1198,8	Ch							✓	✓	✓				
	F1220,20	Ch							✓	✓	✓				
	F1260	Ch							✓	✓	✓				
	F1154,5	Ch							✓	✓	✓				
	F1155,6 (F110-2)	Ch							✓	✓	✓				
	F1164,26	Ch							✓	✓	✓				
	F1165	Ch							✓	✓	✓				
	F1186,5 (F119-32)	Ch							✓	✓	✓				
Légende	**Cg** : conglomérat ; **Gr** : grès ; **Si** : Siltite ; **Ar** : Argilite ; **Ch** : Charbon ;															

Tableau VIII.1-1 : Tableau récapitulatif des différentes phases diagenétiques observées dans la matrice et dans les fractures de chaque échantillon fracturé.

VIII.2 Caractéristiques microscopiques, géochimiques, et relation de recoupement des ciments dans les fractures

VIII.2.1 Les ciments de sidérite

Ils sont présents uniquement dans les fractures cimentées des charbons (**Figure VIII.2.1A**). L'imagerie BSE montre deux générations de sidérites nommées S1 et S2, identiques aux zonations observées dans les sidérites qui colmatent la porosité matricielle des faciès détritiques (**Figure VIII.2.1B**). Les compositions chimiques montrent que les ciments S2 sont plus riches en magnésium que les ciments S1 (**Figure VIII.2.1C**). La transition entre S1 et S2 est franche et ne montre pas de signe de dissolution comme cela peut être le cas dans les sidérites dans la matrice.

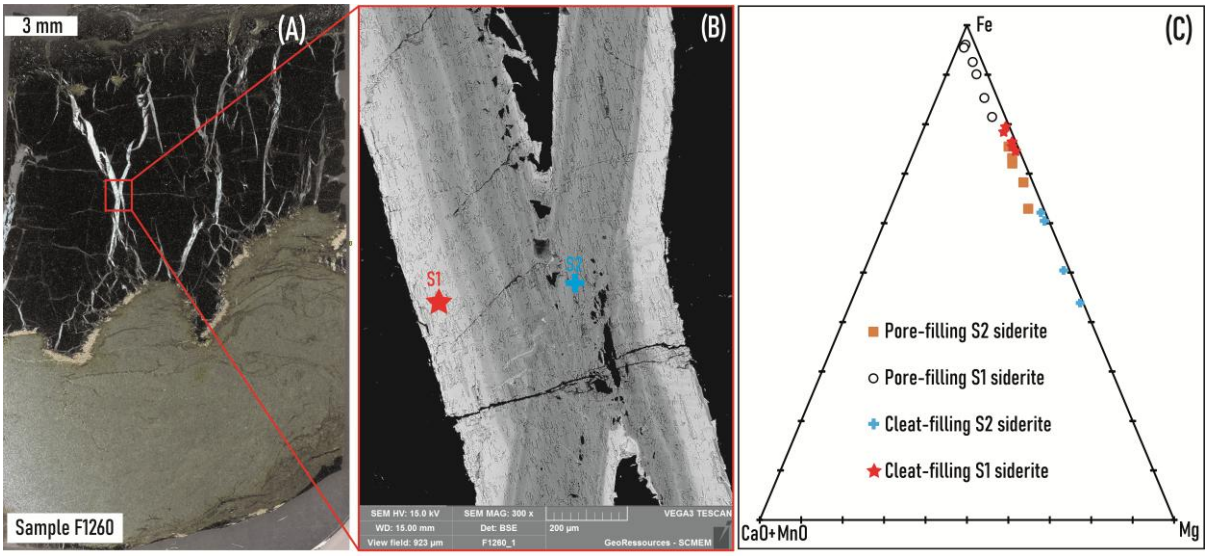


Figure VIII.2.1 : Caractéristiques microscopiques et géochimiques du ciment de sidérite dans les fractures des charbons. (A) Image LPA de l'échantillon F1260 montrant un réseau de fractures conjuguées et cimentées par la sidérite. (B) Image BSE de cette sidérite montrant deux générations notées S1 et S2 identifiées par les variations de pourcentages de fer et de magnésium. (C) Diagramme ternaire des compositions chimiques de la S1 et S2, complétées par les compositions des sidérites décrites dans la matrice des grès et des conglomérats.

VIII.2.2 Les ciments d'ankérite

Les ciments d'ankérite ne sont présents que dans les fractures affectant les siltites, les grès, et les conglomérats. Leur structure interne a été cartographiée par spectrométrie EDS et imageries BSE, et leur composition chimique obtenues à la microsonde (**Figure VIII.2.2**).

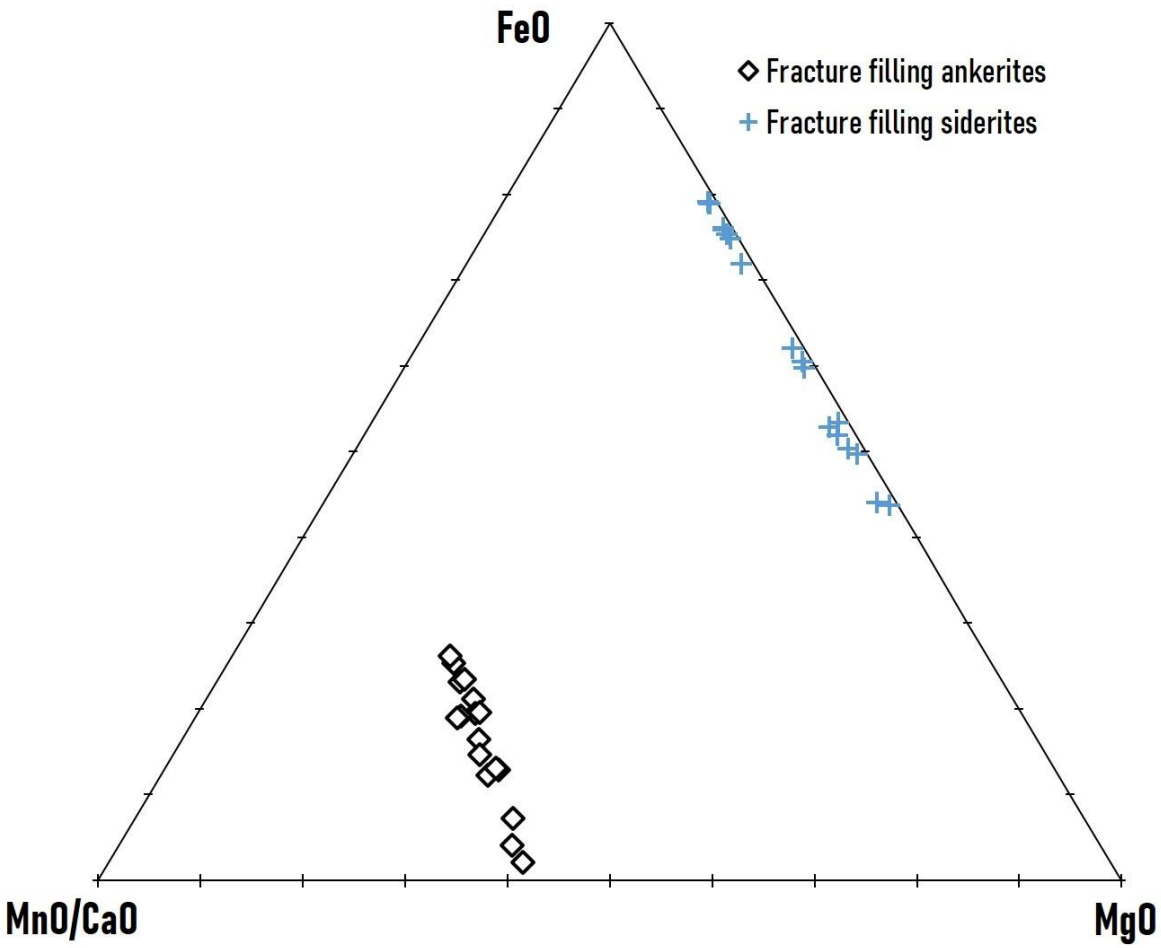


Figure VIII.2.2 : Diagramme ternaire des compositions chimiques mesurées à la microsonde des ciments d'ankérite et de sidérite.

Pour le forage de Saulcy, les ciments d'ankérite ne montrent pas de zonations interne (**Figure VIII.2.3A, B, C, et D**) suggérant une seule génération de ciment. Cette ankérite est nommée AnkS. Un seul échantillon sur ce forage (S1275,8) montre trois générations d'ankérites séparées par des surfaces de dissolution (**Figure VIII.2.3E et F**).

Pour le forage de Diebling 1, quatre générations d'ankérite (Ank1D à Ank4D) séparées par des surfaces de dissolution ont été identifiées (**Figure VIII.2.4A, B, C, et D**). L'Ank1D, en contact directe avec les parois des fractures, montre des cristaux allongés et orientés vers le centre de la fracture indiquant une croissance minérale depuis les parois. Elle est de teinte gris foncé par imagerie BSE. L'Ank2D de teinte grise et moins foncé que l'Ank1D, montre des petites zonations internes désordonnées et contient des inclusions de pyrites et de sphalérites. L'Ank3D de teinte plus claire que l'Ank1D, montre des cristaux de grande taille avec des zonations internes bien ordonnées. Cette troisième génération recoupe l'Ank2D. Par ailleurs, elle englobe des cristaux de dickites et de sphalérites. La dernière génération d'ankérite (Ank4D) à cristaux

granulaires occupe le centre de la fracture en association avec des cristaux de sphalérite et des ciments de pyrite (**Figure VIII.2.4**). Celle-ci matérialise la dernière phase de réouverture et cimentation de la fracture. Par ordre croissant du pourcentage de fer issu des compositions chimiques, nous avons l'Ank1D, l'Ank3D, l'Ank4D et l'Ank2D (**Figure VIII.2.4E**).

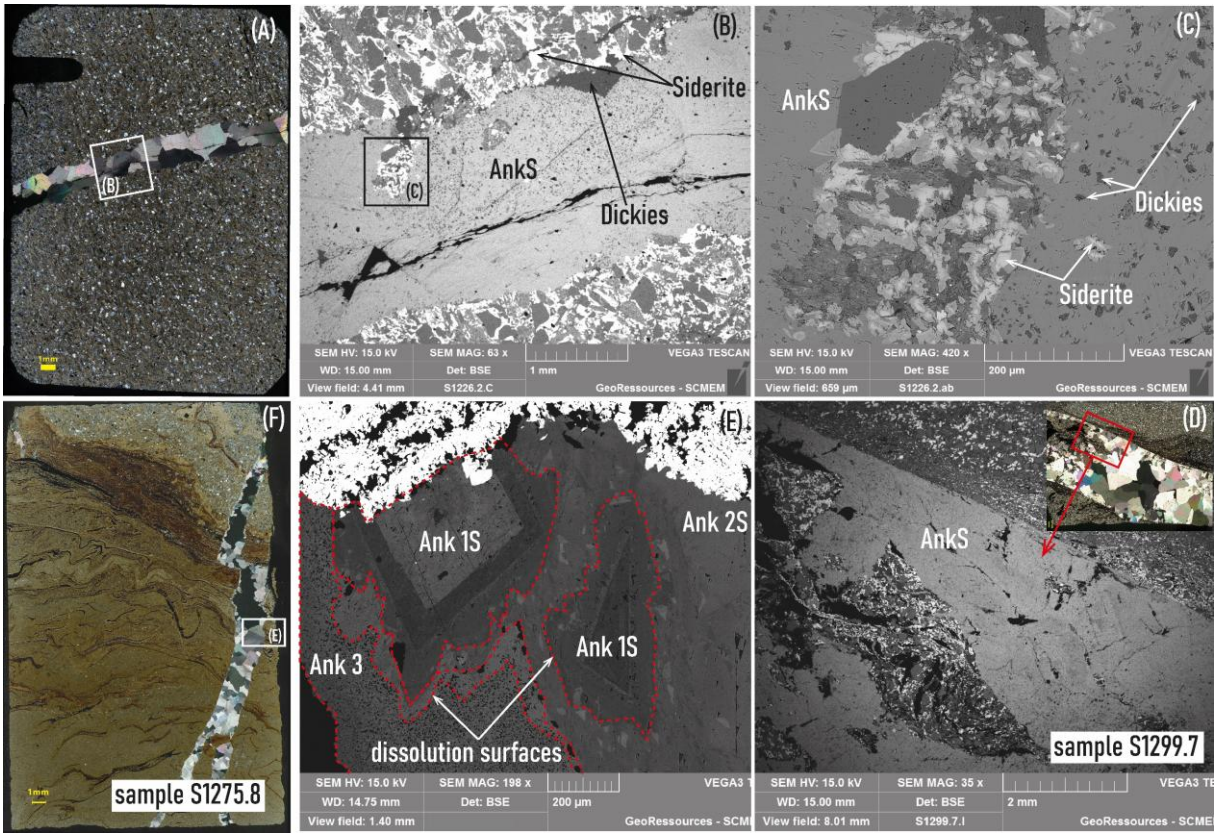


Figure VIII.2.3 : (A) Image LPA de l'échantillon S1226,2. (B) Image BSE sur une partie de la fracture et de la roche hôte de l'échantillon S1226,2 montrant un remplissage d'ankérite homogène. Il est à noter la cimentation complète de la matrice par la sidérite. (C) Grossissement sur la zone du fragment de la roche hôte montrant des inclusions de micro-dickite et de sidérite dans le ciment d'ankérite, elle prouve que ce ciment est tardif par rapport aux deux autres phases. (D) Image BSE de l'échantillon S1299,7 montrant également un ciment d'ankérite homogène. Notez la présence des fragments de la roche hôte cimentés par la sidérite cimentée par l'ankérite. (E) Image BSE d'une zone de la fracture montrant trois générations d'ankérite (Ank1S, Ank2S, et Ank3S) séparées par des surfaces de dissolution. (F) Image LPA de l'échantillon S1275,8.

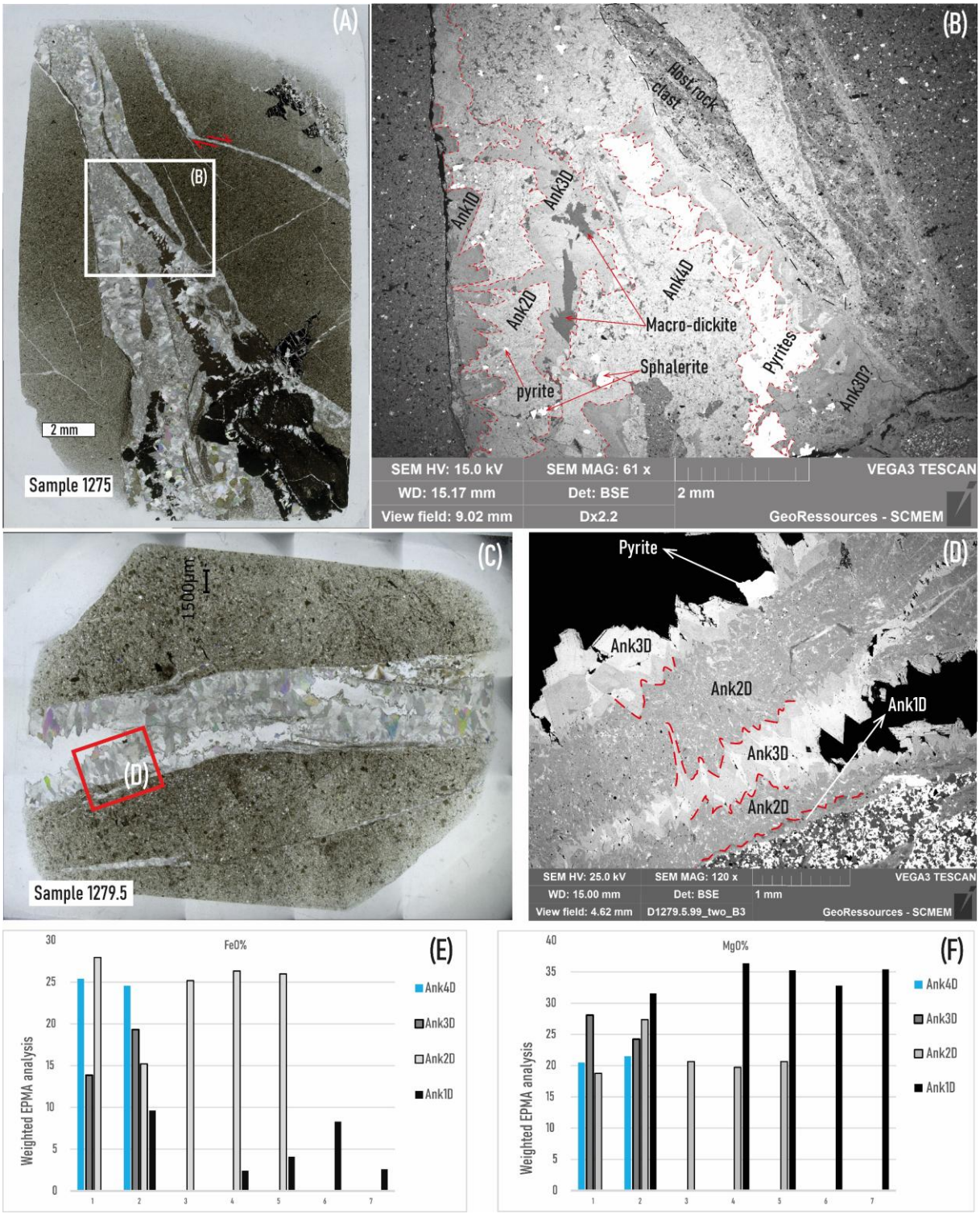


Figure VIII.2.4 : (A) Image LPA de l'échantillon D1275. (B) Image BSE de la fracture montrant les quatre générations d'ankérite (Ank1D à Ank4D) séparées par des surfaces de dissolution. (C) Image LPA de l'échantillon D1279,5. (D) Image BSE de l'échantillon D1279, 5 montrant trois générations d'ankérite avec leurs relations de recoupement. (E) et (F) Variations des teneurs en fer et en magnésium pour les quatre générations d'ankérite. Les teneurs sont basées sur les compositions chimiques pondérées en FeO et MgO.

VIII.2.3 Les sulfures

La pyrite, la chalcopyrite, et la sphalérite sont les trois types de sulfures identifiés par leurs compositions chimiques respectives (**Figure VIII.2.5**).

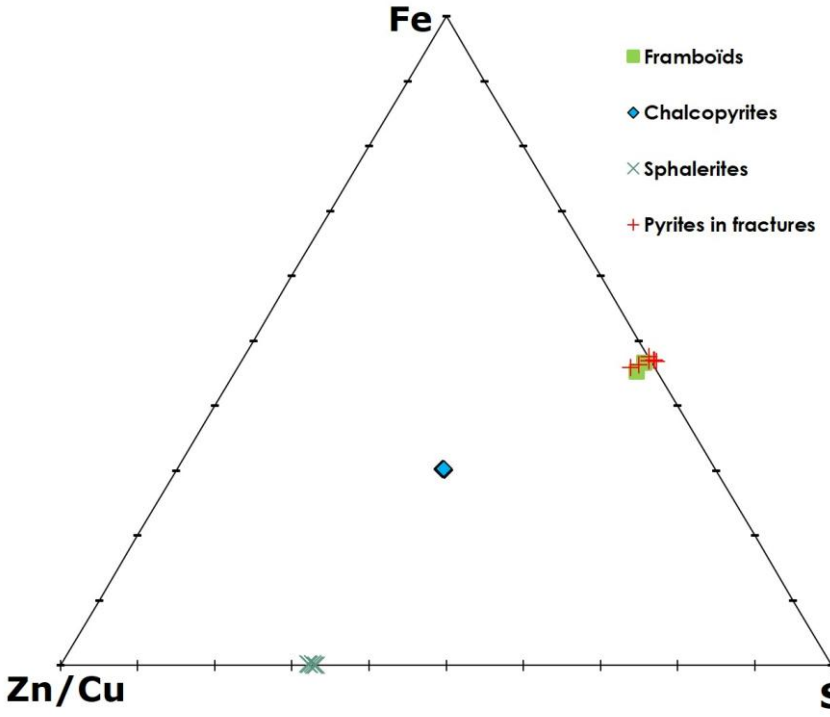


Figure VIII.2.5 : Diagramme ternaire des compositions chimiques des différents sulfures identifiés dans les fractures.

Les cristaux de pyrite se présentent sous de forme cube isolé de taille comprise entre 10 et 50 µm, sous forme d'agrégats de cubes de taille comprise entre 100 et 2 mm (**Figure VIII.2.6A**), et sous forme de cristaux allongés qui miment la géométrie des ciments d'ankérite (**Figure VIII.2.6B et C**). La chalcopyrite se présente aussi sous forme d'agrégats. Les ciments de pyrites montrent des zonations internes qui se corrèlent avec de faibles variations de pourcentage de fer (**Figure VIII.2.6D**). Les pyrites coexistent avec des ciments de quartz, de dickite, et d'ankérite dans les fractures. Les cristaux de pyrite allongés semblent être synchrones des ciments d'ankérite, ils s'interpénètrent sans se recouper (**Figure VIII.2.6B**). Les croissances de quartz et de dickite sur les agrégats de pyrite démontrent que leur mise en place est postérieure à celle de la pyrite (**Figure VIII.2.6E**). Par ailleurs, il existe des microcristaux de dickite inclus dans les cristaux de pyrite et d'autres qui sont localisées dans les espaces inter-cristaux de pyrite (**Figure VIII.2.6F**).

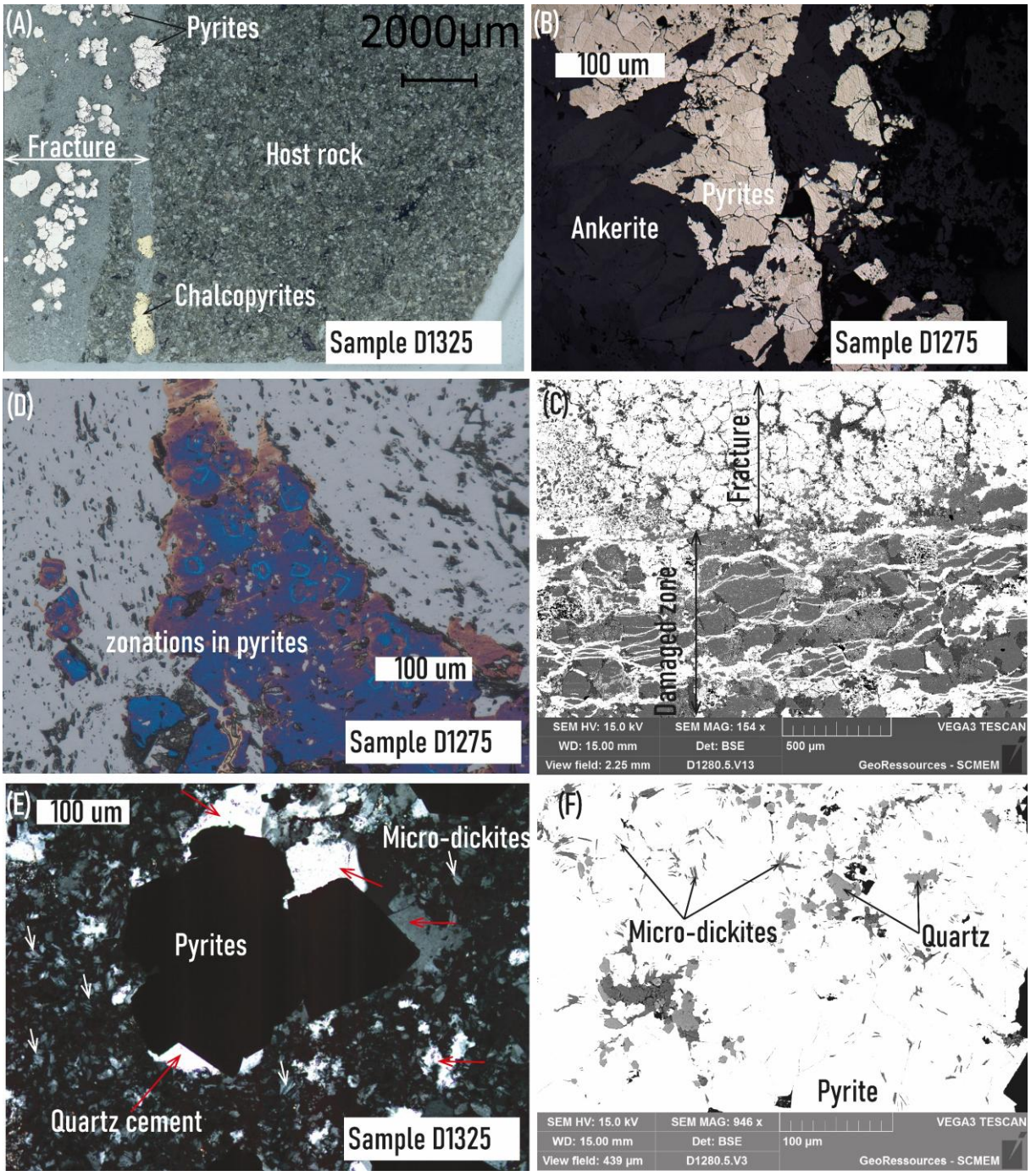


Figure VIII.2.6 : (A) Image en LR de l'échantillon D1325 affecté par une fracture remplie par de la dickite, de la pyrite et de la chalcopyrite. (B) Image en LR de l'échantillon D1275 montrant la morphologie des ciments de pyrites en inter croissance avec des ciments d'ankérite. (C) Image BSE de l'échantillon D1280,5 montrant des cristaux de pyrite cubique remplissant la fracture principale et des ciments de pyrite remplissant les fractures dans la zone d'endommagement. (D) Image en LPA de l'échantillon D1275 montrant des zonations internes dans les cristaux de pyrite allongé. (E) Image en LPA de l'échantillon D1325 montrant des croissances de quartz sur un agrégat de pyrite cubique. (F) Image BSE de l'échantillon D1280,5 montrant des micro-dickites dans les espaces inter-cristaux de pyrite.

L'autre sulfure identifié est la sphalérite qui possède un fort relief et une teinte jaunâtre en microscopie optique (**Figure VIII.2.7**). Cependant, ce critère n'a pas été suffisant pour l'identifier. Ce sont les spectres Raman qui ont confirmé sa nature en montrant un pic Raman principal (**Figure VIII.2.7B**) situé entre 345 et 350 cm^{-1} (Osadchii et Gorbaty, 2010 ; Lafuente *et al*., 2015). Pour le forage de Diebling, ces sphalérites sont associées à l'Ank2D et l'Ank4D. Cependant, leur relation de recoupement n'a pas pu être déterminée. Pour le forage de Saulcy, elles sont incluses dans les cristaux d'AnkS suggérant qu'elles sont antérieures à celle-ci.

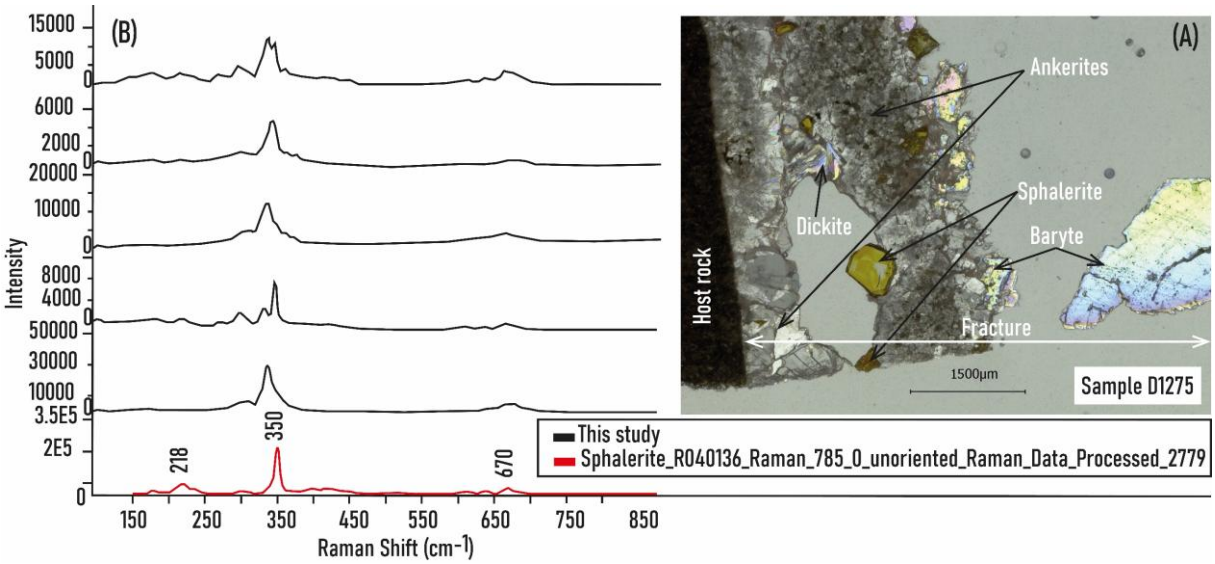


Figure VIII.2.7 : (A) Image LPA de la fracture affectant l'échantillon D1275 qui montre la morphologie des cristaux de sphalérite. Noter également les cristaux de barytine. (B) Spectres Raman des cristaux de sphalérite illustrés en A.

VIII.2.4 La barytine

La barytine, d'un fort relief, présentant des teintes vives en lumière polarisée analysée (**Figure VIII.2.7A**). Elle ne présente pas de relation de recoupement claire avec les dickites et les sphalérites. Cependant, elle occupe le centre de la fracture en association avec le ciment d'Ank4D au centre de la fracture, qui suggère qu'elle est au moins synchrone à celle-ci.

VIII.2.5 Les dickites

Confirmé par les spectres infrarouges grâce à leurs pics majeurs à 3618, 3622, et 3623 cm^{-1} (**Figure VIII.2.8A**), les cristaux de dickites présentent des tailles différentes qui varient entre 1 et 10 µm (micro-dickites) et entre 100 µm et 300 µm (macro-dickite). Pour le forage de Saulcy, les cristaux de micro dickites sont en inclusions dans les ciments d'AnkS (**Figure VIII.2.3C**), alors que pour le forage de Diebling 1, les micros et les macro-dickites sont en

inclusion dans l'Ank3D (**Figure VIII.2.4B**). Les dickites sont donc antérieurs à l'AnkS et à l'Ank3D.

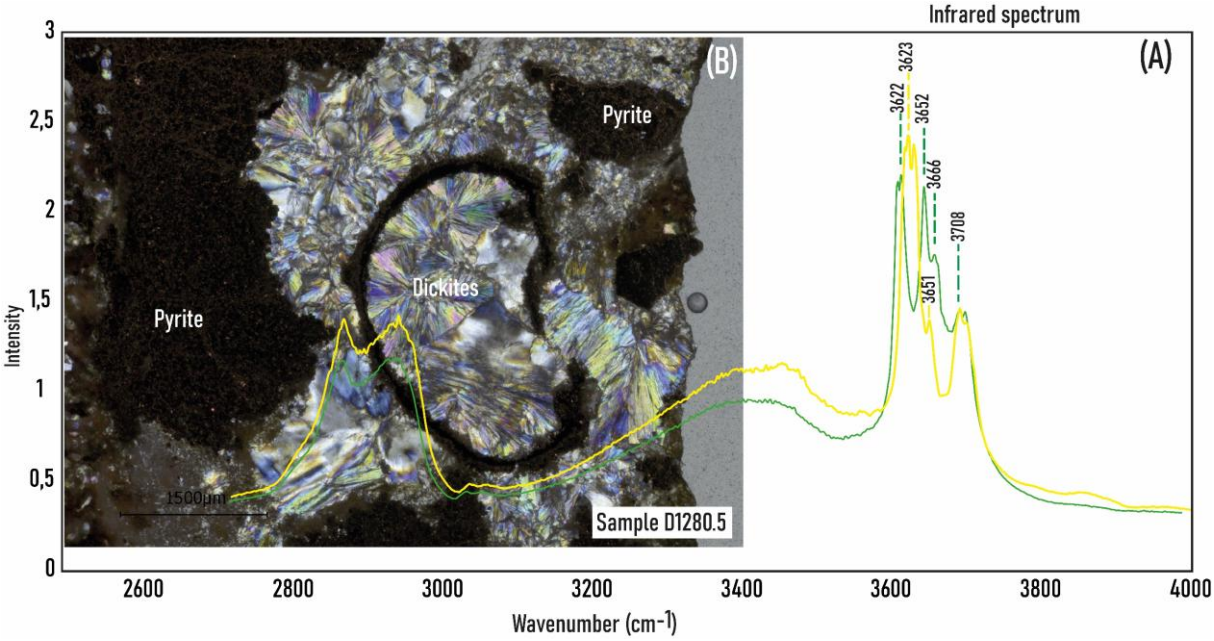


Figure VIII.2.8 : (A) Spectres Infrarouge (cm-1) des dickites des fractures des échantillons D1180,5 (vert) et D1280,5 (jaune). (B) Image LPA de la lame épaisse de l'échantillon D1280,5 montrant des macro-dickites associées aux pyrites.

VIII.3 Compositions isotopiques des ciments d'ankérite

Les compositions en $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$, reportées sur la **Figure VIII.3.1** ont été mesurées pour les quatre générations de ciments d'ankérite. Les sidérites n'ont pas été étudiées à cause de l'absence de standard de calibration.

Pour le forage de Saulcy 1, l'AnkS montre des valeurs de $\delta^{18}O$ qui varient entre 21 et 22,75 ‰ (SMOW). Une seule mesure à donner une valeur de 18,75‰. Les valeurs des $\delta^{13}C$ sont plutôt hétérogènes, avec deux groupes distincts. Un groupe de valeurs comprises entre -0,89 et 0,75 ‰, et un groupe de valeurs comprises entre -4 et -11 ‰. Le premier groupe correspond aux mesures effectuées dans un grès dont la matrice est cimentée par la sidérite et le deuxième groupe est constitué des mesures faites dans les siltites dont la matrice est cimentée par la sidérite.

Pour le forage de Diebling 1 situé à plus de 45 km du forage Saulcy, l'Ank1D montre des valeurs qui varient entre 14 et 18,18 ‰, l'Ank2D montre une augmentation des valeurs comprises entre 19,75 à 22,37 ‰, l'Ank3D montre une diminution des valeurs, qui se situent

entre celles de l'Ank1D et l'Ank2D. L'Ank4D montre une nouvelle augmentation des valeurs qui sont > 22,37 ‰. En faisant un parallèle avec leur pourcentage en fer, les augmentations des valeurs de $\delta^{18}O$ mesurées pour l'Ank1D et l'Ank4D se corrèlent avec l'augmentation du pourcentage de fer. En ce qui concerne les valeurs de $\delta^{13}C$, elles varient entre -8,45 et -4, 5 ‰ pour l'Ank1D, entre -8 et -4 ‰ pour l'Ank2D, entre -11,94 et -9 ‰ pour l'Ank3D, et enfin, entre 7,31 et -10, 38 ‰ pour l'Ank4D.

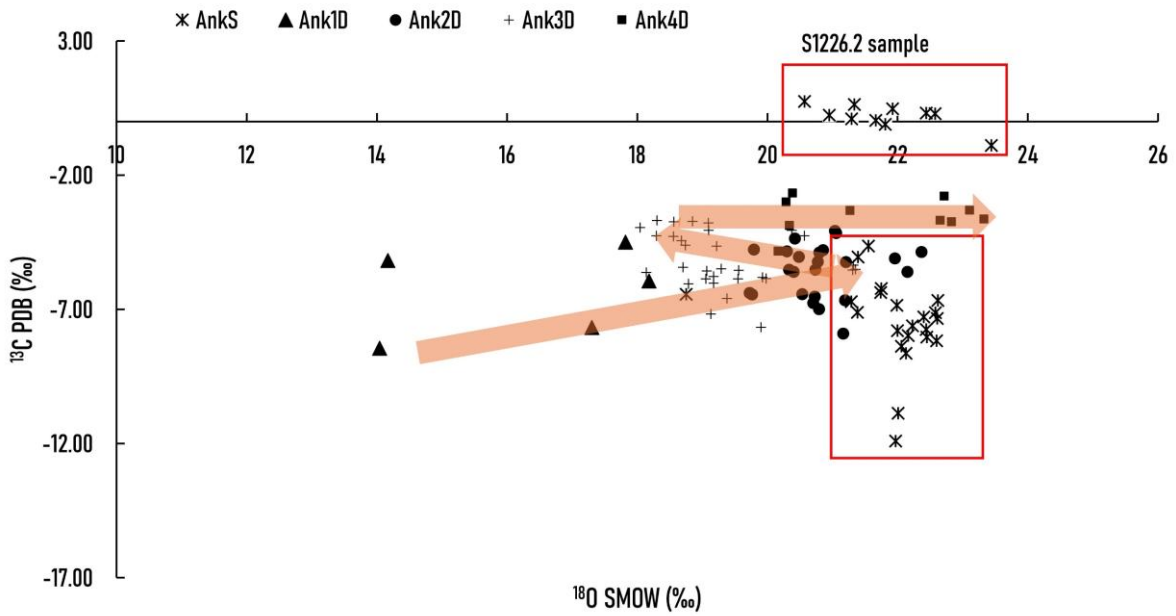


Figure VIII.3.1 : Graphe des compositions isotopiques en oxygène et en carbone des différentes générations de ciments d'ankérite pour les Saulcy 1 et Diebling 1. Les flèches orange représentent les variations de de composition en isotope d'oxygène entre les 4 générations d'ankérite. Les rectangles rouges matérialisent les deux groupes qui possèdent des valeurs de $\delta^{13}C$ bien distinctes pour l'Ank1S.

VIII.4 Caractérisation des inclusions fluides

Les inclusions fluides ont été caractérisées dans les ciments d'ankérite Ank1D à Ank3D, et dans le ciment de sphalérite pour le forage de Diebling 1, et dans l'ankérite (AnkS) pour le forage de Saulcy 1. Les échantillons concernés dans les analyses de microthermométrie sont D1279, 5, D1275, S1283, 3, la S1298, 5, S1228, 2 et S1299, 7 (**Tableau VIII.1-1**). Aucune inclusion fluide n'a été trouvée dans le ciment Ank4D. Les inclusions fluides dans les cristaux de sidérite des fractures ont été analysées en Raman pour la détermination des salinités. L'ensemble des échantillons appartiennent aux formations du Westphalien C.

VIII.4.1 Types d'inclusions fluides

VIII.4.1.1 Inclusions fluides dans les ciments d'ankérite

Deux types d'inclusions fluides ont été trouvés dans les ciments d'ankérite, des inclusions à hydrocarbures qui ont une teinte bleue en lumière ultraviolette et des inclusions aqueuses (**Figure VIII.4.1**). Ces deux types d'inclusions fluides coexistent dans tous les ciments d'ankérite analysés sur les deux forages. La majorité des inclusions peut être qualifiée de primaire car elles ont toutes été piégées dans les zonations internes des ankérites. Certaines montrent un alignement préférentiel et peuvent correspondre à des inclusions pseudo-secondaires, en lien avec de la fissuration qui a pu affecter ces ciments.

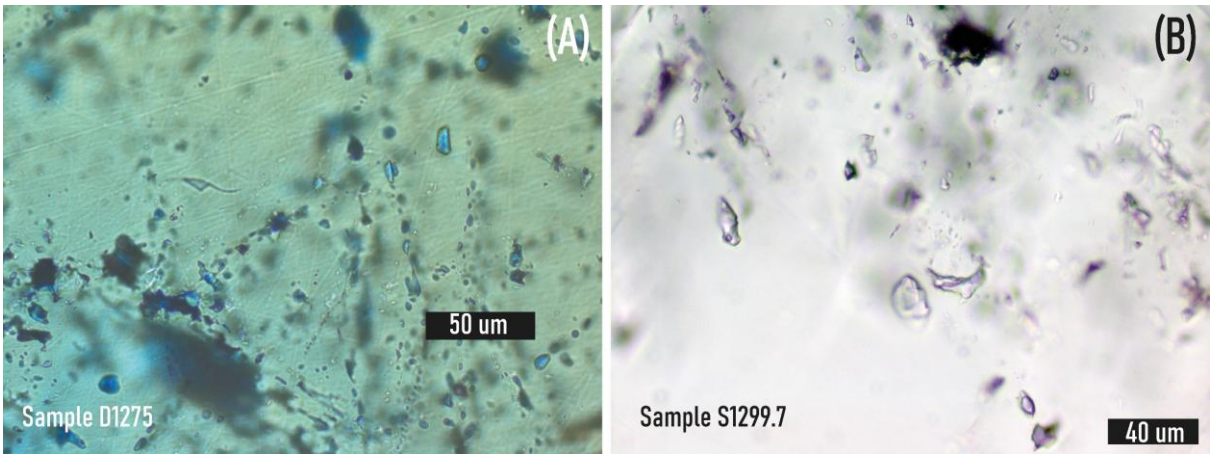


Figure VIII.4.1 : Exemple de types d'inclusions fluides observées dans les ciments d'ankérite des fractures pour les forages de Diebling 1 et de Saulcy 1. (A) Image en lumière ultraviolet de l'échantillon D1275 montrant des inclusions fluides à hydrocarbures (inclusions bleues) dans le ciment d'ankérite. Noter leur alignement selon des directions bien précises. (B) Image LPA de l'échantillon S1299,7 montrant des inclusions fluides aqueuses dans un ciment d'ankérite.

VIII.4.1.2 Inclusions fluides observées dans les ciments de sidérite

Les inclusions fluides observées dans le ciment de sidérite des fractures des charbons sont toutes aqueuses, de petite taille (< 10 µm), et piégées sous forme d'inclusions primaires (dans le cristal) ou pseudo-secondaires (le long des plans de fissure intra-cristalline). Les mesures des spectres Raman (**Figure VIII.4.2**) ont confirmé leur nature aqueuse grâce au pic du groupement (OH) entre 3200 et 3600 cm^{-1}. De plus, le spectre Raman de l'échantillon F122-6, prélevé à 1199 m, a montré l'existence d'une phase gazeuse constituée de méthane grâce au pic à 2915 cm^{-1} (Caumon *et al.*, 2015).

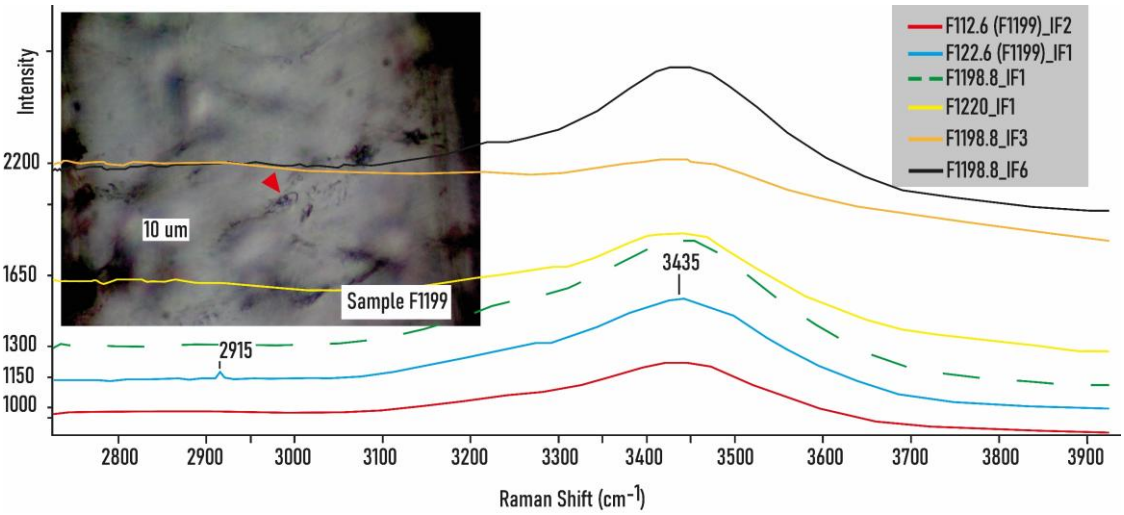


Figure VIII.4.2 : Spectres Raman des inclusions fluides aqueuses piégées dans le ciment de sidérite remplissant les fractures des charbons de Folschviller 1A.

VIII.4.2 Températures d'homogénéisation (T_h) et salinités

VIII.4.2.1 T_h et salinité des inclusions fluides mesurées dans la sidérite

Aucune mesure de température n'a été effectuée dans ces inclusions. Les analyses Raman ont permis de calculer leur salinité, mais, la forte biréfringence de la sidérite a rendu difficile la détection de certaines. Ainsi, seules 7 inclusions ont donné des signaux (OH) bien exprimés permettant de remonter à la salinité. Celles-ci sont très élevées et varient entre 27 et 35 wt.%. eq. NaCl (**Figure VIII.4.3**).

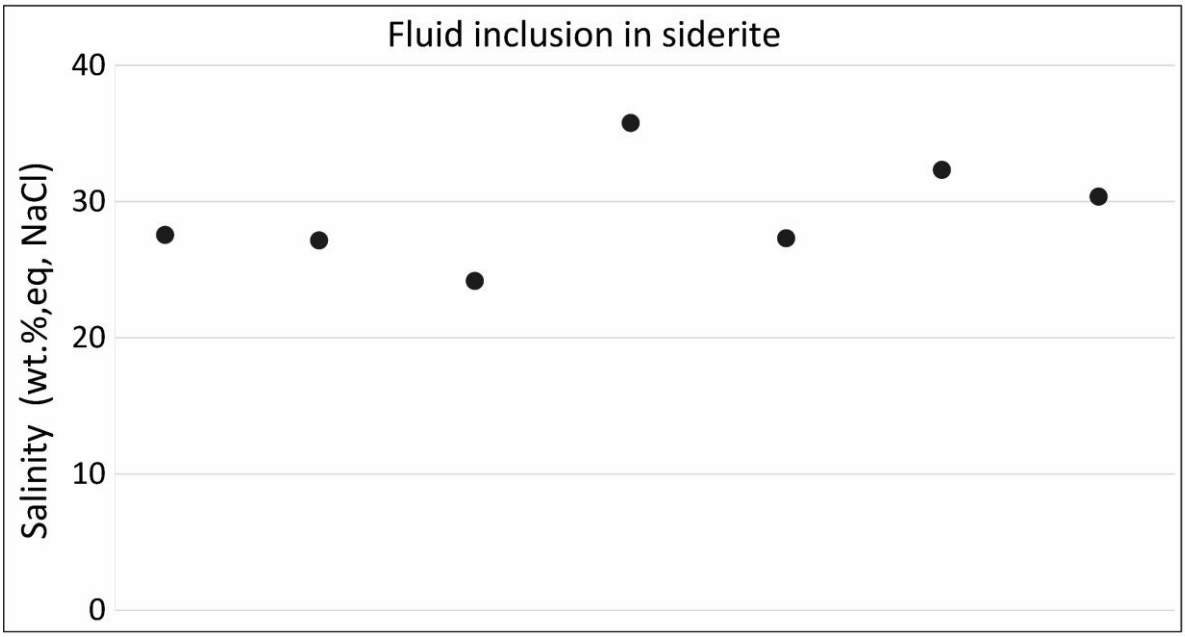


Figure VIII.4.3 : Sept mesures de salinité par Raman dans les inclusions fluides piégées dans le ciment de sidérite remplissant les fractures des charbons du forage de Folschviller 1A.

VIII.4.2.2 T_h et salinité des inclusions fluides mesurées dans les ankérites

VIII.4.2.2.1 Inclusions fluides aqueuses

Pour le forage de Diebling 1, les T_h des inclusions fluides aqueuses dans l'Ank1D et l'Ank2D varient entre 98°C et 126°C, alors que celles de l'Ank3D varient entre 132°C et 145°C (**Figure VIII.4.4**). Les salinités mesurées pour les trois générations, comprises entre 18 et 24 wt.% NaCl eq, sont homogènes et supérieures à celles de l'eau de mer. L'homogénéité peut traduire une homogénéité des fluides ou un mélange entre différents fluides salés.

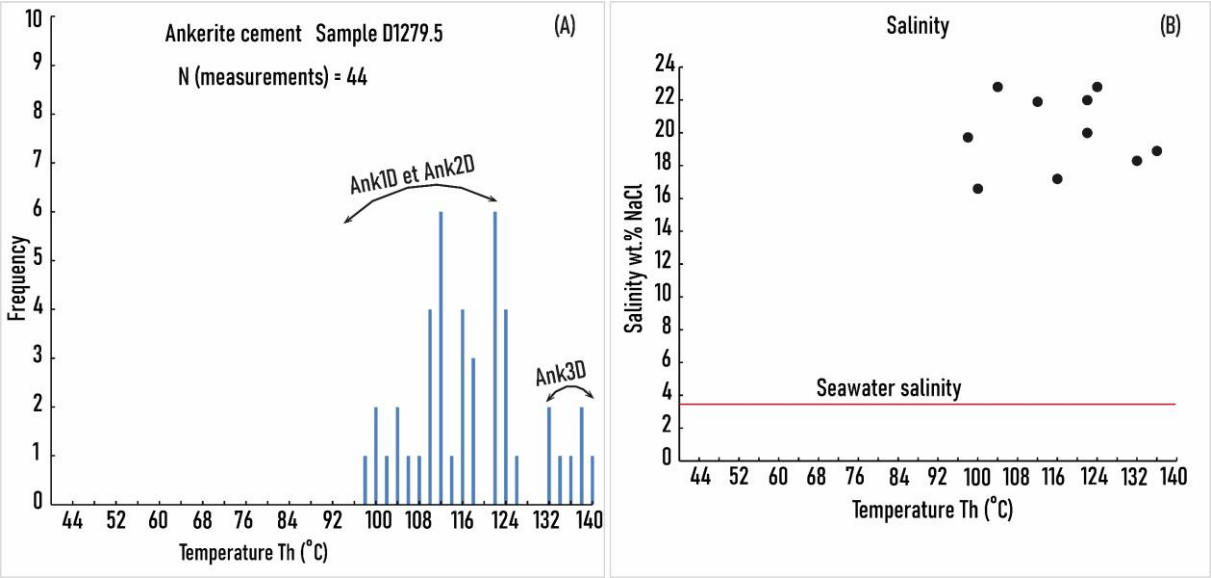


Figure VIII.4.4 : (A) Histogrammes de fréquence des températures d'homogénéisations (T_h). (B) Salinités des inclusions fluides aqueux dans les ciments d'ankérite du forage Diebling 1.

La **Figure VIII.4.5** présente l'histogramme des T_h et les valeurs des salinités (mesurées par Raman) en wt.%. NaCl. eq des inclusions fluides aqueuses dans l'ankérite des échantillons du forage de Saulcy 1. L'échantillon S1275, 8 qui a trois générations d'ankérite n'a pas fait l'objet de mesures de T_h. Les T_h mesurées varient entre 96°C et 124°C avec une distribution gaussienne centrée sur 112°C (**Figure VIII.4.5A, B, et C**). Les salinités sont homogènes et varient entre 18 wt.% NaCl eq et 24 wt.% NaCl eq (**Figure VIII.4.5D**). Elles sont similaires à celles mesurées pour le forage de Diebling 1.

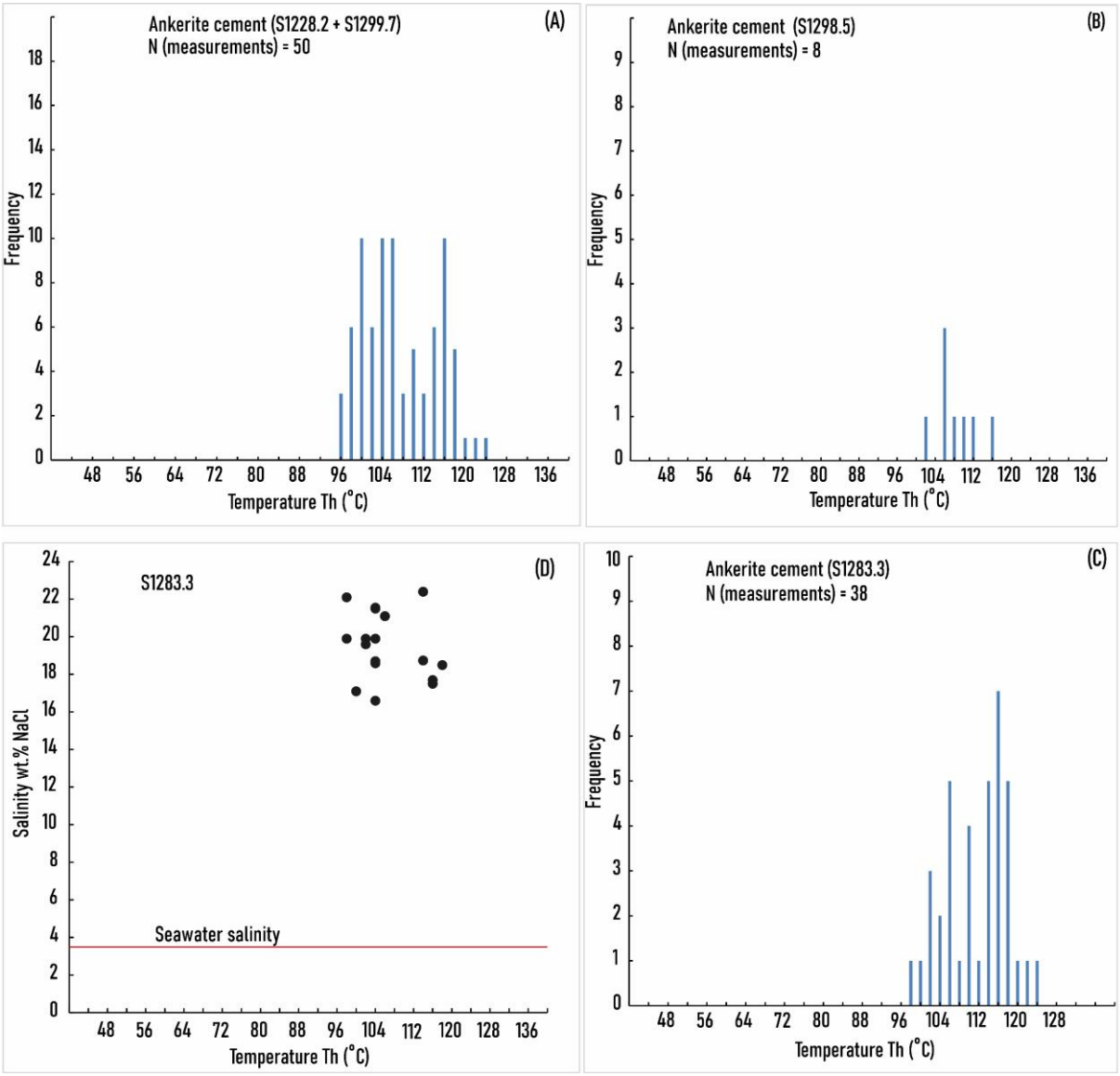


Figure VIII.4.5 : (A), (B), et (C) Histogrammes de fréquence des températures d'homogénéisations (T_h) de l'AnkS. Pour différents échantillons. (D) Salinités des inclusions fluides aqueux dans l'AnkS.

VIII.4.2.2.2 Inclusions fluides à hydrocarbure

La distribution des valeurs de T_h des inclusions fluides à hydrocarbures des deux forages est résumée sur la **Figure VIII.4.6**. Pour le forage de Saulcy 1, ces T_h varient entre 52°C et 124°C (**Figure VIII.4.6A**), alors qu'elles varient entre 44°C et 122°C pour le forage de Diebling 1 (**Figure VIII.4.6B**).

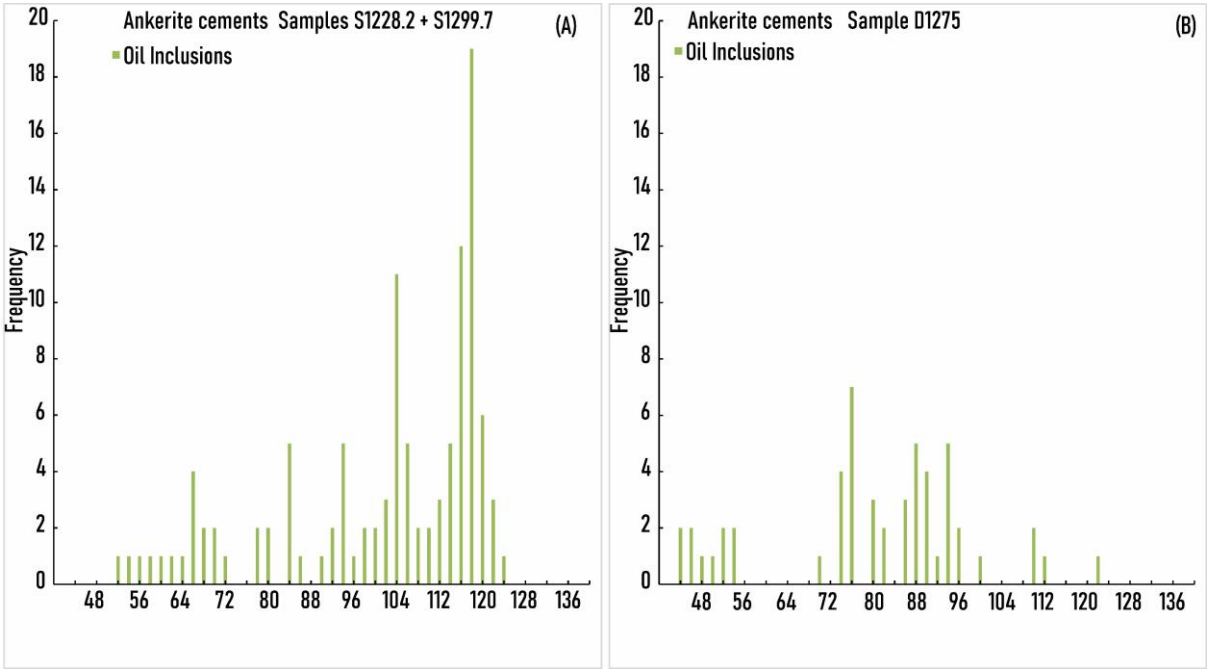


Figure VIII.4.6 : Histogrammes des températures d'homogénéisations (T_h) des inclusions fluides à hydrocarbures pour les forages de Saulcy 1 (A) et Diebling 1 (B).

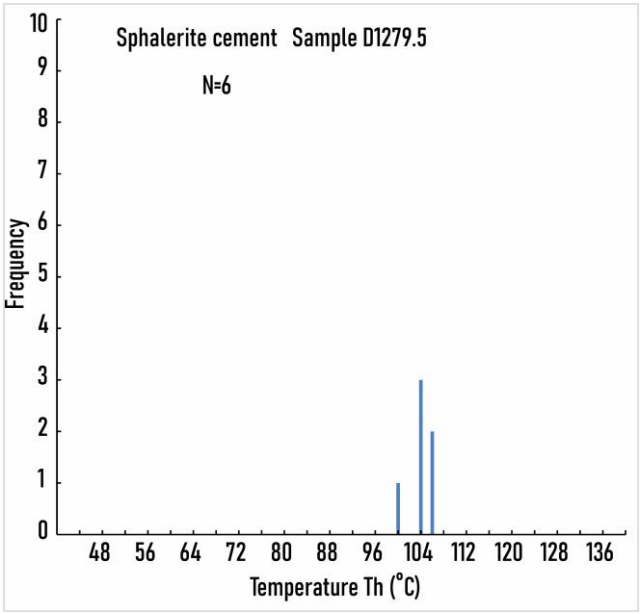


Figure VIII.4.7 : Histogramme de fréquence des températures d'homogénéisation (T_h) des inclusions fluides aqueuses dans la sphalérite.

VIII.4.2.3 T_h et salinité des inclusions fluides aqueuses dans la sphalérite

Les températures Th dans des inclusions fluides aqueuse dans la sphalérite montre des valeurs qui varient entre 100 et 106°C (**Figure VIII.4.7**). Aucune mesure de salinité n'a été effectuée.

VIII.4.2.4 Détermination des conditions P-T de piégeage des inclusions fluides

Les conditions P-T ont été déterminées grâce à la présence des inclusions fluides aqueuses et à hydrocarbures co-génétiques pour le forage de Suy-1 (**Figure VIII.4.8**). Cette étape permet de corriger les valeurs de températures d'homogénéisation et d'obtenir la valeur de pression associée. La technique des isochores doubles a été utilisée (Roedder et Bodnar, 1980). Ainsi, l'AnkS de Saucly 1 a cristallisé à une température comprise entre 117°C et 128°C, et à des pressions comprises entre 362 (36,2 MPa) et 495 bars (49,5 MPa). Cette fenêtre de température correspond aux températures d'homogénéisation maximum comme le montre l'histogramme des T_h (**Figure VIII.4.5A, B, et C**). Étant donné que le couple P-T n'a pas été déterminé pour le forage de Diebs-1 faute de temps, on peut considérer que la température corrigée restera proche des $T_{h\ max}$ mesurés comme c'est le cas pour le forage de Saulcy 1. Ainsi, les ciments d'ankérite Ank1D, 2D, 3D ont probablement précipité à des températures situées entre 120° et 140°C.

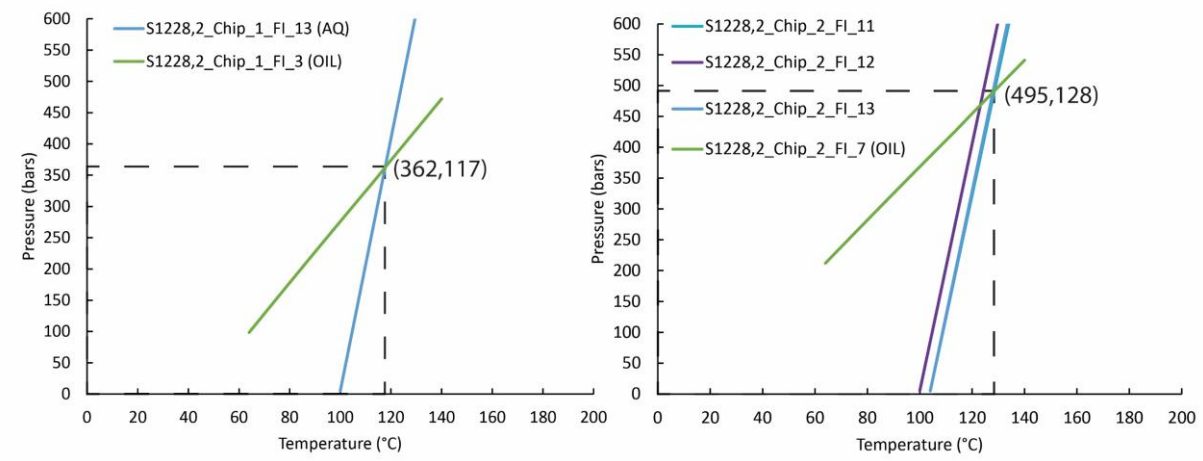


Figure VIII.4.8 : Détermination du couple pression-température de formation les ciments d'ankérite AnkS pour le forage de Saucly 1 par la méthode d'intersection des d'isochores doubles (Roedder et Bodnar, 1980). Le mot Chip représente le morceau de ciment contenant les inclusions fluides analysées. AQ : aqueuse ; OIL : hydrocarbure ; FI : Fluid Inclusion.

VIII.4.3 Signatures isotopiques des fluides parents des ciments d'ankérite

Grâce aux équations de fractionnement minéraux (O'Neil *et al.*, 1969 ; Friedman et O'Neil, 1977 ; Fisher et Land, 1986) (**Tableau VIII.4-1**), il est possible de remonter à la composition isotopique $\delta^{18}O$ (SMOW) des fluides ayant permis la précipitation d'une phase minérale carbonatée si l'on connait la composition isotopique $\delta\ ^{18}O$ et la température.

$10^3 \ln\alpha_{\text{ankerite-parent fluid}}$ =	2.78 x 10^6 /(T^2) + 0.32 =	$\delta\,^{18}O_{\text{ankerite}} - \delta\,^{18}O_{\text{parent fluid}}$	O'Neil et al. (1969)
$10^3 \ln\alpha_{\text{ankerite-parent fluid}}$ =	2.78 x 10^6 /(T^2) + 0.11 =	$\delta\,^{18}O_{\text{ankerite}} - \delta\,^{18}O_{\text{parent fluid}}$	Fisher et Land (1986)
$10^3 \ln\alpha_{\text{ankerite-parent fluid}}$ =	3.2 x 10^6 /(T^2) – 1.5 =	$\delta\,^{18}O_{\text{ankerite}} - \delta\,^{18}O_{\text{parent fluid}}$	Friedman et O'Neil (1977)
T = Th en degré Kelvin ; 1000lnxankerite-water est le coefficient de fractionnement isotopique du minéral			

Tableau VIII.4-1 : Exemples d'équation de fractionnement de l'ankérite utilisées dans le calcul du $\delta^{18}O$ du fluide parent de chaque génération de ciment.

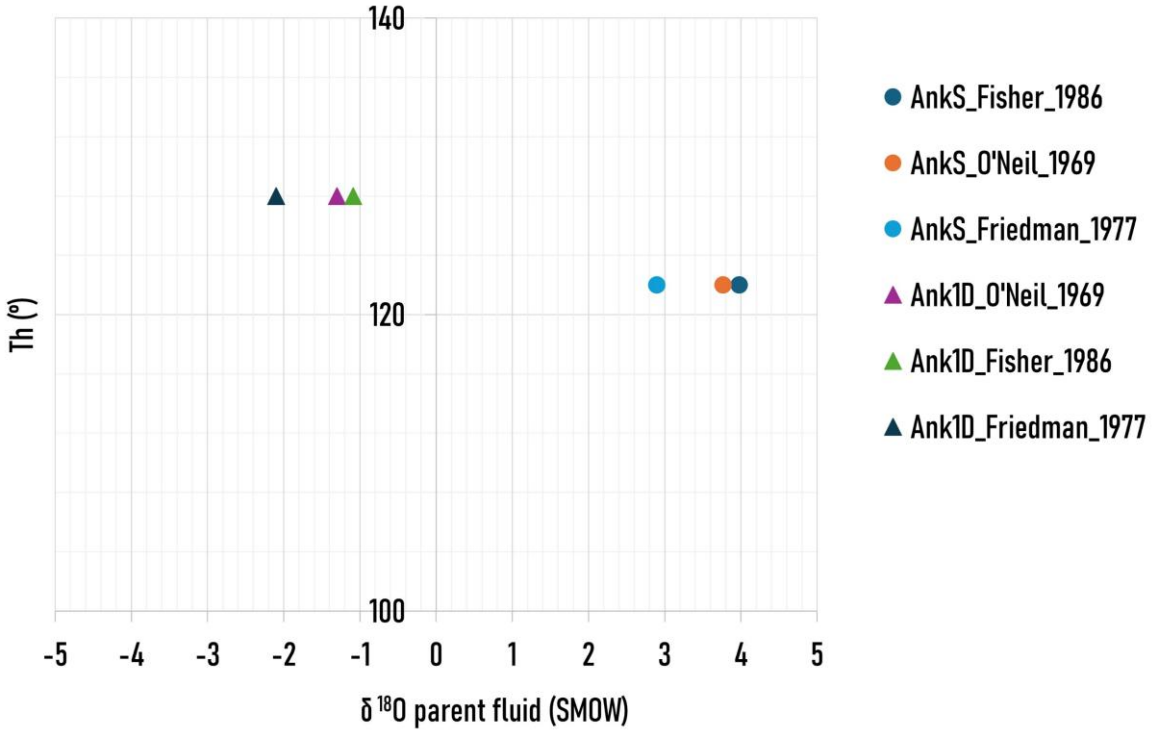


Figure VIII.4.9 : Graphes des valeurs de compositions isotopique $\delta^{18}O$ des fluides parents de l'AnkS et de l'Ank1D en fonction de la température. Les équations de fractionnement utilisées sont citées dans le texte.

La **Figure VIII.4.9** est un exemple des valeurs de $\delta^{18}O$ du fluide de l'Ank1D et de l'AnkS. Elle montre bien que l'Ank1D possède des valeurs exclusivement négatives et situé entre -2,1 ‰ et -1 ‰, alors que l'AnkS est plus enrichi en $\delta^{18}O$ (3-6‰). En appliquant les mêmes équations, l'Ank2D provient d'un fluide dont les valeurs varient entre 4 ‰ et 6 ‰, entre 3 ‰ et 7 ‰ pour l'Ank3D, et entre 0 ‰ et 4 ‰ pour l'Ank4D. Par ailleurs, l'origine des fluides parents peut être trouvée à partir des T_h et des valeurs $\delta^{18}O$ converties en PDB avec l'équation

$\delta^{18}O$ (SMOW) = 1,03091* $\delta^{18}O$ (V-PDB) + 30,91 (Kim *et al.*, 2015), reportées sur des abaques de fractionnement (**Figure VIII.4.10**). Ainsi, l'Ank1D proviendrait d'un fluide marin conné, l'AnkS, l'Ank2D et l'Ank3D d'un fluide de bassin et l'Ank4D d'un mélange entre un fluide marin et un fluide de bassin.

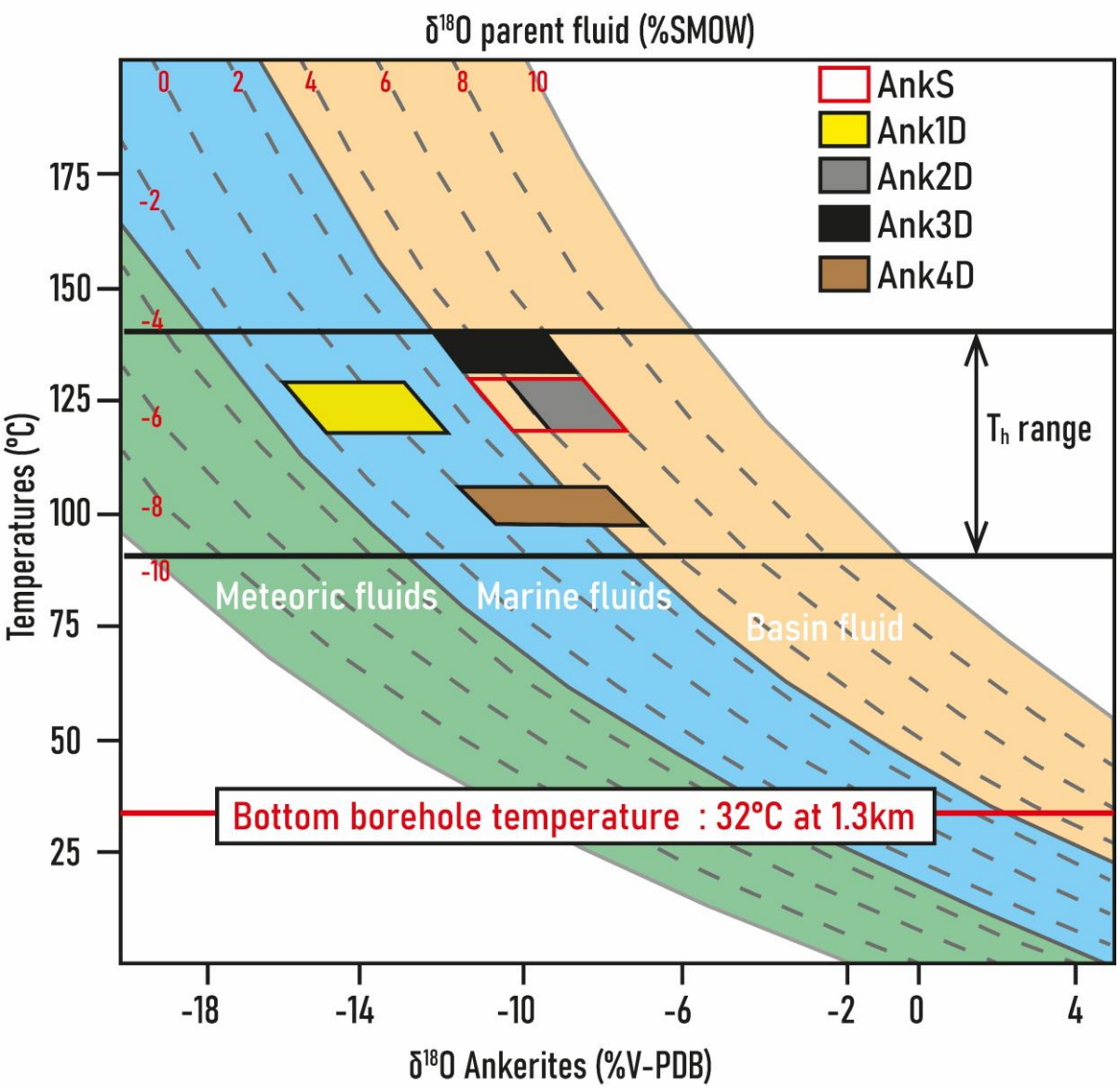


Figure VIII.4.10 : Natures des fluides parents des différentes générations d'ankérites d'après les courbes de fractionnement d'O'Neil et al. (1969).

VIII.5 Discussion

Basée sur les analyses pétrographiques, géochimique, isotopiques, et sur l'étude des inclusions fluides, et de la chronologie relative de précipitation des ciments, cette partie discute de l'origine des fluides parents et des conditions de température et pression pendant de formation.

VIII.5.1 Origine des fluides mobilisés pendant les épisodes de fracturation

La **Figure VIII.5.1** résume la chronologie de mise en place des différentes générations de ciments décrits dans les fractures. La sidérite dans les fractures des charbons est la première phase à se former. La présence du méthane dissous dans la phase aqueuse des inclusions fluides (**Figure VIII.4.2**) confirme qu'elle a précipité après la maturation du charbon et après la genèse du méthane. Allouti (2024) montrent que ces charbons possèdent des valeurs de la réflectance de la vitrinite comprises entre 0,65 et 1%, qui représente la maturité à laquelle les charbons peuvent générer du méthane thermogénique (Moore, 2012). Ainsi, après l'houillification et la genèse du méthane, le bassin enregistre une ou plusieurs épisodes de fracturation. Dans les charbons, celle-ci favorise la circulation du fluide parent de la sidérite. Deux générations précipitent, la S1 et la S2 (**Figure VIII.2.1C**). La composition chimique de la S1 est compatible avec la composition de l'eau de formation des couches de charbons. Quant à la S2, sa composition est typique d'uns sidérite marine ou d'une sidérite d'enfouissement (Curtis *et al.*, 1986 ; Morad *et al.*, 1994). La deuxième hypothèse étant la plus plausible dans notre cas à cause de l'absence de formations marines dans le Westphalien. La surface de contact entre la S1 et la S2 ne montre pas de figures de dissolution, pouvant indiquer une précipitation continue entre ces deux générations. L'hypothèse d'une précipitation de la S1 et la S2 dans un système fermé est donc la plus plausible.

Dans les faciès détritiques, les fluides qui circulent sont responsables de la formation des ciments d'ankérite, de dickite, de quartz, de pyrite, et de barytine. Les descriptions macroscopiques démontrent que la majorité des fractures à ankérite sont des fractures de cisaillement liées à un régime tectonique extensif et décrochant. La présence des inclusions fluides à hydrocarbures liquides et l'absence du méthane dans celles-ci démontrent que ces ceux-ci sont différents des eaux de formations en équilibre avec la sidérite. Le calcium contenu dans ces fluides provient d'un apport externe aux formations du Carbonifère supérieur car aucune source de calcium (bioblastes ou roche carbonatées) n'est connue dans le Westphalien-Stéphanien. Les seules sources de calcium les calcaires du Mésozoïques qui recouvrent le BHL (Izart *et al.*, 2016), ou les carbonates des formations marines du Carbonifère inférieur-Dévonien sur lequel repose le bassin (Oncken *et al.*, 1999).

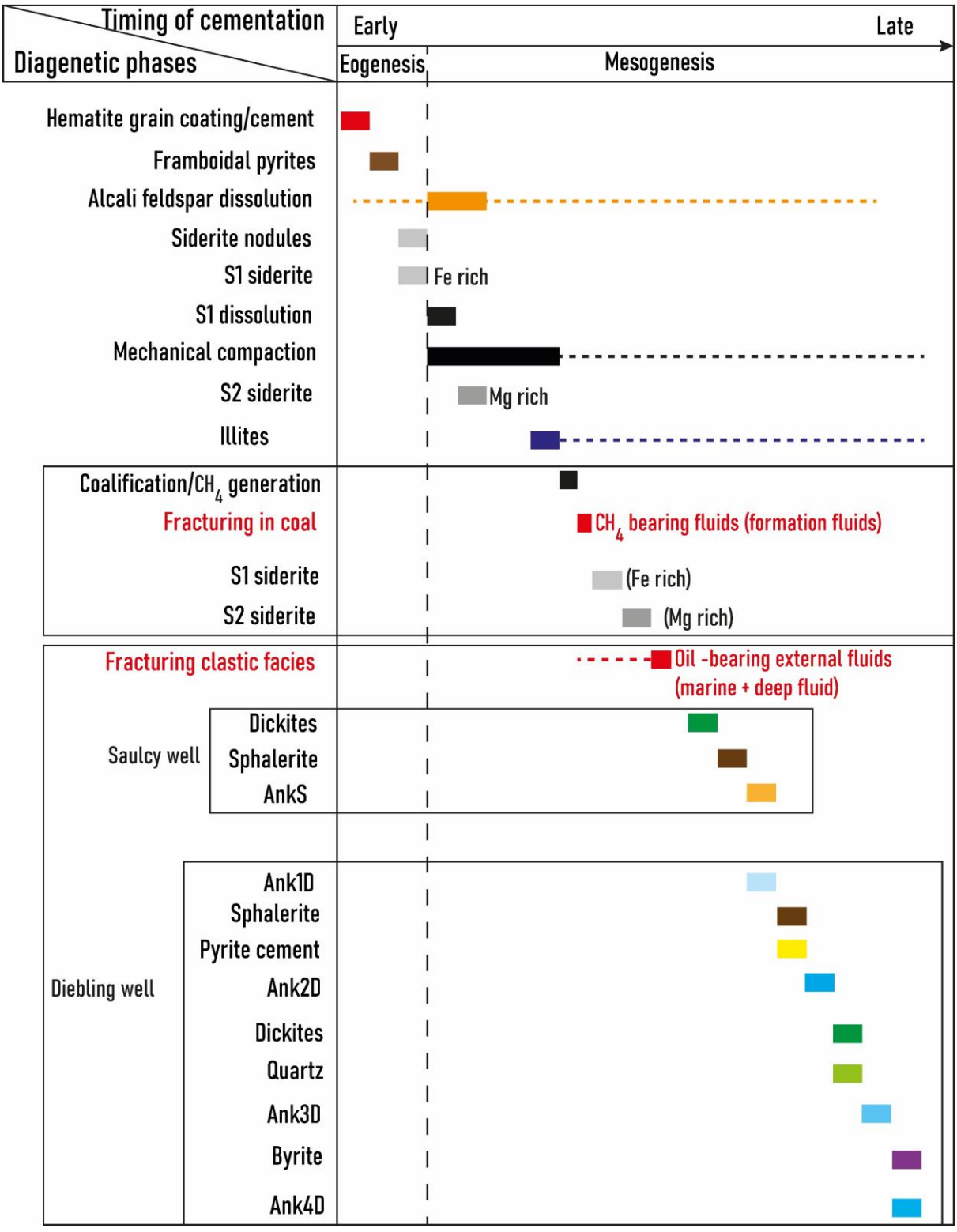


Figure VIII.5.1 : Paraséquence diagenétique des différents ciments observés dans la matrice et dans les fractures des roches du Westphalien D et C des forages de Folschviller 1A, Diebling 1 et Saucly 1. Les pointillés correspondent à une extrapolation probable de la durée de formation d'un ciment. L'AnkS désigne le ciment d'ankérite pour le forage de Saulcy 1, et l'Ank1D à l'Ank4D désigne les 4 générations d'ankérites du forage de Diebling 1.

Les compositions isotopiques des fluides parents confortent également cette hypothèse de fluide en déséquilibre avec les formations du Westphalien/Stéphanien. Ainsi, la **Figure VIII.5.2** représente un modèle qui tente de retracer l'origine de ces fluides. Le fluide parent de l'Ank1D montre des valeurs de $\delta^{18}O$ typique d'un fluide marin conné (**Figure VIII.4.10**). Deux hypothèses sont considérées : (1) la remonté des fluides des formations marines du Carbonifère inférieur – Dévonien (**Figure VIII.5.2a**) qui sont considérés ici comme des fluides de bassin, ou (2) la percolation des fluides marines du Mésozoïque. Dans le premier cas, la salinité élévée peut provenir de l'évaporation primaire de cette saumure car aucune formation salifère n'est connue dans cet intervalle stratigraphique. Dans le cas des fluides du Mésozoïque, la forte salinité peut être liée sa percolation dans les formations du Keuper. À ce stade, il nous est difficile de conclure avec les seules données d'isotopes d'oxygène et de salinité. Il faudrait faire une analyse des compositions chimiques des inclusions fluides par ablation laser et LA-ICP-MS pour déterminer les concentrations chimiques des éléments comme le chlore, le sodium, le brome, dont les rapports et les corrélations mutuelles sont souvent utilisés pour déterminer l'origine de la salinité des fluides (Worden, 1996).

Après la formation de l'Ank1D, une première réouverture des fractures conduit à la circulation du fluide parent responsable de la formation de l'ankérite 2D (**Figure VIII.5.2b**). Ce fluide est plus riche en fer et montre des valeurs d'isotope d'oxygène comprises entre 3 et 7 ‰, typique d'un fluide de substratum (socle). Il est aussi caractérisé par une forte salinité (18 et 24 wt.% NaCl eq). Une deuxième réouverture de la fracture conduit à la circulation du même fluide que celui de l'Ank2D. Ce fluide permet la formation de l'Ank3D.

La dernière ouverture de fracture est marquée par la formation de l'ankérite 4D (**Figure VIII.5.2c**). La composition isotopique du fluide parent suggère un mélange entre un fluide marin et les fluides profonds (**Figure VIII.4.10**). Dans ce cas, le fluide marin pourrait bien s'agir du fluide du Jurassique qui a percolé dans les formations du Keuper. Les ions sulfates qui ont permis la formation de la barytine proviennent probablement de ces formations du Keuper.

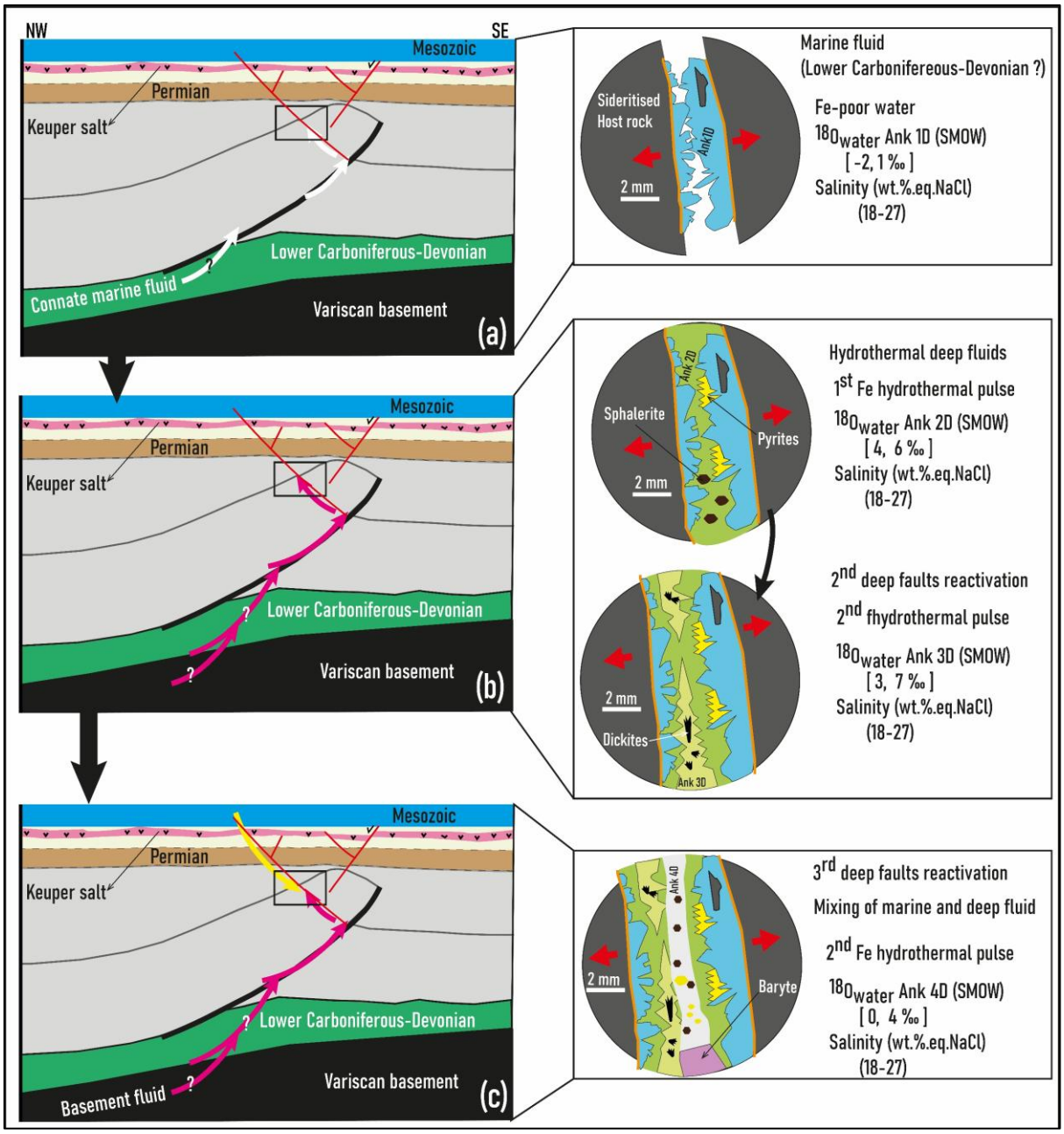


Figure VIII.5.2 : Hypothèses sur l'origine des fluides responsables de la formation des différentes générations de ciments d'ankérite (a) Remontée du fluide marin conné des formations du Carbonifère inférieur –Dévonien. (b) Remontée des fluides profond (fluide de socle). (c) Mélange entre des fluides marin du Mésozoïque et les fluides profonds. Les coupes ne sont pas à l'échelle.

Ces conclusions sur l'origine de la barytine ont déjà été évoquées pour les barytines dans les fractures affectant les grès du Buntsandstein du fossé rhénan (Bossennec *et al.*, 2021). Pour le forage de Saulcy, situé à 40 km de Diebling et vers l'Ouest, la composition isotopique du fluide parent de l'AnkS suggère un fluide profond (Carbonifère inférieur - Dévonien) que celui des ankérites 2D et 3D.

VIII.5.2 Période et conditions de formation des ciments

VIII.5.2.1.1 Le ciment de sidérite

La datation par U-Pb de ces sidérites dans les fractures pourrait permettre de préciser l'âge de la genèse ou de la migration du méthane. En leur absence, il est néanmoins possible de déterminer la période pendant laquelle ces cimentations ont précipité en utilisant les résultats de la modélisation paléothermique 1D (Becker *et al*., 2010 ; Fall *et al*., 2012 ; Bahnan *et al*., 2021) et les résultats des inclusions fluides. En ce qui concerne les ciments de sidérite dans les fractures, la modélisation du forage de Folschviller (**Figure VIII.5.3**) montre que les charbons du westphalien D ont acquis leur maturité actuelle (Izart *et al*., 2016, personnal communication) entre le Jurassique moyen et le Crétacé. Les sidérites dans les fractures des charbons auraient donc précipité à 3 km de profondeur à la fin du Jurassique. Avec un gradient géothermique de 30°/km, une température de 90°C peut être spéculée pour leur formation. Faire des mesures des Th dans les inclusions fluides apporterait encore plus de précisions sur la fenêtre de température.

VIII.5.2.1.2 Les ciments d'ankérite : Peut-on parler d'hydrothermalisme ?

La modélisation P-T précise les conditions de température et de pression de précipitation des ankérites dont les échantillons sont situés à une profondeur actuelle de 1300 m. Elle indique que l'ankérites AnkS (ankérite sur le forage de Saulcy) a précipité entre 117-128°C et à 500 Bar, alors que les ankérites Ank1D, 2D, 3D ont précipité entre 100-140°C de température. Aucune donné de pression n'a été mesurés pour les ankérites 1D à 4D.

La modélisation paléothermique 1D (**Figure VIII.5.4**) par Bahnan *et al*. (2022) à partir des données du forage de Saulcy et par Izart *et al*. (2016) sur les données du forage de Vaxy (forage analogue à Diebling à cause de leur position structurale) permettent de définir le moment de formation de ces ciments. Pour les deux simulations, le modèle géologique utilisé considère le BHL comme un bassin compressif au Namurien-Westphalien avec un flux de chaleur de 50mW/m^2, qui enregistre par la suite une extension pendant le Stéphanien-Permien avec un flux paléothermique qui augmente, et enfin qui enregistre un refroidissement progressif après ce pique de chaleur.

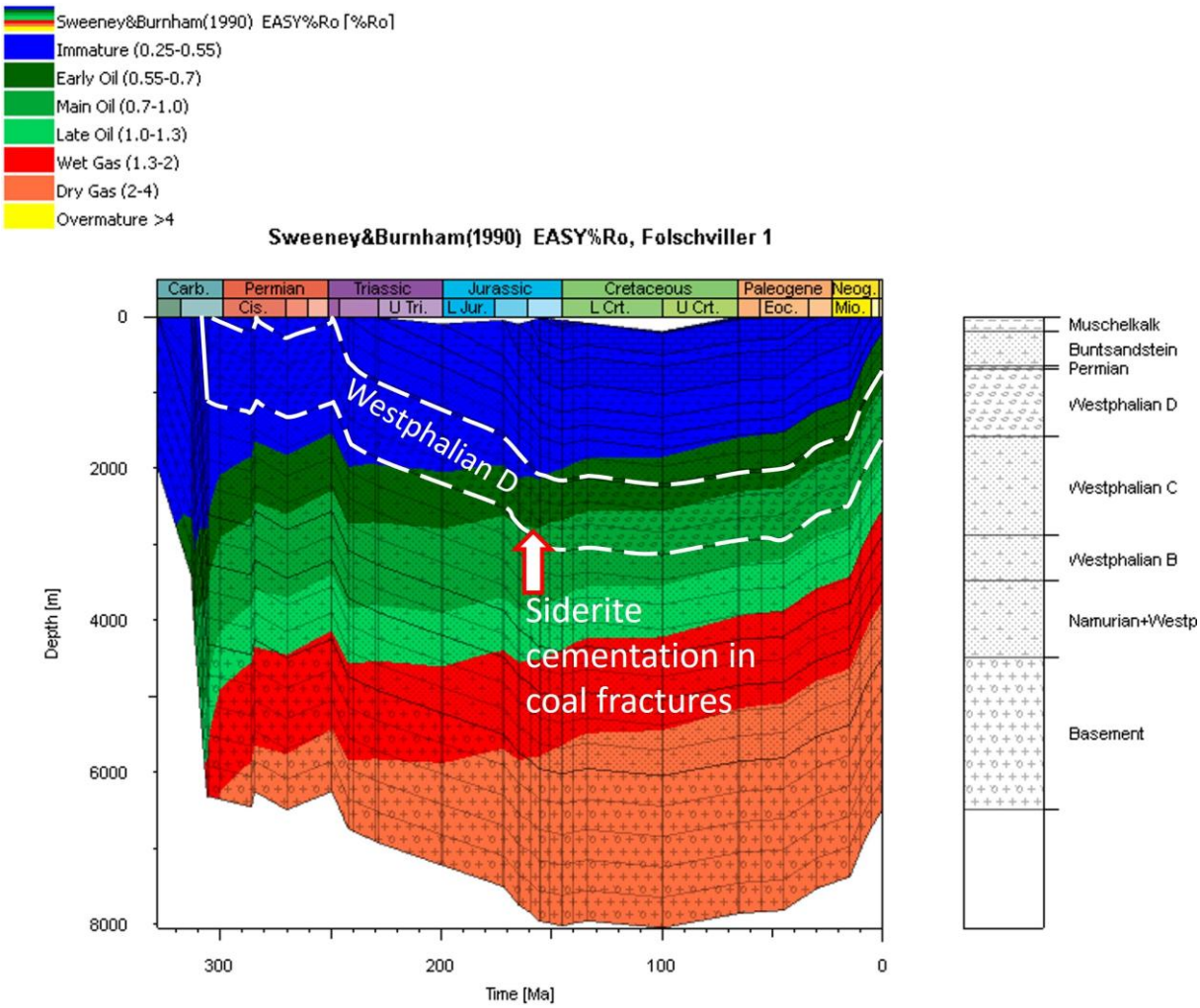


Figure VIII.5.3 : Modélisation Petromod 1D du forage de Folschviller basée sur l'hypothèse d'une érosion de 1420 m de sédiments di Mésozoïque, de 400 m de sédiments Stéphano-Permien, d'un flux de chaleur de 50 mW/m² pendant le Westphalien et le Stéphanie-Permien. Le type de matière organique est de type III et la cinétique des charbons est celle proposé par Sweeney et Burnham (1990).

Par ailleurs, le modèle de Bahnan *et al*. (2022) teste la calibration des courbes d'enfouissement avec les données VR et avec les températures d'inclusions fluides. Il montre que les formations du Westphalien C de Saulcy ont pu atteindre des températures d'enfouissement de 90° à 110°C à la fin du Jurassique jusqu'au début du Crétacé (**Figure VIII.5.4A**). Ces températures estimées sont moins élevées de 18°C par rapport à celles mesurées dans les inclusions fluides. De plus, ce modèle montre que la courbe de maturité obtenue à partir de la calibration des données VR est inférieure à celle estimée à partir des températures d'inclusions fluides (**Figure VIII.5.4B**).

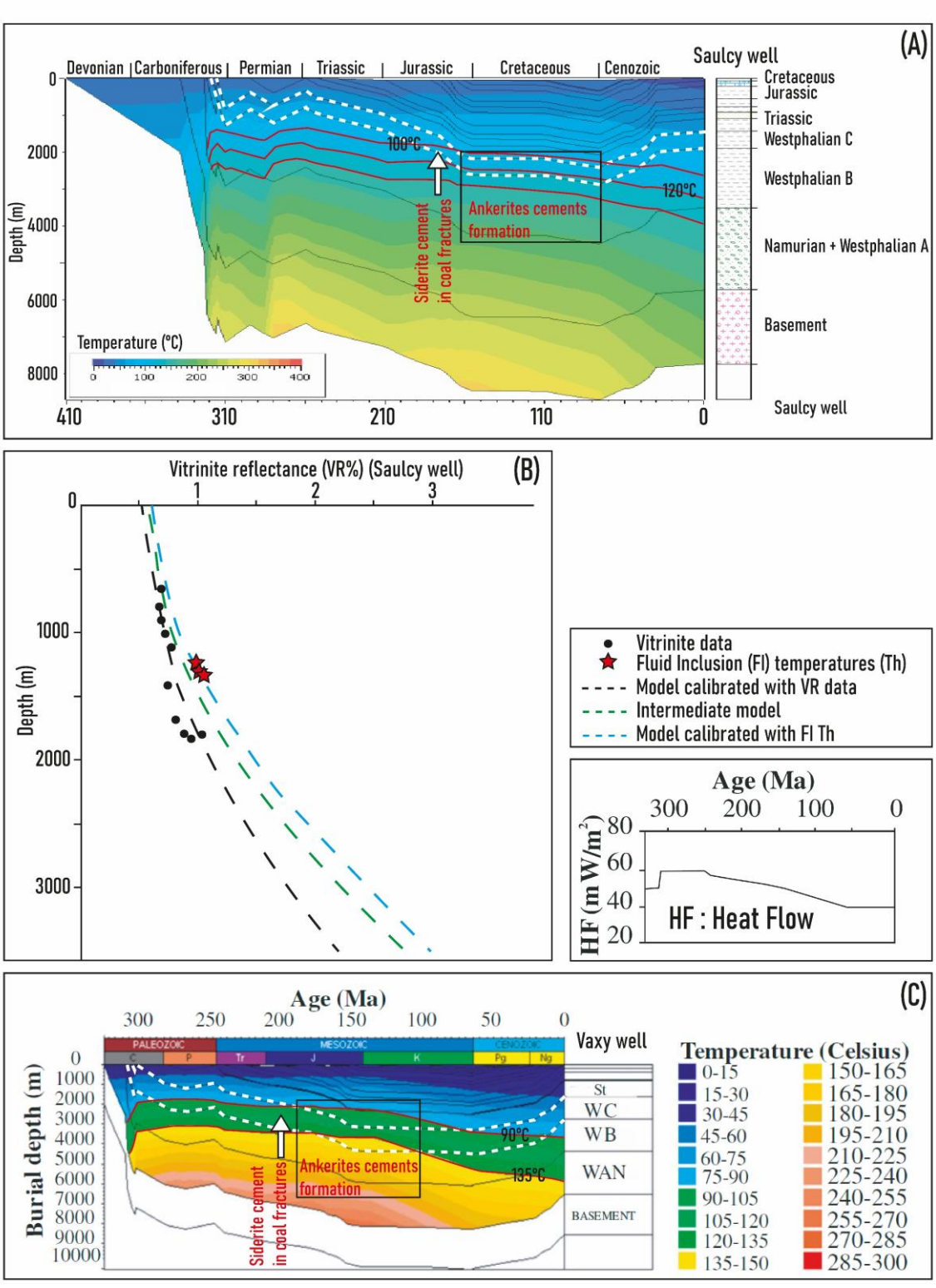


Figure VIII.5.4 : Modèles paléothermiques 1D des forages de Saulcy et Vaxy. (A) Modèle d'enfouissement/enfouissement de Bahnan et al. (2022) basés sur la calibration des données de réflectance vitrinite. (B) Modèle da maturité Bahnan et al. (2022) montrant trois scénarii de calibration de la maturation. (C) Modèle paléothermique/enfouissement du forage de Vaxy calibré avec les VR (%) (Izart et al., 2016).

Pour le forage de Diebling 1, la modélisation thermique (**Figure VIII.5.4C**) montre que le Westphalien C a atteint les températures de 100°C à partir de la fin du Trias jusqu'à atteindre 135°C entre la fin du Jurassique et le Crétacé. Ici également, les températures des inclusions fluides sont légèrement supérieures (entre 120 et 140°C) à celles prédites par ce modèle. Brigaud *et al.* (2024) constaté ce même décalage entre la maturité mesurée à partir des VR (maturité organique) et les températures des inclusions fluides pour les ciments de calcite et de dolomite du Jurassique du bassin de Paris. Les auteurs ont conclu que cette différence de maturité est liée à l'enregistrement des circulations de fluides chauds ponctuels et rapides dans la matrice et dans les fractures non enregistrées par la matière organique, car celle-ci est plus sensible à la thermicité générale lié à l'enfouissement progressif du bassin. Nous pensons donc que les fluides parent des ankérites sont des fluides hydrothermaux en déséquilibre avec les formations du Westphalien et du Stéphanien.

VIII.5.3 Origines des sulfures

Les sulfures dans les roches sédimentaires proviennent de deux processus, soit d'une réduction bactérienne du soufre (BSR), qui est active entre 0 et 80°C, et soit d'une réduction thermique du soufre (TSR) de soufre active au-delà de 80°C (Machel, 2001). En général, pour mieux contraindre l'origine des sulfures, les observations pétrographiques sont couplées à des mesures d'isotopes de soufre (Drake *et al.*, 2018 ; Yue *et al.*, 2020). En l'absence de ces mesures isotopiques, les géométries des cristaux et leur relation avec les autres ciments peuvent donner des pistes de discussion (Machel, 2001). Les formes framboïdales par exemple sont souvent interprétées comme des pyrites d'éogenèse, résultant des processus de BSR et les formes cubiques et les ciments de pyrites indiquent plutôt une précipitation à l'aide d'une TSR (*Yue et al.*, 2020). Dans les fractures, sont décrites des framboïdes et poly-framboïdes de pyrites ainsi que des ciments de pyrite co-génétiques avec les ciments d'ankérites, qui indiquent probablement une contribution des deux processus. De plus, les gammes de températures des inclusions fluides dans les ciments d'ankérite associés sont compatibles avec les températures de la TSR. Il est donc possible que les ciments de pyrite, de chalcopyrite et de sphalérite dans les fractures proviennent d'un processus de dissolution et de recristallisation des pyrites framboïdales.

VIII.5.4 Origines des dickites et du ciment de quartz

Les kaolinites et les dickites dans les grès et conglomérats proviennent principalement de la dissolution des feldspaths potassiques par des fluides acides dans des conditions de température et de pression très variées (Rossel, 1982 ; Lanson *et al.*, 2002 ; Morad *et al.*, 2000). La dickite

est la phase la plus stable à partir de la température de 80°C. En effet, la dissolution des feldspaths alcalins libère du silicium et du potassium nécessaire pour leur formation. Dans la matrice des grès et conglomérats **Fr et Fppm**, le fait que les dickites remplacent les feldspaths dissous démontre le lien entre la dissolution des feldspaths et la précipitation des dickites.

Dans les fractures, même si les températures des inclusions fluides dans les ciments d'ankérites (entre 90 et 140°C) sont compatibles avec les températures de formation de la dickite, le silicium et du potassium ne proviennent probablement pas uniquement de la dissolution des feldspaths, il a une contribution externe étant donné que les fractures à dickite et à quartz sont présentes également des faciès dépourvus de feldspaths alcalins (**Frpm/Frpmc**). Il est donc possible d'avoir une contribution des feldspaths alcalins externes au bassin (du socle).

VIII.6 Conclusion

Après la maturation des charbons et la genèse du méthane dans les charbons, le bassin a subi une ou plusieurs épisodes de fracturation, qui ont mobilisé plusieurs types de fluides géologiques. Dans les charbons, le fluide qui a été mobilisé est le fluide de formation et celle-ci a permis la formation des ciments de sidérite (S1 et S2) dans les failles et fractures. Aucune étude microthermométrique n'a été effectuée pour mesurer les températures de formation des sidérites. Néanmoins, le modèle de maturité d'Izart *et al*. (2016) montre que les charbons ont atteint leur maturité actuelle à 3 km, ce qui permet d'estimer une paléo-température de formation de 90°C si l'on considère un gradient géothermique de 30°C/Km.

Dans les faciès détritiques, les fluides mobilisés sont des fluides hydrothermaux salés qui ont précipité à des températures entre 117 et 140°C et à des pressions entre 362 (36,2 MPa) et 495 bars (49,5 MPa). Elles sont responsables de la formation des ciments de pyrite, d'ankérite, de dickites, de quartz, de sphalérite, de barytine. Deux types de fluides ont été reconnus. Lors de la première phase de fracturation, un fluide marin conné en provenance des formations du Carbonifère inférieur- Dévonien ou du Jurassique qui percole. Pendant la première et la deuxième phase de réouverture, un fluide plus enrichi en isotope d'oxygène (fluide de socle) a été mobilisé. La dernière phase de réouverture est marquée par le mélange entre un fluide marin en provenance du Mésozoïque avec le fluide de socle. Toutes ces circulations se passent entre la fin du Trias et le Crétacé selon les températures mesurées dans les inclusions fluides et les températures modélisés par Izart *et al*. (2016) et calibrées par les données de réflectance de la vitrinite. Les datations de ces ciments d'ankérite permettront de mieux contraindre la chronologie de toutes ces phases de fracturation.

CHAPITRE IX – Conclusions générales et perspectives

Le bassin houiller de Lorraine (nord-est de la France), et plus particulièrement ses formations détritiques et continentaux datées du Westphalien et du Stéphanien, ont été étudiées avec pour objectifs d'analyser l'organisation structurale actuelle du bassin, l'évolution tectono-sédimentaire de ces formations, de mesurer les propriétés pétrophysiques de ces formations, et enfin, et en d'étudier l'histoire diagenétique des ciments dans la matrice et dans les fractures Cette conclusion résume les résultats majeurs de chaque aspect scientifiques abordé, puis, termine par une proposition d'un guide d'exploration des ressources énergétiques dans ce type de bassin.

IX.1 La structuration du socle et les variations d'épaisseurs globales

La carte du toit du socle construite à partir des données gravimétriques met en évidence la présence de hauts de socle et de zones d'approfondissement de socle orientés NE-SW, NW-SE, N-S, NNE-SSW et NNW-SSE, qui contrôle la distribution des épaisseurs globales dans le bassin. Dans les zones d'approfondissement de socle, les épaisseurs atteignent jusqu'à 7 km. Dans les hauts fond de socle, les épaisseurs varient entre 1500-2000 m. Certaine donnée d'épaisseurs en forage confirme les épaisseurs totales prédites par cette carte. Par ailleurs, les données gravimétriques ont par ailleurs montré que la zone de failles de Metz-Hunsrück est continue et limite les deux basins, avec une orientation et une géométrie qui change latéralement.

IX.2 Structuration du bassin et variations d'épaisseurs locales

L'analyse des profils d'épaisseurs de niveaux stratigraphiques a mise en lumière des fortes variations d'épaisseurs des formations Stéphaniennes et Permiennes en fonction de la position des structures plicatives. Pour le Stéphanien, ses faibles épaisseurs ou son absence au niveau des anticlinaux est liées à l'érosion post-plissement de la charnière des plis alors que sa forte épaisseur dans les synclinaux est due à leur conservation et au dépôt du post-plissement.

Par ailleurs, les interprétations sismiques montrent que le BHL a enregistré une compression au Stéphanien qui a conduit à la formation du pli-faille d'Alsting-Morhange et à son érosion, suivi par une reprise de sédimentation toujours au Stéphanien. La partie séquence Stéphanienne pris dans le plissement pourrait correspondre au Stéphanien A connu dans le BHSN et la partie supérieure du Stéphanien qui se dépose après la compression pourrait correspondre au Stéphanien B. Nos résultats documentent donc pour la première fois la compression intra-stéphanienne.

IX.3 Distribution, nature et origine de la fracturation

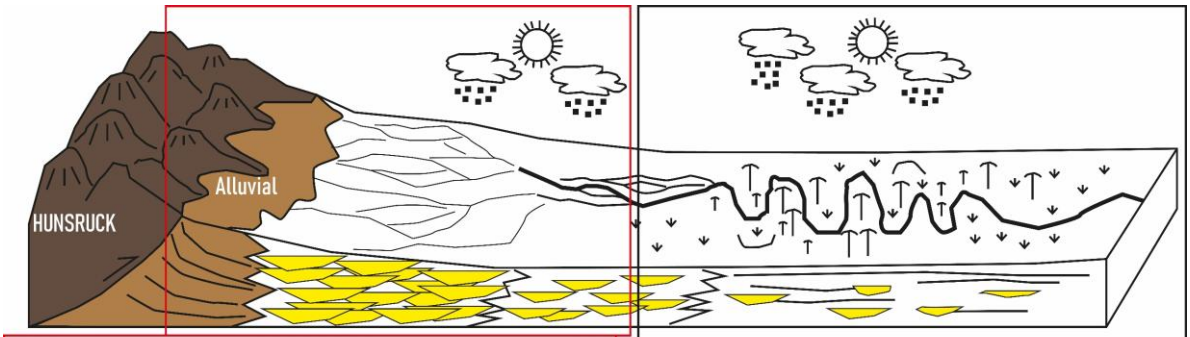
Les fractures à l'échelle de la carotte se manifestent dans tous les faciès. Ces fractures s'organisent en 5 familles d'orientations majeures : N45, N60, N125, N150, et N170. Ces fractures sont principalement de deux types, des fractures d'extension et de cisaillement (microfailles). Les microfailles sont dominées par des stries normales, des stries de décrochement. Les fractures d'extension sont probablement des fractures formées à la suite de la fracturation de surpression de fluide de pores pendant l'enfouissement, alors que les fractures de cisaillement seraient d'origine tectonique. Mais rien d'exclût que les fractures d'extension ne soient pas liées au à une faille majeure qui n'a pas été traversée par les forages étudiés.

Les remplissages des fractures ont permis de les regrouper en trois paragenèses, les fractures à sidérite présente exclusivement dans les charbons, les fractures à pyrite-dickite-ankérite-barytine et les fractures à pyrite-dickite-quartz présentes uniquement dans les faciès détritiques. Ces différences de type de remplissage indiquent une déconnexion entre les fractures dans les charbons et les fractures dans les faciès détritiques. En ce qui concerne leur âge de formation, la présence des fragments de charbons dans les ciments indique une fracturation et cimentation postérieure à l'houillification, donc probablement en lien avec l'enfouissement et les régimes de contraintes extensifs qui ont affecté le bassin pendant cette période.

IX.4 Synthèse des phases diagenétiques et nature des fluides mobilisés

Les processus diagenétiques qui ont affecté la matrice des grès et conglomérats des formations du Westphalien/Stéphanien sont très dépendants de leur position dans le système fluviatile (**Figure IX.4.1**). Les grès et les conglomérats déposés dans la partie distale du système fluviatile sont riches en pseudo-matrice détritique et leur diagenèse précoce est dominée par la pyrite framboïdale, la sidérite sous forme de nodules et de ciment (S1). Les compositions chimiques des sidérites, les structures de déformations molles cimenté par la sidérite montre que ces ciments et ces nodules ont précipité à partir du fluide météorique piégé dans les sédiments lors de leur dépôt. Les grès et conglomérats déposés dans la partie distale du système fluviatile sont faciès pauvres en pseudo-matrice et leur diagenèse est dominée par la formation de l'hématite et très peu de ciment de sidérite.

Pendant l'enfouissement, la mésogenèse dans les faciès proximaux est dominée par la compaction, la dissolution des feldspaths alcalins, et par la précipitation des argiles authigènes de type dickites et illites dans la porosité et en remplacement des feldspaths dissous. Les faciès distaux précocement cimentés par la sidérite (S1) et la sidérite micritique enregistrent leur dissolution et recristallisation en ciment micro-sparitique et sparitique plus riches en magnésium (S2). Les fluides mobilisés sont les fluides de formation dont la chimie a été modifiée à cause de l'incorporation des acides organiques libérés par la maturation des charbons.



PROXIMAL DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS
(Alluvial to braided system)

- Paleoclimate : Tropical humid / Semi-aride (end of WD)
- Depositional conditions : highly drained, low detritical matrix (<20%), rare or no vegetation
- Lithofacies type : Vertical stacked conglomeratic to sandy bodies, rare siltstones/coal
- Grain framework : Metamorphic and sedimentary clasts, quartz, low K-feldspaths content and mica

EOGENESIS

- Mobilized fluid : meteoric fluid trapped in the sediment pores
- Diagenetic phases : iron oxide, restricted Fe-rich-siderite (S1), compaction (?)
- Porosity : Available pore space

MESOGENESIS

- Mobilized fluid : connate meteoric fluid
- Diagenetic phases : Compaction, S1 and K-feldspar dissolution, restricted Mg-rich-siderite (S2), dickites and illites (in pores and replacing K-feldspar)
- Porosity : Not completly filled (7 - 16%)

DISTAL DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS
(Meandering river, floofplain, crevasse-splays)

- Paleoclimate : Tropical humid / Semi-aride (end of WD)
- Depositional conditions : badly drained (confined), high detritical matrix (>20%), vegetation
- Lithofacies type : vertical stacked siltstones/claystones with several intercalated coal seams
- Grain framework : Metamorphic and sedimentary clasts, quartz, low K-feldspaths content and mica

EOGENESIS

- Mobilized fluid : meteoric fluid trapped in the sediment pores
- Diagenetic phases : Framboidal pyrite, siderite nodules and substantial micritic siderite cement
- Porosity : Completly filled by siderite cement

MESOGENESIS

- Mobilized fluid : connate meteoric fluid
- Diagenetic phases : Micrite siderite dissolution and repricipitation into pseudo-spar Mg-rich- siderite (S2)
- Porosity : Completly filled (< 3%)

MESOGENESIS IN FAULTS/FRACTURES AFTER COAL MATURATION AND METHANE GENERATION
(From Late Triassic to Cretaceous)

- Mobilized fluids : connate meteoric fluid (in coal), and ascending and descending hydrothermal fluids in clastic levels
- Diagenetic phases : S1 and S2 siderites in coal fractures, pyrite-dickite-quartz and ankerites-pyrite-dickite-sphalerite-baryte in clastic rocks fractures

Figure IX.4.1 : Synthèse des conditions de dépôts et des processus diagenétiques (phases diagenétiques et type de fluides mobilisés) dans la matrice et les fractures (inspiré de Bertier et al., 2008) ainsi que leur conséquence sur la porosité des faciès réservoirs.

Ces processus diagenétiques ont permis de regrouper les grès et les conglomérats en trois types de microfaciès, les microfaciès **Frpm/Frpmc** (riche en pseudo-matrice/riche en pseudo-matrice et cimenté par la sidérite), les faciès **Fr** (faciès rougeâtre à ciment d'hématite) et les microfaciès **Fppm** (faciès pauvre en pseudo-matrice riche en argile authigènes).

La mésogenèse s'est aussi manifestée dans les failles et fractures. Trois types de paragenèses principales ont été reconnues : (1) les fracture à sidérite sparitiques affectant les charbons uniquement, (2) les fractures à pyrite-dickite-quartz, et (3) les fracture à pyrite-dickite-ankérite-barytine dans les fractures affectant les faciès détritiques. Toutes ces paragenèses se sont formées après l'houillification des charbons, qui est datée entre la fin du Jurassique et le Crétacé. Les sidérites ont précipité à partir du fluide de formation piégé dans les charbons, et les deux dernières paragenèses ont précipité pendant des épisodes de circulations de fluides hydrothermaux. Le premier à être mobilisé est un fluide marin conné et le deuxième un fluide enrichi en isotope d'oxygène, qui est probablement un fluide de socle.

IX.5 Propriétés pétrophysiques des grès et conglomérats du Westphalien/Stéphanien

À l'échelle de la carotte, les propriétés pétrophysiques sont principalement contrôlées les conditions de dépôt et la diagenèse. Dans les microfaciès (**Frpm/Frpmc**), le fort pourcentage de pseudo-matrice et la cimentation par la sidérite micritique a réduit de manière drastique (perméabilités < 10^{-2} mD, porosité < 3%) la porosité et la perméabilité dès l'éogenèse. Pour les faciès **Fppm** et **Fr**, pauvre en pseudo-matrice, la réduction de la porosité et la perméabilité a été moins importante (perméabilité > 10^{-1} mD, porosité entre 7 et 16%) pendant l'éogenèse due à l'absence de cimentation se sidérite. Celle-ci s'est produite pendant la mésogenèse par compaction, et par précipitation des argiles authigènes.

Par ailleurs, la réduction de la porosité par la cimentation de la sidérite dans les microfaciès **Frpm/Frpmc** a conduit à une augmentation importante des vitesses d'onde P. Celles-ci atteignent plus de 5000 $m.s^{-1}$ dans ces microfaciès. Les microfaciès sont non cimentés par la sidérite sont caractérisés par des vitesses entre 3000 et 4000 $m.s^{-1}$. En revanche, la distribution des valeurs de conductivités thermiques est principalement contrôlée par la nature lithologique, le pourcentage de matière organique et de quartz, et aussi par la granulométrie des faciès.

Grâce à leur forte porosité et grâce à leur empilement vertical important (taille de séquence entre 20 et 200 m), les microfaciès **Fr** et **Fppm** sont donc les meilleurs faciès réservoirs pour différents types d'applications (l'hydrogène, la géothermie ou le stockage de CO_2).

IX.6 Le système gazier dans le BHL : roches sources, roches réservoirs/barrières et chemins de migration

Les gaz présents dans le BHL sont essentiellement le méthane et l'hydrogène, avec d'autres gaz accessoires. Si l'origine du méthane est attribuée à la maturation des couches de charbons les plus profonds, la roche source de l'hydrogène dissous dans l'eau récemment mesuré dans le forage Folschviller 1A entre 800 m et 1300 m dans le cadre du projet REGALOR demeure encore mal élucidée. Pour caractériser un système gazier, il faut identifier la ou les roches sources capables de générer ces fluides, les roches réservoirs capables de les accumuler, les roches barrières capables de jouer le rôle de roches étanches, et en fin les structures capables de transférer ces fluides.

Les résultats de cette thèse mettent en lumière plusieurs paramètres géologiques favorables à la formation de cet hydrogène Deux hypothèses sont considérées pour le moment. La première, une réaction d'oxydo-réduction entre l'eau et le fer $F2^+$ des carbonates de fer selon l'équation ci-dessous (Pironon *et al*., 2024, en cours de soumission).

$$3\,FeCO_3(s) + H_2O(l) + 3\,OH^-(aq) \rightleftharpoons Fe_3O_4(s) + 3\,HCO_3^-(aq) + H_2(g) \quad (1)$$

Cette thèse a mis en évidence l'abondance de carbonates de fer sous la forme de ciment de sidérite (S1 et S2) dans les microfaciès **Frpmc** de plaine d'inondation et des ciments d'ankérite dans les failles/fractures des formations du Westphalien C et D. D'autre part, l'étude des inclusions fluides dans les ciments d'ankérite a montré que les formations du Westphalien C ont été affectées par des circulations hydrothermales (100 à 140°C) pendant l'enfouissement maximal situé entre le Jurassique et le Crétacé. Ces résultats suggèrent que les microfaciès **Frpmc** des sous-étages les plus profondes (Westphalien A, B) ont très probablement enregistré des températures atteignant les 200°C, température à laquelle la production de l'hydrogène à partir de la réaction (1) est la plus efficiente d'après Pironon *et al*. (2024). Ces roches de plaine d'inondation riches en sidérite sont donc des roches sources potentielles d'hydrogène dans le bassin.

Par ailleurs, ces mêmes roches, du fait de leur très faible perméabilité et porosité (perméabilité <0,001 mD, porosité <3%), constituent des roches barrières à la circulation de ces gaz. Les siltites de plaine d'inondation cimentées par la sidérite, présentent également des très faibles porosités (4% en moyenne) et perméabilité (0,03 mD en moyenne) leur conférant le rôle de roches barrières. De plus, leur grande épaisseur verticale et leur grande extension latérale renforce leur capacité barrière.

Une fois généré, l'hydrogène dissous dans l'eau a pu migrer (ou pas) pour se stocker dans les réservoirs gréso-conglomératiques poreuses et perméable de la famille **Fppm** et **Fr,** ou également dans les charbons fracturés. Les **faciès Fr** et les faciès **Fppm** constituent donc des réservoirs matriciels alors que les charbons représentent des réservoirs fracturés dans ce système gazier. L'étude des ciments dans les failles et fractures (donc du paléo système de circulations de fluides) montre que les grandes failles ont servi de chemins préférentiels de migration des fluides de formations et des fluides de bassin, mais n'ont pas cimenté toutes les fractures car ils existent encore des fractures ouvertes dans les charbons. Avec l'identification des faciès sources, réservoirs, et barrières, et prenant l'exemple du forage de Folschviller 1A, le log sédimentaire et diagenétique suggère que le système gazier est constitué par une superposition de plusieurs petits systèmes roche sources-roches réservoirs-roches barrières situés à proximité des unes des autres (**Figure IX.6.1**). De plus, la rythmicité verticale des environnements de dépôts permet une organisation à plusieurs systèmes gaziers isolés (déconnectés) à cause des faciès barrières et parce qu'aucune fracture à l'échelle de la carotte ne traverse à la fois les réservoirs fracturés des charbons et les grès et conglomérats. Mais, il est probable que ces réservoirs soient seulement connectés au niveau des grandes failles non traversées par le forage Folschviller 1A.

La deuxième hypothèse est celle de considérer le charbon comme une roche source de l'hydrogène. Il est connu que la déshydrogénation du charbon pendant sa maturation peut générer l'hydrogène (Moretti *et al*., 2024). Dans le BHL, les charbons ont atteint l'état de charbon bitumineux entre la fin du Jurassique et le Crétacé (Izart *et al*., 2016), impliquant le même scénario de migration et de piégeage que le l'hypothèse précédente. Cependant, ces deux hypothèses n'excluent pas une origine plus profonde en lien avec les roches carbonatées marines du Carbonifère inférieur-Dévonien, ou du socle granitique. Des études (géochimique, isotopique, sismique) complémentaires sont nécessaires pour mieux contraindre l'origine de cet hydrogène.

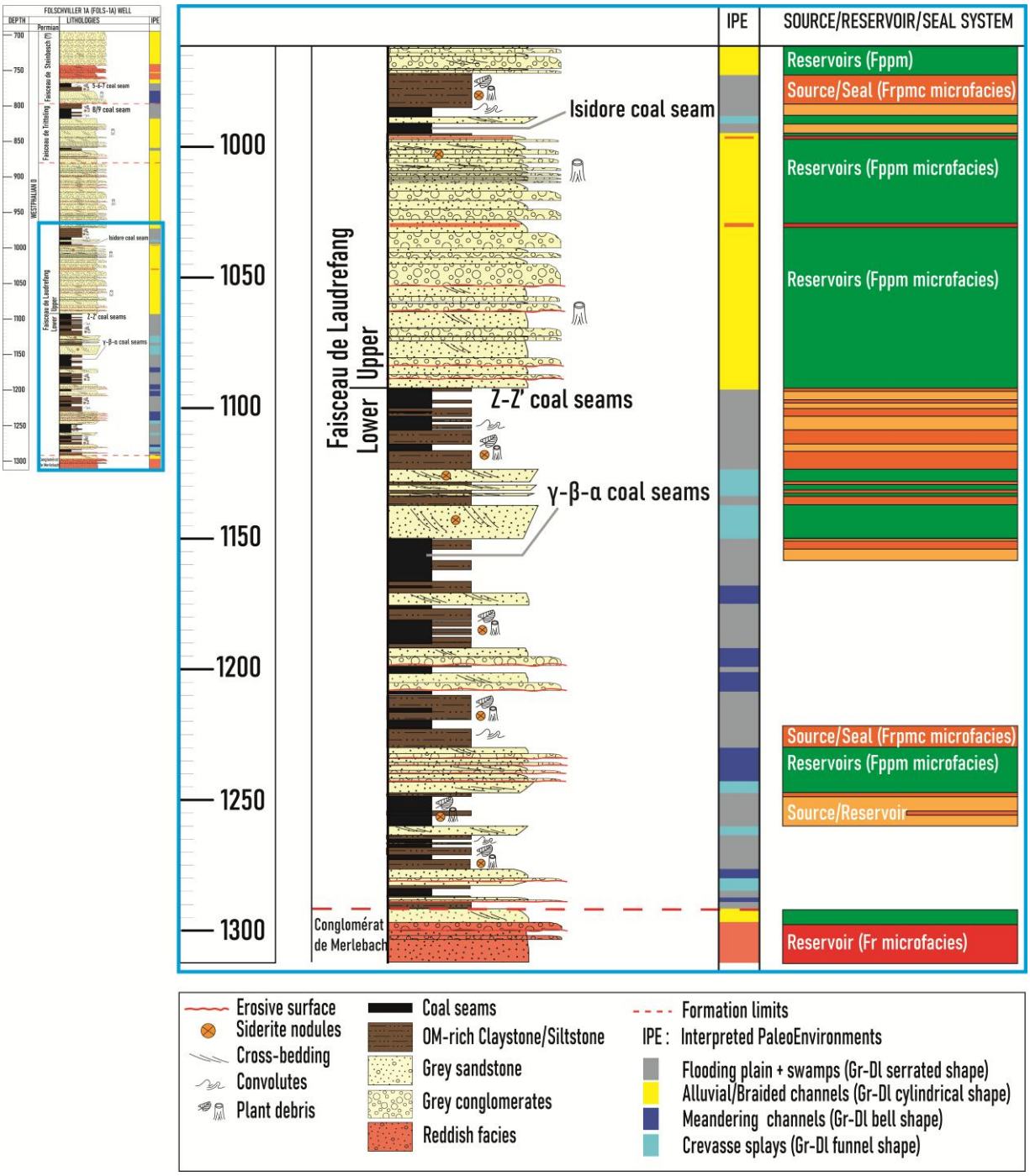


Figure IX.6.1 : Système gazier dans le Bassin Houiller Lorrain (BHL). Notez la proximité entre roches sources, roches réservoirs, et roches barrières.

IX.7 Perspectives

Grace à son caractère multi-échelle et pluridisciplinaire, les résultats de cette thèse ouvrent la voie à plusieurs questions scientifiques qui méritent d'être investiguées. À l'échelle de la carotte et de la lame mince, il s'agirait de :

- Tester la genèse de l'hydrogène à partir de la maturation artificielle (expériences au laboratoire) des faciès à sidérite (**Frpmc**). De telles expériences ont déjà été réalisées et ont montré que les faciès riches en sidérite sont capables de générer de l'hydrogène dans certaines conditions de température et de pression (Milesi *et al*., 2015 ; Moretti *et al*., 2025).
- Faire des analyses d'isotopes ^{13}C et ^{18}O et d'inclusions fluides dans les ciments de sidérite pour mieux contraindre leur température de formation.
- Faire une étude isotopique des pyrites, des chalcopyrites, et de la barytine caractérisée dans cette thèse.
- Compléter l'analyse des ciments dans les fractures pour les carottes d'autres forages (Gironville, Lorette) en ciblant les niveaux stratigraphiques les plus anciens (westphalien A et B).
- En fin, un des aspects qui n'a pas été abordé dans cette thèse est celui de la datation absolue. Celle-ci pourrait être envisagée pour les illites, les ciments d'ankérite et de sidérite.

A l'échelle du bassin, il s'agira de :

- Contraindre l'organisation structurale de la zone intermédiaire entre la partie NE du bassin qui montre une compression Stéphanienne et la partie SW qui montre une extension à la même période (travaux d'Hemelsdaël *et al*., 2023).
- Réalisation d'un modèle 3D pour mettre en cohérence les géométries des structures tectoniques dans le bassin.

Références bibliographiques

Anderle, H.J., 1986. The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. Tectonophysics, Compressional Intra-Plate Deformations in the Alpine Foreland 137, 101–114.

Allemand, P., Lardeaux, J. M., Dromart, G., & Ader, M., 1997. Extension tardi-orogénique et formation des bassins intracontinentaux : le bassin Stéphanien des Cévennes. Geodinamica Acta, 10(2), 70-80.

Allen, P.A., Allen, J.R., 1990. Basin Analysis: Principles and Applications. Blackwell Scientific Publication (386 pp.).

Allouti, S., 2024. Nature, distribution et potentiel gazier des charbons et roches-mères du bassin carbonifère de Lorraine : contribution à l'estimation des ressources en gaz. Thèse de doctorat Géosciences Université de Lorraine 2024.

Alexander, A. C., Shail, R. K., & Leveridge, B. E., 2019. Late Paleozoic extensional reactivation of the Rheic–Rhenohercynian suture zone in SW England, the English Channel and Western Approaches.

Aretz, M., Herbig, H. G., Wang, X. D., Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., & Ogg, J. G., 2020. The Carboniferous Period. In Geologic Time Scale 2020 (p. 811-874). Elsevier.

Alpern, B., 1966. Un exemple intéressant de houillification dans le bassin Lorrain et ses prolongements. Adv. Organic. Geochemistry, 1964. Pergamon, Oxford, pp. 129-146.

Alpern, B., Choffe, M., Lachkar, G., Liabeuf, J.-J., 1969. Synthèse des zonations palynologiques des bassins houillers de Lorraine et de Sarre. Rev. Micropaleontol. 4, 217–221.

Alpern, B., 1969. Le pouvoir réflecteur des charbons français. Applications et répercussions sur la théorie de A. Duparque. Ann. Soc. Géol. Nord, LXXXIX 2, 143–166.

Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late-Palaeozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear-zone between the Appalachians and the Urals. Geol Soc Am Bull 88 : 1305-1320.

Arthaud, F., Matte, Ph., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics 25, 139–171. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1.

Averbuch O, Piromallo C. 2012. Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. Tectonophysics 558–559: 70–83.

Averbuch, O., Mansy, J. L., Lamarche, J., Lacquement, F., & Hanot, F., 2004. Geometry and kinematics of the Boulonnais fold-andthrust belt (N France): implications for the dynamics of the Northern Variscan thrust front. Geodinamica Acta, 17(2), 163-178.

Bahnan, A. E., Mouketo, M. M., Allouti, S., Michels, R., & Pironon, J., 2022. Fluid inclusions trapping temperatures as calibration tools in modeling sedimentary basins. Roedder co, 22.

Bahnan, A. E., Pironon, J., Carpentier, C., Barré, G., & Gaucher, E. C., 2021. The diagenetic history of the giant Lacq gas field, witness to the apto-albian rifting and the Pyrenean orogeny, revealed by fluid and basin modeling. Marine and Petroleum Geology, 133, 105250.

Barchi, P., Cartannaz, C., Fourniguet, G., 2008. Projet Minewater - G´eologie du bassin houiller lorrain et potentialité géothermique BRGM/RP-56096-FR. Tech. rep., BRGM.

Beccaletto, L., Averbuch, O., Izart, A., 2019. The Lorraine-Saar basin (E France) in the framework of the Variscan Orogeny: structure and tectono-sedimentary evolution. Abstracts, 19th International Congress on the Carboniferous and Permian, Cologne, July 29 – August 2, 2019.

Becker, I., Wüstefeld, P., Koehrer, B., Felder, M., & Hilgers, C., 2017. Porosity and permeability variations in a tight gas sandstone reservoir analogue, Westphalian D, Lower Saxony Basin, NW Germany: influence of depositional setting and diagenesis. Journal of petroleum geology, 40(4), 363-389.

Becker, A., Schäfer, A., 2020. Depth contour maps for the Rotliegend Formations of the central Saar-Nahe Basin, SW Germany. – Z dt G. Geowiss 171, 4: 429–442.

Becker, A., Schäfer, A., 2021. Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens im späten Paläozoikum. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen. Geologischen Vereins 103: 211–233.

Becker, S. P., Eichhubl, P., Laubach, S. E., Reed, R. M., Lander, R. H., & Bodnar, R. J., 2010. A 48 my history of fracture opening, temperature, and fluid pressure: Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas basin. Bulletin, 122(7-8), 1081-1093.

Besly, B. M., & Fielding, C. R., 1989. Palaeosols in Westphalian coal-bearing and red-bed sequences, central and northern England. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 70(4), 303-330.

Besly, B. M., & Turner, P., 1983. Origin of red beds in a moist tropical climate (Etruria Formation, Upper Carboniferous, UK). Geological Society, London, Special Publications, 11(1), 131-147.

Bertrand. P., 1928. L'échelle stratigraphique du terrain Houiller de la Sarre et de la Lorraine. CR. Congr. Stratigr. Carbonifère. Heerlen, pp. 83-116.

Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J. C., & Johansen, H., 1998. Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. Clay minerals, 33(2), 297-316.

Burg, J. P., van den Driessche, J., & Brun, J. P., 1994. Syn-to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: modes and structural consequences. Géologie de la France, 3, 33-51.

Brun J. P, Gutscher, M. A., dekorp-ecors teams. 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from dekorp-ecors seismic reflection data: A summary. Tectonophysics 208: 139–147.

Butler R. W. H., Maniscalco. R., Pinter P. R., 2019. Syn-kinematic sedimentary systems as constraints on the structural response of thrust belts: re-examining the structural style of the Maghrebian thrust belt of Eastern Sicily. Int J Geosciences 138: 371–389.

Burger, K., Hess, J. C., & Lippolt, H. J., 1997. Tephrochronologie mit Kaolin-Kohlentonsteinen: Mittel zur Korrelation paralischer und limnischer Ablagerungen des Oberkarbons. Schweizerbart.

Blès, J. L., Lozes, J., 1980. Gazéification in situ du charbon, site de Faulquemont, étude structurale. BRGM Report 80SGN427GEO (28 pp. and 20 annexes).

Blaise, T., Barbarand, J., Kars, M., et al., 2014. Reconstruction of low burial (b100 °C) in sedimentary basins: a comparison of geothermometers sensibility in the intracontinental Paris Basin. Mar Pet Geol 53: 71–87.

Bertier, P., Swennen, R., Lagrou, D., Laenen, B. E. N., & Kemps, R., 2008. Palaeo-climate controlled diagenesis of the Westphalian C & D fluvial sandstones in the Campine Basin (north-east Belgium). Sedimentology, 55(5), 1375-1417.

Becker, I., Busch, B., Koehrer, B., Adelmann, D., & Hilgers, C., 2019. Reservoir quality evolution of Upper Carboniferous (Westphalian) tight gas sandstones, lower Saxony Basin, NW Germany. Journal of Petroleum Geology, 42(4), 371-392.

Brigaud, B., Bonifacie, M., Pagel, M., Blaise, T., Calmels, D., Haurine, F., & Landrein, P., 2020. Past hot fluid flows in limestones detected by Δ47– (U-Pb) and not recorded by other geothermometers. Geology, 48(9), 851-856.

Bourdet, J., Pironon, J., Levresse, G., & Tritlla, J., 2008. Petroleum type determination through homogenization temperature and vapour volume fraction measurements in fluid inclusions. Geofluids, 8(1), 46-59.

Bons, P. D., Elburg, M. A., & Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. Journal of structural geology, 43, 33-62.

Bossennec, C., Géraud, Y., Böcker, J., Klug, B., Mattioni, L., Bertrand, L., & Moretti, I., 2021. Characterisation of fluid flow conditions and paths in the Buntsandstein Gp. sandstones reservoirs, Upper Rhine Graben. BSGF-Earth Sciences Bulletin, 192(1), 35.

Courel, L., Liu, X. B., 1991. Variations in the geothermal history in coal basins; relationship with basin dynamics. Bull. Soc. Geol. Fr. 162 (2), 363–370.

Caumon, M. C., Tarantola, A., & Mosser-Ruck, R., 2015. Raman spectra of water in fluid inclusions: I. Effect of host mineral birefringence on salinity measurement. Journal of Raman Spectroscopy, 46(10), 969-976.

Curtis, C. D., Coleman, M. L., & Love, L. G., 1986. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50(10), 2321-2334.

Capaldi, T. N., McKenzie, N. R., Horton, B. K., Mackaman-Lofland, C., Colleps, C. L., & Stockli, D. F., 2021. Detrital zircon record of Phanerozoic magmatism in the southern Central Andes. Geosphere, 17(3), 876-897.

Catalán, J. R. M., Arenas, R., Abati, J., Martínez, S. S., García, F. D., Suárez, J. F., Carmona, A. L., 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. Comptes Rendus. Géoscience, 341(2-3), 114-126.

Carpentier, C., Ferry, S., Lécuyer, C., Strasser, A., Géraud, Y., Trouiller, A., 2015. Origin of Micropores In Late Jurassic (Oxfordian) Micrites of the Eastern Paris Basin, France. Journal of Sedimentary Research 85, 660–682.

Casting, C., 1985. Télédétection et fracturation prévisionnelle dans le bassin houiller lorrain (HBL). BRGM Report 85SGN021GEO (11 pp. and 26 annexes).

Corsini M, Rolland Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. C R Géoscience 341: 214–223.

Coskey, R. J., & Cumella, S., 2015. Thermal Conductivity of Organic Shales and Coals–How Their Presence and Persistence Effect Thermal Maturity. In AAPG Annual Convention and Exhibition.

Damberger, H., Kneuper, G., Teichmüller, M. & R., 1964. Das Inkohlungsbild des Saarkarbons.-Glückauf, 100, 204-217, Essen.

Donsimoni, M., 1981. Le bassin houiller lorrain, Synthèse géologique. Mémoire. BRGM 117 (99 pp.).

Deltombe, J. L., Schepers, R., 2000. Combined processing of BHTV travel time and amplitude images. In Proceedings from the seventh international symposium on minerals and geotechnical logging, Golden, Colorado, October (Vol. 2426, p. 113).

de Joussineau, G., 2025. The impact of multiscale cleat geometry on coal's petrophysical properties in the Lorraine basin, NE France: implications for Coalbed Methane (CBM) production and CO2 storage. Journal of Structural Geology, 105346.

Djarar L, Wang H, Guiraud M, et al., 1996. The Cévennes Stephanian basin (Massif Central): an example of relationships between sedimentation and late-orogenic extensive tectonics of the Variscan belt. Geodinamica Acta 9, 5: 193–221.

Durand, B., Alpern, B., Pittion, J.L., Pradier, B., 1986. Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments. In: Burrus, J. (Ed.), Thermal Modelling in Sedimentary Basins, Editions Technip, pp. 441–474.

Dubessy, J., Caumon, M. C., & Rull, F. (Eds.)., 2012. Applications of Raman Spectroscopy to Earth Sciences and Cultural Heritage (Vol. 12). European Mineralogical Union and the Mineralogical Society of Great Britain & Ireland.

Drozdzewski, G., Juch, D., 1992. Der Saarbrücker Sattel – eine Blumenstruktur ? – Nachr Dt Geol 1046 Ges 48: 90-91.

Dusséaux, C., Gébelin, A., Ruffet, G., & Mulch, A., 2021. Late Carboniferous paleoelevation of the Variscan belt of Western Europe. Earth and Planetary Science Letters, 569, 117064.

Dickinson, W. R., & Suczek, C. A., 1979. Plate Tectonics and Sandstone Composition. AAPG Bulletin, 63, 2164-2182.

Diessel, C. F., & Diessel, C. F., 1992. Coal facies and depositional environment. Coal-bearing depositional systems, 161-264.

Drake, H., Whitehouse, M. J., Heim, C., Reiners, P. W., Tillberg, M., Hogmalm, K. J., & Åström, M. E., 2018. Unprecedented 34S-enrichment of pyrite formed following microbial sulfate reduction in fractured crystalline rocks. Geobiology, 16(5), 556-574.

Dzenowski, N. D., & Hembree, D. I., 2012. Examining local climate variability in the Late Pennsylvanian through paleosols: an example from the Lower Conemaugh Group of southeastern Ohio, USA. Geosciences, 2(4), 260-276.

Engel, H., 1985. Zur Tektogenese des Saarbrücker Hauptsattels und der Südlichen Randüberschiebung. In: Drozdzewski, G., Engel, H., Wolf, R., Wrede, V. Eds.., Beitr¨age zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerst¨atten, Krefeld, pp. 217–235.

Edel, J. B., & Schulmann, K., 2009. Geophysical constraints and model of the "Saxothuringian and Rhenohercynian subductions–magmatic arc system" in NE France and SW Germany. Bulletin de la Société géologique de France, 180(6), 545-558.

Ehrenberg, S. N., Aagaard, P., Wilson, M. J., Fraser, A. R., Duthie, D. M. L., 1993. Depth Dependent Transformation of Kaolinite to Dickite in Sandstones of the Norwegian Continental Shelf. Clay Minerals, 28(3), 325–352.

EGL, 2012. Présentation d'EGL à la région Lorraine, Juillet 2012, Metz.

Essa KS, Nady AG, Mostafa MS, Elhussein M., 2018. Implementation of potential field data to depict the structural lineaments of the Sinai Peninsula, Egypt. J Afr Earth Sci 147: 43–53.

Essa KS, Munschy M, Youssef, MAS, Ess El Din A., 2022. Aeromagnetic and Radiometric Data Interpretation to Delineate the Structural Elements and Probable Precambrian Mineralization Zones: a Case Study, Egypt. Mining, Metallurgy & Exploration 39: 2461–2475.

Emery, D. and Myers, K.J., 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., 245p.

El-Ghali, M. A. K., Tajori, K. G., Mansurbeg, H., Ogle, N., & Kalin, R. M., 2006. Origin and timing of siderite cementation in Upper Ordovician glaciogenic sandstones from the Murzuq basin, SW Libya. Marine and Petroleum Geology, 23(4), 459-471.

Fall, A., Eichhubl, P., Cumella, S. P., Bodnar, R. J., Laubach, S. E., & Becker, S. P., 2012. Testing the basin-centered gas accumulation model using fluid inclusion observations: Southern Piceance Basin, Colorado. AAPG bulletin, 96(12), 2297-2318.

Franke, W., Matte, P., Tait, J., 2005. EUROPE | Variscan Orogeny, in: Encyclopedia of Geology. Elsevier, pp. 75–85. https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00441-X

Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.): Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 179: 35–61, London (Geol. soc. London).

Franke, W., 2014. Topography of the Variscan orogen in Europe: failed–not collapsed. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 103, 1471–1499. https://doi.org/10.1007/s00531-014-1014-9.

Friedman, I., & O'Neil, J. R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest (No. 440-KK).

Fisher, R. S., & Land, L. S., 1986. Diagenetic history of Eocene Wilcox sandstones, south-central Texas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50(4), 551-561.

Fisher, Q. J., Raiswell, R., & Marshall, J. D., 1998. Siderite concretions from nonmarine shales (Westphalian A) of the Pennines, England; controls on their growth and composition. Journal of Sedimentary Research, 68(5), 1034-1045.

Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. Tectonics, American Geophysical Union (AGU), 14 (1), pp.132-153.

Faure, M., Mézème, E. B., Duguet, M., Cartier, C., & Talbot, J. Y., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. Journal of the virtual Explorer, 19(5), 1-25.

Ford, M., William, E.A., Hardy, S., 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Maruys 19, 3-4, 413-441.

Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, 184 p.

Fleck, S., 2001. Corrélation entre géochimie organique, sédimentologie et stratigraphie séquentielle pour la caractérisation des paléoenvironnements de dépôt. (PhD Thesis), Université Henri Poincaré Nancy I, France (387 pp.).

Fleck, S., Michels, R., Izart, A., Elie, M., Landais, P., 2001. Paleoenvironmental assessment of Westphalian fluvio-lacustrine deposits of Lorraine (France) using a combination of organic geochemistry and sedimentology. Int. J. Coal Geol. 48, 65–88.

Ganguli, SS., Pal, SK., Singh, SL., Rama Rao, JV., Balakrishna B., 2020. Insights into crustal architecture and tectonics across Palghat Cauvery Shear Zone, India from combined analysis of gravity and magnetic data. Geol J 55:1–19.

Gebhardt, U., Schneider, J., Hoffmann, N., 1991. Modelle zur Stratigraphy und Beckenentwicklung im Rotliegenden der Norddeutschen Senke. Geol. Jb. A127: 405-427, Hannover.

Geologische Ubersichkarte von Saar (Geological map from Saar)., 1979. Scale 1/200 000 Saarbrücken-Hannover CC 7102, Bundesrepublik Deutschland.

Gébelin, A., Roge, F., Brune, M., 2009. Syntectonic crustal melting and high-grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif Central, France.Tectonophysics 477: 229–243.

Goldstein, R. H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos, 55(14), 159-193.

Goldstein, R., Reynolds, J., 1994. Systematics of fluid inclusions. SEPM short course notes, 31, 188.

Glover, B. W., & Powell, J. H., 1996. Interaction of climate and tectonics upon alluvial architecture: Late Carboniferous-Early Permian sequences at the southern margin of the Pennine Basin, UK. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 121(1-2), 13-34.

Greve, J., Busch, B., Quandt, D., Knaak, M., Hilgers, C., 2024. The influence of sedimentary facies, mineralogy, and diagenesis on reservoir properties of the coal-bearing Upper Carboniferous of NW Germany. Petroleum Geoscience, 30(1), petgeo2023-020.

Guillocheau F, Robin C, Allemand P, et al., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13: 189–245.

Henk, A., 1993. Late orogenic Basin evolution in the Variscan internides: the Saar-Nahe Basin, southwest Germany. Tectonophysics 223, 273–290.

Herrin, J. M., & Deming, D., 1996. Thermal conductivity of US coals. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101(B11), 25381-25386.

Hering, O., and Zimmerle,W., 1976. Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten (Saar 1): Geologisches Jahrbuch, v. A-27, p. 91–306.

Hemelsdaël, R., Averbuch, O., Beccaletto, L., Izart, A., Marc, S., Capar, L., & Michels, R., 2023. A deformed wedge-top basin inverted during the collapse of the Variscan belt: The Permo-Carboniferous Lorraine Basin (NE France). Tectonics, 42, e2022TC007668.

Hardy, S., Poblet, J., 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. Geology 22, 371–374.

Hertle, M., Littke, R., 2000. Coalification pattern and thermal modeling of the Permo-Carboniferous Saar Basin (SW-Germany). Int. J. Coal Geol. 42, 273–296.

Heckel, D., 1988. Le bassin houiller lorrain (Champ de la Houve-Vernejoul). Evolution sédimentologique du faisceau de Steinbesch et étude pétrologique de matières organiques prélevées en sondage, pp. 254, Université de Nancy I, Nancy.

Izart, A., Palain, C., Malartre, F., Fleck, S., Michels, R., 2005. Paleoenvironments, paleoclimates and sequences of Westphalian deposits of Lorraine coal basin (Upper Carboniferous, NE France). Bulletin de la Société Géologique de France 176, 301–315.

Izart, A., Barbarand, J., Michels, R., Privalov, V.A., 2016. Modelling of the thermal history of the Carboniferous Lorraine Coal Basin: Consequences for coal bed methane. International Journal of Coal Geology 168, 253–274.

Izart, A., Opluštil, S., Michels, R., Voigt, S., Barbarand, J., Blaise, T., Laurin, J., Schmitz, M., Hartkopf, C., Allouti, S., & Hemelsdael, R., 2025. New high precision U-Pb zircon ages of the Saar-Lorraine (SW Germany-NE France) Basin. – International Journal of Coal Geology.

Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Research, 54(1), 103-116.

Juch, D., Roos, W. F., Wolff, M., 1994. Kohleninhaltserfassung in den westdeutschen Steinkohlenlagerstätten. - Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen. Krefeld 38, 189-307.

Jorand, R., Clauser, C., Marquart, G., & Pechnig, R., 2015. Statistically reliable petrophysical properties of potential reservoir rocks for geothermal energy use and their relation to lithostratigraphy and rock composition: The NE Rhenish Massif and the Lower Rhine Embayment (Germany). Geothermics, 53, 413-428.

Kalvoda, J., Bábek, O., Fatka, O., Leichmann, J., Melichar, R., Nehyba, S., & Spacek, P., 2008. Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. International Journal of Earth Sciences, 97, 497-518.

Kämmlein, M., & Stollhofen, H., 2019. Pore-fluid-dependent controls of matrix and bulk thermal conductivity of mineralogically heterogeneous sandstones. Geothermal Energy, 7, 1-23.

Korsch, R.J., Schäfer, A., 1995. The Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin, south-west Germany and north-east France: basin formation and deformation in a strike-slip regime. Geol Rundsch 84, 293–318.

Kroner, U., Romer, R.L., 2013. Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. Gondwana Research 24, 298–329.

Kelch, H.-J., & Reible, P., 1976. Bescheibung der Spülproben and Kerne der Bohrung Saar 1. Geological Journal, A27, 29–89.

Königer, S., Lorenz, V., Stollhofen, H. et al., 2002. Origin, age and stratigraphic significance of distal fallout ash tuffs from the Carboniferous–Permian continental Saar–Nahe Basin (SW Germany). Int J Earth Sci (Geol Rundsch) **91**, 341–356.

Kim, S.-T., Coplen, T. B., & Horita, J., 2015. Normalization of stable isotope data for carbonate minerals: Implementation of IUPAC guidelines. Geochimica et Cosmochimica Acta, 158, 276-289.

Koniger, S., & Lorenz, V., 2002. Geochemistry, tectonomagmatic origin and chemical correlation of altered Carboniferous–Permian fallout ash tuffs in southwestern Germany. Geological Magazine, 139 (05).

Kneuper, G., 1964. Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon des Saarbru¨cker Hauptsattels. Oberrheinische geologische Abhandlungen 13: 1–49.

Kossmat, F., 1927. Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. Abh. sachs, geol. Landesamts 1, 1-39.

Kroner, U., Mansy, JL., Mazur, S., et al., 2008. Variscan tectonics. In: McCann, T. (Ed.), The Geology of Central Europe. Geological Society, London, pp. 599–664. 1057

Kroner, U., Hahn, T., Romer, RL., Linnemann, U., 2007. The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone—Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. Geo. Soc Am Spec Pap 423: 153–172.

Laveine, 1974. Précisions sur la répartition stratigraphique des principales espèces végétales du Carbonifère supérieur de Lorraine. Comptes Rendu de l'Académie Des Sciences de Paris, 278(D), 851–854.

Lafuente B, Downs R.T., Yang, H., Stone, N. 2015. The power of databases: the RRUFF project. In: Highlights in Mineralogical Crystallography, T Armbruster and R M Danisi, eds. Berlin, Germany, W. De Gruyter, pp 1-30.

Lardeaux, J. M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., ... & Štípská, P., 2014. The moldanubian zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities.

Labus, M., & Labus, K., 2018. Thermal conductivity and diffusivity of fine-grained sedimentary rocks. Journal of Thermal Analysis and Calorimetry, 132, 1669-1676.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabere, A., & Meunier, A., 2002. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. Clay minerals, 37(1), 1-22.

Leveridge, B.E., Hartley, A.J., 2006. The Variscan Orogeny: the development and deformation of Devonian/ Carboniferous basins in SW England and South Wales, in: Brenchley, P.J., Rawson, P.F. (Eds.), The Geology of England and Wales. The Geological Society of London, pp. 225–255. https://doi.org/10.1144/GOEWP.10

Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J. M., Montel, J. M., Vanderhaeghe, O., & Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. Tectonophysics, 342(3-4), 207-237.

Le Gall, B., Authemayou, C., Graindorge, D., Duperret, A., Kaci, T., Ehrhold, A., & Schmitt, T., 2021. Status of basement terranes in orogens: insights from the Cadomian domain of the North Armorican Variscides, Western France. Tectonics, 40(5), e2020TC006578.

Lippolt, H. J., & Hess, J. C., 1989. Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegende volcanism. III. Synthesis of results and geological implications. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte, (9), 553-559.

Leonard, J. S., Fosdick, J. C., & VanderLeest, R. A., 2020. Erosional and tectonic evolution of a retroarc orogenic wedge as revealed by sedimentary provenance: case of the Oligocene–Miocene Patagonian Andes. Frontiers in Earth Science, 7, 353.

Le Roux J., 2000. Structuration du nord-est du bassin de Paris. Bull. Inf. Bass. Paris 3: 13-34. 1072.

Le Solleuz, A., Doin, MP., Robin, C., Guillocheau, F., 2004. From a mountain belt collapse to a 1073 sedimentary basin development. 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic 1074 data in the Paris Basin. Tectonophysics 386: 1–27. 1075.

Littke, R., Büker, C., Hertle, M., Karg, H., Stroetmann-Heinen, V., & Oncken, O., 2000. Heat flow evolution, subsidence and erosion in the Rheno-Hercynian orogenic wedge of central Europe.

Meilliez, F., André, L., Blieck, A., Fielitz, W., Goffette, O., Hance, L., ... & Verniers, J., 1991. Ardenne-Brabant/Ardenne-Brabant. Sciences Géologiques, bulletins et mémoires, 44(1), 3-29.

Matte, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bulletin de la Société géologique de France, 2(1), 9-24.

Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra nova, 13(2), 122-128.

Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M., & Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. Tectonophysics, 177(1-3), 139-149.

McCann, T., Pascal, C., Timmerman, M.J., Krzywiec, P., López-Gómez, J., Wetzel, L., Krawczyk, C.M., Rieke, H., Lamarche, J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. Geological Society, London, Memoirs 32, 355–388. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.22

Mazur, S., Aleksandrowski P, Gągała Ł, et al., 2020. Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. Inter J Earth Sc 109: 1133-1160.

Machel, H. G., & Burton, E. A., 1991. Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. In: C. E. Barker & O. C. Kopp (Eds.), Luminescence microscopy: quantitative and qualitative aspects (pp. 37–57). SEPM Short Course, 25.

Machel, H. G., 2001. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings—old and new insights. Sedimentary geology, 140(1-2), 143-175.

Meschede, M., Warr, L.N., 2019. Late Paleozoic of Germany. In: The Geology of Germany. Regional Geology Reviews. Springer, Cham.

Merry, L.L., 1967. Découverte de nouveaux tonsteins dans le Westphalien de Lorraine. C.R. Acad. Sci. Fr. (D), 264, n°21, pp. 2440-2442.

Menning, M and Bachtadse, V., 2012. Magnetostratigraphie und globale Korrelation des Rotliegend innervariscischer Becken. In: Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, v. 61, p. 176–203.

Mendes, B. D. L., Pastor-Galán, D., Dekkers, M. J., & Krijgsman, W. (2021). Avalonia, get bent!–Paleomagnetism from SW Iberia confirms the Greater Cantabrian Orocline. Geoscience Frontiers, 12(2), 805-825.

Minguely, B., Averbuch, O., Patin, M., Rolin, D., Hanot, F., & Bergerat, F., 2010. Inversion tectonics at the northern margin of the Paris basin (Northern France): new evidence from seismic profiles and boreholes interpolation in the Artois area. Bulletin de la Société Géologique de France, 181(5), 429-442.

Milloy, S. F., McLean, K., & McNamara, D. D., 2015. Comparing borehole televiewer logs with continuous core: An example from New Zealand. In World Geothermal Congress 2015. International Geothermal Association.

Milesi, V., Guyot, F., Brunet, F., Richard, L., Recham, N., Benedetti, M., ... & Prinzhofer, A., 2015. Formation of CO2, H2 and condensed carbon from siderite dissolution in the 200–300 C range and at 50 MPa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 154, 201-211.

Miall, A. D., 2013. Principles of sedimentary basin analysis. Springer Science & Business Media.

Morton, A. C., Hitchen, K., Fanning, C. M., Yaxley, G., Johnson, H., & Ritchie, J. D., 2009. Detrital zircon age constraints on the provenance of sandstones on Hatton Bank and Edoras Bank, NE Atlantic. Journal of the Geological Society, 166(1), 137-146.

Morad, S., Ketzer, J. M., & De Ros, L. F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47, 95-120.

Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J. M., & De Ros, L. F., 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. AAPG bulletin, 94(8), 1267-1309.

Morad, S., Ben Ismail, H. N., De Ros, L. F., Al-Aasm, I. S., & Serrhini, N. E., 1994. Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient, 583-602.

Morcote, A., Mavko, G., & Prasad, M., 2010. Dynamic elastic properties of coal. Geophysics, 75(6), E227-E234.

Moretti, I., Prinzhofer, A., Ammouial, J., & Bouton, N., 2025. Natural Hydrogen Generation from Phanerozoic Sedimentary Siderite. Minerals, 15(11), 1218. https://doi.org/10.3390/min15111218.

Moretti, I., Bouton, N., Ammouial, J., & Ramirez, A. C. (2024). The H2 potential of the Colombian coals in natural conditions. International Journal of Hydrogen Energy, 77, 1443-1456. https://doi-org.bases-doc.univ-lorraine.fr/10.1016/j.ijhydene.2024.06.225.

Mozley, P. S., 1989. Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite. Geology, 17(8), 704-706.

Moore, T. A., 2012. Coalbed methane: A review. International Journal of Coal Geology, 101, 36-81.

Mangenot, X., Gasparrini, M., Rouchon, V., & Bonifacie, M., 2018. Basin-scale thermal and fluid flow histories revealed by carbonate clumped isotopes (Δ47) –Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin depocentre. Sedimentology, 65(1), 123-150.

Nabawy, B. S., & Géraud, Y., 2016. Impacts of pore-and petro-fabrics, mineral composition and diagenetic history on the bulk thermal conductivity of sandstones. Journal of African Earth Sciences, 115, 48-62.

Navelot, V., 2018. Caractérisation structurale et pétrophysique d'un système géothermique en contexte volcanique d'arc de subduction. Exemple de l'archipel de Guadeloupe. Phd thesis, Université de Lorraine. 11, 153, 170, 172, 503.

O'Neil, J. R., Clayton, R. N., & Mayeda, T. K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. Journal of chemical physics, 51(12), 5547-5558.

Oncken, O., 1998. Evidence for precollisional subduction erosion in ancient collisional belts: The case of the Mid-European Variscides. Geol 26, 1075. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<1075:EFPSEI>2.3.CO;2

Oncken, O., von Winterfeld, C., Dittmar, U., 1999. Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). Tectonics 18, 75–91. https://doi.org/10.1029/98TC02763

Oncken, O., Plesch, A., Weber, J., Ricken, W., & Schrader, S., 2000. Passive margin detachment during arc–continent collision (Central European Variscides).

Pironon, J., Thiery, R., Ayt Ougougdal, M., Teinturier, S., Beaudoin, G., & Walgenwitz, F., 2001. FT-IR measurements of petroleum fluid inclusions: methane, n-alkanes and carbon dioxide quantitative analysis. Geofluids, 1(1), 2-10.

Opluštil, S., Lojka, R., Rosenau, N., Strnad, L., & Kędzior, A., 2019. Climatically-driven cyclicity and peat formation in fluvial setting of the Moscovian–Early Kasimovian Cracow Sandstone Series, Upper Silesia (Poland). International Journal of Coal Geology, 212, 103234.

Osadchii, E. G., & Gorbaty, Y. E., 2010. Raman spectra and unit cell parameters of sphalerite solid solutions (FexZn1− xS). Geochimica et Cosmochimica Acta, 74(2), 568-573.

Pellerin F.M., 1980. La porosité mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches. Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, 106, 106-116.

Pironon, J., Canals, M., Dubessy, J., Walgenwitz, F., & Laplace-Builhe, C., 1998. Volumetric reconstruction of individual oil inclusions by confocal scanning laser microscopy. European Journal of Mineralogy, 10(6), 1143-1150.

Pruvost, P., 1934. Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine, t. III : Description géologique. Etudes gîtes minéraux, France, Lille, Imprimerie Danel.

Pe-Piper, G., & Piper, D. J., 2020. Significance of the chemistry and morphology of diagenetic siderite in clastic rocks of the Mesozoic Scotian Basin. Sedimentology, 67(2), 782-809.

Pryvalov, V., Pironon, J., Izart, A., Michels, R., Panova, O., 2015. A new tectonic model for the late paleozoic evolution of the lorraine-saar coal-bearing basin (france/germany). Tekton. stratigr. 0, 40–50.

Pryvalov V, Pironon J, de Donato P, Michels R, Morlot C, Izart A., 2021. Natural Fracture Systems in CBM Reservoirs of the Lorraine–Saar Coal Basin from the Standpoint of X-ray Computer Tomography. Environmental Sciences Proceedings. 5(1):12.

Prijac, C., Doin, MP., Gaulier, JM., Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. Tectonophysics 323: 1–38.

Popov, Y. A., Pribnow, D. F. C., Sass, J. H., Williams, C. F., and Burkhardt, H., 1999. Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. Geothermics, 28(2):253–276. 172.

Quandt, D., Busch, B., Greve, J., & Hilgers, C., 2024. Rock characteristics and reservoir properties of Upper Carboniferous (Stephanian A–B) tight siliciclastic rocks from the Saar–Nahe basin (SW Germany). International Journal of Earth Sciences, 1-23.

Russell J.D., 1987: Infrared methods. In: Wilson M.J. (Ed.): A Handbook of determinative methods in clay mineralogy. Blackie, Glasgow, 133-173.

Roedder, E., 1972. Composition of fluid inclusions (Report No. 440JJ), Professional Paper.

Roedder, E., 1984. Volume 12: fluid inclusions. Reviews in mineralogy, 12, 644.

Roedder, E., & Bodnar, R. J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion tudies. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 8, p. 263, 8, 263.

Rezaee, M. R., & Schulz-Rojahn, J. P., 1998. Application of Quantitative Back-Scattered Electron Image Analysis in Isotope Interpretation of Siderite Cement: Tirrawarra Sandstone, Cooper Basin, Australia. Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution, 461-481.

Rosener M., 2007. Étude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-Sous-Forêts. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 207 p.

Rossi, C., Marfil, R., Ramseyer, K., & Permanyer, A., 2001. Facies-related diagenesis and multiphase siderite cementation and dissolution in the reservoir sandstones of the Khatatba Formation, Egypt's Western Desert. Journal of Sedimentary Research, 71(3), 459-472.

Robert, P., 1989. The thermal setting of Carboniferous basins in relation to the Variscan orogeny in Central and Western Europe. International Journal of Coal Geology, 13(1-4), 171-206.

Rossel, N. C., 1982. Clay mineral diagenesis in Rotliegend aeolian sandstones of the southern North Sea. Clay minerals, 17(1), 69-77.

Rousset-Tournier B., 2001. Transfert de capillarité et évaporation dans des roches – rôles des structures de porosité. Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg, 204 p.

Rust G. W., 1935. Colloidal primary copper ores at Cornwall Mines, southeastern Missouri. J Geol 43: 398-426.

Ramandi, H. L., Mostaghimi, P., Armstrong, R. T., Saadatfar, M., & Pinczewski, W. V., 2016. Porosity and permeability characterization of coal: a micro-computed tomography study. International Journal of Coal Geology, 154, 57-68.

Sawlowicz, Z., 1993. Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. Geologische Rundschau, 82, 148-156.

Schulmann, K., Gayer, R., 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. JGS 157, 401–416. https://doi.org/10.1144/jgs.157.2.401

Suppe, J., Medwedeff, D. A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae geol. Helv 83, 409–454.

Suppe, J., Chou, G. T., & Hook, S. C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In Thrust tectonics (pp. 105-121). Dordrecht: Springer Netherlands.

Smith, R. S., Thurston, J. B., Dai., Ting-fan., & MacLeod, L. N., 1998. The Improved Source Parameter Imaging Method. Geophysical Prospecting 46: 141-151.

Schäfer, A., 1989. Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. Geol Rundsch 78, 499–524.

Schäfer, A., 1986. Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – Mainzer Geowiss. Mitt., 15: 239–365, Mainz (Geol. L.-Amt Rheinland-Pfalz).

Schäfer, A., & Korsch, R. J., 1998. Formation and sediment fill of the Saar-Nahe basin (Permo-Carboniferous, Germany). Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 233-269.

Schäfer, F., Oncken, O., Kemnitz, H., & Romer, R. L., 2000. Upper-plate deformation during collisional orogeny: a case study from the German Variscides (Saxo-Thuringian Zone).

Stollhofen H., 1998. Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous–Permian Saar–Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. Sedimentary Geology 119: 47–83.

Stampfli, G. M., Hochard, C., Vérard, C., & Wilhem, C., 2013. The formation of Pangea. Tectonophysics, 593, 1-19.

Stephan, T., Kroner, U., Hahn, T., Hallas, P., Heuse, T., 2016. Fold/cleavage relationships as indicator for late Variscan sinistral transpression at the Rheno-Hercynian–Saxo Thuringian boundary zone, Central European Variscides. Tectonophysics 681, 250–262. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.005

Schäfer, A., 2011. Tectonics and sedimentation in the continental strike-slip Saar-Nahe Basin (Carboniferous-Permian, West Germany). zdgg 162, 127–155.

Skrzypek, E., Schulmann, K., Tabaud, A. S., & Edel, J.B., 2014. Palaeozoic evolution of the Variscan Vosges mountains.

Stille, H., 1920. Uber Alter und Art der Phasen Variscischer Gebirgsbildung. Nachr. Gött. Gesel. Math-Phys KL 1920: 218-224.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M., 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions.

Sinclair, H.D., Naylor, M., 2012. Foreland basin subsidence driven by topographic growth versus plate subduction. GSA Bulletin 2012; 124 (3-4): 368–379.

Spector A, Grant F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics 35: 293–302.

Schulmann, K., Lexa, O., Janoušek, V., Lardeaux, J. M., & Edel, J. B., 2014. Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: an example from the Bohemian Massif, European Variscides. Geology, 42(4), 275-278.

Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J. M., Edel, J. B., & Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian massif. Comptes Rendus. Géoscience, 341(2-3), 266-286.

Środoń, J., 1980. Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. Clays and clay minerals, 28(6), 401-411.

Tabaud, A. S., Whitechurch, H., Rossi, P., Schulmann, K., Guerrot, C., & Cocherie, A., 2014. Devonian–Permian magmatic pulses in the northern Vosges Mountains (NE France): result of continuous subduction of the Rhenohercynian Ocean and Avalonian passive margin.

Termier, P., 1923. Contribution à la connaissance des tonsteins du Houiller de la Sarre. Bull. Soc. Géol. France. Sér. 4, t. 23, p.45.

Teichmüller, M. & R., 1966. Die Inkohlung im saar-lothringer Karbon, verglichen mit der im Ruhrkarbon. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 117, 243-279, Hannover.

Teichmüller, M., Teichmüller, R. & Lorenz, V., 1983. Inkohlung und Inkohlungsgradienten im Permokarbon der Saar-Nahe-Senke. – Z. dt. geol. Ges., 134: 153–210, Hannover (Dt. geol. Ges.).

Thiéry, R., Pironon, J., Walgenwitz, F., & Montel, F., 2002. Individual characterization of petroleum fluid inclusions (composition and P–T trapping conditions) by microthermometry and confocal laser scanning microscopy: inferences from applied thermodynamics of oils. Marine and Petroleum Geology, 19(7), 847-859.

Thiry, M., Carrillo, N., Franke, C., and Martineau, N., 2013. Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes. 184, 186, 513.

Trümper, S., Gaitzsch, B., Schneider, J. W., Ehling, B. C., Kleeberg, R., & Rößler, R., 2020. Late Palaeozoic red beds elucidate fluvial architectures preserving large woody debris in the seasonal tropics of central Pangaea. Sedimentology, 67(4), 1973-2012.

Thurston J.B, Smith R.S., 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI(TM) method. Geophysics 62: 807–813.

Voigt, S., Schindler, T., Tichomirowa, M., Käßner, A., Schneider, J. W., & Linnemann, U., 2022. First high-precision U–Pb age from the Pennsylvanian-Permian of the continental Saar–Nahe Basin, SW Germany. International Journal of Earth Sciences, 111(7), 2129-2147.

Villemin, T., Angelier, J., Sunwoo, C., 1995. Fractal Distribution of Fault Length and Offsets: Implications of Brittle Deformation Evaluation—The Lorraine Coal Basin. In: Barton, C.C., La Pointe, P.R. (eds) Fractals in the Earth Sciences. Springer, Boston, MA.

Villemin, T., 1987. Comparaison des densités de facturation à différentes échelles : exemple du bassin houiller lorrain, Geodinamica Acta, 1 :2, 147-157.

Villemin, T., Sunwoo, C., 1987. Distribution logarithmique self-similaire des rejets et des longueurs de failles : exemple du Bassin Houiller Lorrain. C. R. Acad. Sc. Paris 305, 1309-1312.

Ware, P.D., Turner, J.P., 2002. Sonic velocity analysis of the Tertiary denudation of the Irish Sea basin. Geological Society, London, Special Publications 196, 355–370.

Washburn, E. W., 1921. Note on a method of determining the distribution of pore sizes in a porous material. Proceedings of the National Academy of Sciences, 7(4), 115-116.

Worden, R. H., 1996. Controls on halogen concentrations in sedimentary formation waters. Mineralogical Magazine, 60(399), 259-274. https://doi.org/10.1180/minmag.1996.060.399.02.

Yue, L., Jiao, Y., Wu, L., Rong, H., Fayek, M., & Xie, H., 2020. Evolution and origins of pyrite in sandstone-type uranium deposits, northern Ordos Basin, north-central China, based on micromorphological and compositional analysis. Ore Geology Reviews, 118, 103334.

Ziegler, P.A., Schumacher, M.E., Dèzes, P., Van Wees, J.-D., Cloetingh, S., 2004. Post-Variscan evolution of the lithosphere in the Rhine Graben area: constraints from subsidence modelling. Geological Society, London, Special Publications 223, 289–317. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.13

Zimmerle, W., 1976. Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. – In: Birenheide, R. et al. (1976): Die Tiefbohrung Saar 1: Geol. Jb., A 27: 91–305, Hannover (B.- Anst. Bodenforsch.).

Zahorec P, Papčo J, Pašteka R, et al. 2021. The first pan-Alpine surface-gravity database, a modern compilation that crosses frontiers. Earth Syst Sci Data 13: 2165–2209.

Zhang, Y. G., Frantz, J. D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaClKClCaCl2H2O using synthetic fluid inclusions. Chemical Geology, 64 (3-4), 335-350.

Zheng, S., Yao, Y., Liu, D., Cai, Y., & Liu, Y., 2018. Characterizations of full-scale pore size distribution, porosity and permeability of coals: A novel methodology by nuclear magnetic resonance and fractal analysis theory. International Journal of Coal Geology, 196, 148-158.

Annexes

Annexe 1 : *Tableau des mesures géochimiques (des ciments carbonatés) à la microsonde. $S1_m/S2_m$ (sidérite riche en fer/riche en magnésium dans la matrice) ; $S1_f/S2_f$ (sidérite riche en fer/riche en magnésium dans les fractures). Ank1D/2D/3D/4D désignent les quatre générations d'ankérite identifiées dans les fractures des échantillons du forage de Diebling 1. L'AnkS désigne le ciment d'ankérite dans les fractures des échantillons du forage de Saulcy 1.*

Cements	Weight%							
		Mg	Ca	Mn	Fe	O	Total	Sample
$S1_f$	1	8.74	0.04	0.29	34.67	15.79	59.52	F1260
$S2_f$	2	16.1	0.02	0.34	23.31	17.38	57.15	F1260
$S2_f$	3	15.88	0.04	0.37	24.01	17.46	57.76	F1260
$S2_f$	4	18.56	0.05	0.75	19.5	18.04	56.9	F1260
$S2_f$	5	16.9	0.02	0.39	22.04	17.56	56.92	F1260
$S2_f$	6	13.56	0.02	0.47	26.82	16.75	57.62	F1260
$S1_f$	7	8.49	0.01	0.39	34.89	15.7	59.49	F1260
$S1_f$	8	7.26	0.02	0.35	37.06	15.51	60.21	F1260
$S1_f$	9	7.31	0.01	0.33	36.69	15.42	59.76	F1260
$S2_f$	10	12.98	0.01	0.48	28.21	16.77	58.45	F1260
$S2_f$	11	13.48	0	0.42	27.28	16.81	57.99	F1260
$S2_f$	12	18.91	0.02	0.31	19.3	18.07	56.61	F1260
$S2_f$	13	16.48	0.04	0.61	22.29	17.43	56.85	F1260
$S1_f$	14	7.31	0.05	0.34	36.85	15.49	60.04	F1260
Sidérite nodule	15	0.4	0.31	1.26	45.21	13.7	60.88	F1260
$S2_f$	16	15.41	0.25	0.67	23.37	17.13	56.83	F1260
$S1_m$	17	4.98	0.75	1.08	37.32	14.58	58.7	F1260
Sidérite ?	18	0.03	0.02	-0.01	0.49	0.17	0.7	F1260
$S1_m$	19	2.91	0.93	0.52	41.79	14.41	60.56	F1260
$S1_m$	20	1.65	0.72	0.88	42.52	13.81	59.58	F1260
$S2_m$	21	21.32	0.39	1.11	14.29	18.61	55.73	F1260
$S1_m$	22	0.68	0.42	0.77	44.56	13.6	60.03	F1246,5
$S1_m$	23	0.43	0.32	0.91	44.67	13.47	59.8	F1246,5
$S2_m$	24	11.34	1.27	0.28	27.61	15.97	56.47	F1246,5
$S2_f$	25	9.53	0.16	0.37	32.92	15.88	58.86	F1246,5
$S1_f$	26	8.27	0.02	0.37	35.29	15.67	59.61	F1246,5
$S2_f$	27	9.67	0.12	0.36	32.49	15.83	58.47	F1246,5
$S1_f$	28	8.73	0.08	0.36	34	15.63	58.8	F1246,5
$S1_f$	29	8.58	0.07	0.41	34.77	15.76	59.58	F1246,5
$S2_f$	30	10.58	0.09	0.34	31.15	16.02	58.18	F1246,5
$S1_f$	31	8.24	0.04	0.4	34.97	15.58	59.23	F1246,5
$S2_f$	32	13.14	0.09	0.47	28.14	16.89	58.74	F1246,5
Sidérite nodule	33	1.8	0.52	0.64	42.82	13.85	59.63	F1246,5
$S1_m$	34	1.83	0.4	0.64	43.01	13.87	59.76	F1246,5
$S2_m$	35	10.24	0.68	0.28	30.56	15.85	57.61	F1246,5
Ank4D	36	7.8	19.91	0.73	9.79	16.09	54.31	D1275,97
Ank3D	37	10.16	20.66	0.44	5.05	16.51	52.83	D1275,97
	38	9.33	20.22	0.66	6.85	16.37	53.43	D1275,97
Ank 4D	39	7.75	19.95	0.51	9.61	15.97	53.79	D1275,97
	40	8.11	19.75	0.62	9.27	16.06	53.8	D1275,97
	41	7.52	19.88	0.78	10.03	15.99	54.2	D1275,97
Ank3D	42	10.07	20.45	0.47	5.29	16.45	52.73	D1275,97
	43	10.15	20.52	0.47	5.01	16.44	52.58	D1275,97
	44	9.05	20.37	0.69	7.21	16.35	53.68	D1275,97

	45	6.77	19.55	0.76	11.8	15.86	54.75	D1275,97
	46	12.66	20.9	0.04	1.03	16.99	51.62	D1275,97
	47	6.78	19.63	0.78	12.1	15.99	55.28	D1275,97
	48	12.44	20.99	0	1.11	16.89	51.43	D1275,97
	49	6.99	19.76	0.72	11.08	15.87	54.43	D1275,97
Ank2D	50	7.29	19.91	0.77	10.84	16.07	54.88	D1275,97
Ank1D	51	10.37	20.32	0.18	5.26	16.5	52.64	D1275,97
	52	11.14	20.66	0.09	3.4	16.58	51.88	D1275,97
	53	10.71	20.54	0.16	4.49	16.58	52.48	D1275,97
	54	12.56	21.11	0.02	0.84	16.94	51.47	D1275,97
Ank2D	55	9.95	20.47	0.42	5.53	16.43	52.79	D1275,97
	56	7.89	20.12	0.57	9.62	16.15	54.34	D1275,97
Ank1D	57	12.17	20.89	0.02	1.42	16.76	51.27	D1275,97
Ank2D	58	7.51	19.85	0.69	10.02	15.94	54	D1275,97
Ank 1D	59	11.43	20.44	0.07	2.89	16.53	51.36	D1275,97
	60	12.05	21.07	0.01	0.89	16.6	50.62	D1275,97
Ank2D	61	7.92	19.87	0.6	9.96	16.17	54.52	D1275,97
	62	10.29	20.42	0.36	5.4	16.57	53.03	D1275,97
	63	10.6	20.69	0.26	4.46	16.59	52.61	D1275,97
	64	10.14	20.7	0.43	5.06	16.52	52.85	D1275,97
	65	8.24	19.79	0.36	9.16	16.05	53.6	D1275,97
	66	9.38	20.46	0.53	7.34	16.6	54.32	D1275,97
	67	5.75	19.35	0.97	13.65	15.7	55.43	D1275,97
	68	11.27	20.58	0.15	3.38	16.64	52.02	D1275,97
	69	7.97	19.98	0.67	9.57	16.16	54.35	D1275,97
	70	12.44	21.16	0.02	0.95	16.91	51.47	D1275,97
	71	8.91	20.27	0.52	7.78	16.34	53.82	D1275,97
	72	12.36	21.2	0.03	0.89	16.86	51.34	D1275,97
	73	7.79	19.84	0.67	9.89	16.08	54.26	D1275,97
	74	12.51	20.99	0.03	0.94	16.89	51.36	D1275,97
	75	11.69	20.79	0.09	2.57	16.76	51.9	D1275,97
	76	10.43	20.7	0.26	5.01	16.64	53.03	D1275,97
	77	10.73	19.74	0.28	4.39	16.28	51.41	D1275,97
	78	12.51	21.08	0	0.65	16.84	51.09	D1279,5
	79	7.78	19.62	0.68	9.65	15.92	53.65	D1279,5
	80	9.88	20.09	0.32	5.76	16.26	52.31	D1279,5
	81	11.21	20.51	0.11	3.42	16.58	51.84	D1279,5
	82	2.78	8.06	0.06	1.49	5.49	17.88	D1279,5
	83	12.05	20.93	0.04	2.08	16.89	51.99	D1279,5
	84	10.27	20.39	0.32	5.14	16.47	52.59	D1279,5
	85	7.82	20.09	0.73	10.15	16.29	55.07	D1279,5
	86	10.34	20.63	0.37	5.5	16.73	53.57	D1279,5
	87	10.87	20.37	0.1	4.55	16.62	52.5	D1279,5
	88	12.53	21.25	0.04	1	17.03	51.86	D1279,5
	89	9.91	20.47	0.42	6.1	16.56	53.45	D1279,5
Ank 3D	90	8.77	20.17	0.34	8.13	16.25	53.65	D1279,5
	91	10.32	20.7	0.36	5.1	16.62	53.08	D1279,5
	92	8.92	20.19	0.32	7.86	16.28	53.58	D1279,5
	93	8.5	20.04	0.36	8.88	16.25	54.04	D1279,5
	94	9.48	20.29	0.61	6.89	16.49	53.75	D1279,5
	95	9.86	20.3	0.45	6.29	16.53	53.42	D1279,5
	96	10.42	20.54	0.33	5.46	16.71	53.45	D1279,5

	97	9.52	20.53	0.69	6.26	16.46	53.47	S1293,3
	98	0.05	0.05	0	0.05	0.07	0.22	S1293,3
	99	9.08	20.36	0.63	7.6	16.47	54.14	S1293,3
	100	0	0.01	0	0.01	0.01	0.05	S1293,3
	101	9.22	20.81	0.44	6.51	16.37	53.35	S1293,3
	102	11.95	20.71	0.51	1.66	16.76	51.58	S1293,3
	103	9.56	20.44	0.57	6.07	16.36	52.99	S1293,3
	104	9.88	19.91	0.37	6.52	16.42	53.09	S1293,3
	105	11.99	21.56	0.35	1.03	16.9	51.83	S1293,3
	106	10.95	20.79	0.41	3.99	16.77	52.92	S1293,3
	107	11.69	20.56	0.57	1.77	16.57	51.16	S1293,3
	108	10.16	20.58	0.26	5.62	16.59	53.21	S1293,3
AnkS	109	8.36	20.3	1.24	7.99	16.26	54.14	S1275,8
	110	8.72	20.15	1.32	7.31	16.26	53.76	S1275,8
AnkS	111	10.41	20.5	1.39	3.88	16.55	52.72	S1275,8
	112	9.95	20.78	1.35	4.92	16.65	53.65	S1275,8
AnkS	113	8.76	19.56	0.47	8.07	16.02	52.87	S1275,8
	114	0.07	0.05	-0.02	0.15	0.1	0.35	S1275,8
	115	0.18	0.2	1.11	46.15	13.74	61.38	S1275,8
	116	8.26	0.28	0.38	32.92	15.09	56.91	S1275,8
	117	0.17	0.22	1.35	44.79	13.42	59.95	S1275,8
	118	0.07	0.22	1.35	45.55	13.58	60.78	S1275,8
	119	10	20.47	0.54	4.9	16.32	52.23	S1275,8
AnkS	120	8.32	20.03	0.98	7.98	16.04	53.35	S1275,8
	121	8.12	20.57	1	7.91	16.12	53.72	S1275,8
	122	8.75	0.3	1.05	32.66	15.54	58.3	S1275,8
	123	4.09	1.11	0.31	39.08	14.42	59.01	S1275,8
	124	7.8	0.44	0.53	34.09	15.24	58.11	S1275,8
	125	2.58	0.86	0.3	41.57	14.03	59.34	S1275,8
	126	8.52	0.48	0.61	33	15.43	58.02	S1275,8
	127	5.39	1.06	0.31	36.99	14.66	58.4	S1275,8

Annexe 2 *: Tableau des mesures géochimiques (des sulfures) à la microsonde. Chalcopyrite (ligne jaunes) ; sphalérite (lignes bleues), le plomb (lignes vertes), pyrites (lignes oranges). Les autres éléments chimiques (Co, Ni, Ag, Sb, Au, Bi) ne sont pas repris sur ce tableau.*

	Weight%								
	S	Fe	Cu	Zn	As	Hg	Pb	Total	Samples
1	53.8	46.83	-0.01	0.02	0.11	0	0.13	100.95	D1325
2	53.21	46.81	0	-0.07	0.12	0.01	0.12	100.49	D1325
3	52.77	46.58	-0.04	-0.06	-0.02	-0.04	0.17	99.43	D1325
4	53.33	47.08	-0.08	0	0.05	0.03	0.14	100.72	D1325
5	53.2	46.41	-0.02	-0.06	0.02	-0.01	0.07	99.62	D1325
6	54.17	47.36	0.01	-0.04	0.05	0.09	0.11	102.07	D1325
7	53.45	47	-0.03	-0.01	-0.05	-0.08	0.2	100.6	D1325
8	34.46	30.16	34.9	-0.04	0.04	0.04	0.09	99.42	D1325
9	34.49	30.34	34.67	0.04	-0.03	0.07	0.04	99.7	D1325
10	34.4	30.28	34.78	-0.03	0.08	0.09	0.12	99.61	D1325
11	52.54	46.77	-0.03	-0.03	0.03	0.01	0.05	99.34	D1325
12	53.3	46.93	0.01	-0.03	0.08	0.04	0.17	100.59	D1325
13	53.9	46.96	0	-0.03	0.04	-0.03	0.16	101.14	D1325
14	49.06	44.25	0.01	-0.04	3.53	0.09	-0.03	96.7	D1280.5
15	50.98	45.86	-0.03	-0.08	3.8	-0.07	0.19	100.71	D1280.5
16	54.54	47.23	0.06	-0.03	0.07	0.04	0.16	102.11	D1280.5
17	52.77	46.96	-0.04	-0.04	0.04	0.01	0.06	99.9	D1280.5
18	53.83	47.31	-0.01	-0.05	-0.04	0.05	0.1	101.26	D1280.5
19	51.51	46.61	-0.01	-0.04	2.69	0.05	0.09	101.14	D1280.5
20	51.83	46.34	0	-0.07	2.3	-0.01	0.18	100.54	D1280.5
21	51.56	46.39	-0.07	0.01	2.93	0	0.09	100.78	D1280.5
22	54.39	47.61	0.02	-0.05	-0.03	-0.01	0.18	102.2	D1280.5
23	53.01	47.27	-0.01	-0.03	0.07	0.1	0.06	100.5	D1280.5
24	51.77	46.74	-0.02	0.01	3.38	0.03	0.17	102.14	D1280.5
25	53.31	47.26	-0.03	-0.06	1.39	0.09	0.03	102.06	D1280.5
26	52.16	47.25	0.01	-0.06	1.48	0.01	0.11	101.07	D1280.5
27	52.48	47.69	0.01	0	0.38	0.03	0.18	100.93	D1280.5
28	52.75	47.43	-0.02	-0.04	0.1	0.02	0.15	100.31	D1280.5
29	51.95	47.42	-0.01	-0.03	0.08	-0.03	0.11	99.62	D1280.5
30	52.63	47.34	0.04	-0.02	0.12	-0.07	0.14	100.06	D1280.5
31	52.65	47.32	-0.06	0	0.03	-0.02	0.08	100.12	D1280.5
32	53.02	47.68	-0.02	-0.06	0.14	0.02	0.05	100.88	D1275
33	53.54	47.53	-0.02	-0.1	-0.01	-0.02	0.17	101.29	D1275
34	53.61	47.49	-0.03	0.01	0.06	-0.01	0.08	101.29	D1275
35	32.53	0.16	-0.01	66.07	-0.03	0.52	0	98.91	D1275
36	53.41	47.44	-0.03	-0.01	0.39	0.03	0	101.29	D1275
37	51.54	45.81	0.02	-0.02	0.41	0.02	2.38	100.15	D1275
38	53.4	47.24	-0.03	-0.02	0.59	0	0.24	101.62	D1275
39	53.33	47.06	0.01	-0.04	1.13	-0.02	0.13	101.77	D1275
40	54.1	47.42	0.01	-0.03	0.07	0.06	0.14	101.94	D1275
41	52.84	47.86	-0.02	-0.02	0.03	0.08	0.12	100.76	D1275
42	53.38	47.6	-0.05	-0.02	0.03	0.01	0.1	101.23	D1275
43	33.06	0.08	0.17	66.77	0.06	0.83	0.01	100.91	D1275
44	32.2	0.11	-0.03	64.9	0.01	2.54	0.04	99.58	D1275
45	32.58	0.24	0.03	65.99	0.06	1.25	0.2	100.12	D1275
46	31.98	0.22	-0.06	65.34	0.01	2.22	-0.03	99.37	D1275

47	32.8	0.07	0.17	65.94	0.03	1.29	0.09	100.1	D1275
48	32.41	0.17	-0.03	65.78	0.03	1.85	0.09	99.9	D1275
49	53.51	47.47	-0.02	-0.03	0.08	0.03	0.16	101.3	D1275
50	12.88	0.74	-0.05	-0.08	-0.07	-0.33	84.65	98.34	D1275
51	53.37	47.17	-0.02	-0.02	-0.02	0.09	0.01	100.71	D1275
52	32.86	0.11	0.03	66.65	0.13	0.24	0.11	100.02	D1275
53	53.77	47.67	-0.02	-0.03	-0.01	0.07	0.05	101.71	D1280.5
54	48.42	44.44	-0.04	-0.03	7.31	0.03	0.15	100.64	D1280.5
55	52.82	47.48	-0.02	-0.02	0.03	0.05	0.08	100.59	D1280.5
56	52.49	47.52	-0.04	-0.02	0.11	0.05	0.04	100.32	D1280.5
57	53.09	47.49	-0.05	-0.05	0.03	0	0.09	100.63	D1280.5
58	52.39	47.41	-0.07	-0.04	0.06	0.07	0.15	100.04	D1280.5
59	50.76	46.03	0.01	-0.03	3.76	-0.05	0.12	100.64	D1280.5
60	52.52	47.45	-0.04	-0.02	-0.07	0.06	0.1	99.93	D1280.5
61	52.5	47.57	-0.04	-0.07	0.15	0.01	0.07	100.24	D1280.5
62	53.53	46.41	-0.02	0	0.19	0.07	0.16	100.52	D1279.5
63	54.19	47.14	0.01	-0.06	0.47	0.08	0.15	102.02	D1279.5
64	13.42	1.18	-0.02	-0.05	0	-0.22	87.07	102.39	D1279.5
65	52.96	46.76	0.02	-0.1	1.01	-0.02	0	100.66	D1279.5
66	51.77	45.94	0	-0.04	3.46	0.02	0.16	101.43	D1279.5
67	52.62	46.71	-0.03	-0.04	0.5	0.13	0.02	99.83	D1279.5
68	53.38	47.27	-0.02	-0.01	0.53	-0.09	0.11	101.2	D1279.5
69	54.18	46.86	-0.07	-0.04	0.62	0	0.01	101.52	D1279.5
70	52.22	45.94	-0.03	-0.03	0.41	-0.01	0.1	98.66	D1279.5
71	53.96	47.36	-0.04	-0.03	0.36	-0.01	0.04	101.57	D1279.5
72	53.76	47.34	0	0.05	0.36	0.08	0.07	101.82	D1279.5
73	53	47.34	-0.05	0.02	0.89	-0.06	0.08	101.31	D1279.5
74	50.79	45.83	-0.04	0.46	2.94	0.03	0.11	100.17	D1279.5
75	32.12	0.14	-0.07	65.19	-0.14	2.34	0.01	99.27	D1279.5
76	33.09	0.09	0.06	66.43	-0.08	0.63	0.04	100.01	D1279.5
77	34.7	30.12	34.48	0.02	0.06	-0.06	0.16	99.27	S1228.2
78	34.68	30.14	34.35	-0.03	0.01	-0.07	0.18	99.22	S1228.2
79	34.57	30.32	34.35	-0.01	-0.01	0.08	0.06	99.39	S1228.2
80	40.1	42.81	-0.07	0.01	0.09	0.07	0.09	83.2	S1283.3
81	40.84	41.16	-0.06	-0.01	0.14	0.04	0.11	82.36	S1283.3
82	36.18	37.46	-0.01	-0.08	0.07	0.03	0.06	73.89	S1283.3
83	52.04	45.31	0.01	-0.03	-0.01	0.03	0.1	97.5	S1299.7
84	52.35	46.58	-0.01	-0.03	0.16	0	0.15	99.5	S1299.7

Annexe 3 *: Compositions isotopiques à la sonde ionique pour les ciments d'ankérite dans les fractures*

Cement generation	^{18}O (SMOW)	^{13}C	^{18}O PDB = (^{18}O (SMOW) - 30.91) /1.03)
AnkS (S1299,7)	21.75	-8.38	-8.89
	21.97	-8.64	-8.68
	21.29	-7.75	-9.34
	21.99	-7.61	-8.66
	21.74	-7.12	-8.90
	21.38	-7.28	-9.25
	21.55	-7.34	-9.09
	18.75	-8.03	-11.81
	22.62	-10.87	-8.05
	21.39	-7.98	-9.24
AnkS (S1226,2)	22.60	-0.11	-8.07
	22.00	0.47	-8.65
	22.06	0.04	-8.59
	22.13	0.23	-8.52
	22.44	-0.89	-8.22
	22.23	0.10	-8.43
	22.58	0.29	-8.09
	22.40	0.31	-8.26
	22.61	0.63	-8.06
	22.45	0.75	-8.21
Ank1D (D1275)	17.30	-7.68	-13.21
	14.17	-5.18	-16.25
	14.04	-8.45	-16.38
	17.82	-4.50	-12.71
	18.18	-5.94	-12.36
Ank3D (D1275)	19.07	-5.54	-11.50
	18.70	-5.49	-11.85
	19.13	-5.77	-11.44
	19.09	-5.86	-11.48
	18.56	-4.28	-11.99
	19.22	-3.95	-11.35
	18.74	-5.51	-11.82
	14.87	-6.10	-15.57
	21.32	-4.05	-9.31
	21.31	-4.26	-9.32
Ank4D (D1275)	20.34	-3.88	-10.26
	22.66	-3.69	-8.01
	21.27	-3.32	-9.36
	22.83	-3.75	-7.84
	23.33	-3.64	-7.36
	20.17	-4.84	-10.43

	20.39	-2.67	-10.21
	23.11	-3.31	-7.57
	20.29	-3.00	-10.31
	22.72	-2.79	-7.95
Ank2D (D1279)	21.04	-4.07	-9.54
	20.53	-6.44	-10.02
	22.15	-5.60	-8.46
	21.96	-5.10	-8.65
	20.30	-4.84	-10.25
	21.19	-6.67	-9.39
	22.37	-4.86	-8.25
	19.79	-4.77	-10.75
	20.33	-5.52	-10.22
	19.73	-6.39	-10.81
	20.42	-4.36	-10.13
	21.16	-7.91	-9.41
	20.72	-6.52	-9.84
	20.40	-5.60	-10.15
	20.79	-6.99	-9.78
	21.21	-5.23	-9.37
	20.85	-4.80	-9.72
	21.06	-4.15	-9.52
	20.77	-5.23	-9.79
	20.74	-5.52	-9.83
	20.48	-5.04	-10.07
	20.80	-4.88	-9.77
	20.70	-6.77	-9.86
	19.76	-6.44	-10.77
AnkS (S1275)	22.01	-6.22	-8.60
	22.16	-11.91	-8.44
	21.81	-6.71	-8.78
	21.92	-6.85	-8.68
	21.66	-6.37	-8.93
	20.95	-7.11	-9.62
	23.44	-4.64	-7.20
	21.29	-6.44	-9.29
	22.58	-6.67	-8.04
	22.44	-5.05	-8.18
	21.34	-8.17	-9.25
	20.57	-7.80	-9.99
Ank 3D (D1279)	19.92	-5.57	-10.62
	19.98	-5.43	-10.56
	19.90	-7.17	-10.64
	19.73	-3.78	-10.81
	19.55	-3.73	-10.98

	19.09	-4.64	-11.42
	18.85	-4.61	-11.66
	18.30	-5.35	-12.19
	18.30	-5.54	-12.20
	18.14	-5.81	-12.35
	18.68	-5.86	-11.82
	18.79	-7.66	-11.72
	19.17	-6.43	-11.35
	19.38	-5.87	-11.15
	19.56	-4.05	-10.97
	19.29	-3.73	-11.23
	19.17	-3.69	-11.35
	19.05	-4.25	-11.46
	18.56	-5.63	-11.94
	18.04	-4.44	-12.44
	21.35	-6.05	-9.23
	20.38	-6.03	-10.18
	20.57	-6.60	-9.99

Annexe 3 *: Tableau des quantifications (%) minéralogiques pour le forage de Lorette (Lrt-1). Qtz : Quartz ; Qzite : Quartzite ; Phyl : Phyllite ; Sed.clasts : Intraclastes sédimentaires ; Fk : Feldspaths alcalins ; Musc : Muscovite ; Pm : Pseudo-matrice ; Pmc : pseudo-matrice cimentée ; Sid : ciment de sidérite ; Back.gr : arrachement de matière sur la lame mince ; Auth.clays : Argile authigènes (illite + dickite).*

Sample	Qtz	Qzite	Phyl	Sed. clasts	Fk	Musc	Pm	Sid	Back.gr	Pmc	Auth. clays
L943,45	5.18	42.23	0	13.55	0	17.14	15.94	4.38	13.94	15.94	3.59
L947,3	36.88	13.95	1.33	0.66	0.66	0.99	39.53	1.33	0	0	2.66
L1098,4	40.85	7.04	0	4.23	4.23	1.14	38.03	0	4.23	0	0
L1105,38	25.76	21.59	0	2.27	2.27	0.76	27.65	5.68	0	0	6.06
L1204,62	0.32	43.99	0	40.51	0	0	0	0.63	0	14.56	0
L1330,47	37.13	10.42	0	2.28	1.63	0.33	38.76	0.98	8.14	0	0.33
L1403	31.87	26.29	0	3.59	0.8	1.16	22.72	3.59	8.37	0	3.82
L1441	46.61	2.71	0	0	0	3.79	41.73	0	5.15	0	
L1556	34.05	11.96	0.31	0	1.53	3.37	31.6	15.95	0.31	0	0.31
L1559	40.07	13.58	0	0	1.32	8.61	13.25	22.51	0	0	0.33
L1559M	23.92	8.97	0	0	0.66	6.97	2.66	55.48	0	0	0
CON1	0.66	69.67	3.67	8.33	0	0.33	0	5.67	0	0	0.67
CON2	4.3	41.06	1.99	7.28	0	0.33	0	2.98	0	38.41	0.66

CON4	0.66	67.11	0	7.31	1.32	0	0	6.64	0	16.61	0.33
CON7	1	67.11	0	2.66	0	0.33	0	7.97	0	20.27	0.66
CON9	3.32	67.44	2.33	3.32	0	0	0	4.32	0	18.6	0.66
CON11	2.98	54.97	1.32	4.97	0	0	0	0.99	0	32.45	0
CON12	2.67	77.67	1	0.67	0	0	0	4.66	0	7.67	1.33
CON15	4.3	54.97	0.66	9.27	0	0	0	2.32	0	25.82	0
L1558	13.55	23.64	0	0.33	0	3.61	41.57	7.53	0	0	0

Annexe 4 *: Tableau des quantifications (%) minéralogiques pour le forage de Diebling 1 (Diebs-1). Qtz : Quartz ;Qzite : Quartzite ; Phyl : Phyllite ; Sed.clasts : Intraclastes sédimentaires ; Fk : Feldspaths alcalins ; Musc : Muscovite ; Pm : Pseudo-matrice ; Pmc : pseudo-matrice cimentée ; Sid : ciment de sidérite ; Back.gr : arrachement de matière sur la lame mince ; Ill : Illite ; Dick : Dickite.*

Sample	Qtz	Qzite	Phyl	Sed. clasts	Fk	Musc	Pm	Sid	Back. gr	Pmc	Dick	Ill
D975,3	31.52	12.73	0	0	7.4	2.42	3.03	0	24.85	0	13.33	2.43
D1096,5	10.65	37.49	15.28	0.93	0.93	0	20.37	0.46	12.96	0	0.93	
D1142,4	30	12.5	1	1.5	0	0.5	0	0	0	53	0	1.5
D1183,5	28.57	1.19	0	0	3.57	8.33	0.79	28.17	15.08	0	14.29	0
D1193,2	22.59	35.88	0.66	0.33	0	0	40.53	0	0	0	0	0
D1240,5	39	6.67	0	3.33	3	0.67	31	4.67	10.67	0	0	0.99
D1280,5	33.73	3.01	0	5.42	1.8	4.81	7.83	15.06	10.84	0	6.02	4.21
D1289,7	24.14	21.67	0	0.49	11.82	1.98	16.26	0	23.15	0	0	0.5
D1359,5	14.33	63	1.67	3	3.33	0.33	7	2	2.67	0	1	2.68

Annexe 5 *: Tableau des quantifications (%) minéralogiques pour le forage de Coumes et le forage de Saulcy 1 (Suy-1). Qtz : Quartz ; Qzite : Quartzite ; Phyl : Phyllite ; Sed.clasts : Intraclastes sédimentaires ; Fk : Feldspaths alcalins ; Musc : Muscovite ; Pm : Pseudo-matrice ; Pmc : pseudo-matrice cimentée ; Sid : ciment de sidérite ; Back.gr : arrachement de matière sur la lame mince ; Dick : Dickite.*

Sample	Qtz	Qzite	Phyl	Sed. clasts	Fk	Musc	Pm	Sid	Back.gr	Pmc	Autres
C1005	20.46	1	0	2.64	0	1	73.93	0	1	0	0
X1_C186	33.22	13.82	0	0.33	0	0	44.01	0	8.62	0	0
X2_C186	8.8	27.2	0.8	35.2	0	0.4	4	10.8	12.8	0	6.4
C994,65	25.25	21.53	0	0	0	0	52.48	0	0	0	0
C1001,75	27.4	46.33	0	0	0	22.3	20.9	0	4.24	0	0
X6_C187	0.96	28.85	0	41.67	0	0	0.32	12.2	16.03	0	1.6
X3_C186	39.37	7.24	0.45	2.71	1.36	0.9	39.37	0.45	0	0	0
X4_C187	9.6	11.26	0.66	39.07	0.33	0	0	5.96	0	30.46	0
X5_C187	29.57	0.66	0	0	1	1.66	62.46	0	0	0	0
C1005,4	20.46	0.99	0	2.64	0	0.99	73.93	0	0	0	0

Sample	Qtz	Qzite	Phyl	Sed.clasts	Fk	Musc	Pm	Sid	Pmc	Back.gr	Dick
S1283,3V1	14.46	50.83	0	4.55	0	0	22.31	7.85	0	0	0
S1228,2	15.6	33.2	0	0.4	0	0	46.8	4	0	0	0
S1293,3	2.4	67.6	13.2	0	0.8	0.4	8	5.2	0	1.6	0.8
S1275,8	6.8	48	0	4.4	0	0.4	36.4	2	0	1.2	0

Annexe 6 *: Tableau des quantifications (%) minéralogiques pour le forage Folschviller 1A (Fols-1A). Qtz : Quartz ; Qzite : Quartzite ; Phyl : Phyllite ; Sed.clasts : Intraclastes sédimentaires ; Fk : Feldspaths alcalins ; Musc : Muscovite ; Pm : Pseudo-matrice ; Pmc : pseudo-matrice cimentée ; Sid : ciment de sidérite ; Back.gr : arrachement de matière sur la lame mince.*

Sample	Qzt	Qzite	Phyl	Sed.clasts	Fk	Musc	Pm	Sid	Back.gr	Pmc
F819,5	42.64	9.69	0	1.94	6.59	11.24	6.98	0	11.63	0
F825	27.23	16.83	0.99	0.99	5.45	6.94	14.85	0.5	5.94	0
F990,5	44.96	7.36	0	6.98	0.78	0.78	37.98	0	1.16	0
F998,7	32.06	36.36	0.48	0.96	3.35	0	13.88	0	8.61	0
E17 (754,1)	5.34	51.94	5.34	0.97	4.37	0	4.85	0	24.27	0
E19(755,7/8)	34.92	6.53	0.25	0.25	4.02	4.52	9.05	2.76	37.19	0
E20(746,1)	17.44	25.06	0.49	4.91	1.97	0.5	16.46	0.98	32.19	0

E21(746,3)	27.42	26.34	2.15	1.61	3.76	0	8.06	0.54	28.49	0
E24(759,3/52)	27.45	15.13	0.28	0.84	5.04	0.56	7.84	0.28	30.53	0
E25 (784,62)	27.45	1.96	0.33	0	1.96	5.55	28.1	0	32.03	0
E27 (747,3)	6.76	51.27	7.04	1.13	0.85	0	10.42	0.28	21.41	0
F883,5	7.77	56.26	8.06	10.79	1.01	0.14	0	4.89	9.64	0
F1197	10.49	50.16	2.95	6.89	0	0	0	0	0	28.52
F1242	6.67	62.35	5.49	3.53	0.39	0	0	0	8.61	20.79
F1244,3	6.17	74.69	0	0	0	0	19.14	0	0	0
F1246,5	21	24.5	0.5	0	0	1.5	0	0	0	50.5
F1247	30.77	18.96	0	0.27	0.27	0.55	48.35	0	0	0
F1237,8	62.78	6.39	0.56	6.11	0	0	0	0	0	24.17
F1280	11.93	44.04	3.67	6.12	0	0.61	0	0	0	32.41
F1281	13.21	41.51	1.89	11.32	0	0	0	0	0	30.19
F1289,7	20.83	31.02	0	1.85	9.72	0.93	14.81	0	18.06	0
F1291,5	10.88	48.23	8.39	0.66	4.06	0.13	5.64	0	19.27	0
F1295,4	38.35	10.68	0.49	0.49	6.8	2.43	25.73	0.49	0.97	0
F1295,6	10.24	52.76	0	0	12.2	0.39	7.87	2.36	6.3	0
F1297,2	7.67	62.5	2.84	2.27	2.27	0.28	9.66	0.57	11.08	0
F1299,3	12.59	55.19	0	1.85	4.44	0	7.77	0	17.78	0
F1299,88	3.52	56.91	0.27	5.15	0.27	0	22.22	0	10.57	0

***Annexe 7** : Tableau synthétique des mesures des températures d'homogénéisation (T_h), et de salinité au Raman pour des inclusions fluides dans les ciments d'ankérite et de sphalérite. WC : Westphalien C ; FI : Inclusion Fluide.*

	Sample	Stage	Chip	FI	Cement	FI type	T_h	Comments	Salinity %
	S1283,3_V1	W C	1	1	Ankerite	Aq	114		
	S1283,3_V1	W C	1	2	Ankerite	Aq	108		
	S1283,3_V1	WC	1	3	Ankerite	Aq	106		
	S1283,3_V1	WC	1	4	Ankerite	Aq	98		
	S1283,3_V1	WC	1	5	Ankerite	Aq	100		
	S1283,3_V1	WC	1	6	Ankerite	Aq	96		
	S1283,3_V1	WC	1	7	Ankerite	Aq	100		
	S1283,3_V1	WC	1	8	Ankerite	Aq	104		21.5
	S1283,3_V1	WC	1	9	Ankerite	Aq	104		18.7
Homogeneous	S1283,3_V1	WC	1	10	Ankerite	Aq	102		19.6
	S1283,3_V1	WC	1	11	Ankerite	Aq	98		19.9
	S1283,3_V1	WC	1	12	Ankerite	Aq	104		
	S1283,3_V1	WC	1	13	Ankerite	Aq	100		
	S1283,3_V1	WC	1	14	Ankerite	Aq	98		

	S1283,3_V1	WC	1	15	Ankerite	Aq	98		
	S1283,3_V1	WC	1	16	Ankerite	Aq	100		
	S1283,3_V1	WC	1	17	Ankerite	Aq	100		
	S1283,3_V1	WC	1	18	Ankerite	Aq	98		
	S1283,3_V1	WC	1	19	Ankerite	Aq	96		
	S1283,3_V1	WC	1	22	Ankerite	Aq	104		16.6
	S1283,3_V1	WC	1	23	Ankerite	Aq	102		19.9
	S1283,3_V1	WC	1	24	Ankerite	Aq	100		
	S1283,3_V1	WC	1	25	Ankerite	Aq	100		
	S1283,3_V1	WC	1	26	Ankerite	Aq	116		17.5
	S1283,3_V1	WC	1	27	Ankerite	Aq	104		19.9
	S1283,3_V1	WC	1	28	Ankerite	Aq	112		
	S1283,3_V1	WC	1	29	Ankerite	Aq	106		
	S1283,3_V1	WC	1	30	Ankerite	Aq	96		
	S1283,3_V1	WC	1	31	Ankerite	Aq	104		
	S1283,3_V1	WC	2	1	Ankerite	Aq	106		
	S1283,3_V1	WC	2	2	Ankerite	Aq	116		
	S1283,3_V1	WC	2	3	Ankerite	Aq	120		
	S1283,3_V1	WC	2	4	Ankerite	Aq	116		
	S1283,3_V1	WC	2	5	Ankerite	Aq	116		
	S1283,3_V1	WC	2	6	Ankerite	Aq	118		18.5
	S1283,3_V1	WC	2	7	Ankerite	Aq	110		
	S1283,3_V1	WC	2	8	Ankerite	Aq	110		
	S1283,3_V1	WC	2	9	Ankerite	Aq	118		
	S1283,3_V1	WC	2	10	Ankerite	Aq	116		17.7
	S1283,3_V1	WC	2	11	Ankerite	Aq	116		
	S1283,3_V1	WC	2	12	Ankerite	Aq	100		17.1
	S1283,3_V1	WC	2	13	Ankerite	Aq	116		
	S1283,3_V1	WC	2	14	Ankerite	Aq	116		
	S1283,3_V1	WC	2	15	Ankerite	Aq	123		
	S1283,3_V1	WC	2	16	Ankerite	Aq	122		
	S1283,3_V1	WC	2	17	Ankerite	Aq	102		
	S1283,3_V1	WC	2	18	Ankerite	Aq	102		
	S1283,3_V1	WC	2	19	Ankerite	Aq	118		
	S1283,3_V1	WC	2	20	Ankerite	Aq	110		
	S1283,3_V1	WC	2	21	Ankerite	Aq	118		
	S1283,3_V1	WC	2	22	Ankerite	Aq	118		

	S1283,3_V1	WC	2	23	Ankerite	Aq	102		
	S1283,3_V1	WC	2	24	Ankerite	Aq	114		
	S1283,3_V1	WC	5	1	Ankerite	Aq	110		
	S1283,3_V1	WC	5	2	Ankerite	Aq	114		18.74
	S1283,3_V1	WC	5	3	Ankerite	Aq	106		21.1
	S1283,3_V1	WC	5	4	Ankerite	Aq	104		18.59
	S1283,3_V1	WC	5	5	Ankerite	Aq	104		21.55
	S1283,3_V1	WC	5	6	Ankerite	Aq	112		
	S1283,3_V1	WC	5	7	Ankerite	Aq	108		
	S1283,3_V1	WC	5	8	Ankerite	Aq	106		
	S1283,3_V1	WC	5	9	Ankerite	Aq	114		22.4
	S1283,3_V1	WC	5	10	Ankerite	Aq	106		
	S1283,3_V1	WC	5	11	Ankerite	Aq	114		
	S1283,3_V1	WC	5	12	Ankerite	Aq	106		
	S1283,3_V1	WC	5	13	Ankerite	Aq	114		
	S1283,3_V1	WC	5	14	Ankerite	Aq	98		22.1
Homogeneous	S1298,5	WC	2	1	Ankerite	Aq	106		
	S1298,5	WC	2	2	Ankerite	Aq	108		
	S1298,5	WC	2	3	Ankerite	Aq	110		
	S1298,5	WC	3	3	Ankerite	Aq	106		
	S1298,5	WC	3	4	Ankerite	Aq	102		
	S1298,5	WC	3	5	Ankerite	Aq	106		
	S1298,5	WC	3	8	Ankerite	Aq	112		
	S1298,5	WC	3	9	Ankerite	Aq	116		
Homogeneous	S1228,2	WC	1	13	Ankerite	Aq	100	Aq inclusions cogenetic with oil	19.6
	S1228,2	WC	2	11	Ankerite	Aq	104	Aq inclusions cogenetic with oil	18.5
	S1228,2	WC	2	12	Ankerite	Aq	100	Aq inclusions cogenetic with oil	18.59
	S1228,2	WC	3	7	Ankerite	Aq	115	Aq inclusions cogenetic with oil	17.6
	S1228,2	WC	2	13	Ankerite	Aq	104	Aq inclusions cogenetic with oil	21.2
	S1228,2	WC	1	3	Ankerite	Oil	64	64	

	S1228,2	WC	1	4	Ankerite	Oil	94	94	
	S1228,2	WC	1	5	Ankerite	Oil	94	94	
	S1228,2	WC	1	8	Ankerite	Oil	66	66	
	S1228,2	WC	1	9	Ankerite	Oil	70	70	
	S1228,2	WC	1	10	Ankerite	Oil	92	92	
	S1228,2	WC	1	11	Ankerite	Oil	104	104	
	S1228,2	WC	1	12	Ankerite	Oil	52	52	
	S1228,2	WC	1	14	Ankerite	Oil	104	104	
	S1228,2	WC	1	1	Ankerite	Oil	84	84	
	S1228,2	WC	2	1	Ankerite	Oil	124	Th=124 large vapor size	
	S1228,2	WC	2	3	Ankerite	Oil	114		
	S1228,2	WC	2	4	Ankerite	Oil	106		
	S1228,2	WC	2	6	Ankerite	Oil	104		
	S1228,2	WC	2	7	Ankerite	Oil	104		
	S1228,2	WC	2	8	Ankerite	Oil	108		
	S1228,2	WC	2	9	Ankerite	Oil	106		
	S1228,2	WC	2	10	Ankerite	Oil	108		
	S1228,2	WC	3	1	Ankerite	Oil	104		
	S1228,2	WC	3	2	Ankerite	Oil	102		
	S1228,2	WC	3	3	Ankerite	Oil	102		
	S1228,2	WC	3	4	Ankerite	Oil	104		
	S1228,2	WC	3	5	Ankerite	Oil	104		
	S1228,2	WC	3	6	Ankerite	Oil	106		
	S1228,2	WC	3	9	Ankerite	Oil	98		
	S1228,2	WC	3	10	Ankerite	Oil	104		
	S1228,2	WC	3	11	Ankerite	Oil	84		
	S1228,2	WC	3	12	Ankerite	Oil	94		
	S1228,2	WC	3	13	Ankerite	Oil	94		
	S1228,2	WC	3	14	Ankerite	Oil	102		
	S1228,2	WC	3	17	Ankerite	Oil	92		
	S1228,2	WC	3	19	Ankerite	Oil	84		
	S1228,2	WC	3	20	Ankerite	Oil	104		
Homogeneous	S1299,7	WC	2	1	Ankerite	Oil	120		
	S1299,7	WC	2	2	Ankerite	Oil	120		
	S1299,7	WC	2	4	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	5	Ankerite	Oil	114		

	S1299,7	WC	2	6	Ankerite	Oil	110		
	S1299,7	WC	2	8	Ankerite	Oil	70		
	S1299,7	WC	2	9	Ankerite	Oil	58		
	S1299,7	WC	2	10	Ankerite	Oil	112		
	S1299,7	WC	2	11	Ankerite	Oil		Th=42 ?	
	S1299,7	WC	2	13	Ankerite	Oil	84		
	S1299,7	WC	2	14	Ankerite	Oil	84		
	S1299,7	WC	2	15	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	16	Ankerite	Oil	68		
	S1299,7	WC	2	17	Ankerite	Oil	66		
	S1299,7	WC	2	18	Ankerite	Oil	114		
	S1299,7	WC	2	19	Ankerite	Oil	104		
	S1299,7	WC	2	21	Ankerite	Oil	112		
	S1299,7	WC	2	22	Ankerite	Oil	72		
	S1299,7	WC	2	23	Ankerite	Oil	66		
	S1299,7	WC	2	24	Ankerite	Oil	54		
	S1299,7	WC	2	25	Ankerite	Oil	78		
	S1299,7	WC	2	26	Ankerite	Oil	56		
	S1299,7	WC	2	27	Ankerite	Oil	96		
	S1299,7	WC	2	28	Ankerite	Oil	78		
	S1299,7	WC	2	29	Ankerite	Oil	60		
	S1299,7	WC	2	30	Ankerite	Oil	90		
	S1299,7	WC	2	31	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	32	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	33	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	34	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	35	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	36	Ankerite	Oil	120		
	S1299,7	WC	2	37	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	38	Ankerite	Oil	98		
	S1299,7	WC	2	39	Ankerite	Oil	122		
	S1299,7	WC	2	40	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	41	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	42	Ankerite	Oil	122		
	S1299,7	WC	2	43	Ankerite	Oil	86		
	S1299,7	WC	2	44	Ankerite	Oil	122		
	S1299,7	WC	2	45	Ankerite	Oil	118		

	S1299,7	WC	2	46	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	47	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	49	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	50	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	51	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	52	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	53	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	54	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	55	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	56	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	57	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	58	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	59	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	60	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	61	Ankerite	Oil	120		
	S1299,7	WC	2	62	Ankerite	Oil	120		
	S1299,7	WC	2	63	Ankerite	Oil	120		
	S1299,7	WC	2	64	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	66	Ankerite	Oil	114		
	S1299,7	WC	2	67	Ankerite	Oil	110		
	S1299,7	WC	2	68	Ankerite	Oil	104		
	S1299,7	WC	2	69	Ankerite	Oil	100		
	S1299,7	WC	2	70	Ankerite	Oil	100		
	S1299,7	WC	2	71	Ankerite	Oil	106		
	S1299,7	WC	2	72	Ankerite	Oil	106		
	S1299,7	WC	2	74	Ankerite	Oil	80		
	S1299,7	WC	2	75	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	76	Ankerite	Oil	118		
	S1299,7	WC	2	77	Ankerite	Oil	94		
	S1299,7	WC	2	22_2	Ankerite	Oil	112		
	S1299,7	WC	2	33_2	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	41_2	Ankerite	Oil	116		
	S1299,7	WC	2	10_2	Ankerite	Oil	68		
	S1299,7	WC	2	26_2	Ankerite	Oil	62		
	S1299,7	WC	2	29_2	Ankerite	Oil	80		

	S1299,7	WC	2	31_2	Ankerite	Oil	66		
	S1299,7	WC	2	32_2	Ankerite	Oil	114		
	S1299,7	WC	2	31_3	Ankerite	Oil	116		
Homogeneous	S1226,2	WC	1	1	Quartz / Sandstone	Aq	166		
	S1226,2	WC	1	7	Quartz / Sandstone	Aq	172		
	S1226,2	WC	1	8	Quartz / Sandstone	Aq	166		
	S1226,2	WC	1	13	Quartz / Sandstone	Aq	168		
Ank 2	D1279,5,99 (2)	WC	1	2	Ankerite	Aq	124		22.8
	D1279,5,99 (2)	WC	1	3	Ankerite	Aq	110		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	4	Ankerite	Aq	122		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	5	Ankerite	Aq	118		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	6	Ankerite	Aq	118		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	7	Ankerite	Aq	122		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	8	Ankerite	Aq	122		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	9	Ankerite	Aq	124		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	10	Ankerite	Aq	116		17.2
Ank3	D1279,5,99 (2)	WC	1	11	Ankerite	Aq	100		16.6
	D1279,5,99 (2)	WC	1	12	Ankerite	Aq	112		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	13	Ankerite	Aq	104		22.8
	D1279,5,99 (2)	WC	1	14	Ankerite	Aq	112		21.9
	D1279,5,99 (2)	WC	1	15	Ankerite	Aq	126		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	16	Ankerite	Aq	112		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	17	Ankerite	Aq	110		
	D1279,5,99 (2)	WC	1	18	Ankerite	Aq	102		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	1	Ankerite	Aq	104		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	2	Ankerite	Aq	122		22
	D1279,5,99 (2)	WC	2	3	Ankerite	Aq	116		

	D1279,5,99 (2)	WC	2	4	Ankerite	Aq	138	Large vapor bubble	
	D1279,5,99 (2)	WC	2	5	Ankerite	Aq	124		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	6	Ankerite	Aq	122		20
	D1279,5,99 (2)	WC	2	7	Ankerite	Aq	98		19.73
	D1279,5,99 (2)	WC	2	8	Ankerite	Aq	132		18.3
	D1279,5,99 (2)	WC	2	10	Ankerite	Aq	116		
Ank1	D1279,5,99 (2)	WC	2	11	Ankerite	Aq	112		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	12	Ankerite	Aq	122		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	13	Ankerite	Aq	106		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	14	Ankerite	Aq	116		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	15	Ankerite	Aq	110		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	16	Ankerite	Aq	138		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	19	Ankerite	Aq	136		18.9
	D1279,5,99 (2)	WC	2	20	Ankerite	Aq	132		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	21	Ankerite	Aq	100		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	22	Ankerite	Aq	108		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	24	Ankerite	Aq	134		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	25	Ankerite	Aq	124		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	26	Ankerite	Aq	118		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	27	Ankerite	Aq	112		
	D1279,5,99 (2)	WC	2	28	Ankerite	Aq	140	Large vapor bubble	
	D1279,5,99 (2)	WC	4	10	Ankerite	Aq	109		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	12	Ankerite	Aq	114		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	13	Ankerite	Aq	112		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	1	Ankerite	Oil	94		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	2	Ankerite	Oil	90		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	3	Ankerite	Oil	88		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	4	Ankerite	Oil	90		

	D1279,5,99 (2)	WC	4	5	Ankerite	Oil	74		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	6	Ankerite	Oil	110		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	8	Ankerite	Oil	80		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	10	Ankerite	Oil	109		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	11	Ankerite	Oil	82		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	14	Ankerite	Oil	82		
	D1279,5,99 (2)	WC	4	16	Ankerite	Oil	80		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	1	Ankerite	Oil	76		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	2	Ankerite	Oil	74		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	3	Ankerite	Oil	86		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	4	Ankerite	Oil	94		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	5	Ankerite	Oil	88		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	6	Ankerite	Oil	88		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	7	Ankerite	Oil	94		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	8	Ankerite	Oil	88		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	9	Ankerite	Oil	94		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	10	Ankerite	Oil	88		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	11	Ankerite	Oil	90		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	12	Ankerite	Oil	76		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	13	Ankerite	Oil	76		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	14	Ankerite	Oil	86		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	15	Ankerite	Oil	76		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	16	Ankerite	Oil	94		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	17	Ankerite	Oil	86		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	18	Ankerite	Oil	96		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	19	Ankerite	Oil	100		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	20	Ankerite	Oil	92		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	21	Ankerite	Oil	76		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	23	Ankerite	Oil	80		

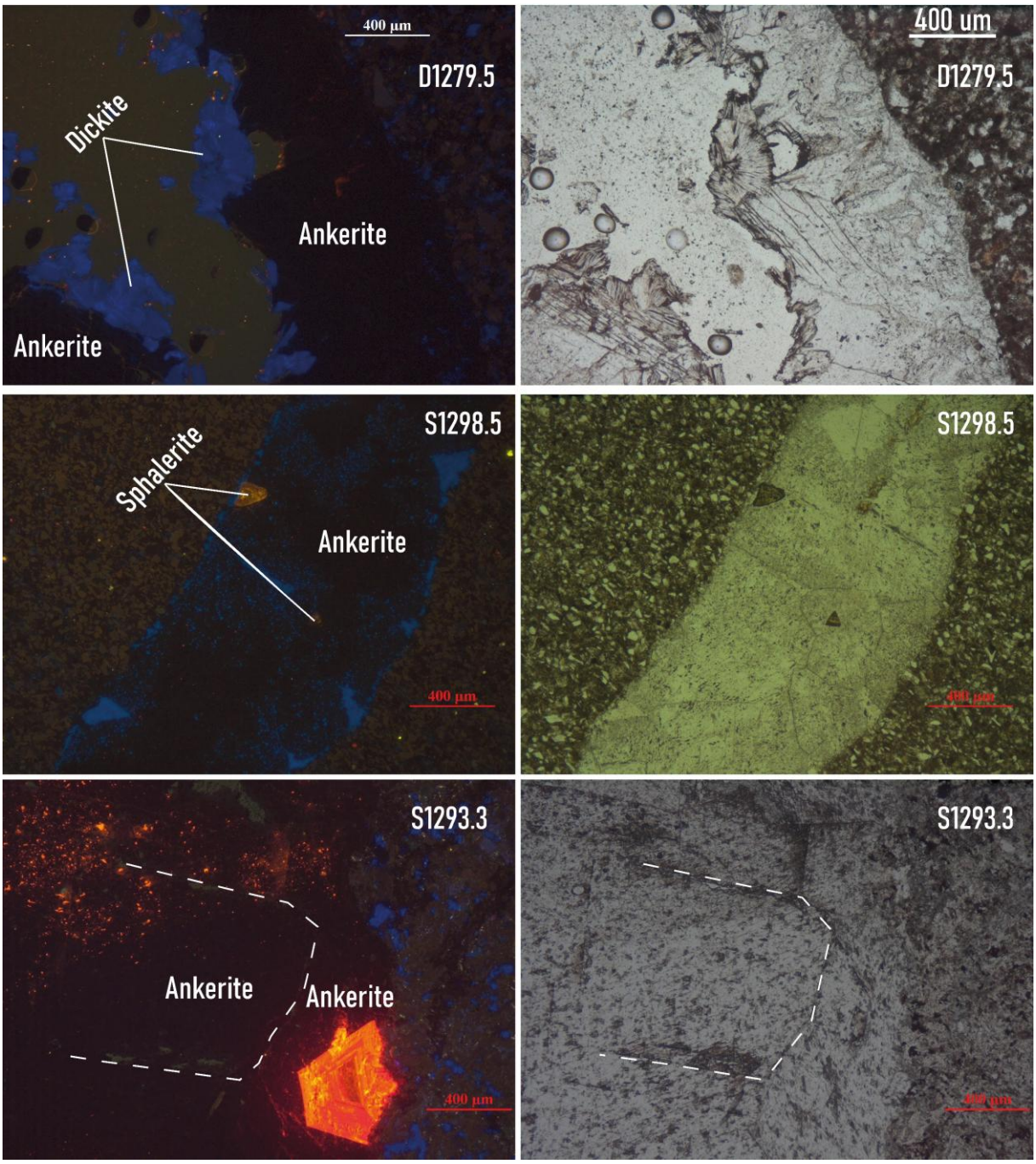
	D1279,5,99 (2)	WC	5	24	Ankerite	Oil	76		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	25	Ankerite	Oil	90		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	26	Ankerite	Oil	70		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	27	Ankerite	Oil	48		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	28	Ankerite	Oil	76		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	29	Ankerite	Oil	74		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	30	Ankerite	Oil	45		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	31	Ankerite	Oil	45		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	32	Ankerite	Oil	50		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	33	Ankerite	Oil	52		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	34	Ankerite	Oil	74		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	35	Ankerite	Oil	52		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	36	Ankerite	Oil	53		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	37	Ankerite	Oil	96		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	38	Ankerite	Oil	44		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	39	Ankerite	Oil	54		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	41	Ankerite	Oil	112		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	22	Ankerite	Oil	122		
	D1279,5,99 (2)	WC	5	40	Ankerite	Oil	44		
	D1275,97 (1)	WC	1	1	Sphalerite	Aq	104		
	D1275,97 (1)	WC	1	2	Sphalerite	Aq	106		
	D1275,97 (1)	WC	1	3	Sphalerite	Aq	100		
	D1275,97 (1)	WC	1	4	Sphalerite	Aq	104		
	D1275,97 (1)	WC	1	5	Sphalerite	Aq	106		
	D1275,97 (1)	WC	1	6	Sphalerite	Aq	104		

Annexe 8 *: Tableau des mesures de perméabilité et porosité de la* ***Figure VI.2.4****. Tous les échantillons ont été prélévés sur le forage Folschviller 1A.*

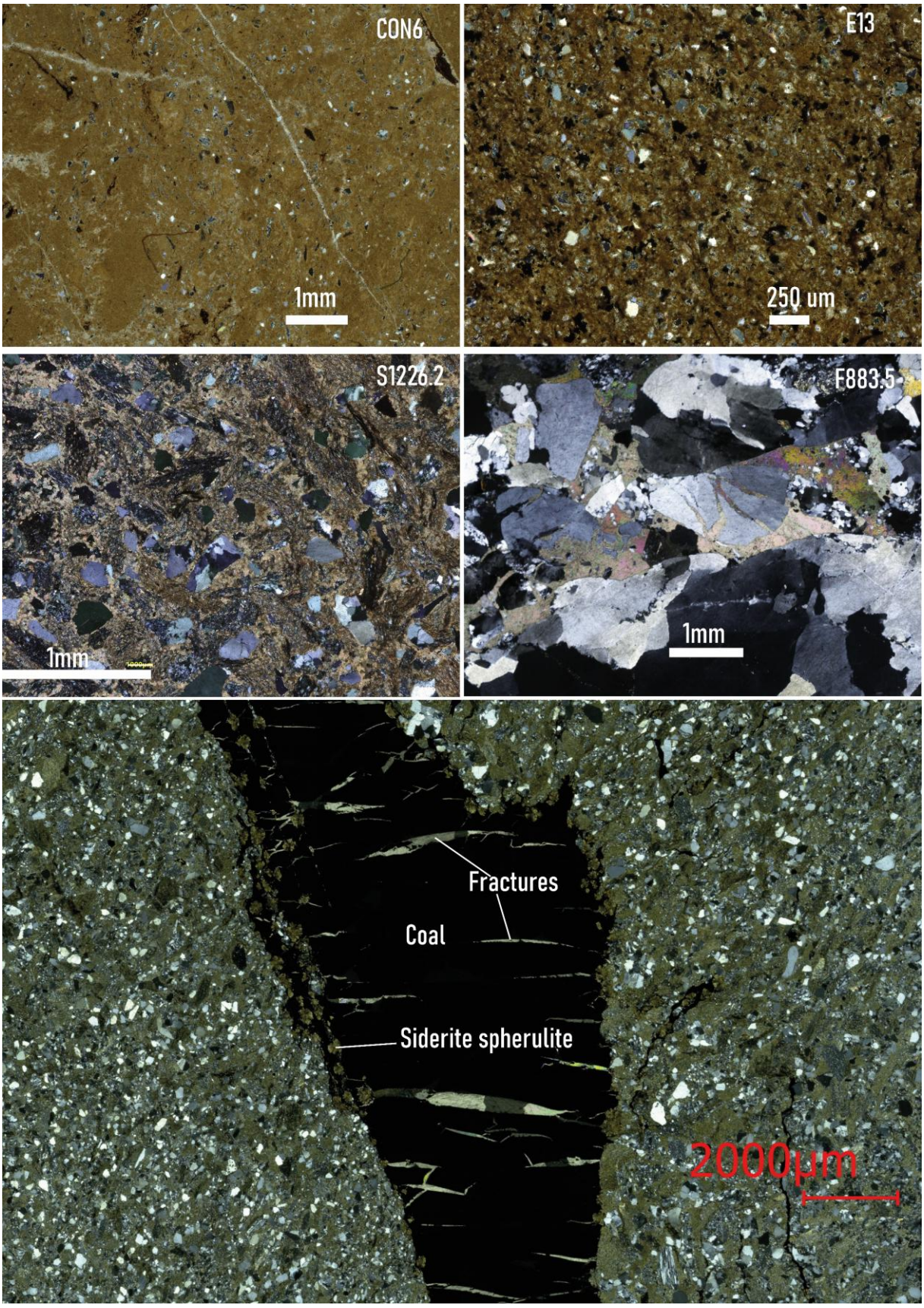
Facies	Sample	K (mD)	Phi (%)
Sandstones/Conglomerates	F1291,5	4.24E-01	9.81
	F1289,7	3.93E-02	6.65
	F1295,6	7.68E-02	7.68
	F819,5	8.25E-01	10.28
	E17	1.00E-01	6.32
	E21	3.00E-01	10.12
	E19	6.00E-01	10.74
	F785	3.59	15.92
	F1299,3	1.57E-01	7.88
	F759,52	0.3	10.61
	F755,7	0.6	10.74
	F746,3	0.3	10.12
	F784,55	0.5	8.18
	F786,3	1	12.47
	F746,1	0.28	8.54
	F1180	6.93E-04	1.97
	F1193,2	1.03E-02	3.35
	F1281	3.56E-03	3.5
	F1248	4.80E-04	2.7
	F1244,7	9.79E-03	2.76
	F1244,7	2.36E-03	2.76
	F1241, 2	6.58E-03	3.77
	F1237,8	7.71E-03	3.29
	F1244,3	2.10E-02	2.95
	F1279	7.80E-03	3.81
	F1238,5	3.49E-03	3.62
	F1242	3.75E-02	4
	F1246,5	6.24E-04	2.27
	F1142,4	6.53E-03	3.41
	F798,05	0.039	4.95
	E28	0.23	6.48
	F746,1	0.28	8.54
	F1194,35	0.0018	3.14
	F1193,54	0.0021	3.47
	F1196,17	0.0063	1.96
Siltstones	F1197	2.35E-04	1.39
	F1260	1.81E-03	3.21
	F783,3	3.00E-03	2.93
	E 29 (F802)	0.00404221	1.53
	E30 (F783, 4)	0.02914129	7.03
	F119_26 (1187.35)	1.40E-02	5.27
	F119_13 (1188.75)	1.30E-02	4.45
	F119_23 (1187.6)	2.38E-02	5.64

Coal	F_N02 (771.45)	0.02	4.60
	E50 (811.9)	0.10	4.54
	E49 (813.3)	0.09	7.34
	E53 (805.17)	0.16	2.43
	E53p (805.17)	0.08	2.43
	E51p (804.68)	0.33	4.14
	E51m (804.68)	0.21	6.51
	E51g (804.68)	0.17	4.14
	E52 (806.73)	0.02	2.15
	F119_33 (1186.40)	0.33	8.69
	F119_33 (1186.45)	0.31	10.18
	F111_8 (1157.01)	3.84E-02	7.03
	PP2 (769 – 769.16 m)	1.22	4.62
	PP4 (804.87 – 804.95)	2.09	5.57
	PP7 (987.72 – 987.85)	2.20	5.9
	PP8 (991.5 – 991.6)	3.39	4.69
	PP10 (1095.1 – 1095.3)	0.09	4.79
Claystones	F122_2 (1200.44)	1.51E-02	2.37
	F120_9 (1191.88)	7.81E-02	2.57
	F111_5 (1158.05)	1.30E-01	7.81
	F111_4 (1157.73)	7.00E-03	5.31
	E54 (803.84)	0.11	2.20

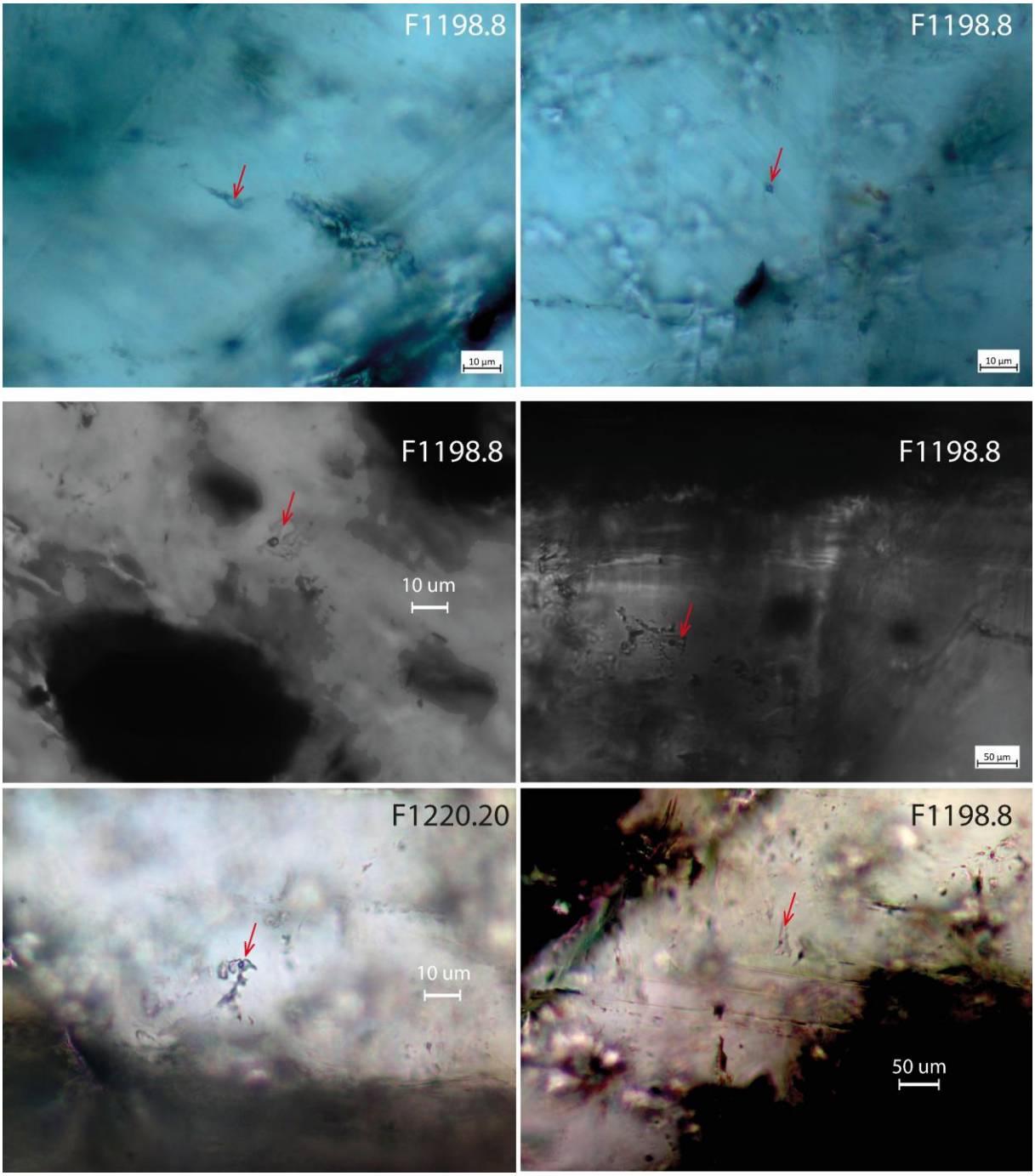
Annexe 9 *: Images de cathodoluminescence pour certains échantillons. Ces images illustrent la luminescence pour la dickite, l'ankérite, et la sphalérite.*



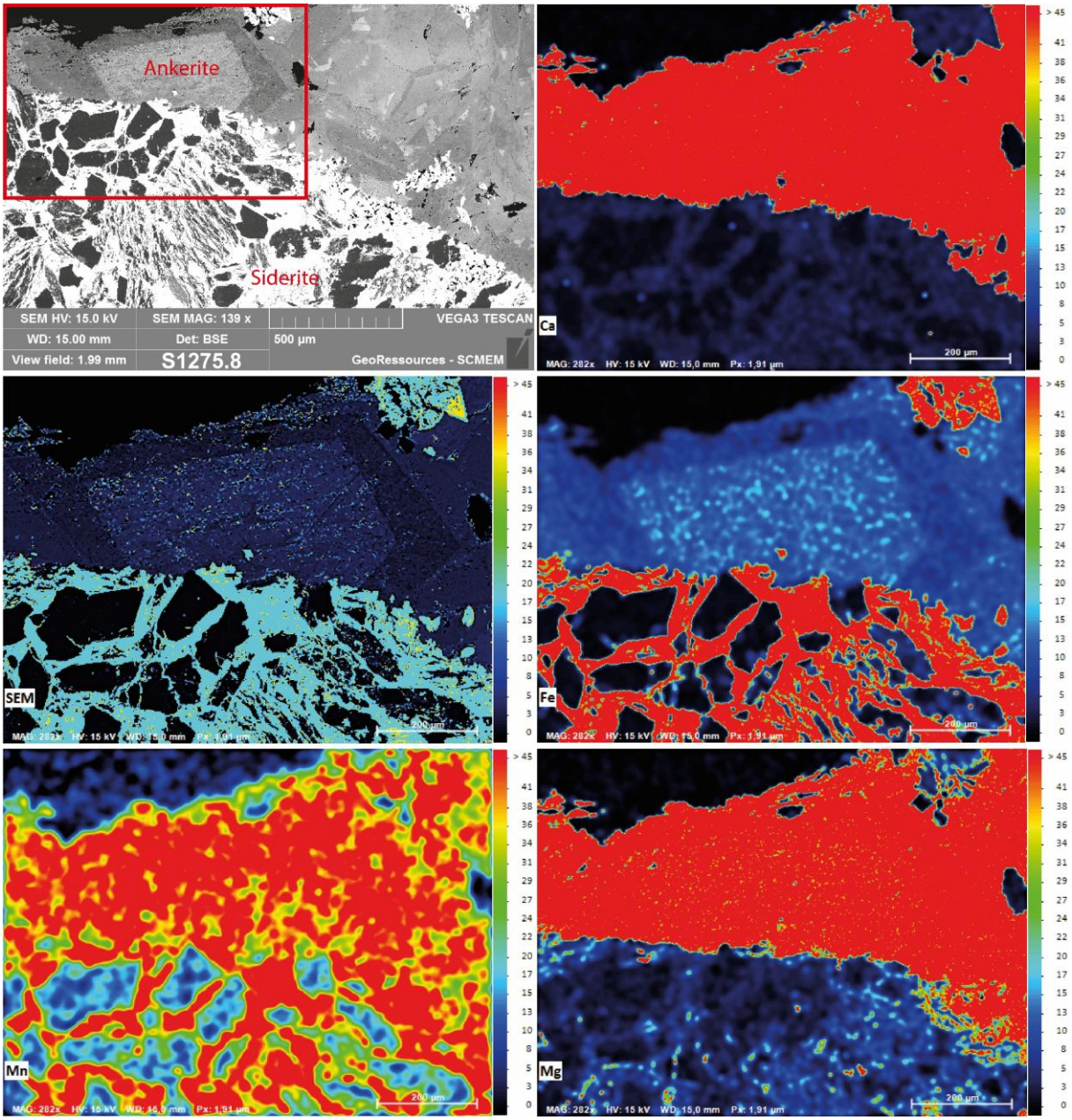
Annexe 10 *: Images LPA de siltite, de grès et de conglomérat cimentés par la sidérite. Ces échantillons peuvent être classés dans les microfaciès* ***Frpmc*** *(**r**iche ne **p**seudo-**m**atrice **c**imentée) et* ***Fppmc*** *(**p**auvre en **p**seudo-**m**atrice et **c**imenté).*



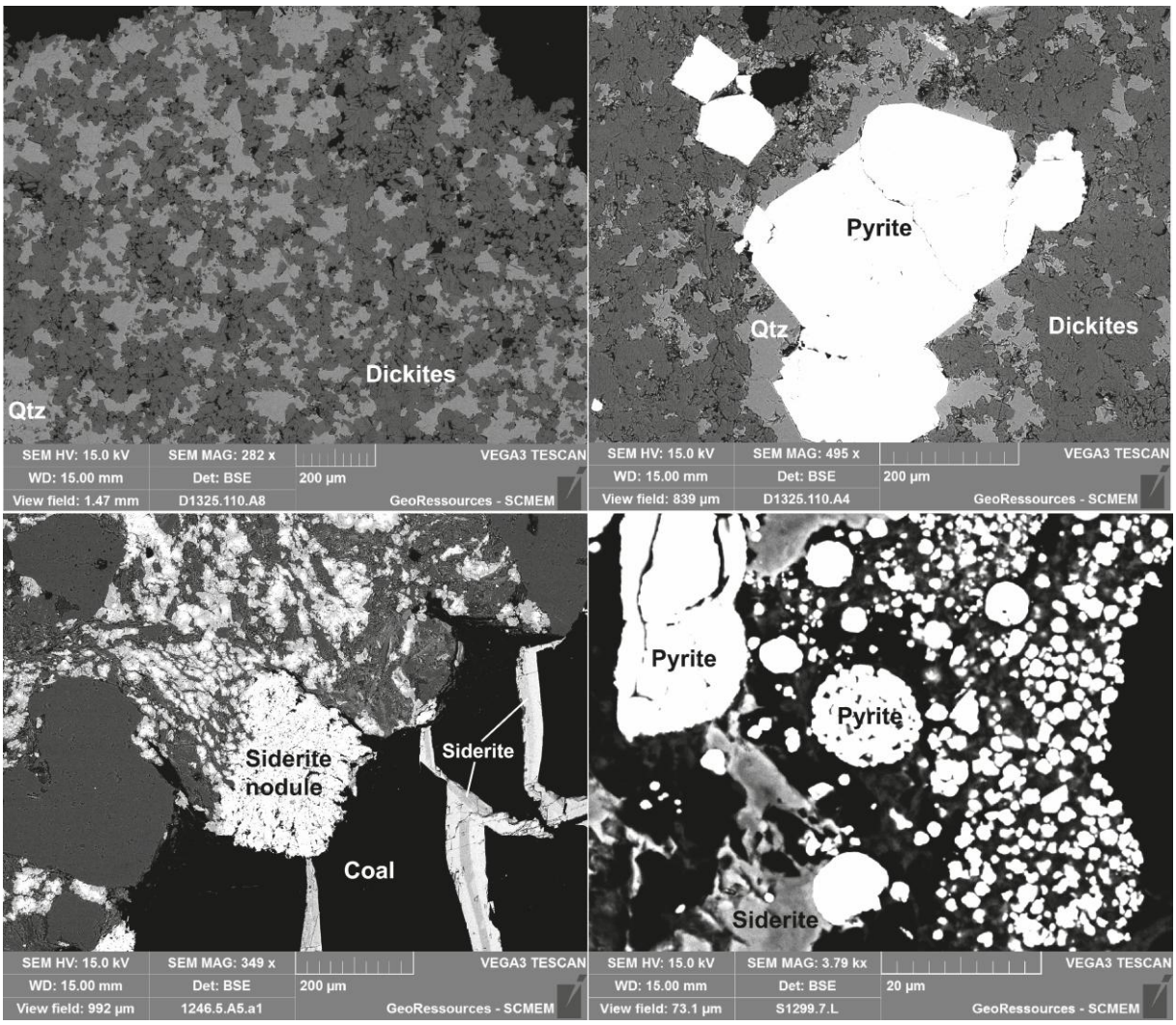
Annexe 11 *: Image LPNA de quelques inclusions fluides dans le ciment de sidérite remplissant les fractures dans les charbons.*



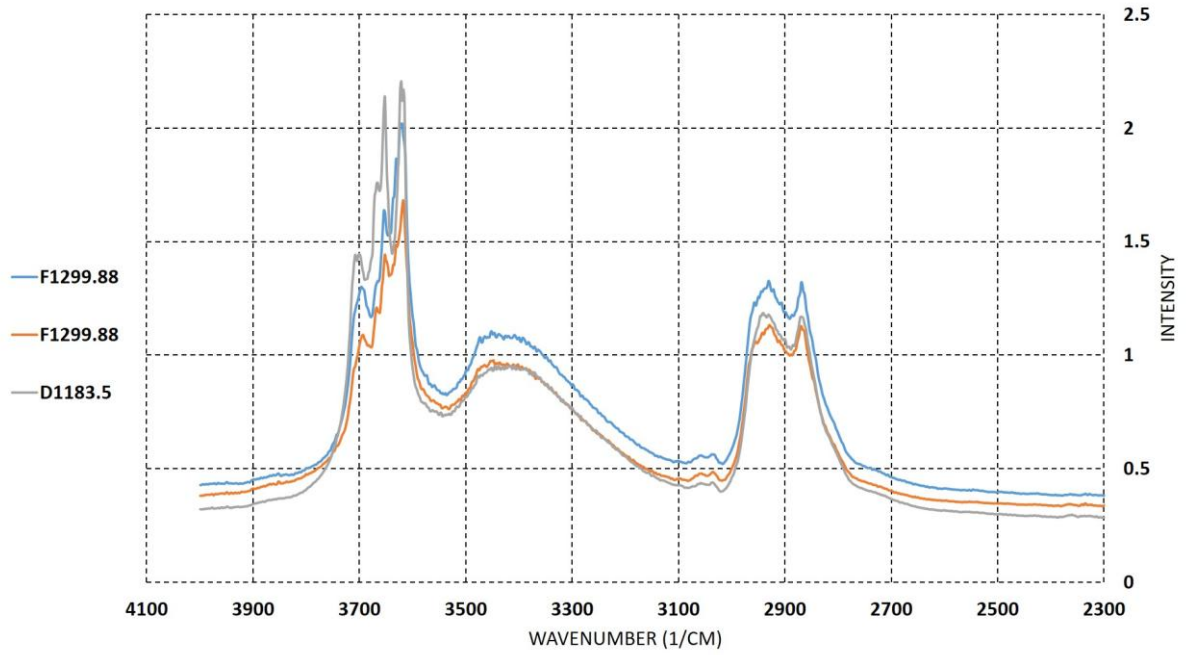
Annexe 12 *: Image MEB montrant des cartes d'intensité chimique d'éléments chimiques (Fe, Mg, Ca, Mn) pour l'échantillon S1275.8.*



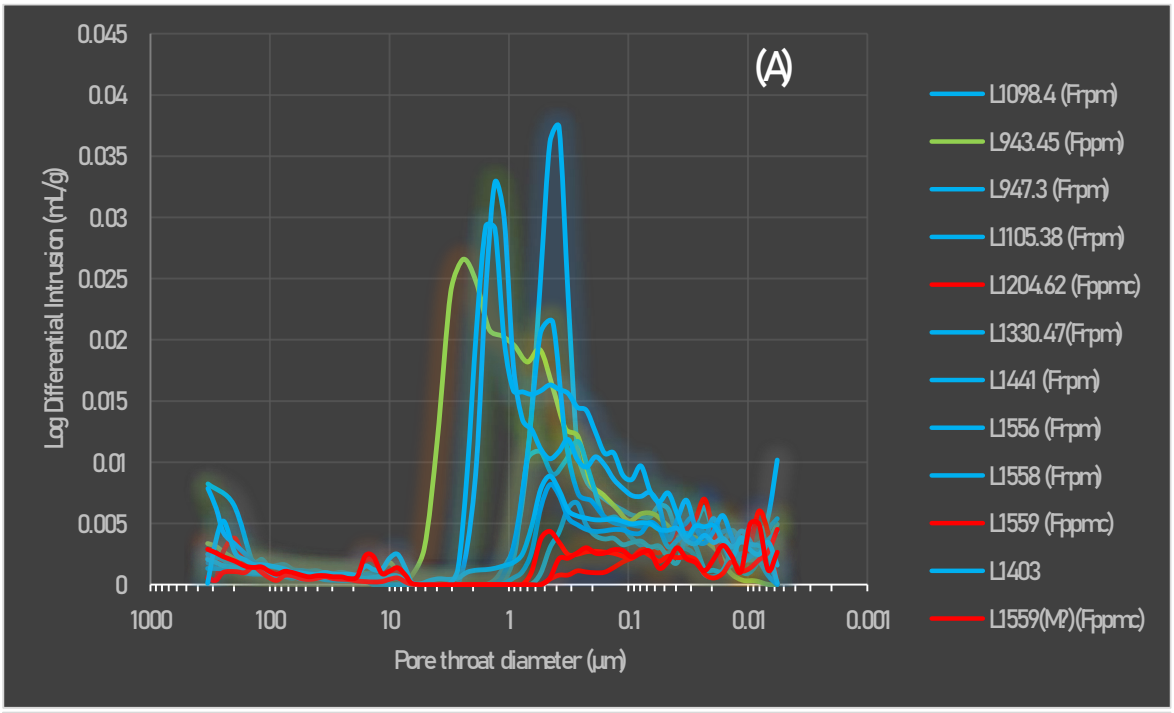
Annexe 13 *: Image MEB montrant des ciments de quartz, et dickite et des cristaux de pyrite cubique et framboïdale.*

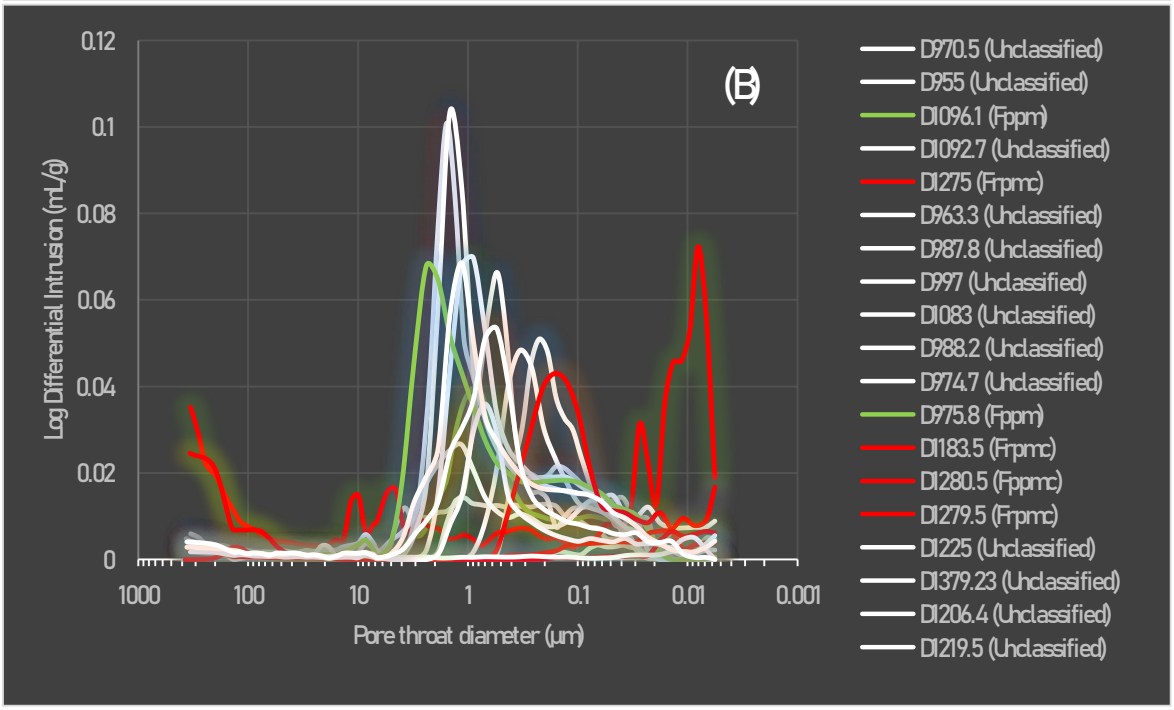


Annexe 14 *: Spectres infrarouges effectués sur la F1299.88 et la D1183.5. Ces spectres sont caractéristiques des dickites.*



Annexe 15 *: Toutes les courbes de rayons d'accès de pores.*





Annexe 16 *: Tableau des valeurs de Vp, Vs, et CT par profondeur et par lithologie pour le forage de Folschviller 1A. Ces mesures ont été faites caisse par caisse et quasiment en continue.*

Caisse carotte	Profondeur	VP (m/s)	VS (m/s)	CT (W/mK)	Lithologie	Commentaires
1	742.00	2597	1392		Conglomérat	
	742.20	3030	1496		Conglomérat	
	742.50	3109	1451		Grès	
	744.80	3109	1554		Grès	
	745.00	3261	1552		Grès	
	745.20	3468	1604			
2	745.40	3448	1818			
	745.80	2985	1835			Transition conglomérat-grès
	746.10	3110	1667			
	746.30	3000	2344			Présence d'hématite
	746.50	3000	2372			
	746.90	3279	1617			
	747.10	3282	1644			
	747.20	3297	1653			
	747.30	3279	1644			
	747.60	3279	1725			
	747.80	3279	1519			
	748.00	3243	1631			
	748.30	3448	1653			
	748.50	3297	1542			
	748.80	3297	1579			
	749.00	3046	1592			
	749.20	3529	1554			
	749.30	3297	1508			
3	749.50	3261	1442	4.22		
	750.00	3158	1681	3.75		
	750.30	3614	1675	3.56		Présence d'hématite
	750.40	3614	1942	3.56		Transition conglomérat-grès + hématite
	750.70	3774	2000	3.57		
	750.90	3650	1942	3.48		
	751.00	3217	1695	3.04		
	751.20	3243	1887	3.27		
	751.45	3750	1869	7.31		
	751.70	3109	1644	3.76		
	752.30	3017	1519	3.52		
	752.60	3315	1754	3.72		
	752.70	3017	1579	3.64		
	753.00	3352	1625	3.72		
	753.40	3327	1644	4.36		
	753.45	3959	1980	4.28		Hématite

	753.50	2256	2151	4.19		
4	753.70	2605	1994	3.99		
	754.10	3543	2888	3.56		Transition conglomérat-grès + hématite
	754.30	3351	2680	2.84		
	754.45	3563	2147	3.24		
	755.00	3246	2168	2.63		
	755.80	2707	1926	2.69		
	756.40	3024	1709	3.46		
	756.80	3024	1671	3.19		
	757.10	3010	1696	3.41		
5	757.30	2991	1821	3.30		
	757.60	3300	1836	3.12		Lit de conglomérat
	758.00	3526	1959	3.19		
	758.25	3851	2190	3.72		
	758.60	3350	1909	3.73		petite fracture
	759.30	3131	1806	3.02		
	759.50	2991	1736	3.09		
	759.75	4214	1662	2.89		Lit de conglomérat
	760.00	3871	1709	3.34		
	760.30	3526	2049	5.38		
	760.70	3116	1994	4.34		
6	760.85	3160	1632	3.77		Lit de conglomérat
	761.20	3004	1558	3.28		
	761.67	2952	1469	3.17		
	761.76	3004	1737	3.00		
	762.80	3526	1879	2.83		Passage grès-siltite
	762.90	2735	1968	2.91	Siltite	
	763.40	2419	1862	2.72	Siltite	
	763.75	4769	1950	3.25	Siltite	
	763.90	3563	1558	3.71		
	764.00	3131	1845	3.47		
	764.10	3131	1722	3.84		Lit de conglomérat
	764.50	2719	1501	2.87		
8	771.35	1228	862	0.57	Charbon	
	771.45	1570	885	0.63	Charbon	
	771.80	3263	2102	2.39	Argilite	
10	775.95	3836	1738	2.72		
	776.00	2450	1597	2.84		Présence charbon
	776.10	4022	2531	2.94		Présence charbon
	776.30	4326	2114	2.94		Argileux
	776.50	4326	2251	3.22		Argileux
	776.75	4656	2664	3.19		
	777.20	4266	1848	2.26		

	777.20	4656	2013	3.13		
	777.38	4841	2013	3.20		
	777.60	4266	2075	2.51		Argileux
	777.75	4236	2033	3.21		
	777.85	4552	2388			Veine de charbon dans les siltites
	777.85	3987	1816	3.12		
	777.92	2226	1510	2.76		
	777.92	1676	1162	2.82		
	778.00	4226	1883	3.26		
	778.00	4729	2186			
	778.15	4357	2042	3.11		Argileux
	778.35	3720	1993	2.72		Silteux
	778.45	2480	1568	2.87		Silteux
	778.60	1480		0.93		
	778.80	5385	2311	3.62		
	778.90	3653	1799	3.07		Hématite
	778.95	4656	2068	3.18		Silteux
	779.00	3910	1955	3.41		Silteux
	779.25	3315	1631	3.28		
	779.30	4326	2186	3.09		Silteux
	779.40	4388	2068	2.54		
caisse 11	779.91	3351	2088	3.33		
12	780.00	3713	2091	3.33		
	780.35	4306	2131	3.54		
	780.45	4460	2153	3.61		
	780.90	4460	2222	3.53		Stratification oblique
	781.12	4276	2348	3.63		
	781.25	3899	1987	3.35		
	781.40	4189	2088	3.14		
	781.72	4493	2153	3.19		
	781.85	4161	2131	3.30		
	782.00	4844	2067	3.23		Matrice argileuse
	782.30	4189	2088	3.19		
	782.50	3899	2246	3.02		
	782.94	4806	2008	2.92		
	783.00	4627	2375	3.10		Matrice argileuse
	783.16	4806	2480	3.11		Matrice argileuse
	783.30	4662	2131	2.90		Matrice argileuse
	783.40	4776	2344	2.85		
13	783.50	4414	2270	2.69		
	783.50	5161	2071	2.69		
	783.65	4961	2013	3.05		
	783.80	4444	1994	3.48		
	783.85	4183	2133	3.30		
	783.90	4923	2319	3.25		

	784.15	4776	2419	3.63		
	784.35	4776	2379	3.57		
	784.50	3497	1871	3.76		
	784.62	3678	1923	3.49		
	784.75	3575	1905	3.04		
	785.00	2759	1698	2.57		
	785.40	3019	1506	2.76		
	785.80	2678	1753	2.45		
	786.00	2795	1550	2.38		
	786.25	3459	1923	2.93		
	786.35	3787	2071	2.92		
	786.40	2857	1620	3.11		
	786.50	2700	1416	3.44		
	786.70	3478	1957	3.05		
	786.80	2991	1684	4.37		
	787.00	3019	1840	4.11		
	787.20	2857	1994	2.89		
	787.35	3249	2112			
15	791.55	2783	1620	3.75		
	791.77	3107	1808	4.95		
	791.92	3459	1740	3.53		
	792.10	3200	1684	4.58		
	792.24	3333	1671	2.86		
	792.39	3478	1698	4.15		
	792.57	3168	1698	4.90		
	792.75	2832	1517	4.83		
	792.90	3137	1684	3.09		
	793.08	3616	2013	5.32		
	793.16	3951	1633	5.47		
	793.28	3516	1572	4.83		
	793.39	3282	1740	3.48		
	793.53	2700	1596	3.19		
	793.65	3386	1645	3.97		Hématite
	793.83	3832	1608	3.63		Hématite
	794.10	3092	1596	3.59		
	794.32	3459	1740	4.28		
	794.55	4051	1994	4.92		
	794.72	3787	1905	4.21		
	794.90	4051	2177	4.52		
	796.10	3299	1559	3.74		
16	796.70	3333	1545	3.32		
	797.15	4025	1731	3.85		
	797.40	3678	1504	4.80		
	797.52	2065	1698	5.28		Veine de charbon
	797.65	2071	1338	4.02		

	797.65	2612	1548	4.02		
	797.67	2735	1472	4.48		
	797.75	2550	1432	4.35		
	797.85	4776	2551	4.35		
	798.05	4923	2368	4.91		
	798.17	3497	1963	4.31		
	798.17	3721	1811	4.31		
	798.30	4706	2226	3.65		
	798.30	3902	2165	3.65		
	798.40	3062	1698	5.44		
	798.55	4632	2066	2.27		
	798.70	4375	2079	2.22		
	798.84	4286	2079	2.22		
	798.84	4345	2104	2.22		
	798.90	4667	2259	2.10		
	799.25	4268	2432	2.15		Silteux
	799.35	4228	1921	1.59		Silteux
	799.65	3621	2079	1.40		Silteux
	799.77	1117	618	1.03		
	799.77	3962	2136	1.03		
	799.85	4701	1886	2.10		
	799.95	3938	1620	1.59		Silteux
	799.95	4315	2368	1.59		Silteux
	799.20	4701	2100	2.15		
17	799.20	3772	1765	2.15		
	799.50	2172	1338	2.42		
	799.68	1548	806	1.79		
	799.68	3520	1944	1.79		
	799.90	4200	2143	2.40		
	800.25	4884	2039	2.08		
	800.45	4737	2180	2.42		
	800.75	4345	1892	2.57		
	801.15	4315	2283	2.81		
	801.50	4332	2121	2.70		
	801.62	4375	2195	2.89		
	801.75	4065	2172	2.57		
	802.00	5207	2386	2.95		
	802.10	4632	2100	2.75		
	802.30	4268	2128	2.42		Argileux
	802.37	4532	2242	1.99		
	802.37	2903	1376	1.99		
	802.60	4315	1785	2.85		
	802.70	4737	1944	2.88		
	802.95	3962	1680	1.81		
	803.15	3182	1785	2.02		Silteux

	803.31	4532	1740	2.38		
	803.67	2751	1364	0.79		Charbonneux
	803.77	1358	748	0.27		
	803.84	2917	1537	0.49		Charbonneux
	803.95	966	666	0.26		Très fracturé
	804.05	1197	607	0.75		
	804.22	1006	679	0.25		
	804.58	1358	593	0.28		
	804.68	1587	690	0.26		
	804.83	1579	839	0.23		
	804.95	1195	622	0.25		
	805.05	1468	868	0.23		
18	805.17	2045	946	0.23		
	805.31	767	409	0.24		Très fracturé
	805.47	2935	1645	0.25		
	805.47	3086	1826	0.25		
	805.72	2241	1432	0.23		
	805.83	1525	696	0.24		
	805.89	1862	817	0.27		
	806.04	1263	700	1.08		
	806.25	2596	1595	1.58		Charbonneux
	806.48	3086	1620	2.88		
	806.73	1862	837	0.84		
	806.95	1862	808	0.22		
	810.90	2530	981	0.21		
	810.98	2059	855	0.21		
	811.00	2299	887	0.21		
	811.69	1135	545	0.23		
	811.77	1963	991	0.19		
	811.90	1180	584	0.21		
	812.10	877	487	0.21		
19	812.25	950	464	0.32		
	812.38	1003	471	0.35		
	812.80	2039	1023	0.33		
	812.85	788	420	0.32		
	813.25	903	560	0.33		
	813.30	991	568	0.35		
	814.20	1486	662	0.30		
	814.43	995	509	0.30		
	814.50			0.30		
	814.70			0.39		
	814.90			0.28		
20	815.10			0.25		
	815.30			0.29		
	815.50			0.29		

	815.70			0.21		
	815.90			0.24		
	816.10			0.22		
	816.30			0.23		
	816.50			0.40		
	816.70			0.22		
	816.90			0.22		
	817.10			0.26		
	817.30			0.17		
	817.50			4.15		
	817.70			3.56		
	817.90			3.03		
	818.10			2.82		
	818.30			2.89		
	818.50			4.07		
	1138.85	4884	2636	4.02		
	1139.02	4375	2432	4.26		
	1139.19	4500				
	1139.36	4701				
	1139.55	4846				
	1139.63	3938	2211	3.70		
106	1139.7	4737	2351	3.57		
	1139.94	4375				
	1140.12	4228				
	1140.79	4200				
	1140.94	4961				
	1141.07	4375	2480	3.92		
	1141.25	4532	2423	4.21		
	1143.33	4315				
	1143.46	4599	2461	3.89		
	1143.54	4846	2520	3.71		
	1143.98	4884	2490	3.54		
	1144.18	4884	2571	3.30		
	1144.34	5250	2551	3.50		
	1144.4	4884	2669	3.65		
	1144.52	4846	2490	3.88		
107	1144.65	5207				
	1144.71	5081				
	1144.84	5081				
	1145.03	4701				
	1145.14	4667	2395	3.90		
	1145.27	4532	2603	4.03		
	1145.36	4809	2704	3.52		
	1145.46	5207	2669	3.64		

	1145.56	5250	2603	3.88		
	1145.97	4846				
	1146.02	4884				
	1146.1	5164				
	1146.22	4701				
	1146.45	4884				
	1146.58	5122	2704			
	1149.93	5122	2704			
	1146.48	4701	2551	4.36		
	1146.61	4884	2520	3.60		
	1146.68	4145	2121	3.37		
	1148.68	5294	2625	2.96		
108	1148.73	5888	2851	3.46		
	1148.8	5294	2813	2.75		
	1148.86	5431	2540	3.05		
	1149.17	5250	2636	3.47		
	1149.27	5526	2972	3.69		
	1149.33	5294	2571	3.67		
	1154.36	4884	2377	3.36		
	1154.43	4809	2540	3.00		
	1154.51	3387	1654	2.16		
110	1154.86	1202		0.37		
	1155.66	730		0.32		
	1156.88	5122	2704			
	1156.97			0.35		
	1157.06	1750	917	1.16		
	1157.09	3962	1951	1.82		
	1157.15	4884	2571	2.21		
	1157.24	4172				
111	1157.68	1073	568	1.26		
	1158.02	1445	770	0.53		
	1158.04	5207	2658	2.98		
	1158.19	4038				
	1158.68	942	510	0.32		
	1160.1	4315				
	1175.16	5164	2692	2.72		
	1175.8	5294	2930	3.36		
	1175.89	5526	2800	3.05		
	1176.5	4345	2203	0.47		Charbonneux
116	1176.59	4701	2510	1.87		
	1176.85	5122	2625	2.10		
	1176.9	4013	2165	1.77		
	1176.96	4532	2451	2.00		
	1177.02	4884	2692	2.42		
	1177.05	5081	2727	2.42		

	1177.27	4532	2395	1.38		
	1177.6	4884	2451	1.96		
	1177.75	4257	2250	1.57		
	1177.82	4884	2603	1.54		
	1177.9	2700	1300	0.42		Charbonneux
	1178	5294	2692	2.60		
	1178.07	4565	2510	1.70		
	1178.14	4532	2395	1.88		
	1178.5	5526	2930	2.28		
	1178.53	4809	2299	1.36		
	1178.57	5526	2851	2.59		
	1178.62	5122	2704	2.14		
	1178.79	5122	2800	2.69		
	1178.82	5250	2658	1.99		
	1178.86	5526	2838	2.89		
	1178.89	4599	2274	1.88		
	1178.92	4884	2625	1.81		
	1178.97	3962	2143	1.18		
	1179.1	5122	2669	2.23		
	1179.16	4532	2368	0.98		
	1179.26	4701	2039	1.41		
	1179.59	5526	2972	2.50		
	1179.66	5294	2603	1.52		
	1179.95	5294	2851	3.16		
	1180.04	5385	2551	2.91		
	1180.15	5780	3029	2.85		
	1180.27	5294	2890	2.74		
	1180.55	4884	2299	0.86		
117	1180.59	5294	2838	2.02		
	1180.65	4172	2299	2.23		
	1180.77	5122	2917	2.38		
	1180.87	3913	1951	2.72		
	1180.91	4846	2692	2.81		
	1180.99	3772	1933	0.63		
	1181.04	5294	2351	2.73		
	1181.08	4773	2423	2.99		
	1181.26	3728	2114	0.77		
	1181.41	5081	2813	2.72		
	1181.47	5294	2944	3.14		
	1181.71	3938	1987	0.72		
	1181.79	4884	2658	2.27		
	1181.81	4228	2274	2.61		
	1181.89	4701	2325	1.81		
	1182.01	5294	2692	2.82		
	1182.17	4846	2451	2.01		

	1182.23	4846	2395	1.98		
	1182.32	667	343	0.42		
	1182.42	3520	1898	0.46		
118	1182.57			0.33		
	1182.7			0.37		
	1182.81			0.42		
	1182.93			0.98		
	1183.04	4532	2571	2.15		
	1183.06	5122	2571	2.70		
	1183.1	5164	2986	1.86		
	1183.13	4091	2165	0.51		
	1183.17	4406	2250	0.64		
	1183.19	1969	1096	1.90		
	1183.32	4118	2250	1.47		
	1183.34	2143	1154	2.42		
	1183.61	5081	2838			
	1184.01	5294	2838	3.43		
	1184.18	5526	2692	3.41		
	1184.38	5526	2669	3.37		
	1184.52	5526	2813	3.24		
	1184.57	5526	3000	3.22		
	1184.64	5081	2727	2.74		
	1184.69	5122	2727	2.57		
	1184.88	455		0.33		
	1184.95	537		0.46		
	1185.05	4884	2692	2.66		
	1185.17	5294	2800	3.04		
	1185.47	5294	2930	3.32		
	1185.55	4884	2903	1.02		
	1185.59	3728	1933	1.20		
	1185.86	5122	2625	2.36		
	1185.89	4884	2395	1.61		
	1185.95	4532	2395	1.18		
	1185.99	5294	2625	2.36		
	1186.05	4884	2540	2.82		
	1186.12	4532	2291	1.33		
	1186.21	4375	2451	0.79		
119	1186.41	375		0.51		
	1186.58			0.33		
	1186.83			0.33		
	1186.89			0.39		
	1187.02	4884	2500			
	1187.1	550		0.43		
	1187.17	3962	2121	1.16		
	1187.23	4701	2540	3.27		

	1187.28	4737	2531	3.34		
	1187.33	2039	1335	2.88		
	1187.41	5526	2838	2.78		
	1187.47	3772	1951	2.31		
	1187.51					
	1187.57	4013	2158	2.11		
	1187.7	4013	2136	1.46		
	1187.74	5081	2593	2.89		
	1187.86	4375		0.35		
	1187.97	2825	1571	0.68		
	1188.17			0.35		
	1188.32	4846	2625	1.96		
	1188.37	4375	2316	2.01		
	1188.43	4375	2414	1.85		
	1188.52	5250	2864	3.44		
	1188.56	5526	2788	3.17		
	1188.71	5250	2727	2.16		
	1188.75	5526	2788	2.25		
	1188.8	4565	2510	2.65		
	1188.87	4884	2692	2.80		
	1188.92	2986	1525	2.88		
	1188.95	4884	2763	2.66		
	1188.97	4701	2408	2.24		
	1189.03	4375	2480	2.63		
	1189.12	4315	2342	2.47		
	1189.41	4257	2423	2.29		
	1189.44	5081	2625	2.68		
	1189.48	1435		0.33		
	1189.48	5250	2739	2.85		
	1189.6	725		0.33		
	1189.66	5294	2692	2.38		
	1189.71			0.33		
	1189.77			0.65		
	1189.8	5207	2325	2.78		
120	1189.88	4922	2510	1.20		
	1189.89	2930	1489			
	1189.94	5040	2571	1.00		
	1190.08	3728	1981	0.32		
	1190.1	3706	1707	0.97		
	1190.15	522	393	0.31		
	1190.21	4701	2571	2.70		
	1190.26	4884	2405	3.14		
	1190.5	5250		3.29		
	1190.58	4846	2250	2.05		
	1190.64	4701	2180	3.02		

	1190.68	4315	2692	2.79		
	1190.78	4667	2299	3.05		
	1190.81	4375	2066	2.70		
	1190.95	5246	2443			
	1191.39	4091	2551			
	1191.66	4846	2510	3.43		
	1191.8	5040	2530	3.29		
	1192.01	5164	2551	3.23		
	1192.09	5250	2480	3.22		
	1192.12	5164	2520	3.30		
	1192.21	4884	2510	3.04		
	1192.31	5833	2944	3.45		
	1192.5	5385	2864	3.63		
	1192.63	4809	2520	3.73		
	1192.67	5081	2647	3.65		
	1192.77	4375	2442	3.81		
	1192.87	4773	2274	3.87		
	1192.96	4375	2500	3.91		
	1193	4701	2510	3.85		
	1193.08	4345	2480	3.85		
	1193.14	5207	2614	3.86		
	1193.16	4701	2530	3.92		
	1193.27	5294	2669	4.02		
	1193.34	5207	2490	3.40		
	1193.38	4846	2360	3.99		
	1193.46	4701	2510	3.77		
	1193.52	4286	2386	3.72		
121	1193.64	4375	2188			
	1193.83	4308	2205			
	1194	4884	2451	3.82		
	1194.21	4884	2451	4.59		
	1194.25	5081	2658	4.27		
	1194.39	1933		3.96		
	1194.45	5081	2480	4.01		
	1194.51	4773	2540	2.20		
	1194.58	4667		3.76		
	1194.68	4667	2490			
	1194.88	4286	2520			
	1195.08	4375	2461			
	1195.36	4701	2551	4.36		
	1195.47	4375	2408			
	1195.55	4667	2551	4.26		
	1195.85	4091	2490	4.05		
	1195.99	4773	2423	3.83		
	1196.06	4884	2423	3.10		

	1196.27	4884	2561	2.77		
	1196.3	4468	2226	3.83		
	1196.35	4701	2800	2.12		
	1196.85	2813	1595	2.27		
	1196.91	2636		2.99		
	1196.99	2986		2.85		
	1197.04	4884		2.44		
	1197.05	4532	2325	4.58		
	1197.1	5207		2.67		
	1197.12	4065	1969	3.38		
	1197.14	4228		2.46		
	1197.16			2.72		
	1197.2	4701	2727	2.71		
	1197.29	4375	2314			
	1197.37	5207	2692	2.61		
	1197.4	4531	2397			
	1197.43	4922	2603	4.58		
122	1197.44	4846	2351	2.16		
	1197.45	4375	2325			
	1197.5	5250	2800	2.64		
	1197.53	2739	1304	4.57		
	1197.58	5526	2692	5.29		
	1197.59	4884	2351	4.42		
	1197.59	3841	1821	2.17		
	1197.61	2972		4.88		
	1197.65	4773	2571	2.26		
	1197.68	4532	2250	4.22		
	1197.69	4315		1.84		
	1197.79	2143		4.85		
	1197.85	1145		4.12		
	1197.91	4846	2510	2.67		
	1197.93	4091	1987	5.02		
	1197.94	5081	2625	2.82		
	1198.05	4315	2480	2.87		
	1198.13	5122	2625	1.90		
	1198.23	5207	2772	2.14		
	1198.29	5294	2775	3.08		
	1198.5	767		0.34		
	1198.6	182		0.32		
	1198.71	560		0.28		
	1198.85	952	502	0.38		
	1200.16	5250	2520	3.52		
	1200.23	5207	2510	3.00		
	1200.32	5207	2471	3.21		
	1200.41	5207	2490	3.22		

	1200.46	5294	2603	4.10		
	1200.62	5122	2520	3.40		
	1200.78	5207	2490	3.67		
123	1200.80	5526		2.49		Présence de lit de charbon
	1201.88	5294		4.26		
	1202.08	5294		4.35		
	1202.28	5431		3.68		
	1202.68	5294		3.94		
	1203.70	5040		3.63		
	1204.40	5207		3.88		Présence de lit de charbon
124	1204.70	4667		4.80		
	1205.30	4884		3.32		
	1206.34	4767		3.31		
	1207.35	4773		3.89		
	1207.50	4701		4.01		
	1207.90	4375		4.09		
125	1208.30	4532		3.49		
	1208.60	906		0.25		
	1208.75	1250		0.35		
	1208.90	5294		2.99		
	1209.20	5207		3.45		
	1209.40	5081		2.69		
	1209.50	5294		3.23		
	1209.90	5780		2.88		
	1210.10	6058		3.25		
	1210.30	5014		3.52		
	1210.60	5294		3.47		
	1211.00	5294		3.13		
	1211.10	5081		3.13		
	1211.50	6058		2.66		
	1211.70	5294		2.60		
	1211.90	5250		2.78		
126	1212.10	4884		2.82		
	1212.30	5081		2.68		
	1212.70	4846		2.77		
	1213.00	4884		3.24		
	1213.10	4846		3.08		Présence de lit de charbon
	1213.30	6058		2.61		
	1213.80	4701		2.35		
	1214.00	4884		0.34		
	1214.10	4884		2.35		
	1214.40	5207		3.02		
	1214.90	4375		2.77		

	1215.10	4345		1.70		Présence de lit de charbon
	1215.30	5207		2.99		
	1215.60	813		0.27		
	1215.90	781		0.30		
	1216.00	4565		2.29		
	1216.10	4286		1.37		Présence de lit de charbon
	1216.17	2625		0.29		
	1216.22	2625		1.79		Présence de lit de charbon
	1216.42	4091		1.87		Présence de lit de charbon
	1216.48	4884		2.74		Présence de lit de charbon
	1216.73	4884		2.90		
	1216.87	5250		2.89		
	1217.19	1556		0.29		
127	1217.38	4315		1.82		Présence de lit de charbon
	1217.49	5294		3.44		
	1217.79	4884		3.67		
	1218.17	3913		1.42		Présence de lit de charbon
	1218.27	5207		3.41		Présence de lit de charbon
	1218.77	4667		3.66		Présence de lit de charbon
	1219.05	5081		3.18		
	1219.65	972		0.56		
	1219.75	1115		0.34		
	1219.85	4701		2.79		
	1220.53	962		0.21		
	1220.65	962		0.33		
	1220.67	2242		0.28		
	1221.06	963		0.24		
	1221.12	2242		0.31		
	1221.44	1500		0.34		
128	1221.52	4406		2.82		Présence de lit de charbon
	1221.62	4737		3.23		
	1221.98	5385		3.83		
	1222.60	4737		3.68		
	1222.71	5081		3.30		
	1222.92	5081		3.00		
	1223.30	5385		3.09		
	1223.60	5081		3.16		
129	1223.80	4737		2.96		
	1224.10	4737		3.00		

	1224.30	2250		2.76		Présence de lit de charbon
	1224.50	4884		3.28		
	1224.70	4884		3.12		
	1224.90	5164		3.26		
	1225.40	5164		3.08		
	1225.50	4884		3.21		
	1225.70	5164		3.19		
	1225.90	5164		3.40		
	1226.30	5080		2.52		
	1226.40	5081		2.93		
	1226.50	5122		3.35		
	1226.70	4961		2.20		Présence de lit de charbon
	1226.90	4961		3.22		
	1227.40	5294		3.08		
	1227.55	5294		2.93		
	1227.69	5081		2.69		
	1227.83	4922		2.80		
	1228.07	5164		2.74		
	1228.26	5164		3.13		
	1228.44	5081		2.94		
	1228.65	5081		2.62		
	1228.69	5385		3.49		
	1228.97	5081		2.99		
130	1229.28	4884		3.19		
	1229.41	4884		3.19		
	1229.65	5081		3.34		
	1229.88	5081		3.43		
	1230.06	4701		3.28		
	1230.40	4701		3.57		
	1230.56	4294		3.23		
	1230.75	5526		3.48		
	1230.95	4884		3.16		
	1231.35	4884		3.20		
	1231.62	6702		3.70		
	1231.74	6117		3.92		
	1231.86	6176		3.80		
	1231.98	6702		4.00		
	1232.10	5122		3.95		
131	1232.22	5780		3.79		
	1232.34	5575		3.98		
	1232.46	5526		3.99		
	1232.58	5294		3.93		
	1232.70	5526		4.16		

	1232.82	5676		3.53		
	1232.94	4228		3.79		
	1233.06	4701		4.23		
	1233.18	5250		4.06		
	1233.30	5081		3.85		
	1233.42	4468		3.80		
	1233.54	5164		3.97		
	1233.66	4737		4.36		
	1233.78	4701		4.18		
	1233.90	4667		4.09		
	1234.02	3772		3.99		
	1234.14	4701		3.31		
	1234.26	5294		3.28		
	1234.38	5250		3.35		
	1234.50	4200				
132	1234.58	4565		4.51		
	1234.68	4345		4.65		
	1234.78	4228		5.70		
	1234.88	4286		5.38		
	1234.98	3841		4.91		
	1235.08	3333		5.01		
	1235.18	2877		7.24		
	1235.28			5.08		
	1235.38	3728		4.79		
	1235.48	3865		3.95		
	1235.58	4532		4.05		
	1235.68	4345		3.71		
	1235.78	2614		4.03		
	1235.88	2325		4.49		
	1235.98	3962		4.01		
	1236.08	3750		4.26		
	1236.18	3818		5.23		
	1236.28	4565		4.83		
	1236.38	3728		3.45		
	1236.48	4532		4.09		
	1236.58	4532		4.25		
	1236.68	4091		4.07		
	1236.78	5294		4.24		
	1236.88	4884		4.56		
	1236.98	5081		4.32		
	1237.08	4375		4.32		
	1237.18	4345		3.22		
	1237.28	5081		4.22		

	1237.38	4701		3.58		
	1237.48	4200		4.26		
	1237.58	2530		4.12		
	1237.68	4375		4.38		
	1237.78	4884		4.52		
	1237.88	5081		3.50		
	1237.98	5081		4.04		
	1238.08	5294				
133	1238.93	4667		4.12		
	1239.08	4667		3.92		
	1239.23	5040		3.72		
	1239.38	3889		3.31		
	1239.53	3913		3.43		
	1239.68	4345		4.01		
	1239.83	4599		4.29		
	1239.98	4532		4.14		
	1240.13	4345		4.94		
	1240.28	4345		6.15		
	1240.43	4701		4.86		
	1240.58	4345		4.95		
	1240.73	4532		4.33		
	1240.88	4701		5.39		
	1241.03	4345		4.90		
	1241.18	4065		4.68		
	1241.33	4345		5.33		
	1241.48	4737		5.25		
	1241.63	5294		5.55		Niveaux cimentés par la sidérite
	1241.78	4846		5.42		
	1241.93	4884		5.82		
	1242.08	5081		5.40		
	1242.23	5122		5.61		
	1242.38	4667		5.96		
	1242.53	4599		4.68		
134	1242.56	4345				
	1242.60	2291		4.23		
	1242.70	2903		4.47		
	1242.80	3728		4.29		
	1242.90	3481		4.77		
	1243.00	3706		3.57		
	1243.10	4884		5.22		
	1243.20	4667		3.76		
	1243.30	5081		4.62		
	1243.40	4701		4.37		
	1243.50	4599		4.86		

	1243.60	4532		5.03		
	1243.70	4375		5.15		
	1243.80	4565		5.32		
	1243.90	4500		5.74		
	1244.00	4565		6.15		
	1244.10	4565		5.18		
	1244.20	4375		5.56		
	1244.30	4315		5.17		
	1244.40	4701		4.90		
	1244.50	4884		6.74		
	1244.60	3938		3.61		
	1244.70	4884		5.03		
	1244.80	4468		4.61		
	1244.90	4884		5.50		
	1245.00	4884		4.57		
	1245.10	4884		5.67		
	1245.20	5081		4.71		
	1245.30	5385		4.54		
	1245.40	5081		5.56		
	1245.50	5081		5.40		
	1245.60	4884		5.72		
	1245.70	4884		4.40		
	1245.80	4884		4.24		
	1245.90	4406		3.75		
	1246.00	4884		4.43		
	1246.10	4172		3.41		
	1246.57	2107		3.88		
	1246.67	3684		4.00		
	1246.77	4884		4.42		
	1246.87	5081		4.47		
	1246.97	4884		4.26		
	1247.07	4884		4.17		
	1247.17	3298		4.55		
	1247.27	4200		4.06		
135	1247.37	3316		3.88		
	1247.47	4884		3.77		
	1247.57	3772		4.20		
	1247.67	4701		4.41		
	1247.77	2386		4.45		
	1247.87	3369		4.33		
	1247.97	3663		4.01		
	1248.07	2540		5.05		
	1248.17	4776		3.85		

	1248.27	3743		4.36		
	1248.37	4776		4.86		
	1248.47	4961		4.22		
	1248.57	2977		4.28		
	1248.67	5378		4.39		
	1248.77	5161		5.68		
	1248.87	5161		4.67		
	1248.97	4103		4.45		
	1249.07	2327		3.08		
	1249.17	4295		2.26		
	1249.27	2336		2.77		
	1249.37	2327		4.05		
	1249.47	4129		3.59		
137	1253.40	4884		2.33		
	1253.50	4228		1.63		
	1253.60	3889		0.64		
	1253.70	4599		1.59		
	1253.80	5250		1.88		
	1253.90	5294		1.77		
	1254.00	5294		2.11		
	1254.10	5294		2.35		
	1254.20	796		2.61		Charbon fracturé (fracture remplies par la sidérite)
	1254.30	717		2.15		
	1254.40	716		1.98		
	1254.50	285		2.20		
	1254.60	3865		2.33		
	1254.70	4065		1.77		
	1254.80	3539		1.01		
	1254.90	351		0.25		
	1255.00	610		0.27		
	1255.10	4737		0.28		
	1255.20	4884		0.34		
	1255.30	2395		0.37		
	1255.40					
138	1257.80	1667		0.37		
	1257.92	1595		0.64		
	1258.04	1268		0.53		
	1258.74	1816		3.04		
	1258.85	3621		2.78		
	1258.97	2551		3.16		
	1259.09	1662		3.36		
	1259.21	4884		3.72		
	1259.40	5339		5.59		
	1259.49	5575		3.71		

	1259.64	5250		3.63		
	1259.74	5040		3.18		
	1259.87	5250		3.59		
	1260.00	5250		4.19		
	1260.10	5040		4.13		
	1260.19	4922		3.91		
	1260.23	5294		4.23		
	1260.33	5250		5.06		
	1260.43	5478		5.33		
	1260.53	4809		5.23		
	1260.63	4500		5.35		
	1260.68	5478		4.52		
	1260.78	6000		5.72		
	1260.74	5478		4.82		
	1260.86	7159		4.94		
	1261.00	7079		4.38		
	1261.10	6702				
	1262.00	7241				
	1262.12	7500				
	1262.24	4884				
	1262.38	6702				
	1262.52	7412				
139	1261.97	5294	2188	3.74		
	1262.07	5294	2188	3.51		
	1262.22	5575	2386	3.43		
	1262.37	5294	3166	3.58		
	1262.52	5250	2800	3.44		
	1262.62	5339	3166	3.62		
	1262.72	5294	3119	3.47		
	1262.82	5575	2360	3.39		
	1263.12	5294	1780	3.43		
	1263.22	5207	2864	3.38		
	1263.32	5294	2165	4.10		
	1263.42	5339	2986	3.45		
	1263.52	5294	3073	3.57		
	1263.62	5081	2234	3.78		
	1263.67	5207	2751	3.55		
	1263.77	5081	2258	3.72		
	1263.87	5294	2019	3.77		
	1264.07	4846	2100	3.62		
	1264.17	5250	2250	3.72		
	1264.27	5081	2234	4.04		
	1264.42	5081	2039	3.62		
	1264.57	5250	1909	3.17		
	1264.72	3728		4.47		

	1264.87	5294	2716	4.24		
	1264.97	5081	3150	3.54		
	1265.07	5250	2308	3.14		
	1265.22	4065	4065	2.94		
	1265.32	3728	4065	0.85		
	1265.42	4468	2258	1.89		
	1265.52	3462	1482	1.38		
	1265.60	2136	1109	1.70		
	1265.80	1135	840	0.27		
	1265.90	914	717	0.35		
	1266.00	3182	1529	0.34		
	1266.10	1632	926	0.42		
	1266.20	1105	922			
141	1268.72	5164	1981	2.45		
	1268.82	5294	2100	2.29		
	1268.97	5250	2520	2.33		
	1269.07	5526	2143	2.40		
	1269.17	5250	1795	2.53		
	1269.27	5207	2308	2.57		
	1269.37	5294	2283	2.54		
	1269.47	5250	2234	2.43		
	1269.57	5431	2258	2.67		
	1269.67	4846	2172	2.57		
	1269.77	4345	2143	2.22		
	1269.97	4532	1826	1.67		
	1270.17	4632	1944	0.94		
	1270.22	4701	1944	2.35		
	1270.30	4145	1915	1.37		
	1270.43	4228	1765	0.71		
	1270.53	5122	1826	2.48		
	1270.60	4884	2143	2.58		
	1270.70	3962	1583	0.52		
	1270.85	3088	1963	1.22		
	1270.95	3750	1770	0.42		
	1271.05	3088	1963	0.31		
	1271.15	3088	1963	0.28		
	1271.25	4667	2414	0.25		
	1271.35	4701	2299	1.01		
	1271.45	4200	1649	1.68		
	1271.55	991	732	2.07		
	1271.65	1831	1340	3.17		
	1271.75	995	840	3.28		
	1271.85	861	596			

	1271.95	776	624			
	1272.05	1014	677			
	1272.15	686	686			
	1272.45	3913	1671			
	1272.50					
	1272.60	3500	1921			
	1272.70	4884	2540			
	1272.80	5081	2692			
142	1272.85	4846	2551	4.43		
	1272.95	4884	2751	3.55		
	1273.15	5164	2520	4.91		
	1273.25	5081	2716	4.30		
	1273.45	5164	2614	4.21		
	1273.65	5207	2788	3.64		
	1273.75	5250	2716	3.85		
	1273.85	4737	2739	4.31		
	1274.15	5164	2432	4.34		
	1274.35	4884	2432	3.75		
	1274.45	5040	2306	4.34		
	1274.60	5000	2603	3.58		
	1274.80	5294	2864	4.18		
	1274.90	5122	2471	4.28		
	1275.00	4922	2692	4.48		
	1275.10	5081	2490	4.21		
	1275.20	5122	2669	4.51		
	1275.50	5294	2788	4.06		
	1275.60	5526	2986	3.92		
	1275.70	5250	2716	4.66		
	1275.80	5081	2681	3.37		
	1275.90	5000	2838	4.29		
	1276.00	5294	2739	4.06		
	1276.10	5164	2614	4.53		
	1276.20	5526	2751	5.30		
	1276.30	5040	2716	4.32		
	1276.50	5207	2903	5.51		
	1276.60	5294	2165	5.34		
	1276.75	5122	2180			
	1276.85	5122	2727			
	1277.00	5081	2716			
	1277.07	5394	2716			
143	1277.12	4884	2226	3.54		
	1277.27	5081	2039	2.95		
	1277.37	4884	2226	3.56		

	1277.47	5000	2704	3.53		
	1277.57	5250	2234	4.28		
	1277.67	4884	2800	3.29		
	1277.77	4961	2903	3.05		
	1277.87	5294	1903	2.99		
	1277.97	5122	2100	3.52		
	1278.07	5294	2986	4.11		
	1278.17	4884	2121	3.67		
	1278.27	4565	1944	3.82		
	1278.37	4884	2121	3.65		
	1278.47	5081	2039	3.96		
	1278.52	4701	1963	3.82		
	1278.62	4500	1981	3.22		
	1278.72	4375	2019	3.42		
	1278.82	4599	2000	3.79		
	1278.92	4599	2751	4.49		
	1279.02	4665	2414	3.14		
	1279.12	4118	1732	3.83		
	1279.22	4375	1765	4.48		
	1279.42	4145	1944	3.95		
	1279.52	4200	1909	4.40		
	1279.62	4375	1981	4.13		
	1279.67	4013	1927	5.84		
	1279.82	4145	2019	4.73		
	1279.95	4145	1811	4.64		
	1280.10	4200	1981	5.18		
	1280.20	4701	2283	5.42		
	1280.30	4375	2019	5.05		
	1280.40	4345	2039	4.45		
	1280.50	4565	2000	4.42		
	1280.60	4345	1909	4.75		
	1280.70	4532	1963	6.37		
	1280.80	4701	2414			
	1280.90	4701	2432			
	1281.00	4701	2432			
	1281.10	4406	2520	4.53		
	1281.20	4375	2490	4.42		
	1281.30	4228	2490	4.29		
	1281.40	4065	2461	4.28		
144	1281.50	4228	2480	4.09		
	1281.60	4500	2530	5.15		
	1281.65	4406	2716	5.03		
	1281.75	4565	2825	4.83		
	1281.85	4375	2788	4.74		

	1281.95	4200	2825	3.57		
	1282.00	4345	2386	3.74		
	1282.05	4257	2813	3.75		
	1282.15	4375	2788	3.77		
	1282.25	4532	2751	3.93		
	1282.35	4375	2490	3.69		
	1282.45	4532	2864	3.69		
	1282.55	4532	2944	3.96		
	1282.65	4532	2944	3.76		
	1282.75	4884	1981	3.65		
	1282.80	5081	2100	3.62		
	1283.00	5478	2788	3.30		
	1283.10	5164	2551	3.27		
	1283.20	5081	2432	2.38		
	1283.30	5478	2234	2.24		
	1283.40	5526	2143	2.58		
	1283.50	5040	2039	2.25		
	1283.60	4884	2751	2.07		
	1283.70	5294	2165	2.74		
	1283.80	4884	2490	2.76		
	1283.85	4701	2432	2.78		
	1283.95	4701	2751	3.02		
	1284.05	5833	2647	2.65		
	1284.15	5081	2100	0.89		
	1284.25	4884		0.66		
	1284.35	3706	1842	0.54		
	1284.45	4468	1548	0.50		
	1284.55	4565	2059	0.53		
	1284.80	2751	1927	0.60		
145	1284.80	832	505			
	1284.90	5250	2986	0.56		
	1285.00	4884	2636	0.34		
	1285.10	974	696	0.34		
	1285.30	832	505	2.31		
	1285.50	1654	1086	0.30		
	1285.60	3706	1698	0.31		
	1285.70	3841	1548	0.35		
	1285.80	974	696	0.36		
	1285.90	864	529	0.32		
	1286.00	809	622	0.32		
	1286.10	832	505	0.27		
	1286.20	774	589	0.59		
	1286.30	1731	939	0.20		

	1286.80	1731	939	3.57		
	1286.90	1731	939	3.24		
	1287.00	3621	1944	3.47		
	1287.05	3642	2000	3.18		
	1287.10	5943	3264	3.86		
	1287.15	5727	3264	3.92		
	1287.25	5727	3073	3.65		
	1287.35	5727	3264	3.59		
	1287.45	5727	2903	3.78		
	1287.55	3706	2308	3.05		
	1287.65	3462	2188	3.19		
	1287.75	3316	2100	3.21		
	1287.85	3424	2258	4.02		
	1287.95	3539	2308	3.46		
	1288.10	3405	2188	3.69		
	1288.15	2813	1826	2.51		
	1288.25	3073	2059	2.65		
	1288.35	3088	2234	3.05		
	1288.45	3706	2308	3.20		
	1288.55	3500	2258	2.98		
	1288.65	4013	2490	3.07		
	1288.75	3621	2432	3.46		
	1288.85	3684	1816	3.12		
	1288.95	3443	2520	2.96		
	1289.05	3889	2308	3.55		
	1289.15	3962	2386	3.27		
	1289.25	4200	1892	3.21		
	1289.35	4884	2636	3.04		
	1289.45	3818	2072	3.28		
146	1289.55	3663	2100	3.42		
	1289.65	3298	1533	3.47		
	1289.75	3387	2066	3.49		
	1289.85	4667	2066	2.91		
	1289.95	5250	2614	2.81		
	1290.05	5207	2414	2.52		
	1290.15	5385	2121	2.65		
	1290.25	3264	2218	3.16		
	1290.35	3663	2059	3.36		
	1290.45	3166	1892	3.40		
	1290.55	3559	1944	3.47		
	1290.65	3264	3264	3.57		
	1290.75	3621	1944	3.44		
	1290.85	3214	2059	3.32		
	1290.95	3520	1624	3.48		

	1291.05	3841	1875	3.51		
	1291.15	3621	1826	2.76		
	1291.25	3462	2019	3.01		
	1291.35	3247	1875	2.86		
	1291.45	3520	2000	2.85		
	1291.55	3166	1607	3.31		
	1291.65	3351	2165	2.91		
	1291.75	3369	1944	3.18		
	1291.85	3520	2019	3.35		
	1291.95	3621	1963	3.46		
147	1292.20	3520	2250	4.38		
	1292.30	3247	2360	3.57		
	1292.40	3088	2203	3.70		
	1292.50	3014	2066	4.06		
	1292.60	3166	2107	4.09		
	1292.70	3166	2143	4.45		
	1292.80	3166	2045	4.62		
	1292.90	3088	2079	4.31		
	1293.00	3166	2172	3.92		
	1293.10	3088	2128	3.54		
	1293.20	3088	2128	3.36		
	1293.30	3014	2242	3.87		
	1293.40	3247	2180	3.65		
	1293.50	3073	2180	3.94		
	1293.60	3333	2368	4.15		
	1293.70	3247	2026	4.31		
	1293.80	3387	2066	4.34		
	1293.90	3889	2368	3.92		
	1294.00	3728	2395	5.40		
	1294.10	3387	2461	5.15		
	1294.20	3333	2342	3.11		
	1294.30	3500	2308	3.46		
	1294.40	4013	2266	3.25		
	1294.50	3539	1981	3.07		
	1294.60	3772	2019	2.71		
	1294.70	3684	2195	3.00		
	1294.80	2510	1963	3.57		
	1294.90	4315	2520	3.32		
	1295.00	3706	2218	3.13		
	1295.10	3621	2000	3.59		
	1295.20	3405	2165	3.23		
	1295.30	3198	2066	2.92		
	1295.40	3351	2165	3.13		

	1295.55	2739	2026	2.97		
	1295.60	3600	2150	3.46		
	1295.70	3333	2039	2.66		
	1295.80	3231	2019	3.14		
	1295.90	3088	2100	3.21		
	1296.00	3520	1987			
148	1296.17	3684	2013	6.00		
	1296.18	3600	1938	5.54		
	1296.42	3424	2079	5.28		
	1296.60	3728	2000	3.34		
	1296.72	3264	1869	4.58		
	1296.92	3264	1842	4.05		
	1297.07	3520	1869	3.80		
	1297.27	3231	1826	4.05		
	1297.39	3772	1944	4.48		
	1297.57	3247	1790	3.96		
	1297.81	3520	1837	4.14		
	1297.91	3333	1909	4.96		
	1297.97	3231	1921	3.92		
	1298.11	3247	1794	3.86		
	1298.41	2986	1745	4.06		
	1298.71	3247	1790	4.80		
	1299.02	3214	1795	4.22		
	1299.22	3166	1721	4.53		
	1299.42	3043	1689	4.70		
	1299.52	3043	1721	4.89		
	1299.62	2692	1486	4.30		
	1299.72	3014	1579			
149	1299.78	2890	1645	3.87		
	1299.88	2692	1563	3.54		
	1300.00	3481	1745	3.66		
	1300.09	4884	2500	3.66		
	1300.16	3642	2079	5.14		
	1300.28	3559	2308	4.78		
	1300.38	3166	2266	5.46		
	1300.48	3987	2368	4.17		
	1300.63	3029	2100	2.63		
	1300.89	3462	1975	4.02		
	1301.19	3014	1869	3.72		
	1301.29	3462	1963	4.49		
	1301.34	3369	1981	4.08		
	1301.53	3231	1853	3.55		
	1301.64	3247	2107	4.15		

	1301.70	3351	1903	3.35		
	1301.77	3119	1853	3.81		
	1302.21	3387	2026	3.29		
	1302.41	3166	1892	3.47		
	1302.61	3214	1869	3.66		
	1302.68	3500	1957	4.15		
	1302.74	3264	1975	3.89		
	1302.86	3351	2100	4.05		
	1302.98	3231	2039	4.47		
	1303.18	3663	2143	4.43		
	1303.37	3663	2079	4.22		
	1303.49	3481	1963	5.12		
	1303.59	3247	1903	5.86		
	1303.71	3405	2128	3.45		
	1303.78	3987	2203	3.55		
	1303.88	3443	1969	3.74		
	1304.02	3462	1987	3.67		
	1304.20	3443	1938	3.13		
	1304.43	3706	2490	4.15		
	1304.53	3316	2093	3.68		
	1304.70	3443	2150	3.74		
	1304.80	3539	2342	3.38		
	1304.85	3938	2308	3.25		
150	1304.90	4013	2551	3.39		
	1305.00	3424	2316	3.71		
	1305.05	3987	2471	3.67		
	1305.10	3728	2432	3.48		
	1305.20	3642	2386	3.63		
	1305.30	3443	2291	3.69		
	1305.65	3539	2423	3.50		
	1305.75	3443	2234	3.16		
	1305.85	3424	2308	3.52		
	1305.95	3728	2451	3.42		
	1306.04	3600	1938			

Résumé

Le Bassin Houiller Lorrain est un bassin d'âge Carbonifère supérieur dont les couches de charbons ont longtemps été exploitées par galeries souterraines. Ces exploitations furent ponctuées par des accidents mortels liés aux explosions de méthane contenu dans celles-ci. Aujourd'hui, ce méthane et bien d'autres gaz trouvés dans ces couches pourraient être des ressources stratégiques car leur exploitation permettrait de réduire l'empreinte carbone liée aux importations de gaz en France tout en renforçant son mixte énergétique. Le projet REGALOR, porté par la Française De L'Energie (FDE), l'université de Lorraine et la région Grand-Est a pour objectif la réévaluation de ces ressources gazières. Cette réévaluation est nécessaire pour contraindre les paramètres géologiques tels que l'évolution de la déformation tectonique dans le bassin, la nature pétrographique des formations détritiques du Westphalien et du Stéphanien, leur histoire diagenétique et leurs propriétés pétrophysiques, qui sont des éléments essentiels pour comprendre le système de ressource en place. Dans ce cadre, des données géophysiques (sismique et gravimétrie) et des données de forages (carottes, diagraphies, et imagerie acoustique) ont été mise à disposition et les résultats de cette thèse apportent des nouvelles connaissances sur la structuration du socle sous le bassin et son contrôle sur les variations d'épaisseurs totale, sur l'évolution tectono-sédimentaire du pli d'Alsting, sur la nature des roches sources potentielles d'hydrogène, sur les propriétés pétrophysiques des principales roches réservoirs et des roches couvertures identifiées dans les formations du Westphalien et du Stéphanien, et enfin sur l'origine des fluides diagenétiques, leur conditions de circulation et de précipitation dans la matrice et dans les fractures.

Mots-clés : Bassin Houiller de Lorraine (BHL) ; structure du socle et du bassin ; formation du pli d'Alsting ; pétrographie et propriétés pétrophysiques ; caractérisation des fractures sur carottes ; modèle de circulation de fluides.

Abstract

The Lorraine Coal Basin is an Upper Carboniferous basin whose coal seams have long been mined through underground tunnels. These mining operations were punctuated by fatal accidents linked to coal seams methane explosions. Today, this methane and the other gas found in these coal seams could be strategic resources as their exploitation would reduce France's gas import carbon footprint while strengthening its energy mix as well. The REGALOR project, led by la Française De L'Energie (FDE), the University of Lorraine and the Grand-Est region, aims to reassess these resources. This reassessment is necessary to constrain geological elements such as tectonic deformation evolution in the basin, the petrography of the Westphalian and Stephanian detrital formations, their diagenetic history and their petrophysical properties, which are essential to understand the resource system in place. In this context, geophysical (seismic and gravity) and boreholes data (cores, logs, and acoustic imaging) have been made available and the results of this thesis provide new insights into the basement structuration and its role in the total thickness variation of the basin, on the tectono-sedimentary evolution of the Alsting fold, on the identification of the potential source rock of hydrogen, on the petrophysical properties of the principal reservoir rocks identified in the Westphalian and Stephanian formations, and finally on the origin of diagenetic fluids, their circulation and precipitation conditions in the matrix and fractures.

Keywords: Lorraine Coal Basin; basement and basin structure; Alsting fold formation; petrography and petrophysical properties; Fracture characterisation on core samples; Fluid circulation model.