Société Géologique du Nord

ANNALES

Tome XXXII (2e série)
2025

Ce tome 32 des Annales de la SGN bénéficie d'aides financières de l'Université de Lille, du Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG - UMR 8187 Univ. Lille-CNRS-Univ. Littoral Côte d'Opale), du laboratoire Evo-Eco-Paléo (EEP - UMR 8198 Univ. Lille-CNRS), du Laboratoire de Génie Civil et géo-Environnement (LGCgE - Univ. Lille, IMT-Lille-Douai, Yncrea Hauts de France) et de l'Unité Matériaux et Transformations (UMET - UMR 8207 CNRS-Univ. Lille), du centre de recherche HALMA (Univ. Lille, CNRS,MC, UMR 8164 HALMA) et le Laboratoire de Spectroscopie pour les Interactions, la Réactivité et l'Environnement (LASIRE – UMR 8516)

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

CONSEIL D'ADMINISTRATION
2023 - 2025

Présidente d'honneur ..... † Denise BRICE
Président d'honneur ..... Francis ROBASZYNSKI
Président et directeur de la publication ..... Benoît PONCELET
Vice-président ..... Hervé COULON
Secrétaire ..... Christine MARECHAL
Trésorier ..... Jean-Pierre NICOLLIN
Conseillères ..... Jessie CUVELIER
..... Christine IMBENOTTE
Conseillers ..... Justin LECOMTE
Jean-Yves REYNAUD
André STYZA
Didier TORZ
Alain TRENTESAUX

Autres fonctions bénévoles

Directeur ..... Francis MEILLIEZ
Archiviste-Bibliothécaire ..... Jessie CUVELIER
Rédacteur en chef ..... Nicolas TRIBOVILLARD
Rédacteur en chef ajdoint ..... Didier TORZ
Communication-webmaster ..... Benoît CRÉPIN
Coordinatrice du Comité de médiation scientifique ..... Renée DUCHEMIN
Comité éditorial ..... Danielle DECROUEZ, Marie GENGE, Marie-France LEGRAND, Nadine SARRAZIN et Gérard DELFOLIE
Gestion de l'agenda ..... Antoine BONNIÈRE
Inscriptions aux activités ..... Arnaud BAK

CONSEIL SCIENTIFIQUE ET ÉDITORIAL
2023 - 2025

Tectonique ..... Olivier AVERBUCH (Université de Lille, Villeneuve d'Ascq)
Magmatisme - Métamorphisme ..... Pierre BARBEY (CRPG, Nancy)
Paléontologie .....
Directrice scientifique ..... Danielle DECROUEZ (Haute-Savoie)
Géoarchéologie ..... Laurent DESCHODT (INRAP, Villeneuve d'Ascq)
Géopatrimoine ..... Patrick DE WEVER (MNHN, Paris)
Stratigraphie (Méso-Cénozoïque) ..... Christian DUPUIS (Université de Mons, Belgique)
Géologie appliquée ..... Jean-Louis DURVILLE (CFGI)
Géologie sédimentaire ..... Éric GOEMAERE (IRSN, Bruxelles)
Géophysique ..... Franck HANOT (CDP-Consulting, Chanzy)
Histoire des Sciences ..... Philippe LE VIGOUROUX (Paris)
Hydrogéologie ..... Barbara LOUCHE (Université d'Artois, Lens)
Stratigraphie (Paléozoïque) ..... Elise NARDIN (CNRS, Toulouse)
Rédacteur en chef ..... Didier TORZ (SGN, Villeneuve d'Ascq)

LISTE DES RAPPORTEURS DES ARTICLES DU TOME XXXII

Olivier AVERBUCH (maître de conférences, Université de Lille)
François BAUDIN (professeur, Sorbonne Université, Paris)
Claire BOSSENNEC (maîtresse de conférences, Université de Lille)
Jean-François DECONINCK (Professeur émérite, Université de Bourgogne Europe)
Fabien GRAVELEAU (maître de conférences, Université de Lille)
François GUILLOT (enseignant retraité, chercheur rattaché au Laboratoire d'Océanologie et géosciences, Université de Lille)
Romain JATTIOT (chercheur CNRS, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris)
Francis ROBASZYNSKI (professeur honoraire, Polytech'Mons, Belgique)
Nicolas TRIBOVILLARD (professeur, Université de Lille)

Sans oublier les personnes qui ont choisi l'anonymat, que nous remercions tout aussi chaleureusement.

ANNALES
DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Université de Lille – Cité scientifique, Bâtiment SN5 (Sciences de la Terre), 59655 Villeneuve d'Ascq cedex
Tél. 03 20 33 70 47 (secrétaire), Site Web : http://sgn.univ-lille.fr, email du président : bponcelet@caue-nord.com,
email de la secrétaire : chrisel@wanadoo.fr, email du rédacteur en chef : nicolas.tribovillard@univ-lille.fr

LE MOT DE LA RÉDACTION

La rédaction

Cette année, la "livraison 2025" des *Annales* de la Société géologique du Nord, c'est-à-dire le tome XXXII, compte quelques nouveautés. Nous retrouverons bien sûr les articles auxquelles les lecteurs sont habitués ; simultanément, quelques rubriques nouvelles surgissent. Il peut être constaté en furetant sur les sites Internet recensant les travaux scientifiques et en en observant les chroniques de consultation, qu'il y a une véritable appétence pour deux objets particuliers : les livrets-guides d'excursion et, plus largement, les documents pédagogiques. Les livrets-guides ne se périment pas facilement, car ils contiennent des données factuelles, le plus souvent observables (parfois, les affleurements disparaissent, alors que les livrets-guides perdurent) et ils sont donc consultés à travers les années et sont même parfois cités dans la bibliographie des articles scientifiques. Nous souhaitons donc donner aux livrets-guides la place qu'ils méritent dans des publications telles que les *Annales* de la SGN, bien adaptées à ce genre de documents.

Par ailleurs, les documents pédagogiques rédigés en français trouvent leur lectorat dans les pays francophones, la preuve s'en fait en consultant un site comme Research Gate. Les livres sont chers, même si les éditeurs scientifiques français font de gros efforts pour mettre en vente des ouvrages à un prix abordable. C'est encore plus vrai si on regarde la diffusion scientifique hors de nos frontières, en restant au sein de la Francophonie. Nous pensons que c'est faire œuvre utile que de mettre gratuitement à la disposition du plus grand nombre des documents pédagogiques pouvant circuler en étant libres de droit, au sein de la Francophonie et, pourquoi pas, au-delà. Nous invitons donc les membres de la Société géologique du Nord et, plus largement, les lecteurs des *Annales*, et, encore plus largement, les sympathisants de la Société géologique du Nord et des géosciences à fournir livrets-guides et autres documents pédagogiques. Nous attirons toutefois l'attention des auteurs potentiels sur le fait que les copyrights et autres droits d'auteur doivent être respectés, en particulier en ce qui relève des illustrations (photos, dessins, figures, cartes, etc.). Il s'agit de ne pas contrevenir aux règles en la matière.

Enfin, nous souhaitons ouvrir nos colonnes aux documents scientifiques diffusés dans les colloques. Les laboratoires qui soutiennent les *Annales* organisent régulièrement des réunions scientifiques sur des thématiques qui sont compatibles avec les intérêts des lecteurs des *Annales*. Pourtant, les résumés des présentations dans les congrès n'ont qu'une espérance de vie relativement brève dans la course éperdue à la publication (on trouvera toujours des exceptions…). Nous souhaitons donner une seconde vie à ces résumés, en les acceptant dans les *Annales* (sous réserve de conformité à la ligne éditoriale).

Pour finir, le lecteur constatera que le tome XXXII voit ainsi apparaître quelques documents correspondant aux descriptions ci-dessus. Il s'agit en quelque sorte "d'amorcer la pompe" en espérant donner envie à d'autres personnes de nous emboîter le pas.

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 5-10, 2025

LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD IL Y A 50 ANS. TOME XCV (95) DES ANNALES (1975)

Jessie Cuvelier

CNRS, Université de Lille, Faculté des sciences et technologies, F-59655 Villeneuve d'Ascq CEDEX
jessie.cuvelier@univ-lille.fr

Francis Meilliez

Université de Lille, Faculté des sciences et technologies, UMR 8187 LOG/CNRS/ULCO, F-59655 Villeneuve d'Ascq CEDEX
francis.meilliez@univ-lille.fr

INTRODUCTION

Depuis plusieurs années, nous sommes confrontés à des phénomènes climatiques et géologiques exceptionnels, toujours plus fréquents. Depuis le début de cette année 2025, les médias ont diffusé des images de glissements de terrains dans les Alpes en avril (et même plus près de chez nous, à Ault, le 7 janvier) ; des crues torrentielles en Maurienne fin juin ; dès le printemps, des épisodes de canicules ; et maintenant, cet été, des feux de forêts autour de Narbonne ainsi qu'en Bretagne touchant la forêt de Brocéliande. En raison du changement climatique, ces évènements vont forcément s'intensifier et se multiplier à l'avenir, occasionnant des victimes et des dégâts matériels de plus en plus importants, captant l'attention des médias. Il y a 50 ans, la région connaît un phénomène inhabituel et spectaculaire qui fait 5 morts et 4 blessés graves : une nuée ardente !

Dans la nuit du 25 au 26 août 1975, une puissante explosion se produit sur le terril de Calonne-Ricouart (arrondissement de Béthune), situé à proximité de la cité de la fosse n° 6 de l'ancienne compagnie des mines de Marles. Des milliers de mètres cubes de schistes et de cendres recouvrent la cité minière et ses habitations dont certaines sont en partie détruites (Fig. 1). Les autorités suspectent les fortes précipitations qui auraient provoqué le contact d'une poche de gaz avec l'air ambiant (Webographie : Explosion d'un terril à Calonne-Ricouart). Pourtant, cet accident est dû à une exploitation sauvage du schiste, rouge en l'occurrence, à des fins d'utilisation en couverture d'allées. À une époque où ce genre de trafic n'était pas contrôlé, certains allaient récupérer tantôt du schiste rouge, tantôt des grès noirs pour empierrement, tantôt même quelques gaillettes oubliées. Le problème est que si aucune tache rouge ne le trahit en surface, il n'est guère possible de repérer la progression d'une combustion souterraine. Là où celle-ci est active, la température peut permettre à des cailloux en contact serré de se souder entre eux (température de l'ordre de 700 à 800 °C). De telles poches de combustion peuvent se trouver occluses

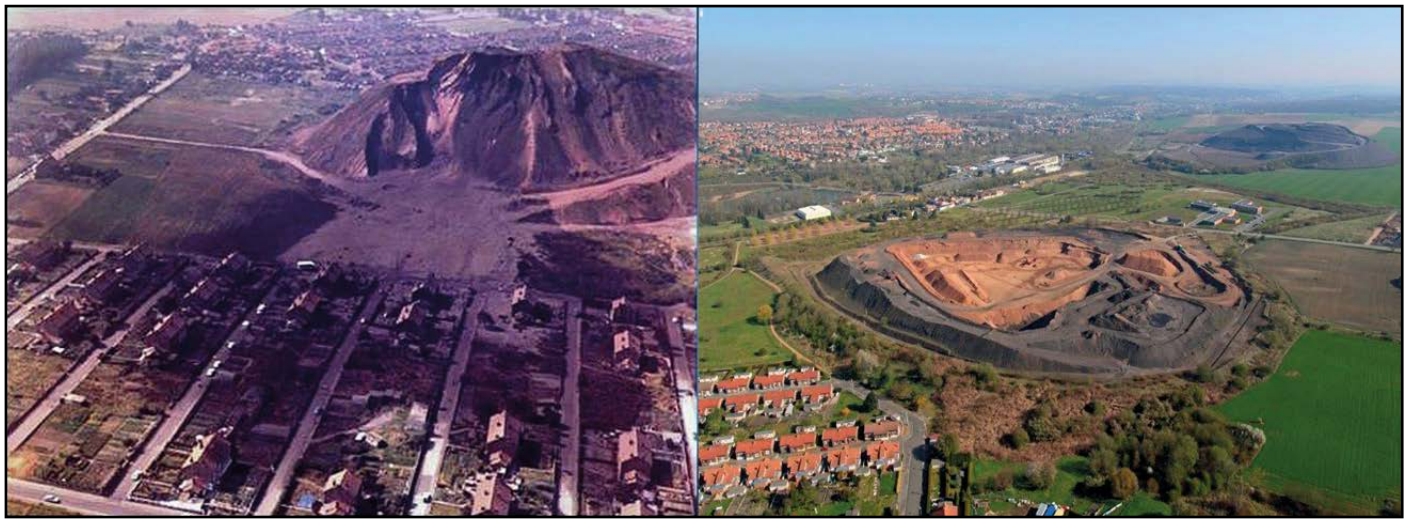


Fig. 1. Vue aérienne du terril T15 de Calonne-Ricouart. À gauche, site après l'explosion du 25-26 août 1975 (Photographie issue de la publication Facebook de Frédéric Horen sur l'explosion de la Fosse n° 6 de Calonne-Ricouart). À droite, terril lors de son exploitation par la Société « Schistes du Nord » (Photo E. Budzik). À l'origine, le terril atteignait 80 m de haut. La cité minière endommagée (Quennehem) se situait sur le versant (rive droite) incliné vers la Clarence, en contrebas du T15 ; elle n'a volontairement pas été reconstruite, pour garder la mémoire par un espace vert.
Fig 1. Aerial view of the T15 spoil heap in Calonne-Ricouart. On the left, site after the explosion of August 25-26, 1975 (Photo from Frédéric Horen's Facebook publication on the explosion of Pit No. 6 in Calonne-Ricouart). On the right, spoil heap during its exploitation by the "Schistes du Nord" company (Photo E. Budzik). Originally, the spoil heap reached 80 m in height. The damaged mining town (Quennehem) was located on the slope (right bank) sloping towards the Clarence, below T15; it was deliberately not rebuilt in order to preserve the memory through a green space.

quelques mètres sous la surface. Les témoignages recueillis ont conduit à imaginer que ceux qui ont entamé ce terril à la base ont, inconsciemment, libéré une poche de gaz sous pression, par effondrement du surplomb qu'ils avaient taillé. Les descriptions des effets sont telles que les géologues y voient une mini-nuée ardente. C'est le seul accident mortel lié à un terril dans le bassin du Nord-Pas-de-Calais.

Pourtant il y a 50 ans la Société Géologique du Nord ne mentionne pas cet évènement dans un article ou une note. Probablement les adhérents ont dû en discuter lors des séances organisées le 06 novembre et le 04 décembre mais il faudra attendre 44 ans avant que l'un des auteurs (F.M.) évoque le phénomène physique de la combustion des terrils dans un article (Budzik *et al.*, 2019). Cinq ans auparavant, le 12 avril 2014, les adhérents de la SGN ont pu déambuler sur le terril en question et celui de Marles-les-Mines lors d'une excursion organisée par Edmond Budzik, directeur de la Société « Schistes du Nord » (Maréchal *et al.*, 2014). Après les Charbonnages de France, cette société a produit, à partir de 2012, des schistes miniers pour les entreprises et les particuliers, utilisés en partie dans la constitution des chaussées et les remblais des routes. Elle a ainsi exploité le terril T15 de Calonne-Ricouart, modifiant profondément son aspect en une cinquantaine d'années (Fig. 1).

UNE « CRISE ÉCONOMIQUE INSOLITE » ET SES EFFETS DIFFÉRÉS

En 1975, le conseil d'administration de la SGN, identique à l'année précédente, nomme Jacques Paquet au siège de président. À cette époque, il est maître de conférences à l'Université des Sciences et Technologies de Lille et aussi co-auteur avec Jean Dercourt (1935-2019) d'un ouvrage d'enseignement en Sciences de la Terre, « *Géologie : objets et méthodes* », paru en 1974. Ce livre connaîtra 12 éditions successives jusqu'en 2006, devenant un manuel indispensable à tous les étudiants en géologie pendant plus de 30 ans.

Cette année-là, l'assemblée générale de la Société Géologique du Nord ainsi que les 7 séances ordinaires se sont tenues de préférence le premier jeudi de chaque mois, avec une longue interruption estivale entre le 16 juin et le 06 novembre. En plus de ces rencontres habituelles, la société a organisé, le 12 ou le 22 mai, une journée thématique sur la « *Rupture des roches et des massifs rocheux* » de laquelle a résulté le troisième fascicule des *Annales de la Société géologique du Nord*. Il y a sans doute une erreur dans les *Annales* puisque le 3e fascicule annonce que cette journée thématique s'est déroulée le 22 mai, cependant, dans le fascicule précédent, le président annonce une séance ordinaire le 22 et la séance spécialisée sur la rupture des roches le 12. En l'absence d'archives, il n'est pas possible de savoir quand finalement cette journée inhabituelle s'est déroulée, et aussi le lieu et la date de l'excursion organisée annuellement par la SGN. Comme l'année précédente, aucune information n'est évoquée dans les *Annales* à ce sujet. Finalement, a-t-elle eu lieu ?

En tout cas, il y a 50 ans, la SGN connaît à nouveau une augmentation des tarifs de l'abonnement aux *Annales*, pour atteindre une hausse de 100 % sur 4 ans, passant de 35 francs en 1971 à 70 francs en 1975 ! Le 1er choc pétrolier, survenu en 1973, pourrait expliquer en partie cette hausse : il a entrainé une inflation dans les années suivantes (13,7 % en 1974, 11,8 % en 1975 ; pour comparaison, l'inflation est de 2 % en 2024) (Webographie : Histoire de l'inflation en France depuis 1900), et par conséquent, une augmentation du prix des matières premières comme le papier. Cependant, Jean Bouvier, historien, qualifie cette crise d'insolite dans l'*Histoire économique et sociale de la France* (Bouvier, 1982) car le pouvoir d'achat est malgré tout maintenu, grâce à la revalorisation des salaires.

LES *ASGN*, AUSSI À « L'ÉPREUVE » : LES CONSÉQUENCES D'UNE DÉCISION NATIONALE

En fait, pendant que la France subit les conséquences du choc pétrolier, les *Annales de la Société Géologique du Nord* connaissent un tournant majeur dans leur modèle économique : cette année-là, le CNRS fait savoir à un certain nombre de revues dites « régionales » que la subvention annuelle de soutien ne sera plus versée. Pour pallier cette perte, augmenter l'abonnement à la revue est une solution de facilité, mais elle ne peut pas être viable sur le long terme.

Par ailleurs, dans son discours d'ouverture de présidence, Jacques Paquet, propose de solliciter le soutien financier de structures de proximité comme les laboratoires universitaires, les entreprises employant des géologues et les organismes publics en région. Pour cela, il préconise de maintenir une qualité élevée des publications via un comité de lecture transparent mais aussi en diminuant le délai de publication à 6 mois. Il conseille également d'organiser des séances spécialisées et d'inciter à publier ces communications thématiques dans les *Annales* ainsi qu'ouvrir les revues de la SGN aux notes volumineuses telles les thèses (Paquet, 1975), supposant que ces volumes pourront être financés par des contributions externes.

Néanmoins, Yvan Godfriaux, l'ancien président, voit en cette perte définitive de la subvention du CNRS (10 000 nouveaux francs, soit 9 165,30 euros 2025 d'après le convertisseur de l'INSEE) l'avantage de pouvoir publier n'importe quelle découverte, qu'elle soit nationale ou régionale, sans être contraint par « les géologues parisiens » (Godfriaux, 1975).

Ainsi, Jacques Paquet prévoit 2 journées spécialisées au cours de sa mandature, l'une sur la rupture des roches et des massifs rocheux en mai, et l'autre sur la plasticité des roches en novembre. En fait, à la fin de son mandat, seule la première journée sera réalisée. En revanche, concernant l'édition des

thèses, son idée se concrétisera à travers les *Publications de la Société géologique du Nord* parues entre 1977 et 2005.

Pourtant, oralement, Jacques Paquet exprimera une crainte qui s'est avérée juste : la disparition du soutien du CNRS a entraîné une perte de confiance vis-à-vis des *ASGN*. À plus long terme, l'intérêt pour les travaux de la SGN s'est étiolé, d'où la baisse des divers indicateurs mentionnés par Blieck *et al.* (2014) lors des années suivantes.

Malgré cela, depuis ces 50 dernières années, le conseil d'administration de la SGN a su modifier le modèle économique et la politique éditoriale des *Annales de la Société géologique du Nord* afin que cette revue scientifique soit toujours attractive dans le domaine des géosciences.

DE LA SCIENCE DANS LE VOLUME 95 DES *ASGN*, PARU IL Y A 50 ANS

En 1975, Jacques Paquet, devenu président de la SGN, a été l'un des pionniers de la coopération qui, sous l'égide du CNRS en France, s'est instaurée entre géologues, physiciens du solide et chimistes. Des initiatives analogues étaient en cours à Toulouse, Rennes, Nantes, Grenoble et Paris.

Qu'il s'agisse de séismes ravageurs, d'éboulements locaux, ou de glissements de terrain, les discontinuités que contiennent les massifs rocheux se sont révélées être la cause de ruines d'espaces naturels comme d'ouvrages de génie civil ou miniers. La rupture du barrage de Malpasset (1959), en amont de Fréjus, a brutalement fait prendre conscience que le point de faiblesse se trouve le plus souvent dans les discontinuités des massifs rocheux, qu'elles soient naturelles ou induites par les travaux. Du traumatisme sont nées plusieurs initiatives visant à rendre plus efficients les avis d'experts dans les disciplines scientifiques concernées. Les chercheurs voulaient montrer l'exemple et introduire en France des articulations au sein de laboratoires pluridisciplinaires. Le Laboratoire de Structure et Propriétés de l'État Solide (LSPES) a été labellisé Associé au CNRS (LA 234) à compter du 1er janvier 1975. Dirigé par Bertrand Escaig, il réunissait des physiciens, des chimistes des macromolécules et des géologues. À l'Université de Lille, autour de J. Paquet, deux jeunes chercheurs travaillaient sur la craie (J.-P. Henry) et sur la plasticité du quartz (l'un des auteurs, FM). Quelques années plus tard, Patrick Cordier a rejoint ce laboratoire avant d'adhérer à la SGN. Et pour faire porter par la SGN un message de motivation, le président Paquet a organisé un colloque sur la rupture des roches et des massifs rocheux, qui aboutira à la composition d'un fascicule entier (3e fascicule des *ASGN*) comprenant 9 articles scientifiques sur ce sujet.

Outre ce colloque, le tome 95 des *Annales* s'ouvre sur une note qui montre l'intérêt d'une étude pluridisciplinaire à l'échelle d'un site par Jean-Pierre Colbeaux et ses collègues : « Les craies de Sainghin-en-Mélantois (Nord) : faunes du passage turono-coniacien, tectonique cisaillante, physico-chimie ». Les descriptions contenues dans cette note sont précieuses car le site n'est plus observable aujourd'hui. Localisé sur le couloir d'influence de la Faille d'Haubourdin, il est aujourd'hui remodelé dans le paysage du Centre Routier de Transport à Lesquin, à proximité du rond-point d'accès vers l'A23.

LES *ASGN*, UNE REVUE EN CONSTANTE ÉVOLUTION

2025 marque le sesquicentenaire (150 ans) des *Annales de la Société Géologique du Nord*, conçues pour publier les résultats de la recherche en Sciences de la Terre, et en premier lieu, sur notre territoire. Et de suite, la SGN a échangé sa revue avec quelques dizaines d'universités et organismes de recherche dans le monde, ce qui lui a permis de constituer un fonds documentaire de référence internationale.

De la fin du XIXe siècle au milieu du XXe siècle, les nouvelles découvertes scientifiques sont diffusées essentiellement par le moyen des revues locales des nombreuses sociétés savantes (Tesnière, 2021). Ainsi, lors de sa création en 1875, Jules Gosselet pense les *Annales de la Société Géologique du Nord* comme un lien entre tous ceux qui, amateurs pour la plupart, participent à la découverte géologique du nord de la France : « *les Annales sont destinées précisément à réunir toutes les observations géologiques recueillies dans le pays* » (Gosselet, 1888). Dans le modèle économique de cette époque, les abonnements des lecteurs financent la mise en page et l'impression des fascicules, probablement avec l'appoint de quelques subventions extérieures.

Néanmoins, à partir des années 1970, la professionnalisation de la recherche s'accroît et la publication devient le paramètre majeur pour l'évolution des carrières scientifiques. Les chercheurs s'efforcent de déposer leurs articles dans les revues les plus consultées. Cela a pour effet l'apparition d'indices bibliométriques évaluant la valeur des périodiques, et dans la foulée une économie internationale de la connaissance avec le développement et le monopole d'éditeurs scientifiques (Tesnière, 2021). En même temps, les moments d'échange entre professionnels se reportent sur les congrès internationaux qui se multiplient, délaissant les réunions périodiques des sociétés savantes. Jacques Paquet avait vu juste !

Depuis une quinzaine d'années, les *ASGN* ont accompli une transition profonde en renouant avec les objectifs initiaux, c'est-à-dire en essayant de renforcer les liens entre les individus et le territoire qu'ils étudient et sur lequel ils vivent. Par exemple, depuis quelques années, de nouvelles rubriques (la SGN il y 50 ans, des comptes rendus d'excursions géologiques régionales, des courtes descriptions d'affleurements, etc) sont apparues, adossées aux articles scientifiques et à des dossiers thématiques. Le format de la revue ainsi que l'apparence visuelle de la couverture ont aussi évolué (Fig. 2), et l'impression couleur depuis 2015

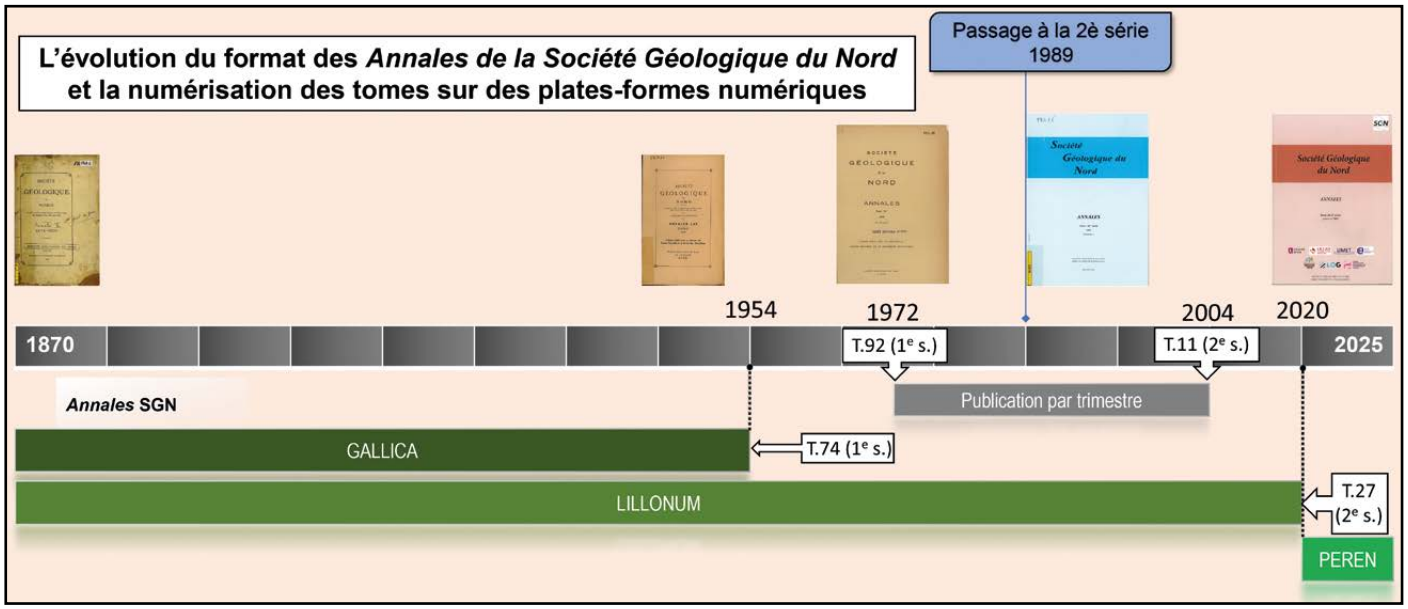


Fig 2. L'évolution du format des *Annales de la Société Géologique du Nord* au cours de ses 150 ans d'existence et les plates-formes numériques sur lesquelles la totalité des volumes sont accessibles gratuitement (frise réalisée par Marie Antoine-Hennion).
Fig. 2. The evolution of the format of the Annales de la Société Géologique du Nord *over its 150 years of existence and the digital platforms on which all volumes are accessible free of charge (timeline created by Marie Antoine-Hennion).*

améliore la lecture des fascicules des *Annales* (Meilliez et Blieck, 2015). En outre, des décisions ont été prises pour faire baisser les frais d'édition : la conception de la maquette et l'impression ont été confiées aux services de l'Université de Lille. Dès 2020, l'Université s'est lancée dans une politique d'édition scientifique à la suite de nombreuses universités comparables par le monde, et la convention existante entre l'Université et la SGN a permis un soutien substantiel sur les tâches éditoriales (Auguste, 2021).

Parallèlement, après avoir numérisé l'ensemble des volumes des *Annales* il y a une dizaine d'années, grâce à une subvention extérieure (Meilliez et Blieck, 2014) (Fig. 2), la SGN a décidé de passer à un modèle « open access » en voie diamant. La politique choisie par l'Université depuis 2020 a permis cette évolution. Ce modèle permet aux scientifiques de publier en accès ouvert et sans frais sur des plateformes de publication, souvent financées par des institutions à but non lucratif ainsi ce système est gratuit pour les auteurs comme pour les lecteurs. De la sorte, depuis le tome 27 (2020), la SGN dépose les articles des *Annales* sur PEREN - **P**lateforme d'**E**dition de **RE**vues **N**umériques- portée par l'Université de Lille, en partenariat avec la MESHS et Open Edition (https://www.peren-revues.fr/). Seule la version papier est payante, imprimée à la demande.

Ce processus de publication permet même de faire un pas supplémentaire, une diffusion au fil de l'eau (Auguste, 2023), par rapport aux souhaits de Jacques Paquet, ce qui raccourcit le délai de mise en ligne ! Que sera la prochaine innovation ?

Bibliographie

AUGUSTE P. (2021). Avant-propos. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **28 (2e série)** : 3-5.

AUGUSTE P. (2023). Éditorial. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **30 (2e série)** : 3-4.

BUDZIK E., MIS J. & MEILLIEZ F. (2019). Les terrils sur le bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **26 (2e série)** : 33-40.

BOUVIER J. (1982). Livre V - La crise économique insolite (1974-1979). *In* : BRAUDEL F. & LABROUSSE E. (dir.) *Histoire économique et sociale de la France (4)*. Presses Universitaires de France : 1515-1667. (DOI 10.3917/puf.braud.1982.01.1575) [consulté le 02/08/2025].

BLIECK A., avec la collaboration de BRICE D., CHARVET J., CUVELIER J., DE BAERE J.-P., DHAINAUT A., MATRION A., MEILLIEZ F., MISTIAEN B., OUDOIRE T., RICOUR J., SOMMÉ J. & TRENTESAUX A. (2014). La Société géologique du Nord et les sciences de la Terre dans le Nord-Pas-de-Calais : science, industrie et société. *In :* BLIECK A. & DE BAERE J.-P. (dir.), La Société géologique du Nord et l'histoire des sciences de la Terre dans le nord de la France. *Mémoires de la Société géologique du Nord*, **17 :** 3-40.

CUVELIER J. & MEILLIEZ F. (2021). La Société Géologique du Nord il y a 50 ans. Tome XCI (91) des Annales (1971). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **28 (2e série)** : 7-10.

GODFRIAUX (1975). Séance ordinaire du 6 février 1975 (allocution de fin de mandat). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **XCV** (1er fascicule) : 13.

GOSSELET J. (1888). Discours sur le rôle de la Société géologique du Nord. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **XV** : 181-184.

MARÉCHAL C. en collaboration avec BLIECK A., LEMOINE G. & BUDZIK E. (2014). Excursion de la Société géologique du Nord du samedi 12 avril 2014. Les terrils de Marles-les-Mines et Calonne-Ricouart : 6 p. (https://sgn.univ-lille.fr/fileadmin/user_upload/sgn/documents/SGN-sortie-140412-terrils-CR-3-FINb.pdf) [consulté le 02/08/2025].

MEILLIEZ F. & BLIECK A. (2015). Avant-propos : la Société en 2015 – vers le cent-cinquantenaire. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **22 (2e série)** : 1-5.

MEILLIEZ F. & BLIECK A. (2014). Avant-propos : vie de la Société en 2014. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **21 (2e série)** : 1-4.

PAQUET J. (1975). Séance ordinaire du 6 février 1975 (discours présidentiel). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **XCV** (1er fascicule) : 13-15.

TESNIÈRE V. (2021). *Au bureau de la revue : une histoire de la publication scientifique (XIXe-XXe siècle)*. Éditions EHESS, Paris : 412 p.

WEBOGRAPHIE

EXPLOSION D'UN TERRIL À CALONNE-RICOUART : https://fresques.ina.fr/memoires-de-mines/fiche-media/Mineur00151/explosion-d-un-terril-a-calonne-ricouart.html [consulté le 02/08/2025]

PUBLICATION FACEBOOK DE FRÉDÉRIC HOREN SUR L'EXPLOSION DE LA FOSSE N° 6 DE CALONNE-RICOUART : https://www.facebook.com/photo.php?fbid=645329629552574&id=349313015820905&set=a.349327772486096 [consulté le 02/08/2025]

HISTOIRE DE L'INFLATION EN FRANCE DEPUIS 1900 : https://france-inflation.com/inflation-depuis-1901.php [consulté le 02/08/2025]

La Société Géologique du Nord, une maison d'édition.



Anticlinal de la Crèche dans les dépôts du Jurassique supérieur au nord de Boulogne-sur-Mer
© Alain Trentesaux, 2006

La Société Géologique du Nord publie:

- des *Annales* : 159 tomes de 1870 à 2025, dont de nombreux fascicules thématiques : géologie du Nord de la France (générale et thématique), tectonique (rupture des roches et massifs rocheux, tectonique cassante), Paléozoïque, géologie du Gondwana (générale et thématique : Dévonien de l'Ougarta au Sahara, Paléozoïque moyen du Gondwana du Nord, Paléozoïque de l'Iran, Paléozoïque inférieur de la Montagne Noire), géologie de l'Europe, énergie et matières premières, géologie de l'Ardenne … ; certains de ces fascicules sont des fascicules jubilaires (Centenaire de la SGN, Centenaire du Musée Gosselet) ;
- des *Publications* spéciales : 33 tomes depuis 1977 : Dinarides, arc égéen, Hellénides, Atlantique Sud, Afghanistan, Rocheuses canadiennes, Chaîne caraïbe du Vénézuéla, Pyrénées, Massif ardennais, Océan Indien Nord, fosse vocontienne, Maroc et Espagne, Oural méridional (Russie), Massif du Cantal, bassins de Paris et du sud-est de la France … Plusieurs *Publications* relèvent de la paléontologie : paléobotanique du Carbonifère, radiolaires du Trias-Lias, foraminifères, récifs dévoniens, vertébrés paléozoïques ; d'autres traitent d'objets ou événements géologiques : minéraux argileux, aquifère crayeux, événement anoxique cénomanien, modélisation hydrodynamique des eaux souterraines …
- des *Mémoires* : 25 mémoires de 1876 à 1983 ; cette série est reprise avec le tome XVII sur l'histoire de la SGN et des sciences de la Terre dans le nord de la France (paru en décembre 2014) ;
- des *Tables Générales* : cinq ont été publiées ; la 6^{e} a été mise en ligne en janvier 2013 et imprimée dans le tome 20 des *Annales* en décembre 2013.

Catalogue et bon de commande téléchargeables à l'adresse suivante : **http://sgn.univ-lille.fr**

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 11-24, 2025

IN MEMORIAM : DENISE BRICE (4 JUILLET 1928–7 FÉVRIER 2025)

Francis Meilliez
Jessie Cuvelier
Patrick De Wever
Gaëlle Guyetant
Jean-Pierre Nicollin
Alain Trentesaux
Bernard Mottequin

Avertissement : Le texte ci-dessous, écrit à plusieurs mains, peut reprendre des passages déjà parus dans d'autres hommages publiés ailleurs. Outre ces lignes, de nombreux témoignages spontanés ont été transmis à la SGN. Merci à tous ces contributeurs. La liste des publications a été préparée par B. Mottequin, M. Coen-Aubert et J. Cuvelier.

Denise Brice nous a quittés le 7 février 2025. Disparaît avec elle une figure mémorable de la paléontologie lilloise qui aura marqué des générations d'étudiants et de chercheurs ainsi que la Société Géologique du Nord.

Issue d'une famille d'agriculteurs d'Ennevelin, Denise laisse à tous l'image d'une femme de conviction. Ne recherchant aucun honneur spécifique, elle a tracé un sillon droit et profond. Sa foi catholique imprégnait tous ses actes, sans jamais entraver son activité professionnelle. Femme libre et volontaire, géologue de terrain, ses recherches l'ont menée en Afghanistan, en Iran, en Chine, dans le grand Nord-Canadien, et tous les pays d'Europe au fil de congrès et missions de recherche.

Enfant, elle voulait « partir », et l'écrivait sur tous les supports. À son père qui s'en étonnait – très unie, la famille comptait 4 filles – elle répondit vouloir faire des études, dont les secondaires (1941-1947) la menèrent de Fretin à Lille puis à l'École Diocésaine d'Institutrices de Loos. Ses études supérieures furent validées par l'Université de Lille (1949-1957), un certificat après l'autre car en parallèle, elle enseigna jusqu'en 1965, entre autres dans les écoles où elle était passée comme élève.

Stagiaire au CNRS (1966), attachée (1969) et enfin chargée de recherche (1973), elle enseignait à l'Institut Catholique de Lille, usant d'un peu de patience pour devenir Professeure. Quelques-uns de ses étudiants sont aujourd'hui des chercheurs confirmés en géologie.

Toute sa vie fut engagée pour des causes qu'elle estimait essentielles. Outre la Société Géologique du Nord, qu'elle a présidé deux fois (1971-72 puis 1996-98), elle a assuré la vice-présidence de la *Société des Sciences, de l'Agriculture et des Arts de Lille* (2003-2006). Son engagement le plus marquant et le plus durable (depuis 1948) aura été avec l'*Association des Chrétiens pour l'Abolition de la Torture (ACAT)*. Avec vigueur, elle a défendu des idées de justice, de liberté et de soutien aux plus démunis : aux *Cercles du silence du Griam* (en faveur des sans-papiers), *Afrane* (en soutien aux Afghans), aux *Fraternités séculières Charles de Foucauld*.



Photo 1. Denise Brice, chez elle (août 2024).

LA PALÉONTOLOGUE

Tout au long de sa vie, Denise n'a eu de cesse d'étudier plus particulièrement un groupe d'invertébrés marins, les Brachiopodes. Pourtant, au début des années 1960, rien ne laissait augurer qu'elle emprunterait cette voie puisque ses tout premiers travaux furent consacrés à des flores et des insectes du Pliocène ardéchois et catalan. Toutefois, sa thèse de doctorat l'emmena vers des horizons nettement plus lointains et des thématiques de recherche diamétralement opposées. En effet, sous la direction de Dorothée Le Maître, elle entreprit l'étude des brachiopodes et des coraux rugueux du Dévonien de l'Afghanistan central et oriental, collectés entre 1961 et 1968 par les géologues Albert F. de Lapparent, André Boutière, Alain Colleau, Raymond Desparmet, Jacques de Lavigne et Jacques Lang. À l'époque, la stratigraphie du Dévonien afghan en était encore à ses balbutiements. En l'absence de goniatites, les abondants brachiopodes, ont permis à Denise Brice d'établir un canevas stratigraphique

solide pour le Dévonien de ces contrées (e.a. Dacht-e-Nawar, Ghouk), notamment les Rhynchonellida et les Spiriferida. Outre sa directrice de thèse, elle sut s'entourer des spécialistes francophones de l'époque, à savoir Jeannine Drot (Muséum National d'Histoire naturelle), et Paul Sartenaer et Antoine Vandercammen (Institut royal des Sciences naturelles de Belgique). Comme elle le rappelait souvent, elle craignait que les équipes allemandes, actives à la même époque qu'elle en Afghanistan et décrivant les mêmes faunes, ne rendent caduques ses recherches doctorales. Heureusement, il n'en fut rien et elle défendit sa thèse le 28 mai 1970. Ce n'est qu'en 1973 et 1975 qu'elle put s'y rendre, accompagnée de Bruno Mistiaen. Quatre ans plus tard, l'invasion soviétique du pays sonna le glas des missions françaises. Néanmoins, son expertise des terrains afghans lui ouvrit de nouvelles collaborations en Iran comme en témoignent de nombreux travaux publiés avec des géologues locaux et/ou européens.

Naturellement, Denise Brice manifesta de l'intérêt pour le Dévonien du Boulonnais et ses riches faunes, comme le firent ses illustres prédécesseurs, les pionniers Roderick Murchison et Edouard Rigaux. Situées à l'angle nord-ouest du Pas-de-Calais, les carrières de Ferques livrent des faunes givétiennes et frasniennes extrêmement diversifiées. Dès le début des années 1970, Denise s'attela à la révision et à la description des brachiopodes rhynchonelliformes (e.a. Strophomenida, Orthida, Rhynchonellida, Athyridida, Spiriferida). Hormis une note parue en 1974 avec Jean-Claude Rohart relative aux rugueux solitaires du Frasnien de Ferques, elle ne poursuivit pas ses travaux sur les coraux entamés durant sa thèse de doctorat, laissant le soin à ce dernier de s'occuper de ceux présents dans le Dévonien du Boulonnais. Concomitamment, elle fédéra autour d'elle une équipe de spécialistes pour établir une lithostratigraphie moderne de la succession dévonienne de Ferques. En 1988, elle fut l'éditrice d'un volume publié par *Biostratigraphie du Paléozoïque*, intégralement dédié au Dévonien de cette région et à ses faunes d'invertébrés et de vertébrés, grâce à la collaboration de vingt-quatre chercheurs ; les brachiopodes s'y taillèrent la part du lion. En effet, les Atrypida et les Chonetidina furent respectivement étudiés par Jacques Godefroid et Patrick Racheboeuf alors que les autres ordres (Strophomenida, Orthotetida, Pentamerida, Rhynchonellida, Athyridida, Spiriferida, Spiriferinida, Terebratulida) le furent par Denise. À quoi il faut ajouter la publication de Claudine Brousmiche (1973) sur les Productina du Dévonien. Grâce à ces travaux taxonomiques, le Boulonnais peut se targuer d'être l'une des régions les mieux connues au monde pour ses faunes de brachiopodes givétiennes et frasniennes, « *bien que les Lingulida, Craniida, Productidina et Orthida nécessitent une révision systématique* » (B.M.).



Photo 2. Excursion du Groupe Français du Paléozoïque (1988).

Par la suite, Denise Brice poursuivit ses travaux de recherche sur les mêmes sites, grâce aux collectes d'échantillons effectuées avec Bruno Mistiaen et Christian Loones. Étonnamment, hormis quelques collaborations ponctuelles, elle délaissa les faunes contemporaines de brachiopodes du Synclinorium de Dinant et du Parautochtone brabançon, pourtant si proches de Lille. Hormis son attachement à la carrière du Parcq, à Étrœungt, une coupe rendue célèbre par les travaux de Jules Gosselet au mitan du XIX^{e} siècle, et de la tranchée d'Avesnelles. Nous reviendrons plus loin sur le cas de ce site.

Denise Brice aborda les brachiopodes dévoniens d'autres régions, avec quelques rares incursions dans le Silurien, à partir de ses propres récoltes ou s'appuyant sur du matériel collecté par ses collègues : Afrique (Algérie, Maroc, Mauritanie), Amérique du Nord (Arctique canadien, Nouvelle-Écosse), Asie (Afghanistan, Chine, Iran), Europe (Belgique, Espagne, France). Loin d'être monomaniaque taxonomiquement parlant, il est bon de rappeler que Denise avait développé une solide expertise reconnue par ses pairs dans de nombreux ordres de brachiopodes, même si les rhynchonellides et les spiriférides constituaient ses ordres de prédilection. Elle avait à cœur de se lancer dans l'étude systématique de nouvelles faunes et n'hésitait pas à s'entourer d'autres spécialistes si nécessaire, notamment Marie Legrand-Blain et Jean-Pierre Nicollin pour l'étude des brachiopodes de la limite Dévonien-Carbonifère au Sahara algérien et marocain.

LA PÉDAGOGUE ET LA VALORISATION DU GÉOPATRIMOINE

Rien de tel qu'un témoignage d'étudiant (Alain Trentesaux), devenu collègue de Denise Brice :

> « Pour nous, elle était passée à la postérité de son vivant car en première année, voir un fossile s'appeler Eodmitria supradiscjoncta boloniensis (Brice, 1982) au milieu des autres brachiopodes suivis de Linné ou d'autres savants du XVIII^{e} siècle, c'était vraiment incroyable. Tout le monde voulait tomber sur ce fossile à l'examen. On avait l'impression de côtoyer une personne extraordinaire. Et elle l'était, mais cette postérité était là la moindre de ses qualités.
> Un copain me dit que devant repasser ses examens en septembre, il s'est rendu à la Catho pour s'inscrire en redoublement tant il était dépité. Après une séance de tirage d'oreilles par Denise il a repassé l'examen, l'a réussi et a terminé brillamment sa seconde année. Il est aujourd'hui à la DRH d'une grande entreprise internationale de l'agro-alimentaire.
> C'est également sur le terrain que nous l'avons adorée. La carrière du Cornet, avant que je n'y plonge, bien que protégée par des grillages ne lui résistait pas. Bravant l'interdit, nous avons pu voir la discordance du Tourtia cénomanien sur le Carbonifère. Un peu plus loin, vers Gaurain peut-être, nous sommes entrés dans une carrière abandonnée. Alors que l'on entendait résonner des dizaines de petits marteaux à la recherche de Zaphrentis ou de petits Productus, nous avons bondi comme un seule homme au son d'un coup de fusil tiré en l'air par le garde-chasse local nous accusant de faire trop de bruit pour le gibier. Et Denise de ne pas se démonter pour lui expliquer calmement et poliment ce que nous faisions avant de remonter dans le bus. Elle était pour tous une sorte de grand-mère dans son bureau capharnaüm qui avait conduit mon père à dire lors de notre première visite « Quelle bonne femme ! ». Affectueusement. Je voulais alors devenir paléontologue et si je n'avais pas rencontré d'autres mentors qui m'ont encore plus passionné, je ne serai sans doute pas sédimentologiste aujourd'hui. »

À la retraite (?) Denise accepta une demande qui allait être son dernier chantier : coordonner le livre de référence sur le Givétien dans la collection *Patrimoine géologique*, éditée sous l'égide du Museum National d'Histoire Naturelle. Avec ténacité et volonté, elle y laissa ses dernières forces. Mais l'ouvrage, fort de 300 pages, est sorti dans les délais prévus (2016). Au préalable, avec Bruno Mistiaen, ils avaient préparé deux « *balades géologiques à Lille* » (visite guidée et fascicule) qui n'ont pas été éditées.

Pour en arriver là, elle avait parcouru tout un cheminement que devraient accomplir nombre de géologues, amateurs et professionnels : passer de la notion de collection de référence (des objets extraits de leur contexte, valorisés pour eux-mêmes) à la valorisation du patrimoine, l'objet considéré dans son contexte. Même si cette idée progresse, beaucoup de patience et de pédagogie sont encore nécessaires pour en faire comprendre la richesse. Une étape clé de cette évolution a été son passage à la Sous-Commission de la Stratigraphie du Dévonien de l'IUGS (*International Union of Geological Sciences*), où elle espérait faire reconnaître le Strunien (du nom de la série exposée dans la région d'Etrœungt) au rang d'étage géologique formel, pour marquer la fin du Dévonien. Cet échec apparent l'a touchée, et l'a convaincue de la nécessité d'une approche plus holistique de chaque site. Ce à quoi elle s'est appliquée ensuite.

Au milieu des années 1990, Denise s'investit très sérieusement en faveur du patrimoine géologique de la région Nord – Pas-de-Calais. Son action prend différentes formes au sein de la communauté scientifique ou auprès des institutions et du public, mais son engagement reste constant et sans faille – deux traits de caractère que l'on retrouve dans tous les aspects de sa vie.

Elle y défend les principes mêmes de ce patrimoine et de sa conservation comme un impératif à la construction scientifique et la diffusion des sciences de la Terre et centre son discours sur quelques sites qui en sont de parfaits exemples : le Dévonien du Boulonnais dans les carrières du Griset et du Banc-Noir et le Strunien de l'Avesnois.

En 1997, elle collabore ainsi avec Pierre Goubet et d'autres géologues régionaux à une étude pilotée par le Conservatoire d'espaces naturels (à l'époque, Conservatoire des sites naturels). Il s'agit de proposer un atlas et une stratégie régionale de préservation et de mise en valeur des sites géologiques remarquables de la région (Goubet, P., 1997). Elle y décrit plusieurs sites du Dévonien régional dont les carrières du Griset et du Banc-Noir.

La même année 1997, elle coordonne les *Premières journées régionales Nord – Pas-de-Calais du patrimoine géologique* – une journée plénière et trois journées de terrain auxquelles plus de 130 personnes participent – et la publication de leurs actes parus en 1998, édités avec l'aide de la SGN. Une rencontre qui s'inscrit dans une dynamique plus globale d'investissement de la communauté géologique et notamment académique : la fin des années 1990 verra en effet l'organisation de plusieurs journées nationales et régionales en faveur du patrimoine géologique. Ainsi en 1999, les Deuxièmes journées nationales du Patrimoine géologiques sont organisées à Lille par la SGN, le Musée d'histoire naturelle de Lille et le Conservatoire d'espaces naturels. Bien évidemment, Denise en est. Elle coordonne avec Jean-Louis Mansy et Bruno Mistiaen la journée de terrain avesnoise.

En 2002, elle participe à la rédaction d'un guide vulgarisé, *La roche dans tous ses états*, édité par le Conservatoire, elle y présente les richesses du Griset. Elle intervient également dans un colloque régional, organisé par le MHN Lille, *Géologie, patrimoine et environnement en Nord – Pas-de-Calais*, pour défendre la place du Strunien dans l'échelle stratigraphique de la fin du Dévonien.

2006, elle participe à la création de l'AVDG (Association pour la Valorisation du Dévonien du Griset) et milite auprès des acteurs locaux pour la conservation d'une partie de ses fronts de taille. Un principe qui sera acté au sein du plan paysage du Bassin carrier de Marquise revu en 2014. Son objectif atteint, l'AVDG a été dissoute en 2018.

En 2007, l'Etat initie l'Inventaire national du patrimoine géologique. Le Conservatoire en est l'animateur régional et s'entoure d'experts au sein de la Commission régionale du patrimoine géologique (CRPG). Pour le Paléozoïque, Denise, Alain Blieck, Bruno Mistiaen ou encore Francis Meilliez en seront membres. Denise y participe activement : elle rédige 12 fiches de cet inventaire (qui en compte 161 en 2025). Dans l'intervalle, en 2009, elle contribue aussi à la publication d'un vaste ouvrage de vulgarisation, *Des Roches aux paysages dans le Nord – Pas de Calais*. Elle y décrit ses sites de prédilection dans le Dévonien du Boulonnais et de l'Avesnois.

Denise quitte l'aventure CRPG en 2016, trop chronophage. Mais elle continue le terrain pour ses recherches régionales et faire émerger de nouveaux sites au sein de l'inventaire. En 2017, à près de 89 ans, elle monte ainsi dans une barque avec Bruno Mistiaen et le Conservatoire pour visiter une carrière dans l'Avesnois et tenter de trouver le Strunien… Le Strunien n'est pas au rendez-vous, mais, sans surprise, Denise se révèle un capitaine de bateau très déterminé… et taquin !



Photo 3. Denise dans la carrière noyée d'Avesnelles (avril 2017).

Femme, chercheuse, citoyenne engagée, Denise Brice est un repère dans notre monde tourbillonnant.

Liste des publications de Denise Brice

Brice D. & Laurentiaux D. (1963). – Une sauterelle mio-pliocène de l'Ardèche. *Annales de la Société géologique du Nord*, 83 : 259-262.

Depape G. & Brice D. (1964). – Sur la présence du genre *Rhus* (Sumac) dans la flore oligocène de Cervera (Catalogne). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* (Paris), **259** (2) : 2484-2485.

Brice D. (1965). – Découverte du genre *Amphipora* et autres Stromatopores dans les formations dévoniennes d'Afghanistan central. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7** (5) (7e série) : 717-721.

Brice D. (1965). – Recherches sur la flore mio-pliocène de la Montagne d'Andance (Coiron-Ardèche). *Annales de la Société géologique du Nord*, **85** (3) : 189-239.

Depape G. & Brice D. (1965). – La flore oligocène de Cervera (Catalogne). Données complémentaires. *Annales de la Société géologique du Nord*, **85** (2) : 111-117.

Depape G. & Brice D. (1965). – Platanes actuels et Platanes fossiles. Résumé. *Annales de la Société géologique du Nord*, **85** (2) : 118.

Boutière A. & Brice D. (1966). – La série dévonienne de Chaghana-Oudjerak (Province de Ghazni, Afghanistan). *Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris), série D (Sciences naturelles)*, **263** : 1940-1942.

Depape G. & Brice D. (1966). Platanes actuels et platanes fossiles. *Revue générale de Botanique*, **73** : 41-84.

Brice D. (1967). – Deux nouvelles espèces de Rhynchonelloidea dans le Dévonien supérieur d'Afghanistan central. *Annales de la Société géologique du Nord*, **87** (2) : 95-105.

Brice D. & Lang J. (1968). – Sur un nouveau gisement de Dévonien supérieur à Iraq (Bamian, Afghanistan). *Comptes rendus sommaires des séances de la Société géologique de France*, **4** : 120-121.

Brice D. & de Lapparent A.F. (1969). – Stratigraphie du Dévonien de Ghouk (Province du Ghor, Afghanistan). *Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris), série D (Sciences naturelles)*, **269** : 1595-1598.

Brice D., Colleau, A. & de Lapparent A.F. (1969). – Sur la stratigraphie du Dévonien de Robat-e-Paï (Afghanistan occidental). *Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris), série D (Sciences naturelles)*, **268** : 2856–2858.

Brice D. (1971). – Étude paléontologique et stratigraphique du Dévonien de l'Afghanistan. Contribution à la connaissance des Brachiopodes et des Polypiers rugueux. *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient*, **11** (pro 1970) : 1-364.

Brice D. & Meats P. (1972). – Le genre *Ripidiorhynchus* Sartenaer, 1966 (Rhynchonellida-Brachiopodes) dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **91** (4) (pro 1971) : 215-228.

Golshani F., Janvier P., Brice D. & de Lapparent A. (1972). – Sur la paléogéographie et la paléobiologie du Dévonien dans la région de Kerman, en Iran. *Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris), série D (Sciences naturelles)*, **276** : 697-700.

Golshani F., Janvier P., Brice D., Corsin P. & de Lapparent A. (1972). – Découverte d'une faune de Poissons et de restes de Végétaux dans le Dévonien supérieur de Bidu, en Iran central. *Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris), série D (Sciences naturelles)*, **275** : 2103-2106.

Brice D. (1973). – M. l'abbé Claude Heddebaut, docteur ès Sciences naturelles. *Ensemble*, **1** : 55-56.

Brice D., Lafuste J., de Lapparent A.F., Pillet J. & Yassini I. (1973). – Étude de deux gisements paléozoïques (Silurien et Dévonien) de l'Elbourz oriental (Iran). *Annales de la Société géologique du Nord*, **93** (3) : 177-218.

Djafarian A.M. & Brice D. (1973). – Biostratigraphie des Brachiopodes dans le Famennien supérieur de la région d'Ispahan (Iran Central). Mise en évidence de la zone d'Etroeungt. *Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris), série D (Sciences naturelles)*, **276** : 2125-2128.

Brice D. & Rohart J.-C. (1974). – Les Phillipsastraeidae (Rugosa) du Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). Première note. Le genre *Macgeea* Webster, 1889. Nouvelles observations. *Annales de la Société géologique du Nord*, **94** (1) : 47-62.

Brice D., de Lapparent A. & Mistiaen B. (1974). – Le Dévonien supérieur à l'Est d'Hajigak (Afghanistan). *Annales de la Société géologique du Nord*, **94** (2) : 67-70.

Brice D., Bultynck P., Colbeaux J.-P., Lethiers F., Mistiaen B., Rohart J.-C. & Bigey F. (1976). – Une nouvelle coupe dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **96** (2) : 135-155.

Brice D. (1977). – Biostratigraphie du Dévonien de l'Afghanistan. *Mémoires hors-série de la Société géologique de France*, **8** : 267-276.

Brice D. & Farsan M. (1977). – Brachiopods from the upper Devonian of Robat-e-Paï (Afghanistan). Discovery of the genera *Ladogia* Nalivkin, 1941 and *Eoparaphorhynchus* Sartenaer, 1961 (Rhynchonellida). *Annales de la Société géologique du Nord*, **96** (3) (pro 1976) : 225-232.

Brice D., Bigey F., Mistiaen B., Poncet J. & Rohart J.-C. (1977). – Les organismes constructeurs (Algues, Stromatopores, Rugueux, Tabulés, Bryozoaires) dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais-France). Associations – Répartition stratigraphique. *Mémoires du B.R.G.M.*, **89** : 136-151.

Brice D., Jenny J., Stampfli G. & Bigey F. (1978). – Le Dévonien de l'Elbourz oriental : stratigraphie, paléontologie (Brachiopodes et Bryozoaires), paléogéographie. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **84** : 1-56.

Brice D., Bultynck P., Deunff J., Loboziak S. & Streel M. (1979). – Données biostratigraphiques nouvelles sur le Givétien et le Frasnien de Ferques (Boulonnais, France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **98** (4) : 325-349.

Brice D., Colbeaux J.-P., Mistiaen B. & Rohart J.-C. (1979). – Les Formations dévoniennes de Ferques (Bas-Boulonnais, France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **98** (4) : 307-323.

Mouterde R., Brice D. & du Dresnay R. (1979). – Le Chanoine Gonzague Dubar (1896-1977). *Annales de la Société géologique du Nord*, **98** (2) : 97-104.

Brice D. (1980). – Brachiopodes Rhynchonellida et Terebratulida. *In* Plusquellec Y. (coord.), Les Schistes et calcaires de l'Armorique (Dévonien inférieur, Massif Armoricain). Sédimentologie - Paléontologie - Stratigraphie. *Mémoire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, **23** : 233-242.

Brice D. (avec la collaboration de Bultynck P., Lethiers F., Mistiaen B. & Rohart J.-C.) (1980). – Givetien. *In* Cavelier C. & Roger J. (coords), Les étages français et leurs stratotypes. *Mémoires du B.R.G.M.*, **109** : 9-25.

Brice D. & Mistiaen B. (1980). – Découverte de *Stringocephalus* et autres Stringocephalidae (Brachiopodes Terebratulida) dans

le Givétien d'Afghanistan. *Geobios*, **13** (6) : 849-859. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(80)80040-4

Joseph J., Brice D. & Mouravieff N. (1980). – Données paléontologiques nouvelles sur le Frasnien des Pyrénées centrale et occidentales : implications paléogéographiques. *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse*, **116** (1-2) : 16-41.

Brice D. (1981). – Les Brachiopodes Pentamerida, Rhynchonellida et Terebratulida. *In* Morzadec P., Paris F. & Rachebœuf P.R. (coords), La tranchée de la Lézais, Emsien supérieur du massif Armoricain, sédimentologie, paléontologie, stratigraphie. *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, **24** :193-217.

Brice D. (1981). – Nouvelles observations sur les Orthida et les Rhynchonellida (Brachiopodes) du Frasnien de Ferques (Boulonnais). *Annales de la Société géologique du Nord*, **100** (3) (pro 1980) : 139-153.

Brice D., Coen M., Loboziak S. & Streel M. (1981). – Précisions biostratigraphiques relatives au Dévonien supérieur de Ferques (Boulonnais). *Annales de la Société géologique du Nord*, **100** (4) (pro 1980) : 159-166.

Brice D. (1982). – Brachiopodes du Dévonien inférieur et moyen des Formations de Blue Fiord et Bird Fiord des îles arctiques canadiennes. *Geological Survey of Canada*, *Bulletin*, **326 :** 1-175. https://doi.org/10.4095/119436

Brice D. (1982). – Comments on the distribution of some selected brachiopods for the latest Givetian and early Frasnian periods in the Boulonnais (Ferques) and the Massif Armoricain (Rade de Brest). *In* Sartenaer, P. (ed.), Papers on the Frasnian–Givetian boundary. Geological Survey of Belgium, Brussels, p. 5-16.

Brice D. (1982). – *Eodmitria*, genre nouveau de brachiopode Cyrtospiriferidae du Frasnien Inférieur et Moyen. *Geobios*, **15** (4) : 575-581. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(82)80073-9

Brice D. & Morzadec P. (1983). – Rhynchonellida (Brachiopodes) du Dévonien moyen et supérieur de la Rade de Brest (Massif Armoricain). *Geobios*, **16** (5) : 549-581. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(83)80035-7

Brice D. & Mistiaen B. (1984). – Mission géologique en Afghanistan. *Ensemble*, **41** (3) : 147-153.

Brice D., Charrière A., Drot J. & Regnault S. (1984). – Mise en évidence, par des faunes de Brachiopodes, de l'extension des formations dévoniennes dans la boutonnière d'Immouzer du Kandar (Sud de Fès, Maroc). *Annales de la Société géologique du Nord*, **103** (4) (pro 1983) : 445-458.

Brice D. (1985). – Le Dévonien. Introduction. *In* Parc naturel régional du Nord-Pas de Calais - Boulonnais (ed.), Colbeaux J.-P. (coord.), *Géologie du Boulonnais. Espace naturel régional, Lille, Science et nature*, vol. 3, p. 18.

Brice D. (1985). – Le Dévonien. Lithostratigraphie. *In* Parc naturel régional du Nord-Pas de Calais-Boulonnais (ed.), Colbeaux J.-P. (coord.), *Géologie du Boulonnais. Espace naturel régional, Lille, Science et nature*, vol. 3, p. 19-23.

Brice D. (1985). – Le Dévonien. Les caractères paléontologiques. *In* Parc naturel régional du Nord-Pas de Calais-Boulonnais (ed.), Colbeaux J.-P. (coord.), *Géologie du Boulonnais. Espace naturel régional, Lille, Science et nature*, vol. 3, p. 26-30, 142-144.

Brice D. (1985). – Le Dévonien. Âge des formations et corrélations stratigraphiques. In Parc naturel régional du Nord-Pas de Calais-Boulonnais (ed.), Colbeaux J.-P. (coord.), *Géologie du Boulonnais. Espace naturel régional, Lille, Science et nature*, vol. 3, p. 30-31.

Brice D. (1985). – Annexe 1. Tableau de répartition des principaux genres et espèces de Brachiopodes, cités dans le texte. *In* Mistiaen B., Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores. *Société géologique du Nord*, *Publication*, 11/1, 333-336.

Brice D., Colbeaux J.-P. & Leplat J. (1985). – Compte rendu de la session extraordinaire des sociétés belge de Géologie dans le Paléozoïque de Ferques (Bas-Boulonnais). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **94** (4) : 235-250.

Brice D. (1986). – Brachiopodes de La Serre (sud de Cabrières - Montagne Noire) près de la limite Dévonien moyen - Dévonien supérieur. *Hercynica*, **1** (2) (pro 1985) : 131-154.

Brice D. (1986). – Place et morphologie des brachiopodes dans les assemblages benthiques du Givétien et du Frasnien de Ferques (Boulonnais, Nord de la France) : essai d'interprétation paléoécologique. *In* Rachebœuf P.R. & Emig C.C. (eds), Les brachiopodes fossiles et actuels. Actes du 1er Congrès international sur les Brachiopodes, Brest 1985. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **4** : 197-208.

Brice D., Gourvennec R., Jahnke H., Melou M., Rachebœuf P.R., Alvarez F. & Copper P. (1986). – Brachiopodes Articulés. *In* Rachebœuf P.R. (ed.), Le Groupe de Liévin. Pridoli-Lochkovien de l'Artois (N. France). Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **3** : 97-142.

Brice D. (1988). – Le Dévonien de Ferques (Boulonnais – France). Historique. Synthèse des données nouvelles en stratigraphie, sédimentologie, paléontologie et tectonique. Conclusions. *In* Brice D. (ed.), Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). Paléontologie – Sédimentologie – Stratigraphie - Tectonique. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **7 :** 7-24.

Brice D. (1988). – Brachiopodes du Dévonien de Ferques (Boulonnais-France). *In* Brice D. (ed.), Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). Paléontologie – Sédimentologie – Stratigraphie – Tectonique. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **7** : 323-395.

Brice D. & Mistiaen B. (1988). – Description stratigraphique de la Formation de Blacourt. Givétien de Ferques (Boulonnais – France). *In* Brice D. (ed.), Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). Paléontologie – Sédimentologie – Stratigraphie – Tectonique. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **7** : 43-64.

Blieck A., Brice D., Feist R., Guillot F., Majesté-Menjoulas C. & Meilliez F. (1988). – The Devonian of France and Belgium. *In* McMillan N.J., Embry A.F. & Glass D.J. (eds), Devonian of the World. Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System, Calgary, Canada. Vol. 1 : Regional syntheses. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Canada, 359-400.

Robardet M., Weyant M., Brice D. & Rachebœuf P.R. (1988). – Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur dans le nord de la province de Séville (Espagne). Âge et importance de la première phase hercynienne dans la zone d'Ossa-Morena. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris), série II (Mécanique-physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre)*, **307** : 1091-1095.

Weyant M., Brice D., Rachebœuf P.R., Babin C. & Robardet M. (1988). – Le Dévonien Supérieur du Synclinal du Valle (Province de Séville, Espagne). *Revue de Paléobiologie*, **7** (1) : 233-260.

Brice D., Milhau B., Mistiaen B., Rohart J.-C. & Vidier J.-P. (1989). – Le Givétien supérieur (Dévonien) à Ferques (Boulonnais - France) : Observation nouvelles. *Annales de la Société géologique du Nord*, **108** (2-3) : 113-123.

Milhau B., Brice D. & Meilliez F. (1989). – Une coupe partielle de la Formation de Mondrepuis dans la Vallée de la Hulle en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne). *Annales de la Société géologique du Nord*, **107** (4) : 271-280.

Tourneur F., Babin C., Bigey F., Boulvain F., Brice D., Coen-Aubert M., Dreesen R., Dusar M., Loboziak S., Loy W. & Streel M. (1989). – Le Dévonien du sondage de Nieuwkerke (Flandre Occidentale, Belgique – extrémité occidentale du Synclinorium de Namur). *Annales de la Société géologique du Nord*, **108** (2-3) : 85-112.

Brice D. (1990). – *Ellesmerhynchia*, a new genus of Rhynchonelloidea brachiopods from Lower (and Middle?) Devonian of Arctic Canada. *Geobios*, **23** (6) : 715-718. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(06)80337-2

Brice D. (1990). – Mademoiselle Dorothée Le Maître (1896-1990). *Ensemble*, 47 : 41-42.

Brice D. (1991). – L'œuvre de Dorothée Le Maître (1896 – 1990). *Annales de la Société géologique du Nord*, **1** (2e série) : 15-18.

Brice D. (1991). – Morphologie fonctionnelle chez deux brachiopodes Spiriferoidea : *Cyrtospirifer syringothyriformis* et *Apousiella belliloci* du Frasnien de Ferques (N. France). *Geobios, Mémoire spécial*, **13** : 147-153. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(66)80019-0

Brice D. (1991). – Précisions nouvelles sur des brachiopodes Pentameroidea et Rhynchonelloidea du Dévonien inférieur du synclinorium de Laval (Massif Armoricain, France). *Annales de Paléontologie*, 77 (1) : 21-50.

Bouyx E., Blaise J., Brice D., Gourvennec R., Lardeux H. & Le Menn J. (1992). – Implications paléogéographiques des affinités nord-gondwaniennes et rhénanes des faunes dévoniennes de la zone de Meguma (Appalaches septentrionales). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris), série II (Mécanique-physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre)*, 315 : 337-343.

Beun N. & Huvelin P. (avec la collaboration de Brice D., Bultynck P., Destombes J., Mergl M. & Morzadec P.) (1992). – Le Paléozoïque de Khemis-n'Ga : discordance du Silurien supérieur sur l'Arenig (region de Safi, Maroc). *Annales de la Société géologique du Nord*, 1 (**4**) (2e série) : 171-177.

Brice D. & Hou H.-F. (1992). – "Blisters" in a Famennian cyrtospiriferid brachiopods from Hunan (South China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **94** : 253-260. https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90122-l

Brice D. & Mistiaen B. (1992). – Épizoaires des Brachiopodes frasniens de Ferques (Boulonnais, Nord de la France). *Geobios, Mémoire spécial*, **14** : 45-58. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(06)80313-x

Brice D., Milhau B., Mistiaen B., Rohart J.-C. & Weyant M. (1993). – Précisions stratigraphiques sur le Frasnien de Ferrière-la-Grande (Dévonien supérieur ; Avesnois, Nord, France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **2** (2) (2e série) : 91-104.

Brice D., Milhau B. & Mistiaen B. (1994). – Affinités nord-américaines de taxons dévoniens (Givétien-Frasnien) du Boulonnais, Nord de la France. Migrations et diachronismes. *Bulletin de la Société géologique de France*, **165** (4) : 291-306.

Derycke C., Brice D., Blieck A & Mouravieff N. (1995). – Upper Givetian and Frasnian ichthyoliths from Bas-Boulonnais (Pas-de-Calais, France): preliminary records. *Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle, 4e série, section C – Sciences de la Terre, Paléontologie, Géologie, Minéralogie*, **17** (1-4) : 487-511.

Brice D. (1996). – Uppermost Devonian and basal Carboniferous brachiopods from Afghanistan and Iran. *In* Vachard D. & Montenat C., Afghanistan. *In* Wagner R.H., Winkler Prins C.F. & Granados L.F. (eds), The Carboniferous of the World. Vol. 3. The Former USSR, Mongolia, Middle Eastern Platform, Afghanistan, & Iran. IUGS Publication, 33, 486-487.

Hou H.-F., Brice D. & Tan Z.X. (1996). – Revision of Famennian spiriferid Brachiopoda of Hunan, China. *In* Coen M., Hance L. & Hou H.-F. (eds), Papers on the Devonian-Carboniferous transition beds of central Hunan, South China. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, **36** : 153-174.

Boumendjel K., Brice D., Copper P., Gourvennec R., Jahnke H., Lardeux H., Le Menn J., Melou M., Morzadec P., Paris F., Plusquellec Y. & Rachebœuf P.R. (1997). – Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Annales de la Société géologique du Nord*, **5** (2) (2e série) : 89–111.

Bouyx E., Blaise J., Brice D., Dégardin J.-M., Goujet D., Gourvennec R., Le Menn J., Lardeux H., Morzadec P. & Paris F. (1997). – Biostratigraphie et paléobiogéographie du Siluro-Dévonien de la zone de Meguma (Nouvelle-Écosse,

Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34** (10) : 1295-1309. https://doi.org/10.1139/e17-103

Brice D. (1997). – Clarification sur la position systématique de *Spirifer strunianus* Gosselet, 1879, brachiopode du Famennien supérieur de l'Avesnois (N. France). Emendation du genre *Eobrachythyris* Brice, 1971. *Geobios*, *Mémoire spécial*, **20** : 67-73. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(97)80011-3

Brice D., Gourvennec R. & Bouyx E. (1997). – Les brachiopodes dévoniens de la zone de Meguma (Nouvelle-Écosse, Canada) et les relations entre le Royaume du Vieux Monde et la Province appalachienne. *Geobios*, *mémoire spécial*, **20** : 75-78. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(97)80012-5

Milhau B., Mistiaen B., Brice D., Degardin J.-M., Derycke C., Hou H.F., Rohart J.-C., Vachard D. & Wu X.T. (1997). – Comparative faunal content of Strunian (Devonian) between Etaoucun (Guilin, Guangxi, South China) and the stratotype area (Etroeungt, Avesnois, North of France). *In* Jin Y.-G. & Dineley D. (eds), Proceedings of the 30th International Geological Congress, Beijing, China, 4-14 August 1996, vol. 12. Palaeontology and Historical Geology. CRC Press, Boca Raton, p. 79-94.

Brice D. (1998). – Le patrimoine géologique, des richesses immenses souvent méconnues. *Ensemble*, **56** (3) : 155-161.

Brice D. & Latrèche S. (1998). – Brachiopodes du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental) près de la limite Givétien-Frasnien. *Geobios*, **31** (4) : 437-454. https://doi.org/10.1016/s0016-6995(98)80116-2

Streel M., Brice D., Degardin J.-M., Derycke C., Dreesen R., Groessens E., Hance L., Legrand-Blain M., Lethiers F., Loboziak S., Maziane N., Milhau B., Mistiaen B., Poty E., Rohart J.-C., Sartenaer P., Thorez J., Vachard D. & Blieck A. (1998). – Proposal for a Strunian Substage and a subdivision of the Famennian Stage into four Substages. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter*, **15** : 47-52.

Brice D. (1999). – Middle (?) Silurian rhynchonellid and spiriferid brachiopod faunas from eastern central Iran. *Annales de la Société géologique du Nord*, **7** (1) (2e série) : 5-12.

Brice D. (1999). – New Upper Devonian rhynchonellid and spiriferid brachiopod taxa from eastern Iran (Kerman Province) and central Iran (Soh region). *Annales de la Société géologique du Nord*, **7** (2) (2e série) : 71-78.

Brice D. (1999). – New data on systematics of some Famennian spiriferid brachiopods from Afghanistan and Iran. *Senckenbergiana lethaea*, **79** : 281-295. https://doi.org/10.1007/bf03043226

Brice D., Mistiaen B. & Rohart J.-C. (1999). – New data on distribution of brachiopods, rugose corals and stromatoporoids in the Upper Devonian of central and eastern Iran. Paleobiogeographic implications. *Annales de la Société géologique du Nord*, **7** (1) (2e série) : 21-32.

Bigey F.P., Bouyx E., Brice D. & Gourvennec R. (2000). – Bryozoaires et paléobiogéographie : données fournies par le Dévonien inférieur de Nouvelle-Écosse (Canada). *Annales de la Société géologique du Nord*, **8** (1) (2e série) : 33-43.

Brice D. (2000). – Brachiopodes du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur (Praguien probable) de Khémis n'Ga (région de Safi), Maroc. *In* Tahiri A. & El Hassani A. (eds), Proceedings of the Subcommission on Devonian Stratigraphy (SDS) – IGCP 421, Morocco Meeting. *Travaux de l'Institut des Sciences de Rabat, Série Géologie & Géographie Physique*, **20** : 11-24.

Brice D. & Kebria-Ee M. (2000). A new species of Leiorhynchiidae rhynchonellid brachiopod from the Frasnian of Chahriseh, Esfahan Province, central Iran. *Annales de la Société géologique du Nord*, **8** (2) (2e série) : 61-66.

Brice D. & Nicollin J.-P. (2000). – *Eobrachythyris* Brice, 1971, an index genus (Spiriferid Brachiopod) for the Late Devonian and Early Carboniferous in Southern Anti Atlas (N. Africa), North Gondwana. *In* Tahiri A. & El Hassani A (eds), Proceedings of the Subcommission on Devonian Stratigraphy (SDS) – IGCP 421, Morocco Meeting. *Travaux de l'Institut des Sciences de Rabat, Série Géologie & Géographie Physique*, **20** : 57-68.

Brice D., Carls P., Cocks L.R.M., Copper P., García-Alcalde J.L., Godefroid J. & Rachebœuf P.R. (2000). – Brachiopoda. *In* Bultynck, P. (ed.), Subcommission on Devonian Stratigraphy. Fossil groups important for boundary definition. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **220** : 65-86.

Mistiaen B., Gholamalian H., Gourvennec R., Plusquellec Y., Bigey F., Brice D., Feist M., Feist R., Ghobadi Pour M., Kebria-Ee M., Milhau B., Nicollin J.-P., Rohart J.-C., Vachard D. & Yazdi M. (2000). – Preliminary data on the Upper Devonian (Frasnian, Famennian) and Permian fauna and flora from the Chahriseh area (Esfahan Province, Central Iran). *Annales de la Société géologique du Nord*, **8** (2) (2e série) : 93-102.

Morzadec P., Brice D., Cygan C., Feist R., Majesté-Menjoulas C., Paris F. & Rachebœuf P.R. (2000). The Devonian of France: a tentative tie with the GSSP of the Devonian stages. *In* Bultynck P. (ed.), Subcommission on Devonian Stratigraphy. Recognition on Devonian series and stage boundaries in geological areas. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **225** : 115-129.

Blieck A., Brice D., Mistiaen B & Feist R. (2001) – 15th International Senckenberg Conference. *Géochronique*, **80** : 4.

Mistiaen B., Brice D. & Rohart J.-C. (2001). – Trente années de recherche sur le Dévonien de Ferques (Boulonnais) : données acquises en litho- et biostratigraphie. *Annales de la Société géologique du Nord*, **9** (1) (2e série) : 5-12.

Nicollin J.-P. & Brice D. (2001). – Systematics, biostratigraphy and biogeography of four Famennian spiriferid brachiopods from Morocco. *Geologica Belgica*, **3** (3-4) (pro 2000) : 173-189. https://doi.org/10.20341/gb.2014.028

Brice D. & Loones C. (2002). – Nouvelles données sur des brachiopodes Cyrtospiriferidae, Reticulariidae, Uncitidae et Stringocephalidae du Dévonien de Ferques (Boulonnais - France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **9** (2) (2e série) : 91-109.

Brice D., Mistiaen B. & Rohart J.-C. (2002). – Progrès dans la connaissance des flores et faunes dévoniennes du Boulonnais

(1971-2001). *Annales de la Société géologique du Nord*, **9** (2) (2e série) : 61-74.

Mistiaen B., Becker R. T., Brice D., Dégardin J.-M., Derycke C., Loones C. & Rohart J.-C. (2002). – Données nouvelles sur la partie supérieure de la Formation de Beaulieu (Frasnien de Ferques, Boulonnais, France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **9** (2) (2e série) : 75-84.

Nicollin J.-P. & Brice D. (2002). – Stratigraphic value of some Strunian (Devonian, latest Famennian) brachiopods. *Strata – Série 1, Communications*, **12 :** 48.

Brice D. (2003). – Brachiopod assemblages in the Devonian of Ferques (Boulonnais, France). Relations to palaeoenvironments and global eustatic curves. *Bulletin of Geosciences*, **78** (4) : 405-417.

Brice D. & Mistiaen B. (2003). – Le Dévonien : ses subdivisions. Le Strunien un sous-étage du Famennien ? *Annales de la Société géologique du Nord*, **10** (3) (2e série) : 97-109.

Nicollin J.-P. & Brice D. (2003). – Stratigraphic value of some Strunian (Devonian, latest Famennian) brachiopods. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter*, **19** : 57.

Kaiser S., Becker T.R., Brice D., Nicollin J.-P., Legrand-Blain M., Aboussalam S.Z., El Hassani A. & Nübel H. (2004). – Sedimentary succession and neritic faunas around the Devonian-Carboniferous boundary at Kheneg Lakahal south of Assa (Dra Valley, SW Morocco). *In* El Hassani A. (ed.), Devonian neritic–pelagic correlation and events in the Dra Valley (western Anti-Atlas, Morocco). International Meeting on Stratigraphy, Rabat, March 1-10, 2004. *Documents de l'Institut scientifique (Rabat)*, **19** : 69-74.

Nicollin J.-P. & Brice D. (2004). – Biostratigraphical value of some Strunian (Devonian, Uppermost Famennian) Productidina, Rhynchonellida, Spiriferida, Spiriferinida brachiopods. *Geobios*, **37** (4) : 437-453. https://doi.org/10.1016/j.geobios.2003.10.002

Rachebœuf P.R., Gourvennec R., Deynoux M. & Brice D. (2004) – The Devonian of the Hodh area (Islamic Republic of Mauritania): paleontology and stratigraphy. *Journal of Paleontology*, **78** (1) : 98-110. https://doi.org/10.1666/0022-3360(2004)0782.0.CO;2

Brice D. (2005). – Dévonien. *Annales de la Société géologique du Nord*, **11** (4) (2e série) : 145-149.

Brice D., Legrand-Blain M. & Nicollin J.-P. (2005). – New data on Late Devonian and early Carboniferous brachiopods from NW Sahara: Morocco, Algeria. *Annales de la Société géologique du Nord*, **12** (1) (2e série) : 1-45.

Blieck A., Brice D., Courville P., Crônier C., Derycke C., Hubert B., Mistiaen B., Nicollin J.-P. & Zapalski M. (2006) – La vie en Ardenne occidentale au Paléozoïque supérieur (Dévonien-Carbonifère, -416 à -299 Ma) : paléobiodiversité, événements paléobiologiques, paléoenvironnements, paléobiogéographie. *Géologie de la France*, **2006** (1-2) : 21-27.

Brice D. (2006). Annotations to the Devonian Correlation Table B 125 dm-ds 06: Brachiopod biostratigraphy in the Middle and Upper Devonian of the Ferques area, Boulonnais (North of France). *Senckenbergiana lethaea*, **86** (2) : 322. https://doi.org/10.1007/BF03043498

Brice D., Yazdi M., Torabi H. & Maleki A. (2006). – Devonian brachiopods from the Zefreh section (Central Iran). *Annales de la Société géologique du Nord*, **13** (2e série) : 141-155.

Préat A., Bultynck P. & Brice D. (2006). – Givetian. *In* Dejonghe L. (ed.), Chronostratigraphic units named from Belgium. *Geologica Belgica*, **9** (1-2) : 9-18.

Streel M., Brice D. & Mistiaen B. (2006). – Strunian. *In* Dejonghe L. (ed.), Chronostratigraphic units named from Belgium. *Geologica Belgica*, **9** (1-2) : 105-109.

Brice D. & Deville P. (2007). – Brachiopodes du Dévonien d'Afghanistan, types et figurés (A3.01-B14) du catalogue systématique des Collections de l'Université catholique de Lille. *Annales de la Société géologique du Nord*, **14** (2e série) : 9-21.

Brice D., Legrand-Blain M. & Nicollin J.-P. (2007). Brachiopod faunal changes across the Devonian–Carboniferous boundary in NW Sahara (Morocco, Algeria). *In* Becker R.T. & Kirchgasser W.T. (eds), Devonian Events and Correlations. *Geological Society of London, Special Publication*, **278** : 261-271. https://doi.org/10.1144/sp278.12

Crônier C., Brice D. & Bigey F.P. (2007). Echo des manifestations – Subcommission on Devonian Stratigraphy and IPGC 499 Devonian Land Sea Ineraction. *Géochronique*, **104** : 10.

Halamski A.T., Zapalski M., Brice D. & Mistiaen B. (2007). – Aparaty brachialne ramienionogów – kolekcja G. Dubara (1896-1977) [Brachial apparatus of brachiopods - G. Dubar's (1896-1977) collection]. *Przeglad Geologiczny*, **55** (12/2), 1117-1118, 1172.

Hubert B.L.M., Zapalski M.K., Nicollin J.-P., Mistiaen B. & Brice D. (2007). – Selected benthic faunas from the Devonian of the Ardennes: an estimation of palaeobiodiversity. *Acta Geologica Polonica*, **57** (2) : 223-262.

Mistiaen B., Brice D. & Deville P. (2007). – Recherches et richesses paléontologiques : Le patrimoine géologique de l'Université Catholique de Lille. *Annales de la Société géologique du Nord*, **14** (2e série) : 3-7.

Mansy J.-L., Guennoc P., Robaszynski F., Amédro F., Aufrret J.-P., Vidier J.-P., Lamarche J., Lefèvre D., Sommé J., Brice D., Mistiaen B., Prud'homme A., Rohart J.-C. & Vachard D. (2007) – Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Marquise (seconde édition). BRGM, Orléans, 208 p.

Morzadec P., Brice D. & Loones C. (2007). – Trilobites dévoniens de Ferques, Boulonnais, Nord de la France : Migrations et paléobiogéographie. *Annales de la Société géologique du Nord*, **14** (2e série) : 23-28.

Zapalski M.K., Hubert B.L.M., Nicollin J.-P., Mistiaen B. & Brice D. (2007). – The palaeodiversity of stromatoporoids, tabulates and brachiopods in the Devonian of the Ardennes – Changes through time. *Bulletin de la Société géologique de France*, **178** (5) : 383-390. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.5.383

Brice D. (2008). – Antoine Bonte et son œuvre (1908-1995). *Annales de la Société géologique du Nord*, **15** (2e série) : 91-96.

Brice D., Mottequin B. & Loones C. (2008). – Découverte de nouveaux brachiopodes dans le Givétien (Dévonien) du Boulonnais (N. France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **15** (2e série) : 1-14.

Brice D. (2009). – Révision systématique des rhynchonelles (Brachiopoda) dévoniennes (Emsien - base de l'Eifelien) de Fourmies en Avesnois (N. de la France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **16** (2e série) : 35-45.

Brice D. & Ouali Mehadji A. (2009). Découverte d'une "faune naine" de Pentamerida (Brachiopoda dévoniens) à Gara Djebilet (flanc sud du Bassin de Tindouf) en Algérie. *Annales de la Société géologique du Nord*, **16** (2e série) : 69-77.

Mistiaen B. & Brice D. (2009). — Les « marbres » du Boulonnais à Ferques. Des calcaires carbonifères aux aspects très variés. *In* Robaszynski F. & Guyétant G. (eds), Des roches aux paysages dans le Nord – Pas-de-Calais. Richesse de notre patrimoine géologique. Société géologique du Nord et Conservatoire des Sites Naturels du Nord et du Pas-de-Calais, [Villeneuve-d'Ascq] et [Lillers], p. 64-67.

Mistiaen B. & Brice D. (2009). — Le Boulonnais sous les tropiques. Les carrières du Griset et du Banc Noir à Ferques. *In* Robaszynski F. & Guyétant G. (eds), Des roches aux paysages dans le Nord – Pas-de-Calais. Richesse de notre patrimoine géologique. Société géologique du Nord & Conservatoire des Sites Naturels du Nord et du Pas-de-Calais, [Villeneuve-d'Ascq] et [Lillers], p. 68-71.

Brice D., Boumendjel K., Rachebœuf P.R. & Mottequin B. (2011). – Lower Devonian rhynchonellid brachiopods from the Ougarta area (western Sahara, Algeria). *Bulletin of Geosciences*, **86** (1), 71-90. https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1198

Mistiaen B., Brice D., Hubert B. & Loones C. (2011). – Field trip 2: Classical Devonian and Carboniferous sites in the Ferques area, Boulonnais, Northern France. *In* Aretz M. & Poty E. (eds), 11th Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège, August 19–29, 2011. Field Guides. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, **20 :** 51-98.

Mistiaen B., Brice D., Loones C. & De Sousa A. (2012). – Un affleurement temporaire exposant le contact entre les formations de Beaulieu et de Ferques (Frasnien, Boulonnais). *Annales de la Société géologique du Nord*, **19** (2e série) : 39-47. https://doi.org/10.54563/asgn.1369

Mistiaen B., Brice D., Zapalski M.K. & Loones C. (2012). – Brachiopods and their auloporid epibionts in the Devonian of Boulonnais (France): Comparison with other associations globally. *In* Talent J.A. (ed.), Earth and Life. International Year of Planet Earth. Springer, Dordrecht, p. 159-188. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3428-1_7

Crônier C., Malti F. Z., François A., Benyoucef M. & Brice D. (2013). – First occurrence of a phacopid trilobite faunule from the Upper Devonian of Saoura Valley, Algeria and biodiversity fluctuations. *Geological Magazine*, **150** (6) : 1002-1021. https://doi.org/10.1017/s0016756813000277

Becker R.T., Hartenfels S., Aboussalam Z.S., Tragelehn H., Brice D. & El Hassani A. (2013). – The Devonian – Carboniferous Boundary at Lalla Mimouna (northern Maider) – a progress report. *In* Becker R.T., El Hassani A. & Tahiri A. (eds), International Field Symposium 'The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana'. *Document de l'Institut scientifique (Rabat)*, **27** : 109-120.

Brice D., Nicollin J.-P. & Mottequin B. (2013). – Diversity of strophomenid, orthotetid and orthid brachiopods in the uppermost Famennian ("Strunian"; Upper Devonian) of the Avesnois (northern France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **20** (2e série) : 53-63. https://doi.org/10.54563/asgn.736

Mistiaen B., Brice D., Devleeschouwer X., Hubert B., Khatir A., Mottequin B., Nicollin J.-P. & Poty E. (2013). – Le « Calcaire d'Etrœungt » dans les coupes historiques d'Etrœungt et d'Avesnelles (Avesnois, Nord, France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **20** (2e série) : 43-51. https://doi.org/10.54563/asgn.2002

Mottequin B., Marion J.-M. & Brice D. (2013). – Preliminary data on plicathyridines (Brachiopoda) from the Frasnian of southern Belgium and the Middle East (Afghanistan, Iran). *In* El Hassani A., Becker R.T. & Tahiri A. (eds), International Field Symposium 'The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana'. *Documents de l'Institut Scientifique (Rabat)*, **26** : 90-92.

Blieck A., Brice D., Charvet J., Cuvelier J., De Baere J.-P., Dhainaut A., Matrion A., Meilliez F., Mistiaen B., Oudoire T., Ricour J., Somme J. & Trentesaux A. (2014). – La Société géologique du Nord et les sciences de la Terre dans le nord de la France : science, industrie et société. *In* Blieck A. & De Baere J.-P. (eds), La Société géologique du Nord et l'histoire des sciences de la Terre dans le nord de la France. *Mémoires de la Société géologique du Nord*, **17 :** 3-40.

Mottequin B., Brice D. & Legrand-Blain M. (2014). – Biostratigraphic significance of brachiopods near the Devonian–Carboniferous boundary. *Geological Magazine*, **151** (2) : 216-228. https://doi.org/10.1017/s0016756813000368

Brice D. (2015). – Paul Sartenaer (1925 - 2015). *Annales de la Société géologique du Nord*, **22** (2e série) : 77-84. https://doi.org/10.54563/asgn.1146

Brice D. & Mottequin B. (2015). – Un nucinulide (Brachiopoda, Rhynchonellida) nouveau de l'Emsien (Dévonien) du Massif Armoricain (France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **22** (2e série) : 93-100. https://doi.org/10.54563/asgn.1160

Mistiaen B., Brice D., Hubert B.L.M. & Pinte E. (2015). – Devonian palaeobiogeographic affinities of Afghanistan and surrounding areas (Iran, Pakistan). *Journal of Asian Earth Sciences*, **102** : 102-126. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.02.008

Mottequin B., Malti F.Z., Benyoucef M., Crônier C., Samar L., Randon C. & Brice D. (2015). – Famennian rhynchonellides (Brachiopoda) from deep-water facies of the Ougarta Basin (Saoura Valley, Algeria). *Geological Magazine*, **152** (6) : 1009-1024. https://doi.org/10.1017/s0016756814000697

Blieck A. & Brice D. (2016). – Les poissons. *In* Brice D. (coord.), 2016. Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 170-171.

Brice D. (2016). – Introduction. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 14-15

Brice D. (2016). – Origine du nom, limites originales de l'étage et situation du Givétien dans l'échelle des temps géologiques. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 31-35.

Brice D. (2016). – Quelques grands auteurs de la géologie du Givétien ardennais au cours des deux derniers siècles. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 39-48.

Brice D. (2016). – Quelques biographies. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 49-57.

Brice D. (2016). – Les collections de fossiles givétiens. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 233-247.

Brice D. (2016). – Compléments sur les collections de fossiles givétiens. In Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, CD-ROM.

Brice D. (2016). – Contenu paléontologique des sites stratotypiques du Givétien. Règne animal. Brachiopoda. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, CD-ROM.

Brice D. (2016). – Obituaries. Paul Sartenaer (1925-2015). *Subcommission on Devonian Stratigraphy*, *Newsletter*, **31** : 2-4.

Brice D., Boulvain F., Hubert B., Mabille C. & Mistiaen B. (2016). – Les sites remarquables. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 80-93.

Brice D., Bouton P., Joseph J., Morzadec P. & Paris F. (2016). – La stratigraphie du Givétien en France. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 112-124.

Brice D., Maillet S. & Vachard D. (2016). – Les sites stratotypiques. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 66-79

Le Menn J., Loones C. & Brice D. (2016). – Les crinoïdes (échinodermes). *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 156-157.

Mistiaen B., Brice D., Blieck A., Averbuch O., Charlet J.-M., Cocks L. M. R., Colbeaux J.-P., Debuyser M., Demarque D., De Wever P., Groessens E., Hubert B. L. M., Loones C., Mansy J.-L., Martini G., Meilliez F. & Vidier D. (2016). – Le Boulonnais (Pas-de-Calais) : un patrimoine géologique remarquable, avec une attention particulière au Dévonien. *Annales de la Société géologique du Nord*, **23** (2e série) : 31-39. https://doi.org/10.54563/asgn.1634

Mistiaen B., Brice D. & Loones C. (2016). – Les coraux rugueux du Boulonnais. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 138-139.

Mistiaen B., Loones C. & Brice D. (2016). – Les épibiontes du Boulonnais. *In* Brice D. (coord.), Stratotype Givétien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze, p. 146-147.

Mottequin B. & Brice D. (2016). – Upper and uppermost Famennian (Devonian) brachiopods from north-western France (Avesnois) and southern Belgium. *Geologica Belgica*, **19** (1-2) : 121-134. https://doi.org/10.20341/gb.2016.004

Mottequin B., Brice D., Marion J.-M. & Simon E. (2016). – Plicathyridine brachiopods (Athyridida) from the Frasnian (Late Devonian) of Western Europe and Middle East. *Geobios*, **49** (5) : 381-393. https://doi.org/10.1016/j.geobios.2016.06.004

Ballèvre M., Brice D., Lardeux H., Morzadec P. & Mottequin B. (2019). – Reassignment of *Pentamerus davyi* Oehlert to *Zdimir robustus* (Barrande) (Brachiopoda, Devonian): Stratigraphic and palaeogeographic implications. *Annales de Paléontologie*, **105** : 97-108. https://doi.org/10.1016/j.annpal.2019.04.003

Brice D. & Mistiaen B. (2019). – M. l'abbé Gilbert Tieghem (1921 – 2019). *Annales de la Société géologique du Nord*, **26** (2e série) : 87-88. https://doi.org/10.54563/asgn.515

Mottequin B. & Brice D. (2019). – Reappraisal of some Upper Devonian (Famennian) spiriferide brachiopods from the Band-e Bayan Domain (Afghanistan). *Geobios*, **52** : 47-65. https://doi.org/10.1016/j.geobios.2018.11.003

Brice D. & Blieck A. (2020). – Bruno Mistiaen (1.5.1946 – 19.10.2019). *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter*, 35 : 4-13.

Brice D. & Blieck A. (2020). – Bruno Mistiaen (1946-2019). *Annales de la Société géologique du Nord*, **27** (2e série) : 121-128. https://dx.doi.org/10.54563/asgn.265

Liste des résumés de congrès

Lardeux H., Brice D. & Drot J. (1981). – Lower/Middle Devonian and Middle/upper Devonian boundary. Subcommission on Devonian Stratigraphy: 8 p.

Brice D. & Mistiaen B. (1992). – Le G.F.P., une rétrospective. *In* VVVVV (ed.), Paléogéographies et biogéographies de l'Europe occidentale au Paléozoïque, 16-17 octobre 1992, Villeneuve

d'Ascq, programme et Résumés, congrès GFP-SGF avec l'appui du PICG 382 "Palaeozoic Microvertebrates" : 27.

Mistiaen B., Brice D., Milhau B., Poncet J., Rohart J.-C. & Weyant M. (1992) – Affinités paléogéographiques des faunes praguiennes des horizons récifaux de Baubigny (Cotentin, Massif Armoricain, France). Paléogéographies et biogéographies de l'Europe occidentale au Paléozoïque, 16-17 octobre 1992, Villeneuve d'Ascq, programme et Résumés, congrès GFP-SGF avec l'appui du PICG 382 "Palaeozoic Microvertebrates" : 59.

Brice D., Degardin J.-M., Derycke C., Hou H.-F., Milhau B., Mistiaen B., Rohart J.-C., Vachard D. & Wu X.-T. (1996). – Comparative faunal content between Strunian of Etaoucun (Guanxi, South China) and the stratotype area (Etroeungt, North of France). *In* 30th International Geological Congress, 4-14 August 1996, China, Beijing, abstract, vol. 2, Beijing : 109.

Mistiaen B., Milhau B., Brice D., Degardin J.-M., Derycke C., Hou H.-F., Khatir A., Rohart J.-C., Vachard D. and Wu X.-T. (1997). – Famennien terminal (Strunien) d'Etroeungt (Avesnois, Nord de la France) et d'Etaoucun (Guangxi, Chine du Sud) : conséquences paléogéographiques. *In* De la biostratigraphie à la paléobiogéographie, réunion spécialisée APF-SGF autour de Raymond Enay, 27-28 novembre 1997, Lyon : Résumés. APF & SGF, Lyon : 30.

Gourvennec R., Bouyx E., Brice D. & Le Menn J. (1997). – The Siluro-Devonian Palaeobiogeography of the Meguma Terrane and its relationships with North Gondwana. *In* Pires C, Gomes M. & Coke C. (eds), XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Reunião anual do PICG-376. Evolução Geológica do Maciço Ibérico e seu enquadramento Continental, 16-26 de Setembro de 1997. UTAD, Vila Real : 65-70.

Brice D. (1998). – Rhynchonellid and Spiriferid brachiopod faunas from Silurian and Devonian of Central and East-Central Iran. *In* VVVV (ed.), Fourth International Meeting of IGCP 421, 5-20 Dec. 1998, Esfahan, Iran : 5-6.

Brice D. & Nicollin J.-P. (2000) – Contribution to Famennian and Early Carboniferous biostratigraphy based on Spiriferid brachiopod taxa repartition in North Gondwana. *In* The Fourth, Millennium, International Brachiopod Congress, July 10th to 14th, 2000. The Natural History Museum, London : abstracts : 1 p.

Brice D. & Mistiaen B. (2002). – Le Strunien. *In* Colloque Géologie, patrimoine et environnement en Nord-Pas-de-Calais, 26-28 novembre 2002 : résumés. Musée d'Histoire Naturelle de Lille, Lille : 24.

Brice D., Legrand-Blain M., Nicollin J.-P., Becker R.T. & Kaiser S. (2004). – Brachiopod Biostratigraphy around the Devonian-Carboniferous boundary in Morocco and surrounding localities in Algerian Sahara. *In* Devonian neritic–pelagic correlation and events. IUGS Subcommission on Devonian Stratigraphy, International Meeting on Stratigraphy, Rabat, Morocco, March 1–10: Abstracts. Institut scientifique, Rabat : 15-18.

Mistiaen B., Brice D., Nicollin J.-P. & Bin H. (2004). – Some data on the Upper Devonian succession of the Shaogun quarries, North Guangdong, South China. *In* 48th Palaeontological Association Annual Meeting, 17-20 December, 2004, Lille : Abstracts with programme. *Palaeontological Association, Newsletter*, **57** : 167.

Mistiaen B., Zapalski M., Brice D., Fontaine H., Salyapongse S. & Suteethorn V. (2004). – Devonian stromatoporoids, tabulate corals and brachiopods from the Northeast Thailand. *In* 48th Palaeontological Association Annual Meeting, 17-20 December, 2004, Lille : Abstracts with programme. *Palaeontological Association, Newsletter*, **57** : 166.

Brice D. (2005). – A Review of Devonian Rhynchonellid and Spiriferid Brachiopods from Iran and Surrounding Areas, Useful for Biostratigraphy and Correlation. *In* Harper D.A.T., Long S.L. & McCorry M. (eds), Fifth International Brachiopod Congress: Copenhagen 2005. Abstracts. Geological Survey of Denmark and Greenland, Copenhagen : 7-8.

Blieck A., Mistiaen B. & Brice D. (2006). – 30e anniversaire du G.F.P. (Groupe français du Paléozoïque). *In* 21e Réunion des Sciences de la Terre, du 4 au 8 décembre 2006, Dijon (résumé). [s.n.], Dijon : 256.

Brice D., Mistiaen B., Hubert B. & De Wever P. (2006). – Givétien : Apogée du phénomène récifal. Le stratotype du Givétien à Givet : un site remarquable du patrimoine national. *In* 21e Réunion des Sciences de la Terre, du 4 au 8 décembre 2006, Dijon (résumé). [s.n.], Dijon : 257-258.

Hubert B., Mistiaen B. & Brice D. (2006). – Deux site dévoniens remarquables en Avesnois. In 21e Réunion des Sciences de la Terre, du 4 au 8 décembre 2006, Dijon (résumé). [s.n.], Dijon : 262.

Hubert B., Brice D., Crônier C., Milhau B., Mistiaen B., Nicollin J.-P. & Zapalski M. (2007). – Distribution of stromatoporoids, tabulate corals, brachiopods, trilobites and ostracods around the Hanonet – Trois-Fontaines formations boundary (Givet, N. France) – Affinities and paleogeographical implications. *In* 1st international palaeobiogeography symposium, July 10-13, 2007 : Abstracts. Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), Muséum national d'Histoire naturelle, CNRS, Paris : 49.

Brice D. (2008). – What are the causes and palaeoecological significance of small-sized samples of marine invertebrates? *In* Kröger B. & Servais T. (eds), Palaeozoic Climates. International Congress – Congrès international, August 22-31, 2008, Lille, France. Abstracts. [Université de Lille 1], Lille : 18.

Brice D. (2009). – A new bio-marker Devonian brachiopod genus, *Ghorospirifer* [sic, pro *Ghorispirifer*], in the Late Famennian from the west Afghanistan. *In* Thirion F., Legrain X. & Vecoli M. (eds), Prospectives en Paléontologie et Palynologie, 4e congrès de l'Association Paléontologique Française (AP.F.) – 21e réunion de l'Association des Palynologues de Langue Française (A.P.L.F.), 02-05 juin 2009, Lille, France, Résumés. A.P.F. & A.P.L.F., Lille : 21.

Mottequin B. & Brice D. (2010). – Plicathyridine brachiopods from the Frasnian (Upper Devonian) of the Middle East and Belgium. *In* 3rd International Palaeontological Congress (IPC3),

June 28-July 3, 2010, London : Programme & Abstracts. [s.n.], London : 287.

Brice D. & Mottequin B. (2011). – Rhynchonellid and spiriferid brachiopods as valuable tools for correlation of shelly faunas near the Devonian/Carboniferous boundary. *In* Håkansson E. & Trotter J.A. (eds), Programme & Abstracts: the XVII International Congress on the Carboniferous and Permian. *Geological Survey of Western Australia, Record* **2011** (20) : 48.

Hubert B.L.M., Devleeschouwer X., Mistiaen B., Brice D., Nicollin J.-P., Cambier G., Vallet F., Poty E. & Mottequin B. (2013). – Macrofauna, rock magnetism and sedimentology in the Etroeungt Limestone ('Strunian', Uppermost Famennian) at Avesnelles (northern France). *In* Whalen M. *et al.* (eds), IGCP 580-596 Geophysical and Geochemical Techniques: A Window on the Palaeozoic World, 27 August – 1 September 2013 : Programme with Abstracts. Geological Survey of Canada and ERCB Core Research Center, Calgary : 36-37.

Brice D. & Mottequin B. (2015). – New insights on Uppermost Famennian brachiopods from northwestern France (Avesnois). *In* Mottequin B. *et al.* (eds), IGCP 596 - SDS SYMPOSIUM, Climate change and Biodiversity patterns in the Mid-Palaeozoic, September 20-22, 2015, Brussels – Belgium : Abstracts. *STRATA, Série 1, Communications*, 16 : 23-24.

Articles de vulgarisation scientifique

Brice D. 2011. Les brachiopodes. *In* Gibout B. & Brice D., Vireux-Molhain, il y a 385 millions d'années. La lettre d'information des réserves naturelles des Ardennes, 12 : [4].

Gibout B., Brice D. & Pinte E. (s.d.) – La Faune Fossile du « Mur des Douaniers ». Association Minéralogique et Paléontologique de Bogny-sur-Meuse, 28 p.

Bibliographie liée à cet article, hors références Brice :

Goubet P. (1997). – Sites géologiques remarquables du Nord-Pas-de-Calais. Inventaire. Stratégie régionale de préservation et de mise en valeur. - Conservatoire des sites naturels du Nord-Pas-de-Calais, 130 p.

Robaszynski F. (coord.). (2000). - Actes des deuxièmes journées nationales du patrimoine géologique. Lille. 16-18 juin 1999. - *Annales Soc. géol. Nord*, 7 (2e série), 4, 151-232.

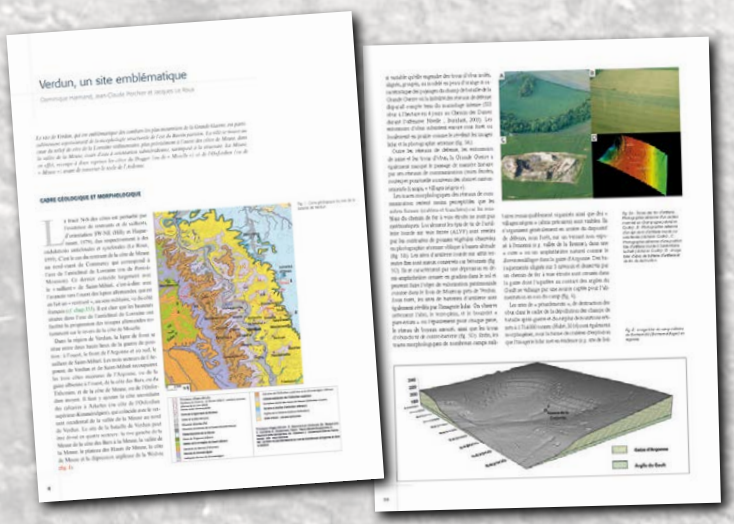
14-18 : La Terre et le Feu

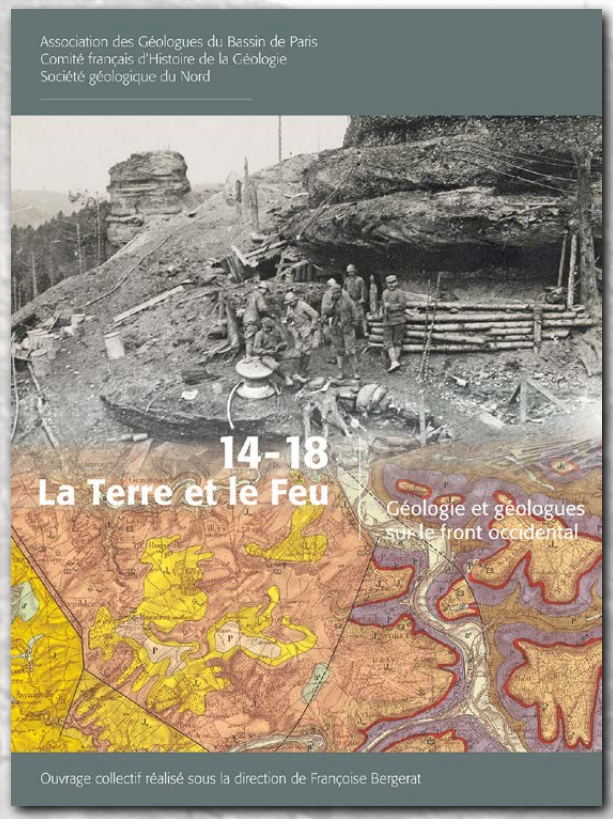
Géologie et géologues sur le front occidental

Une publication de l'AGBP, du COFRHIGEO et de la SGN

Le rôle des formes du relief

La stratégie des belligérants a été marquée dès le début de la guerre par le rôle de la géomorphologie. Les auréoles concentriques du Bassin parisien, avec leurs escarpements de côtes face à l'est et défendus par les fortifications du système Séré de Rivières constituaient l'imprenable « forteresse France » que les Allemands ont dû contourner par la Belgique.





La nature des roches

La nature des roches a défini les conditions dans lesquelles les soldats ont creusé tranchées et galeries de mines, et l'aptitude à la circulation des troupes et des équipements lourds, notamment les chars.

Les carrières souterraines des régions calcaires ont offert des abris aux combattants. La guerre de mines a été influencée, comme les autres travaux du génie, par la distribution, l'épaisseur et la structure des roches, leurs caractéristiques physiques et la présence d'eaux souterraines.

Les géologues dans le conflit

À la différence des Allemands et des Britanniques, les Français n'ont pas constitué de corps de géologues militaires, l'information géologique reposant davantage sur des spécialistes non mobilisés et des réseaux informels. Les géologues des diverses parties ont été impliqués dans l'approvisionnement en eau et en ressources minérales, dans le creusement des mines et dans le choix des sites stratégiques. Parallèlement, une guerre idéologique a opposé les scientifiques des deux camps.



Les conséquences environnementales

Les nouvelles technologies (systèmes d'information géographiques, images Lidar...) permettent d'identifier les traces du conflit dans la morphologie. La dégradation des sols et les zones polluées constituent un nouveau domaine d'étude en phase avec les préoccupations contemporaines.

L'ouvrage, de plus de 450 pages et richement illustré en quadrichromie (cartes, dessins, photographies) est disponible au prix de 38 €. Il peut être retiré à la Société Géologique du Nord sur rendez-vous (jean-pierrenicollin@orange.fr) ou être envoyé par voie postale. (frais d'emballage et d'expédition en sus) : renseignements et commandes par courriel (jean-pierrenicollin@orange.fr) ou par courrier :(Société Géologique du Nord, Université de Lille, Cité Scientifique (Bât. SN5), 59655 Villeneuve d'Ascq).

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 25-28, 2025

JOURNÉES DE SENSIBILISATION RÉGIONALE À LA GÉOTHERMIE PROFONDE EN HAUTS-DE-FRANCE – 22 & 23 FÉVRIER 2024

Regional awareness days for deep geothermal energy in Hauts-de-France region – 2024 February 22nd & 23rd

Fabien Graveleau

Université de Lille, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, UMR LOG 8187, U.Lille, ULCO, CNRS, IRD, F-59000 Lille, France
fabien.graveleau@univ-lille.fr

Claire Bossennec

Université de Lille, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, UMR LOG 8187, U.Lille, ULCO, CNRS, IRD, F-59000 Lille, France
claire.bossennec@univ-lille.fr

Armand Pomart

Association Française des Professionnels de la Géothermie (AFPG), 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris, France
armand.pomart@afpg.asso.fr

Olivier Averbuch

Université de Lille, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, UMR LOG 8187, U.Lille, ULCO, CNRS, IRD, F-59000 Lille, France
olivier.averbuch@univ-lille.fr

Nicolas Dupont

Université de Mons, Faculté Polytechnique, Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, 9 rue de Houdain, 7000 Mons Belgique,
dupont.nicolas@umons.ac.be

Hussein Mroueh

Université de Lille, Polytech Lille, Laboratoire de Génie Civil et géo-Environnement, F-59000 Lille, France
hussein.mroueh@univ-lille.fr

Lionel Genetelli

Université de Lille, Service Valorisation, lien Science-Société, F-59000 Lille, France
lionel.genetelli@univ-lille.fr

François Penven

Vallourec, F-59620 Aulnoyes-Aymeries, France
francois.penven@vallourec.com

Maximilien Demaisonneuve

Vallourec, F-59620 Aulnoyes-Aymeries, France
maximilien.demaisonneuve@vallourec.com

Les 22 et 23 février 2024, l'Association Française des Professionnels de la Géothermie (AFPG) a organisé à l'Université de Lille, un évènement de sensibilisation régionale à la géothermie profonde. Cet évènement a été coorganisé avec l'Agence de la Transition Ecologique (ADEME), le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), le Réseau Animation Géothermie et les composantes Polytech Lille et Faculté des Sciences et Technologies (Département des Sciences de la Terre) de l'Université de Lille, avec le soutien de la Région Hauts-de-France, UniLaSalle Beauvais, l'Université de Mons (Belgique), l'Intercommunale de Développement Économique et d'Aménagement (IDEA) du territoire de la région Mons-Borinage-Centre, l'entreprise Vallourec, l'Agence de Développement et d'Urbanisme et la Direction Régionale de l'Environnement l'Aménagement et du Logement (DREAL).

Cet évènement s'est tenu en deux sessions : d'une part pendant toute la journée du 22 février 2024 avec des présentations orales à l'amphithéâtre Migeon de Polytech Lille, et d'autre part sur le terrain, le 23 février 2024 avec deux sorties optionnelles à 1) St Ghislain, pour visiter la centrale géothermique (organisation Univ. Mons et IDEA), et 2) à Aulnoye-Aymeries, pour visiter le site de Vallourec, spécialistes des équipements tubulaires, notamment utilisés en puits.

CONFÉRENCES EN SALLE DU 22 FÉVRIER 2024

Lors de la journée en salle du 22 février 2024, la programmation s'est organisée autour de conférences et de retours d'expériences sur le territoire régional des Hauts-de-France et en Wallonie-Hainaut (Belgique). Ainsi, la matinée a donné la parole à des intervenants détaillant ce que sont les géother-

mies, leurs principe/fonctionnement et avantages, leur lien structurel avec les besoins de surface, les démarches réglementaires, les garanties et subventions envisageables et enfin le besoin d'étude de *derisquage (derisking)* pour chaque projet.

Les orateurs étaient les suivants :

✧ **Armand POMART** (Référent géothermie profonde – AFPG) : ***Introduction :*** *Les différentes formes de géothermie ; quelles complémentarités entre géothermie de surface et géothermie profonde ?*

✧ **Armand POMART** : ***Le B.A.-BA de la géothermie profonde : de quoi parle-t-on réellement ?*** *D'où l'énergie vient-elle, et à quoi peut-elle servir ? Comment fonctionne une installation et comment la mettre en place ? Quels avantages à faire le choix de la géothermie profonde ?*

✧ **Estelle DOURLAT** (animatrice régionale géothermie – UniLaSalle) : ***Le déroulé d'un projet de géothermie profonde :*** *Évaluer les besoins en surface : du bâtiment industriel (étude thermique) au réseau de chaleur (schéma directeur) et identifier une opportunité de faire de la géothermie et la pertinence d'approfondir ce choix.*

✧ **Norbert BOMMENSATT** (référent géothermie profonde – ADEME) : Démarches réglementaires.

✧ **Norbert BOMMENSATT** et **Florent DUPUIS** (ADEME) : garanties, coût et subventions.

✧ **Christian BOISSAVY** (expert géothermie) : Réaliser une étude de *dérisquage* et aboutir à un premier forage (puis finaliser l'installation).

Ces présentations n'ont pas donné lieu à des résumés étendus proposés dans ce dossier géothermie mais peuvent être consultées en ligne sur le lien suivant : https://afpg-extranet.s3.amazonaws.com/media/2024/3/19/Pre%CC%81sentations%20JSGe%CC%81othermie%20Haut-de-France%202024.pdf

L'après-midi, plusieurs orateurs et oratrices ont pu rendre compte de retours d'expériences sur la géothermie profonde concernant les recherches actuelles, les réflexions sur les échecs des années passées et sur les projets en cours. Les orateurs étaient les suivants :

✧ **Estelle DOURLAT** (animatrice régionale géothermie – UniLaSalle) : *Résumé des objectifs régionaux de développement de la géothermie.*

✧ **Christian BOISSAVY** (expert géothermie) : *Retours d'expérience de projets en Hauts-de-France abandonnés dans les années 1980/90 et potentiel de développement dans la partie Nord du Bassin parisien - Présentation des cartographies de la partie Nord du Bassin parisien.*

✧ **Olivier KAUFMANN** (professeur de géologie – Université de Mons) : *Retours d'expérience belges : des décennies de valorisation de la géothermie profonde sur plusieurs sites montois.*

✧ **Chrystel DEZAYES** (géologue, chef de projet – BRGM), **Estelle PETICLERC** (Service géologique Belge) & **Olivier AVERBUCH** (Université de Lille, LOG) : *Présentation des conclusions du projet Européen Interreg NW Europe DGE-ROLLOUT ; quels apports pour le développement de la géothermie dans les Hauts- de-France ?*

✧ **Thomas GUEANT** (expert géothermie, ENGIE SOLUTION) : *Retour d'expérience de projets qui sont en cours de mise en place : Douai.*

✧ **Armand POMART** (animateur régional géothermie Île-de-France – AFPG / ADEME) : *Retours d'expérience de projets franciliens.*

Au terme de cette journée, l'Université de Lille, au travers de ses composantes Polytech-Lille (représentée par M. Hussein MROUEH) et la Faculté des Sciences et Technologies (représentée par Fabien GRAVELEAU) a exposé son projet de développement d'un démonstrateur de géothermies sur son campus de la Cité Scientifique à Villeneuve d'Ascq. Actuellement, ce campus accueille près de 23 000 étudiants et personnels qui vivent et travaillent quotidiennement au sein d'environ 100 bâtiments de recherche (laboratoires), d'enseignement (amphithéâtres, salles de cours), de logements (résidences CROUS), de restaurants, de bibliothèques, etc. Afin d'opérer une mutation de son réseau de chaleur vers un mix dominé par les énergies renouvelables, l'Université s'est engagée dans une maitrise et une réduction de ses consommations par la rénovation énergétique de ses bâtiments et par l'expérimentation d'énergies alternatives (géothermies, récupération de chaleur fatale, etc.). Développer un démonstrateur de géothermies s'avère donc un élément important de cette stratégie de décarbonation. Au-delà de produire et d'utiliser une énergie durable locale bas carbone, ce projet permettra de fournir un outil d'accélération de la recherche scientifique mais aussi d'illustration et d'enseignements des enjeux des transitions au sein des offres de formation.

EXCURSIONS SUR LE TERRAIN 23 FÉVRIER 2024

Lors de la journée sur le terrain du 23 février 2024, deux destinations étaient proposées : 1) d'une part la visite de la centrale géothermique de Saint-Ghislain (Belgique) et d'autre part le site de production et de recherche et développement de l'entreprise Vallourec (Aulnoye-Aymeries, France). Environ 30 personnes ont participé à la première sortie, tandis qu'une quinzaine de participants a pris part à la visite du second site.

À Saint-Ghislain, la visite a été animée par MM. Nicolas DUPONT (UMONS) et Vincent RENARD (IDEA). Elle a débuté par une mise en contexte du sondage d'exploration foré entre 1972 et 1976 jusqu'à la profondeur de 5 403 m et qui fut à l'époque le plus profond de Belgique. D'un point de vue géologique, les découvertes les plus importantes de ce forage sont la présence d'épaisses couches d'évaporites dans le Viséen ainsi que l'existence à leur base d'un niveau de dissolution situé à environ 2,5 km de profondeur. Lors du forage c'est d'ailleurs depuis ce niveau qu'ont jailli des eaux sulfatées d'une température de 73 °C et à un débit de l'ordre de 150 m^3/h. La deuxième partie de la visite a été consacrée aux installations de la centrale géothermique de Saint-Ghislain qui valorise depuis 1985 le sondage d'exploration reconverti en puits géothermique profond. Les eaux géothermales fournissent leur énergie thermique à un réseau de chaleur qui parcoure la ville de Saint-Ghislain sur plus de 6 km et qui alimente des bâtiments publics (gare, hôpital, écoles) ainsi que des immeubles à appartements.

Sur le site de Vallourec, la visite a été animée par MM. François PENVEN et Maximilien DEMAISONNEUVE. Vallourec est un fabricant de solutions tubulaires en acier qui fournit les marchés de l'énergie, dont la géothermie, depuis plusieurs décennies. La visite de l'usine s'est axée sur les laboratoires de corrosion et la station d'essais permettant aux visiteurs de mieux comprendre les modes de fabrication et de tests de ses tubes et connections, des composants-clés pour les puits de géothermie. Les puits géothermiques étant soumis à des environnements sévères, en particulier en termes de température et de corrosion, l'entreprise s'attache à garantir la fiabilité des tubes installés afin de garantir la longévité des puits.

Dans ce dossier des *Annales* de la Société Géologique du Nord, cinq contributions écrites relatant les contenus de présentations du 22 février 2024 sont proposées.

Dans l'article de **Pomart *et al.***, les auteurs dressent un panorama des géothermies à la française, expliquant tout d'abord les différents types de géothermies observables en France. Il s'agit d'une part de la géothermie de surface et d'autre part de la géothermie profonde. L'une et l'autre sont décrites sommairement d'un point de vue technique et réglementaire. Cette contribution offre l'opportunité de vulgariser une méthodologie aux différentes facettes qui peut être déclinée sur une très grande partie du territoire des Hauts-de-France ; une opportunité est ainsi offerte aux acteurs socio-économiques de décarboner leurs activités et leurs usages immobiliers.

Dans l'article suivant de **Kaufmann *et al.***, les auteurs racontent l'épopée toujours en cours du développement et du déploiement de la géothermie profonde au cœur du Hainaut (Belgique). S'attelant à décrire d'abord le contexte géologique, puis la prospection et la caractérisation de la ressource, cet article synthétise ensuite les principaux résultats géophysiques et géologiques obtenus au cours des dernières décennies. La modélisation du réservoir et des tests de simulations hydrogéologiques sont présentés et permettent de proposer des scenarios de valorisation de la ressource géothermale. La note s'achève par l'exposé de pistes et perspectives de développement.

Dans l'article de **Dezayes *et al.***, les auteurs présentent le potentiel géothermique des calcaires du Dinantien dans le Nord-Ouest de l'Europe (France, Belgique, Pays-Bas, Ouest de l'Allemagne), malgré une complexité de la structuration, de la profondeur induisant une forte hétérogénéité géologique. Cette contribution met en lumière les études menées dans le cadre du projet européen INTERREG NWE DGE-Rollout, incluant analyses des profils sismiques, construction et homogénéisation des modèles transfrontaliers, avec carte de chaleur disponible et estimation des indices composites du potentiel socio-économique pour la géothermie profonde dans ces unités du Dinantien. Deux zones prometteuses ont été identifiées dans les Hauts-de-France : Douai-Valenciennes et Maubeuge, où la demande énergétique et les caractéristiques des réservoirs convergent. Ces zones offrent des perspectives pour des projets industriels, notamment pour la décarbonation des besoins thermiques.

Enfin, dans l'article de **Guéant *et al.***, une magnifique étude de cas est présentée avec l'exemple du projet de Douai où l'entreprise ENGIE Solutions présente la stratégie de décarbonation mise en œuvre dans le cadre du système hydrothermal de Douai, illustrant le potentiel géothermique du Dinantien. Dans un contexte de transition énergétique, ENGIE Solutions et ses partenaires ont développé un programme ambitieux visant à décarboner jusqu'à 67 % des besoins thermiques de l'usine Renault de Douai, en s'appuyant sur des approches innovantes et multidisciplinaires. Des campagnes sismiques et magnétotelluriques ont permis de mieux caractériser le réservoir géologique, révélant un système poreux et perméable rempli d'eau faiblement salée. Ce projet pourrait marquer un tournant pour l'exploitation géothermique transfrontalière dans les Hauts-de-France.

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 29-34, 2025

PANORAMA DES GÉOTHERMIES À LA FRANÇAISE

Overview of French geothermal energy

Armand Pomart

Association Française des Professionnels de la Géothermie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris

La géothermie est une énergie locale et renouvelable disponible sur l'ensemble du territoire. Elle est mobilisable à partir de la surface de la Terre et jusqu'à des profondeurs supérieures à 5 kilomètres. Sa valorisation moderne sur le territoire national commence dans les années 1970 après des utilisations historiques de sources thermales. Son développement se fait par à-coups, au gré des chocs pétroliers, crises géopolitiques et des incitations publiques. Dans le contexte actuel, tant de lutte contre le changement climatique que d'adaptation à ses effets, il apparait nécessaire de la déployer massivement et à toutes les échelles. Depuis 2023, « un plan d'action pour accélérer son développement » a été mis en place par le Ministère de la transition énergétique [1] et vise à lever les freins à son développement.

1. LES GÉOTHERMIES

La filière française de géothermie se décompose en deux grandes familles : la géothermie de surface et la géothermie profonde. Les caractéristiques de ces opérations et leurs usages sont présentés en Figure 1. Le point commun entre toutes les installations est qu'elles mobilisent une température stable du sous-sol tout au long de l'année. En fonction de la profondeur de la ressource et du contexte géologique, hydrogéologique et géodynamique, il est possible de mobiliser le fluide géothermique en circuit ouvert (prélèvement et réinjection d'une ressource souterraine via un ou plusieurs forages) ou d'extraire de l'énergie via des échangeurs souterrains en circuits fermés (tubes enterrés). Grâce à la diversité des solutions techniques et à la multitude de contextes géologiques en France (métropole et outre-mer), il est possible d'envisager la mise en œuvre de la géothermie au plus près de la demande en énergie, en milieu urbain comme en milieu rural.

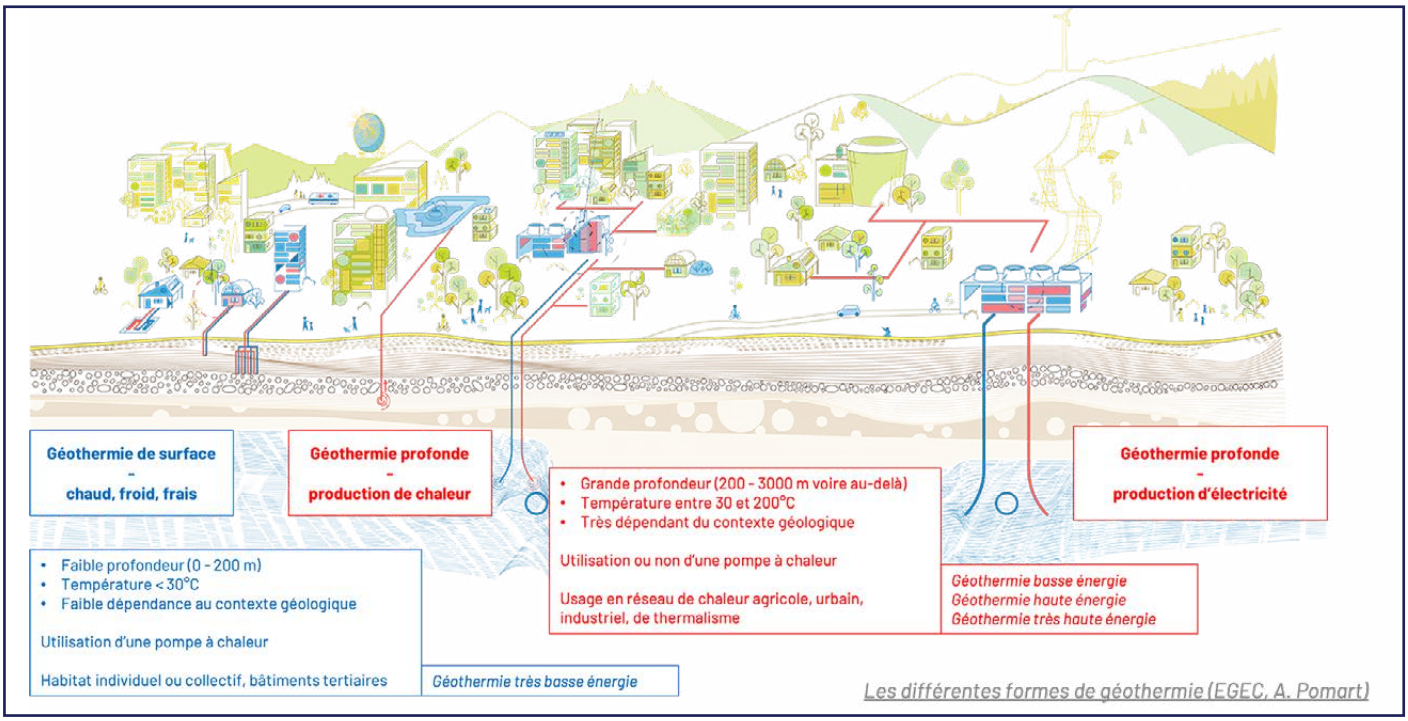


Figure 1 : Les différents types de géothermies (modifié d'après EGEC pour European Geothermal Energy Council, association européenne de la filière Géothermie).

Figure 1: The different types of geothermal energy (modified from EGEC for European Geothermal Energy Council, European association of the geothermal energy sector).

2. LA GÉOTHERMIE DE SURFACE

La géothermie de surface, par analogie avec le cadre réglementaire de la géothermie de minime importance [2] mobilise des ressources à une profondeur de maximum de 200 mètres. À cette profondeur, la température est de l'ordre de 18 °C, en considérant une température moyenne annuelle à la surface de 12 °C et un gradient géothermique moyen de 30 °C/km. L'usage d'une pompe à chaleur géothermique (PAC eau/eau) est presque systématique pour la production de chaleur (chauffage, eau chaude sanitaire, process) et de froid (climatisation, process). Dans certains cas, il est possible d'utiliser de manière passive cette ressource, c'est le géocooling : l'installation valorise alors la fraicheur naturelle du sous-sol tandis que la PAC est éteinte. Les performances de ces systèmes varient de 400 % (lors de l'utilisation de la machine thermodynamique) à 2 000 % (en rafraichissement passif).

Il existe 4 types d'échangeurs géothermiques permettant d'extraire chaleur et fraicheur du sous-sol (profondeur croissante) :

- ✧ les échangeurs horizontaux consistent en la mise en place d'un circuit fermé dans la zone hors gel, à l'aide d'une pelle mécanique réalisant des tranchées dans un sol meuble ;
- ✧ les échangeurs compacts, également en circuit fermé, s'implantent à des profondeurs allant jusqu'à quelques mètres (5 à 8 m) et peuvent prendre différentes formes (corbeilles ou murs géothermiques) ;
- ✧ les doublets géothermiques captent des eaux souterraines à des profondeurs généralement comprises entre 10 et 100 mètres de profondeur ;
- ✧ les sondes géothermiques verticales sont des échangeurs fermés se plaçant dans un forage, généralement entre 100 et 200 mètres de profondeur.

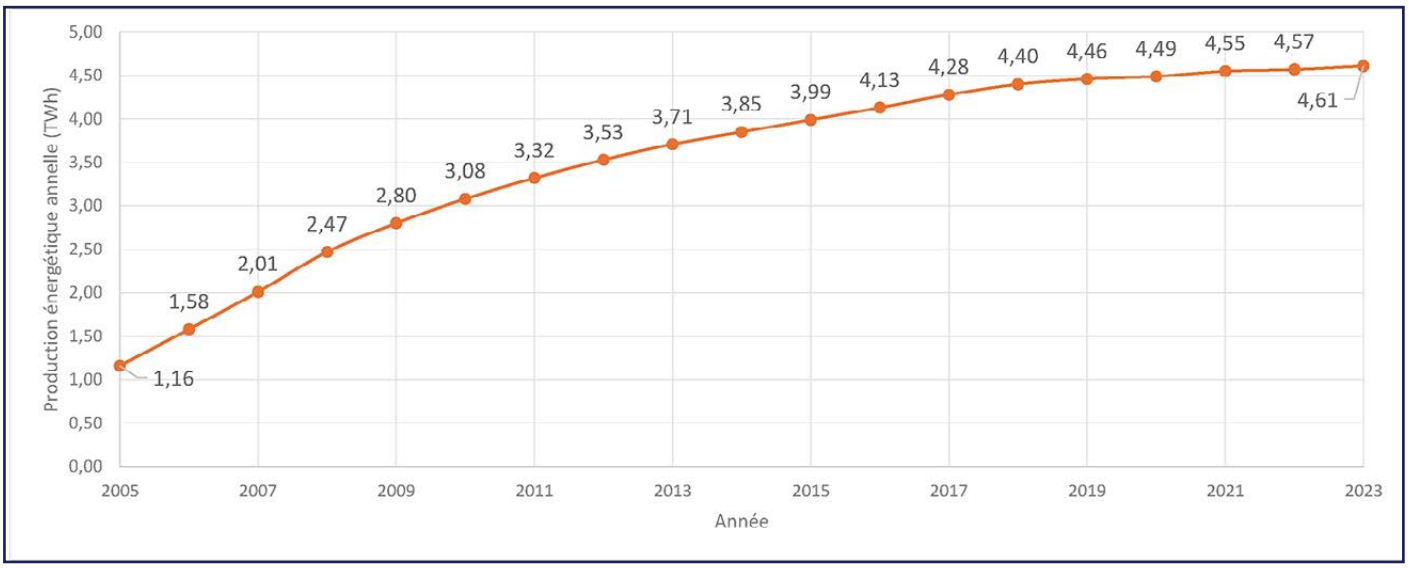
La filière de la géothermie de surface affiche un rythme de croissance important pour les opérations à destination des bâtiments tertiaires mais stable à un niveau bas pour le résidentiel, représentant la plus grosse partie des opérations historiques. La Figure 2 présente la quantité d'énergie produite annuellement. Le rythme de développement observé sur les dernières années ne permet pas d'atteindre les objectifs fixés par la Programmation pluriannuelle de l'énergie (PPE [3]) de 10 à 15 TWh à horizon 2028.

3. LA GÉOTHERMIE PROFONDE

Les opérations de géothermie profonde valorisent des températures plus élevées qu'en géothermie de surface, généralement à plus de 30 °C. En France métropolitaine, les ressources sont très dépendantes du contexte géologique (Fig. 3) car elles se localisent essentiellement dans les bassins sédimentaires (bassins parisien, rhénan, d'Aquitaine, du Sud-Est, de Bresse, de Limagne). Notons dans le Nord, le bassin transfrontalier du Hainaut, à cheval entre les Hauts-de-France et la Wallonie, évoqué dans ce volume).

- ✧ en contexte sédimentaire, le gradient géothermique est normal, les réservoirs sont poreux et/ou fracturés (exemple des opérations situées dans le Bassin parisien, Bassin aquitain) ;
- ✧ en contexte volcanique, le gradient géothermique est très élevé, les réservoirs sont fracturés et/ou poreux (exemple de l'opération du Bouillante en Guadeloupe) ;

Figure 2 : Production énergétique annuelle en géothermie de surface (exprimé en TWh/an).
Figure 2: Annual energy production in surface geothermal energy (expressed in TWh/year).



✧ en contexte d'extension, le gradient géothermique est élevé, les réservoirs peuvent se situer dans le socle fracturé (exemple des projets situés dans le graben du Rhin).

Le principe de fonctionnement est celui du doublet de forages profonds, composé d'un puits producteur (permettant d'apporter en surface la ressource géothermique) et d'un puits injecteur (restituant au milieu souterrain la ressource refroidie après échange de chaleur dans la centrale géothermique). Cette chaleur produite peut être valorisée via un réseau de chaleur urbain ou directement dans un process industriel ou agricole. Un schéma de principe est présenté ci-dessous (Fig. 4).

La géothermie profonde s'est développée fortement dans les années 1980 à une période de forte augmentation du coût du gaz naturel. La recherche d'énergies locales et avec une volatilité des prix limitée a conduit à valoriser les campagnes d'exploration pétrolière qui ont parfaitement mis en évidence la présence de ressources géothermiques profonde en Île-de-France et dans la région de Bordeaux. Les premières opérations font rapidement face à des problèmes de corrosion et de dépôts, le fluide géothermique étant très chargé en sels. La filière mit alors en œuvre des dispositifs permettant de limiter la corrosion des puits avec l'injection de produits inhibiteurs de dépôts et de corrosion au sabot du puits producteur. Du fait de ces difficultés techniques et

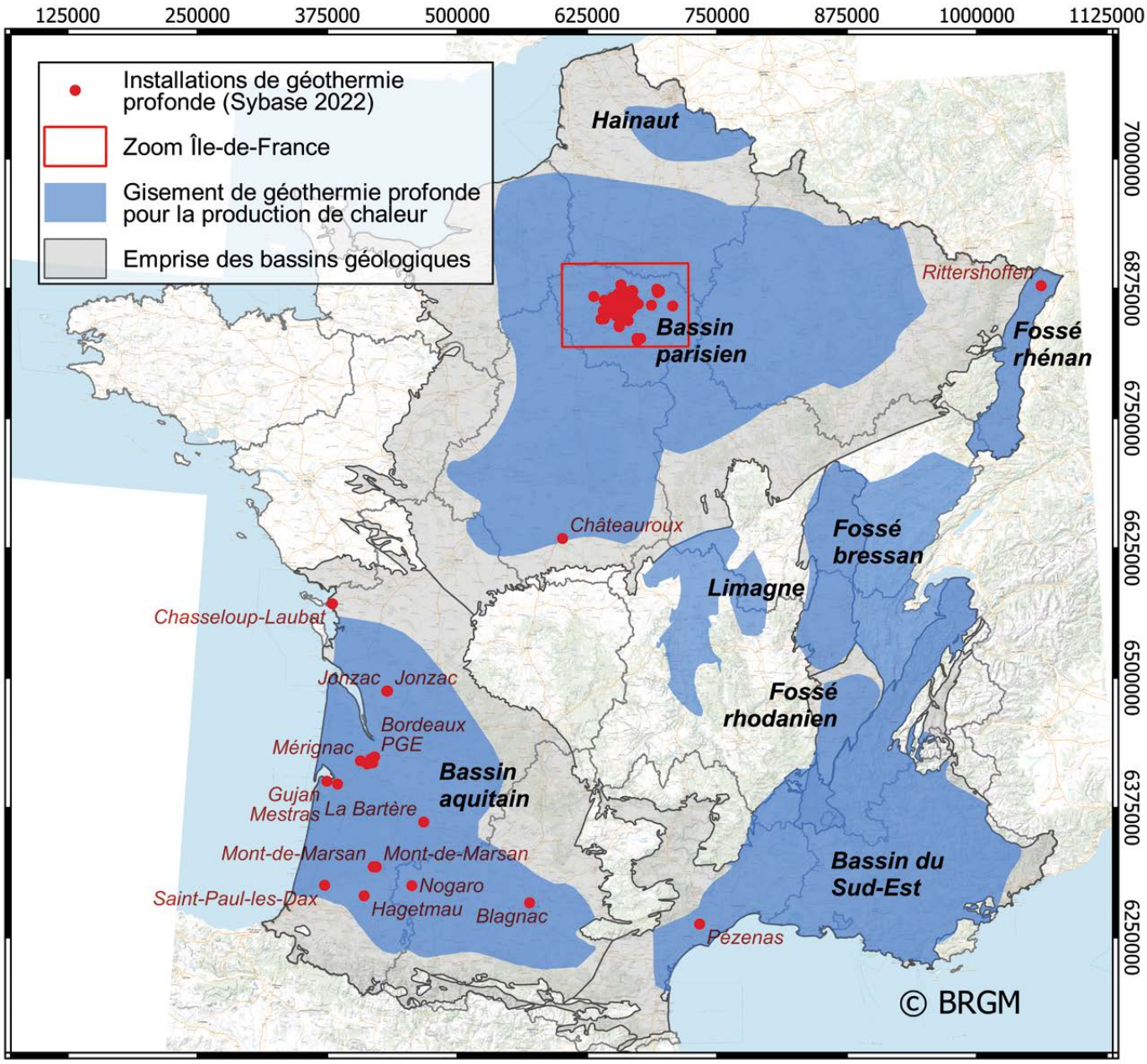


Figure 3 : Cartes des gisements de géothermie profonde et des opérations [5].
Figure 3: Maps of deep geothermal deposits and operations [5].

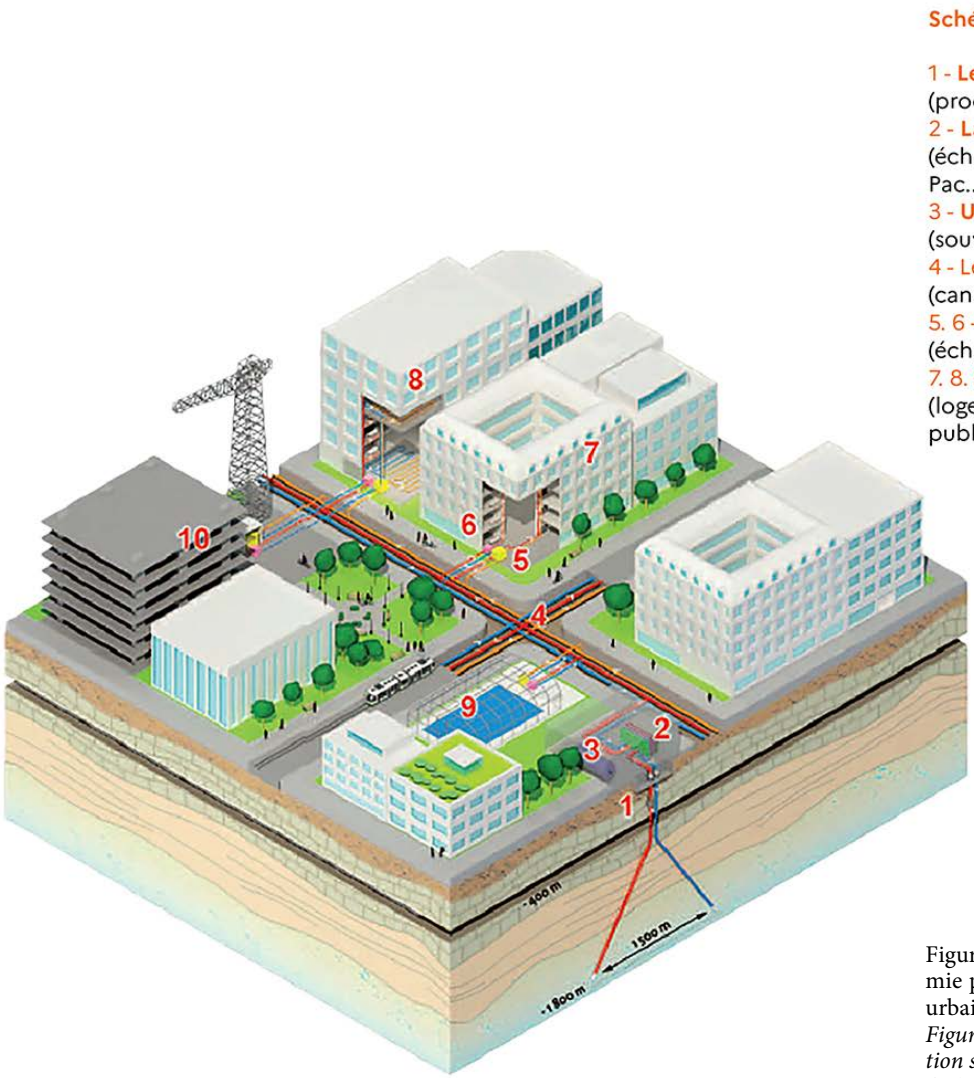


Figure 4 : Schéma d'une installation de géothermie profonde alimentant un réseau de chaleur urbain (modifié d'après ADEME / BRGM)
Figure 4: Diagram of a deep geothermal installation supplying an urban heating network (modified from ADEME / BRGM).

d'un contexte économique peu favorable aux investissements (le prix des énergies conventionnelles étant redevenu soutenable), la filière stoppa son développement. Il faudra attendre la mise en place par l'ADEME du Fonds chaleur (fonds dédié au financement des énergies renouvelables produisant de la chaleur ; [4]) en 2009 et la remise en place d'un fonds de garantie du risque géologique (Fonds géothermie géré par la SAF-Environnement) pour voir de nouveau des opérations se développer sur le territoire, en Île-de-France notamment. Le nombre de projets en cours d'étude ou de mise en œuvre est important et devrait permettre d'attendre plus de 100 opérations en fonctionnement en 2028 (Fig. 5). L'objectif bas fixé par la PPE pourrait être atteint sur la base du rythme qui devrait être observé dans les prochaines années (2,26 TWh/an produits en 2023 ; 3,66 TWh/an estimés pour 2028 ; objectif PPE bas 2028 de 4 TWh/an).

Dans certains cas, la ressource géothermique peut être valorisée sous forme de vapeur et permet alors de produire de l'électricité après avoir entrainé une turbine (et un alternateur). Alors qu'il existe 73 installations produisant de la chaleur, seules deux installations produisent de l'électricité :

- ✧ à Soultz-sous-Forêts, en Alsace, sur la base d'un projet de recherche et développement initié dans les années 1980 et sur lequel une nouvelle centrale de type ORC (Cycle organique de Rankine) est implantée depuis 2016,
- ✧ à Bouillante, en Guadeloupe, où les forages géothermiques produisent un mélange de vapeur et d'eau.

De nombreux permis de recherches sont en cours de validité sur le territoire national et ultra-marin : la géothermie profonde est en plein essor.

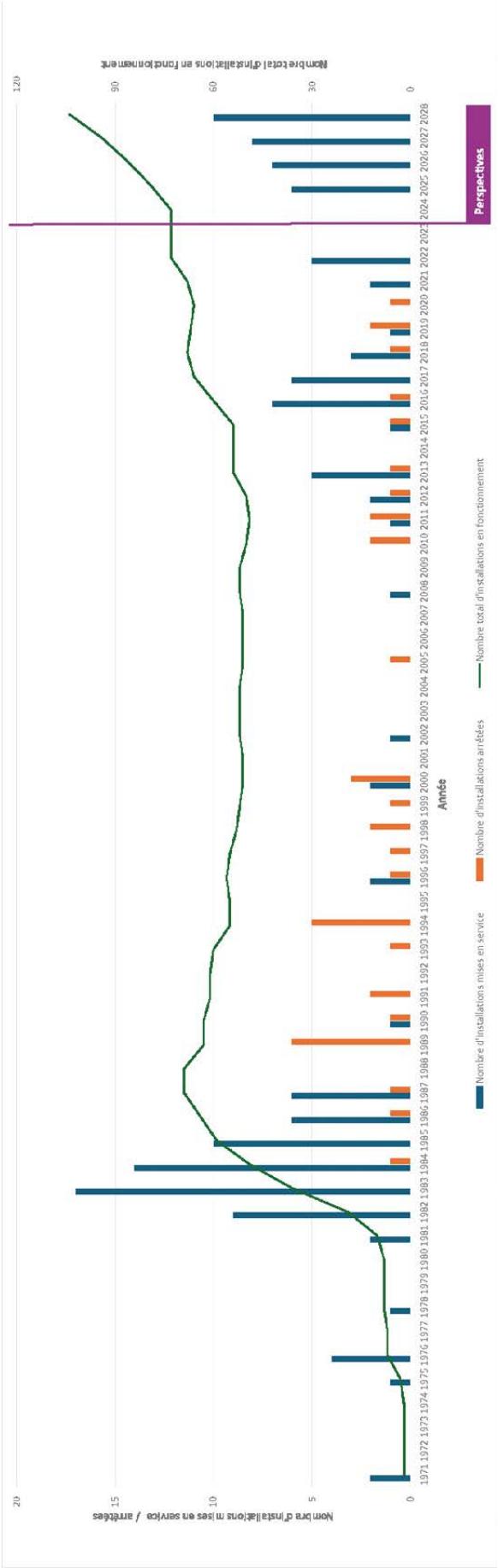


Figure 5 : Nombre d'opérations de géothermie profonde entre 1971 et 2023 (perspectives 2024-2028).
Figure 5: Number of deep geothermal operations between 1971 et 2023 (perspectives for 2024-2028).

Sites consultables

[1] https://www.ecologie.gouv.fr/sites/default/files/documents/20231222_DP_Plan-action-geothermie.pdf consulté en 2024

[2] https://www.legifrance.gouv.fr/jorf/id/JORFTEXT000030073515 consulté en 2024

[3] https://www.ecologie.gouv.fr/politiques-publiques/programmations-pluriannuelles-lenergie-ppe consulté en 2024

[4] https://fondschaleur.ademe.fr/ consulté en 2024

[5] https://www.brgm.fr/fr/reference-projet-acheve/mise-valeur-ressources-geothermales-profondes-france

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 35-48, 2025

GÉOTHERMIE PROFONDE EN CŒUR DE HAINAUT (BELGIQUE) – CONTEXTE, RÉALISATIONS ET PERSPECTIVES

Deep geothermal energy in the Cœur de Hainaut *area (Belgium) - Background, achievements, and perspectives*

Olivier Kaufmann - ***Auteur correspondant***

Université de Mons, Faculté Polytechnique, Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, 9 rue de Houdain, 7000 Mons Belgique
olivier.kaufmann@umons.ac.be

Nicolas Dupont

Université de Mons, Faculté Polytechnique, Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, 9 rue de Houdain, 7000 Mons Belgique
nicolas.dupont@umons.ac.be

Quentin Campeol

Université de Mons, Faculté Polytechnique, Service de Géologie Fondamentale et appliquée, 9 rue de Houdain, 7000 Mons Belgique
quentin.campeol@umons.ac.be

Thierry Martin

Université de Mons, Faculté Polytechnique, Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, 9 rue de Houdain, 7000 Mons Belgique
thierry.martin@umons.ac.be

Elisa Thiebaut

Université de Mons, Faculté Polytechnique, Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, 9 rue de Houdain, 7000 Mons Belgique
elisa.thiebaut@umons.ac.be

Pascal Goderniaux

Université de Mons, Faculté Polytechnique, Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, 9 rue de Houdain, 7000 Mons Belgique
pascal.goderniaux@umons.ac.be

Résumé

Dans le Cœur de Hainaut (Belgique), le sondage d'exploration mené à Saint-Ghislain au milieu des années 1970 révèle l'important potentiel géothermique du réservoir géothermique des calcaires mississipiens du Parautochtone brabançon. À la suite du chantier d'exploration, des travaux sont entrepris pour valoriser les eaux chaudes rencontrées vers 2 500 m de profondeur. C'est ainsi qu'un réseau de chauffage urbain alimenté par la géothermie est inauguré à Saint-Ghislain en 1985. Au cours des périodes qui ont suivi, l'intérêt pour cette ressource énergétique locale a fluctué au gré des évolutions des coûts de l'énergie. Une succession de phases de stagnation, d'exploration et de développement en a résulté. Lors des quinze dernières années, la volatilité accrue des coûts de l'énergie combinée à la volonté de limiter les émissions de gaz à effet de serre entraîne un regain d'intérêt pour cette source d'énergie. Les investissements importants à consentir dès les premières phases de la réalisation d'un projet de géothermie, conduisent à reprendre l'exploration géophysique et à développer des modèles géologique et hydrogéologique du réservoir ciblé. Ces travaux ont pour objectif de réduire les risques géologiques associés à de nouveaux projets. Ils permettent d'approfondir les connaissances sur le réservoir, de simuler les conditions d'exploitation et les impacts de nouveaux projets mais aussi d'évaluer leur pertinence dans diverses hypothèses d'évolution socio-économique. Les simulations indiquent notamment que le réservoir pourrait accueillir au moins une dizaine de doublets sous le Bassin de Mons sans problèmes d'interférences. Plusieurs projets de mise en œuvre de nouveaux puits géothermiques sont initiés dans le sillage de ces travaux. À Ghlin, une centrale géothermique a été construite pour alimenter un réseau de chaleur installé dans un nouveau parc d'activités économiques. Les études de conception et d'incidences sur l'environnement d'un doublet géothermique profond destiné à alimenter un réseau de chauffage urbain à Mons sont menées à terme et aboutissent à l'octroi d'un permis. Bien que celui-ci n'a pas encore été mis en œuvre à ce jour, gageons que les objectifs de développement durable, la volonté d'accroître l'autonomie énergétique régionale et l'évolution récente de la législation wallonne favorisera le creusement de nouveaux doublets dans un avenir proche.

Abstract

In the Cœur de Hainaut area (SW-Belgium), an exploration borehole drilled at Saint-Ghislain in the mid-1970s revealed the significant geothermal potential of the Mississippian limestones of the Brabant Parautochton. Following the exploration phase, the production phase was initiated to extract hot water located at a depth of approximately 2,500 meters. This work led to the inauguration of a geothermal-fed district heating network in Saint-Ghislain in 1985. Over the following years, interest in this local energy resource fluctuated in line with changes in energy costs, resulting in successive phases of stagnation, prospecting, and development. In the past fifteen years, increasing energy cost volatility, combined with the desire to limit greenhouse gas emissions, has sparked renewed interest in this energy source.

The significant investment required during the initial stages of geothermal energy projects has driven renewed geophysical exploration of the reservoir, alongside the development of geological and hydrogeological models aimed at reducing geological risks. This work allows for a better understanding of the reservoir, enables simulations of operating conditions and impacts of new projects, and helps assess their relevance within various socio-economic scenarios. Simulations, in particular, demonstrate that the reservoir could accommodate at least ten doublets under the Mons Basin without interference issues. Several projects to develop new geothermal wells have been launched following these findings. In Ghlin, a geothermal power station has been constructed to supply a heating network in a new business park. Additionally, the design and environmental impact studies for a deep geothermal doublet intended to supply a district heating network in Mons have been completed, resulting in the granting of a permit. Although the execution phase has not started yet, sustainable development objectives, the drive to increase regional energy autonomy, and recent changes in Walloon legislation are expected to encourage the drilling of new doublets in the near future.

INTRODUCTION

Le *Cœur de Hainaut* regroupe les régions du Centre et de Mons-Borinage en Hainaut belge. La présence d'anomalies thermiques positives dans son sous-sol est connue depuis plusieurs siècles. La Fontaine Bouillante située à Stambruges fournit par exemple une eau à 18 °C soit environ 6 °C au-dessus de la température des eaux de subsurface de la région. Au début du 20e siècle, des tunnels inclinés sont creusés à Baudour afin d'atteindre les terrains houillers. Ils atteignent une venue d'eau à plus de 50 °C à 300 m de profondeur. Cependant, l'évènement qui marque véritablement le début de l'intérêt pour la géothermie profonde dans la région de Mons-Borinage est la découverte fortuite d'un réservoir géothermique vers 2 500 m de profondeur alors qu'un forage d'exploration à Saint-Ghislain traverse les calcaires mississippiens. Malgré d'autres travaux de reconnaissance de la ressource entrepris dans la foulée avec la campagne sismique Hainaut1979 et le forage des puits de Douvrain (1979) et de Ghlin (1980-81), l'exploitation de la géothermie profonde peine à se développer. En 1985, la mise en place d'un réseau de chaleur alimenté par la géothermie profonde Saint-Ghislain est pourtant un réel succès. Il faut attendre 2012 pour que de nouvelles prospections aient lieu dans la région avec la campagne sismique Mons2012. Encouragé par le développement des énergies renouvelables, le projet MoreGeo, financé par des fonds structurels européens FEDER 2014-2020, vise à acquérir de nouvelles données sur le réservoir géothermique et à simuler des scénarios d'exploitation de la ressource considérant l'implantation de futurs doublets géothermiques dans la région. Les résultats obtenus lors de ce projet posent de nouveaux jalons tant sur la connaissance du réservoir que pour préparer son exploitation future.

DÉCOUVERTE ET MISE EN EXPLOITATION DE LA RESSOURCE À SAINT-GHISLAIN

Sous la supervision du Service Géologique de Belgique, un chantier de forage profond s'installe en 1972 à proximité de la ville de Saint-Ghislain, située à l'ouest de Mons. Les opérations de forage débuteront effectivement en 1973 et dureront jusqu'en 1978. Alors que les géologues s'attendaient à découvrir des évaporites dans le Dévonien moyen, le forage rencontre lors de la traversée des terrains mississippiens plusieurs niveaux épais d'anhydrites massives ainsi qu'un niveau de calcaires bréchiques d'une centaine de mètres d'épaisseur (Licour, 2014). Au sein de ces calcaires bréchiques, jaillit vers 2 500 m de profondeur un débit artésien d'eau à 73 °C. Cette venue d'eau est colmatée pour permettre la poursuite du forage qui atteindra la profondeur de 5 403 m avec un carottage des terrains sur plus de 80 % de sa longueur totale. Ce n'est qu'après la fin du forage que le tubage sera perforé à hauteur des principales venues d'eau en vue de valoriser les eaux chaudes.

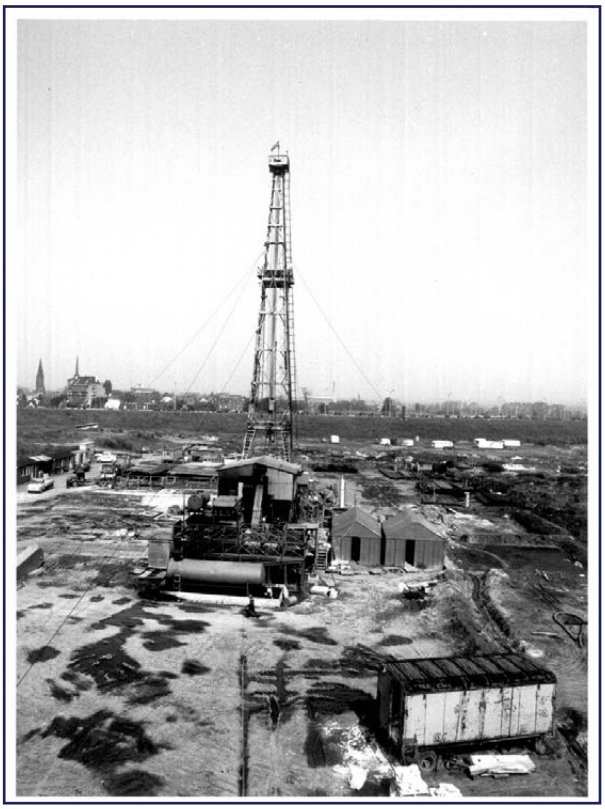


Figure 1. Chantier du puits de Saint-Ghislain (mai 1978). Source : Ministère des Travaux Publics de Belgique (archives IRScNB-SGB).
Figure 1. Saint-Ghislain well construction site (May 1978). Source: Belgian Ministry of Public Works (IRScNB-SGB archives).

À la suite de cette découverte, deux autres puits sont forés afin de reconnaître l'extension de la ressource. Le premier de

ces puits est foré à Douvrain en 1979. Il rencontre des venues d'eau à 66 °C vers 1 375 m de profondeur. Un second puits est foré à Ghlin en 1980-1981 qui traversera une structure d'effondrement complexe affectant les terrains houillers et crétacés. Des eaux à 68 °C y seront rencontrées à environ 1 575 m. Ces trois puits sont artésiens.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La région de Mons-Borinage est située au droit d'une structure subsidente synforme d'orientation générale est-ouest nommée Bassin de Mons. Cette structure s'étend entre Binche à l'est et Valenciennes à l'ouest et une largeur de l'ordre de 15 km. Elle a conservé dans sa partie centrale des terrains méso-cénozoïques en discordance sur les terrains paléozoïques sur des épaisseurs dépassant localement les 400 m (cf. Figures 2 et 3). L'enregistrement sédimentaire y révèle une migration des dépôcentres au cours du Méso-Cénozoïque (Dupuis & Vandycke, 1989).

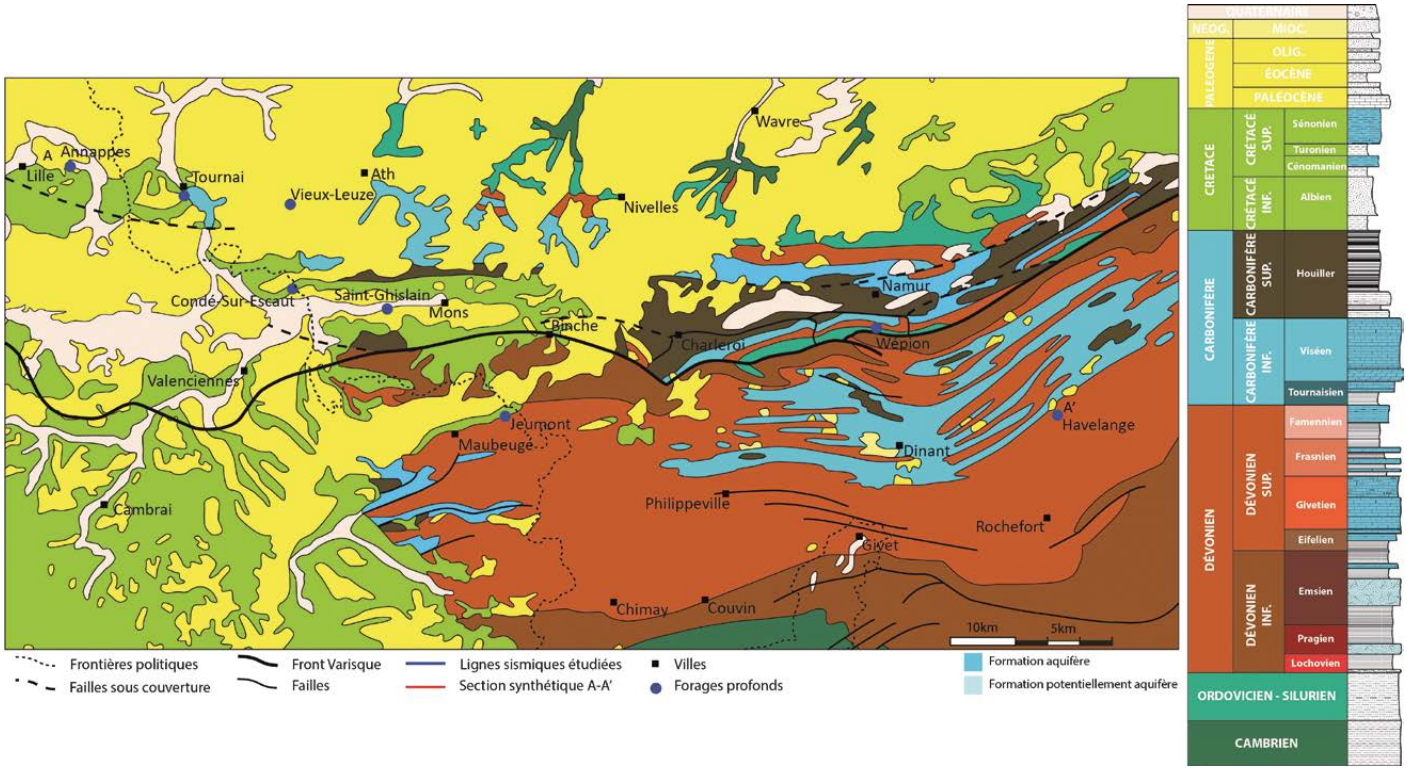


Figure 2. Carte géologique et colonne lithostratigraphique simplifiées du Hainaut et de ses alentours (Campeol, 2021), d'après (Chantraine *et al.*, 1996) ; (Doremus & Hennebert, 1995) ; (Hennebert & Delaby, 2017) ; (Barchy & Marion, 2008) et (Barchy & Marion, 2014).
Figure 2. Simplified geological map and lithostratigraphic column of Hainaut and surrounding area (Campeol, 2021), after (Chantraine et al.*, 1996); (Doremus & Hennebert, 1995); (Hennebert & Delaby, 2017); (Barchy & Marion, 2008) and (Barchy & Marion, 2014).*

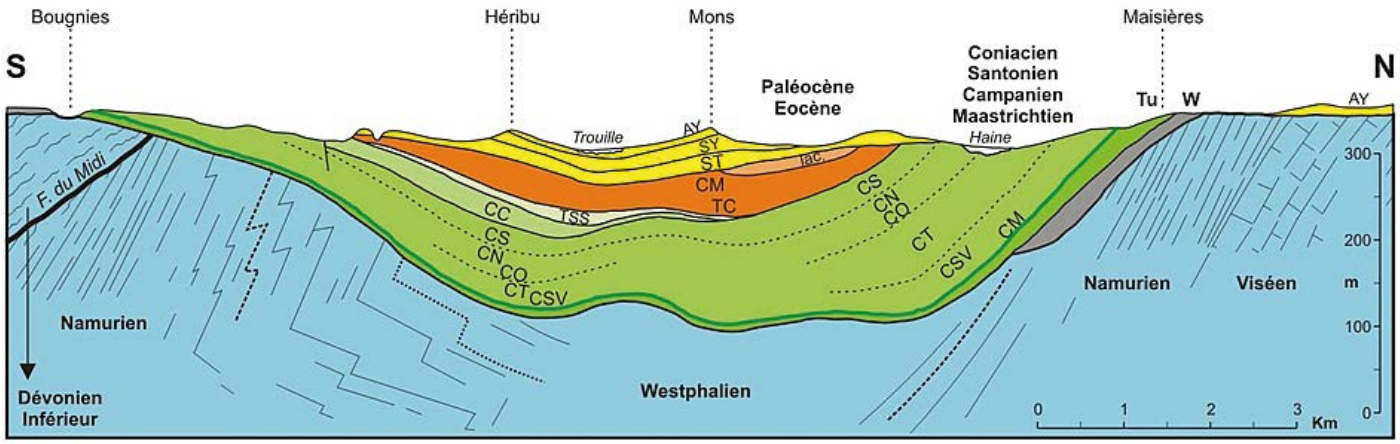


Figure 3. Coupe méridienne à travers le Bassin de Mons, tiré de (Licour, 2012) d'après (Marlière, 1969).
Figure 3. Meridian section through the Mons Basin, from (Licour, 2012) after (Marlière, 1969).

Le socle paléozoïque sous le Bassin de Mons est constitué de plusieurs unités tectoniques (cf. figure 7, en haut) : le Socle brabançon (Massif du Brabant), le Parautochtone brabançon, l'Allochtone ardennais et les Ecailles Haine-Sambre-et-Meuse (Belanger *et al.*, 2012).

Le réservoir géothermique rencontré par les forages de Saint-Ghislain, Douvrain, et Ghlin se développe sous les terrains houillers du Carbonifère supérieur, au sein des calcaires du Carbonifère inférieur (Mississippien) du Parautochtone brabançon. Le sondage de Saint-Ghislain a révélé plusieurs éléments notables, notamment la présence de niveaux épais d'anhydrite au sein de la série carbonatée du Viséen supérieur. Il a également mis en évidence un épaississement exceptionnel de l'enregistrement sédimentaire du Carbonifère inférieur sur le site de Saint-Ghislain (~2500 m), en comparaison avec celui observé au sondage de Jeumont-Marpent (650 m). Cette différence pourrait s'expliquer par jeu des structures extensives de types failles normales ou (hémi)-graben (Licour *et al.*, 2012) qui s'insèreraient dans le schéma structural à l'échelle régionale affectant le Parautochtone brabançon avant l'orogénèse varisque (Lacquement, 2001).

Sur la Figure 4, la structure simplifiée du Parautochtone brabançon est présentée telle qu'elle peut être proposée sur la base des observations issues des sondages de Saint-Ghislain et de Jeumont-Marpent.

PROSPECTION ET CARACTÉRISATION DE LA RESSOURCE

Contexte

La découverte du fort potentiel géothermique du réservoir des calcaires carbonifères lors du sondage de Saint-Ghislain a rapidement entrainé d'autres travaux de prospection : la campagne sismique 2D Hainaut1979 et le fonçage des puits de Douvrain et de Ghlin. Bien que visant la reconnaissance du réservoir géothermique profond, les résultats de la campagne Hainaut1979 s'avèrent assez limités (Dejonghe *et al.*, 1992), principalement en raison de la faible couverture d'acquisition et de profils assez courts. Les puits de Douvrain et Ghlin confirment la présence de la ressource géothermique plus à l'Est. Ce n'est que plus de trente ans plus tard que de nouvelles explorations sont entreprises. Deux campagnes de prospection en sismique réflexion ont eu lieu en 2012 et 2019 pour reconnaître la structure du réservoir des calcaires carbonifères et ses propriétés (campagnes Mons2012 et Hainaut2019). La campagne Mons2012 consiste en la réalisation de deux profils sismique réflexion 2D d'environ 20 km de longueur chacun, de direction globale perpendiculaire aux structures connues du socle paléozoïque (Figure 5). Cette campagne comprend également le retraitement des données issues des campagnes Hainaut1979 et Belcorp1986 (*partim.*).

Sur base des résultats satisfaisants obtenus, une nouvelle sismique campagne dénommée Hainaut2019 a été organisée à la faveur du projet FEDER MoreGeo. Cette campagne a été conçue de manière à compléter la couverture spatiale des acquisitions sismiques dans la zone, de sorte à aboutir à une répartition relativement homogène de profils 2D transversaux depuis la frontière française à l'ouest jusqu'à la région du Centre (La Louvière et Binche) (Figure 5). Elle comprend 5 lignes d'environ 15 à 20 km de longueur chacune. En complément, une campagne gravimétrique de haute densité a été réalisée. Elle emprunte notamment les profils sismiques et a notamment pour objectifs à identifier des zones de dissolution, considérées comme plus perméables, au sein du réservoir géothermique.

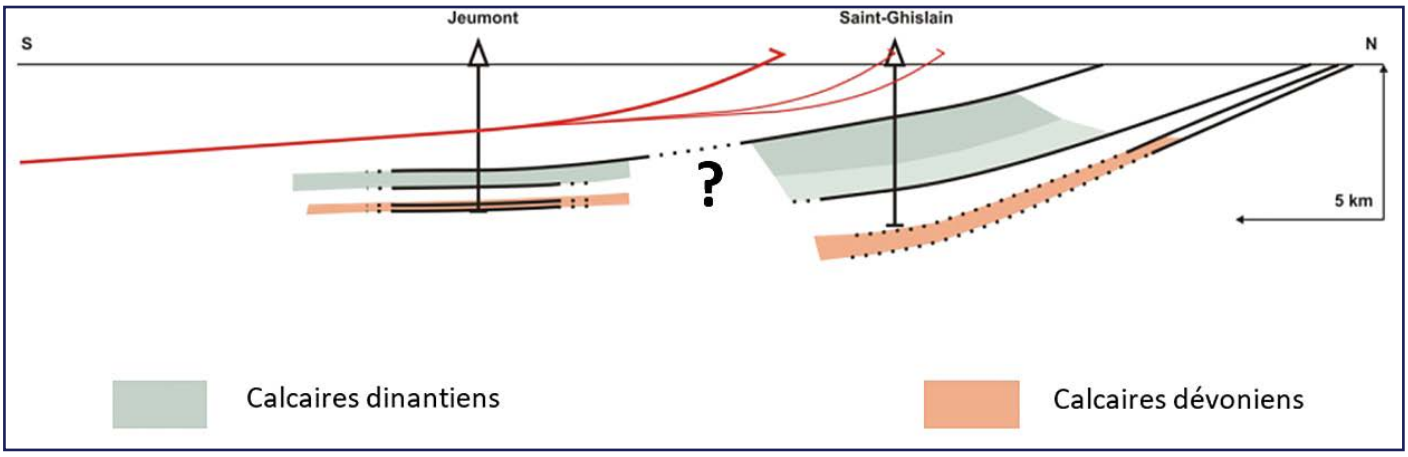


Figure 4. Structure simplifiée du Parautochtone brabançon entre Jeumont et Saint-Ghislain (Licour, 2012).
Figure 4. Simplified structure of the Brabant Parautochton between Jeumont and Saint-Ghislain (Licour, 2012).

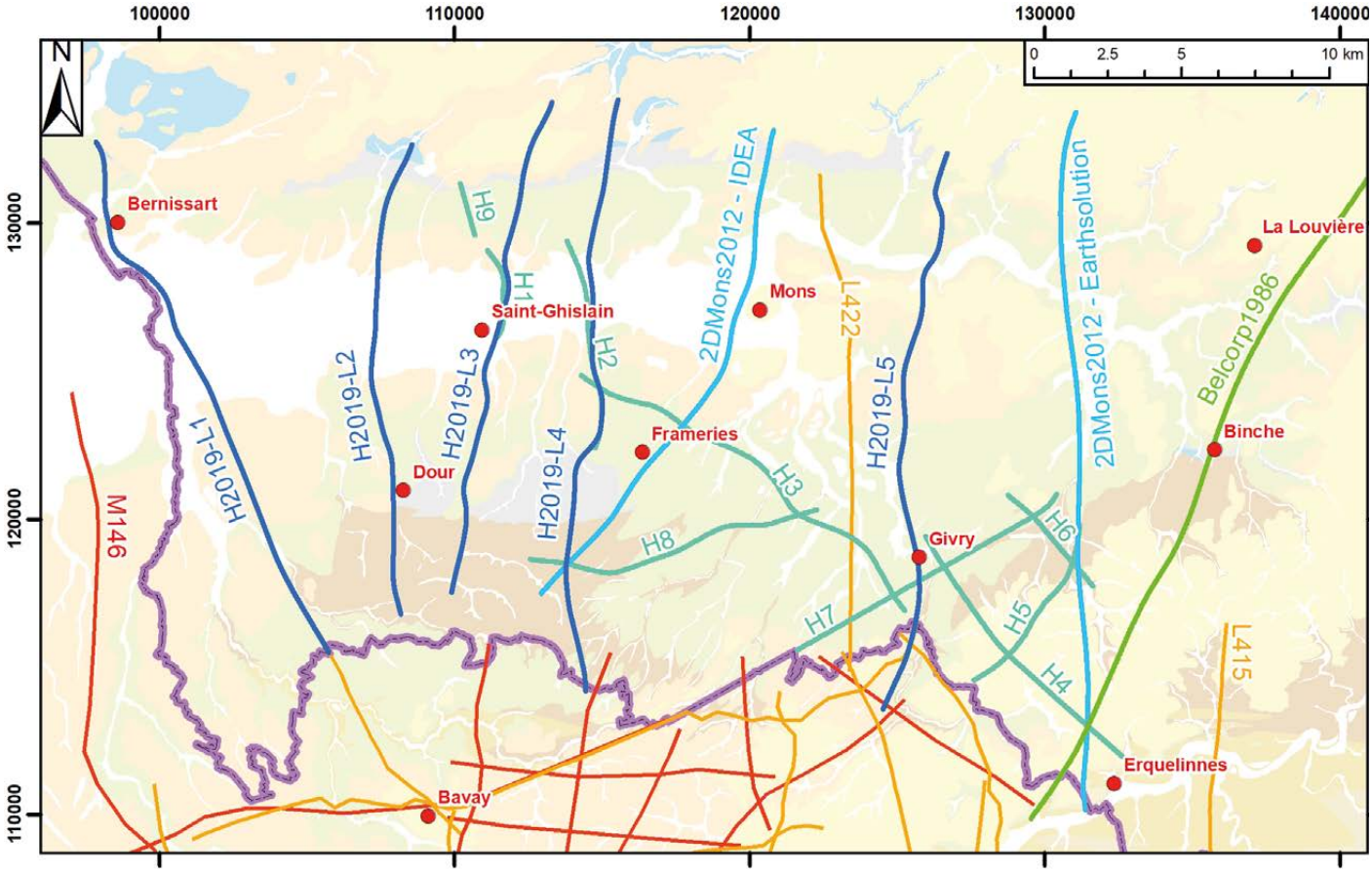


Figure 5. Tracés des profils en sismique réflexion dans et autour de la région du Centre et de Mons-Borinage, tiré de (Dupont, 2021). Détail des campagnes concernées : CoPeSEP (1961-63), en orange ; Hainaut1979, en turquoise ; Boulogne-Maubeuge (1980-82), en rouge ; Belcorp1986, en vert ; Mons2012, en bleu clair ; Hainaut2019, en bleu foncé.
Figure 5. Reflection seismic lines in and around the Centre, Mons-Borinage regions. Details of the related surveys, from (Dupont, 2021): CoPeSEP (1961-63), in orange; Hainaut1979, in turquoise; Boulogne-Maubeuge (1980-82), in red; Belcorp1986, in green; Mons2012, in light blue; Hainaut2019, in dark blue.

Principaux résultats

L'interprétation globale des sections sismiques a abouti à l'identification de deux grands compartiments dans le réservoir des calcaires carbonifères. Côté nord, le réservoir est épais (~2,5 km d'épaisseur) et modérément penté vers le sud (15-20°). Cette situation est celle déjà reconnue à Saint-Ghislain. Vers le sud, le second compartiment est beaucoup plus mince (500-800 m) et subhorizontal, tel que traversé par le sondage de Jeumont-Marpent. Ces deux compartiments sont séparés par une faille à vergence nord, globalement est-ouest, considérée comme synsédimentaire en raison des différences d'épaisseurs sédimentaires de part et d'autre de cette discontinuité. Celle-ci est située au droit de l'émergence du front varisque, entre Dour et Binche. Elle limiterait vers le sud l'extension du réservoir géothermique des calcaires carbonifères tel que reconnue sur les forages profonds de la région de Mons-Borinage. Sa géométrie est en accord avec une structure en hémi-graben telle que celle suggérée précédemment par Licour *et al.*, (2012).

De manière plus globale, les interprétations des données sismiques ont permis de préciser la structure du front varisque dans la région et à redéfinir les unités présentes. Le Parautochtone brabançon *sensu* (Belanger *et al.*, 2012) ne semble pas avoir subi de déformations liées à l'orogénèse varisque, et peut à ce titre être considérée comme une unité autochtone et appelée *Autochtone brabançon*. Celle-ci est formée du Massif du Brabant et de sa couverture dévono-carbonifère non déformée par l'orogénèse varisque. Elle correspond d'ailleurs à l'*Unité 1* de Belanger *et al.* (2012). La définition des Ecailles de Haine-Sambre-Meuse peut être étendue à des structures nouvellement identifiées au sein du front varisque entre l'Allochtone ardennais et l'unité autochtone. Il s'agit notamment d'une structure en duplex, qui reprend notamment la structure autrefois reconnue dans le bassin houiller hainuyer sous le nom de « Massifs imbriqués » et actuellement considérée comme faisant partie du Parautochtone brabançon. Cependant, la flèche du chevauchement de ce duplex sur l'unité autochtone est trop importante pour la considérer comme une unité parautochtone. Ensuite, signa-

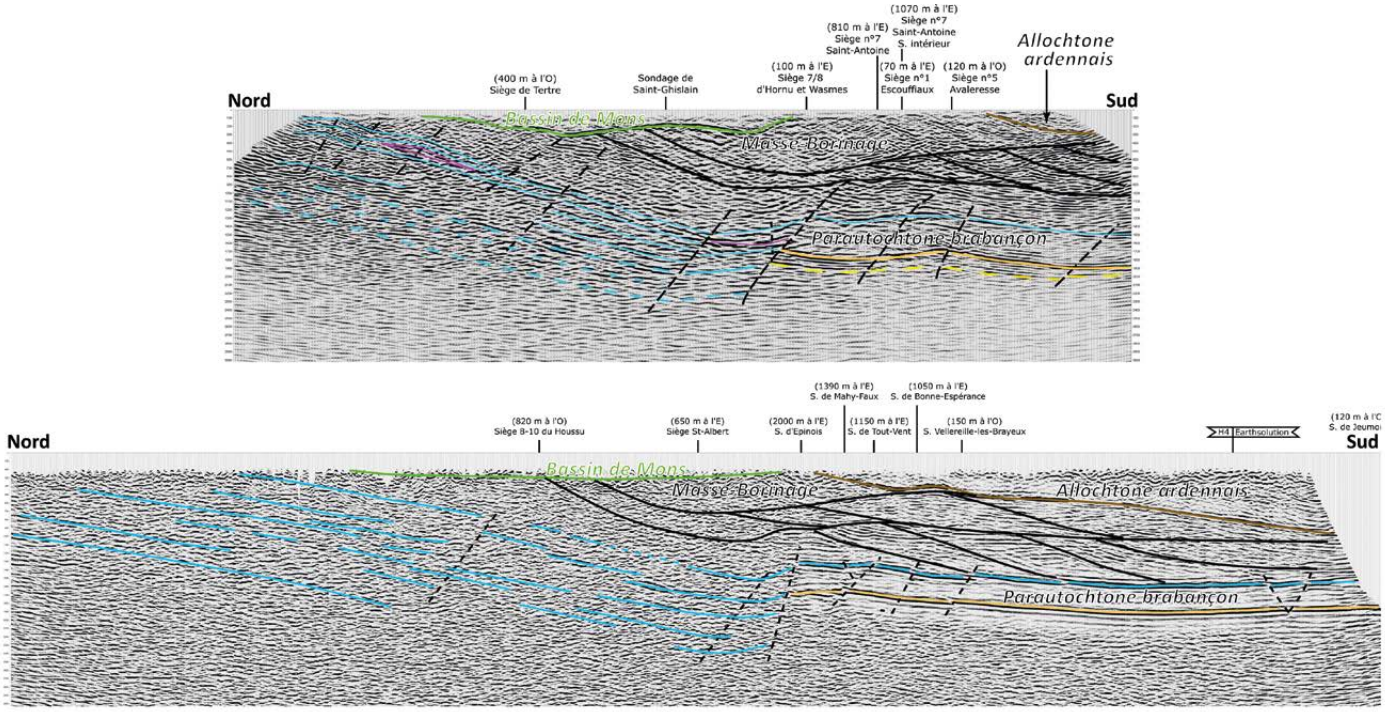


Figure 6. Sections sismiques migrées interprétées, tirées de (Dupont, 2021). En vert épais : base de la couverture méso-cénozoïque ; en brun : Faille du Midi ; en tiretés noirs : failles fortement pentées ; en noir continu : failles de chevauchement ; en bleu clair : réflecteurs situés dans la série des calcaires carbonifères ; en orange : calcaires givéto-frasniens ; en tiretés jaunes : sommet du socle brabançon (?) ; en rose : réflecteurs intenses localisés dans la partie supérieure des calcaires carbonifères. En haut : Ligne Hainaut2019-L3 ; En bas : Ligne Belcorp1986 (*partim.*) retraitée.
Figure 6. Migrated seismic sections interpreted, from (Dupont, 2021). In thick green: base of the Meso-Cenozoic cover; in brown: Midi Overthrust; in black dashed lines: steeply dipping faults; in solid black: thrust faults; in light blue: reflectors located in the Carboniferous limestone series; in orange: Giveto-Frasnian limestones; in yellow dashed lines: top of the Brabant basement (?); in pink: intense reflectors located in the upper part of the Carboniferous limestones. Top: Hainaut2019-L3 line; Bottom: reprocessed Belcorp1986 line (partial).

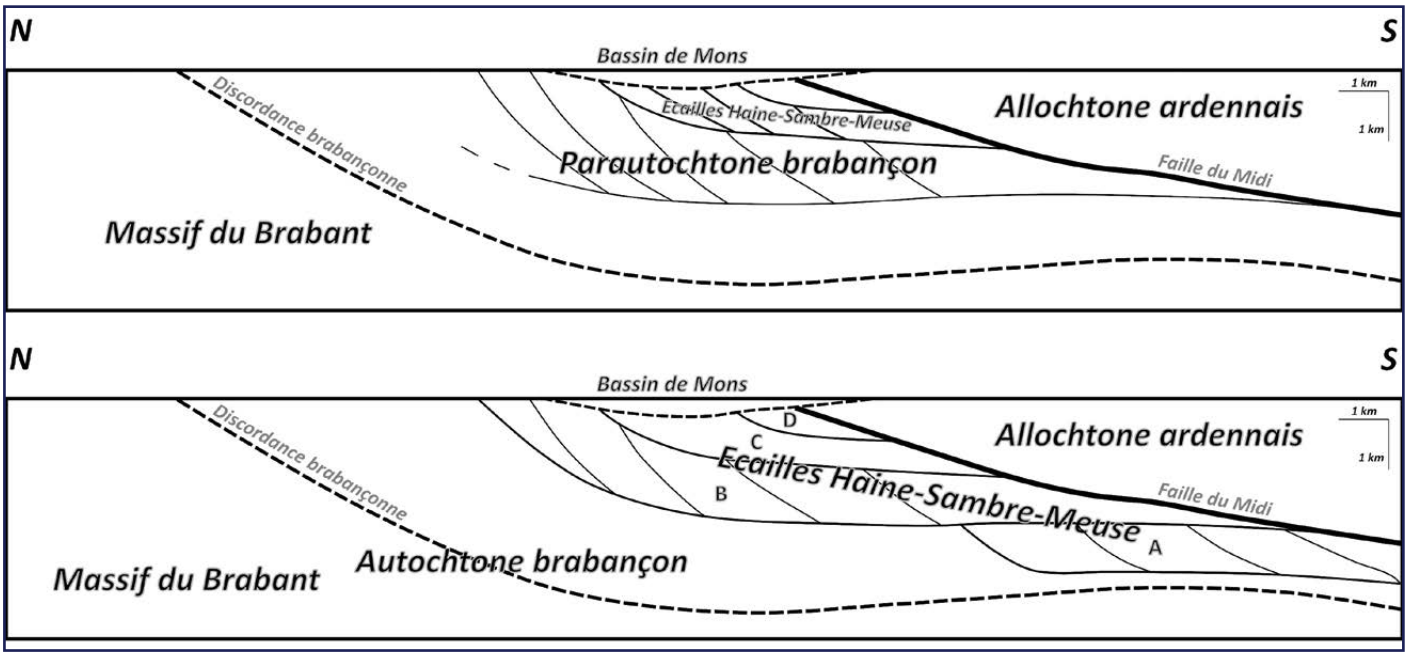


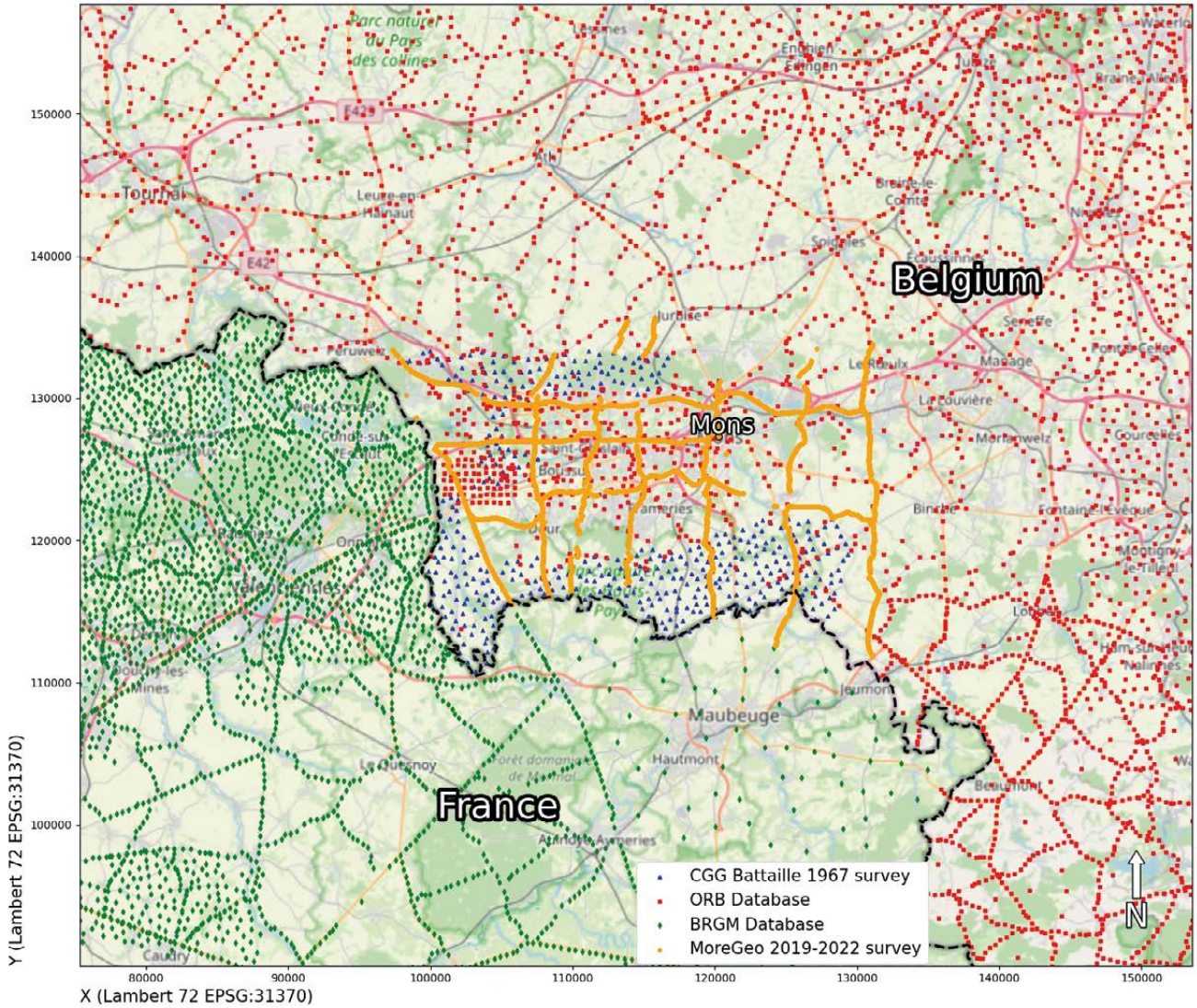
Figure 7. Coupes synthétiques au travers du front varisque tirées de (Dupont, 2021). En haut, modifié d'après (Belanger *et al.*, 2012) ; en bas, d'après les interprétations des campagnes sismiques Mons2012 et Hainaut2019. A : amorce de duplex ; B : duplex ; C : écailles partiellement à totalement renversées (par ex. : Unité de Masse-Borinage) ; D : écailles renversées (par ex. : Unité de Boussu).
Figure 7. Synthetic cross-sections through the Variscan front from (Dupont, 2021). Top modified from (Belanger et al.*, 2012); bottom interpreted after the results of the Mons2012 and Hainaut2019 seismic surveys. A: early duplex; B: duplex; C: partially to totally reversed thrust sheets (e.g., Masse-Borinage Unit); D: reversed thrust sheets (e.g., Boussu Unit).*

lons une amorce de duplex située vers le sud sous la structure chevauchante précédente. Celle-ci a été traversée par le forage de Jeumont-Marpent où un redoublement d'une partie de la série du Carbonifère supérieur avait été constaté. Les *Ecailles Haine-Sambre-Meuse*, ont une définition identique à celle des Ecailles et massifs renversés de Haine-Sambre-Meuse de (Belanger *et al.*, 2012), si ce n'est qu'elle n'est plus restreinte aux écailles partiellement à totalement renversées (telles que les Unités de Boussu, Masse-Borinage, etc.) mais est étendue aux écailles non-renversées nouvellement identifiées (duplex et amorce de duplex). Cette unité étendue reprend finalement les parties les plus déformées du Parautochtone brabançon telles que définies par (Belanger *et al.*, 2012).

Gravimétrie

La gravimétrie offre une autre voie pour étudier la structure du sous-sol par des méthodes géophysiques. En effet, les différences de densité des roches formant le sous-sol et leur répartition en profondeur exercent une influence sur les caractéristiques locales du champ de l'accélération de pesanteur. Les essais de modélisation gravimétrique des structures du sous-sol basés sur les synthèses gravimétriques antérieures (Everaerts & De Vos, 2012) ont conduit à initier de nouvelles acquisitions gravimétriques à plus haute densité le long des profils sismiques nord-sud des campagnes Mons2012 et Hainaut2019 ainsi que le long de trois profils est-ouest reliant les profils nord-sud. Ainsi, entre 2019 et 2022, 4 200 nouvelles stations gravimétriques ont été acquises de sorte à augmenter la couverture gravimétrique dans la zone d'intérêt. Le traitement complet de ces nouvelles mesures a été réalisé en intégrant, notamment, une correction de terrain modélisant la surface topographique par des prismes fins de 1 m de côté. L'intégration des données de l'ancienne acquisition Battaille1967 réalisée dans la région de Mons-Borinage ainsi que des mesures disponibles dans les catalogues de l'Observatoire Royal de Belgique (Verbeurgt *et al.*, 2019) et du BGRM (BRGM, 2023), fournit un jeu de données riche et étendu, présenté à la figure 8.

Figure 8. Carte de la position des stations retenues pour calculer l'anomalie de Bouguer, tirée de (Campeol *et al.*, 2024). Fond de carte © OpenStreetMap contributors.
Figure 8. Map of the position of the stations used to calculate the Bouguer anomaly, from (Campeol et al.*, 2024). Base map © OpenStreetMap contributors.*



Ce nouveau jeu de données a ainsi été employé pour le calcul d'une nouvelle carte de l'anomalie Bouguer affinée et centrée sur la zone d'intérêt. La méthode des sources équivalentes (Soler & Uieda, 2021) a été employée pour interpoler la carte de l'anomalie de Bouguer sur une grille régulière. La figure 9 présente l'anomalie de Bouger obtenue, on y distingue, au droit du bassin de Mons, des anomalies locales de quelques kilomètres à une dizaine de kilomètres de longueur d'onde.

Ces anomalies et les extrema locaux associés sont facilement localisables sur la Figure 9. La comparaison avec la carte des isopaques des formations méso-cénozoïques permet de constater que l'allure particulière de l'anomalie au droit du Bassin de Mons est majoritairement liée au relief de la base du Bassin de Mons. Des anomalies de longueur d'onde kilométrique sont également visibles près de la bordure nord du Bassin de Mons. Elles semblent, elles aussi, corrélées à des variations locales de l'épaisseur des formations méso-cénozoïques conservées dans le Bassin de Mons qui pourraient résulter d'une subsidence locale accrue du fait de la dissolution d'évaporites.

Les signatures gravimétriques propres au réservoir géothermique sont ainsi en partie masquées par l'effet des terrains sus-jacents. Des traitements avancés en cours devraient permettre d'extraire la part des anomalies liées à la couverture méso-cénozoïque et affiner ainsi l'interprétation de l'anomalie de Bouguer liée au socle paléozoïque.

Modélisation du réservoir et simulations

La modélisation 3D des surfaces du sommet et de la base du réservoir des calcaires carbonifères (figure 11, en bas) a été réalisée à partir des données géologiques, sismiques et minières. En l'absence de sismique de puits dans la zone, une conversion temps profondeur basée sur les vitesses de sommation a été utilisée pour replacer les interprétations sismiques dans l'espace géographique (figure 11, en haut). La modélisation intègre ainsi la nouvelle conception structurale proposée sur base des résultats des interprétations des sections sismiques ainsi que l'analyse de la structure du gisement houiller développée dans (Dupont, 2021).

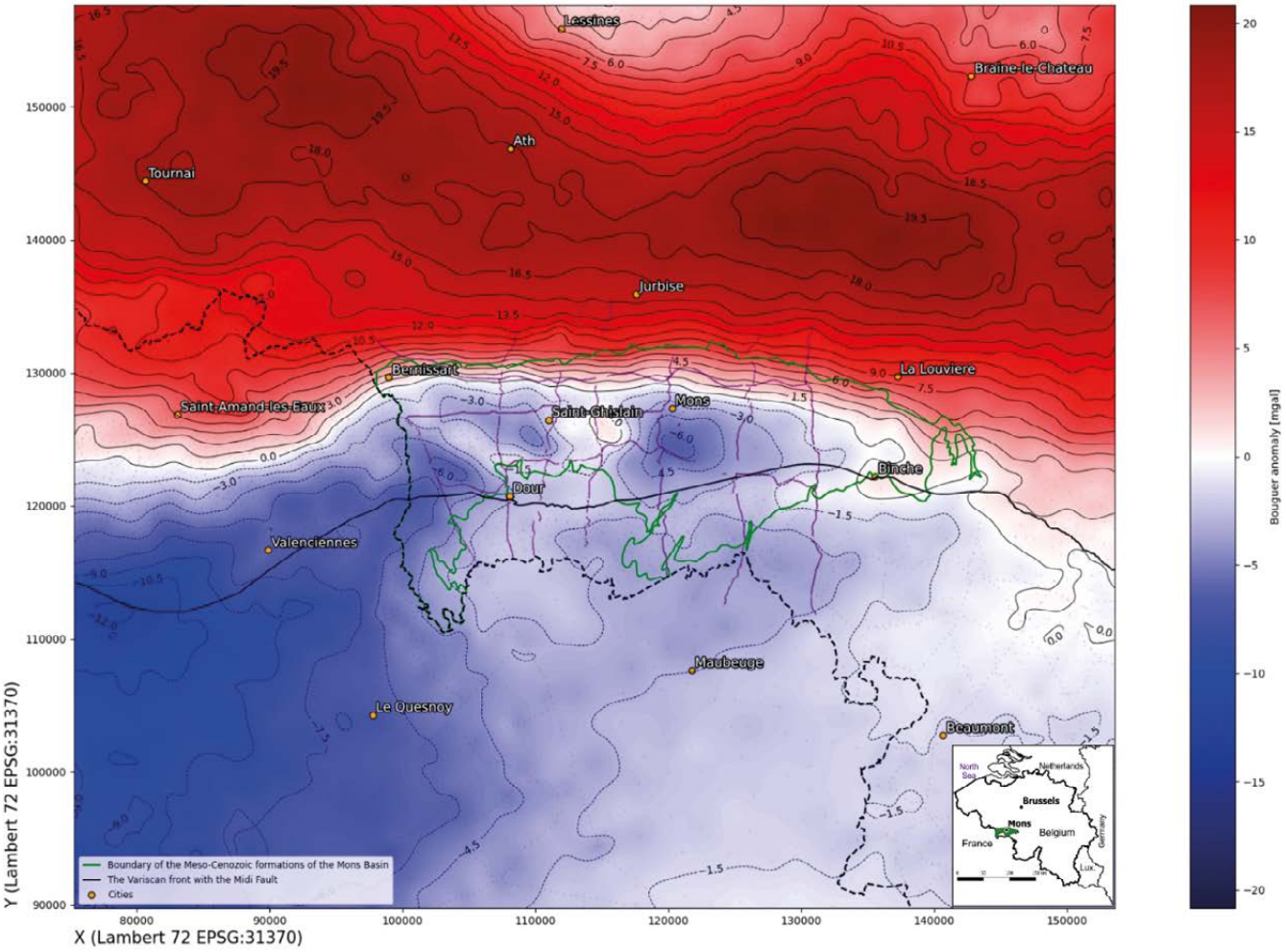


Figure 9. Carte de l'anomalie de Bouguer détaillée, tirée de (Campeol *et al.*, 2024).
Figure 9. Detailed map of the Bouguer anomaly, from (Campeol et al.*, 2024).*

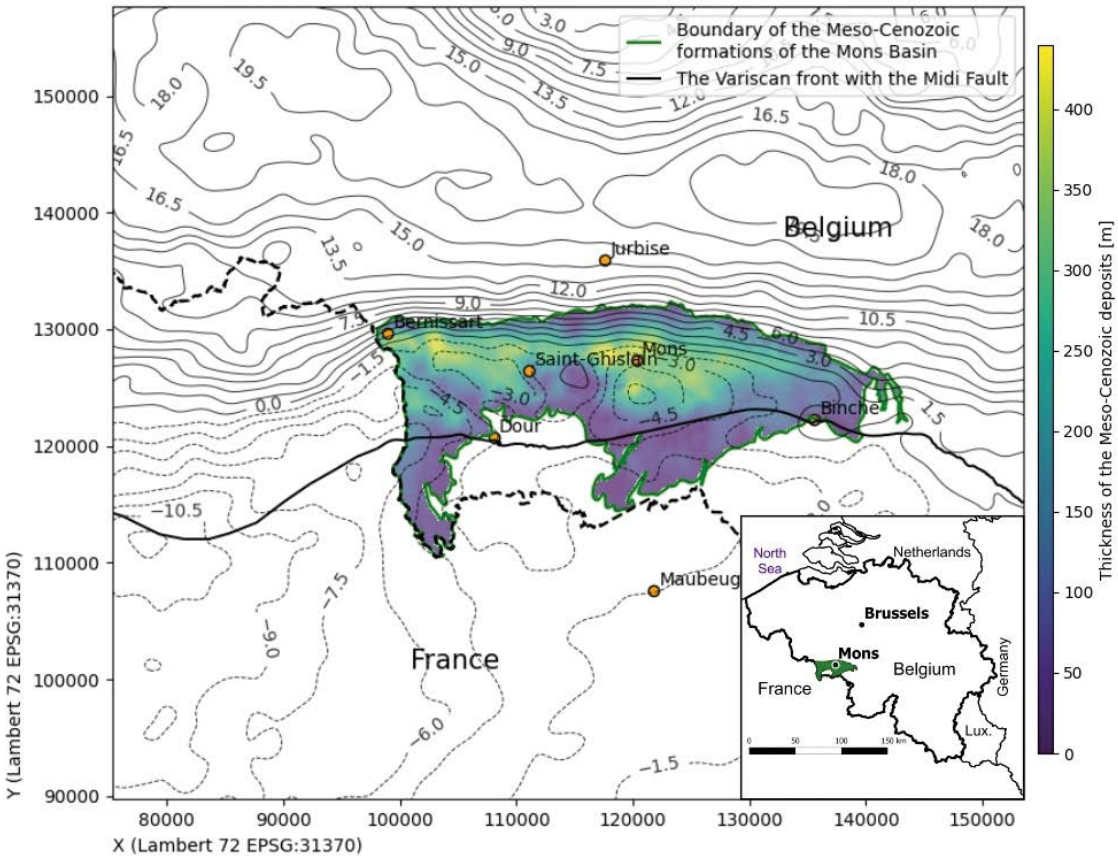


Figure 10. Carte des isoanomales de l'anomalie de Bouguer superposées à la carte des épaisseurs des formations méso-cénozoïques du Bassin de Mons.
Figure 10. Isoanomal map of the Bouguer anomaly superimposed on the thickness map of the Meso-Cenozoic formations of the Mons Basin.

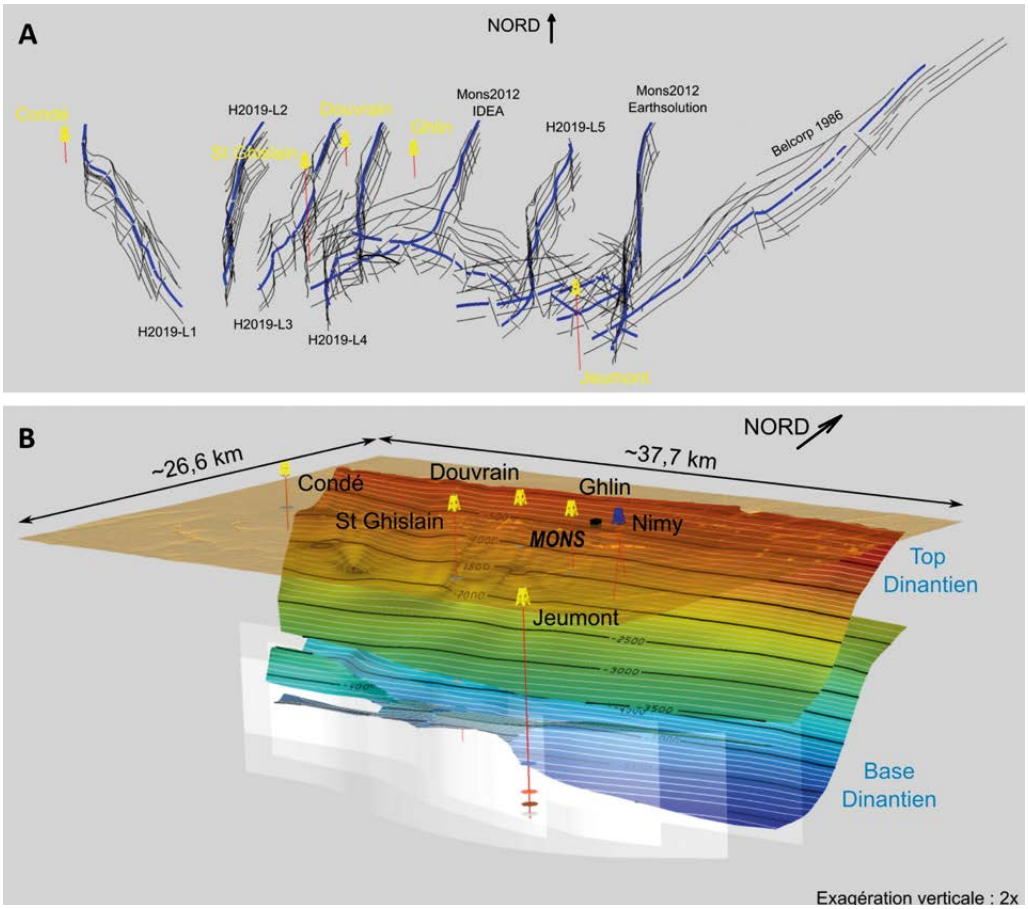


Figure 11. En haut : Replacement des interprétations des sections sismiques dans l'espace géographique ; en bas : Modèle 3D des surfaces du sommet et de la base du Carbonifère inférieur.
Figure 11. Top: Interpretation of seismic sections in geographical space; bottom: 3D model of the surfaces of the top and base of the Lower Carboniferous.

Sur le plan hydrogéologique, les formations houillères du Carbonifère supérieur peuvent être décrites comme un aquiclude à niveaux aquifères constitué de roches pélitiques, de siltites et de grès. Cet ensemble renferme localement des aquifères fracturés dans les horizons les plus grossiers. À la base des terrains houillers, les roches siliceuses de la Formation de Gottignies forment la délimitation d'avec les terrains essentiellement carbonatés du Carbonifère inférieur. Dans la région étudiée, le Carbonifère inférieur constitue un aquifère fissuré karstique développé dans les horizons calcaires. La porosité et la perméabilité qui s'y développe proviennent essentiellement des joints, élargis ou non par la karstification. Au sein du Viséen, des niveaux d'anhydrite sont présents dans les étages Molinacien et Livien. La dissolution de ces évaporites laisse des couches bréchiques sensiblement plus perméables que les calcaires. Notons que les niveaux productifs rencontrés lors du forage des précédents puits géothermiques sont situés à des niveaux différents, et consistent souvent en des zones karstifiées présentes dans la partie supérieure des calcaires carbonifères. La partie inférieure du Tournaisien est plus détritique et contient des niveaux plus argileux qui représentent des barrières hydrogéologiques locales. Une large zone d'affleurement le long du bord nord du réservoir permet une réalimentation naturelle de l'aquifère.

Au départ de la modélisation géologique du réservoir, un modèle hydrogéologique multicouche a été développé afin de simuler à l'échelle du réservoir les impacts associés à l'implantation de nouveaux ouvrages. Ce modèle couvre une superficie de 55 km x 20 km. Les paramètres hydrauliques et thermiques des différents milieux ont été choisis sur base des informations disponibles (Licour, 2012), en particulier celles qui proviennent des puits géothermiques existants. Les porosités effectives attribuées aux formations du réservoir varient entre 5 et 10 %, tandis que les conductivités hydrauliques varient de 10^{-6} m/s pour les calcaires et dolomies jusqu'à 10^{-5} m/s pour les couches bréchiques. Le coefficient d'emmagasinement spécifique retenu est compris entre $1.5\,10^{-6}$ et $3\,10^{-7}$ m^{-1} selon les lithologies concernées. La capacité thermique volumique des roches a été fixée à 2.5 $MJ.m^{-3}\,K^{-1}$. La conductivité thermique au sein du réservoir 2.6 à 2.8 $J\,m^{-1}.s^{-1}.K^{-1}$.

Le modèle hydrogéologique régional permet de simuler, à l'aide de la méthode des éléments finis, l'évolution du champ température et de charge hydraulique au sein du réservoir géothermique suite à diverses sollicitations (pompage et/ou réinjection en divers endroits). Cet outil offre notamment la possibilité d'étudier l'impact régional d'un large déploiement de la production de chaleur par géothermie profonde sur le long terme. La figure 12 présente un exemple de résultats pour une simulation pour laquelle neuf nouveaux doublets sont implantés à l'est de la ville de Mons alors que les ouvrages en exploitation plus à l'ouest continuent leur activité habituelle.

Sur la figure 12 à droite, la modélisation illustre l'impact des neuf doublets supplémentaires après 200 ans d'exploitation se marque par l'apparition de bulles froides dans la couche bréchique autour des puits de réinjection. On constate que dans les conditions de cette simulation la percée thermique n'est pas atteinte au terme de la période de 200 ans.

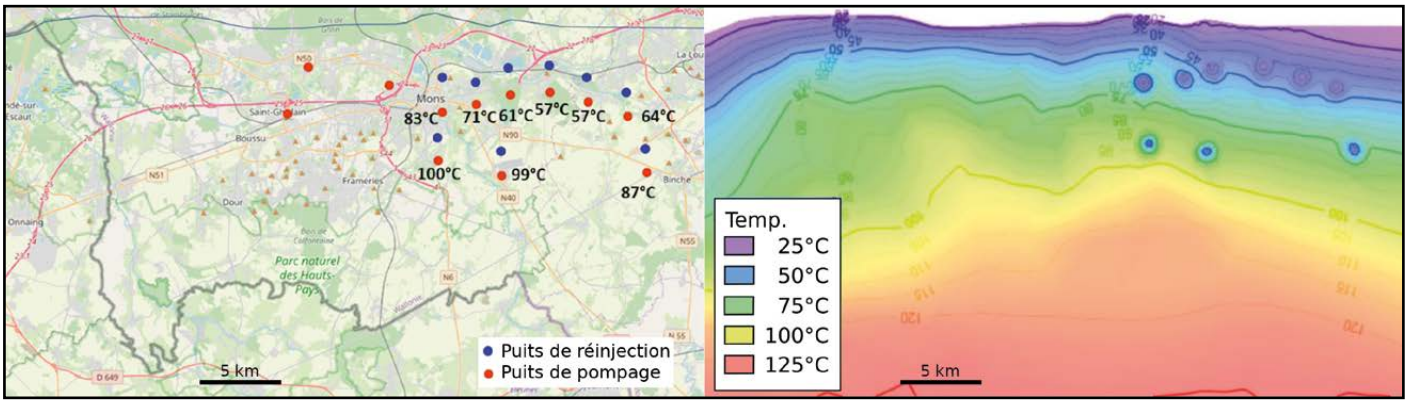


Figure 12. à gauche : Localisation des points de pompage et de réinjection dans la couche réservoir pris en compte dans la simulation (les trois puits de Saint-Ghislain, Douvrain et Ghlin ainsi que neuf nouveaux doublets). Fond de carte © OpenStreetMap contributors ; à droite : champ de température simulé après une période d'exploitation des doublets de 200 ans au sein du réservoir.
Figure 12. Left: Location of pumping and reinjection points in the reservoir layer considered in the simulation (the three wells at Saint-Ghislain, Douvrain and Ghlin as well as nine new doublets). Base map © OpenStreetMap contributors; right: Simulated temperature field after operating the doublets for 200 years.

Étude de Scenarios de Valorisation de la Ressource

Les régions de Mons-Borinage et du Centre présentent des zones d'habitat denses au droit de l'ancien sillon industriel. La majorité des besoins en chauffage du secteur résidentiel y est assurée au moyen de combustibles fossiles et l'habitat y est le plus souvent assez ancien avec des performances énergétiques médiocres. Si certaines améliorations du bâti du point de vue de la consommation d'énergie pour le chauffage ont été entreprises ou sont encore envisageables, il semble impossible de diminuer drastiquement et à coût raisonnable la demande de chaleur de telles constructions. Les zones à forte densité

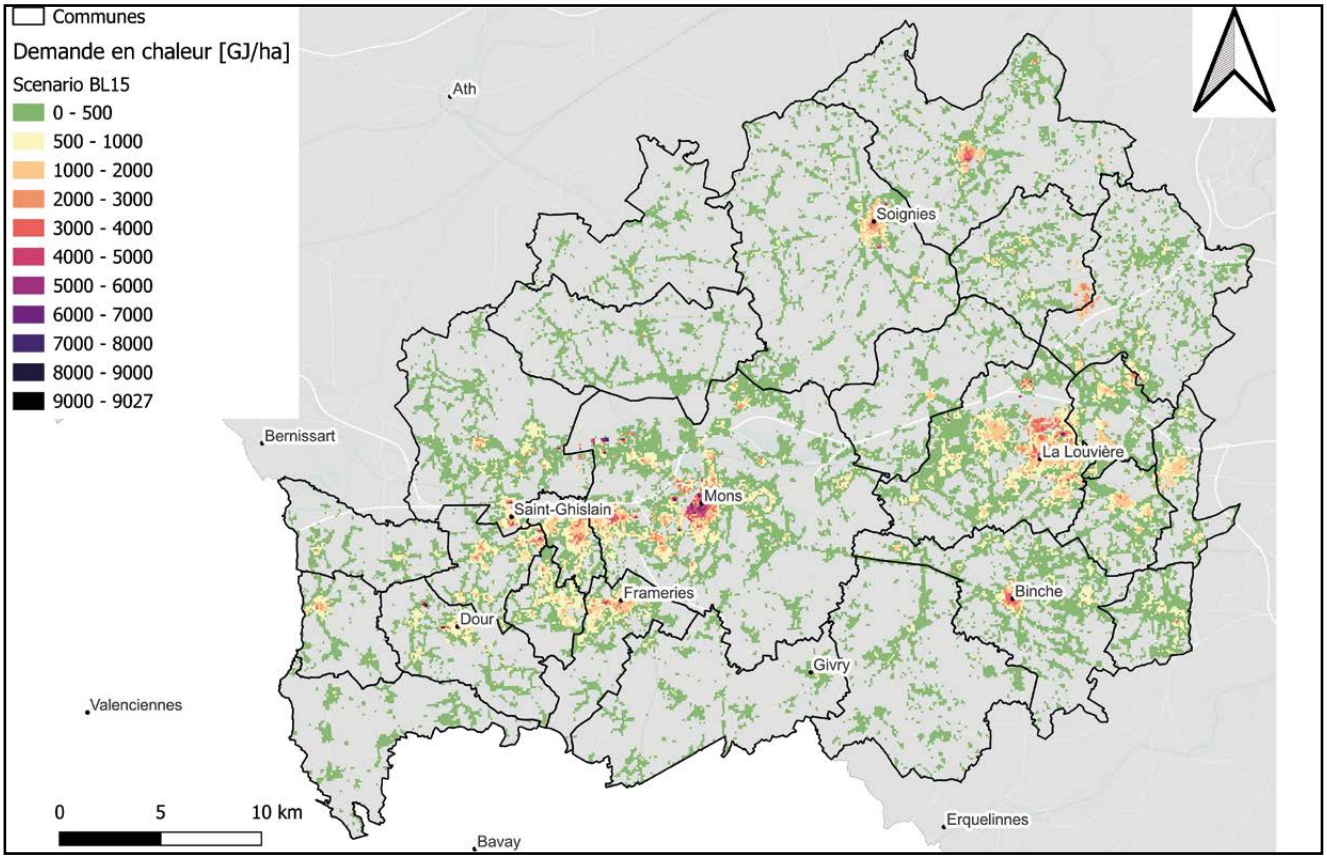
d'habitat sont en très grande majorité situées à l'aplomb du réservoir géothermique. De plus, les températures des eaux géothermales sont compatibles avec les régimes de températures requis par les bâtiments existants. Le déploiement de réseaux de chaleur urbain alimentés par la géothermie profonde paraît ainsi présenter de nombreux avantages pour répondre aux défis de la transition énergétique dans la région et le moment semble favorable à la valorisation de la ressource. Cependant, comme l'a montré l'historique du développement de la géothermie dans la région au fil des quarante dernières années, il existe un certain nombre de barrières au déploiement de cette énergie que l'on ne peut ignorer.

Le développement d'un projet de réseau de chaleur pour le chauffage urbain alimenté par la géothermie profonde relève d'une décision de développement territorial qui ne peut s'envisager que dans le cadre d'une stratégie à long terme. En effet, un tel projet a une durée de vie estimée à minimum cinquante ans et implique des investissements conséquents dans les premières années de son développement. De plus, les décideurs doivent intégrer à leur stratégie les incertitudes inhérentes aux conditions de sous-sol d'une part et aux évolutions socio-économiques au cours de la durée de vie du projet d'autre part. Jusqu'à il y a peu, les incertitudes réglementaires liées à l'exploitation de la géothermie profonde constituait une difficulté supplémentaire. Le nouveau code de la gestion des ressources du sous-sol wallon, adopté en mars 2024, permet de clarifier le cadre d'exploration et d'exploitation de la géothermie profonde en Région Wallonne et *a fortiori* dans le Cœur de Hainaut, via l'octroi de permis exclusifs d'exploration ou d'exploitation.

Pour étudier *a priori* l'influence des conditions socio-économiques sur la vie d'un projet de réseau de chaleur pour le chauffage urbain alimenté par la géothermie profonde, les évolutions du prix des énergies fossiles et de la demande en chaleur sur le secteur étudié ont été considérées.

Le prix des énergies fossiles représente un facteur dont l'évolution est particulièrement délicate à prévoir. En effet, cette évolution dépend de nombreux facteurs tels que des choix et développements technologiques, d'orientations politiques et de considérations géostratégiques. Elle n'est indépendante de l'évolution de la demande. Trois scenarios proposés dans le "World Energy Outlook" de l'IEA (IEA, 2022 ; p. 106 & 107) ont été considérés. Parallèlement, la demande en chaleur dépend de la croissance démographique, de l'efficacité énergétique du bâti ou encore des politiques énergétiques et environnementales. Pour approcher cet aspect, des scénarios d'évolution de la demande en chaleur pour le secteur résidentiel et des services développés dans le cadre du projet sEEnergies (Reiter *et al.*, 2021) ont été retenus.

Figure 13. Demande en chaleur sur le territoire du Cœur de Hainaut pour le scénario BL15. Sources des données : sEEnergies Open Data - BL2015 HD100 total (Möller *et al.*, 2022) ; (Reiter *et al.*, 2021) ; (Fleiter *et al.*, 2017). Fond de carte : Service Public de Wallonie.
Figure 13. Heat demand in the Cœur de Hainaut region for the BL15 scenario. Data sources: sEEnergies Open Data – BL2015 HD100 total (Möller et al., *2022); (Reiter* et al., *2021); (Fleiter* et al., *2017). Base map: Service Public de Wallonie.*



Afin de disposer d'un outil prospectif capable d'explorer les impacts de décisions de développement d'un projet dans ces différents scénarios socio-économiques, un modèle économique simplifié a été implémenté sous forme d'un code permettant d'évaluer les flux financiers associés à un projet de doublet couplé à un réseau de chaleur pour le chauffage urbain. Les scénarios sont caractérisés par les évolutions de la demande en chaleur et des prix de l'énergie. Les dépenses d'investissement considérées concernent le creusement du doublet, la construction de la centrale et celle du réseau de chaleur. Le calcul tient également compte des caractéristiques du réservoir et de la localisation du projet. Un module relatif au creusement d'un doublet intègre les informations extraites du modèle de réservoir pour déterminer les caractéristiques géométriques du doublet selon sa localisation et estimer les dépenses d'investissement sur cette base. La réponse du réservoir à la sollicitation supplémentaire que représente le doublet est évaluée à l'aide du modèle hydrogéologique régional.

La géométrie exacte du réseau de chaleur n'étant pas définie à ce niveau, l'estimation des dépenses d'investissement pour le réseau de chaleur s'appuie sur une estimation de sa longueur. La zone desservie par le doublet sert de base à cette estimation. Elle est définie au départ du débit maximum du doublet et du différentiel de température attendu ainsi que de la demande pour le chauffage. La longueur du réseau correspond à celle des voiries dans la zone considérée.

À ce stade, seuls des mécanismes de financement simples ont été pris en compte, à savoir la subsidiation et l'emprunt. Le taux de subsidiation et les conditions de l'emprunt sont des paramètres à fixer pour le calcul.

Le calcul des dépenses d'exploitation intègre les frais de personnel, de fonctionnement du réseau de chaleur et des pompes, ainsi que l'entretien des installations, la charge de l'emprunt y est également ajoutée. Le calcul des revenus du doublet considère un prix de vente initial de la chaleur. Dans l'hypothèse choisie, les contrats de fourniture sont conclus pour 5 ans avec un ajustement annuel en fonction de l'évolution du prix des énergies fossiles. Tous les 5 ans les contrats sont revus pour inclure une indexation qui compense l'inflation.

Une utilisation de l'outil prospectif est illustrée à l'aide du cas d'un nouveau doublet en périphérie de la ville de Mons dans un scénario socio-économique correspondant au maintien des politiques énergétiques actuelles et pour une demande en chaleur équivalente à celle calculée pour l'année 2015. Le taux de subsidiation est fixé à 70 % et le solde est emprunté à un taux fixe de 3 % sur une période de 20 ans.

Dans les hypothèses retenues pour cette simulation, la différence de température entre le pompage et la réinjection est fixée à 30 °C et le débit maximum du doublet est fixé à 300 m³/h. On considère que les consommateurs raccordés au réseau de chaleur représentent 30 % de la demande totale d'une zone d'environ 600 m de rayon autour du doublet (voir figure 14, à gauche). 75 % de la chaleur délivrée aux consommateurs raccordés provient de la géothermie, les 25 % restants correspondent à la demande de pointe qui est assurée par d'autres sources d'énergie. Une monotone de puissance type est adoptée pour caractériser la demande annuelle sur le réseau de chaleur.

L'équilibre entre dépenses d'exploitation cumulées et les revenus d'exploitation cumulés est atteint après 8 ans pour ce cas. Selon le scénario socio-économique choisi, l'outil prospectif permet d'explorer l'impact de différents choix en fonction de la localisation d'un projet de géothermie profonde

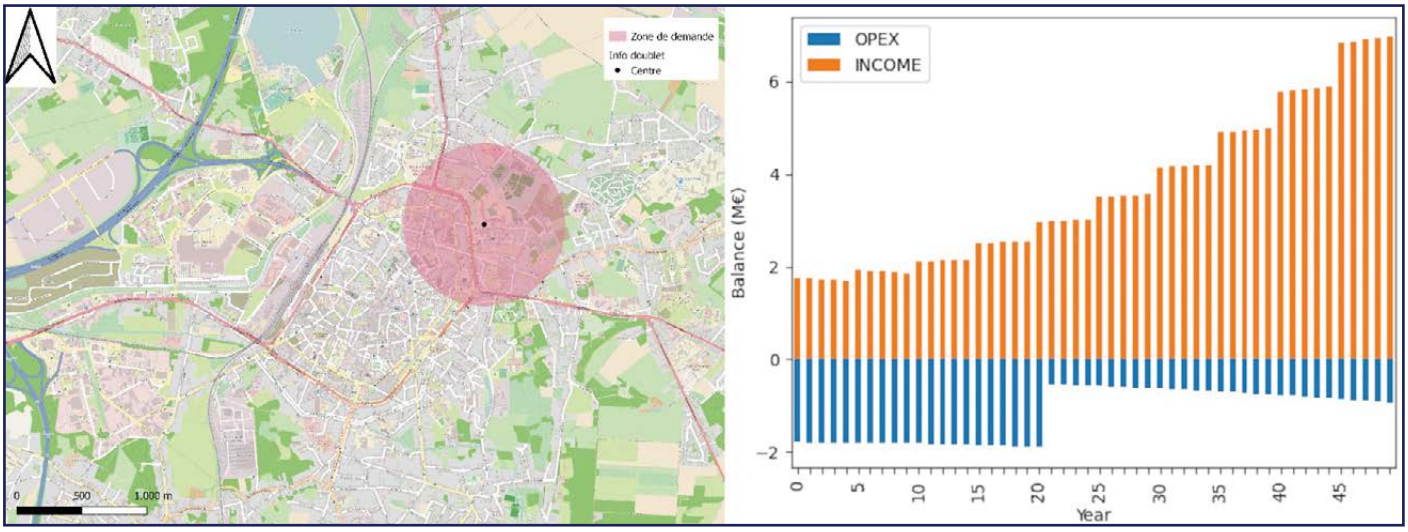


Figure 14. À gauche : carte de localisation de la zone desservie par le réseau de chaleur simulé. Fond de carte © OpenStreetMap contributors ; à droite : flux financiers simulés au cours de la durée de vie du projet - OPEX : dépenses d'exploitation (y compris la charge d'intérêt), INCOME : revenus d'exploitation.

Figure 14. Left: map showing the location of the area served by the simulated district heating network. Base map © OpenStreetMap contributors; right: simulated financial flows over the life of the project - OPEX: operating expenses (including interest charges), INCOME: operating income.

en Cœur de Hainaut, ces choix étant relatifs aux modes de financement, à la politique de prix et, plus généralement, à une politique de développement territorial.

DÉVELOPPEMENTS ET PERSPECTIVES

Le modèle géologique du réservoir et de sa couverture synthétise un ensemble d'informations et d'hypothèses nécessaire au développement de la géothermie profonde en Cœur de Hainaut. Ce modèle est encore appelé à s'enrichir de nouvelles observations et analyses. Il devrait notamment bénéficier des résultats de traitements géophysiques avancés en cours. En effet, le traitement conjoint des données gravimétriques et sismiques laisse entrevoir de belles potentialités d'amélioration. De plus, à l'initiative du SPW-Energie et du Gouvernement Wallon, une nouvelle campagne de prospection sismique réflexion est en préparation (WalScan). Elle constitue une opportunité pour compléter la couverture sismique de la région avec un profil est-ouest reliant une partie des profils existants au forage de Saint-Ghislain et se poursuivant vers Namur en passant par l'agglomération de Charleroi. L'intégration de nouvelles observations et mesures faites à l'occasion de forages à venir serait évidemment de nature à compléter les modèles géologiques et hydrogéologiques. Les simulations actuelles sur le modèle régional indiquent que placer des doublets distants de quelques kilomètres n'induit pas d'interférence significative, même au-delà de la durée de vie d'un doublet. Elles montrent aussi qu'une dizaine de doublets répartis sur le territoire ne posent pas de problème de soutenabilité à un horizon de deux siècles et suggère que le réservoir pourrait probablement accueillir plus de doublets encore. Grâce à l'incorporation progressive des améliorations du modèle géologique au modèle hydrogéologique, les résultats des simulations pourront être affinés. De cette façon, l'étude des interférences entre ouvrages, l'évaluation de la soutenabilité de l'exploitation de la ressource à l'échelle du réservoir ou encore les études d'opportunité d'un projet pourront bénéficier des dernières connaissances sur le réservoir géothermique.

Remerciements : le projet MoreGeo a bénéficié de Fonds Européen pour le DÉveloppement Régional et a été financé par l'Union Européenne et la Région Wallonne. Les auteurs souhaitent remercier Madame Luciane Licour et Messieurs Michel Everaerts, Mathias Ganins, Kevin Gonze, Frank Martin, Ivan Nanfo Djoufack & Alain Rorive pour leur participation aux travaux de recherche menés sur le réservoir géothermique du Cœur de Hainaut. Ils souhaitent également souligner la collaboration fructueuse de longue date avec l'intercommunale IDEA, en charge de l'exploitation de la géothermie profonde en Cœur de Hainaut, en particulier dans le cadre du projet MoreGeo avec Messieurs David Charlet, Frédéric Habils et Vincent Renard. Les auteurs souhaitent aussi mentionner l'implication du Service Public de Wallonie, au travers des actions de Madame Sonya Chaoui (SPW-Énergie) pour le développement de la filière de la géothermie profonde en Région Wallonne ainsi que de Monsieur Daniel Pacyna (SPW-DRIGM) et ses collègues pour leur support en termes de données géologiques et minières dans la Région.

Bibliographie

Barchy L. & Marion J.-M. (2008). - Carte géologique de Wallonie au 1/25.000e, planchette Maffe – Grandhan (54/3-4).

Barchy L. & Marion J.-M. (2014). - Carte géologique de Wallonie au 1/25.000e, planchette Aye – Marche-en-Famenne (54/7-8).

Belanger I., Delaby S., Delcambre B., Ghysel P., Hennebert M., Laloux M., Marion J., Mottequin B. & Pingot J. (2012). - Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle carte géologique de Wallonie (Belgique), *Geologica Belgica*, 15(3):169-175.

Campeol Q. (2021). - Étude prospective des signatures diagraphiques du réservoir géothermique des calcaires carbonifères du Hainaut et de sa couverture - Valorisation des diagraphies réalisées dans le sondage de Saint-Ghislain. Mémoire de Master Ingénieur civil des Mines et Géologue, Université de Mons, 64 p.

Campeol, Q., Dupont, N., Nanfo Djoufack, I. P., Christiaens, L., Martin, F., & Kaufmann, O. (2024). - A new detailed Bouguer anomaly for the exploration of the deep geothermal reservoir *in* SW-Belgium, EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-19287.

BRGM (2023). - Banque Gravimétrique de France. Base de données. Récupéré de https://infoterre.brgm.fr/page/geoservices-ogc le 25/12/2023.

Chantraine J., Autran A. & Cavelier C. (1996). - Carte Géologique de la France au 1/1.000.000e. Bureau de Recherche et de Géologique Minière, 1 pl.

Dejonghe L., Delmer A. & Hance L. (1992). - Les enseignements d'une campagne sismique conduite en Belgique, dans le Hainaut, selon l'axe Erquelinnes–Saint-Ghislain. *Annales de la Société géologique du Nord*, 1(2):135–142.

Doremus P. & Hennebert M. (1995). - Carte géologique de Wallonie au 1/25.000e, planchette Lens – Soignies (38/7-8).

Dupont N. (2021). - Analyse de la structure du socle paléozoïque hainuyer. Implications sur les caractéristiques des réservoirs profonds. Thèse de doctorat, Université de Mons, Belgique, 374 p.

Dupuis C. & Vandycke S. (1989). - Tectonique et karstification profonde : un modèle de subsidence original pour le Bassin de Mons. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112, 479–487.

Everaerts M. & De Vos W. (2012). - Gravity acquisition in Belgium and the resulting Bouguer anomaly map. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, 58, 55 p.

Fleiter T., Elsland R., Herbst A., Manz P., Popovski E., Rehfeldt M., Reiter U., Catenazzi G., Jakob M., Harmsen R., Rutten C., Dittmann F., Rivière P. & Stabat P. (2017). - Baseline scenario of the heating and cooling demand in buildings and industry in the 14 MSs until 2050. Heat Roadmap Europe 4 (HRE4): Building the knowledge, skills, and capacity required to enable new policies and encourage new investments in the heating and cooling sector (WP3). Fraunhofer Institute for Systems and Innovation Research. Research report. 78 p.

Hennebert M. & Delaby S. (2017). - Carte géologique de Wallonie au 1/25.000e, planchette Binche –Morlanwelz (46/5-6).

Marlière, R. (1969). - Introduction à quelques excursions géologiques dans le Bassin de Mons. Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. Bruxelles. 10 p. + 1 pl. hors-texte.

Möller B., Wiechers E., Sánchez-García L. & Persson U. (2022). - Spatial models and spatial analytics results. sEEnergies: Quantification of synergies between energy efficiency first principle and renewable energy systems (D5.7). Research report, 71 p.

Lacquement F. (2001). - L'Ardenne varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne. *Publications de la Société Géologique du Nord*, 29, 285 p.

Licour L. (2012). - Relations entre la géologie profonde et le comportement hydrogéologique du réservoir géothermique du Hainaut (Belgique). Caractérisation de l'aquifère dans la région de Saint-Ghislain. *Thèse de doctorat, Université de Mons, Belgique*, 372 p. + annexes.

Licour L., Dupont N., Baele J-M., Kaufmann O. & Rorive A. (2012). - Structural discontinuities in the deep reservoirs of the Namur Parautochton: The importance of future geophysical investigations for exploring the geothermal resource in Hainaut *in* Devleeschouwer X., Heyvaert V., Louwye S., Piessens K. & Smith Th. (2012). - *4th International Geologica Belgica Meeting: 11-14 September 2012 – Brussels, Belgium. Geologica Belgica Conference Proceedings*, Volume 1, 280 p.

Licour L. (2014). - The geothermal reservoir of Hainaut: the result of thermal convection in a carbonate and sulfate aquifer. *Geologica Belgica*, 17(1):75-81.

Soler, S. R. & Uieda, L. (2021). - Gradient-boosted equivalent sources, *Geophysical Journal International*, 227(3):1768–1783.

Verbeurgt J, Van Camp M, Stal C, Camelbeeck T, De Sloover L, Poppe H, Declercq P-Y., Voet P., Constales D., Troch P., De Maeyer P. & De Wulf A. (2019). - The gravity database for Belgium. *Geoscience Data Journal*, 2019(6):116–125.

Reiter U., Palacios A. & Lienhard L. (2021). - Data set on energy efficiency potentials, describing the cost curves for building envelope refurbishment measures on single building level. sEEnergies: Quantification of synergies between energy efficiency first principle and renewable energy systems (D1.1). Research report, 18 p.

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 49-68, 2025

THE INTERREG NWE DGE-ROLLOUT PROJECT: WHAT ARE THE CONTRIBUTIONS TO THE DEVELOPMENT OF GEOTHERMAL ENERGY IN HAUTS-DE-FRANCE?

Le projet INTERREG NWE DGE-ROLLOUT : Quels apports pour le développement de la géothermie dans les Hauts-de-France ?

Chrystel Dezayes
BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, BP36009, 45060 Orléans cedex, France
Estelle Petitclerc
RBINS-GSB, Rue Jenner 13, 1000 Brussels, Belgium
Yves Vanbrabant
RBINS-GSB, Rue Jenner 13, 1000 Brussels, Belgium
Frédéric Lacquement
BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, BP36009, 45060 Orléans cedex, France
Laure Capar
BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, BP36009, 45060 Orléans cedex, France
Alexandre Stopin
BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, BP36009, 45060 Orléans cedex, France
DGE ROLLOUT Team

Abstract

In Northwestern Europe, the Dinantian limestone formation, could be a promising geothermal reservoir from 1 kilometer deep for heat production in densely populated regions. In the 1970s and 1980s, scientific drilling in Belgium encountered hot water at high flow rates in this layer, turning these wells into productive geothermal sources for district heating (e.g., Saint-Ghislain, Douvrain, and Ghlin). However, similar wells in France (Jeumont and Condé-sur-l'Escaut) were not productive enough for economic viability due to the heterogeneous nature of the Dinantian reservoir, influenced by the region's complex geological history. To enhance understanding of this formation, an interdisciplinary study was conducted under the INTERREG NWE DGE-Rollout project. This study involved creating a cross-border map of the Dinantian structure and building a lithological chart to represent variations across the region, including Belgium, France, Germany, and the Netherlands. The formation is mainly composed of carbonate rocks but also contains significant heterogeneities, such as sedimentary breccias within the middle Visean (Livian), identified as a geothermal reservoir in Belgium's Mons region. Seismic surveys and petrophysical analyses were conducted across Belgium, France, and Germany. Results showed five main facies in the Dinantian: limestone, dolomite, anhydrite, sandstone, and clay. The Epinoy 1 well, for instance, revealed low porosity in dolomitic facies, while Jeumont 1 showed higher porosity levels in dolomitic intervals. Seismic data reprocessing further identified key geothermal targets, with dolomitic zones offering better reservoir properties in the north and east. Temperature data from wells in the region are scarce, though the Epinoy 1 well shows a normal geothermal gradient of 30°C/km. Favorable areas for geothermal development were identified based on energy demand and geothermal resource availability. The largest zone is located between Douai and Valenciennes, with significant heat demand and an existing district heating network. Another zone, around Maubeuge, also holds potential despite deeper Dinantian depths.

INTRODUCTION

Deep Geothermal Energy (DGE), which is considered a renewable energy source with ubiquitous availability, can play a significant role in the future energy mix. The Transnational EU Interreg North-West Europe (NWE) funded project DGE-ROLLOUT ("Roll-out of Deep Geothermal Energy in NWE), between 2018 and 2023, aimed to promote the DGE potential of Carboniferous carbonate rocks, which are expected to represent one of most favorable reservoirs for hydrothermal energy extraction. This reservoir is widespread in the NWE subsurface of the Rhenohercynian Basin, which was investigated following a multidisciplinary geoscientific approach. In the NWE, the carbonate rocks of the Lower Carboniferous are known by various names: Carboniferous Limestone Group, Zeeland Formation, 'Kohlenkalk', Dinantian or sometimes as 'Kulm'. For the project, we use the generic term 'Dinantian' when referring to this stratigraphic interval, equals to the lower part of the Mississippian series according to the international geological time scale of the International Commission of Stratigraphy (ICS). The project objectives were focused on three main axes: 1) to provide a reconciled and common knowledge baseline for DGE market development in the Dinantian reservoir rocks; 2) to fill existing information gaps by acquiring transnational 2D seismic surveys, conducting drilling operations, reprocessing

vintage seismic data, and producing a variety of subsurface 2D and 3D models; and 3) to increase the efficiency of existing geothermal systems by implementing new or improved production techniques in the fields of reservoir behavior, cascading systems, and thermal energy storage. This paper presents an overview of the project and their results at the North-West Europe and the Hauts-de-France scales, without claiming to be a scientific article. More details are available on the project website and in the report Dezayes *et al.* (2024) for the Hauts-de-France part.

GEOLOGICAL CONTEXT

Dinantian limestones are present in a large part of the Northwestern Europe (Figure 1) and in the British Isles. The sedimentary deposition and stratigraphy of the Dinantian were influenced by sea-level changes, local and global tectonics, and paleoclimatic conditions (Poty, 2016). This results in various lithologies from carbonates to dolomites and sandstones regarding sedimentation areas and facies (platform deposit, calciturbidites, siliciclastic flysch, …).

At the end of the Dinantian and during the Silesian times, the southern part of the study region has been constituted by lower Paleozoic and Devono-Carboniferous rocks, which were folded and thrusted to the North, formed the Variscan front.

In the Hauts-de-France area, a thin Meso-Cenozoic cover overlies the Paleozoic terrains because of the Midi thrust fault. Below this cover, Paleozoic formations are more than thousand meters thick of sediments and was strongly structured by the Variscan orogeny (Laurent *et al.*, 2021). This northern front of the Variscan range is defined by large structural units (Meilliez & Mansy, 1990 ; Mansy *et al.*, 1997 ; Lacquement *et al.*, 1999 ; Mansy & Lacquement, 2006; Bélanger *et al.*, 2012; Laurent *et al.*, 2021) that are respectively from North to South (Figure 2):

- ✧ he Brabant Caledonian Basement or Brabant Massif.

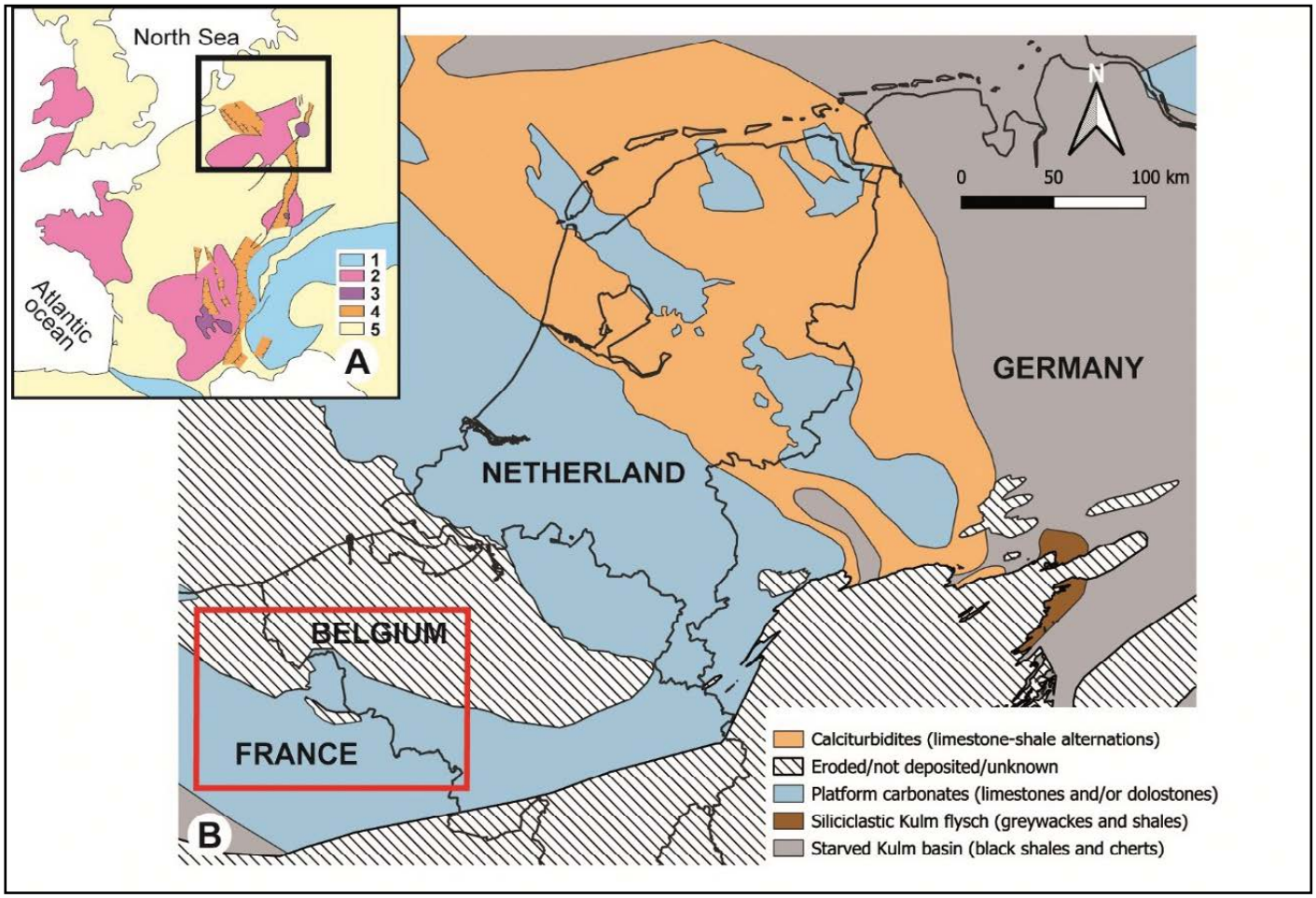


Figure 1- A- Location of NWE area, black square : area of B. 1: alpine massifs; 2: hercynian massifs; 3: volcanic massifs; 4: graben filling; 5: sedimentary basins. B : Facies distribution map for the Visean showing the depositional environment and carbonate platforms (Mozafari *et al.*, 2019; Nelskamp *et al.*, 2022). The red rectangle represents the studied area.
Figure 1- A- Localisation de la zone NWE, cadre noir : zone de la carte B. 1: massifs alpins ; 2: massifs hercyniens; 3: massifs volcaniques; 4: grabens; 5: basins sédimentaires. B : Carte des distributions de faciès du Viséen montrant la répartition des environnements de dépôt et les plate-formes carbonatées (Mozafari et al.*, 2019; Nelskamp* et al.*, 2022). Le rectangle rouge représente la zone de la présente étude.*

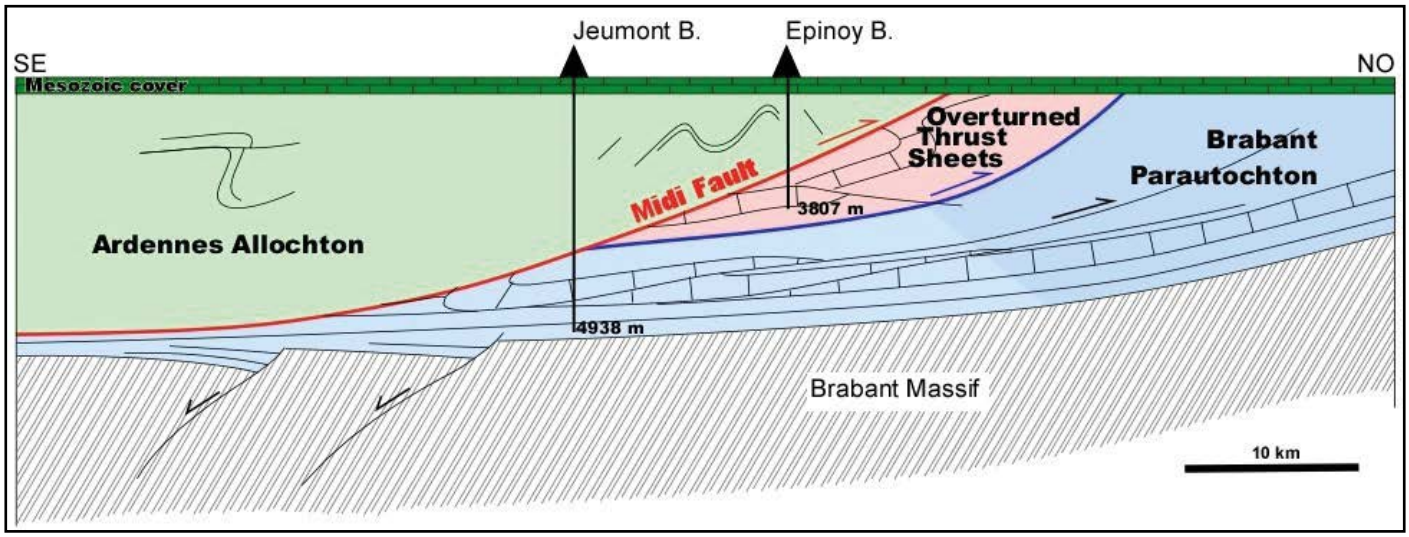


Figure 2 - Schematic cross-section through the main structural/stragraphic units of the Variscan front (inspired from Meilliez, 1989 and Laurent A. *et al.*, 2021). AMBT : Allochthon Main Basal Thrust or Midi fault. BEMR : Overturned Thrust Sheets Basal Thrust. Approximative scales.
Figure 2 - Coupe schématique transversale aux principales unités du Front Varisque (inspiré de Meilliez, 1989, et Laurent A. et al.*, 2021). AMBT : Faille du Midi. BEMR : Chevauchement basal des écailles et massifs renversées. Echelles approximatives.*

✧ the Brabant Para-Autochthonous Unit, which consists of Carboniferous-age terrain affected by folds and north-verging thrusts overlying the undeformed terrains.
✧ the Overturned Thrust Sheet complex characterized by strongly deformed Silurian to Carboniferous series.
✧ the Ardenne Allochthonous Unit carried by a major crustal-scale thrust: the Midi Fault or Allochthon Main Basal Thrust (AMBT).

METHODOLOGY

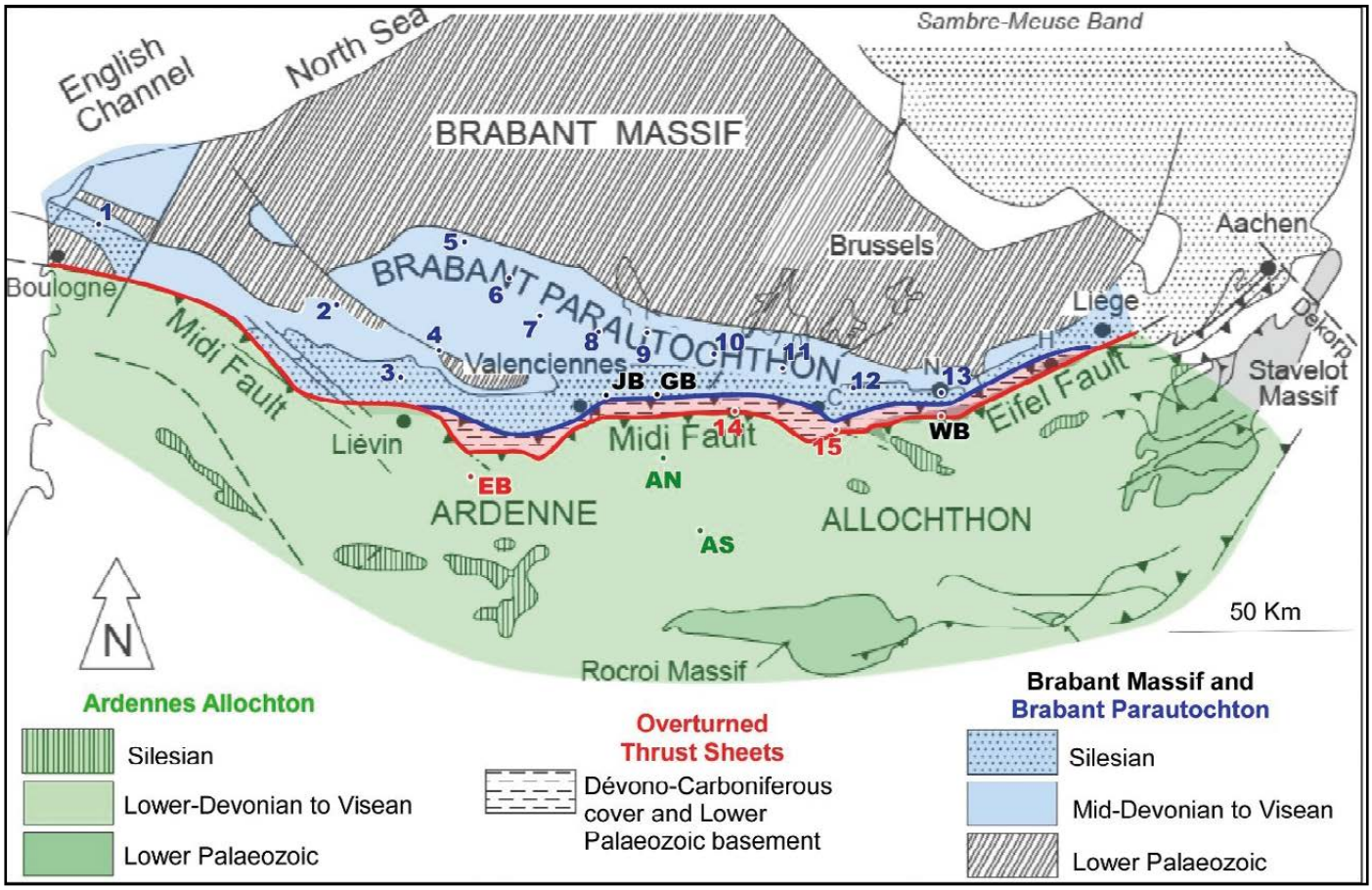
Bulding of a shared lithostratigraphic chart

Although the lithology of DInantian is dominated by carbonate, local heterogeneities exist. To help to build the transborder maps, a lithostratigraphic chart was yielded to represent the variations in the lithological nature of the Dinantian along the variscan front in the Hauts-de- France region and Belgium.

The use of borehole data coupled with works on the lithostratigraphy field observations of the Carboniferous series makes it possible to propose synthetic litho-stratigraphic columns by sector (Paproth *et al.*, 1983 and 1999). Whatever the area, the columns can be divided into 5 distinct stratigraphic units (Figure 3). Detailed methodology for building this chart is presented in the report project D1.1.5 (Veldkamp *et al.*, 2023).

At the base, the Lower Tournaisian (Hastarian) is characterized by an alternance of limestones and sandstones. The proportions vary according to the sites, particularly on the edge of the Brabant massif. A shaly horizon (Pont d'Arcole Formation) is also present throughout the region. The upper part of the Tournaisian (Ivoirian) is characterised by presence of a carbonate platform and formation of biostromes. Only the northern part is more clayey with the presence of marly deposits. Dolomitic facies are abundant at the top of the Tournaisian. Thickness of the Tournaisian is globally constant, around 250 metres.

In the lower part of the Visean, dolomitic facies alternate with limestones. In the middle Visean (Livian), two levels of interstratified sedimentary breccias in the limestones are present and constitute the geothermal reservoir in the Mons productive wells (Licour, 2014) The thickness of the Visean is highly variable, from a few tens of metres to several hundred metres, depending on the areas. The top of the Visean is composed by shales indicating the transition to the detrital coal series of the Upper Carboniferous (Namurian).



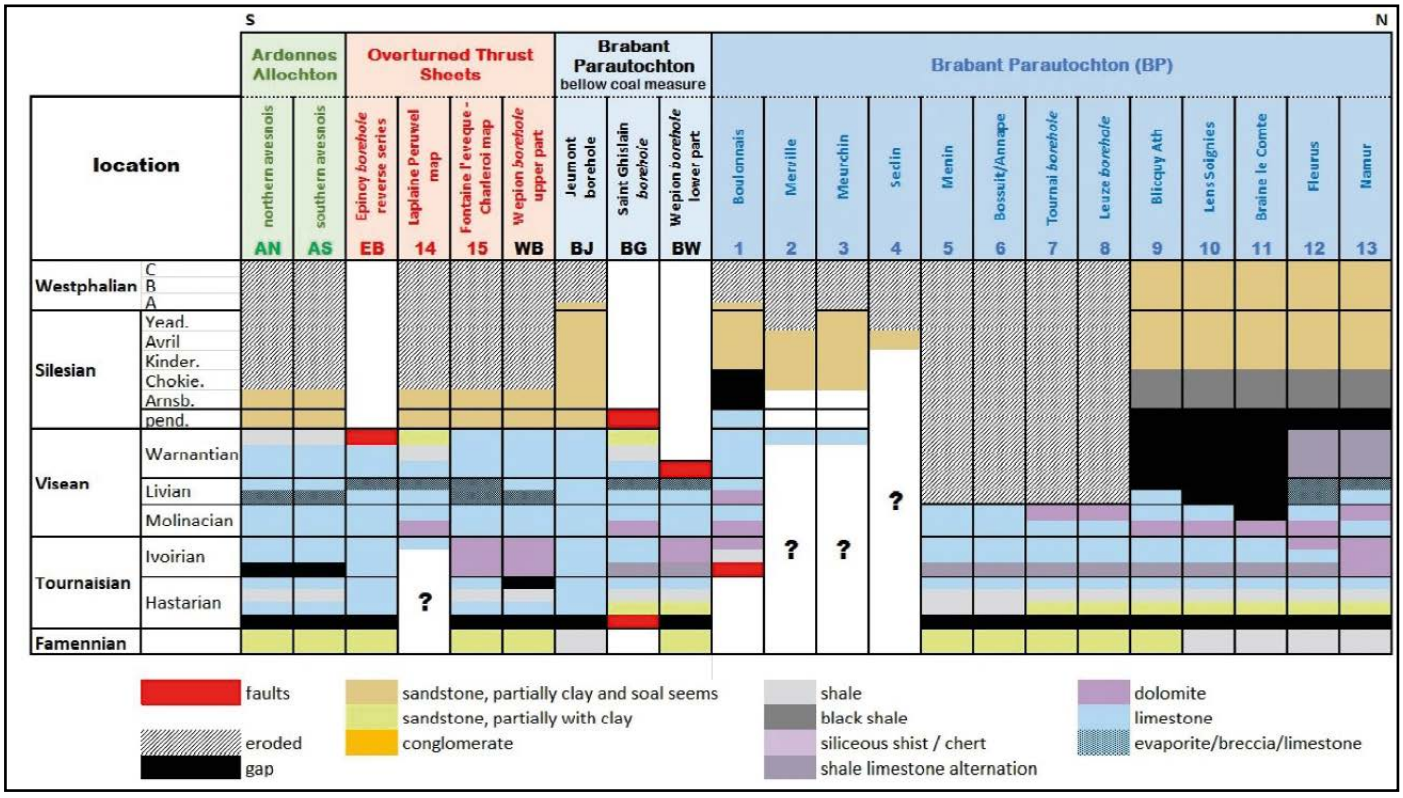


Figure 3 – Schematic structural map and lithostratigraphic chart of the studied area. The location of the lithostratigraphic logs are indicated on the map by numbers (1 to 15) and letters (AN, AS, EB, WB, BJ, BG, BW).
Figure 3 – Carte structurale et charte lithostrigraphique de la région d'étude. La localisation des colonnes lithostrigraphiques est indiquée sur la carte par des chiffres (1 à 15) et des lettres (AN, AS, EB, WB, BJ, BG, BW).

Reprocessing vintage seismic profiles

Besides the lithostratigraphy definition, the subsurface structures were highlighted by the interpretation of seismic profiles. Vintage profiles, acquired in 1980's, were reprocessed consisting of several steps to remove anthropic and acquisition noises, surface waves and other coherent events which do not correspond to primary energy. The aim of the seismic reprocessing is to obtain an image of the subsurface allowing a better definition of the geometry. In the Hauts-de-France, a depth migration and an elastic impedance inversion was performed. Depth migration allows to obtain the depth migrated images which serve for the interpretation and inversion of main structural elements at depth. These processed profiles were used to build a 3D geological regional model of the Variscan thrust front between Lens and Maubeuge (Laurent *et al.*, 2021).

Moreover, an elastic impedance inversion allowing to derive information about the petrophysical characteristics of the reservoirs (Mougenot, 1999) has been done. For this quantitative interpretation, reprocessing of seismic profiles with amplitude preserving and well petrophysical data are needed to interpret impedances of P and S waves of each seismic lines. The detailed process and results are presented in the project report D2.1.15 (Capar *et al.*, 2022).

Heat In Place calculation

In order to calculate the geothermal potential maps of the Carboniferous Dinantian in the wider Dutch, North-Rhine Westphalia, Belgium and French region, temperature, permeability and heat in place maps have been constructed and calculated. Maps are generated from information made available by the DGE Rollout consortium, and literature data. It builds on Dinantian depth and thickness maps that were constructed as parts of previous DGE Rollout deliverables. A temperature map for the Top Dinantian was constructed by integrating temperature data derived from regional 2D maps, 3D temperature models and well data. Because of the different data formats a workflow was adopted to (re)calculate available temperature data into (local) temperature gradients (°C/km), merge the gradients into a single map and then use the resulting cross-border temperature gradient map together with the Top Dinantian map to calculate the temperature at the Top Dinantian. In this way, the structural grain (presence and incorporation of (local) faults) is preserved, challenges related to sparse temperature data coverage are alleviated and effects resulting from differences in burial, compaction and lithology are negated. Regional permeability maps have been constructed for the Dinantian. Based on existing literature reviews, it is assumed that Dinantian permeability is largely governed by structural (fault permeability) and diagenetic (karstification) processes. Using literature data on fault damage zone width, fracture permeability, fault displacement and length, combined with carbonate rock properties (permeability measurements on Dinantian core plugs) and karst permeability assumptions), minimum, average and maximum permeability maps have been calculated. A Heat in Place (HIP) map was calculated for the Dinantian for areas where the Dinantian thickness is known. The HIP varies from 50–200 GJ/m² in the North-Rhine Westphalia and Wallonia regions to up to 400 GJ/m² in the Flanders region. For the most part, Dinantian thickness is unknown in the Netherlands, hence the HIP here is sparse

Using the ThermoGIS method with flow property (the permeability maps), maps of the geothermal power that can be extracted by a heat exchanger were calculated. Depending on the permeability scenarios, minimum, average and maximum potential power maps have been compiled. Limitations of the various compiled maps include:

- ✧ Uncertainty in the temperature map is largely caused by sparse temperature data (or models) in certain regions. With the addition of new temperature data, the map will improve in accuracy.
- ✧ Sparse permeability measurements on Dinantian rock plugs, as well as incomplete understanding of the spatial continuity of permeability in fault zones, requires that permeability concepts and/or assumptions need to be adopted in order to correlate permeability to structural concepts (fault displacement, fault damage zone) as well as sedimentological concepts (karstification). Calibrating the maps with new permeability measurements on rock plugs will improve the map.
- ✧ Only few of the faults used for the permeability assessment have been actually mapped in the Dinantian but rather extrapolated from the Base Permian/Top Carboniferous. Therefore additional uncertainty is related to the actual presence and precise location of these faults and associated assumed high permeability zones. 3
- ✧ The generated heat in place maps do not include flow property information. Therefore they do not provide information on the actual geothermal potential on a local scale. The HIP maps do provide regional information, and as such should only be used to for a first order, regional assessment of the heat potential

Uncertainties assessment

The diverse sources of input data influence the robustness and reliability of the interpreted top and base depth, thickness and temperature maps, the Heat In Place and ultimately the geothermal potential of Dinantian rocks at depth. Assessing the uncertainty of the resulting maps will provide the end-user with a first order assessment of the reliability of these maps. For this first order assessment, the focus was carried out on the top of Dinantian. The following major qualitative

indicators for the uncertainty computation were identified that determine the uncertainty in depth for the top Dinantian:

1. Data quality and density
2. Total depth
3. Tectonic complexity

Various uncertainties result from the source of data that has been used to interpret the top Dinantian. Seismic data is often of different vintage with varying quality and is either 2D (digital or analogue lines) or 3D seismic. In addition, seismic data density varies within a country, but also between countries. Also, seismic data was interpreted by multiple individuals over longer periods of time, applying varying methods with different geological models/targets in mind.

Seismic data is acquired in time and converted to depth using velocity models of the for the overlying units. With cross-border interpretations, differences in the used velocity models will result in different time-depth conversions. This adds to the uncertainties.

In areas where seismic data is unavailable, the depth of the Top Dinantian may be derived from available well data of from geological concepts. Nearby wells, uncertainties in interpreting the top/base are less than away from the wells.

There are also areas where no seismic and no well data is available. Here, depth to the Top Dinantian may be inferred from regional geological knowledge and trends.

Structural complexity introduces another source of uncertainty. In The Netherlands and North Rhein-Westphalia, the structural setting of the Dinantian is relatively simple, with block faulting present. Further south in Northern France and Southern Belgium (Wallonia), Dinantian is more complex with thrust sheets and structural duplications present. Moreover, Southern and below Midi fault, Dinantian is deeply buried, and geometry is still poorly understood (Figure 2).

The complete methodology and maps developed by DGE-Rollout partners are available in the project report D.L.T.3.2: Reduce_uncertainties_of_geological_interpretation (Valdkamp & Foeken, 2023).

Socio-economic combined index

The importance of evaluating both topics, social and reservoir factors, is described in the technical approach pyramid by Moeck *et al.*, 2020. It considers social and geological aspects in the exploration phase of geothermal projects and emphasizes the decisive surface and subsurface elements. The Combined Index of the socio-economic potential in DGE-ROLLOUT area was calculated to map areas where deep geothermal projects might have a larger chance of success from the surface view. The methodology of this project was mainly based on literature and adapted from previous surveys. The main categories Social, Economy and Environment are taken from the literature, (Moeck, *et al.*, 2020; International Renewable Energy Agency, 2017; Chocobar, 2020). Those categories are the typical groups for the factors involved in socio economic studies.

The detailed methodology and calculation are available for the scale of North-West Europe in D1.2.3 NWE and for France in D.1.2.3 France.

DATA

Date available for the NWE area

In the framework of the project, several seismic lines were acquired. Two lines were acquired by the Geological Survey of Belgium (Department of the Royal Belgian Institute for Natural Sciences) in Wallonia, the line L2 is located to the east of Charleroi and the line L1 is to the east of Namur.and the latter crossed the deepest borehole of Belgium (Havelange: 5648 m MD) (Figure 4). In Flanders three lines were acquired by VITO near and across the Dutch border, near Bree and Lommel. EBN acquired several lines in the Netherlands, which some of them reached into Germany (Figure 4).

Due to many new cross-border lines, the DGE-ROLLOUT campaign helped to gain some insights into geological ambiguities in particular in the border areas, allowing the linkage of different mapping areas, facilitating the exchange of knowledge on potential geothermal aquifers in the subsurface.

The borehole data of the studied area were gathered in a database in which the main information of Dinantian layers is highlighted (total depth, coordinates, lithological facies, Dinantian top and thickness, nature of the contact, etc.. The Dinantian boreholes database covers Northern France, Belgium, the Netherlands and North-Rhine Westphalia, and is downloadable from the EGDI/DGE-Rollout webGIS:

Data in Hauts-de-France

In the Hauts-de-France region, no seismic acquisition has been carried out, but six seismic lines, acquired in 1980 and 1981 between Lens and Maubeuge, were reprocessed for a combined length of around 172 km (Figure 5).

To perform the seismic quantitative interpretation, a petrophysical analysis from 2 wells Jeumont 1 and Epinoy 1, located on seismic lines (Figure 5) was carried out. Five main facies have been identified by the petrophysical analysis: limestone, dolomite, anhydrite, sandstone and clay. The Dinantian formations, in Epinoy 1 well, are located between 2100 meters depth and the bottom of the well (3952 meters), in a reverse series. The petrophysical analysis revealed the absence of porous levels. In the dolomite facies located around 2640 meters depth, the porosity is around 1 to 2 % (Figure 6).

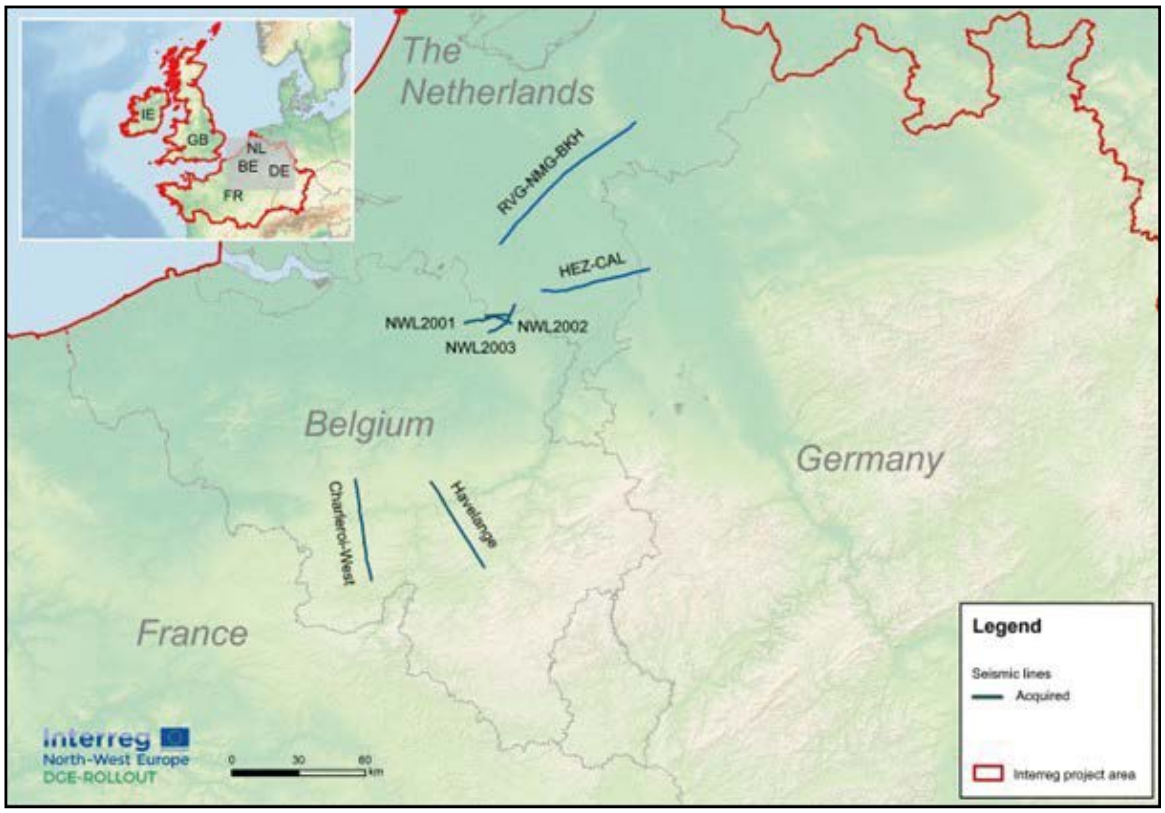


Figure 4 - Location of the seismic lines acquired during the DGE-ROLLOUT project.
Figure 4 - Localisation des lignes sismiques acquises durant le projet DGE-ROLLOUT.

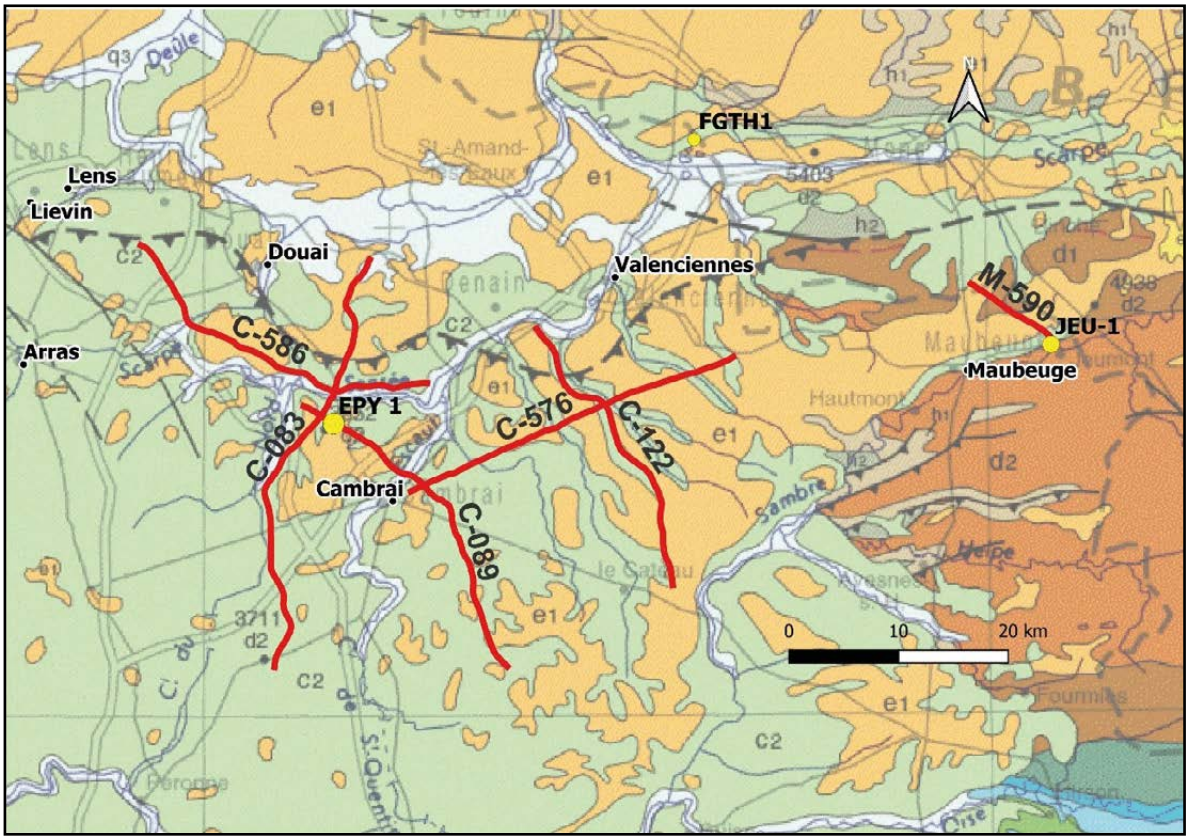


Figure 5 - Location map of used seismic lines (red lines) and boreholes (yellow dots) in the Hauts-de-France part. Background geological map (BRGM).
Figure 5 - Carte de localisation des lignes sismiques (lignes rouges) et des forages (points jaunes) utilisés dans la partie Hauts-de-France. Carte géologique de fond (BRGM).

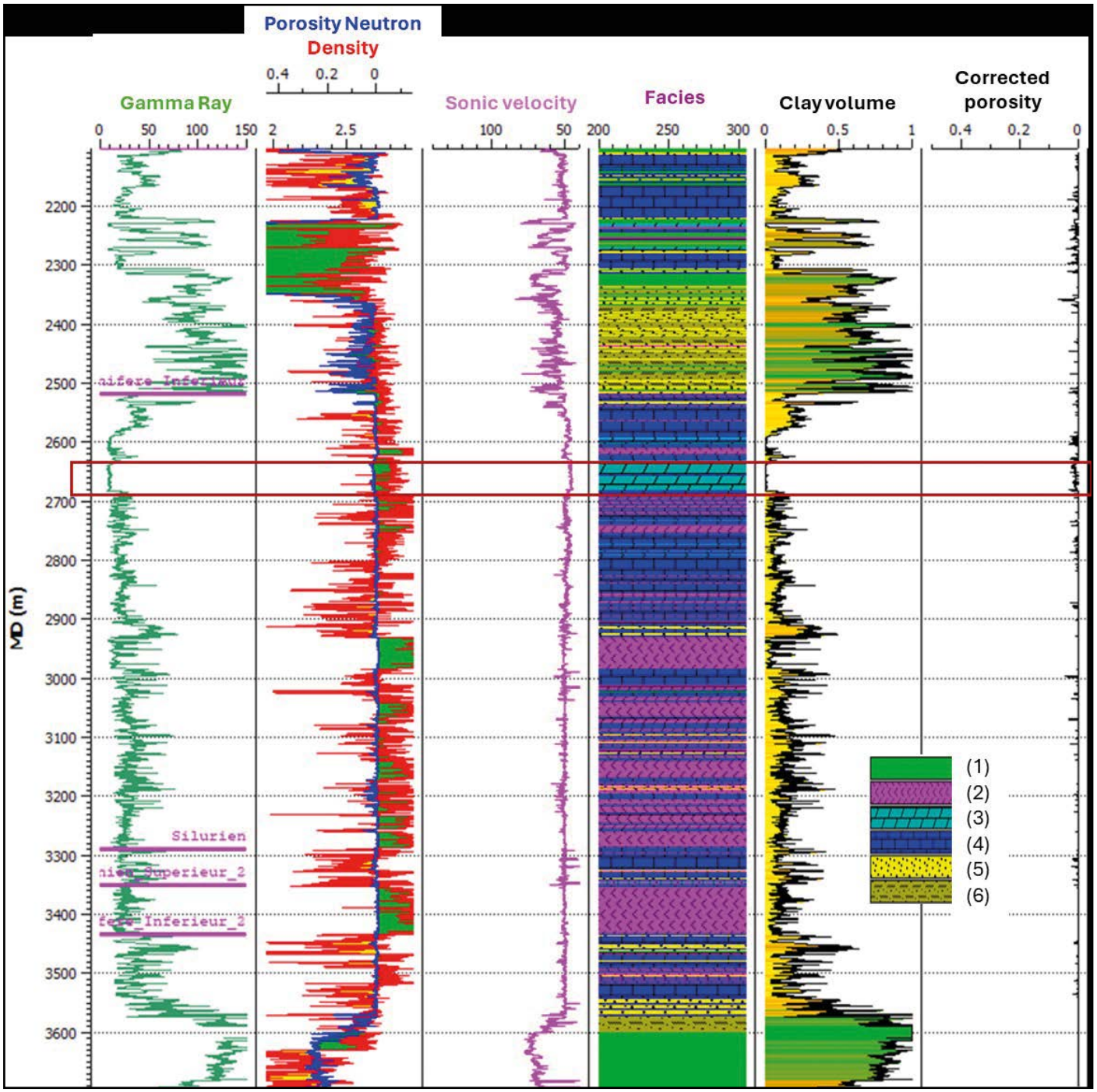


Figure 6 - Petrophysical analysis of Dinantian in Epinoy 1 well.MD: Measured Depth in metersFacies (1) Clay; (2) Anhydrite; (4) Dolomite; (4) Limestone; (5) Sandstone; (6) Clayed sandstone. Corrected porosity (last column) indique 1 to 2% of porosity for the dolomitc interval (red rectangle).
Figure 6 - Analyse pétrophysique du Dianantien dans le puits Epinoy 1. MD : profondeur mesurée en mètreFacies : (1) Argile; (2) Anhydrite; (3) Dolomie; (4) Calcaire; (5) Grès; (6) Grès argileux. La dernière colonne (carrected porosity) indique 1 à 2% de porosité pour l'interval dolomitic (rectangle rouge).

In Jeumont 1 well, the Dinantien formations are located between 3650 meters depth and the bottom of the well (4315 meters) in a normal series (Figure 7). The petrophysical analysis shows permeable dolomitic facies between 4115 and 4230 meters depth with a porosity between 5 and 8% (Figure 7).

The elastic impedance inversion of the seismic lines provided the impedances P and S for each line (see more explanation in the project report D2.1.15 (Capar *et al.*, 2022) and Dezayes *et al.* (2024). The quality of the data and the low porosity do not allow to establish a relationship between impedance and porosity. However, a further analysis of the data allowed to establish a qualitative differentiation of the facies from the Vp/Vs ratio. The Vp/Vs ratio for dolomites has empirical values between 1.78 and 1.84 (Domenico, 1984). Clay has Vp/Vs ratio below 1.78 and it can be lower than 1.7. For anhydrites the Vp/Vs ratio is 1.75, and for limestones the Vp/Vs ratio is rather between 1.84 and 1.99.

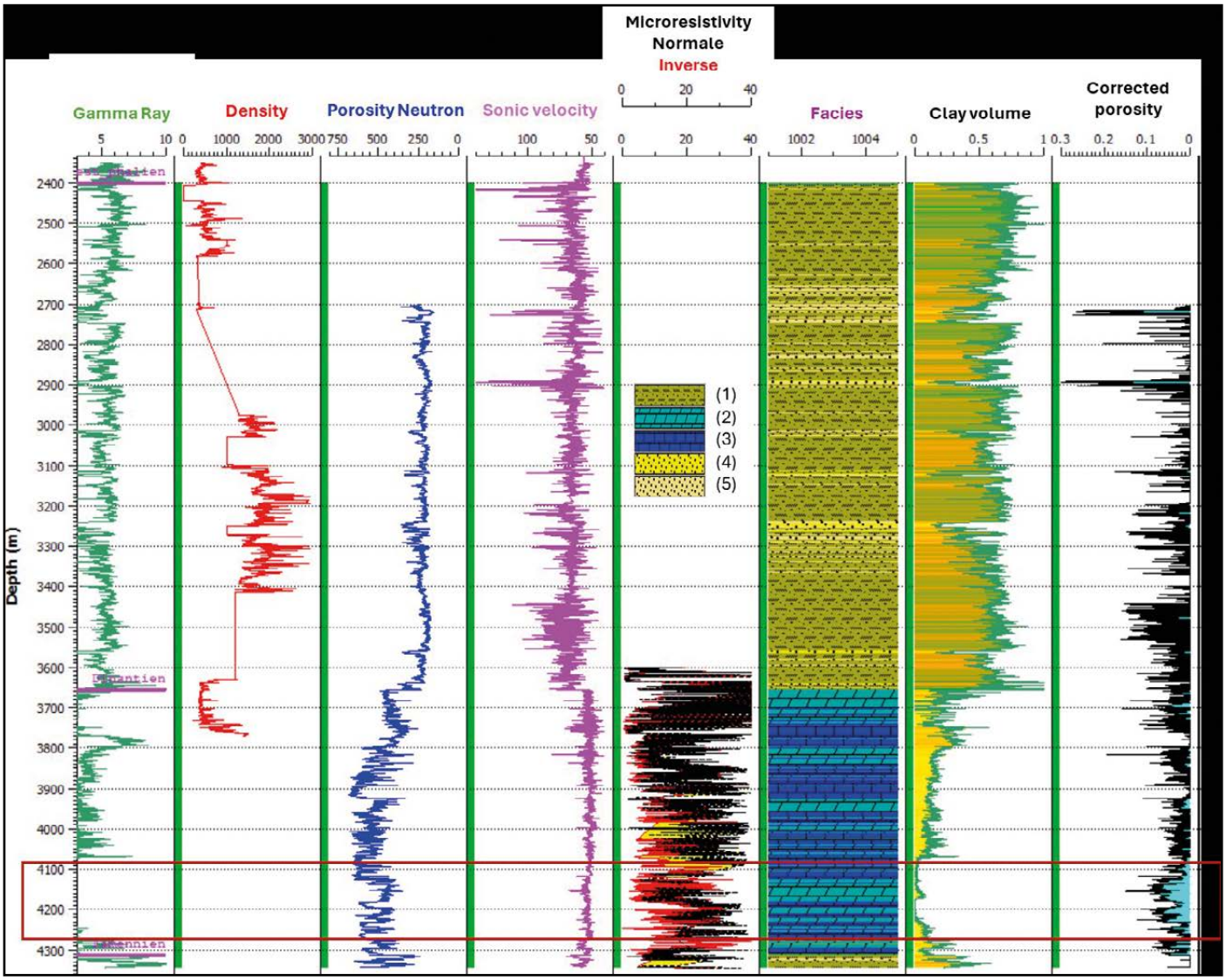


Figure 7 - Petrophysical analysis of Jeumont 1 well. Facies : (1) Clay; (2) Dolomite; (3) Limestone; (4) Sandstone; (5) Clayed sandstone. Corrected porosity (last column) indique 5 to 8% of porosity for the dolomitc interval (red rectangle).*Figure 7 - Analyse pétrophysique du puits Jeumont 1. Faciès : (1) Argile; (2) Dolomie; (3) Calcaire; (4) Grès; (5) Grès argileux. La dernière colonne (carrected porosity) indique 5 à 8% de porosité pour l'interval dolomitic (rectangle rouge).*

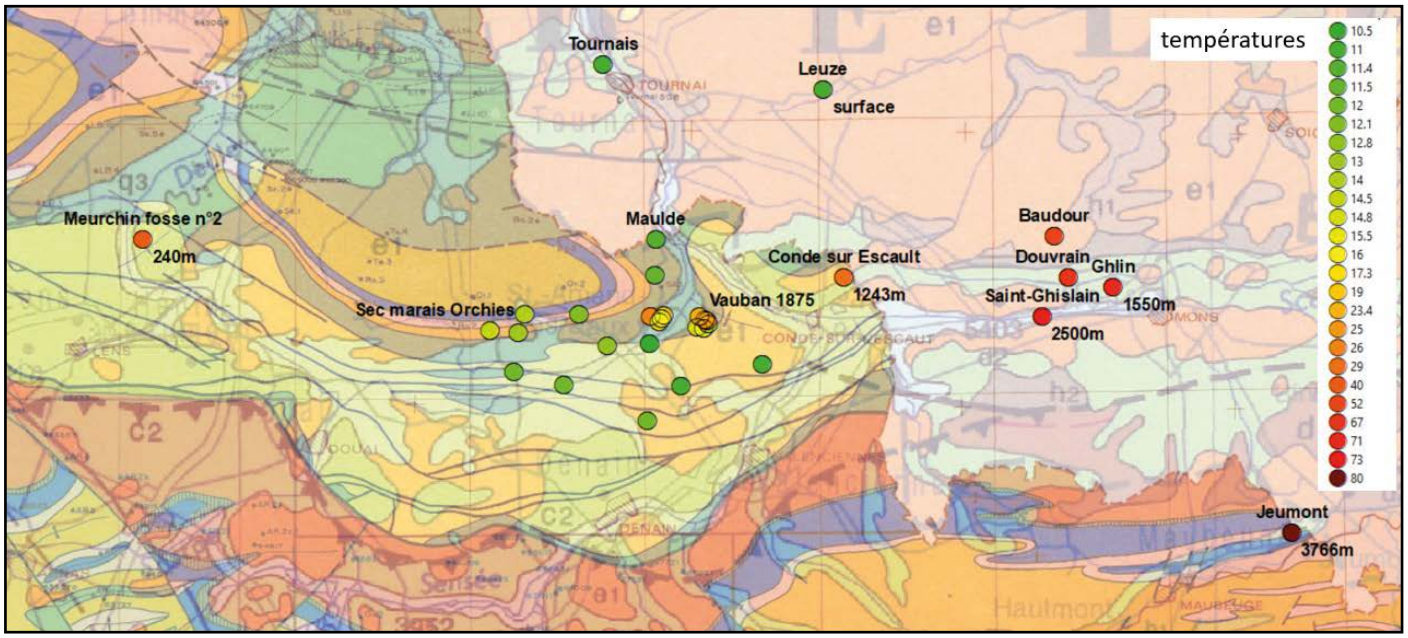


Figure 8 - Summary map of water temperatures (in °C) measured in the Carboniferous under Cretaceous cover and in deep boreholes in the Mons, Tournais and Leuze area and at Condé-sur-Escaut and Jeumont. The map background corresponds to the Paleozoic basement map of northern France published in 1965 (CFP), transparent on the geological map to the million of France (2006). Measurement depths are given where known.
Figure 8 - Synthèse cartographique des températures (en °C) des eaux mesurées dans le Carbonifère sous la couverture crétacée et dans les sondages profonds du secteur de Mons, Tournais et Leuze et au niveau de Condé-sur-Escaut et de Jeumont. Le fond cartographique correspond à la carte du socle paléozoïque du nord de la France publié en 1965 (CFP) mise en transparence sur la carte géologique au million de la France (2006). Les profondeurs des mesures sont données lorsqu'elles sont connues

Temperature data

Temperature data are available in wells to complete the geothermal characteristics of the Dinantien, but, except for Mons area in Belgium, are scarce in the Hauts-de-France region (Dezayes et al., 2024). Observations in mine galleries sometimes indicate anomalous values, probably due to water rising along faults (Licour, 2014). Only the Epinoy 1 well has usable data indicating a normal geothermal gradient (30°/km).

SOCIO-ECONOMIC DATA IN HAUTS-DE-FRANCE

Data allowing the assessment of the socio-economic potential of DGE comes from national and European database (de los Angeles Gonzalez de Lucio *et al.*, 2022). These databases are open access form various institutes and detailed in Table 1.

RESULTS

NWE Dinantian maps

Based on pre-existing national grids, a first version of the NWE transnational maps of the top and thickness of Dinantian formations was prepared by stitching together regional maps. This approach revealed multiple trans-border issues which were evaluated and finally solved thanks to insights gained from the interpretation of newly acquired and reprocessed seismic lines and well data made available during the project. The result is harmonized maps of the top and the thickness of the Dinantian formations (Figure 9), the description of the maps and methodology is provided on DGE-Rollout website (see report of D1.1.5).

Although maps show important improvements from previous ones, large uncertainties about the depth and espe-

Table 1 – Databases used for socio-economic mapping of France. Sources in appendix.
Tableau 1 - Bases de données utilisées pour la cartographie socio-économique en France. Lien sources en annexe.

Factors to be considered during the assessment process of a geothermal energy project		
Socio	Political orientation	Political parties map / Election maps
	Country Information	Density of population
		Income
		Employment / Forecast
		Social level map
	Heat demand	
Economic	Infrastructure	District heating
	Investment	Official national geothermal development plan
		Promotion by the ministry/interest of municipalities/major of the city/strategy plan
		Level of debt of municipalities
	Regulation	Legal framework
		Financial risk management (funding/investment)
		Recommendations on legal framework and risk management
Environmental	Land access	Land ownership
		Assigned land usage
		Environmentally sensitive areas
	Greenhouse gas emissions	

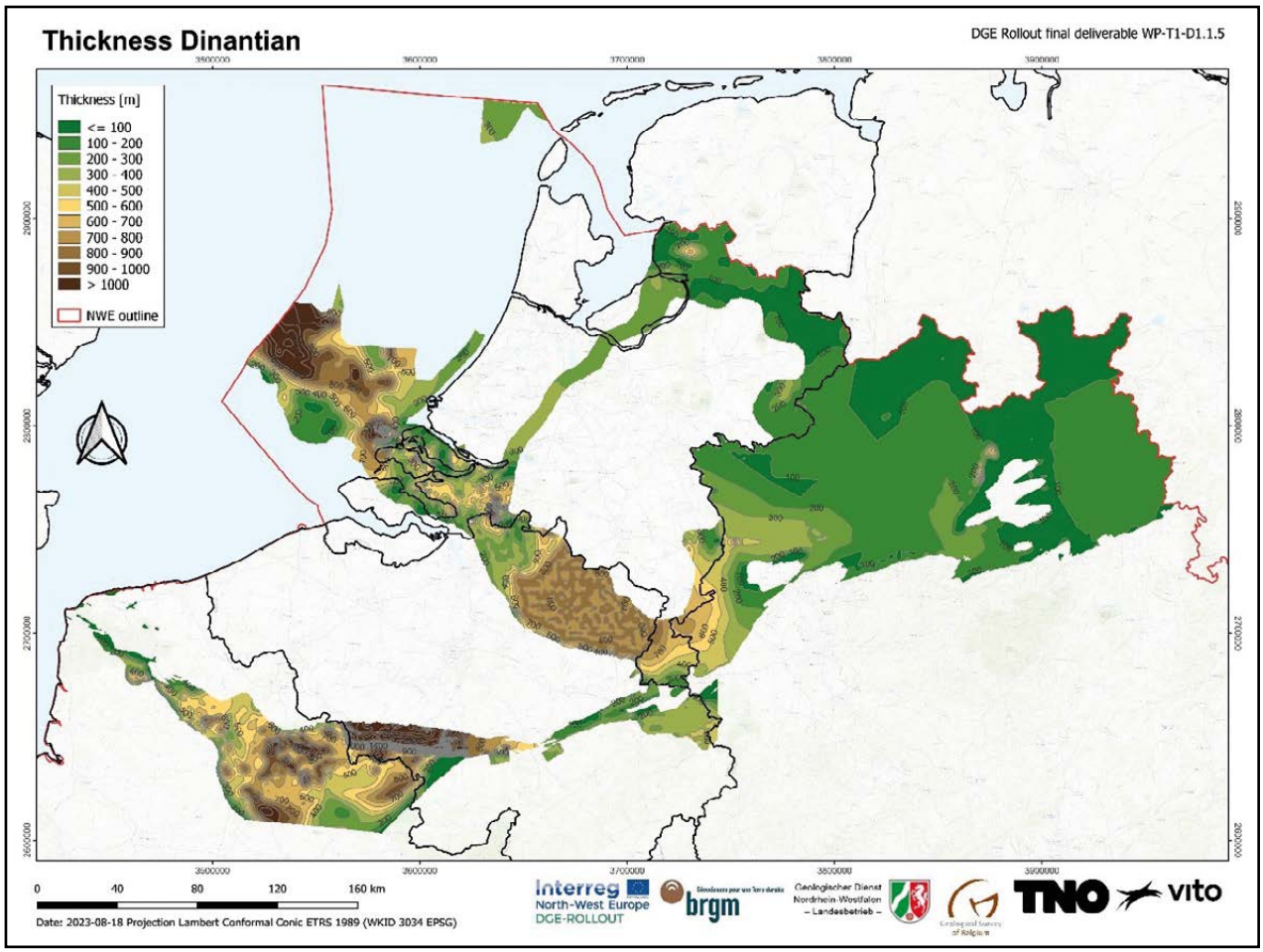


Figure 9 - Dinantian top (up) and thickness (down) maps of NWE region (Veldkamp *et al.*, 2023).
Figure 9 - Cartes des profondeurs du toit (en haut) et de l'épaisseur (en bas) du Dinantien dans le Nord-Ouest de l'Europe (Veldkamp et al.*, 2023).*

cially the thickness of the reservoir still exist due to the limited availability and quality of the data in some areas of the study area. These uncertainties were assessed (Veldkamp *et al.*, 2023) and are illustrated below (Figure 10).

Dinantian maps in Hauts-de-France

Dinantian is widely present in the eastern part of the Hauts-de-France region, whereas it is observed only to a band about 20 km wide in the western part from Lens (Figure 11).

Overall, the Dinantian slopes southward at a shallow angle (5°). The northern limit corresponds to an erosion zone where the Dinantian gradually thins. Its southern extension corresponds to a structural limit. It is truncated by south-sloping faults bearing the Ardenne Allochthon (AMBT).

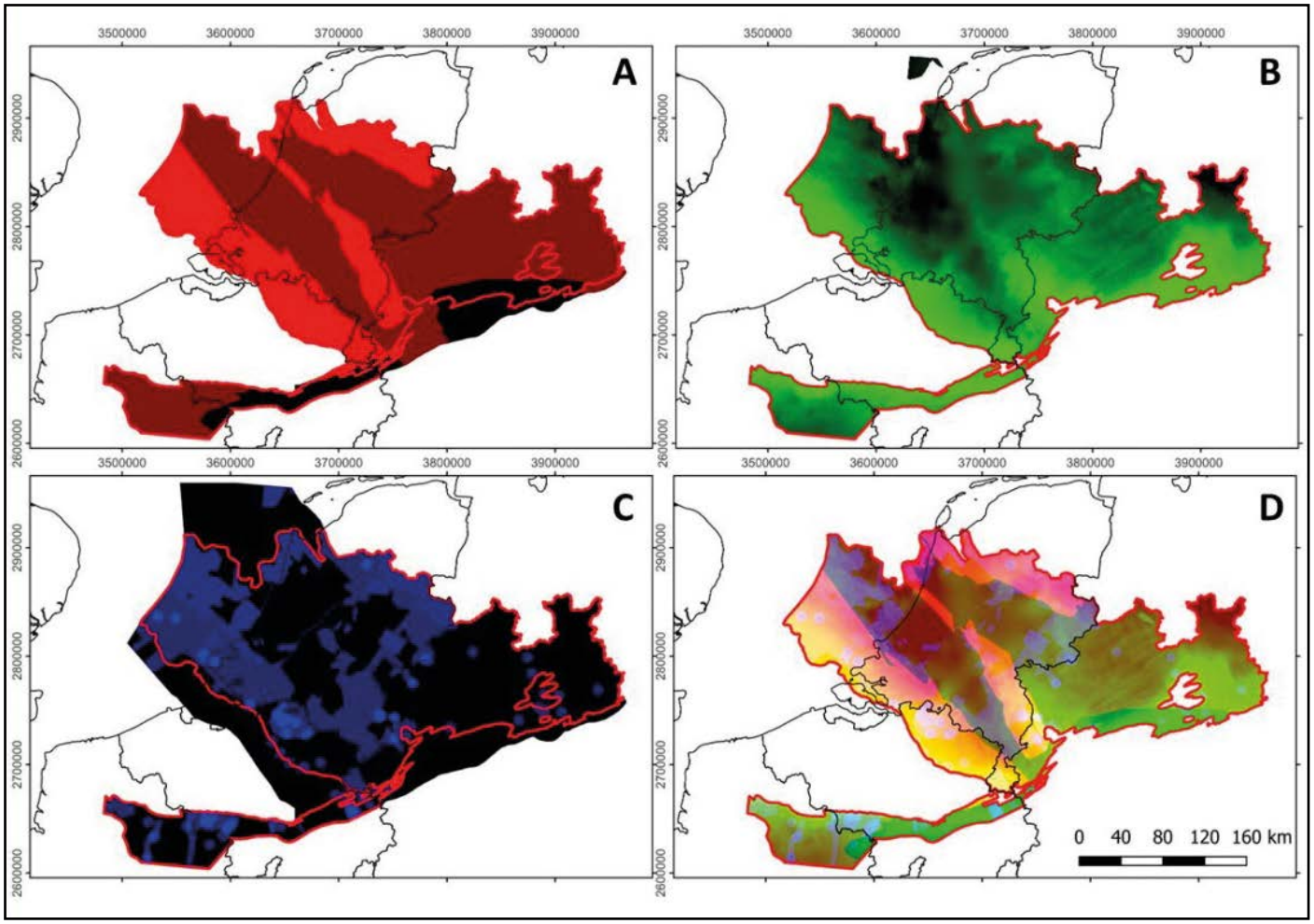


Figure 10 - Uncertainty composite map (D), composed of (A) tectonic complexity (red), (B) depth (green) and (C) data availability (blue). Dark shades indicate areas of high uncertainty (i.e., large distance to data, large depth, large structural complexity).
Figure 10 - Carte d'incertitude (D) constituée par les complexité tectonique (A en rouge), la profondeur des données disponibles (B) et la densité des données disponible (C). Les ombres sombres indiquent les zones de fortes incertitudes (par exemple : forte distance à la données, forte profondeur de la données, importante complexité structurale).

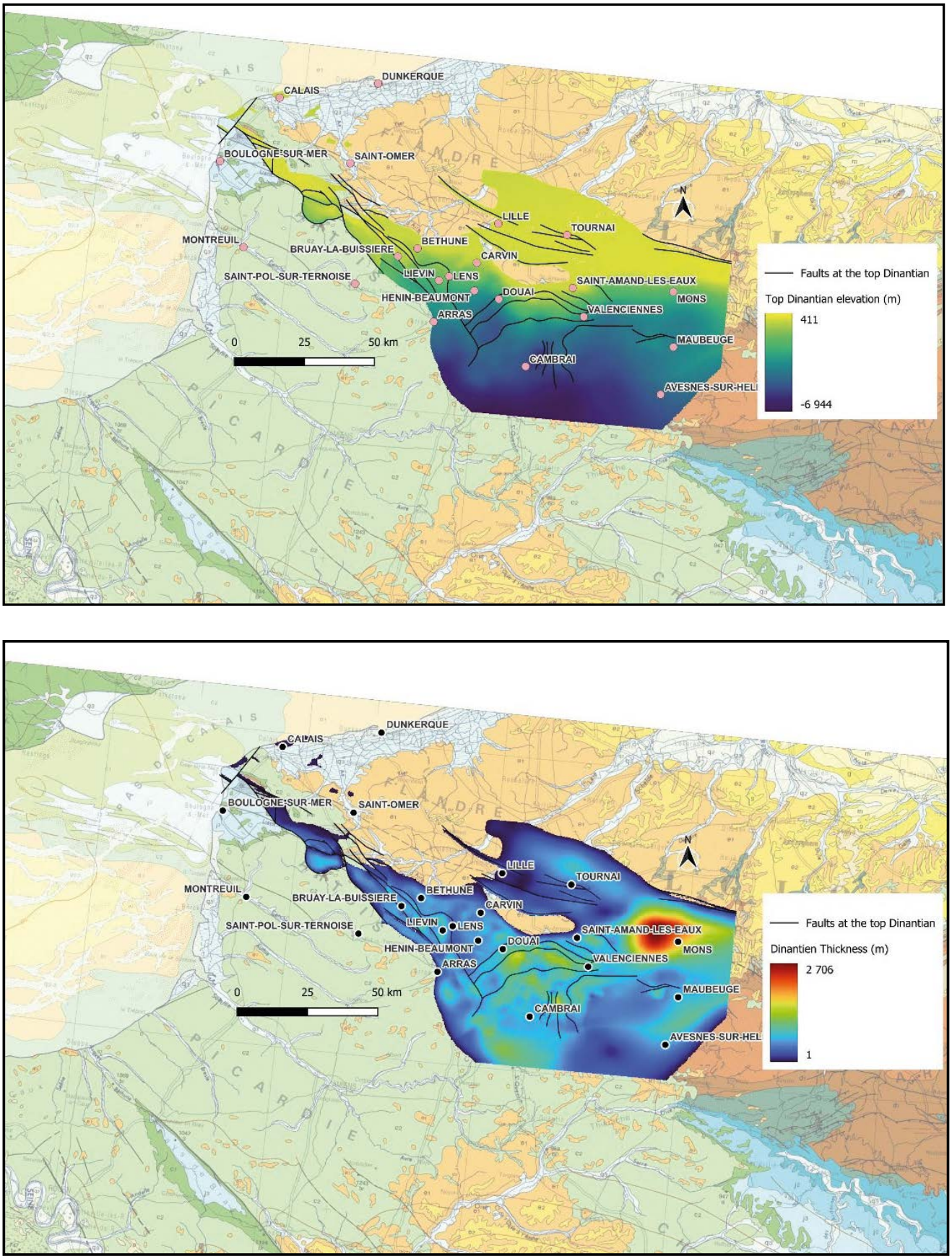


Figure 11 - Maps of the roof depth (up) and thickness (down) of the Dinantien in the Hauts-de-France.
Figure 11 - Cartes des profondeurs du toit (en haut) et de l'épaisseur (en bas) du Dinantien dans les Hauts-de-France.

Important thickness variations affect the series, which can reach 2700 metres in thickness (Figure 11 10). These variations are associated with two phenomena:

- ✧ Either linked to tectonic overthrusting with thicknesses of up to 1200 metres. Indeed, the presence of thrust faults such as those to the west of Lens and to the south of the thrust faults located in the zone between Douai, Valenciennes and Cambrai allows the series to be duplicated locally.
- ✧ Or associated with significant local subsidence, as in the area west of Mons, but also south of Jeumont and south of Cambrai.

Heat In Place map

The HIP map has been computed based on Dinantian thickness maps and temperature maps, derived from borehole temperature collected in the investigation area and interpolated in volumetric 3D (Nelskamp et al., 2022).

The HIP is calculated as energy per unit area (Figure 12).

Unlike over the London Brabant Massif in Belgium where the aquifer does not occur, the large grey areas in the Netherlands are not related to its absence. However, the data quality in central part of the Netherlands is such that it was not possible to determine the thickness of the aquifer (Figure 12).

Several areas attract attention as having HIP around ~500 GJ/m², the highest heat content. However, these are not necessarily the most attractive areas for geothermal production because heat content alone does not say anything about the possibility that the subsurface energy can in fact be produced using usual extraction technique (i.e. enough permeability) or having economic return (i.e. drilling cost). For example, at the highest heat content in the south part of the Hauts-de-France (Figure 12), the top of Dinantian reaches 6 km depth, which brings a high temperature but deep and expective boreholes for exploitation. On the contrary, western part of Hauts-de-France have very low HIP in the Dinantian (less than 25 GJ/m²) due the thinness and shallowness of the layer (Figure 11). Except these zones, the HIP of most parts of the Hauts-de-France is between 200 and 400 GJ/m², which makes it an attractive area for deep geothermal energy development.

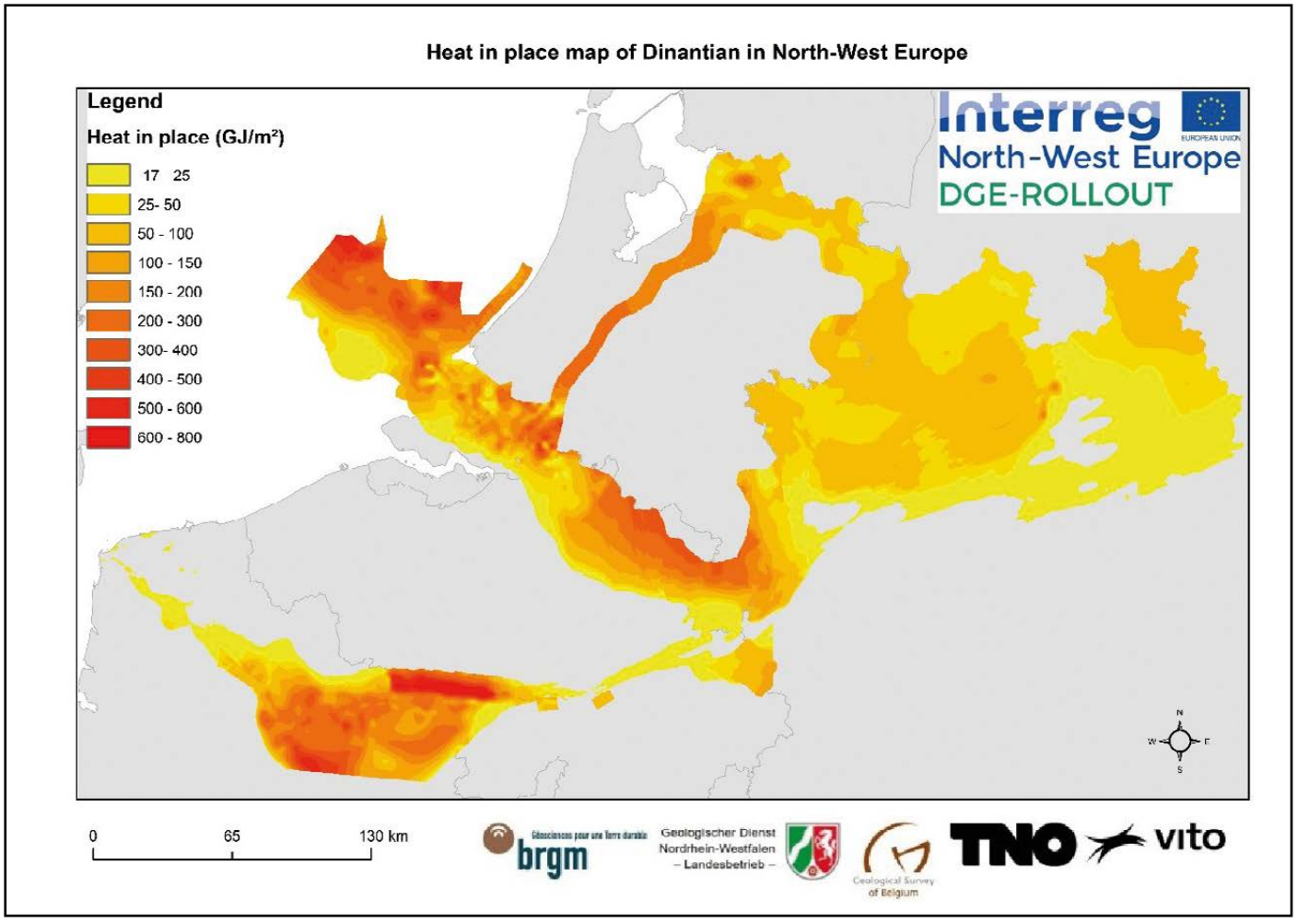


Figure 12 - Heat in place of Dinantian reservoir in NWE.
Figure 12 - Carte de la Chaleur en Place du Diantien dans l'Europe du Nord-Ouest

Socio-economic maps

The different quantifiable factors of the socio-economic potential for deep geothermal energy were combined into a joint index (see detail in the project report DT1.2.3 de Los Angeles Gonzalez de Lucio & Theil (2022)). The factors population density, social progress index, acceptance of renewable energies, availability of district heating, gross domestic product, public debt, environmentally sensitive areas and greenhouse gas emissions were considered to produce a map (Figure 12).

In the Hauts-de-France, except Lille area, the socio-economic index is low (around 20 000) in regards of the rest of the NWE (Figure 12). Other urban areas have a socio-index around 60 000, mainly due to the high heat demand (including the high interest demonstrated by the private and public sectors the last past years) and the presence of district heating (Figure 12).

DISCUSSIONS

The combination of the Heat In Place derived from the subsurface data and the socio-economic maps allows the definition of Hotspots, showing the best places for the development of deep geothermal energy in the North-West Europe from the Dinantian formations (Figure 13). This result shows the important potential of this reservoir in the studied area (Figure 13).

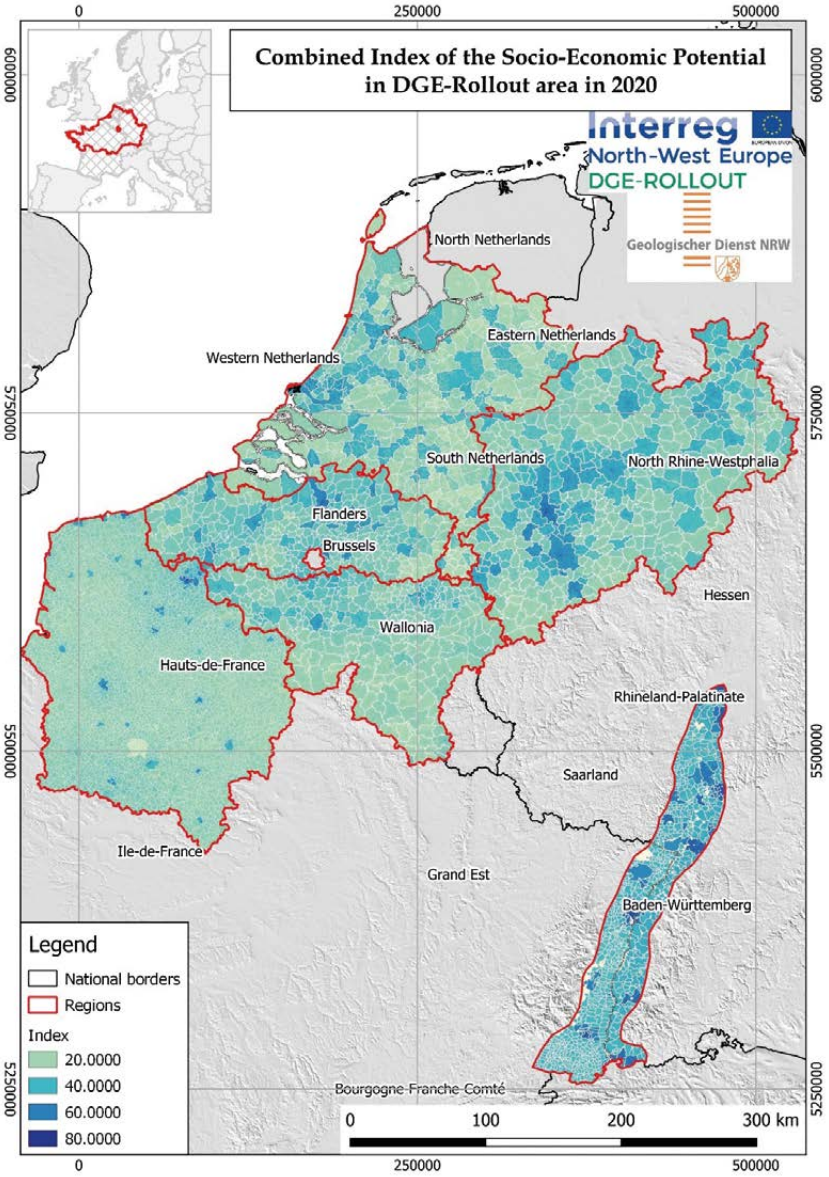


Figure 13 - Composite index for the socio-economic potential for deep geothermal energy in the North-West Europe, the limits are defined per region (de los Angeles Gonzalez de Lucio *et al.*, 2022).

Figure 13 - Indice composite du potentiel socio-économique de la géothermie profonde dans le nord-ouest de l'Europe, les limites sont définies par région (de los Angeles Gonzalez de Lucio et al.*, 2022).*

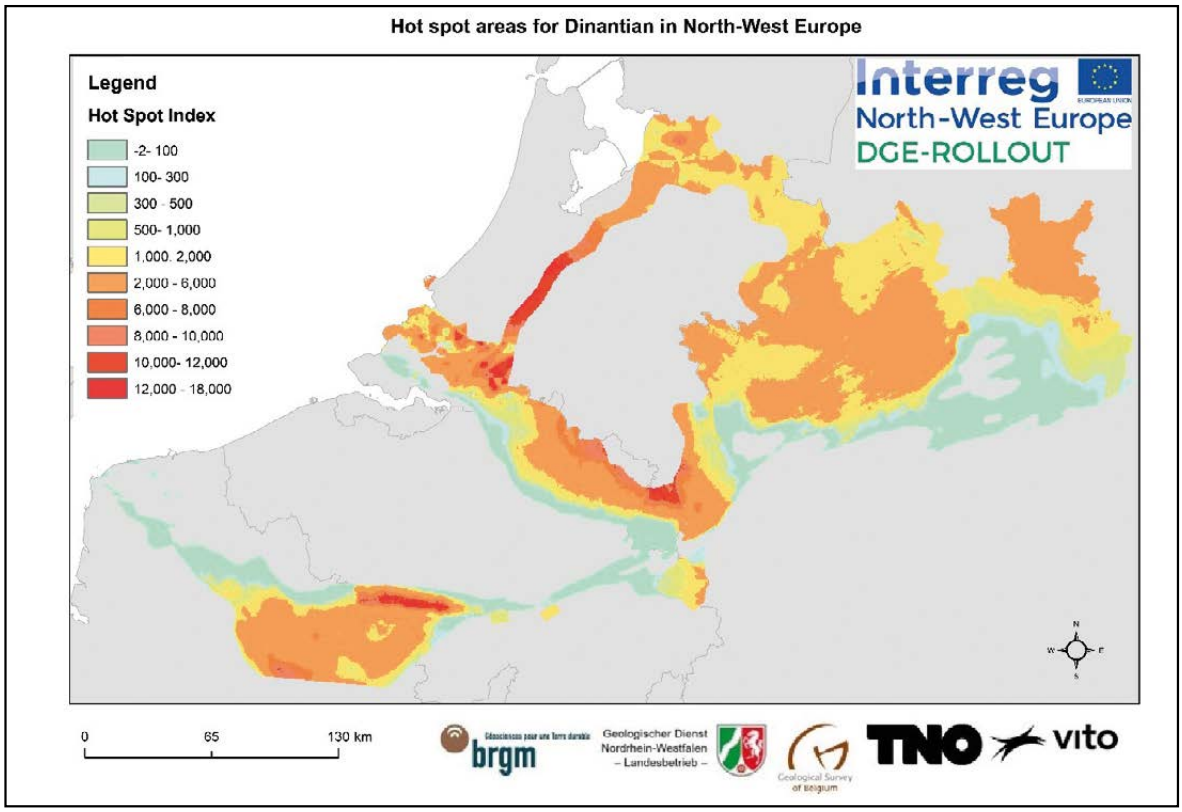


Figure 14 - NWE Hotspots map combining the Dinantian Heat in place and socio-economical potential.
Figure 14 - Carte des zones favorable au développement de la géothermie profonde combinant les cartes de chaleur en place du Dinantien et de potentiel soci-économique.

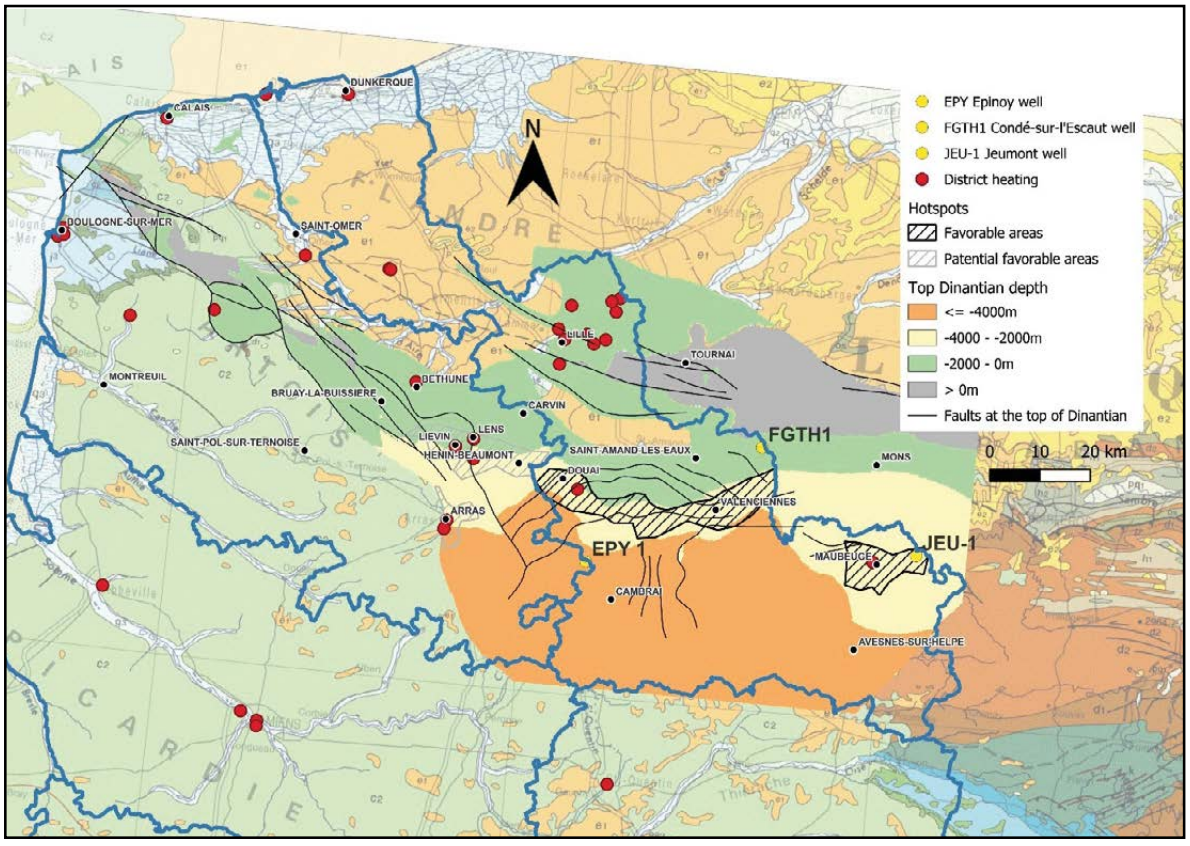


Figure 15 - Favorability zones for deep geothermal energy in the Hauts-de-France. These zones are presented as hatched polygons.
Figure 15 - Zones favorables pour le développement de la géothermie profonde dans les Hauts-de-France. Ces zones sont représetées par des polygones hachurés.

In the Hauts-de-France region, we identify a large Hotspot between Douai and Valenciennes (Figure 14). This zone is characterized by a high population density, a high heat consumption and the presence of a district heating network. Form a resource point of view, the top of Dinantian lies between 2000m and 4000m depth with a temperature between 75°C and 125°C (Bonté *et al.*, 2010) and a dolomite facies. A second Hotspot is located around Maubeuge, with rather the same characteristics, but the top of Dinantian is deeper, around 3500m. The areas around Liévin and Lens, and Arras are also potential Hotspots but the Dinantian facies could be less permeable.

CONCLUSIONS

The DGE-Rollout project, funded by EU Interreg NEW between 2018 and 2023, explores the most promising geothermal reservoir int the North-West Europe and allows develop and de-risk geothermal energy projects from the North-West Europe scale to the Hauts-de-France scale by providing:

- ✧ Identification of facies variations of Dinantian carbonates
- ✧ Better knowledge of Dinantian carbonates structures in depth, with top and thickness maps
- ✧ Petrophysical characteristics of the Dinantian carbonates
- ✧ Computation of Heat in Place map for the Dinantian geothermal reservoir
- ✧ Socio-economic index for better targeting geothermal project development
- ✧ And, finally, favorability maps, so called Hotspots map, to help stakeholders & investors of geothermal energy in North-West Europe

In the Hauts-de-France, the most favorable places for developing deep geothermal projects are located between Douai and Valenciennes, and the Maubeuge area, with high demands and district heating network available.

This study brings new data and knowledges to contribute for future deep geothermal development to play a significant role int the energy mix in a dynamic transnational region.

POUR ALLER PLUS LOIN…

https://www.nweurope.eu/dge-rollout

Acknowledgements: This study was funded by the Interreg NWE Program through the Roll-out of Deep Geothermal Energy in North-West Europe (DGE-ROLLOUT) Project (www.nweurope.eu/DGE-Rollout) between 2018 and 2023, and lead by Geological Survey of North Rhine-Westphalia. The Interreg NWE Program is part of the European Cohesion Policy and is financed by the European Regional Development Fund (ERDF).

References

BELANGER I., DELABY S., DELCAMBRE B., GHYSEL P., HENNEBERT M., LALOUX M., MARION J.-M., MOTTEQUIN B. & PINGOT J.-L. (2012).- Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle Carte géologique de Wallonie (Belgique). *Geologica Belgica*, *15*(3), 169–175.

BONTÉ, D. GUILLOU-FROTTIER L., GARIBALDI C., BOURGINE B., LOPEZ S., BOUCHOT V. & LUCAZEAU F. (2010).- Subsurface temperature maps in French sedimentary basins : new data compilation and interpolation. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 181, 377–390.

CAPAR L., TOUSSAINT E., DEZAYES C., STOPIN A. & LACQUEMENT F. (2022).- Report on processing of seismic and gravimetry data, French part. *DGE Rollout Report D2.1.15*. https://vb.nweurope.eu/media/21141/2022_08_dge_rollout_dt2115_geophysical_data_acquisition_in_hauts_de_france.pdf

CHOCOBAR, J, JOHST B., BRACKE R. & SAENGER E. H. (2021).- Identification of the Socio-Technical Factors within Geothermal Exploration Based on Plays with Examples from Central America. *EGU General Assembly*, 3 mars 2021. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-8091.

C.F.P.(M), COPESEP, R.A.P., & S.N.P.A. (1965).– Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 85, 273–281.

DE los Angeles Gonzalez de Lucio G & THIEL A. (2022).- Socio-economic potential mapping for Deep Geothermal Energy. Focus North-West Europe. INTERREG DGE Rollout Report WP1 T1.2.3. https://vb.nweurope.eu/media/21150/2022_06_dge_rollout_dt123_socio_economic_potential_mapping_for_dge_nwe.pdf

DE los Angeles Gonzalez de Lucio G., DEZAYES C., DURST P. & MAURY J. (2022).- Socio-economic potential mapping for Deep Geothermal Energy. Focus: France. INTERREG DGE Rollout Report WP1 T1.2.3. https://vb.nweurope.eu/media/21144/2022_12_dge_rollout_dt123_socio_economic_potential_mapping_for_dge_france.pdf

DEZAYES C., LACQUEMENT F., CAPAR L. & MAURY J. (2024).- Le réservoir géothermique carbonaté du Dinantien dans les Hauts-de-France. Rapport final V1. BRGM/RP-73090-FR, 125 p., 69 fig., 7 tab., 3 ann.

DOMENICO S. N. (1984).- Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics*, 49, 1188-1195.

LACQUEMENT F., MANSY J.-L., HANOT F. & MEILLIEZ F. (1999).- Retraitement et interprétation d'un profil sismique pétrolier méridien au travers du Massif paléozoïque ardennais (Nord de la France). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, *329*(7), 471–477. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)80020-8

LAURENT A., AVERBUCH O., BECCALETTO L., GRAVELEAU F., LACQUEMENT F., CAPAR L. & MARC S., 2021. 3-D Structure of the Variscan Thrust Front in Northern France: New Insights From Seismic Reflection Profiles. *Tectonics* 40, e2020TC006642. https://doi.org/10.1029/2020TC006642

LICOUR L. (2014).-The geothermal reservoir of Hainaut: the result of thermal convection in a carbonate and sulfate aquifer. *Geologica Belgica, 17/1,* 75-81. https://popups.uliege.be/1374-8505/index.php?id=440

MANSY, J.-L., & LACQUEMENT F. (2006).- Contexte géologique régional : l'Ardenne paléozoïque (Nord de la France et Sud de la Belgique). *Géologie de la France*, *1*–2, 7–13.

MANSY J.-L., LACQUEMENT F., MEILLIEZ F., HANOT F. & EVERAERTS M. (1997).- Interprétation d'un profil sismique pétrolier, sur le méridien de Valenciennes (Nord de la France). *Aardkundige Mededelingen*, *8*, 127–129.

MEILLIEZ F. (1989) – Importance de l'évènement calédonien dans l'allochtone ardennais ; essai sur une cinématique Paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne varisque, Thèse de l'Université du Maine, 518 p.

MEILLIEZ F. & MANSY J. L. (1990).- Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène ; le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *6*(1), 177–188. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.1.177

MOECK I., BENDALL B., MINNING C., MANZELLA A. & YAZUKAWA K. (2020).- Geothermal Play Typing – Current Development and Future Trends of a Modern Concept for Geothermal Resources Assessment. *Proceedings World Geothermal Congress 2020*, no November 2018 (2020): 6.

MOUGENOT D. (1999).- Seismic imaging of a carbonate reservoir; the Dogger of the Villeperdue oil field, Paris Basin, France. *Petroleum Geoscience*, 5, 75–82. https://doi.org/10.1144/petgeo.5.1.75

MOZAFARI, M., GUTTERIDGE, P., RIVA, A., GEEL, K., GARLAND, J., & DEWIT, J. (2019). Facies analysis and diagenetic evolution of the Dinantian carbonates in the Dutch subsurface. *SCAN Programme (Seismische Campagne Aardwarmte Nederland).*

NELSKAMP S., FOEKEN J.P.T. & VELDKAMP J.G. (2022). – Dinantian geothermal potential. DGE Rollout report. https://www.europe-geology.eu/project/dge-rollout/dge-rollout/

PAPROTH E., CONIL R., BLESS M. J. M., BOONEN P., CARPENTIER N., COEN M., DELCAMBRE B., DEPRIJCK Ch., DEUZON S., DREESEN R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., HATTN G.R., HISLAIRE o., KASIG W., LALOUX M., LAUWERS A., LESS A., LYS M., OP DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., Poty E., RANSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAIN M., VAN STEENWINKEL M. & VIESLET J. L. (1983a).- Bio and Lithostratigraphic of the Dinantian in Belgium, A Review, *Bull. Soc. Géol. de Belgique*, 106, 185-239.

PAPROTH E., DUSAR M., BLESS M. J. M., BOUCKAERT J., DELMER A., FAIRON-DEMARET M., HOULLEBERGHS E., LALOUX M., PIERART P., SOMERS Y., STREEL M., THOREZ J. and TRICOT J. (1983b).- Bio and Lithostratigraphic subdivisions of the silesian in Belgium, a review, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 106, 185-239.

POTY E. (2016)-. The Dinantian (Mississippian) Succession of Southern Belgium and Surrounding Areas: Stratigraphy Improvement and Inferred Climate Reconstruction. *Geologica Belgica* 19, no 12 (2016): 177200. https://doi.org/10.20341/gb.2016.014.

VELDKAMP H., ARNDT M., BROOTHAERS M., DEZAYES C., LACQUEMENT F., LAURENT A., VANBRABANT Y. & TEN VEEN J. (2023).- Thickness map of the Dinantian in North-West Europe. *DGE Rollout Report D1.1.5*. https://vb.nweurope.eu/media/21105/2023_08_dge_rollout_dt115_updated_transnational_harmonized_depth_and_thickness_map_of_deep_geothermal_potential_in_project_area.pdf.

VELDKAMP H. & FOEKEN J. (2023).- Uncertainties related to the depth mapping of the Dinantian aquifer. DGE Rollout report DLT 3.2. https://vb.nweurope.eu/media/21135/2023_06_dge_rollout_dlt32_reduce_uncertainties_of_geological_interpretation.pdfBelanger, I., Delaby, S., Delcambre, B., Ghysel, P., Hennebert, M., Laloux, M., *et al.*, 2012. Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle Carte géologique de Wallonie (Belgique). *Geologica Belgica*, *15*(3), 169–175.

APPENDIX

Factors to be considered during the assessment process of a geothermal energy project			Database	**Interreg DGE-Rollout specific report** on https://vb.nweurope.eu/projects/project-search/dge-rollout-roll-out-of-deep-geothermal-energy-in-nwe/#tab-4
Socio	Political orientation	Political parties map / Election maps	https://www.data.gouv.fr/fr/datasets/municipales-2020-resultats-2nd-tour/	
	Country information	Density of population	https://www.insee.fr/fr/statistiques	de los Angeles Gonzalez de Lucio et al., 2022 WP1 D1.3.1 Socio-economic potential mapping. France
		Income	https://www.insee.fr/fr/statistiques	
		Employment / Forecast	https://www.insee.fr/fr/statistiques	
		Social level map	https://www.insee.fr/fr/statistiques	
	Heat demand		https://heatroadmap.eu/peta4/	Strozyk et al., 2021 WPT1 D2.1_Map of the spatial distribution of the heat demand at the surface
Economic	Infrastructure	District heating	http://reseaux-chaleur.cerema.fr/carte-nationale-de-chaleur-France	
	Investment	Official national geothermal development plan		
		Promotion by the ministry/interest of municipalities / major of the city / strategy plan		
		Level of debt of municipalities	https://www.impots.gouv.fr/cll/zf1/communegfp/flux.ex	
	Regulation	Legal framework		Van Malderen et al., 2020 WPT1 D3.1 Report legal framework
		Financial risk management (funding/invesment)		Tasdemir & Arndt, 2020 WPT1 D3.2 Financial Risk Management
		Recommendations on legal framework and risk management		Tasdemir et al., 2021 WPT1 D3.3_Recommendations on legal framework and risk management
Enviromental	Land access	Land ownership	https://www.geoportail.gouv.fr/	
		Assigned land usage	https://www.data.gouv.fr/fr/datasets/occupation-du-sol-2005-nord-pas-de-calais/	
		Environmentally sensitive areas	Natura 2000	
	Greenhouse gas emissions		https://www.data.gouv.fr/fr/reuses/carte-des-emissions-francaises-de-gaz-a-effet-de-serre-eu-ets-2019/	

RÉSUMÉ LONG EN FRANÇAIS

Dans le Nord-Ouest de l'Europe, bien que cette région ne présente pas d'anomalie thermique positive connue, les calcaires du Dinantien, situés au-delà de 1 000 m de profondeur, pourraient constituer un réservoir géothermique intéressant pour produire de la chaleur dans une région densément peuplée.

Dans les années 1970 et 1980, cette formation a été traversée par des forages scientifiques en Belgique. Des venues d'eaux chaudes à débits élevés au niveau du Dinantien dans le Hainaut belge ont permis de transformer ces forages en puits géothermiques productifs pour le chauffage urbain (Saint-Ghislain, Douvrain et Ghlin). Côté français, le forage profond pétrolier de Jeumont et le forage prospectif de géothermie de Condé-sur-l'Escaut, qui ont également traversé cette formation, n'étaient pas assez productifs et donc non économiquement viables. La formation du Dinantien possède donc des caractéristiques de réservoir fortement hétérogènes liées à l'histoire géologique complexe de la région.

Afin d'accroître la connaissance du Dinantien et d'en évaluer le potentiel géothermique, une étude de sa structure et de ses propriétés réservoir a été menée dans le cadre du projet européen INTERREG NWE DGE-Rollout (Déploiement de la géothermie profonde dans l'Europe du Nord-Ouest) sur la partie nord-est de l'Europe. En étroite collaboration avec les équipes belges, une carte transfrontalière de la structure du Dinantien a pu être réalisée, bénéficiant des résultats de la thèse d'A. Laurent (collaboration BRGM-Université de Lille) sur la structuration du front nord-varisque.

Une charte lithologique a été construite pour représenter les variations de la nature lithologique du Dinantien dans la région des Hauts-de-France et la Belgique, ainsi que les autres pays impliqués (Allemagne et Pays-Bas). Bien que dominée par des roches carbonatées, dans le détail le Dinantien présente des hétérogénéités lithologiques. Ainsi, au niveau du Viséen moyen (Livien), qui constitue le réservoir géothermique identifié dans la région de Mons en Belgique, deux niveaux de brèches sédimentaires sont présents avec une épaisseur très variable (quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres).

Afin d'imager la structure de ce réservoir en profondeur, plusieurs lignes sismiques ont été acquises en Belgique, Pays-Bas et allemagne. Dans les Hauts-de-France, six lignes sismiques acquises en 1980 et 1981 entre Lens et Maubeuge (longueur totale de 172 km) ont été retraitées en amplitude préservée. En association avec les données des puits de Jeumont 1 et Epinoy 1, une interprétation quantitative a permis d'obtenir des informations sur les caractéristiques pétrophysiques du Dinantien.

Cinq faciès principaux sont identifiés par l'analyse pétrophysique : calcaire, dolomie, anhydrite, grès et argile. Dans le puits Epinoy 1, les calcaires du Dinantien sont situés entre 2 100 et 3 952 m de profondeur (fond du puits), en série inversée et appartiennent à une écaille tectonique. Le faciès dolomitique situé vers 2 640 m de profondeur montre une porosité très faible, estimée de l'ordre de 1 à 2 %. Pour le puits Jeumont 1, les calcaires du Dinantien sont situés entre 3 650 et 4 315 m de profondeur en série normale. À l'intérieur de la formation, l'analyse pétrophysique montre un faciès dolomitique entre 4 115 et 4 230 m de profondeur avec une porosité comprise entre 5 et 8 %.

La qualité des données et la faible porosité de la formation ne permettent pas d'établir une relation entre l'impédance acoustique et la porosité. Toutefois, une analyse plus poussée des données a permis d'établir une différenciation qualitative des faciès à partir du rapport Vp/Vs. Ce rapport est interprété en termes de variations de faciès et de valeurs de porosité en cohérence avec les variations lithologiques observées à l'affleurement.

Une corrélation fine entre les séries décrites à l'affleurement et les profils sismiques les plus proches a permis de différencier quatre faciès sédimentaires à l'intérieur du Dinantien, dont la cible géothermique, caractérisée par des évaporites et des brèches carbonatées (Livien). L'analyse détaillée des résultats montre que les intervalles dolomitiques sont plus présents dans les parties nord et est des profils sismiques. Comme les dolomies présentent des valeurs de porosité plus importantes, cette zone pourrait avoir de meilleures propriétés de réservoir que la partie sud-ouest.

Pour compléter les caractéristiques géothermiques du Dinantien, des données de température en puits sont disponibles, mais peu nombreuses dans les Hauts-de-France. Des observations dans les galeries de mines indiquent parfois des valeurs anomales probablement en raison de remontées d'eau le long de failles. Seul le puits Epinoy 1 dispose d'informations exploitables indiquant un gradient géothermique normal (30°/km).

Afin de déterminer les zones les plus favorables pour le développement de l'exploitation géothermique, les besoins en énergie ont été identifiés pour les différents secteurs d'activité, ainsi que les réseaux de chaleur urbains existants. Les zones les plus favorables sont définies par la combinaison du besoin d'énergie et de la disponibilité de la ressource géothermique (profondeur, épaisseur, propriété du réservoir du Dinantien). Dans les Hauts-de-France, deux zones sont identifiées, la plus importante en termes de superficie se situant entre Douai et Valenciennes. Cette zone est caractérisée par une forte densité de population, une forte consommation de chaleur et la présence d'un réseau de chauffage urbain. Du point de vue des ressources, le sommet du Dinantien, présentant un faciès dolomitique potentiellement plus poreux, se situe entre 2 000 et 4 000 M. de profondeur avec une température estimée entre 75 °C et 125 °C. Une seconde zone favorable est située autour de Maubeuge, avec sensiblement les mêmes caractéristiques, mais le toit du Dinantien est plus profond, vers 3 500 m.

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 69-86, 2025

LA GÉOTHERMIE PROFONDE DANS LES HAUTS-DE-FRANCE : UN LEVIER POUR LA TRANSITION ÉNERGÉTIQUE

Deep geothermal energy in Hauts-de-France: a driver of the energy transition

Claire Bossennec

Université de Lille, CNRS, Université du Littoral Côte d'Opale, IRD, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59000 Lille, France
claire.bossennec@univ-lille.fr

Aurore Laurent

Université de Lille, CNRS, Université du Littoral Côte d'Opale, IRD, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59000 Lille, France ; 45-8 Energy, Lyon
aurore@458energy.com

Olivier Averbuch

Université de Lille, CNRS, Université du Littoral Côte d'Opale, IRD, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59000 Lille, France.
olivier.averbuch@univ-lille.fr

Fabien Graveleau

Université de Lille, CNRS, Université du Littoral Côte d'Opale, IRD, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59000 Lille, France
fabien.graveleau@univ-lille.fr

Laurent Beccaletto

BRGM, F-45060 Orléans, France
l.beccaletto@brgm.fr

Frédéric Lacquement

BRGM, F-45060 Orléans, France
f.lacquement@brgm.fr

Hussein Mroueh

Université de Lille, IMT Lille Douai, Université d'Artois, Yncrea Hauts-de-France, ULR 4515 - LGCgE, Laboratoire de Génie Civil et géo-Environnement, F-59000 Lille, France
hussein.mroueh@univ-lille.fr

Résumé

La région des Hauts-de-France, marquée par un riche passé minier, recèle en profondeur des roches calcaires datées du Dévonien (Givétien-Frasnien) et du Carbonifère (Dinantien) présentant un potentiel géothermique largement inexploité. Cette étude examine les perspectives offertes par ces réservoirs fracturés et karstifiés, en particulier les calcaires dinantiens, favorables aux applications géothermiques directes dans des systèmes hydrothermaux. Les récents résultats issus des travaux de retraitement et d'interprétation de données sismiques historiques des campagnes d'exploration pétrolières des années 80 et leur intégration au sein d'un modèle géométrique 3D conduisent à affiner la compréhension des réservoirs, de révéler leur complexité structurale et d'identifier des zones fracturées majeures associées aux grandes failles régionales. Des anomalies thermiques locales ont été rencontrées mais n'ont pas fait l'objet d'étude permettant de développer un potentiel géothermique largement sous-exploré. À l'instar de ce qui se fait de l'autre côté de la frontière franco-belge, les initiatives menées dans des contextes urbains tels que la métropole lilloise (ou MEL, Métropole Européenne de Lille), le Douaisis et le Valenciennois illustrent la faisabilité d'intégrer cette ressource dans des solutions énergétiques durables, contribuant à l'indépendance énergétique régionale et à la revitalisation économique. Les résultats obtenus soulignent l'importance de poursuivre les efforts d'exploration et de caractérisation, et de recourir à des approches interdisciplinaires et à des techniques de forage adaptées pour favoriser le développement durable de la géothermie profonde dans les Hauts-de-France.

Abstract

The Hauts-de-France region, with its strong mining legacy, contains deep Devonian (Givetian–Frasnian) and Carboniferous (Dinantian) limestone formations with significant yet largely untapped geothermal potential. This study assesses the geothermal prospects of these fractured and karstified reservoirs, particularly the Dinantian limestones, which provide favourable conditions for direct-use hydrothermal applications. Recent reprocessing and interpretation of historical seismic data, integrated into a 3D geometric model, have refined the understanding of these reservoirs, revealed their structural complexity, and identified major fractured zones associated with

regional fault systems. Local thermal anomalies have been reported, but they have not yet been studied in detail, leaving the regional geothermal potential largely under-explored. Similar to initiatives across the Belgian border, urban projects in Lille Metropole, Douai, and Valenciennes illustrate the feasibility of integrating this resource into sustainable energy systems, contributing both to regional energy independence and economic revitalization. These results highlight the importance of pursuing further exploration and characterization, and of relying on interdisciplinary approaches and advanced drilling techniques, to support the sustainable development of deep geothermal energy in the Hauts-de-France region.

INTRODUCTION

Au cours des dernières décennies, une prise de conscience croissante de la nécessité de recourir aux énergies renouvelables a conduit les pouvoirs publics à la mise en œuvre de nouvelles politiques énergétiques. Depuis l'Accord de Paris sur le climat en 2015, les gouvernements se sont engagés à investir massivement dans le développement des énergies renouvelables. Parmi ces sources, l'énergie géothermique reste celle la moins connue, notamment dans des contextes locaux spécifiques. Dans ce cadre, de nombreux projets ont ainsi été lancés, tels que le programme européen INTERREG North-West Europe DGE-Rollout (Kaufmann *et al.*, Desayes *et al.*, ce volume) et plusieurs initiatives à l'échelle régionale, comme dans les Hauts-de-France (*e.g.*, Laurent, 2021).

Située dans le prolongement de la région de Mons (Belgique) où des puits géothermiques sont exploités depuis plus de 30 ans, la région des Hauts-de-France, historiquement marquée par le même passé minier au sein du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais, possède un potentiel géothermique largement inexploité. Les études menées jusqu'à présent suggèrent que le potentiel géothermique est contenu au sein des roches calcaires du Dévonien (Givétien-Frasnien) et du Carbonifère (Dinantien). Ces roches présentent un ensemble de caractéristiques (fracturation, karstification, …) leur conférant une perméabilité permettant la circulation des fluides et offrant à des profondeurs variables (depuis une cinquantaine de mètres dans la métropole lilloise jusqu'à plusieurs kilomètres au sud du bassin minier) des conditions favorables pour des applications géothermiques directes. Elles constituent des réservoirs naturels où les eaux géothermales peuvent être extraites pour alimenter des réseaux de chaleur ou des installations industrielles. Les avancées récentes, liées au retraitement et à la réinterprétation des lignes sismiques industrielles des années 80 et à leur intégration au sein d'un modèle structural 3D (Laurent, 2021, Laurent *et al.*, 2021a, b), ont permis d'affiner grandement la compréhension de la géométrie de ces systèmes géothermiques potentiels, en définissant l'extension et la profondeur des réservoirs et en identifiant des zones fracturées associées aux failles majeures.

L'état actuel des connaissances met en évidence la nécessité de poursuivre des efforts importants de caractérisation structurale et pétrophysique, ainsi que de modélisation, afin de préciser la variabilité géologique et l'hétérogénéité des réservoirs, et d'investiguer les processus de migration des fluides en leur sein. En dépit d'anomalies thermiques positives relevées ponctuellement dans la région, comme à Saint-Amand-les-Eaux dans le cadre de la recherche en eau potable ou à Lens dans le cadre d'explorations minières (Fig. 1), le potentiel géothermique reste insuffisamment exploré et exploité. Des zones comme la Métropole Européenne de Lille, Douai, Lens ou le Valenciennois, en transition vers des solutions énergétiques durables, constituent des cibles idéales pour le développement géothermique. L'exploitation des calcaires dinantiens pourrait jouer un rôle clé dans la réduction de la dépendance aux énergies fossiles, en soutenant la transition énergétique et en dynamisant l'économie régionale.

Dans ce contexte, cette contribution vise à explorer les potentialités géothermiques de ces réservoirs profonds, avec pour illustration les travaux déjà effectués sur la structure à l'échelle régionale (*e.g.*, Laurent *et al.*, 2021a ; Laurent *et al.*, 2021b ; Dezayes *et al.*, 2024). Elle s'inscrit dans une démarche scientifique visant à mieux comprendre la géométrie, l'hydrodynamique et les conditions de productivité de ces réservoirs afin de maximiser leur exploitation pour des applications énergétiques durables, et permet de discuter de l'importance du développement des ressources en géothermie pour le contexte socio-économique régional.

1. LE POTENTIEL GÉOTHERMIQUE DES CALCAIRES CARBONIFÈRES

1.1. Un contexte géologique particulièrement favorable

Les unités du Paléozoïque, et plus particulièrement les calcaires du Tournaisien-Viséen (Dinantien, Carbonifère inférieur) sont des formations géologiques grandement représentées dans le sous-sol de la région des Hauts-de-France. Elles sont caractérisées par une fracturation intense sur laquelle a pu se superposer localement une importante karstification. Cette caractéristique résulte en premier lieu de processus tectoniques, acquis notamment lors de l'orogenèse varisque au Carbonifère supérieur (Pennsylvanien moyen, *ca* 310 Ma BP), puis lors de l'affaissement tectonique de la chaîne, son émersion et son érosion qui s'en sont suivis à la fin du Carbonifère et au Permien (Averbuch *et al.*, 2004 ; Lacquement *et al.*, 1999 ; Laurent *et al.*, 2021a ; Meilliez, 2020 ; Meilliez *et al.*, 2020 ; Minguely *et al.*, 2010). Les déformations

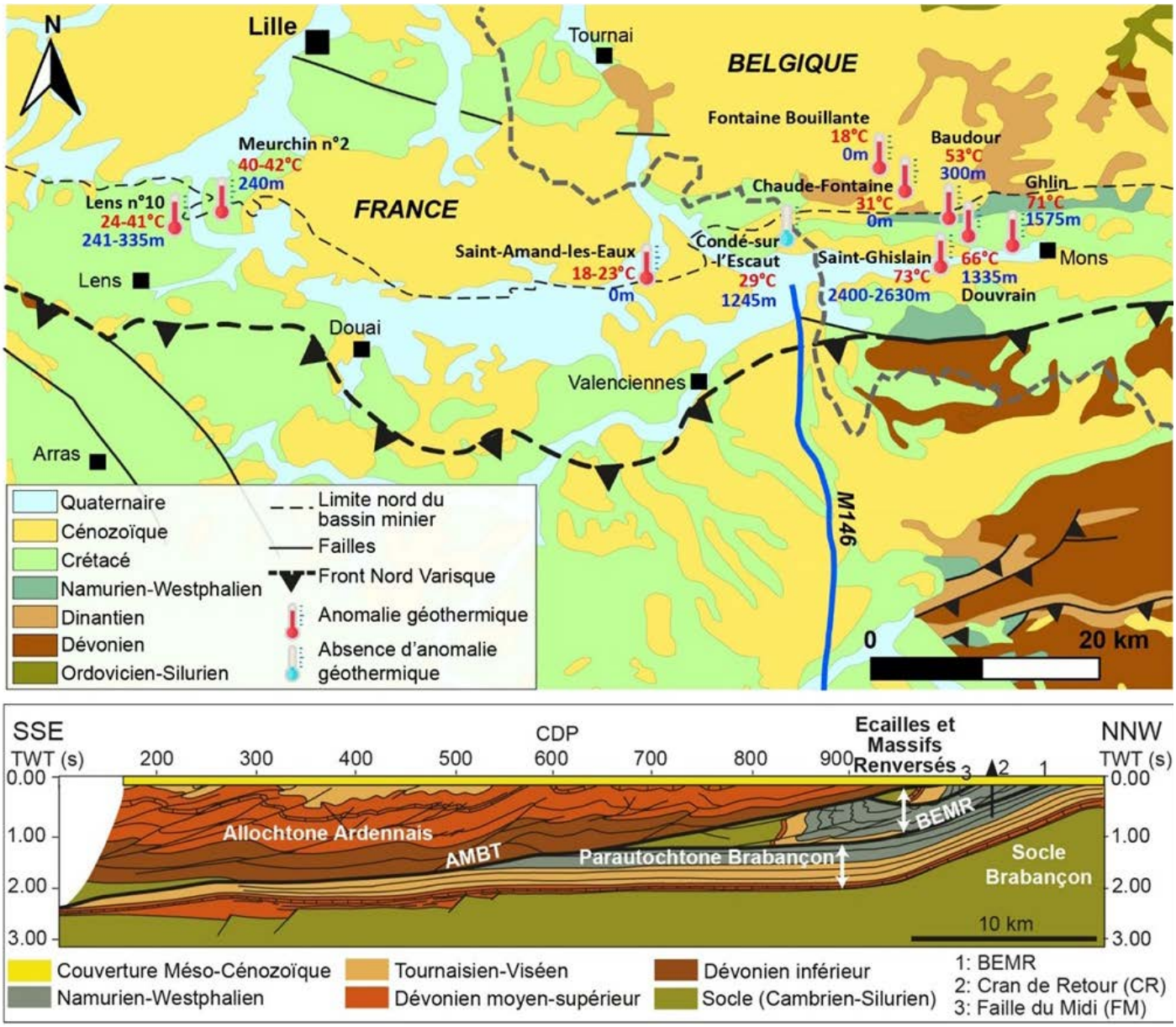


Fig. 1. Carte géologique centrée sur le secteur du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais entre Lens et Mons (d'après Laurent, 2021). La limite nord sous-couverture du bassin houiller est représentée en tirets fins. Sa limite sud correspond au tracé en profondeur de la zone de chevauchement frontale du système orogénique varisque (front nord varisque). Les thermomètres de couleur rouge correspondent aux sites présentant une anomalie géothermique positive par rapport à ce qui est attendu et en bleu, une anomalie négative. La ligne bleu-foncé localise le tracé du profil sismique M146 dont l'interprétation est présentée sous la carte (d'après Laurent *et al.*, 2021a). L'échelle verticale est en seconde temps-double. Abréviations : AMBT : Chevauchement basal principal de l'unité allochtone « ardennaise » ; BEMR : Chevauchement basal de l'unité des écailles et massifs renversés au mur du chevauchement majeur.

Fig. 1. Geological surface map centered on the Nord-Pas-de-Calais coal basin (after Laurent, 2021). The northern limit beneath the cover of the coal basin is shown with thin dashed lines. Its southern limit corresponds to the subsurface trace of the frontal thrust zone of the Variscan orogenic system (Variscan northern front). Red thermometers indicate sites with a documented positive geothermal anomaly, and blue ones indicate the absence of such an anomaly. The dark-blue line shows the trace of the M146 seismic profile, whose interpretation is presented below the map (after Laurent et al.*, 2021a). The vertical scale is in two-way travel time. Abbreviations: AMBT: Main basal thrust of the "Ardenne" allochthonous unit; BEMR: Basal thrust of the unit of overturned slices and massifs in the footwall of the major thrust.*

compressives puis extensives de la fin du Paléozoïque sont à l'origine d'un réseau de fractures primaires (failles, fentes). L'enfouissement des unités calcaires sous le bassin flexural d'avant-chaîne (*i.e.*, le bassin molassique houiller (Fig. 1)) et les circulations de fluides associées (Bourdelle *et al.*, 2021) ont conduit à une surfracturation de ces séries calcaires et localement à une bréchification par dissolution de niveaux évaporitiques interstratifiés (Fig. 2) (Mercier *et al.*, 1994 ; Rouchy *et al.*, 1987), créant ainsi une porosité secondaire et des réseaux de fractures complexes. Ces hétérogénéités structurales facilitent la circulation des fluides profonds, ce qui fait de ces unités calcaires des réservoirs cibles pour la

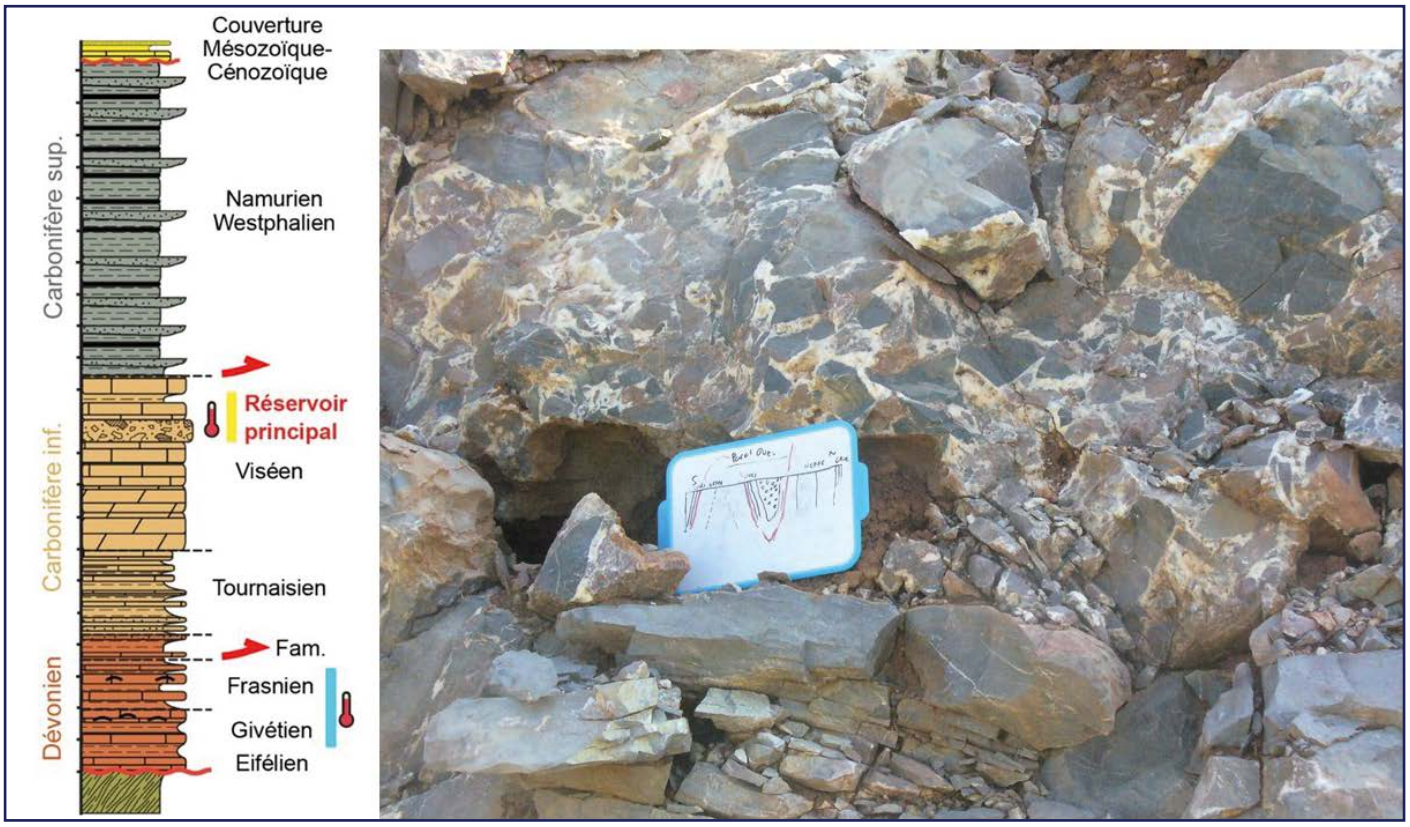


Fig. 2. Log synthétique des unités sédimentaires de l'unité para-autochtone du Brabant, formant la partie proximale de la marge sud-avalonnienne (sud-laurussienne) (Laurent *et al.*, 2021a). Les séquences principalement carbonatées du Dévonien moyen, supérieur et Carbonifère inférieur (Dinantien) caractérisent les séries marines transgressives en contexte de plate-forme carbonatée de la séquence post-rift de la marge. L'unité réservoir principale est située dans la partie supérieure de la série calcaire viséenne et est constituée de séquences bréchiques intra-formationnelles telles qu'illustrées sur la photo (affleurement des calcaires de Lives dans l'Avesnois). À noter qu'un second réservoir potentiel est situé plus plus profondément dans les unités calcaires du Givétien-Frasnien.
Fig. 2. Synthetic log of the sedimentary units of the Brabant para-autochthon, forming the proximal part of the southern Avalonian (southern Laurussian) margin (Laurent et al.*, 2021a). The mainly carbonate sequences of the Middle and Upper Devonian and Lower Carboniferous (Dinantian) characterize the transgressive marine series of the post-rift carbonate platform sequence of the margin. The main reservoir unit is located in the upper part of the Visean limestone series and is composed of intraformational breccia sequences, as illustrated in the photo (outcrop of the Lives limestones in Avesnois). It should be noted that a second potential reservoir is located at deeper depth within the Givetian–Frasnian limestone units.*

géothermie, tels ceux exploités en Belgique, dans le bassin de Campine (Balmatt) (Lagrou *et al.*, 2015 ; Pauwels *et al.*, 2021) ou dans la région de Mons (*e.g.*, Kaufmann *et al.*, ce volume).

Une couverture méso-cénozoïque de quelques dizaines de mètres d'épaisseur recouvre en discordance les terrains d'âge paléozoïque en les masquant de manière discontinue. Les unités réservoirs du Dinantien sont situées sous les séries molassiques syn-orogéniques d'âge namuro-westphalien exploitées lors de l'extraction du charbon dans le bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais. À l'échelle du front nord-varisque, les calcaires dinantiens présentent une inclinaison générale vers le sud. Au nord, ils affleurent directement sous la couverture méso-cénozoïque dans la région lilloise, puis s'enfouissent progressivement vers le sud pour atteindre des profondeurs comprises entre 1 et 4 km, voire plus de 6 km selon les interprétations sismiques, sous les dépôts molassiques syn-orogéniques du bassin houiller. Dans les Hauts-de-France, ces formations carbonifères se situent dans une plage de température favorable (20 °C à 140 °C), si l'on considère un gradient géothermique moyen de 30 °C/km. Cette configuration les rend particulièrement propices au développement de réservoirs géothermiques. Leur structure interne, associée à une capacité de stockage et de transmission des fluides, confère à ces calcaires un intérêt majeur pour les systèmes hydrothermaux. Dans les secteurs méridionaux du bassin houiller, où le Dinantien atteint des profondeurs supérieures à 3 km, les zones fracturées et karstifiées présentent un potentiel de productivité élevé, permettant l'extraction d'importantes quantités d'eau chaude à des températures comprises entre 60 °C et 140 °C, adaptées à des usages directs tels que le chauffage urbain ou industriel. Cependant, la productivité de ces réservoirs dépend fortement de plusieurs facteurs, notamment l'étendue des zones fracturées et leur connexion avec les failles majeures, peuvent agir comme de potentiels conduits de perméabilité. La variabilité géologique, intrinsèque de ces formations, impose une caractérisation précise pour maximiser leur exploitation et garantir une utilisation des ressources géothermiques sur le long terme.

Les Figures 1 et 2 offrent une vue d'ensemble du contexte structural régional et des caractéristiques stratigraphiques de l'unité para-autochtone du Brabant. La Figure 1 présente une coupe géologique de référence basée sur un profil sismique (le profil M146) le long d'un transect N-S, à l'est de Valenciennes (Lacquement *et al.*, 1999 ; Laurent *et al.*, 2021a). Elle met en évidence les unités structurales majeures constituant le front de chevauchement septentrional de la chaîne varisque dans le nord de la France (classiquement désigné sous le nom de faille du Midi). De part et d'autre de ce chevauchement, qui enregistre un déplacement cumulé d'environ 60 km (AMBT, Fig. 1), se distinguent l'unité chevauchante (l'Allochtone ardennais) et l'unité sous-charriée (le Parautochtone brabançon), surmontée par le bassin syn-orogénique houiller d'âge namurien-westphalien (Carbonifère supérieur). Entre ces deux ensembles se développe un système d'écailles tectoniques formées de séries inversées, découpées et cisaillées à la semelle du chevauchement majeur, limitées à la base par un autre chevauchement (BEMR, Fig. 1).

Cette organisation souligne la complexité tectonique du substratum régional, caractérisé par de fortes déformations, notamment à l'émergence du chevauchement majeur en bordure sud du bassin houiller. Un point essentiel est l'ampleur du sous-charriage des unités para-autochtones (notamment les calcaires frasniens et dinantiens), que l'on retrouve sous les unités allochtones jusqu'à près de 40 km au SSE de l'émergence du chevauchement frontal. Ce dispositif implique une extension en profondeur des séries réservoirs dinantiennes bien au-delà des limites superficielles du bassin houiller.

Par ailleurs, le caractère schisteux des séries houillères et du Dévonien inférieur formant la semelle des unités allochtones constitue une couverture imperméable de grande extension, susceptible de piéger durablement les fluides au sein des réservoirs carbonatés para-autochtones. Une telle barrière de perméabilité favorise l'établissement de cellules convectives de grande échelle, facilitant la remontée de fluides chauds vers la surface, comme l'ont suggéré les résultats de modélisations thermo-hydrodynamiques menées dans la région du Hainaut en Belgique. (Licour, 2014).

Le log synthétique des unités sédimentaires de l'unité para-autochtone du Brabant (Figure 2) permet de préciser le contexte stratigraphique des principales unités réservoirs, à savoir les séquences carbonatées clés du Tournaisien-Viséen (Dinantien, Carbonifère inférieur). Ces unités font partie de la séquence post-rift transgressive déposée sur la marge proximale sud du continent Avalonia (bord sud de la Laurussia) à partir de l'Eifélien (Laurent *et al.*, 2021a). Elles se sont déposées dans un contexte de faible subsidence (subsidence thermique long terme) au sein d'une vaste plate-forme carbonatée s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres carrés entre les domaines allochtones (Ardennes, Avesnois) et para-autochtones (Boulonnais, Mélantois-Tournaisis, Hainaut). Ces séries du Dinantien sont formées essentiellement d'intercalations de séquences dolomitiques et calcaires déposées dans des environnements marins peu profonds, plus ou moins connectés avec une mer ouverte selon les variations du niveau marin et leur localisation paléogéographique au sein du système de plate-forme. Les milieux de sédimentation les plus restreints de la série se caractérisent par l'apparition de faciès stromatolitiques et de niveaux évaporitiques. Ces faciès sont typiques de la partie supérieure du Viséen (Figure 2). La dissolution des horizons évaporitiques lors de l'enfouissement des séries sous les séquences molassiques syn-orogéniques houillères de plus de 3 kilomètres (Licour, 2014) d'épaisseur et lors des différents événements de déformation est à l'origine de la formation de séquences de brèches calcaires interstratifiées dans la série carbonatée dénommées "Petites Brèches" et "Grandes Brèches" dans la littérature locale (Figure 2) (Mamet *et al.*, 1986 ; Rouchy *et al.*, 1987). Ces niveaux sont fortement discontinus et fracturés, ils caractérisent les zones de réservoir potentiel principal au sein de la série calcaire.

1.2. Avancées scientifiques récentes

Les progrès récents dans l'exploration régionale des réservoirs géothermiques, en particulier dans un contexte géologique complexe comme celui des calcaires carbonifères fracturés et karstifiés, ont été rendus possibles grâce à des avancées significatives dans le retraitement des données sismiques et la modélisation tridimensionnelle de la géométrie des unités géologiques. Ces outils, largement adoptés dans les études géothermiques, permettent d'améliorer la compréhension des structures profondes, d'en préciser les variations spatiales, et de mieux identifier les zones à fort potentiel.

1.2.1. Amélioration des images sismiques pour la cartographie des structures profondes

Les techniques actuelles de retraitement de profils sismiques anciens (patrimoniaux), telles que la migration pré-empilement en temps (PSTM) et les méthodes avancées d'analyse de vitesse, jouent un rôle crucial dans l'amélioration de la résolution des images des structures profondes. Elles permettent de corriger les artefacts liés aux conditions géologiques complexes et de réduire les incertitudes associées aux traitements initiaux des données acquises plusieurs décennies auparavant. En affinant la qualité des images sismiques, il devient possible de cartographier avec précision des structures critiques, telles que les failles, les zones de fracturation et les interfaces stratigraphiques. Ces informations sont essentielles pour caractériser les réservoirs géothermiques, notamment ceux des calcaires du Dinantien, dont la compréhension fine de la géométrie profonde conditionne l'évaluation de leur potentiel (Adams et Vandenberghe *et al.*, 1999).

1.2.2. Modélisation tridimensionnelle et intégration de données multisources

La modélisation 3D des réservoirs géologiques s'appuie sur l'intégration de diverses sources de données, telles que l'interprétation géologique des données sismiques retraitées, les forages, les mesures géophysiques (gravimétrie par exemple) et les observations structurales. Cette méthode permet de représenter au premier ordre la géométrie et l'hétérogénéité des réservoirs, offrant ainsi une base solide pour simuler les propriétés hydrauliques et thermiques. Elle est particulièrement efficace pour les calcaires dinantiens, aidant à localiser les zones de perméabilité accrue, souvent associées aux réseaux de fractures ou de karsts, et à évaluer la profondeur et l'épaisseur des unités favorables. Les modèles 3D (Figures 3 et 4), développés avec des logiciels comme GeoModeller (BRGM), sont essentiels pour comprendre la complexité des réservoirs et guider les stratégies d'exploitation géothermique (Laurent *et al.*, 2021b).

L'intégration de données multisources (puits de surface, puits miniers, forages profonds, lignes sismiques) réduit les incertitudes liées à la structuration à l'échelle du bassin et optimise l'exploration et l'exploitation des ressources géothermiques (Figure 3). L'interprétation de ces données sismiques retraitées et leur corrélation fine avec les données de puits et les archives minières réinterprétées permettent de mener des études géologiques intégrées comme celles réalisées dans la Ruhr, le sud des Pays-Bas et le nord de la Belgique (Arndt, 2021). Ces études ont révélé des variations significatives dans l'épaisseur et la composition des couches calcaires, influencées par des cycles de transgression et de régression marines régionales. Ces informations sont cruciales pour évaluer le potentiel géothermique des formations du Dinantien, notamment dans les zones où les réseaux de fractures et les structures karstiques sont bien développés.

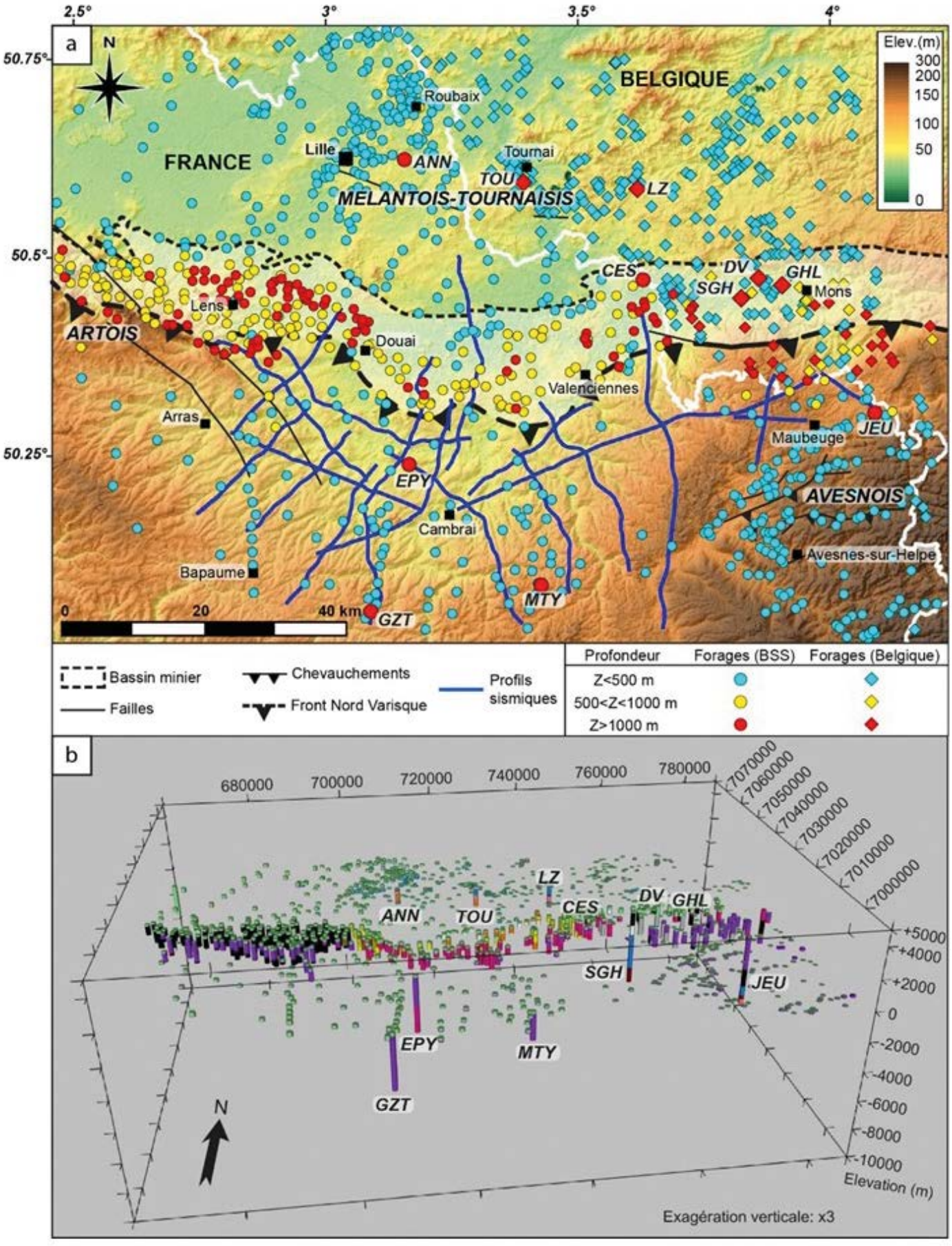
1.2.3. Modélisation régionale et réduction des incertitudes géologiques par une approche intégrée

Les calcaires du Dinantien présentent une hétérogénéité significative due à leur histoire géologique complexe. Les processus tectoniques liés à l'orogenèse varisque ont conduit à la déformation des roches et la création de plis, de failles et de fractures. Les processus diagénétiques, et la dissolution des évaporites et la re-cimentation, ont créé des structures karstiques complexes. Ces caractéristiques peuvent augmenter la porosité et la perméabilité des réservoirs, mais rendent également leur caractérisation précise plus difficile car discontinues. Les variations dans l'épaisseur et la composition des couches, influencées par des cycles de transgression et de régression marines, ajoutent une complexité supplémentaire.

Dans le cadre d'une collaboration entre le Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences de l'Université de Lille (LOG) et le BRGM (projet RGF Bassin de Paris) co-financée par la Région Hauts-de-France, une méthodologie intégrée a été développée pour réduire ces incertitudes géologiques (Laurent et al., 2021 a et b, Laurent, 2021). Ce projet a combiné des profils sismiques retraités (532 km de lignes sismiques), des données de forage (1 128 forages intégrés à la base de données), et des relevés structuraux d'archives des Houillères du Nord-Pas de Calais (UTAM Nord) pour améliorer la résolution des modèles géologiques en profondeur. En intégrant ces données multidisciplinaires, les zones présentant un fort potentiel géothermique ont pu être identifiées, notamment celles associées aux failles et aux réseaux de fractures, qui sont cruciales pour la productivité des réservoirs.

Les résultats obtenus dans les Hauts-de-France ont permis de préciser l'extension, la profondeur et l'épaisseur des unités réservoirs du Dinantien, mettant en évidence le large potentiel d'exploitation de ces séries pour la géothermie dans la région. Les unités calcaires carbonifères du Dinantien ont été modélisées dans leur contexte structural régional sur une zone s'étendant sur une transversale depuis Bruay-Béthune à l'Ouest à Mons à l'Est. La carte des isohypses du toit du réservoir des calcaires dinantiens (Figure 4) montre que le réservoir carbonaté dinantien est présent en profondeur sur une superficie d'environ 7 675 km² entre le nord de la France et le sud de la Belgique. Il s'étend jusque 30 à 40 km au sud du district minier de surface, par sous-charriage sous les unités allochtones formant le front chevauchant varisque. Au niveau de la métropole lilloise, le réservoir dinantien est situé à moins de 200 m de profondeur, directement sous la couverture méso-cénozoïque discordante, sur l'ensemble du secteur lillois ainsi que dans la zone Roubaix–Tournai. À ces faibles profondeurs, il correspond à la gamme généralement exploitée pour la géothermie de minime importance (GMI). Vers le sud, les séries du Dinantien s'enfouissent progressivement à travers une flexure marquée, atteignant entre 1 000 et 3 000 m sous le

Fig. 3. A. (à droite) Carte de localisation sur fond de modèle numérique de terrain (topographie) des données géologiques et géophysiques intégrées au modèle structural 3D développé dans le nord de la France (Laurent, 2021). Les forages sont représentés en cercle (France) ou en losange (Belgique) avec des couleurs bleues, jaunes ou rouges selon la profondeur atteinte. Les lignes bleu-foncé correspondent aux tracés des lignes sismiques industrielles retraitées et interprétées dans le cadre de cette étude. ANN : Annappes, TOU : Tournai, LZ : Leuze, CES : Condé sur Escaut, SGH : Saint Ghislain, DV : Douvrain, GHL : Ghlin, JEU : Jeumont, EPY : Epinoy, GZT : Gouzeaucourt, MTY : Montigny-en-Cambrésis. B. Extraction du modèle géologique 3D sur la zone d'étude (logiciel GeoModeller) reportant l'ensemble des forages intégrés à l'étude.
Fig. 3. A. (right) Location map on a digital elevation model (topography) showing the geological and geophysical data integrated into the 3D structural model developed in northern France (Laurent, 2021). Boreholes are represented as circles (France) or diamonds (Belgium), with blue, yellow, or red colors according to the depth reached. Dark-blue lines correspond to reprocessed industrial seismic profiles interpreted in the framework of this study. ANN: Annappes, TOU: Tournai, LZ: Leuze, CES: Condé sur Escaut, SGH: Saint Ghislain, DV: Douvrain, GHL: Ghlin, JEU: Jeumont, EPY: Epinoy, GZT: Gouzeaucourt, MTY: Montigny-en-Cambrésis. B. Extract from the 3D geological model of the study area (GeoModeller software) showing all boreholes integrated in the study.


a
b
2.5°
3°
3.5°
4°
50.75°
50.5°
50.25°
N
Elev.(m)
300
200
150
100
50
0
BELGIQUE
FRANCE
Roubaix
Lille
Tournai
ANN
TOU
LZ
MELANTOIS-TOURNAISIS
CES
DV
SGH
GHL
Mons
Lens
ARTOIS
Douai
Valenciennes
Arras
Maubeuge
JEU
EPY
AVESNOIS
Cambrai
Avesnes-sur-Helpe
Bapaume
MTY
GZT
0
20
40 km
Bassin minier
Failles
Chevauchements
Front Nord Varisque
Profils sismiques
Profondeur
Forages (BSS)
Forages (Belgique)
Z<500 m
500<Z<1000 m
Z>1000 m
680000
700000
720000
740000
760000
780000
7070000
7060000
7050000
7040000
7030000
7020000
7010000
7000000
+5000
+4000
+2000
0
-2000
-4000
-6000
-8000
-10000
Elevation (m)
Exagération verticale: x3

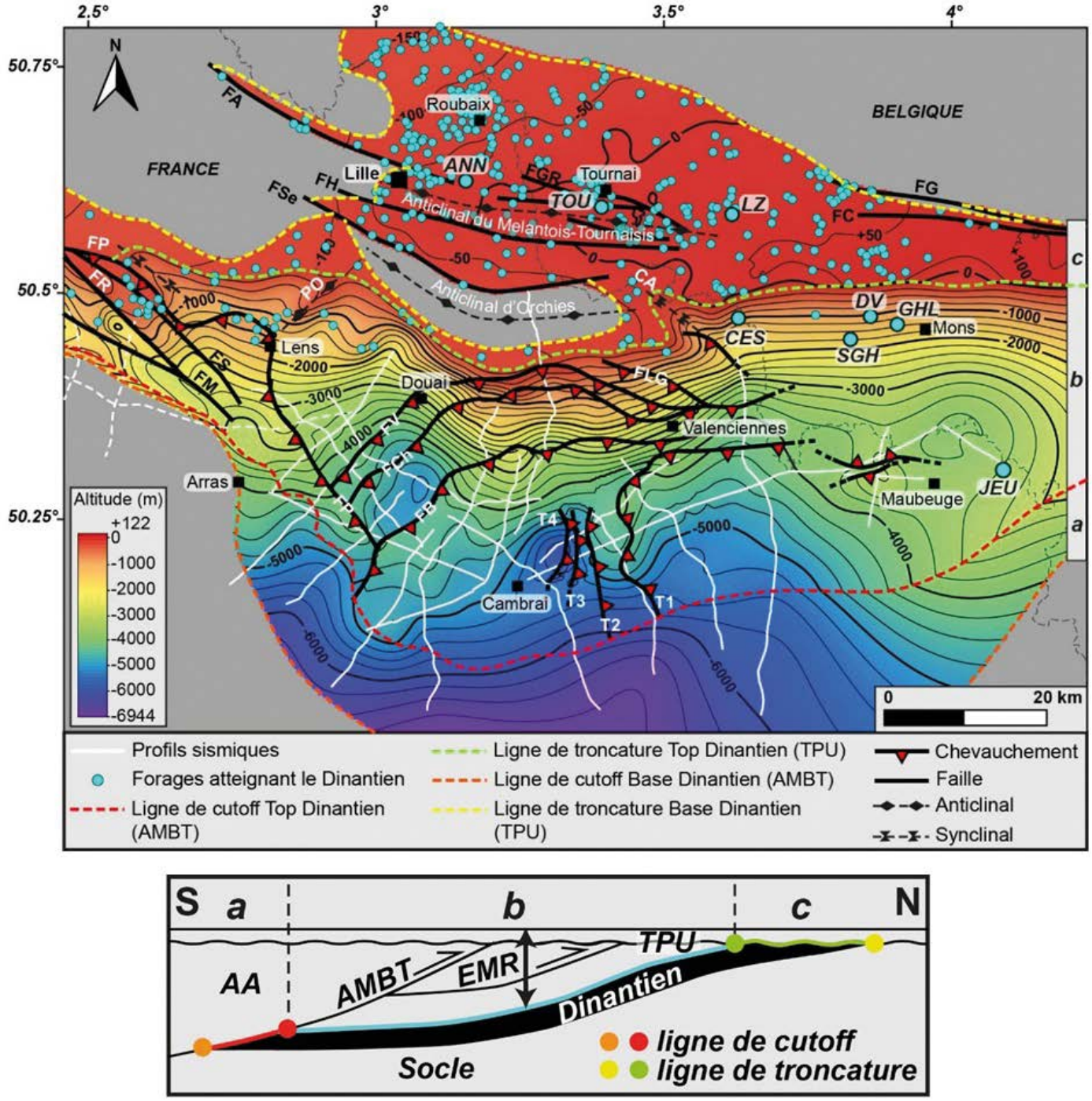


Fig. 4. Haut : Carte des isohypses du toit du réservoir des calcaires du Dinantien extraite du modèle structural 3D (Laurent, 2021). Les cercles bleus localisent les forages recoupant les calcaires dinantiens. Les principaux forages profonds calant le modèle sont mentionnés (cf. Fig. 3) ; Bas : Schéma synthétique suivant une coupe N-S explicitant la géométrie d'ensemble de l'unité réservoir, recoupée au sud par la rampe chevauchante de base des unités allochtones (AMBT) (définissant les lignes de « cut-off » de la base et du sommet de l'unité dinantienne) et tronquée au nord par l'érosion anté-discordance crétacée (définissant les lignes de troncatures de la base et du sommet de l'unité dinantienne). AA : Allochtone Ardennais ; AMBT : Chevauchement basal principal de l'unité allochtone ; EMR : Unité des écailles et massifs renversés au mur du chevauchement majeur ; TPU : Discordance du toit des unités paléozoïques.

Fig. 4. Top: Isohyps map of the top of the Dinantian limestone reservoir extracted from the 3D structural model (Laurent, 2021). Blue circles indicate boreholes intersecting the Dinantian limestones. The main deep boreholes constraining the model are shown (cf. Fig. 3). Bottom: N–S cross-section illustrating the overall geometry of the reservoir unit, cut in the south by the basal thrust ramp of the allochthonous units (AMBT) (defining the cut-off lines of the base and top of the Dinantian unit) and truncated to the north by pre-Cretaceous unconformity erosion (defining the truncation lines of the base and top of the Dinantian unit). AA: Ardenne Allochthon; AMBT: Main basal thrust of the allochthonous unit; EMR: Unit of overturned slices and massifs in the footwall of the major thrust; TPU: Top of the Paleozoic unconformity

bassin houiller. Cet approfondissement s'accompagne d'une intensification de la déformation compressive, matérialisée par une série d'écailles tectoniques et de chevauchements observés entre Douai et Valenciennes, témoins de la structuration varisque régionale. Il atteint une profondeur de plus de 6 900 m dans la partie la plus méridionale de son extension, là où il est tronqué par la rampe chevauchante du chevauchement basal varisque majeur.

Le réservoir dinantien est structuré suivant deux directions principales orientées N070-N080 et N110-N130, reliées respectivement à des chevauchements varisques frontaux profonds et à des rampes chevauchantes obliques à latérales. Il est tronqué latéralement dans le secteur à l'ouest de Douai par une zone de rampe latérale complexe formant une zone de transfert majeure au sein du système de chevauchement frontal de la chaîne varisque.

Cette dernière met en évidence une série de failles fortement pentées d'orientation N110–N130 (failles de l'Artois), résultant de la réactivation d'une zone de discontinuité profonde lors des grands événements de déformation tardi- à post-varisques, en particulier le rifting de la fin du Carbonifère–début du Permien et l'inversion tertiaire liée au lointain contrecoup du raccourcissement pyrénéo-alpin. Ce système, qui segmente le front de chaîne varisque, constitue une zone de discontinuité majeure jouant un rôle clé dans la localisation et la circulation des fluides géothermiques profonds.

Par ailleurs, le modèle structural 3D obtenu permet d'évaluer également la géométrie du réservoir plus profond formé par les calcaires frasniens dans le nord de la France. La carte des isohypses du sommet de cette unité réservoir secondaire (Fig. 5) révèle une géométrie comparable à celle du Dinantien, avec un approfondissement marqué vers le sud

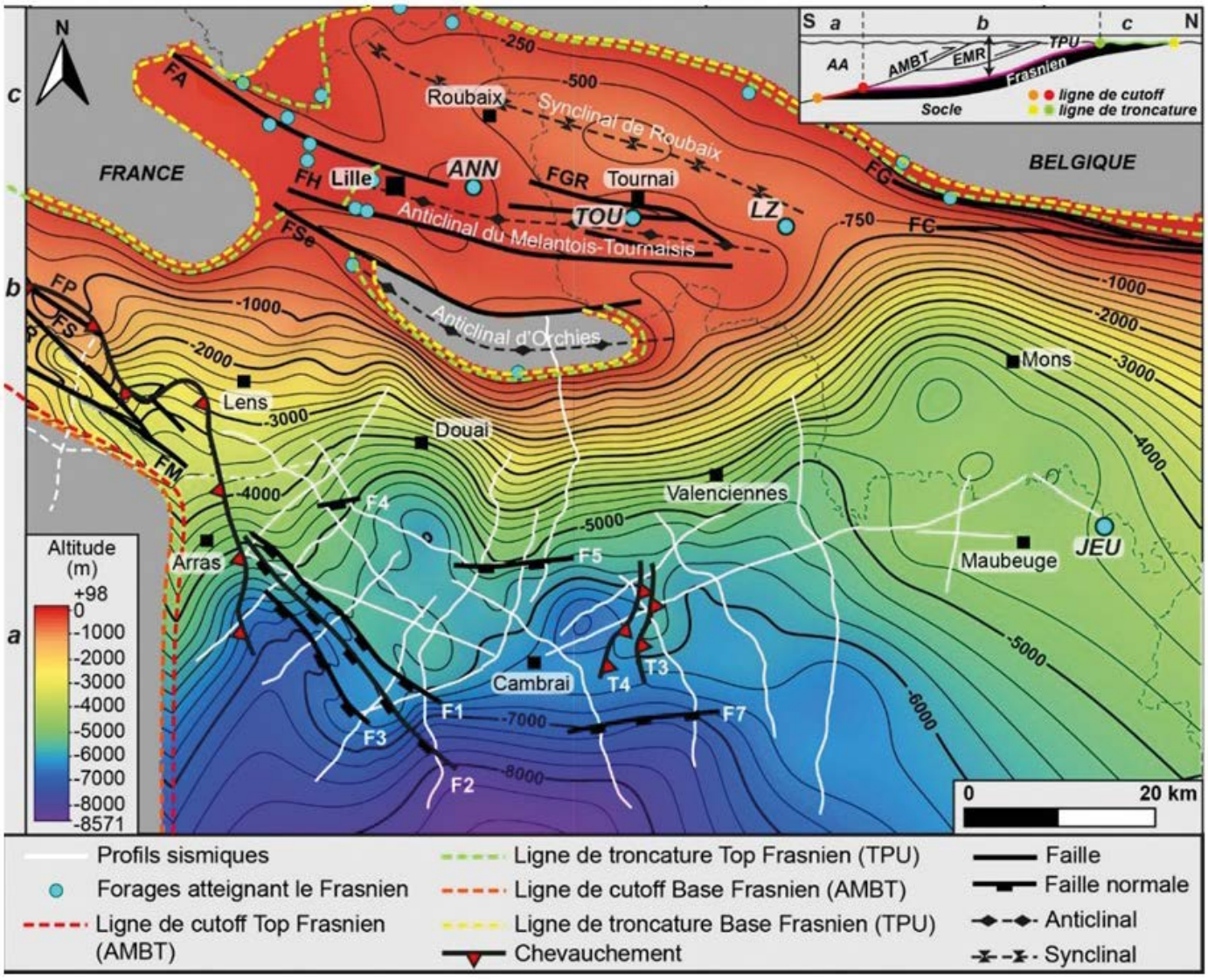


Fig. 5. Carte des isohypses du toit du réservoir constitué par les calcaires frasniens extraite du modèle structural 3D (Laurent, 2021). Les notions de lignes de troncatures et de « cut-off » délimitant la zone d'extension de l'unité frasnienne sont explicitées en encart (voir en Fig. 4 pour plus de détail).
Fig. 5. Isohyps map of the top of the Frasnian limestone reservoir extracted from the 3D structural model (Laurent, 2021). The notions of truncation lines and cut-offs delimiting the extent of the Frasnian unit are explained in the inset (see Fig. 4 for more detail).

et des cotes atteignant jusqu'à –8 571 m. Un point notable est l'existence de failles normales profondes, contemporaines de la structuration de la marge sud-avalonienne, qui ont contrôlé la mise en place des rampes chevauchantes actives lors de la phase compressive varisque (Lacquement *et al.*, 2025 ; Laurent *et al.*, 2021a). Ces failles profondes localisent également des discontinuités à fort intérêt au regard de la localisation de fluides géothermaux comme il a pu être montré, par exemple, dans le bassin molassique d'avant-chaîne des Alpes dans la région de Munich en Bavière (Mraz *et al.*, 2019, 2018 ; Potten *et al.*, 2019).

L'incertitude géologique fait référence aux limitations et aux doutes associés à la compréhension et à la caractérisation des formations profondes. Elle découle de la complexité des structures géologiques, de la variabilité des propriétés des roches, et des limitations des données disponibles. Dans le contexte des calcaires du Dinantien et du Frasnien du bassin Nord-Pas-de-Calais présentés ici, l'incertitude géologique est particulièrement prononcée en raison de la nature fracturée et karstifiée de ces formations réservoirs, ainsi que des processus tectoniques complexes qui les ont modelées. L'absence de forages profonds ne permet pour l'instant pas de caractériser localement et finement ces hétérogénéités.

Cette hétérogénéité, liée aux processus tectoniques et karstiques, constitue un défi majeur pour l'exploitation des réservoirs. Cependant, des stratégies pour réduire ces incertitudes peuvent être proposées, notamment par le croisement des données géophysiques et hydrodynamiques. Ces avancées méthodologiques sont essentielles pour réduire le risque de l'exploration géothermique et favoriser une exploitation durable des ressources.

En associant des tests hydrodynamiques et des analyses pétrophysiques aux données de terrain, il est possible de mieux comprendre les propriétés des réservoirs et de réduire les incertitudes liées à leur hétérogénéité. Cette approche intégrée permet non seulement d'améliorer la précision des modèles géologiques, mais aussi de guider les stratégies d'exploitation pour maximiser l'efficacité et la durabilité des projets géothermiques dans des contextes géologiques complexes comme celui des Hauts-de-France.

2. APPLICATIONS GÉOTHERMIQUES DANS LES HAUTS-DE-FRANCE : ÉTAT DES LIEUX

2.1. Zones clés pour le développement géothermique dans le Carbonifère

Métropoles de Lille, Douai, Lens, Valenciennes : contextes énergétiques et besoins spécifiques

Les zones urbaines denses de Lille, Douai, Lens et Valenciennes constituent des cibles prioritaires pour le développement géothermique en raison de leurs besoins énergétiques élevés et de leur transition vers des solutions de long terme. La Métropole de Lille (MEL), avec une population de près de 1,2 million d'habitants, s'engage dans des initiatives visant à réduire sa dépendance aux énergies fossiles et à développer des réseaux de chaleur décarbonés. Douai, historiquement connue pour son activité industrielle, et le Valenciennois, caractérisé par ses infrastructures de transport et sa forte densité urbaine, nécessitent des solutions énergétiques stables pour répondre à la demande croissante d'énergie thermique, notamment pour les zones résidentielles et industrielles. La géothermie profonde, avec des températures adaptées au chauffage urbain et industriel, offre une solution idéale pour répondre à ces besoins. Ces zones bénéficient par ailleurs d'une proximité avec des structures géologiques favorables, telles que les structures faillées et les calcaires dinantiens, qui pourraient servir de réservoirs naturels pour les eaux géothermales.

Les formations de la Craie, localisées dans la couverture mésozoïque discordante au-dessus du substratum primaire, offrent également un potentiel considérable pour la géothermie très basse énergie, qu'il s'agisse d'exploitations sur nappe ou sur sondes, avec plusieurs démonstrateurs en Hauts-de-France ayant déjà confirmé son intérêt (Louart, 2020). Cette ressource constitue un levier majeur pour la transition énergétique régionale, en particulier pour répondre aux besoins diffus de chauffage et de rafraîchissement. À l'inverse, les grandes métropoles se tournent davantage vers des projets de géothermie profonde, adaptés à leurs besoins énergétiques plus concentrés et de grande ampleur. C'est dans ce second cadre, centré sur l'évaluation du potentiel géothermique des réservoirs carbonifères, que s'inscrit le présent article.

Avantages de la géothermie profonde pour les réseaux de chaleur et l'industrie

La géothermie profonde présente des atouts majeurs pour le déploiement de réseaux de chaleur dans les Hauts-de-France. Les eaux géothermales, avec des températures comprises entre 60 et 100 °C dans les réservoirs ciblés, sont particulièrement adaptées aux besoins de chauffage résidentiel et d'alimentation des infrastructures publiques, telles que les hôpitaux ou les écoles. En outre, pour les industries à forte demande thermique, telles que la métallurgie et les centres logistiques, la géothermie offre une source d'énergie stable, indépendante des fluctuations des prix des combustibles fossiles. Son caractère renouvelable et local contribue également à réduire les émissions de CO_2, répondant ainsi aux objectifs climatiques régionaux et nationaux. Enfin, en exploitant des infrastructures déjà existantes, comme les anciens forages ou les réseaux de distribution hérités de l'époque minière, la géothermie pourrait être intégrée à moindre coût dans ces zones clés.

2.2. Projets en cours et perspectives

Initiative de l'Université de Lille : intégration de la géothermie à des échelles superficielles et démonstrateurs

L'Université de Lille pilote un projet innovant de géothermie à faible profondeur destiné à intégrer des solutions énergétiques durables au sein de son campus de la Cité Scientifique, localisé à Villeneuve d'Ascq. Le projet, centré autour du bâtiment SN4, comprend l'installation de sondes géothermiques visant à exploiter les ressources thermiques des calcaires du Tournaisien (Dinantien inférieur, voir log Figure 2), situés à faible profondeur (50-100 m, avec des intervalles très productifs autour de 140 m) dans le secteur de la MEL. Outre la démonstration des avantages de la géothermie pour le chauffage des bâtiments, ce projet sert également de plateforme de recherche et de formation. Sur un autre secteur du campus (bâtiments M3-M5), il est envisagé d'intégrer des systèmes de récupération de chaleur fatale, provenant des centres de données, pour maximiser l'efficacité énergétique. Les données collectées dans le cadre de ce démonstrateur permettront d'améliorer les modèles hydrodynamiques et géothermiques, tout en offrant un outil pédagogique pour les étudiants en géosciences et ingénierie. Cette initiative est une étape importante vers la sensibilisation et l'adoption de la géothermie à petite échelle dans les zones urbaines.

Douaisis : exploration pour la géothermie profonde et gestion des risques associés

Le Douaisis est la cible de projets d'exploration des réservoirs profonds, notamment ceux des calcaires dinantiens, dans le but de fournir une source d'énergie renouvelable pour les réseaux de chaleur locaux et les besoins industriels (Guéant *et al.*, ce volume). L'objectif principal est d'identifier les structures géologiques qui contrôlent les écoulements d'eau chaude, telles que les failles et zones fracturées, tout en réduisant les incertitudes liées à la variabilité géologique des réservoirs. Les techniques actuelles de retraitement sismique et des forages d'exploration sont utilisés pour caractériser la productivité des réservoirs. Cependant, des défis persistent, notamment en ce qui concerne les risques associés au forage en profondeur, tels que la gestion des débits imprévisibles, les éventuels séismes induits, comme cela a été le cas sur le projet de Balmatt (Dinantien, Mol, Belgique) (Baisch *et al.*, 2022 ; Kinscher *et al.*, 2023) ou les interactions hydrodynamiques complexes. Ces projets d'exploration et de mise en production visent non seulement à produire de l'énergie géothermique tout en développant des méthodologies pour une gestion optimale des risques, renforçant ainsi la confiance des investisseurs et des décideurs publics.

La géothermie minière : illusion ou réel potentiel ?

Les anciennes galeries et puits d'extraction des mines souterraines d'Europe, (notamment de charbon) offrent un réseau de circulation privilégié pour les eaux souterraines. On parle alors d' "eaux de mines". En Europe, l'usage de ces eaux de mines à des fins de géothermie est à l'étude dans plusieurs pays, tels que la Hollande (projet MineWater à Heerlen (Verhoeven *et al.*, 2014)). En Hauts-de-France, l'étendue du réseau de galeries (~ 100 000 km (Meilliez, 2020)) et de puits hérités de l'exploitation du charbon dans le Carbonifère supérieur (Westphalien, Namurien) et l'activité minière historique constituent à la fois un défi et une opportunité pour le développement de la géothermie sur eaux de mines. Ces anciennes infrastructures, situées à diverses profondeurs, offrent des températures modérées (40-60 °C) qui pourraient être exploitées pour des applications de chauffage local.

Dans le bassin minier du Nord-Pas-de-Calais, le principal frein est l'ennoiement pour l'instant limité des anciennes galeries (sauf à l'Est de la région, avec à l'horizon 2030, un potentiel géothermique sur Wallers, Anzin, Quiévrechain, Raismes, Fresnes-sur-Escaut, Condé-sur-Escaut, Saint-Saulve, où la situation est similaire à celle des bassins belges ou lorrains, complètement ennoyés). Du fait d'un manque de données publiées, le potentiel exact reste cependant prospectif, mais des études préliminaires suggèrent que l'eau accumulée dans les galeries les plus profondes pourrait servir de réservoir géothermique (production et/ou stockage) (Louart *et al.*, 2017), comme le montrent des études de pré-faisabilité dans le bassin houiller de Liège (Service public de Wallonie, 2024), à condition de maîtriser les flux hydrodynamiques et les pertes thermiques.

Cependant, des défis techniques, environnementaux et législatifs persistent, notamment la stabilité des galeries, la gestion de la qualité des eaux souvent chargées en métaux lourds, l'évaluation des impacts à long terme sur le système hydrogéologique régional ou encore les permis miniers d'exploitation et de recherche en gaz. Si ces obstacles peuvent être surmontés, la géothermie minière pourrait devenir une solution innovante pour la reconversion des territoires post-miniers, contribuant ainsi à la revitalisation énergétique et économique de la région.

3. DÉFIS TECHNIQUES ET SCIENTIFIQUES

L'exploitation des ressources géothermiques dans les Hauts-de-France présente plusieurs défis techniques et scientifiques qui doivent être surmontés pour maximiser l'efficacité et la durabilité des projets.

3.1. Hétérogénéité des réservoirs et prédiction de la géométrie des calcaires

Les formations réservoirs des calcaires du Dinantien, bien que prometteuses pour l'exploitation géothermique,

présentent une hétérogénéité significative due à leur structure fracturée et karstifiée, compliquant la prédiction précise de leur géométrie. Ces calcaires, datant du Carbonifère inférieur, montrent une variabilité importante en termes de profondeur et de structure interne, allant de formations peu profondes dans la région de Lille à des profondeurs atteignant près de 7 000 mètres dans le sud de la zone d'étude (Laurent *et al.*, 2021b). Les réseaux de fractures et de karsts influencent fortement la circulation des fluides géothermiques, offrant un potentiel de productivité élevé pour des températures comprises entre 60 et 140 °C.

Les modèles géologiques 3D, intégrant des données sismiques retraitées et des observations de terrain, sont essentiels pour cartographier ces structures complexes. Par exemple, l'étude de Laurent *et al.* (2021) a utilisé 532 km de profils sismiques et 1 128 forages pour modéliser la structure du front varisque nordique, fournissant une image détaillée de la géométrie des calcaires du Dinantien. L'intégration de centaines de kilomètres de données sismiques supplémentaires, actuellement non retraitées, pourrait permettre d'affiner le modèle géologique régional. En outre, les études sismostratigraphiques dans le sud des Pays-Bas et le nord de la Belgique révèlent des variations significatives dans l'épaisseur et la composition des couches calcaires dinantiennes, influencées par des cycles de transgression et de régression marines (Adams and Vandenberghe, 1999). Ces variations influencent la structure interne des réservoirs et doivent être prises en compte dans les modèles géologiques pour une évaluation précise du potentiel géothermique. Les recherches sur la structure, la stratigraphie et l'histoire de circulation des fluides géologiques au sein des formations du Dinantien dans le sud de l'Angleterre, du sud de la Belgique, et maintenant du nord de la France mettent en lumière l'importance des processus tectoniques, d'interactions fluide-roche et diagénétiques dans la formation de ces réservoirs (Gutteridge, 1991 ; Muchez *et al.*, 1995).

En somme, l'étude de l'hétérogénéité des réservoirs calcaires du Frasnien et du Dinantien nécessite une approche intégrée combinant des techniques avancées de modélisation 3D et des données géologiques détaillées. Cette approche permettra de surmonter les défis liés à la variabilité géologique et de maximiser l'exploitation des ressources géothermiques dans les Hauts-de-France.

3.2. Amélioration des techniques de forage et détection des zones productives

L'optimisation des techniques de forage est cruciale pour améliorer l'efficacité et la sécurité des opérations géothermiques. L'intégration de technologies de forage directionnel permet de naviguer précisément à travers les formations profondément enfouies, réduisant ainsi les risques d'intersection avec des structures géologiques imprévues. Les capteurs en temps réel jouent un rôle essentiel en fournissant des données instantanées sur les conditions de forage, permettant des ajustements rapides pour éviter les obstacles et maximiser la productivité. Ces capteurs peuvent détecter les zones fracturées, qui sont souvent plus perméables et donc plus productives pour l'exploitation géothermique.

En outre, l'utilisation de méthodes avancées de stimulation des réservoirs, telles que la stimulation hydraulique contrôlée, peut considérablement améliorer la circulation des fluides géothermiques si besoin. Cette technique consiste à injecter des fluides sous haute pression pour rouvrir des fractures déjà existantes dans la roche, augmentant ainsi la surface de contact entre le fluide et la roche, et facilitant l'extraction de la chaleur et la connexion du puits au réservoir perméable. Cependant, il est impératif de réaliser ces opérations avec un contrôle rigoureux pour minimiser les perturbations du champ de contraintes tectoniques et du régime hydraulique des réservoirs.

L'intégration de ces technologies et méthodes permet non seulement d'augmenter la productivité des puits géothermiques, mais aussi de prolonger leur durée de vie en optimisant l'exploitation des ressources disponibles. Une approche intégrée, combinant forage directionnel, surveillance en temps réel puis stimulation contrôlée des réservoirs, est essentielle pour le développement pérenne et efficace des projets géothermiques.

3.3. Approches interdisciplinaires et effet de barrière

L'effet de barrière désigne la difficulté rencontrée lorsque les expertises restent cloisonnées dans leurs disciplines respectives, limitant la circulation de l'information et la mise en place de solutions intégrées. Dans le domaine géothermique, cet effet peut freiner l'innovation technologique, ralentir l'optimisation des modèles prédictifs et compliquer la prise de décision partagée entre acteurs scientifiques, techniques et institutionnels.

Pour optimiser l'exploitation des ressources géothermiques, une approche interdisciplinaire est essentielle. Géoscientifiques, ingénieurs et modélisateurs hydrauliques collaborent pour comprendre et gérer les systèmes géothermiques complexes. Les géoscientifiques analysent la structure et la dynamique des réservoirs, les ingénieurs développent des technologies de forage adaptées, et les modélisateurs simulent les flux de fluides et de chaleur. Cette intégration permet de créer des modèles prédictifs précis, validés par des données de terrain collectées via des piézomètres et des instruments de surveillance continue. Ces outils fournissent des informations en temps réel sur les variations de pression, de température, de débit et de chimie, permettant d'ajuster les stratégies d'exploitation pour maximiser l'efficacité et la durabilité des projets géothermiques.

Le *monitoring* (ou suivi instrumenté) continu joue un rôle crucial dans la gestion des projets géothermiques. Il permet de suivre des indicateurs clés de performance (KPI)

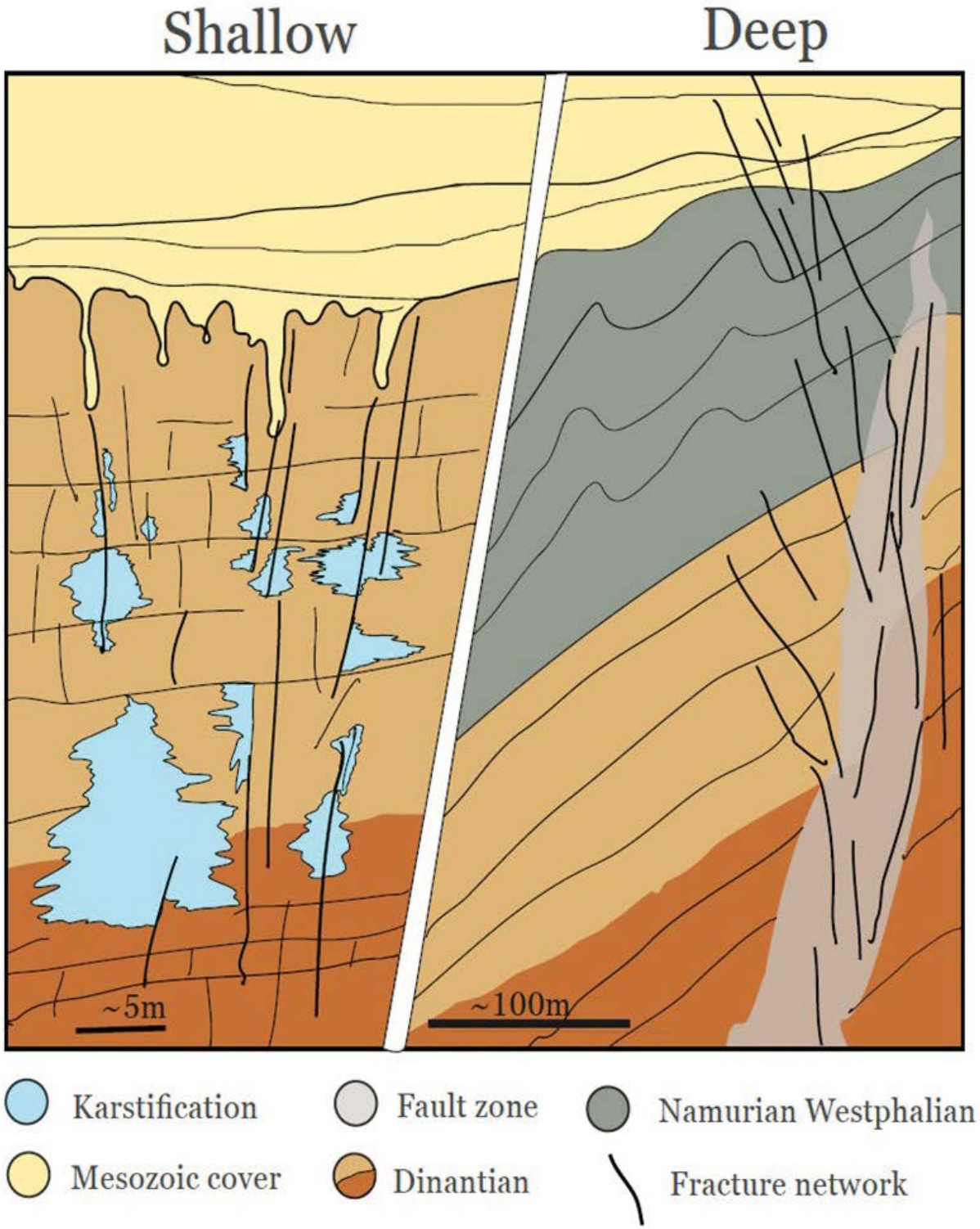


Fig. 6. Schémas conceptuels illustrant les géométries contrastées du réservoir dinantien à des niveaux structuraux superficiels et profonds. Le contexte superficiel (à gauche) se caractérise par une karstification intense (bleu) au sein des calcaires dinantiens (brun), recouverts par des formations mésozoïques (jaune) et recoupés par un réseau dense de fractures. Le contexte profond (à droite) montre les unités réservoirs dinantiennes (brun) enfouies sous les sédiments namuriens–westphaliens (vert) et affectées par de larges zones de failles (gris) associées à des réseaux de fractures pénétrants. Ces modèles schématiques mettent en évidence la complexité structurale et hydrogéologique du réservoir à différentes échelles de profondeur, constituant une base pour la définition de modèles conceptuels géothermiques dans la région HdF.
Fig 6. Conceptual sketches illustrating contrasting geometries of the Dinantian reservoir at shallow and deep structural levels. The shallow setting (left) is characterized by intense karstification (blue) within the Dinantian limestones (brown), overlain by Mesozoic cover (yellow), and intersected by dense fracture networks. The deep setting (right) shows the Dinantian reservoir units (brown) buried beneath Namurian–Westphalian sediments (green) and affected by large-scale fault zones (grey) associated with pervasive fracture networks. These schematic models highlight the structural and hydrogeological complexity of the reservoir across depth scales, providing a basis for defining geothermal conceptual models in the HdF region.

tels que la productivité des puits, l'efficacité énergétique et les coûts opérationnels. Ces KPI sont essentiels pour évaluer la rentabilité économique des projets et pour guider la prise de décision éclairée. La transparence des données de monitoring favorise également la confiance des investisseurs et des parties prenantes, en démontrant la viabilité et la performance des installations géothermiques.

En outre, l'analyse des données de monitoring permet d'identifier rapidement les anomalies et de prendre des mesures correctives, minimisant ainsi les risques opérationnels et environnementaux. Cette approche proactive contribue à la stabilité économique des projets et renforce leur acceptabilité sociale. En intégrant des marqueurs économiques et en assurant une communication transparente, les projets géothermiques peuvent bénéficier d'un soutien accru de la part des communautés locales et des décideurs politiques, facilitant ainsi leur intégration dans le paysage énergétique régional.

Dépasser l'effet de barrière dans ce type d'investigation suppose de mettre en place des plateformes collaboratives où les données, les modèles et les retours d'expérience sont partagés entre disciplines et acteurs. L'usage de bases de données communes, de protocoles standardisés de monitoring et la co-construction d'indicateurs techno-économiques constituent des leviers concrets pour renforcer l'intégration et assurer le succès des projets géothermiques. À titre d'exemple, le démonstrateur SN5 constitue un terrain d'expérimentation privilégié, favorisant l'articulation entre recherche académique, innovation technologique et suivi opérationnel. De même, l'ancrage à l'échelle régionale d'une dynamique scientifique et industrielle est indispensable : il repose sur la structuration d'écosystèmes multi-acteurs, capables de mutualiser leurs données et savoir-faire. Enfin, des initiatives nationales telles que les PEPR (Programmes et Équipements Prioritaires de Recherche) jouent un rôle moteur en fédérant communautés scientifiques et partenaires institutionnels autour de projets pilotes, accélérant ainsi le transfert des connaissances et l'appropriation des solutions par les territoires.

3.4. Impacts économiques et environnementaux

3.4.1. Réduction de la dépendance aux énergies fossiles

Le développement de la géothermie dans les Hauts-de-France joue un rôle crucial dans la réduction de la dépendance aux énergies fossiles. En exploitant les ressources géothermiques locales, la Région peut diversifier son mix énergétique, réduisant ainsi sa consommation de combustibles fossiles tels que le charbon, le pétrole et le gaz naturel. Cette transition vers des sources d'énergie renouvelable stabilise les prix de l'énergie, qui sont souvent volatils en raison des fluctuations des marchés internationaux des combustibles fossiles (Hughes, 2013). De plus, la géothermie contribue à la réduction des émissions de gaz à effet de serre (GES), principalement le dioxyde de carbone (CO_2), associées à la combustion des énergies fossiles. Cette diminution de l'empreinte carbone régionale est essentielle pour atteindre les objectifs climatiques fixés par l'Accord de Paris, qui vise à limiter le réchauffement climatique bien en dessous de 2 °C par rapport aux niveaux préindustriels (UNFCCC, 2015). En adoptant la géothermie, les Hauts-de-France peuvent jouer un rôle actif dans la lutte contre le changement climatique et promouvoir un développement durable.

3.4.2. Contribution à l'autonomie énergétique régionale

L'exploitation des ressources géothermiques locales renforce l'autonomie énergétique des Hauts-de-France. En produisant de l'énergie à partir de sources locales, la région réduit sa dépendance aux importations d'énergie, ce qui la rend moins vulnérable aux perturbations géopolitiques et aux fluctuations des marchés énergétiques mondiaux (Goldstein *et al.*, 2014). Cette autonomie accrue améliore la résilience économique de la région, en garantissant un approvisionnement énergétique stable et prévisible.

De plus, l'autonomie énergétique favorise la sécurité énergétique, un élément clé pour le développement économique et la stabilité sociale. En diversifiant ses sources d'énergie, la région peut mieux gérer les risques liés à l'approvisionnement et assurer une transition énergétique plus fluide. Cette autonomie renforce également la capacité de la région à innover et à adopter de nouvelles technologies énergétiques, contribuant ainsi à un développement économique durable (Lopez *et al.*, 2019 ; Weinand *et al.*, 2019) Pour assurer une transition énergétique réussie et globale vers la géothermie, il est impératif de dispenser une formation de qualité à destination des acteurs, y compris en formation continue, qui intègre les enjeux énergétiques actuels. Les programmes éducatifs doivent être fondés sur une rigueur scientifique solide, couvrant non seulement les aspects techniques de la géothermie, mais aussi les défis économiques, environnementaux et sociaux associés. Cette approche holistique permet de former des professionnels capables de comprendre et de gérer les complexités inhérentes aux projets géothermiques.

Les institutions académiques et les centres de recherche jouent un rôle crucial dans cette démarche en développant des cursus interdisciplinaires qui combinent géosciences, ingénierie, gestion de l'énergie et sciences sociales (Newson *et al.*, 2022). Ces formations doivent être accessibles à un public diversifié, incluant des professionnels en reconversion, afin de mobiliser un large éventail de compétences et d'expériences. Ce type de formation est un investissement pour l'avenir, assurant aux apprenants une intégration dans le tissu socio-économique. L'intégration des enjeux énergétiques dans les filières économiques favorise une compréhension plus large des bénéfices de la géothermie, facilitant ainsi l'acceptation sociale et l'engagement autour des projets.

L'exemple de l'Islande (Barich *et al.*, 2022) où le concept de "social licensing" a été mis en œuvre avec succès (Fernández Fuentes *et al.*, 2022), illustre l'importance de l'engagement communautaire et de la transparence dans le développement de projets géothermiques. En formant des professionnels capables de communiquer efficacement avec les parties prenantes et de prendre en compte les préoccupations locales, il est possible de créer un environnement propice à l'acceptation et à l'intégration de la géothermie.

3.4.3. Création d'emplois et dynamisation économique

Le secteur géothermique offre des opportunités significatives pour la création d'emplois locaux, couvrant un large éventail d'activités allant de l'exploration et du forage à la gestion et à la maintenance des installations géothermiques. Le développement de ces projets nécessite une main-d'œuvre qualifiée, stimulant ainsi la formation professionnelle et le transfert de compétences (Umam *et al.*, 2020). Les plateformes universitaires et les centres de recherche jouent un rôle clé dans la formation de cette nouvelle génération de professionnels, en offrant des programmes spécialisés en géosciences, ingénierie et gestion de l'énergie.

En outre, le développement de la géothermie favorise l'émergence de nouvelles filières industrielles, telles que la fabrication d'équipements géothermiques et les services de maintenance spécialisés, les fluides géothermaux ayant leur spécificité (corrosivité, hautes températures). Ces nouvelles industries ou la conversion d'industries para-pétrolières vers les secteurs géothermiques, stimulent l'innovation et la croissance économique, en créant des emplois qualifiés et en attirant des investissements dans la région, à l'échelle nationale ou à l'échelle européenne, renforçant ainsi la compétitivité (Livescu and Dindoruk, 2025). Le portfolio énergétique bas-carbone permet une dynamisation économique résultant de ces activités et contribue à la revitalisation des zones post-industrielles ainsi qu'à l'amélioration de la qualité de vie des habitants (bassin d'emploi, qualité environnementale) (Zheng *et al.*, 2021).

CONCLUSION

La géothermie représente un levier stratégique pour la transition énergétique dans les Hauts-de-France. Les formations calcaires du Dinantien offrent un potentiel géothermique significatif, qui peut être exploité pour répondre aux besoins énergétiques des zones urbaines et industrielles. Les avancées récentes en modélisation 3D et en techniques de forage ouvrent de nouvelles perspectives pour une exploitation durable et efficace de ces ressources. Pour concrétiser ces opportunités, il est essentiel de poursuivre les efforts d'exploration et de recherche. Une collaboration étroite entre les acteurs académiques, industriels et publics est nécessaire pour surmonter les défis techniques et économiques. En investissant dans des projets pilotes et en développant des technologies innovantes, les Hauts-de-France peuvent devenir une région pionnière en matière de reconversion énergétique en région post-minière, contribuant ainsi à un avenir énergétique durable.

Remerciements : Nous remercions nos collègues du BRGM pour leur expertise en retraitement sismique (Laure Capar et Stéphane Marc) et en modélisation 3D (Séverine Caritg-Monnot).

BIBLIOGRAPHIE

Adams R. & Vandenberghe N. (1999). – The Meuse section across the Condroz–Ardennes (Belgium) based on a predeformational sediment wedge. *Tectonophysics*, 309 : 179–195. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00138-9

Arndt M. (2021). – 3D modelling of the Lower Carboniferous (Dinantian) as an indicator for the deep geothermal potential in North Rhine-Westphalia (NRW, Germany). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 172 : 307–324. https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0279

Averbuch O., Mansy J.-L., Lamarche J., Lacquement F. & Hanot F. (2004). – Geometry and kinematics of the Boulonnais fold-and-thrust belt (N France): implications for the dynamics of the Northern Variscan thrust front. *Geodinamica Acta*, 17 : 163–178. https://doi.org/10.3166/ga.17.163-178

Baisch S., Koch C., Rothert E., Seidemann M. & Vörös R. (2022). – Seismicity in Flanders.

Barich A., Stokłosa A.W., Hildebrand J., Elíasson O., Medgyes T., Quinonez G., Casillas A.C. & Fernandez I. (2022). – Social license to operate in geothermal energy. *Energies*, 15 : 139. https://doi.org/10.3390/en15010139

Bourdelle F., Dubois M., Lloret E., Durand C., Addad A., Bounoua S., Ventalon S. & Recourt P. (2021). – Kaolinite-to-chlorite conversion from Si,Al-rich fluid-origin veins/Fe-rich Carboniferous shale interaction. *Minerals*, 11 : 804. https://doi.org/10.3390/min11080804

Dezayes C., Lacquement F., Capar L. & Maury J. (2024). – Le réservoir géothermique carbonaté du Dinantien dans les Hauts-de-France. Rapport final V1. *BRGM/RP-73090-FR*, 125 p., 69 fig., 7 tab., 3 ann.

Fernández Fuentes I., Barich A., Baisch C., Bodo B., Elíasson O., Falcone G., Friederichs G., De Gregorio M., Hildebrand J., Ioannou A., Medgyes T., Miklovicz T., Pérez P. & Pinto M.T. (2022). – The CROWDTHERMAL project: creating public acceptance of geothermal energy and opportunities for community financing. *Energies*, 15 : 8310. https://doi.org/10.3390/en15218310

Gutteridge P. (1991). – Aspects of Dinantian sedimentation in the Edale Basin, North Derbyshire. *Geological Journal*, 26 : 245–269. https://doi.org/10.1002/gj.3350260305

Kinscher J.L., Broothaers M., Schmittbuhl J., De Santis F., Laenen B. & Klein E. (2023). – First insights to the seismic response of the fractured Carboniferous limestone reservoir at the Balmatt geothermal doublet (Belgium). *Geothermics*, 107 : 102585. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102585

Lacquement F., Mansy J.-L., Hanot F. & Meilliez F. (1999). – Retraitement et interprétation d'un profil sismique pétrolier méridien au travers du Massif paléozoïque ardennais (Nord de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA – Earth and Planetary Science*, 329 : 471–477. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)80020-8

Lacquement F., Averbuch O., Mansy J.-L., Szaniawski R. & Lewandowsk M. (2005). – Transpressional deformations at lateral boundaries of propagating thrust-sheets: the example of the Meuse Valley Recess within the Ardennes Variscan fold-and-thrust belt (N France–S Belgium). *Journal of Structural Geology*, 27 : 1788–1802.

Lagrou D., Petitclerc E., Hoes H., Dupont N. & Laenen B. (2015). – Geothermal energy use, country update for Belgium. *World Geothermal Congress 2015*, Melbourne.

Laurent A. (2021). – Modélisation géologique 3D du bassin houiller du Nord–Pas-de-Calais et de son substratum dévonien–carbonifère inférieur : vers une meilleure définition des réservoirs géothermiques profonds. Thèse de doctorat, Université de Lille.

Laurent A., Averbuch O., Beccaletto L., Graveleau F., Lacquement F., Capar L. & Marc S. (2021). – 3-D structure of the Variscan thrust front in northern France : new insights from seismic reflection profiles. *Tectonics*, 40 : e2020TC006642. https://doi.org/10.1029/2020TC006642

Laurent A., Beccaletto L., Averbuch O., Graveleau F., Lacquement F., Caritg S., Marc S. & Capar L. (2021). – Modelling the 3D geometry of the Dinantian carbonate geothermal reservoir in northern France. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 172.

Licour L. (2014). – The geothermal reservoir of Hainaut: the result of thermal convection in a carbonate and sulfate aquifer. *Geologica Belgica*.

Livescu S. & Dindoruk B. (2025). – *Geothermal energy engineering: technology transfer with the oil and gas industry*. Elsevier.

Lopez F., Pellegrino M. & Coutard O. (2019). – *Local energy autonomy : spaces, scales, politics*.

Louart J., Louart O., Delacroix D. & Beckelynck J. (2017). – Potentiel géothermique basse énergie sur aquifères profonds et sur eaux de mines en région Hauts-de-France. Rapport final. *BRGM/RC-66768-FR*, tomes 1–3.

Louart O. (2020). – La géothermie très basse énergie en Hauts-de-France : analyse de deux cas d'étude démonstrateurs de son potentiel. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 27 : 23–36. https://doi.org/10.54563/asgn.253

Mamet B., Claeys P., Herbosch A., Préat A. & Wolfowicz P. (1986). – La "Grande Brèche" viséenne (V3a) des bassins de Namur et de Dinant (Belgique) est probablement une brèche d'effondrement. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 95 : 151.

Meilliez F. (2020). – Le gisement houiller du Nord–Pas-de-Calais, de la fin du XVIII[e] siècle au XXIV[e] siècle… au moins. *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie*, 3[e] série, 34 : 71–99.

Meilliez F., Baele J.-M., Delcambre B., Goemaere E., Lacquement F., Marion J.-M. & Mottequin B. (2020). – Coup d'œil sur le Massif ardennais. Une excursion en quelques points clés. *Geologica Belgica*, 154.

Mercier E., De Putter T., Herbosch A. & Mansy J.-L. (1994). – L'écaille des Gaux (Ardennes belges) : un exemple d'évolution tectono-sédimentaire complexe lors du développement d'un pli de propagation. *Geologische Rundschau*, 83 : 170–179. https://doi.org/10.1007/BF00211900

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 : 429–442. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.5.429

Mraz E., Moeck I. & Bissmann S. (2018). – Multiphase fossil normal faults as geothermal exploration targets in the Western Bavarian Molasse Basin : case study Mauerstetten. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 169.

Mraz E., Wolfgramm M., Moeck I.S. & Thuro K. (2019). – Diagenesis of the Upper Jurassic carbonate rocks within deep geothermal boreholes of the North Alpine Foreland Basin in Germany. In : Shakoor A. & Cato K. (Eds.), *IAEG/AEG Annual Meeting Proceedings, San Francisco, California, 2018 – Volume 4*. Springer International Publishing, Cham : 67–73. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93133-3_9

Muchez Ph., Slobodnik M., Viaene W.A. & Keppens E. (1995). – Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sedimentary Geology*, 96 : 191–200. https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)00118-E

Newson J.A., Trullenque G., Bossennec C., Sass I., Šadek S., Gautason B. & Greene R.M. (2022). – Graduate geothermal training in the European Economic Area. In : *New Zealand Geothermal Workshop*, Auckland, New Zealand.

Pauwels J., Salah S., Vasile M., Laenen B. & Cappuyns V. (2021). – Characterization of scaling material obtained from the geothermal power plant of the Balmatt site, Mol. *Geothermics*, 94 : 102090. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102090

Potten M., Sellmeier B., Mraz E. & Thuro K. (2019). – Geomechanical investigation of high priority geothermal strata in the Molasse Basin, Bavaria, Germany. In : Shakoor A. & Cato K. (Eds.), *IAEG/AEG Annual Meeting Proceedings, San Francisco, California, 2018 – Volume 2*. Springer International Publishing, Cham : 21–26. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93127-2_4

Rouchy J.M., Laumondais A. & Groessens E. (1987). – The Lower Carboniferous (Visean) evaporites in northern France and Belgium : depositional, diagenetic and deformational guides to reconstruct a disrupted evaporitic basin. In : Peryt T.M. (Ed.), *Evaporite Basins*. Springer, Berlin, Heidelberg : 31–67. https://doi.org/10.1007/BFb0010099

Service Public De Wallonie (2024). – Appel à projets pour la réalisation du projet pilote dans le bassin minier de Liège (mines de Patience et Beaujonc), juillet 2024. Site Énergie du Service public de Wallonie. [Consulté le 2 septembre 2025]. https://energie.wallonie.be/fr/geothermie.html?IDC=10265

Umam M.F., Susilo J., Purba D.P. & Adityatama D.W. (2020). – Design of geothermal drilling training curriculum as the implementation of the national competence standard on onshore drilling. *IOP Conference Series : Earth and Environmental Science*, 417 : 012016. https://doi.org/10.1088/1755-1315/417/1/012016

Verhoeven R., Willems E., Harcouët-Menou V., De Boever E., Hiddes L., Veld P.O. & Demollin E. (2014). – Minewater 2.0 project in Heerlen (The Netherlands): transformation of a geothermal mine water pilot project into a full scale hybrid sustainable energy infrastructure for heating and cooling. *Energy Procedia*, 46 : 58–67. https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.01.158

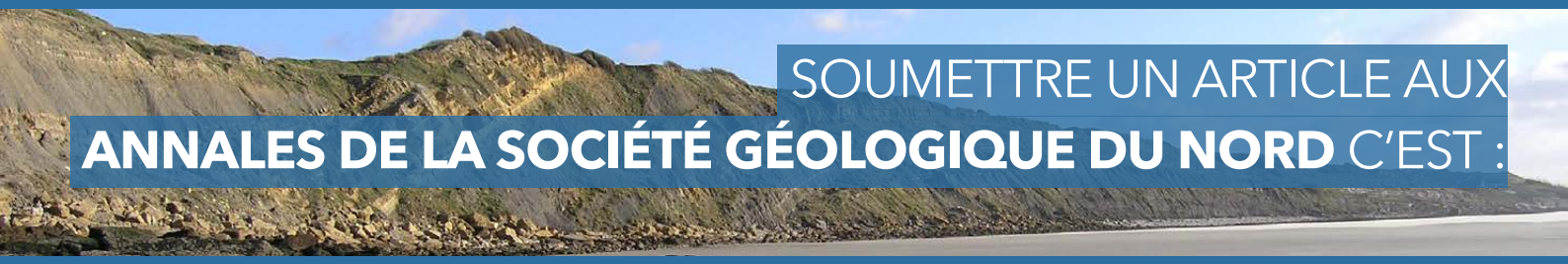
Weinand J.M., Mckenna R., Kleinebrahm M. & Mainzer K. (2019). – Assessing the contribution of simultaneous heat and power generation from geothermal plants in off-grid municipalities. *Applied Energy*, 255 : 113824. https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2019.113824

Zheng J., Shao X., Liu W., Kong J. & Zuo G. (2021). – The impact of the pilot program on industrial structure upgrading in low-carbon cities. *Journal of Cleaner Production*, 290 : 125868. https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2021.125868

10 BONNES RAISONS

PUBLIER DANS

LES ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD



SOUMETTRE UN ARTICLE AUX ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD C'EST :

1 Pas de limite de taille/contenu

Vous permettant de soumettre des **manuscrits longs** intégrant des jeux de données conséquents **ou des articles courts** sur une thématique particulière, des développements méthodologiques en cours, des découvertes récentes…

2 Des relectures de qualité

Nous sommes extrêmement attentifs au choix des relecteurs sollicités, comme en témoigne notre **comité éditorial composé d'experts internationaux** dans toutes les disciplines de la recherche sur la Géologie.* Nous prônons **des relectures constructives**, en particulier pour les jeunes chercheurs.

3 La possibilité de publier en anglais ou en français

4 Défendre une société savante

Défendre la Société Géologique du Nord et son indépendance face aux grands éditeurs scientifiques anglo-saxons.

5 Être connu, reconnu

Et **s'intégrer à la communauté** de recherche sur la Géologie, en particulier régionale, fédérée par la SGN (plus de 170 adhérents dont 11 entités associatives, entreprises, établissements de médiation scientifique…)

6 Une diffusion internationale

Plus de 17 abonnés institutionnels (universités, instituts…) en France, Belgique, Maroc, Etats-Unis, Canada, Chine…

7 Piloter des fascicules thématiques

Possible en tant qu'éditeur-invité

Exemples : Energies citoyennes au service de la transition énergétique (2018), Bassin minier du Nord – Pas-de-Calais (2017), séance spécialisée à la mémoire d'Antoine Bonte « L'urbain c'est demain ! Les enjeux naturels du développement urbain (2013), Géologie des régions de France et des pays environnants (2012)

8 Publication rapide en *open access*

De vos articles, grâce à **la mise en ligne des épreuve**s.

9 Attribution d'un DOI à vos articles

10 Gratuit !

Directeur de la Publication :
Benoît Poncelet (bponcelet@caue-nord.com)

Rédacteur en chef :
Nicolas Tribovillard (nicolas.tribovillard@univ-lille.fr)

Plus d'informations : sgn.univ-lille.fr

* sgn.univ-lille.fr/editions-sgn

SGN
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 87-92, 2025

STRATÉGIE DE DÉCARBONATION ET PERSPECTIVES : EXEMPLE DU SYSTÈME HYDROTHERMAL DE DOUAI

Decarbonization Strategy and Perspectives: Example of the Douai Hydrothermal System

Thomas Guéant
ENGIE, Direction Géothermie, 1 place Samuel de Champlain, Faubourg de l'Arche, 92930 Paris la Défense – France
Nicolas Monneyron
ENGIE, Direction Géothermie, 1 place Samuel de Champlain, Faubourg de l'Arche, 92930 Paris la Défense – France
Hugo Duwiquet
ENGIE, Direction Géothermie, 1 place Samuel de Champlain, Faubourg de l'Arche, 92930 Paris la Défense – France
Nicolas Fréchin
ANTEA France, 803 Boulevard Duhamel du Monceau ZAC du Moulin – 45166 Olivet
Franck Hanot
CDP Consulting, 7 Boulevard Chanzy – 41000 Blois
Florian Miquelis
CDP Consulting, 7 Boulevard Chanzy – 41000 Blois
Mathieu Darnet
BRGM, 3 avenue Claude Guillemin – 45100 Orléans
ISTO, UMR 7327, Université d'Orléans, CNRS, BRGM, 45071, Orléans
Patrick Robert
Smart Seismic Solutions (S3) 68 Boulevard de Sébastopol – 75003 Paris

Résumé

Ce court article résume la présentation orale effectuée par ENGIE Solutions le 22 février 2024 lors de la journée de sensibilisation régionale à la géothermie profonde en région Hauts-de-France. Ce texte décrit le cadre du projet de décarbonation par la géothermie sur le site de RENAULT Douai. La démarche entreprise par ENGIE Solutions, et ses partenaires, est expliquée, ainsi que les enjeux de chaque étape.

Abstract

This short article summarizes the oral presentation made by ENGIE Solutions on February 22, 2024 during the regional awareness day on deep geothermal energy in Hauts-de-France region. This text describes the framework of the geothermal decarbonization project on the RENAULT Douai site. The approach undertaken by ENGIE Solutions and its partners is explained, as well as the challenges of each stage.

1. LES DÉFIS ET OPPORTUNITÉS DE LA DÉCARBONATION

Depuis 1984, ENGIE Solutions s'illustre par son rôle prépondérant dans le développement de la géothermie, en guidant les territoires et les industries vers des solutions innovantes, efficientes et pérennes. Au cours de la dernière décennie, ENGIE Solutions et ses partenaires ont investi plus de 300 millions d'euros dans des infrastructures géothermiques, réalisant 21 forages. ENGIE Solutions, en étroite collaboration avec le BRGM et des bureaux d'études spécialisés (ANTEA, CDP Consulting), inscrit sa stratégie exploratoire dans une méthodologie visant à minimiser les risques.

Dans un contexte marqué à la fois par un réchauffement climatique, et par la raréfaction des énergies fossiles et l'envolée de leur prix, la géothermie émerge comme une solution prometteuse. Dans cette optique, le sous-sol des Hauts-de-France présente, à première vue, des caractéristiques naturelles propices au développement de la production de chaleur locale et décarbonée. De ce fait, Engie Solutions a fait le choix de s'impliquer dans un projet ambitieux de géothermie, et cette courte présentation récapitule de façon synthétique, les différentes étapes du projet. Les phases présentées ici peuvent servir d'exemple illustrant les études conduites en matière de stratégie de décarbonation de l'énergie dans le domaine de la géothermie. De l'approfondissement des connaissances géologiques aux techniques avancées d'acquisition sismique et leur réplicabilité, en passant par la planification stratégique des forages, le système hydrothermal de Douai incarne parfaitement le développement ambitieux d'un projet de décarbonation géothermique orchestré par ENGIE Solutions.

2. UN PROJET DE GÉOTHERMIE EXPLORATOIRE

L'usine Renault de Douai a pris l'engagement ambitieux d'atteindre la neutralité carbone d'ici 2025 pour son site de production. Pour concrétiser cette vision, elle a confié à

ENGIE Solutions la responsabilité de mener ce projet à bien. ENGIE Solutions a développé une approche innovante reposant sur un mix énergétique diversifié incluant la géothermie profonde. Cette stratégie vise à décarboner jusqu'à 67 % des besoins thermiques de l'usine avec une réduction significative des émissions de CO_2 d'environ 40 000 tonnes par an.

Pour concrétiser cet objectif dans les délais impartis, un programme de géosciences a été mis en place sur une période de neuf mois (Figure 1).

Afin de garantir le succès de cette opération, en conformité avec les principes de la SAF Environnement, le programme proposé conjugue recherche approfondie et expertise technique (Figure 2). Les lignes directrices de la SAF assurent la gestion des risques géologiques du projet (garantie à court terme) le catégorisant comme étant exploratoire, spécifiquement en segment 3.

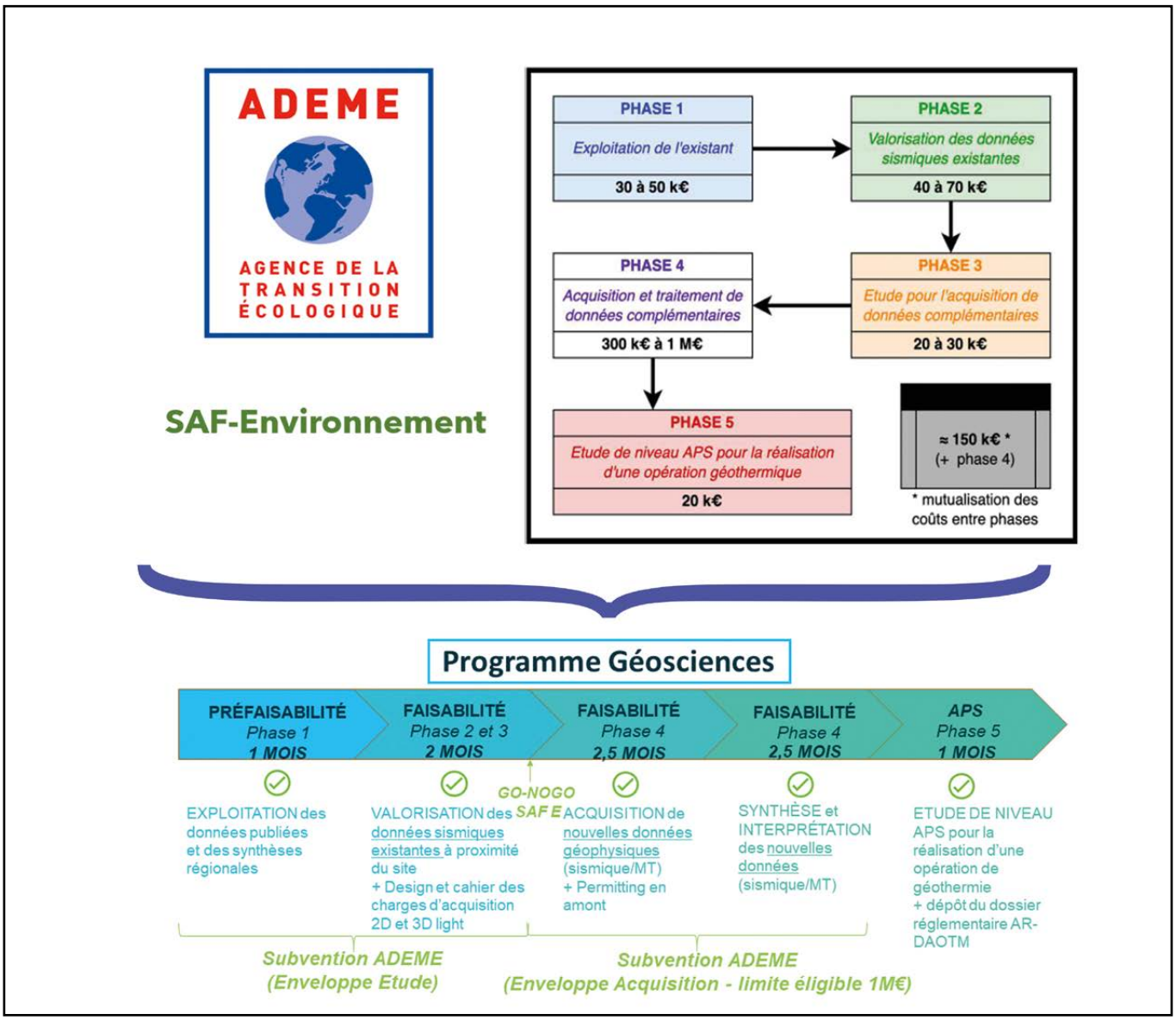


Figure 1 : Schéma de *derisking* SAF-E et phasage du programme de géoscience mis en place sur le système hydrothermal de Douai.
Figure 1: SAF-E derisking diagram and phasing of the geoscience program implemented on the Douai hydrothermal system.

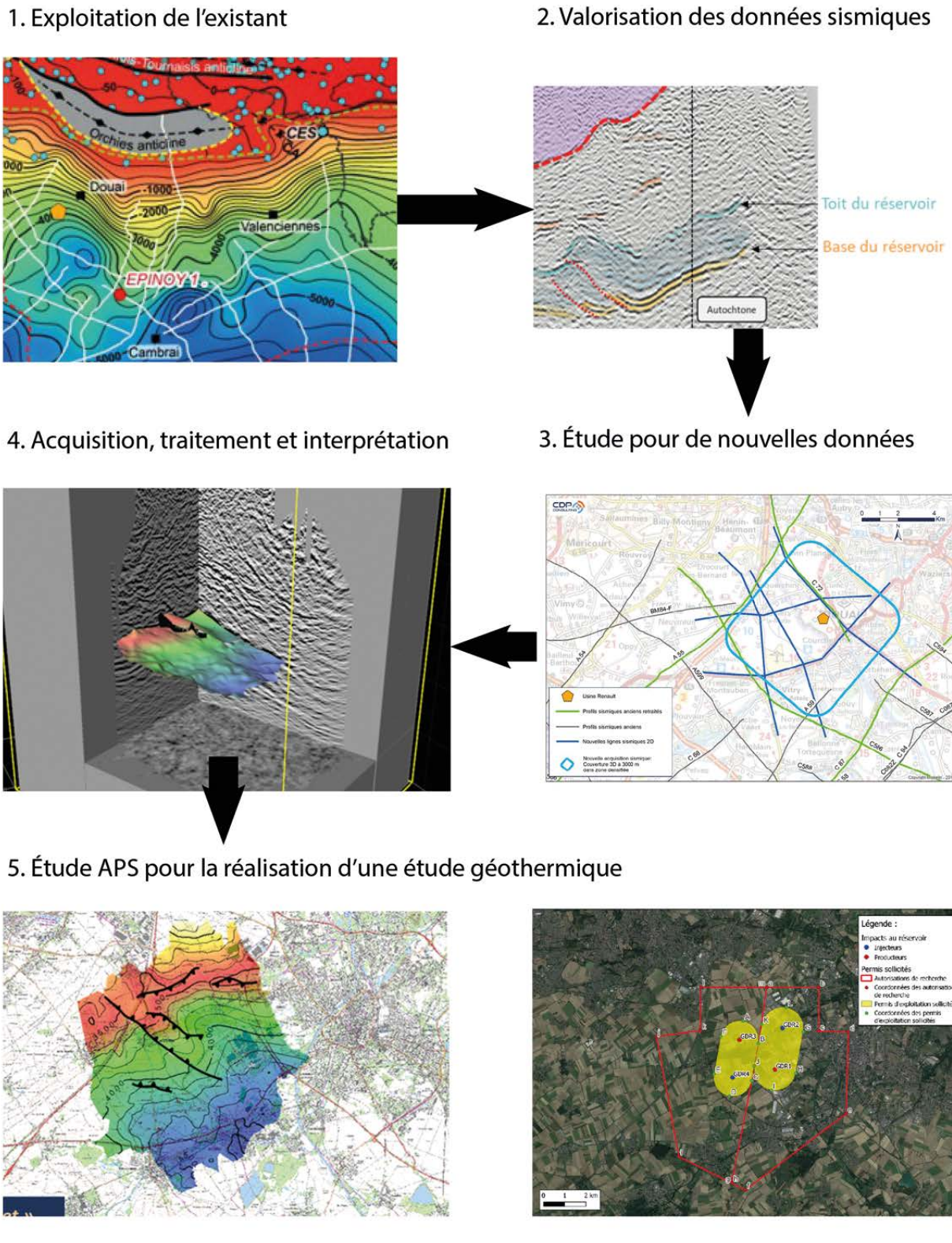


Figure 2 : Détails du programme de géoscience mis en place sur le système hydrothermal de Douai. 1- Cartographie sismique régionale (Laurent, 2021 – DGE Rollout), présence de forages de référence ainsi que trois exploitations géothermiques dans la région de Mons.2- Valorisation des données sismiques existantes 3- Carte des profondeurs du toit des calcaires carbonifères. 4- Bloc Sismique 3D (en temps). Pointé sismique utilisant les nouvelles acquisitions (2D et 3D) et résultats de l'acquisition magnétotellurique.
Figure 2: Details of the geoscience program implemented on the Douai hydrothermal system. 1- Regional seismic mapping (Laurent, 2021 – DGE Rollout), presence of reference drilling as well as three geothermal operations in the Mons region. 2- Valorization of existing seismic data 3- Depth map of the roof of the Carboniferous limestones. 4- 3D Seismic Block (in time). Seismic pointing using the new acquisitions (2D and 3D) and results of the magnetotelluric acquisition.

3. UNE STRATÉGIE FONDÉE SUR UN PROGRAMME DE GÉOSCIENCES

La région se caractérise principalement par des terrains mésozoïques et cénozoïques. Ces terrains reposent sur le massif paléozoïque de l'Ardenne à l'Est, et sur le massif de Brabant au Nord-Est, avant de s'incliner vers le Bassin de Paris au Sud et le Bassin de Bruxelles au Nord, de part et d'autre de la zone anticlinale de l'Artois-Boulonnais. Les activités des houillères, ont permis d'acquérir une connaissance approfondie de la géométrie des terrains houillers datant de l'âge westphalien jusqu'à une profondeur d'environ 1 000 mètres. Cependant, la configuration du calcaire carbonifère (Dinantien) reste moins bien documentée, en particulier dans la région de Douai. De plus, la faille du Midi et la faille Barrois, entraînent localement des déformations et des séries inverses (Laurent, A. ; 2021). Basé sur ce niveau de connaissance, le Dinantien profond autochtone et para-autochtone sous la faille du Midi, parait être un bon candidat pour une exploration géothermique.

La valorisation de données sismiques existantes (données acquises par les pétroliers dans les années 1980) permet de définir le toit, la base du réservoir potentiel ainsi que la faille du midi. Cette phase de travail a été effectué en collaboration avec CDP Consulting. De plus, ces résultats ont permis de mettre en avant un plongement vers le SE du toit du Dinantien. Cependant, compte tenu du manque de données sismiques au droit du site, ENGIE Solutions a envisagé une acquisition sismique complémentaire (2D et 3D light) ainsi qu'une acquisition magnétotellurique avec pour objectif une meilleure caractérisation du réservoir géologique potentiel.

En l'espace de 6 mois, une nouvelle acquisition sismique a été réalisée en collaboration avec CDP Consulting (pour la conception de la campagne, la supervision d'acquisition et le traitement/interprétation des données), Athémis (pour le permittage) et Smart Seismic Solutions (S^3) (pour l'acquisition). Cette acquisition sismique a permis de préciser le schéma structural de la zone projet et a conduit à l'identification de deux compartiments géologiques séparés par une faille ancienne, ainsi qu'à la découverte d'un réseau de fractures scellées depuis la fin du Paléozoïque (Figure 3).

Enfin, l'acquisition magnéto-tellurique (MT), réalisée en collaboration avec le BRGM, a permis d'obtenir une approche qualitative de la composante réservoir/fluide par rapport à d'autres sites de référence (Mons/Jeumont/Nord Valenciennes). Ces données MT, situées à proximité de l'usine Renault de Douai, ont permis d'estimer la résistivité moyenne du Dinantien entre 1 000 Ω.m et 2 500 Ω.m. (Figure 4).

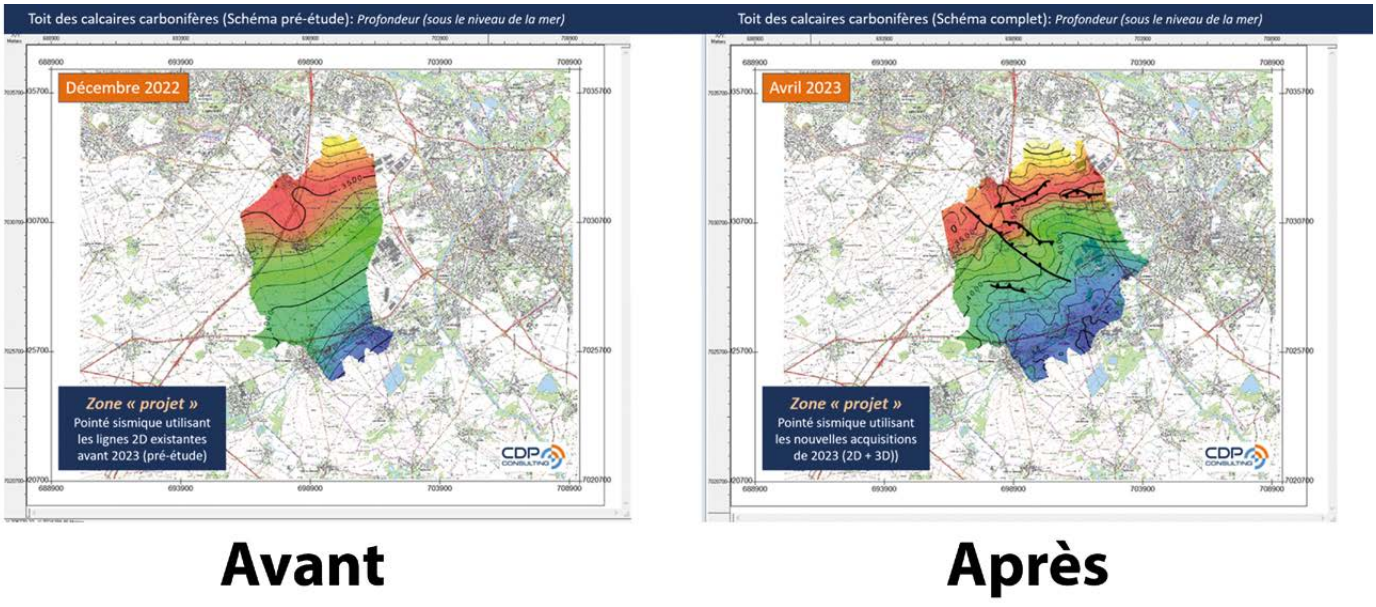
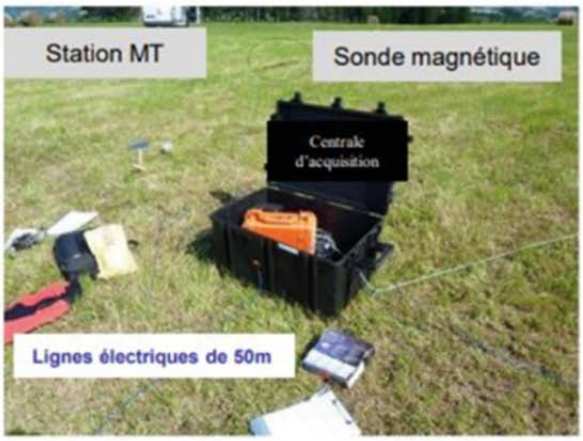
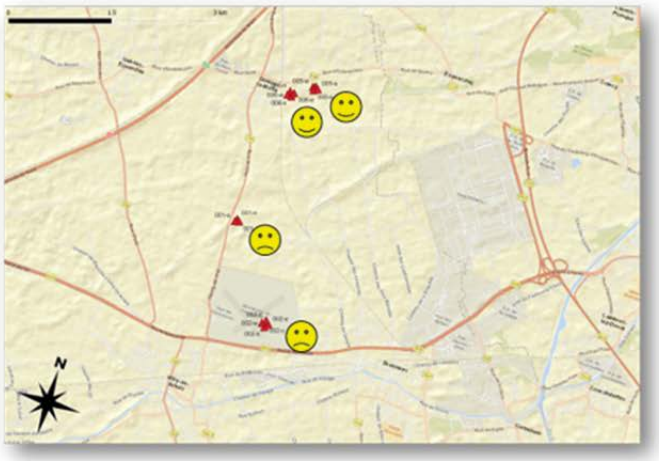


Figure 3. Comparaison entre la cartographie profondeur du toit du Calcaire.
Figure 3. Comparison between the depth mapping of the roof of the Limestone.





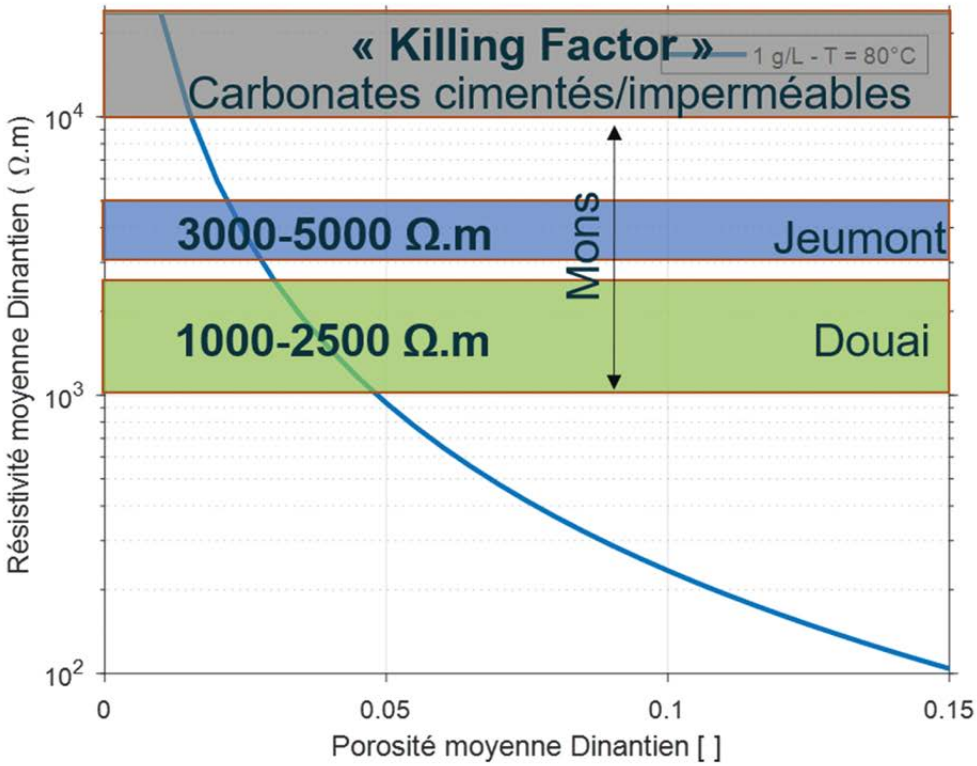


Figure 4. Résultats des points de mesures MT sur la zone de Douai (1 000 à 2 500 Ω.m).
Figure 4. Results of the MT measurement points in the Douai area (1 000 to 2 500 Ω.m).

Ces nouveaux résultats suggèrent que les carbonates du Dinantien : (i) ne sont pas entièrement cimentés/imperméables. (ii) sont globalement plus poreux/perméables que ceux observés dans le puits de Jeumont, dans la même tendance qu'à Mons. (iii) que l'eau de formation est faiblement minéralisée, similaire à Jeumont (~2 g/l).

À ce stade, il apparaît donc qu'il s'agit d'un réservoir poreux, perméable, rempli d'eau peu salée. Le débit final sera confirmé après les essais en forage.

4. CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

La géothermie offre de véritables perspectives dans les Hauts-de-France, répondant ainsi aux enjeux de la transition énergétique du territoire. Le programme de Géosciences, développé sur une période de 9 mois par ENGIE Solutions, en collaboration avec le BRGM et différents bureaux d'études (ANTEA, CDP Consulting, Athémis et S³), vise à appliquer une approche de réduction des risques (« derisking ») pour explorer le potentiel géothermique du Dinantien, avec pour objectif de satisfaire les besoins énergétiques décarbonés de l'usine Renault de Douai.

Ce programme, actuellement à l'arrêt pour des raisons qui ne sont pas d'ordre scientifique, devrait se concrétiser à terme par la réalisation de deux doublets de puits géothermiques (< 20 MW par doublet) de manière à confirmer dans l'absolu le potentiel géothermique du calcaire carbonifère de la zone d'étude. S'appuyant sur le partage des connaissances et une vision stratégique concertée, tout en intégrant une approche multidisciplinaire et collaborative, cette initiative pourrait également lancer une exploration transfrontalière ambitieuse du réservoir du Dinantien. En cas de réussite, cela ouvrirait de nouvelles perspectives énergétiques pour la région des Hauts-de-France, offrant une source de chaleur renouvelable et durable, tout en réduisant la dépendance aux énergies fossiles.

Référence :

Laurent A. (2021). - Modélisation géologique 3D du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais et de son substratum dévonien-carbonifère inférieur : vers une meilleure définition des réservoirs géothermiques profonds. Thèse Doctorat université de Lille, 314 p. accessible en ligne à https://www.sudoc.fr/261862952

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 93-100, 2025

NOUVEAUX BOIS FOSSILES DU JURASSIQUE TERMINAL DU BOULONNAIS (PAS-DE-CALAIS, FRANCE) ET LEURS IMPLICATIONS PALÉOCLIMATIQUES

Paleoclimatic implications of new wood fossils from the latest Jurassic of the Boulonnais (Pas-de-Calais, France)

Marie Coquant

111 route départementale 940, Appartement 1er étage, 62231 Blériot-Plage
mariecoquant@hotmail.com

Ludovic Blanc

10 rue Roger Thierry 62480 Le Portel
ludovicblanc900@hotmail.fr

Éric Morillon

93 rue Poussin 76320 St Pierre lès Elbeuf
eric.morillon@mcom.fr

Marc Philippe

Université Claude Bernard Lyon 1, LEHNA UMR 5023, CNRS, ENTPE, F-69622, Villeurbanne, France
marc.philippe@univ-lyon1.fr

Résumé

Des bois fossiles du Kimméridgien et du Tithonien (Jurassique terminal) du Pas-de-Calais ont été étudiés. Ils proviennent surtout des Grès de la Crèche et pour l'un des Argiles de la Crèche. Les bois des Grès de la Crèche sont tous silicifiés, selon un mode peu commun. Ces bois ont été identifiés comme appartenant aux genres *Protocupressinoxylon*, *Protopodocarpoxylon* et *Xenoxylon*. Ces deux derniers genres n'avaient pas encore été mentionnés dans le Tithonien français. Un déterminisme climatique pourrait expliquer la diversité générique relativement élevée des bois fossiles de cet étage.

Abstract

Fossil woods from the Kimmeridgien and the Tithonian (Uppermost Jurassic) of the Pas-de-Calais have been studied. They come mainly from the Grès de la Crèche *and one from the* Argiles de la Crèche. *Woods from the* Grès de la Crèche *are all silicified, in an unusual way. These woods have been identified as belonging to the genera* Protocupressinoxylon, Protopodocarpoxylon *and* Xenoxylon. *These last two genera had not previously been mentioned in the French Tithonian. Climatic factors could explain the relatively high generic diversity of fossil wood from this stage.*

I. INTRODUCTION

L'étude des bois fossiles de la transition Jurassique-Crétacé dans le sud-ouest de l'Europe a mis en évidence un pic de diversité générique durant le Tithonien (Philippe *et al.*, 2010). Ce pic pourrait correspondre à des oscillations climatiques plus fraîches dans une période marquée sinon, pour les écosystèmes continentaux, par des climats tropophiles soumis au moins saisonnièrement à une sécheresse poussée (Francis, 1984). Toutefois la possibilité d'un biais d'échantillonnage n'était pas écartée dans la mesure où un tel biais a été mis en évidence pour les tétrapodes terrestres de la même région à la même période, (Fara & Benton, 2000). Il était donc important de compléter les données, aussi de nouveaux échantillons de bois fossiles ont-ils été récoltés dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais. Les résultats sont ici présentés et discutés dans une perspective paléoclimatique.

II. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Sept bois fossiles ont été récoltés dans les formations du Kimméridgen et du Tithonien affleurant en falaises littorales, entre le Cap Gris-Nez au nord et Équihen-plage au sud. Ils sont décrits ci-après selon l'ordre de leur étude. Les numéros « MP-xxxx » sont ceux du registre d'étude à l'Université Lyon-1. Tous les échantillons sont conservés dans les collections de leur découvreurs-découvreuse. Les micro-moulages au Collodion sont quant à eux conservés dans la collection de paléobotanique de l'Université Lyon-1.

✧ **MP1999 et 2002 Équihen plage** – *leg.* Ludovic Blanc

Le premier (MP 1999) est un morceau d'axe ligneux de 25 cm de long. Les cernes ne présentent pas de courbure notable, ce qui suggère que l'axe était de fort diamètre, probablement supérieur au mètre. Le fil du bois est un peu ondulé. La préservation est essentiellement due à une épigénie

oligoblastique (Buurman, 1972) des trachéides par de la silice non teintée, d'où un aspect blanc. Localement (et secondairement ?) le fossile est teinté par des oxydes de fer. Il ne reste plus de matière organique originelle. La préservation est fine et suffisante pour une identification, même si dans quelques parties limitées du fossile la préservation est moins bonne. Ce fossile provient du Tithonien supérieur, d'une des couches intercalaires entre les Grès de la Crèche et les Grès calcareux à *Cardium pellati*.

Le second (MP 2002) est également un fragment d'axe ligneux, plus court (env. 16 cm) et plus massif, plus mal conservé aussi. Le mode de préservation est identique à celui de MP 1999, mais la préservation des cellules est moins bonne, avec une majorité de plages où les trachéides ne sont pas suffisamment conservées.

La provenance exacte de ce second échantillon, trouvé ex-situ, n'est pas certaine.



Figure 1 : Bois MP2000 en place dans les Grès de la Crèche, au Cap d'Alprech, Le Portel, photo Ludovic Blanc.

✧ **MP2000 et 2001, Cap d'Alprech, Le Portel** – *leg.* Ludovic Blanc

MP 2000 est un fragment de bois fossile d'environ 15 cm de long, probablement issu d'un axe de fort diamètre. Sa préservation est médiocre, le fossile est fragile, pulvérulent, avec un aspect tacheté dû à l'alternance de zones sombres et claires. Dans les premières la silice se présente essentiellement sous forme de cristaux sombres de quartz authigène automorphe, dans des cavités grossièrement ellipsoïdales millimétriques, en réseau dense, communicantes, et allongées dans le fil du bois. Intercalés dans ce réseau dense s'observent de petits groupes de trachéides épigénisées par de la silice oligoblastique, de couleur claire. La préservation est alors fine et suffisante pour une détermination, même si dans quelques parties limitées du fossile elle est moins bonne et se rapproche de celle du fossile MP 1999. MP 2001 est un galet d'environ 8 cm de long (sens du fil du bois). D'après la convergence des rayons il est issu d'un axe d'au moins 60 cm de diamètre. Il est silicifié, avec la même préservation que MP2000 mais plus cohérent, et les zones où les trachéides sont préservées sont rares.

La provenance exacte de l'échantillon MP 2001, trouvé ex-situ, n'est pas certaine, mais MP 2000 provient des Grès de la Crèche.



Figure 2 : Fragments de bois fossiles dans une coulée sableuse au Cap Gris-Nez, échantillon MP2003, photo Éric Morillon.

✧ **MP2003 Cap Gris-nez,** – *leg.* Éric Morillon

Il s'agit de fragments de bois fossiles, à l'anatomie identique et récoltés à quelques dm les uns des autres, sont considérés comme provenant d'un même fossile. Ils ont une conservation similaire à celle de MP 1999. Ce sont des fragments centimétriques, qui ne permettent pas d'estimer le diamètre de l'axe dont ils sont issus. Les cernes n'y montrent pas de courbure notable.

Ils n'ont pas été trouvés in-situ mais proviennent vraisemblablement, du fait de leur lithologie, des Grès de la Créche (Tithonien).

✧ **MP2032 Cap Gris-nez** – *leg.* Marie Coquant

L'échantillon a été trouvé à l'entrée de la plage de la Sirène, au-dessus des Argiles de Châtillon, dans la falaise de Floringzelle, dans un éboulement de sables et grès de la formation des Grès de la Crèche (Tithonien). Il s'agit d'un morceau d'axe ligneux est massif, mesurant environ 18 x 13 x 11 cm. La courbure des cernes laisse supposer qu'il provient d'un axe de plus de 50 cm de diamètre, sans qu'il soit possible de dire s'il s'agit d'une branche ou d'un tronc. La préservation est la même que celle de MP1999.

✧ **MP2033 Pointe de la Crèche, Wimereux** – *leg.* Marie Coquant

Le fossile provient des Argiles de la Crèche. Ce bois est bien différent des autres. Il s'agit d'un fragment plat (8 x 5 x 1 cm environ), de couleur foncée, probablement en partie épigénisé par de la sidérite. Sur le côté il inclut une sphère (diamètre 5 mm) de matière organique vitreuse noire et brillante, qui pourrait résulter de la diagenèse d'un globule résineux.

Tous les échantillons ont été étudiés avec des micro-moulages au Collodion. Cette méthode est rapide, peu onéreuse, non destructive. À la loupe binoculaire est sélectionnée une zone où les trachéides sont bien préservées et située dans le plan radial. À la loupe binoculaire, au grossissement 40 et en lumière rasante, on distingue alors habituellement les ponctuations. Le collodion (acétate de cellulose) dissout dans l'acétate d'isoamyle à consistance pâteuse est appliqué en couche mince (0,5 mm au plus) sur cette zone. On laisse sécher une nuit puis le moulage est détaché délicatement à l'aide d'une aiguille montée. Il est ensuite disposé, la face ayant été au contact du fossile vers le haut, entre lame et lamelle pour une observation en lumière transmise au microscope optique. L'observation des détails caractéristiques, s'ils sont préservés, est alors facile. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle ne permet usuellement pas la préparation de microphotographies satisfaisantes. En effet la surface du moulage est irrégulière et donc seules de petites zones y sont nettes à chaque prise de vue. La méthode connue sous le nom de « stacking » ne permet pas vraiment de contourner cet inconvénient. Du fait de la transparence du moulage les logiciels peinent à additionner les images.

Les identifications s'appuient sur les clés de détermination de Philippe & Bamford (2008) et pour le genre *Xenoxylon* Gothan de celle de Philippe *et al.* (2013). Le vocabulaire utilisé est celui de Boura *et al.* (2021).

Les données de bois fossiles publiées concernant la zone (Philippe *et al.*, 2008, 2010) sont résumées dans le Tableau 1. Deux données proviennent des Argiles de Châtillon, deux autres des Grès des Oies, à la Pointe aux oies (Schnyder *et al.*, 2005).

Tableau 1 : données publiées de bois fossiles jurassiques du Pas-de-Calais (Philippe *et al.*, 2008, 2010).

Code échantillons	Localités	Stratigraphie	Collecteurs	Identification
MP639	Cran Barbier	Argiles de Châtillon – base du Tithonien	Jean-Pierre Garcia	Circoporoxylon
MP641	Pointe aux Oies	base du membre supérieur des Grès des Oies	Jean-Pierre Garcia	Protocupressinoxylon
MP1182	Pointe aux Oies	base du membre supérieur des Grès des Oies	Christian Gaillard	Agathoxylon
MP1184	Cap Gris-nez	Argiles de Châtillon – base du Tithonien	Christian Gaillard	Agathoxylon
MP1589	Pointe de La Crèche	Argiles de La Crèche – bancs jumeaux	Christian Gaillard	Agathoxylon

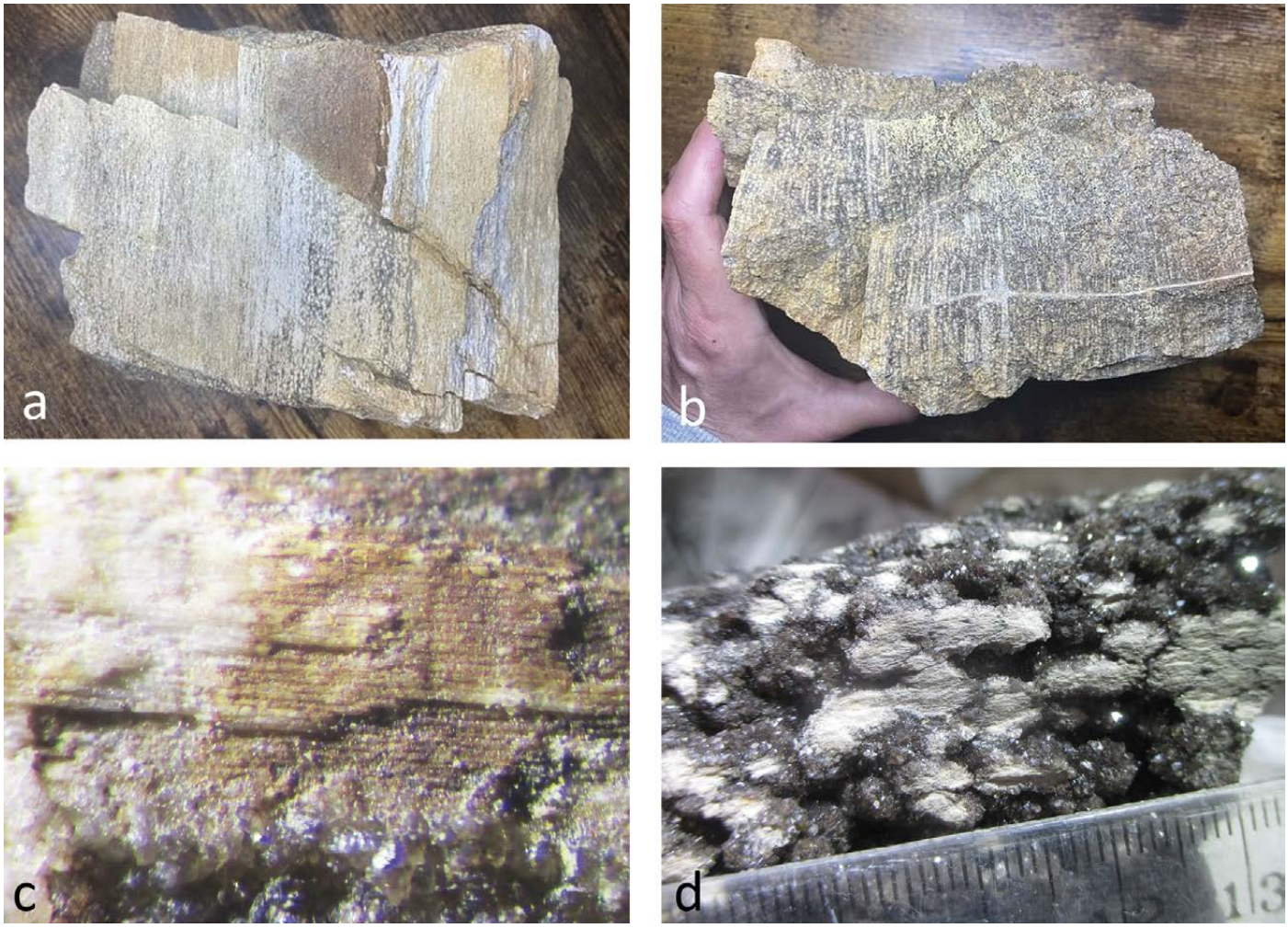


Planche 1 : a et b) bois MP2032, *leg.* et photo Marie Coquant, vue latérale puis vue transverse ; c) bois MP2003, *leg.* Éric Morillon, photo Marc Philippe, faisceau de trachéides bien conservé, en vue radiale, encadré de quartz automorphe sombre ; d) bois MP2000, *leg.* Ludovic Blanc, photo marc Philippe, aspect macroscopique grumeleux.

III. RÉSULTATS

- *Plantae*
- *Tracheophyta*
- *Gymnospermae* Prantl
- *Pinopsida* Burnett
- *Familiae incertae sedis*

- Genre *Protocupressinoxylon* Eckhold

  - *P. purbeckensis* Francis *emend.* Philippe *in* Philippe *et al.*
    MP2033

Bois constitué uniquement de trachéides et de rayons ligneux (trachéidoxyle), à cernes marqués, bois final limité à 2-3 assises de bois final. Trachéides pourvues sur leur face radiale de longues files de ponctuations aréolées unisériées, couvrant toute la largeur de la trachéide, contigües, aplaties au contact, ou beaucoup plus rarement un peu espacées et rondes. Ponctuation radiale brachyoxyléenne. Rayons ligneux bas (1-4 cellules), homogènes et homocellulaires. Champs de croisements du bois initial pourvus de 5 à 9 (13) petits oculipores cupressoïdes alternes et imbriqués, plus rarement de (1) 3-5 oculipores cupressoïdes de taille hétérogène. Parenchyme axial manquant.

La conjonction d'une ponctuation radial brachyoxyléenne et de champs araucarioïdes est caractéristique du genre *Protocupressinoxylon*. Les champs variables, parfois typiquement araucarioïdes à nombreux oculipores de même taille, et plus rarement de champs à oculipores moins nombreux et de taille très hétérogène, sont caractéristiques de *P. purbeckensis* (Philippe *et al.*, 2010).

- Genre *Protopodocarpoxylon* Eckhold

  - *Protopodocarpoxylon araucarioides* Schultze-Motel *ex* Müller-Stoll *et* Schultze-Motel
    MP2000, MP2001, MP2002

Bois constitué uniquement de trachéides et de rayons ligneux (trachéidoxyle). Du fait de la médiocre préservation

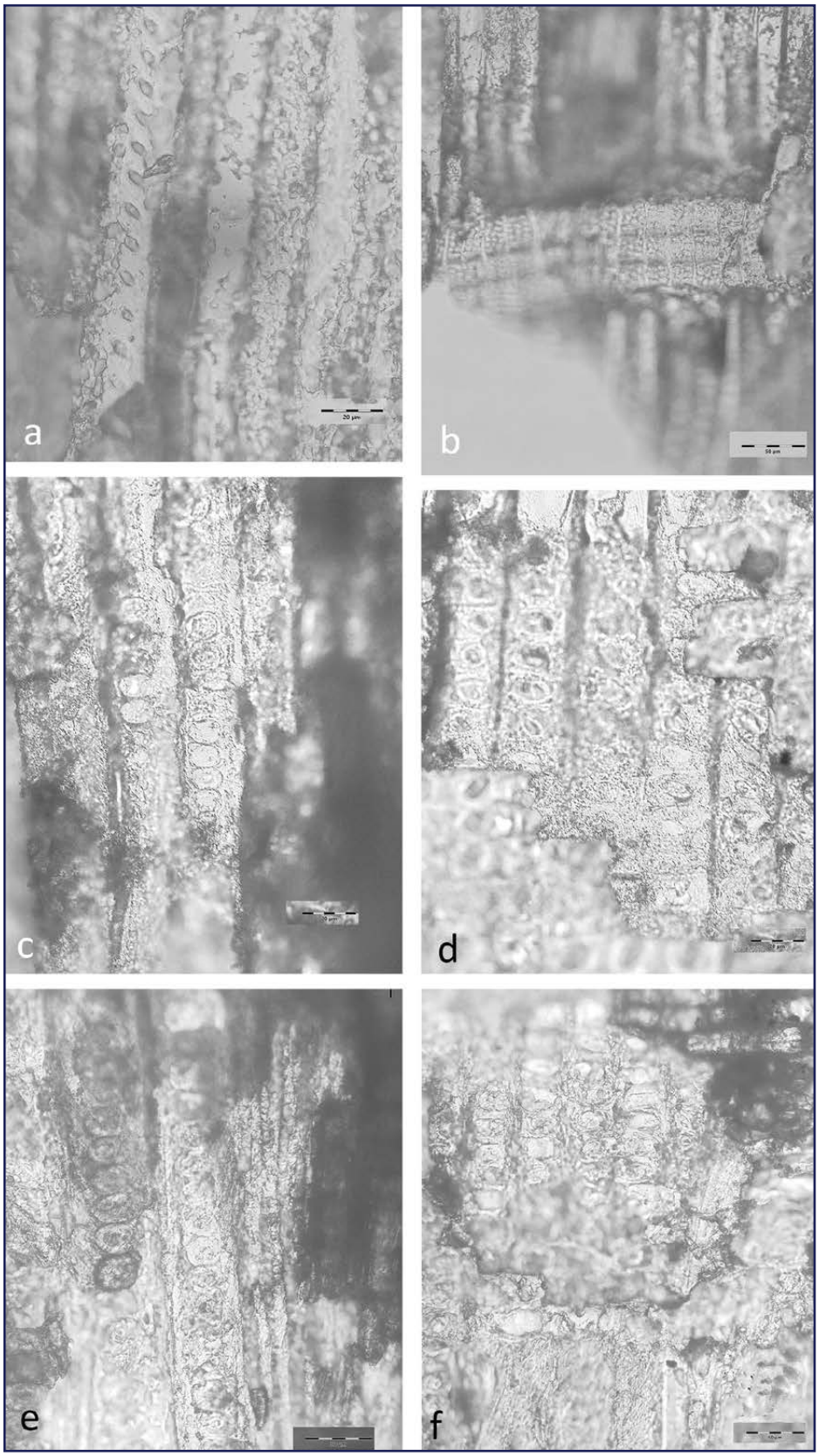


Planche 2 : a et b) bois MP2033, *leg.* Marie Coquant, *Protocupressinoxylon purbeckensis* Francis *emend.* Philippe *in* Philippe *et al.*, ponctuation radiale brachyoxyléenne puis champs de croisement araucarioïdes ; c et d) bois MP2002, *leg.* Ludovic Blanc, *Protopodocarpoxylonaraucarioides* Schultze-Motel *ex* Müller-Stoll *et* Schultze-Motel, ponctuation radiale brachyoxyléenne puis champs de croisement à oculipore podocarpoïde unique ; e et f), bois MP1999, *leg.* Ludovic Blanc, *Xenoxylon latiporosum* (Cramer) Gothan, ponctuation radiale xenoxyléenne puis champs de croisement à large oopore fenestriforme.

d'éventuels cernes n'ont pu être observés. Trachéides pourvues sur leur face radiale de files de ponctuations aréolées unisériées, couvrant toute la largeur de la trachéide, contigües, aplaties au contact, ou un peu espacées et rondes. Ponctuation radiale brachyoxyléenne. Rayons ligneux hauts de (2) 7-14 (21) cellules, homogènes et homocellulaires. Champs de croisements du bois initial pourvus de 1 à 2 oculipores podocarpoïdes. Parenchyme axial manquant.

La conjonction d'une ponctuation radial brachyoxyléenne et de champs podocarpoïdes est caractéristique du genre *Protopodocarpoxylon*. Ce genre a été relativement mal traité par les taxonomistes, une école l'ayant longtemps utilisé pour des espèces que l'on convient aujourd'hui d'intégrer dans *Brachyoxylon* Hollick & Jeffrey. De plus, de nombreuses espèces de *Protopodocarpoxylon* au sens actuel ont été décrites de façon non critique, avec des protologues insuffisants, et sur la base d'un matériel manquant ou peu accessible aujourd'hui. En revanche, une espèce a été décrite du Malm inférieur de Westphalie (Allemagne), *P. araucarioides* (Müller-Stoll & Schultze-Motel, 1989). Le matériel étudié ici est suffisamment similaire au type pour être référé à cette espèce.

- Genre *Xenoxylon* Gothan

  - *Xenoxylon latiporosum* (Cramer) Gothan
    MP1999, MP2003, MP2032

Bois constitué uniquement de trachéides et de rayons ligneux (trachéidoxyle), à cernes marqués, bois final limité à 2-3 assises de bois final. Trachéides pourvues sur leur face radiale de longues files de ponctuations aréolées unisériées, couvrant toute la largeur de la trachéide, contigües, fortement aplaties au contact. Ponctuation radiale xénoxyléenne. Rayons ligneux très hauts, avec (5) 8-27 (38) cellules, homogènes et homocellulaires. Champs de croisements du bois initial pourvus de 1, exceptionnellement 2, oopore fenestriforme. Parenchyme axial manquant.

La conjonction d'une ponctuation radial xénoxyléenne et de champs à oopore fenestriforme est caractéristique du genre *Xenoxylon*. La clé de détermination de Philippe *et al.* (2013) identifie ce bois comme *X. latiporosum*.

La conservation n'a pas permis de mesurer la largeur des cernes. La méthode utilisée n'est pas propice à l'observation de la dégradation microbienne des bois. Étant données les conservations observées il est improbable que des hyphes mycéliens y soient conservés. Enfin il n'a pas été observé de traces indubitables d'attaque par des animaux : galeries d'insectes xylophages, d'oribatides, de pholades ou de térébrants, etc.

IV. DISCUSSION

Pour tous les échantillons, sauf celui de Wimereux (MP2033), la fossilisation est assurée par une silicification, plus ou moins poussée. La silicification de bois au sein de séries globalement carbonatées est un phénomène relativement rare et encore mal compris (Mustoe, 2023). Pour les mieux conservés des échantillons la silicification est complète et oligoblastique, la matière organique ayant complètement disparu. Pour les autres la silicification a commencé au niveau de nuclei, où le bois est relativement bien préservé, d'une façon identique à la précédente, puis les espaces entre ces noyaux après dissolution des restes de matière organique, ont été tapissés de quartz automorphe et cristaux millimétriques. Dans un même échantillon on observe parfois des intermédiaires entre les deux degrés de conservation.

Du fait de la similitude de leur fossilisation les bois MP1999 à MP2003 sont considérés comme probablement originaires des Grès de la Crèche. Les bois fossiles des Argiles de Châtillon et des Argiles de la Crèche sont quant à eux ligniteux et souvent pyriteux.

Le Tithonien du Boulonnais a livré de nombreux bois fossiles, répartis dans plusieurs niveaux successifs. Il en résulte un enregistrement fossile d'une densité exceptionnelle à l'échelle du Jurassique français, résumé dans tableau n° 2.

Tableau 2 : synthèse des données paléoxylologiques pour le Tithonien du Pas-de-Calais. Stratigraphie de Proust *et al.* (2001).

Age	Formation	Echantillons	Taxa
Tithonien	Grès des Oies	MP641, 1182	Agathoxylon sp., Protocupressinoxylon purbeckensis
Tithonien	Assise de Croï	Aucun	
Tithonien	Argiles de Wimereux	Aucun	
Tithonien	Argiles de la Crèche	MP1589, 2033	Agathoxylon sp., Protocupressinoxylon purbeckensis
Tithonien	Grès de la Crèche	MP1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2032	Protopodocarpoxylon araucarioides, Xenoxylon latiporosum
Tithonien	Argiles de Châtillon	MP639, 1184	Agathoxylon sp., Circorporoxylon sp.

Les nouvelles données portent à 5 la diversité générique des bois fossiles pour le Tithonien du Pas-de-Calais. Une telle diversité régionale est peu commune pour le Jurassique en France. À notre connaissance elle n'a d'équivalent que durant le Toarcien inférieur et moyen (*Agathoxylon*, *Baieroxylon*, *Circoporoxylon*, *Simplicioxylon*, *Xenoxylon*) et durant un intervalle couvrant le sommet du Callovien et la base de l'Oxfordien (*Agathoxylon*, *Brachyoxylon*, *Protaxodioxylon*, *Protocupressinoxylon*, *Xenoxylon*). Ces deux intervalles pourraient se singulariser par l'existence d'un refroidissement marqué, significatif à l'échelle globale et ayant entrainé des modifications des biocénoses jusqu'aux paléolatitudes moyennes (Dromart *et al.*, 2003 ; Suan *et al.*, 2010 ; Krenker *et al.*, 2014).

Pour le Tithonien un refroidissement a aussi été mis en évidence (Gröcke *et al.*, 2003 ; Nunn & Price, 2010 ; Scotese *et al.*, 2021), même s'il n'a probablement pas été aussi marqué que les deux précédents.

Dans ce cadre l'identification du genre *Xenoxylon* est significative. C'est la première fois que ce genre est signalé en France métropolitaine pour le Malm postérieur à l'Oxfordien inférieur. Or ce genre est connu comme étant un marqueur d'un climat plus frais, sans qu'il soit possible de distinguer si ce sont les températures ou les précipitations qui sont le déterminant principal (Oh *et al.*, 2015 ; Afonin *et al.*, 2022). En France ce genre n'est trouvé que lors d'épisodes frais et uniquement dans la partie nord (Philippe *et al.*, 2017 ; Thévenard & Philippe, 2021).

La formation des Grès de la Crèche présente donc un intérêt tout particulier. Dans ce corps sédimentaire *Xenoxylon latiporosum* est associé à *Protopodocarpoxylon araucarioides*. Cette association a déjà été observée dans le Jurassique moyen d'Ouzbékistan (Gomolitzky & Khudayberdyev, 1978), en lien avec d'épais dépôts de charbon. En Allemagne c'est dans le nord (Westphalie) et dans l'Oxfordien inférieur qu'a été observé *Protopodocarpoxylon araucarioides*. Il est donc raisonnable de supposer que la formation des Grès de la Crèche pourrait, au moins pour une partie, s'être mise en place sous un climat relativement plus frais que celui qui prévalait au Kimméridgien supérieur en France (Schnyder *et al.*, 2022).

Au-dessous (avant) et au-dessus (après) ces Grès de la Crèche on rencontre dans le Tithonien du Pas-de-Calais les classiques assemblages dominés par *Agathoxylon*, un bois lié aux paléolatitudes plutôt moyennes à basses à l'époque (Philippe *et al.*, 2017) et donc probablement à des climats plus chauds ou plus secs. On notera que *Protocupressinoxylon purbeckensis*, même s'il n'est pas été observé à ce jour dans le Kimméridgien du Pas-de-Calais, y est probablement présent (Philippe *et al.*, 2010). Ce bois, marqueur d'un climat subtropical tropophile à saison sèche marquée, est présent dans les Argiles de la Crèche et les Grès des Oies.

Les données sur les bois fossiles du Tithonien sont rares part ailleurs en France. La principale source de données est l'île d'Oléron où, dans des niveaux probablement équivalents stratigraphiquement aux Argiles de la Crèche (Schnyder *et al.*, 2012), ont été observés les genres *Agathoxylon* et *Brachyoxylon* (Vullo *et al.*, 2013). Le second a une distribution en France nettement méridionale durant le Jurassique (Philippe *et al.*, 2017), n'a pas à ce jour été mentionné du Malm supérieur anglais ou allemand, et il n'est donc pas étonnant de ne pas l'avoir trouvé ici.

Il faut garder à l'esprit que proposer des hypothèses sur des tendances paléoclimatiques durant un étage avec seulement douze données a ses limites. Pour le moment les données disponibles ne démentent pas un climat plutôt chaud et sec au début du Tithonien, suivi d'un épisode plus frais, avant un retour rapide à des conditions plus chaudes. Mais obtenir plus de données serait bien sûr souhaitable. Les Argiles de Châtillon contiennent des bois fossiles. Ceux-ci sont noirs, ligniteux et se détériorent rapidement à l'air libre, mais il existe des techniques permettant de prendre en compte de tels bois, notamment la microscopie électronique à balayage. De même les Argiles de Wimereux pourraient-elles livrer des bois fossiles.

V. CONCLUSION

Même dans une région dont la paléontologie peut sembler bien connue un travail de prospection précis peut permettre la mise en évidence de données intéressantes. Ici des bois fossiles, de préservation globalement médiocre, ce qui expliquerait qu'ils aient été négligés, ont montré des zones suffisamment conservées pour une identification. Les taxons mis en évidence caractérisent la survenue au Tithonien d'une période froide, pour laquelle on avait jusqu'ici encore peu d'indices fiables.

Remerciements : Christian Gaillard et Jean-Pierre Garcia sont remerciés pour avoir aimablement communiqué des échantillons. Jean-François Deconinck, Johann Schnyder et Romain Vullo ont bien voulu partager leurs connaissances stratigraphiques et discuter des résultats, nous leur en sommes reconnaissants. George Mustoe est remercié pour ses indications sur le mode de silicification envisageable pour les échantillons étudiés. J.-F. Deconinck est également remercié pour sa relecture attentive qui a grandement contribué à l'amélioration du texte initial.

Références citées

Afonin A., Philippe M. & Gromiko D. (2022). – New data on the geographic and stratigraphic range of the Mesozoic fossil wood genera *Protocedroxylon* and *Xenoxylon* in the Arctic region. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 302 : 104667.

Boura A., Bamford M. & Philippe M. (2021). – Promoting a standardized description of fossil tracheidoxyls. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 295 : 104525. 11 p.

Buurman P. (1972). – Mineralization of fossil wood. *Scripta Geologica*, 12 : 1-43.

Dromart G., Garcia J.-P., Picard S., Atrops F., Lécuyer C. & Sheppard S. M. F. (2003). – Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth & Planetary Science letters*, 213 (3-4) : 205-220.

Fara E. & Benton M. J. (2000). – The fossil record of Cretaceous tetrapods. *Palaios*, 15 : 161–165.

Francis J.E. (1984). – The seasonal environment of the Purbeck (Upper Jurassic) fossil forests. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 48 : 285-307.

Gomolitzky N. P. & Khudayberdyev R. H. (1978). – About the Middle Asia Jurassic flora. *The Paleobotanist*, 25, 104–108.

GRÖCKE D.R., PRICE G.D., RUFFELL A.H., MUTTLERLOSE J., BARABOSHKIN E. (2003). – Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 97-118.

Krencker F.N., Bodin S., Hoffmann R., Suan G., Mattioli E., Kabiri L., Föllmi K.B. & Immenhauser A. (2014). – The middle Toarcian cold snap: Trigger of mass extinction and carbonate factory demise. *Global and Planetary Change*, 117 : 64-78.

Müller-Stoll W.R. & Schultze-Motel J. (1989). – Gymnospermen-Hölzer des deutschen Jura. Teil 2: die protopinoiden Hölzer. *Zeitschrifft der deutschen geologischen Gesellschaft*, 140 : 53-71.

Mustoe G.E. (2023). – Silicification of wood: An overview. *Minerals*, 13, 206.

Nunn E.V. & Price G.P. (2010). – Late Jurassic (Kimmeridgian–Tithonian) stable isotopes (δ18 O, δ13 C) and Mg/Ca ratios: New palaeoclimate data from Helmsdale, northeast Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292 : 325–335.

Oh C., Philippe M. & Kim K. (2015). – *Xenoxylon* synecology and palaeoclimatic implications for the Mesozoic of Eurasia. *Acta Palaeontologica Polonica*, 60 (1) : 245–256.

Philippe M. & Bamford M. (2008). – A key to morphogenera used for Mesozoic conifer-like woods. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 148 : 184-207.

Philippe M., Gomez B., Girard V., Coiffard C., Daviero-Gomez V., Thévenard F., Billon-Bruyat J.-P., Guiomar M., Latil J.-L., Le Loeuff J., Néraudeau D., Olivero D. & Schlögl J. (2008). – Woody or not woody? Searching for first angiosperm wood in the Early Cretaceous of Europe. *Palaeoworld*, 17 : 142-152.

Philippe M., Billon-Bruyat J.-P., Garcia-Ramos J.-C., Bocat L., Gomez B. & PIÑUELA L. (2010). – New occurrences of the wood *Protocupressinoxylon purbeckensis* Francis: implications for terrestrial biomes in South-western Europe at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Palaeontology*, 53 (1) : 201-214.

Philippe M., Thévenard F., Nosova N., Kim K. & Naugolnykh S., 2013. – Systematics of a palaeoecologically significant boreal Mesozoic fossil wood genus, *Xenoxylon* Gothan. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 193 : 128–140.

Philippe M., Puijalon S., Suan G., Mousset S., Thévenard F. & Mattioli E., 2017. – The palaeolatitudinal distribution of fossil wood genera as a proxy for European Jurassic terrestrial climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 466 : 373-381.

Proust J.N., Mahieux G. & TESSIER B. (2001). – Field and seismic images of sharp-based shoreface deposits: Implications for sequence stratigraphic analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 71 : 944–957.

Schnyder J., Baudin F. & Deconinck J.-F. (2005). – A possible tsunami deposit around the Jurassic-Cretaceous boundary in the Boulonnais area (northern France). *Sedimentary Geology*, 177 : 209–227.

Schnyder J., Deconinck J.-F., Baudin F., Colombié C., Jan Du Chêne R., Gardin S., Galbrun B. & Rafélis M. de (2012). – Purbeck beds (Late Jurassic) in the Phare de Chassiron section (I L'Île d'Oléron, NW Aquitaine Basin, France): Refined age-assignment and long-term depositional sequences. *Geobios*, 45 : 485–499.

Schnyder J., Baudin F. & Jan Du Chene R. (2022). – The Oxfordian–Kimmeridgian transition in the Boulonnais (France) and the onset of organic-rich marine deposits in NW Europe: a climatic control? *C.R. Geosciences* 354 (S3) : 107-124.

SCOTESE C.R., SONG H., MILLS B.J.W. & VAN DER MER D.G. (2021). – Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth Science Reviews*, 215, 103503.

Suan G., Mattioli E., Pittet B., Lecuyer C., Suchéras-Marx B., Duarte L.V., Philippe M., Reggiani L. & Martineau F. (2010). – Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. *Earth & Planetary Science letters*, 290 : 448-458.

Thévenard F. & Philippe, M., 2021. – Les bois fossiles du Sinémurien de Semur-en-Auxois dans le cadre des paléoflores du Sinémurien français. Pp. 99-105 *in* Neige P. & Dommergues J.-L. (coord.) — *Stratotype Sinémurien*. Muséum national d'histoire naturelle, Paris.

Vullo R., Abit D., Ballèvre M., Billon-Bruyat J.-P., Bourgeais R., Buffetaut E., Daviero-Gomez V., Garcia G., Mazin J.-M., Morela S., Néraudeau D., Pouechh J., Rage J.-C., Schnyder J. & Tong H. (2013). – Palaeontology of the Purbeck-type (Tithonian, Late Jurassic) bonebeds of Chassiron (Oléron Island, western France). *C. R. Palevol*, 13 : 421–441.

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 101-122, 2025

RECONSTRUCTING EARLIEST DIAGENESIS CONDITION USING SEDIMENTOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF GLAUCONITES. APPLICATION TO LIMESTONE-MARLSTONE ALTERNATION IN THE BOULONNAIS

Reconstitution des conditions de diagenèse très précoce à partir des caractéristiques sédimentologiques et géochimiques de glauconites — application à l'alternance calcaire-marne dans le Boulonnais

Nicolas Tribovillard

Université de Lille, UMR 8187 LOG – Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, IRD, 59000 Lille, France
nicolas.tribovillard@univ-lille.fr

Viviane Bout-Roumazeilles

Université de Lille, UMR 8187 LOG – Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, IRD, 59000 Lille, France

Abstract

Some of the geological formations of Upper Jurassic and Cretaceous age in the Boulonnais area (Strait of Pas-de-Calais, English Channel) show levels relatively rich in glauconite (a few weight% to 44 wt%). Recent works have shown that glauconite could have formed during (very) early diagenesis; this authigenic phyllosilicate could have thus witnessed the chemical conditions prevailing at the sediment-water interface or a short distance below it. This can be of particular interest in the case of the Assises de Croï Formation showing alternating carbonate beds and marly beds. The beds are of early diagenetic origin and contain populations of glauconite grains which formed even earlier. Glauconite can therefore be considered here as the privileged proxy to the sediment-water interface conditions during the development of the limestone-marl alternation, which is a common pattern in the sedimentary record worldwide. Glauconite was observed from the perspective of its chemical composition (including REE) as well as that of the particle size distribution. The results show that, if redox-proxying trace elements such as V, As, Ge can reflect the redox status of the conditions in which glauconite was formed, this is not the case for REE. The only parameter linked to REE which provides paleoenvironmental indications here is ∑REE, being negatively correlated with the sedimentation rate. It is suggested that REE were all the more incorporated to glauconite when the sedimentation rate was low, but without any appreciable fractionation among REE. Concerning the limestone/marl alternation, our results show that its development is linked neither to variations in redox conditions nor to hydrodynamic changes of the depositional environment. This is a diagenetic phenomenon, the cause of which remains to be determined. Finally, a relationship could be highlighted between the sedimentation rate and the size of the glauconite grains grown *in situ*.

Résumé

Les formations géologiques du Jurassique supérieur et du Crétacé du Boulonnais (détroit du Pas-de-Calais) peuvent présenter des teneurs notables en grain de glauconite (de quelques % pondéraux à 44 %). Des travaux récents ont montré que cette glauconite s'est formée au cours de la diagenèse (très) précoce ; ce phyllosilicate authigénique aurait ainsi pu être le témoin des conditions paléo-environnementales — en particulier, chimiques — régnant à l'interface eau-sédiment ou à une courte distance au-dessous. Ceci peut être particulièrement intéressant dans le cas des Assises de Croï présentant une alternance de bancs carbonatés et d'interbancs marneux. Les bancs carbonatés sont d'origine diagénétique précoce et contiennent des populations de grains de glauconite qui se sont formés encore plus tôt. La glauconite peut donc être considérée ici comme l'indicateur privilégié des conditions d'interface eau-sédiment lors du développement de l'alternance calcaire-marne, qui est un faciès commun dans les archives sédimentaires mondiales. La glauconite a été observée du point de vue de sa composition chimique (y compris les Terres Rares) ainsi que de celui de la distribution de la taille des particules. Les résultats montrent que, si des éléments-traces tels que V, As, Ge peuvent refléter le statut redox des conditions dans lesquelles la glauconite s'est formée, ce n'est pas le cas pour les Terres Rares. Le seul paramètre lié aux Terres Rares qui fournisse ici des indications paléoenvironnementales est ∑REE, qui est manifestement lié à la vitesse de sédimentation. Il est suggéré que les Terres Rares étaient d'autant plus incorporées à la glauconite que le taux de sédimentation était faible, mais sans fractionnement visible au sein des Terres Rares elles-mêmes. Par ailleurs, concernant les alternances, nos résultats montrent que leur évolution n'est liée ni aux variations des conditions redox ni à celles de l'hydrodynamique du milieu de dépôt. Il s'agit d'un phénomène principalement diagénétique dont la cause reste à déterminer (la condensation sédimentaire est une cause probable ; J.-F. Deconinck, communication personnelle, 2024). Enfin, une relation a pu être mise en évidence entre la vitesse de sédimentation et la taille des grains de glauconite développés in situ : une relative condensation sédimentaire accompagne une augmentation de la taille des grains de glauconite. Au total, les grains de glauconite peuvent avoir une vraie valeur d'indicateur paléo-environnemental, à condition que leurs conditions de formation aient été bien définies.

1. INTRODUCTION

Glauconite belongs to the family of authigenic green clay minerals often grouped under the name glaucony. It is a phyllosilicate close to illite, rich in iron (Fe) and potassium (K; Odin & Matter, 1981; Velde, 2014; Banerjee et al., 2012a, 2012b, 2016a, 2016b; Huggett et al., 2017; Huggett 2021; Bansal et al., 2020, 2022; Roy Choudhury et al. 2021a, 2021b). The work of Odin & Matter (1981) established a link between the chemical composition of glauconite and the duration of its formation during authigenesis. A K_2O content > 8% and a Fe_2O_3 content in the range of 24%-28% would indicate growth lasting between 3.10^5 years and 1.10^6 y. These works, often taken up by other authors, have been questioned (e.g., Chafetz & Reid, 2000; El Albani et al., 2005; Baldermann et al., 2013, 2022; Föllmi, 2016; Meunier & El Albani, 2007; Wilmsen & Bansal, 2021) and Tribovillard et al. (2023a) showed that, in some cases, glauconite minerals corresponding to the "highly evolved" stage defined by Odin & Matter (1981) were nevertheless formed during (very) early diagenesis. The present study does not address the issue of exact time requirement for formation of glauconite. See for instance the relation between K_2O concentrations and the age of glauconite in the Gulf of Guinea (Odin, 1988; Tallobre et al., 2019; Giresse, 2022 and references therein). The focus is here set on the relative chronology. For instance, early (or earliest diagenesis) means that the phenomenon occurred while live in-fauna was dwelling the sediment. It is not discussed how long such dwelling lasted (years or thousands of years?); only the successive steps of the diagenetic course are taken into consideration. Regardless of how long it is grown, glauconite is an authigenic mineral and its chemical composition should reflect (at least partly) the conditions of diagenesis. If, in addition, this mineral can form during very early diagenesis, then it may reflect the paleo-environmental conditions prevailing at the sediment-water interface, or immediately below this interface. In other words, glauconite can be considered to be a marker of depositional conditions and subsequent diagenesis episodes. In this perspective, we studied glauconites of different ages (late Jurassic to Cretaceous) present in the Boulonnais area (northernmost France) with an emphasis set on trace elements and, in particular, Rare Earths Elements (REE). One of the aims of the present work is to assess the robustness of the chemical composition of glauconitic grains, used as a tool in paleoenvironmental reconstructions, which is of interest to the community of paleoenvironmentalists and sedimentary geochemists. In particular, we examined the limestone-marl alternations of the uppermost Jurassic (Assises de Croï Formation) to determine whether the carbonate beds *vs.* marly interbeds were generated under contrasting environmental conditions. Relatively few studies were devoted so far to the REE distribution in glauconites (e.g., Fleet et al., 1980; Stille & Clauer, 1994; Jarrar et al., 2000; Wigley & Compton, 2007; Kechiched et al., 2018; Giresse et al., 2021) and this paper aims to decipher which information can be derived from this geochemical parameter.

2. MATERIAL, METHODS AND A REMINDER OF SOME PREVIOUS RESULTS

In the Boulonnais region, glauconite is commonly observed in the geological formations of the Upper Jurassic and Upper Cretaceous, cropping out between Boulogne-sur-mer and Cap Blanc-Nez, along the Strait of Pas-de-Calais (a.k.a. English Channel; **Fig. 1**), and some glauconite-rich levels or geological formations have been studied recently (Tribovillard et al., 2021, 2023a, 2023b). Studies on the glauconitic levels at the base of the Cenomanian chalk showed that this mineral was not reworked and had formed *in situ* thanks to episodes of decreased sedimentation rate in connection with the great transgression of the Late Cretaceous (Amorosi & Centineo, 2000; Tribovillard et al., 2021). By extending their study to the formations of the middle part of the Cretaceous (glauconitic sandstones of the Aptian-Albian and transition layers with the chalk) and those of the Upper Jurassic, Tribovillard et al. (2023a) concluded that the glauconite of the deposits studied had formed in shallow marine environments. Furthermore they showed that oyster patch reefs, frequent in the Jurassic of the Boulonnais, must have been an environment conducive to the synsedimentary formation of glauconite. This work also showed that the richness of glauconite in vanadium (V) and arsenic (As) could be directly linked to the redox conditions that prevailed during authigenesis. Finally, the work by Tribovillard et al. (2023b) focused on the glauconite present in great abundance in the limestone-marl alternations of the upper Tithonian Assises de Croï Formation (Fm). The limestone beds resulted from the coalescence of limestone nodules formed during early diagenesis. This study shows that the glauconite, trapped within the nodules and beds, was even earlier than the formation of the nodules, in the course of the diagenetic stages. Based on the three studies mentioned above, we intend to know: 1) whether the glauconites that formed in different environments and at different ages show a contrasting REE signature, and 2) whether the REE distribution of such an authigenic mineral could be a useful tool for paleo-environmental reconstructions, when examined in conjunction with redox-proxying trace metals.

The samples examined in the present study are those presented in the works mentioned above (Tribovillard et al., 2021, 2023a, 2023b; plus four samples of chalk: Craie1-4); their locations are indicated in Table 1. The analytical data used here (gathered in Table 2) come from these papers (samples ONM1-4 from Tribovillard et al., 2021; samples of the Assises de Croï Fm from Tribovillard et al., 2023b; the other samples from Tribovillard et al., 2023a). The REE data of the samples

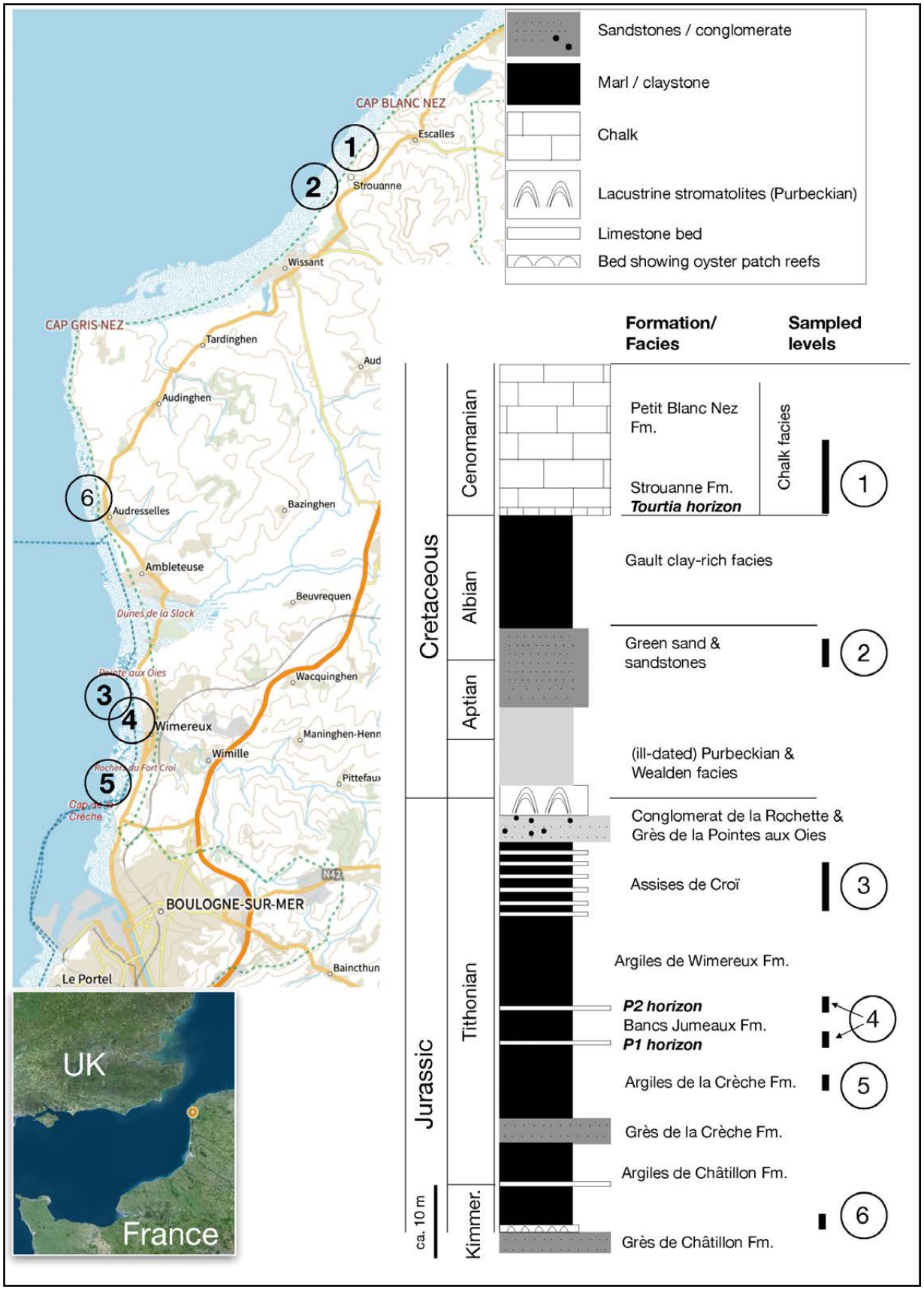


Fig. 1. Location and stratigraphy of the glauconite-rich levels studied here (numbered 1 to 6) along the shoreline of the Boulonnais region, also called Coast of Opal, in the Pas-de-Calais Strait (English Channel). Map drawn using Geoportail © IGN
Fig. 1. Localisation et stratigraphie des niveaux riches en grains de glauconite étudiés ici (numérotés de 1 à 6) le long du littoral de la région boulonnaise, également appelée Côte d'Opale, dans le détroit du Pas-de-Calais. Carte réalisée à l'aide du Géoportail © IGN

Geological formations	Levels rich in glauconite in Boulonnais	Location (see Fig. 1)	# in Fig. 1	Samples
Cenomanian Chalk	Glauconious chalk at the lowermost part of the formation, beginning with the so-called Tourtia bed, rich in glauconite	Beach between Strouanne and Cap Blanc Nez	1	Craie 1 to 4; ONM1 to 4; T; Cenom
Aptian-Albian sandstones	Dark-colored sands and sandstones visible at low tide	Strouanne Beach	2	GC1; SP
Assise de Croï	Alternating carbonate levels and marly interbeds	Sampled at Pointe aux Oies (North Wimereux), pictured at Rochers du Fort Croï (South Wimereux)	3	Beds A to G; interbed A to G
Bancs Jumeaux	P1 & P2: phosphate- and clastic-rich carbonate levels, at the base and top of the formation	South to Pointe aux Oies (place called Pointe de la Rochette)	4	P1 & P2
Argiles de la Crèche	Silty marls at the very base of the formation	Rochers du Fort Croï (South Wimereux)	5	Not mentioned in this work
Argiles de Châtillon	Coquina beds at the Kimmeridgian-Tithonian boundary	North of Audresselles (Cran du Noirda)	6	Not mentioned in this work
Argiles de Châtillon	Oyster patch reefs at the base of the formation (the Boundary Bed, Kimmerdigian)	North of Audresselles (Cran du Noirda)	6	PR1 to PR4

Table 1. Stratigraphy, short description and location of the levels sampled for the present study. Sample names and locations refer to Fig. 1.
Tableau 1. Stratigraphie, brève description et localisation des niveaux échantillonnés pour la présente étude. Les noms et emplacements des échantillons font référence à la figure 1.

of the Assises de Croï Fm examined in the present study were unpublished yet (Table 2). All the samples analyzed but four are populations of glauconite grains extracted from the rocks as explained below. Four bulk-rock samples of glauconitic chalk were added to complement our understanding of the geochemistry of the glauconite of the chalk. These samples are labeled craie1 to craie4; they correspond to the four facies studied by Tribovillard et al. (2021).

The chemical analyzes were carried out by the SARM-CRPG facility of the CNRS in Nancy on glauconite grains extracted from the rocks. This glauconite was isolated at Lille University after acid treatment (HCl) and magnetic separation with an isodynamic Frantz apparatus, according to the protocol described in Tribovillard et al. (2023a). The chemical analyzes were carried out by ICP-OES and ICP-MS according to the protocols described in Carignan et al. (2004). REEs have been normalized using the Post-Archean Australian Shale or PAAS (Taylor & McLennan, 1985). The anomalies in cerium (Ce) and europium (Eu) were calculated according to Rollinson and Pease (2021) and the ratios La/LuN, La/SmN and Gd/YbN (the subscript N stands for normalized) were calculated to highlight possible enrichments in light, medium or heavy REE (Rollinson & Pease, 2021). As regards the determination of glauconite, phase identification, based on peak positions (d-spacing) and relative intensities, has been performed on X-ray Diffraction patterns via Rietveld refinement on disoriented powder (X'Pert high score Plus software – PDF4 database). This method was used in each of our previous studies (Tribovillard et al., 2021, 2023a, 2023b). Lastly, in an attempt to observe the core of the glauconite grains or a possible zoning, handpicked grains of glauconite were embedded in resin and a thin section was cut for SEM imaging and photonic microscope observation.

Before exposing the results for the present study, some results mentioned in our previous papers cited above must be reminded here, complemented with new illustrations. Glauconite is the only green mineral identified in the Mesozoic rocks studied in the Boulonnais. All XRD analyses yielded the same diffractograms, examplified in **Fig. 2**. Some previous observations performed on the grains may be summarized as follows. The glauconite grains show a homogeneous dark color, whatever formation they come from (**Fig. 3**). They usually show cracks, discrete or not (**Fig. 4**A-D; Tribovillard et al., 2023b). Last, high contents in iron, aluminum and potassium are the usual geochemical markers of highly evolved glauconite. See also the discussion herein below about the correlations between K_2O and Rb, and between Sm and Nd, also confirming the high maturity.

Samples	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Ge	Hf	In	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn
	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g
GG1	25,1	68,4	6,55	<	0,03	28,5	218	4,57	9,5	22,1	5,33	2,82	0,06	< L.D.	11,7	52,5	3,80	211	0,48	25,37	0,92	41,2	0,90	0,59	0,31	322	< L.D.	1,72	89,1
PR1	26,9	13,6	6,30	0,12	0,03	9,95	138	0,86	4,3	12,8	8,15	1,34	0,05	< L.D.	2,77	18,0	5,60	279	0,21	11,32	0,38	23,5	0,09	0,17	0,13	131	< L.D.	0,62	72,0
PR2	26,0	13,6	6,27	0,11	0,03	9,91	139	0,87	3,9	12,7	8,11	1,30	0,04	< L.D.	2,77	17,8	5,27	274	0,20	11,39	0,37	22,1	0,09	0,20	0,13	128	< L.D.	0,68	71,7
PR3	26,1	63,9	7,03	0,07	0,02	29,5	267	5,00	23,0	23,3	5,31	3,18	0,07	0,65	19,4	60,2	45,5	216	0,57	24,83	1,16	44,7	1,40	1,34	0,68	327	< L.D.	3,30	99,0
PR4	26,9	16,3	7,17	0,45	< L.D.	9,97	143	0,93	11,5	12,9	8,03	1,36	0,05	< L.D.	2,76	21,1	9,39	279	0,31	11,58	0,51	22,2	0,10	0,25	0,27	130	< L.D.	0,78	70,9
P1	28,4	44,3	8,29	0,08	0,03	14,7	302	2,18	13,1	22,2	8,08	2,51	0,05	0,65	5,84	22,8	9,89	235	0,50	14,96	1,44	33,0	0,35	2,10	0,85	150	< L.D.	10,9	74,9
P2	27,2	47,6	5,92	0,13	0,04	12,1	280	1,70	11,6	16,0	8,57	3,14	0,04	< L.D.	6,35	17,7	4,63	205	0,30	13,45	0,91	38,1	0,37	1,95	0,46	138	< L.D.	6,51	71,8
T	5,55	11,9	5,90	0,08	< L.D.	25,3	110	9,36	<	12,8	4,73	1,52	0,04	< L.D.	2,45	49,4	3,72	242	0,47	9,71	0,76	18,1	0,18	0,22	0,10	86,8	< L.D.	0,73	46,8
SP	5,83	488	5,84	0,09	0,04	25,0	118	7,28	<	12,7	4,97	1,40	0,05	< L.D.	2,47	46,7	2,39	251	0,45	10,08	0,78	25,0	0,19	0,15	0,13	90,5	< L.D.	0,61	51,6
Cenom	5,87	15,0	5,86	0,09	0,02	25,9	115	8,51	3,6	13,5	4,98	1,32	0,04	< L.D.	2,63	53,1	2,27	257	0,53	9,86	0,86	25,9	0,18	0,30	0,15	96,2	< L.D.	0,57	55,5
Craie 1	4,25	110	1,52	0,12	0,06	12,6	39,6	3,03	4,7	5,90	1,47	1,01	< L.D.	< L.D.	3,09	29,8	4,95	71	0,36	4,19	0,78	491,9	0,25	2,43	1,25	37,8	< L.D.	10,19	27,3
Craie 2	3,70	52,3	1,43	0,15	0,04	10,9	36,2	2,80	4,1	5,45	1,28	0,96	< L.D.	< L.D.	2,95	25,3	3,99	67	0,29	4,07	0,87	437,9	0,25	2,16	1,04	35,3	< L.D.	8,92	21,7
Craie 3	3,82	72,2	1,40	0,17	0,05	9,14	38,7	2,86	6,0	6,24	1,35	1,26	< L.D.	< L.D.	3,74	24,8	5,30	65	0,34	4,72	0,98	526,9	0,32	2,93	1,15	39,0	< L.D.	11,25	26,2
Craie 4	11,5	87,3	3,79	0,15	0,07	24,0	76,9	6,46	6,5	10,2	3,15	1,68	0,03	< L.D.	4,24	53,7	7,88	155	0,51	7,75	1,03	321,3	0,34	3,28	2,48	70,7	< L.D.	13,03	39,4
ONM 1	5,86	19,4	6,15	0,09	< L.D.	24,3	115	9,24	48,8	13,1	4,80	1,34	0,04	< L.D.	2,83	53,0	2,39	252	0,60	9,32	2,93	32,8	0,18	0,17	0,13	92,0	< L.D.	0,39	54,9
ONM 2	6,08	34,4	5,68	0,10	< L.D.	33,3	109	9,14	28,8	13,9	4,75	1,19	0,03	< L.D.	3,18	64,6	2,04	258	0,76	8,15	2,86	25,0	0,17	0,09	0,09	92,4	< L.D.	0,26	50,0
ONM 3	5,82	48,3	5,82	0,10	< L.D.	29,2	113	8,46	34,2	14,5	5,25	1,72	< L.D.	< L.D.	3,13	68,8	2,04	249	0,76	7,83	1,79	24,0	0,15	0,10	0,10	94,5	< L.D.	0,29	58,2
ONM 4	6,09	31,0	6,63	0,10	< L.D.	25,4	125	9,61	5,4	13,4	5,07	1,30	0,05	< L.D.	2,66	52,6	2,81	262	0,53	9,84	1,01	28,1	0,18	0,15	0,15	95,8	< L.D.	0,47	54,3
Bed A	30,3	14,6	8,14	0,09	0,03	11,8	260	0,81	9,6	18,2	8,51	1,81	0,04	< L.D.	3,71	21,0	4,04	279	0,19	15,42	0,62	20,1	0,14	0,73	0,27	146	< L.D.	3,47	93,9
Bed B	31,5	21,1	7,44	0,11	0,03	9,64	165	0,79	8,5	16,8	8,07	1,79	0,04	< L.D.	2,89	17,9	5,99	270	0,16	13,17	0,81	19,8	0,13	0,56	0,23	131	< L.D.	0,93	85,4
Bed C	31,0	14,9	7,44	0,12	0,02	9,34	173	0,73	7,4	15,5	8,19	1,81	0,05	< L.D.	2,81	17,2	5,21	279	0,16	12,84	0,69	19,5	0,11	0,33	0,22	136	< L.D.	0,88	83,2
Bed D	32,6	18,2	8,02	0,10	0,03	8,53	207	0,88	9,6	17,5	8,47	2,42	0,05	< L.D.	3,97	17,8	5,08	272	0,17	14,11	1,19	21,0	0,18	0,68	0,39	158	< L.D.	2,28	85,8
Bed E	29,3	18,4	7,68	0,13	0,07	10,5	200	1,09	7,3	15,7	8,18	1,75	0,05	< L.D.	3,95	18,6	6,07	290	0,20	12,13	0,65	20,7	0,21	1,84	0,43	136	< L.D.	5,01	86,7
Bed F	25,3	25,1	8,74	0,10	0,02	11,9	241	1,64	9,8	19,4	7,87	2,50	0,05	< L.D.	4,97	18,2	5,21	259	0,16	14,17	0,97	23,7	0,38	0,79	0,38	144	< L.D.	5,51	91,9
Bed G	26,3	30,8	8,99	0,10	0,04	12,7	485	1,78	24,2	21,7	6,88	3,17	0,05	0,55	7,64	21,8	9,06	239	0,27	16,75	1,33	32,6	0,59	2,35	0,82	174	< L.D.	20,9	127
InterBed A	29,8	20,1	8,36	0,09	0,03	11,8	238	1,08	8,5	18,2	8,40	2,32	0,04	< L.D.	3,53	19,1	4,33	273	0,19	16,19	0,94	18,6	0,16	1,23	0,32	146	< L.D.	4,98	89,5
InterBed B	34,3	16,7	8,05	0,10	< L.D.	9,87	178	0,73	7,3	17,8	8,42	2,23	0,04	< L.D.	3,06	17,8	5,10	273	0,21	14,54	0,93	17,0	0,14	0,89	0,26	137	< L.D.	3,21	82,2
InterBed C	31,0	14,8	7,89	0,12	< L.D.	9,59	178	0,78	4,5	16,2	8,00	2,04	0,04	< L.D.	2,82	17,3	5,35	281	0,17	13,32	0,81	18,2	0,12	0,56	0,24	143	< L.D.	2,04	76,4
InterBed D	32,4	16,1	7,66	0,10	0,02	7,09	191	0,78	5,0	16,1	7,97	2,19	0,05	1,31	3,55	15,3	4,98	272	0,19	13,60	0,77	18,3	0,15	0,81	0,33	150	< L.D.	2,67	70,2
InterBed E	29,0	16,6	7,13	0,11	0,02	10,0	187	0,93	6,1	14,8	8,23	1,98	0,04	0,62	3,41	17,6	5,93	266	0,21	12,14	0,69	20,3	0,18	1,10	0,34	135	< L.D.	3,82	79,4
InterBed F	24,8	23,3	8,70	0,11	0,02	11,8	264	1,60	8,4	19,8	7,28	2,84	0,05	< L.D.	5,00	18,6	5,82	255	0,18	14,34	1,22	25,2	0,31	1,23	0,53	147	< L.D.	9,00	83,5
InterBed G	26,0	26,4	7,89	0,12	0,03	10,7	311	1,44	14,3	17,9	7,67	2,80	0,05	0,61	4,91	19,2	6,66	245	0,23	14,49	1,01	26,7	0,35	2,64	0,55	149	< L.D.	8,00	97,0

Samples	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2	K_2O	TiO_2	P_2O_5
	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
GG1	4,54	9,52	1,13	4,14	0,653	0,114	0,448	0,060	0,327	0,062	0,167	0,0258	0,182	0,029	51,06	10,34	17,16	0,016	3,59	0,53	0,05	6,98	0,36	< L.D.
PR1	0,962	1,95	0,253	0,973	0,195	0,036	0,133	0,016	0,092	0,019	0,056	0,0088	0,064	0,010	47,47	5,44	27,47	< L.D.	2,73	0,20	0,03	8,09	0,049	0,17
PR2	1,86	4,37	0,578	2,32	0,427	0,071	0,235	0,027	0,119	0,022	0,061	0,0095	0,068	0,010	47,66	5,50	27,41	< L.D.	2,73	0,20	0,03	8,12	0,053	0,17
PR3	16,5	32,1	3,54	12,7	1,86	0,328	1,13	0,137	0,693	0,121	0,314	0,0459	0,336	0,052	50,89	10,10	16,76	0,021	3,52	0,58	0,06	6,78	0,73	0,13
PR4	1,13	2,93	0,439	1,95	0,401	0,072	0,229	0,026	0,131	0,026	0,074	0,0111	0,084	0,012	47,62	5,48	27,17	< L.D.	2,74	0,19	0,03	8,14	0,053	0,16
P1	18,3	43,5	5,74	23,0	4,39	0,772	2,76	0,350	1,91	0,378	1,05	0,157	0,985	0,148	49,39	7,34	22,97	0,017	2,42	0,31	0,08	7,06	0,24	0,27
P2	21,7	54,1	6,95	27,6	4,99	0,829	2,77	0,299	1,40	0,235	0,596	0,0858	0,540	0,080	56,14	6,58	19,14	< L.D.	2,10	0,42	0,06	6,30	0,22	0,12
T	1,08	2,92	0,276	1,06	0,207	0,041	0,168	0,023	0,134	0,025	0,065	0,0105	0,074	0,010	52,52	7,54	19,37	< L.D.	3,82	0,30	0,02	7,85	0,055	< L.D.
SP	0,847	2,16	0,182	0,742	0,151	0,037	0,122	0,017	0,095	0,019	0,054	0,0070	0,057	0,008	51,61	7,46	20,15	< L.D.	3,84	0,31	<	8,03	0,051	< L.D.
Cenom	0,922	2,32	0,209	0,794	0,156	0,032	0,137	0,017	0,096	0,019	0,047	0,0070	0,051	0,007	50,82	7,81	20,01	< L.D.	4,01	0,31	0,02	8,21	0,051	< L.D.
Craie 1	12,113	23,23	3,004	12,262	2,474	0,554	2,216	0,316	1,834	0,356	0,922	0,1288	0,799	0,119	21,85	3,87	5,16	0,087	1,54	33,47	0,34	2,19	0,13	0,46
Craie 2	10,676	21,03	2,606	10,418	2,192	0,489	1,912	0,271	1,544	0,311	0,801	0,1158	0,722	0,108	20,40	3,70	4,77	0,11	1,46	35,06	0,32	2,08	0,13	0,30
Craie 3	13,111	25,19	3,260	12,989	2,690	0,576	2,330	0,334	1,965	0,387	1,028	0,1470	0,926	0,142	23,26	4,26	4,38	0,073	1,50	33,05	0,45	1,97	0,17	0,34
Craie 4	16,762	44,78	4,180	16,782	3,485	0,757	3,036	0,412	2,282	0,441	1,110	0,1560	0,960	0,144	38,83	6,45	11,45	0,041	2,52	17,22	0,19	4,90	0,17	0,86
ONM 1	0,661	1,43	0,166	0,628	0,111	0,020	0,089	0,012	0,067	0,014	0,039	0,0063	0,048	0,007	53,03	7,66	19,59	< L.D.	3,98	0,38	0,03	8,19	0,056	< L.D.
ONM 2	0,281	0,60	0,068	0,260	0,051	0,011	0,039	0,006	0,039	0,008	0,024	0,0035	0,029	0,004	52,45	7,95	19,46	< L.D.	4,18	0,31	0,03	8,39	0,044	< L.D.
ONM 3	0,378	0,73	0,087	0,326	0,065	0,014	0,047	0,007	0,047	0,010	0,031	0,0053	0,049	0,007	52,51	7,95	19,43	< L.D.	4,27	0,30	0,03	8,48	0,042	< L.D.
ONM 4	0,681	1,82	0,160	0,637	0,133	0,025	0,109	0,015	0,085	0,018	0,045	0,0061	0,048	0,006	52,31	7,63	20,28	< L.D.	3,97	0,34	0,02	8,25	0,049	< L.D.
Bed A	4,68	11,7	1,59	6,58	1,26	0,210	0,782	0,102	0,595	0,124	0,345	0,0509	0,327	0,045	48,01	5,96	27,60	< L.D.	2,63	0,20	0,05	8,40	0,090	0,17
Bed B	5,11	11,9	1,49	5,75	0,992	0,164	0,532	0,054	0,238	0,039	0,095	0,0145	0,102	0,016	47,53	5,45	28,20	< L.D.	2,63	0,18	0,04	8,15	0,078	0,17
Bed C	2,54	6,42	0,846	3,43	0,613	0,105	0,338	0,037	0,179	0,034	0,096	0,0160	0,122	0,019	46,93	5,35	28,92	< L.D.	2,74	0,18	0,04	8,30	0,066	0,18
Bed D	5,67	14,1	1,83	7,11	1,36	0,221	0,733	0,084	0,426	0,084	0,236	0,0357	0,247	0,036	47,39	5,96	27,59	< L.D.	2,75	0,21	0,05	8,09	0,11	0,19
Bed E	19,0	49,2	6,39	25,0	4,65	0,733	2,37	0,242	1,11	0,192	0,519	0,0790	0,515	0,077	47,46	5,77	27,64	0,017	2,78	0,18	0,04	8,13	0,15	0,18
Bed F	5,71	13,4	1,72	6,79	1,33	0,222	0,932	0,139	0,903	0,199	0,544	0,0835	0,539	0,078	48,34	6,99	25,28	0,017	2,97	0,24	0,06	7,88	0,19	0,14
Bed G	18,2	48,5	6,54	26,4	5,08	0,846	3,47	0,523	3,44	0,749	2,13	0,321	1,92	0,283	48,48	8,06	23,08	0,040	3,03	0,29	0,06	7,61	0,50	0,12
InterBed A	6,63	14,9	1,88	7,37	1,40	0,236	1,01	0,144	0,856	0,177	0,491	0,0723	0,451	0,063	47,65	6,18	27,68	< L.D.	2,61	0,17	0,04	8,27	0,10	0,17
InterBed B	4,48	10,2	1,30	4,99	0,942	0,149	0,659	0,091	0,578	0,123	0,338	0,0489	0,316	0,043	46,99	5,39	28,89	< L.D.	2,54	0,15	0,04	8,24	0,081	0,19
InterBed C	4,08	10,2	1,35	5,42	1,01	0,174	0,609	0,073	0,395	0,076	0,207	0,0291	0,203	0,028	47,21	5,55	28,87	< L.D.	2,73	0,18	0,04	8,32	0,074	0,19
InterBed D	5,19	12,8	1,69	6,69	1,21	0,208	0,747	0,092	0,493	0,098	0,283	0,0428	0,292	0,042	47,33	5,87	28,11	< L.D.	2,70	0,19	0,04	8,16	0,097	0,20
InterBed E	13,1	34,7	4,63	18,6	3,38	0,558	1,77	0,182	0,854	0,146	0,393	0,0535	0,358	0,050	48,61	5,69	27,18	0,017	2,65	0,19	0,04	7,89	0,13	0,18
InterBed F	6,36	14,8	1,97	7,82	1,60	0,298	1,35	0,219	1,48	0,331	0,928	0,138	0,880	0,126	47,98	7,20	25,22	0,018	2,98	0,27	0,05	7,87	0,21	0,17
InterBed G	31,6	88,2	11,5	45,8	8,44	1,38	4,36	0,438	1,94	0,324	0,875	0,122	0,805	0,114	48,37	6,96	25,03	0,023	2,82	0,24	0,05	7,70	0,27	0,16

Table 2. Chemical composition of the samples studied. LOI stands for loss on ignition, <L.D. stands for below limit of detection. Sample location in Fig. 1 and Table 1.

Tableau 2. Composition chimique des échantillons étudiés. LOI signifie perte au feu, <L.D. signifie en dessous de la limite de détection. Emplacement des échantillons sur la figure 1 et dans le tableau 1.

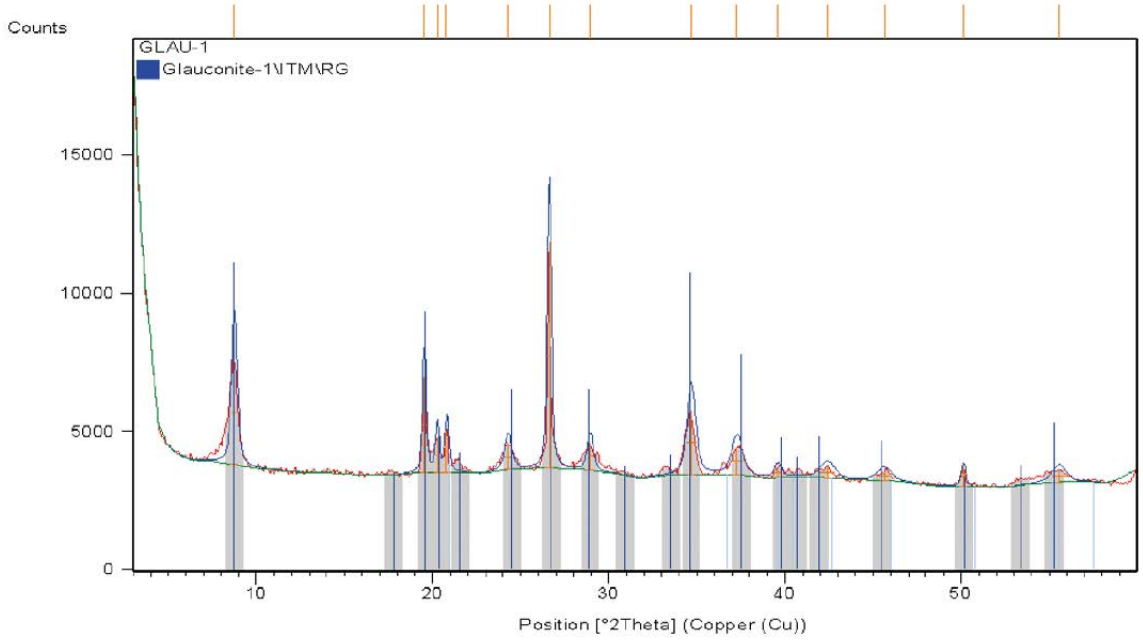


Fig. 2. (top) Typical diffractogram showing that all the green minerals studied are glauconite. Phase identification, based on peak positions (d-spacing) and relative intensities, has been performed on X-ray Diffraction patterns via Rietveld refinement (X'Pert high score Plus software - PDF4 database). The main peaks of the glauconite mineral appear at 2-Theta: 8.75 (100%), 34.60 (100%), and 19.58 (80%) at d-spacings of 10.100, 2.590, and 4.530 angströms , respectively.
Fig. 2. (en haut) Diffractogramme typique montrant que tous les minéraux verts étudiés sont de la glauconite. L'identification de phase, basée sur les positions des pics (espacement d) et les intensités relatives, a été réalisée sur les diagrammes de diffraction des rayons X via l'ajustement Rietveld (logiciel X'Pert high score Plus - base de données PDF4). Les principaux pics du minéral glauconite apparaissent à 2-Thêta : 8,75 (100 %), 34,60 (100 %) et 19,58 (80 %) à des distances réticulaires d de 10,100, 2,590 et 4,530, respectivement (en Angströms).

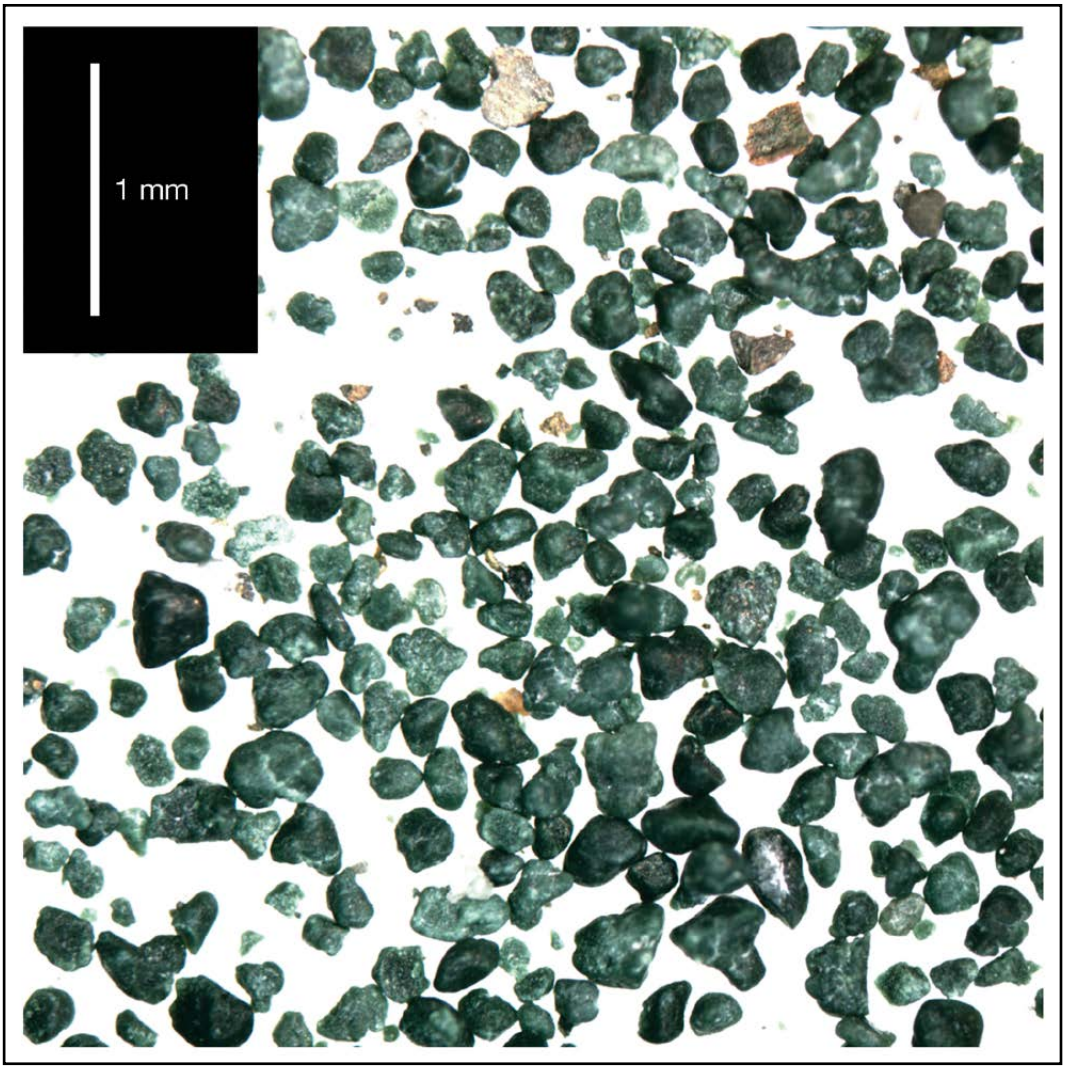


Fig. 3. (bottom) Typical view of the glauconite grains observed in the various geological formation at stake in this work, using binocular microscope.
Fig 3. (en bas) Vue typique des grains de glauconite observés dans les différentes formations géologiques étudiées, au microscope binoculaire.

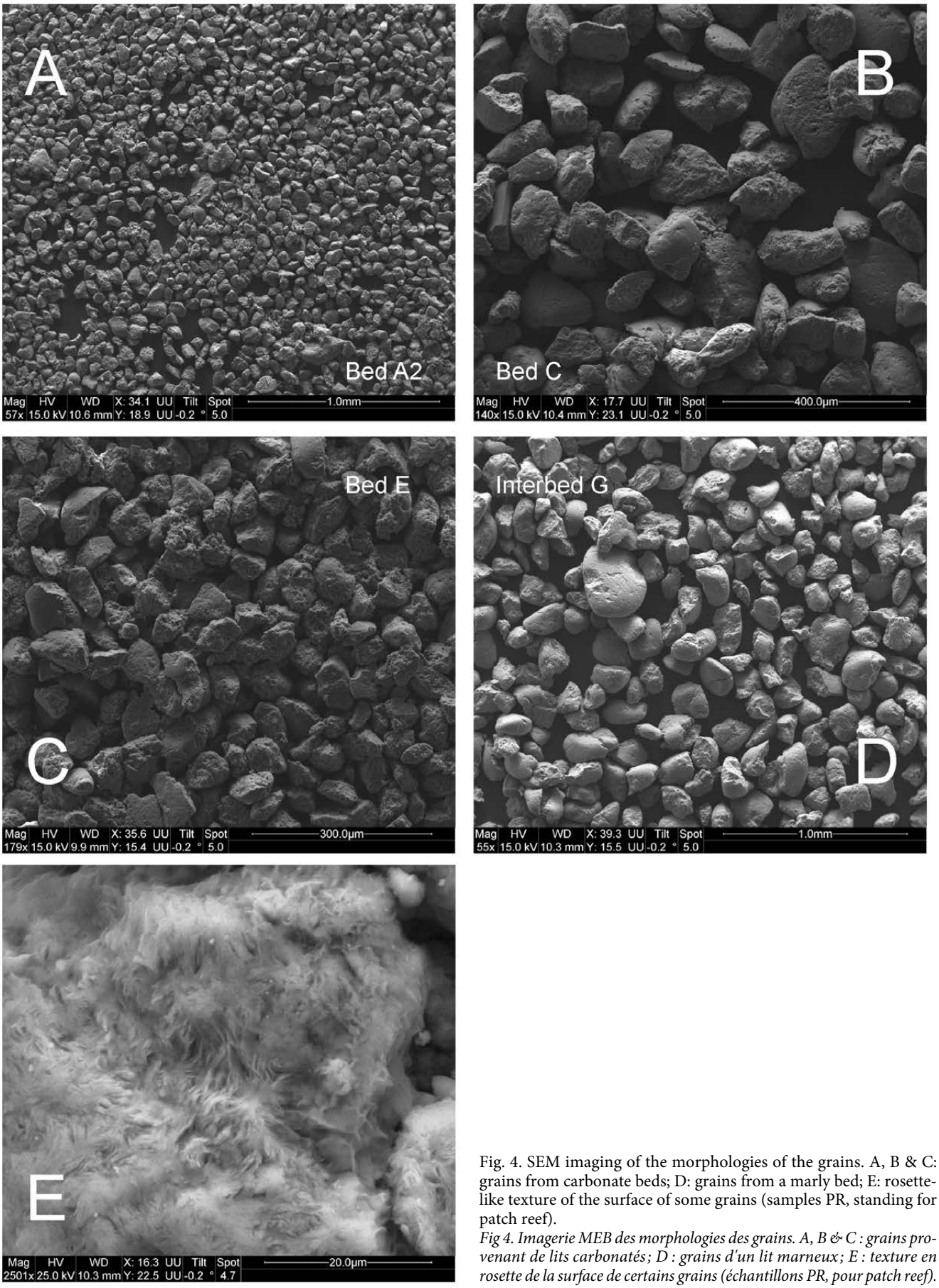


Fig. 4. SEM imaging of the morphologies of the grains. A, B & C: grains from carbonate beds; D: grains from a marly bed; E: rosette-like texture of the surface of some grains (samples PR, standing for patch reef).

Fig 4. Imagerie MEB des morphologies des grains. A, B & C : grains provenant de lits carbonatés ; D : grains d'un lit marneux ; E : texture en rosette de la surface de certains grains (échantillons PR, pour patch reef).

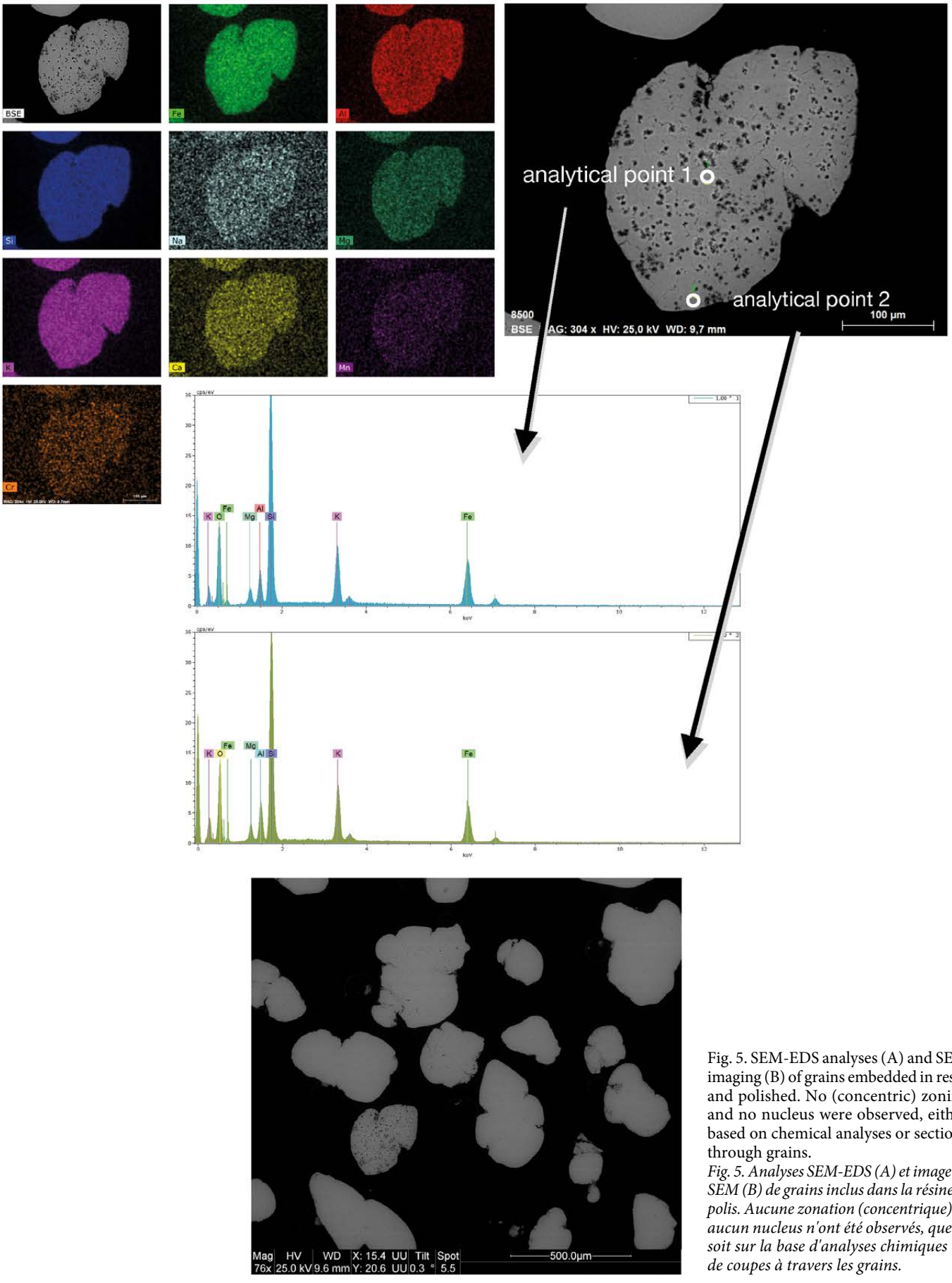


Fig. 5. SEM-EDS analyses (A) and SEM imaging (B) of grains embedded in resin and polished. No (concentric) zoning and no nucleus were observed, either based on chemical analyses or sections through grains.
Fig. 5. Analyses SEM-EDS (A) et imagerie SEM (B) de grains inclus dans la résine et polis. Aucune zonation (concentrique) ni aucun nucleus n'ont été observés, que ce soit sur la base d'analyses chimiques ou de coupes à travers les grains.

3. RESULTS

3.1. Precursors of the glauconite grains and degree of maturity

Observations of glauconite grains using light or electronic microscopes did not allow deciphering whether they could originate from foraminifer infilling or fecal pellets (Fig. 4 A-D). Colpaert et al. (2021), in their stratigraphic study based on foraminifers, did not mention the presence of glauconite-infilled foraminifers but their plate 2 shows the presence of some. In addition, regarding the chemical composition of glauconite, an important aspect is the nature and composition of the minerals acting as precursor phases of the authigenic growth. This consideration motivated thin sections to be cut through glauconite grains. Whatever the samples they came from, all the grains examined here through photonic microscopes and SEM imaging yielded homogeneous inner structure and composition (**Fig. 5**A, B): no possible precursor of glauconite, no zoning, but only homogeneous areas are observed (Fig. 5B). In addition to their composition in potassium and iron mentioned above, the grains exhibit a number of features indicating a high degree of maturity. Indeed, XRD always yields glauconite diffractograms with well-defined peaks, to be related to a high crystallinity. Through SEM imaging, some grains showed rosette textures on the surface (Fig. 4E). Rosette-like structures are a marker of maturity according to Lopez-Quiros et al. (2019), Banerjee et al. (2012b) or Roy Choudhury et al. (2021b, 2023). A dark-green color together with the presence of cracks is commonly associated to a high degree of maturity (Giresse et al., 2021; Roy Choudhury et al., 2021b, 2023).

3.2. Distribution of the samples in two sets

In what follows, the analytical results are illustrated and interpreted in two separate sample sets. The set 1 groups glauconites of various ages and depositional environments (#1, 2, 4 and 6 of Fig. 1 and Table 1). They have been examined by Tribovillard et al. (2021, 2023a). The geological formations where these samples come from are summarized in Table 1. They span a facies range from oyster reefs to chalk via silty marls and green sands, and an age range from the Kimmeridgian/Tithonian to the Cenomanian. The deepest depositional settings correspond to the Cenomanian chalk, the other ones range between shallow shoreface and (lower?) offshore, as detailed in Tribovillard et al. (2021, 2023a). The set 2 groups the samples of limestone beds and marly beds from the Assises de Croï Fm (Tribovillard et al., 2023b; #3 of Fig. 1). The Assises de Croï Fm is dated as upper Tithonian (Albani, Glaucolithus and Okusensis ammonite zones; Townson & Wimbledon, 1979; Tribovillard et al., 2023b and references therein). With a thickness of ca. 10 m, the Assises de Croï Fm yields nodular, glauconitic limestones alternating with silty, glauconitic marls (**Fig. 6** next page). This second sample set therefore contains glauconite grain populations of the same age and deposited under the same energy and depth conditions, they differ only in their host-rock facies (limestone versus marl), expressing contrasted diagenetic processes. Separating the samples into two sets allows the interpretations to be drawn at contrasting scales: the set 1 will permit interpretations about glauconite populations spanning various depositional settings and ages, whereas the set 2 will allow the focus to be set upon small variations at closer scale.

3.2.1. Sample set 1.

The K_2O contents of the glauconite samples are relatively high, distributed between 2% and 9%, most often above 6% (**Fig. 7**). Only the chalk samples Craie1-4 rank below 6%. This figure illustrates that most of the samples may be considered to be highly mature, according to usual nomenclature (K_2O above 8%). The K_2O contents correlate remarkably well with Rb contents ($R^2 = 0.97$; **Fig. 8**A). In other words, the excellent correlation between K_2O and Rb is not altered by the contrasting ages and depositional settings of the samples analyzed (see below). As regards REE, no striking point can be put forward. If we consider all the REEs, we see that the parameter ∑REE brings out from the set of samples the glauconites contained in four chalk samples (Craie 1-4) as well as the two condensed levels rich in phosphate shells (P1 & P2) and one of the four patch reefs studied (PR3; Fig. 8B shaded area). All other samples show comparatively much lower ∑REE. The patterns of REE established from glauconite grains are grouped in **Figure 9**A. No marked tendency stands out. Anomalies in Ce and Eu are not very marked; those in Eu are usually weakly positive, those in Ce are weakly positive or negative. The (La/Lu)N ratio shows a fairly wide range of values, the values of the (La/Sm)N ratio are more narrowed and a wider range of values is observed for the (Gd/Yb)N ratio. Noteworthy, the contents (normalized or not) of Nd and Sm are closely correlated, whatever the origin of the samples (age, depositional setting). The correlation linking Sm and Nd is classical but, here, it is unaffected by the depositional or diagenetic conditions (Fig. 8C). As regards redox-sensitive trace elements, the glauconite samples of the sample set 1 show relatively high contents in vanadium (V) and chromium (Cr), these elements yielding some positive correlation (Fig. 8D). In the same way, although germanium (Ge) concentrations do not exceed 10 ppm, they generally show a fair correlation with V concentrations (Fig. 8E).

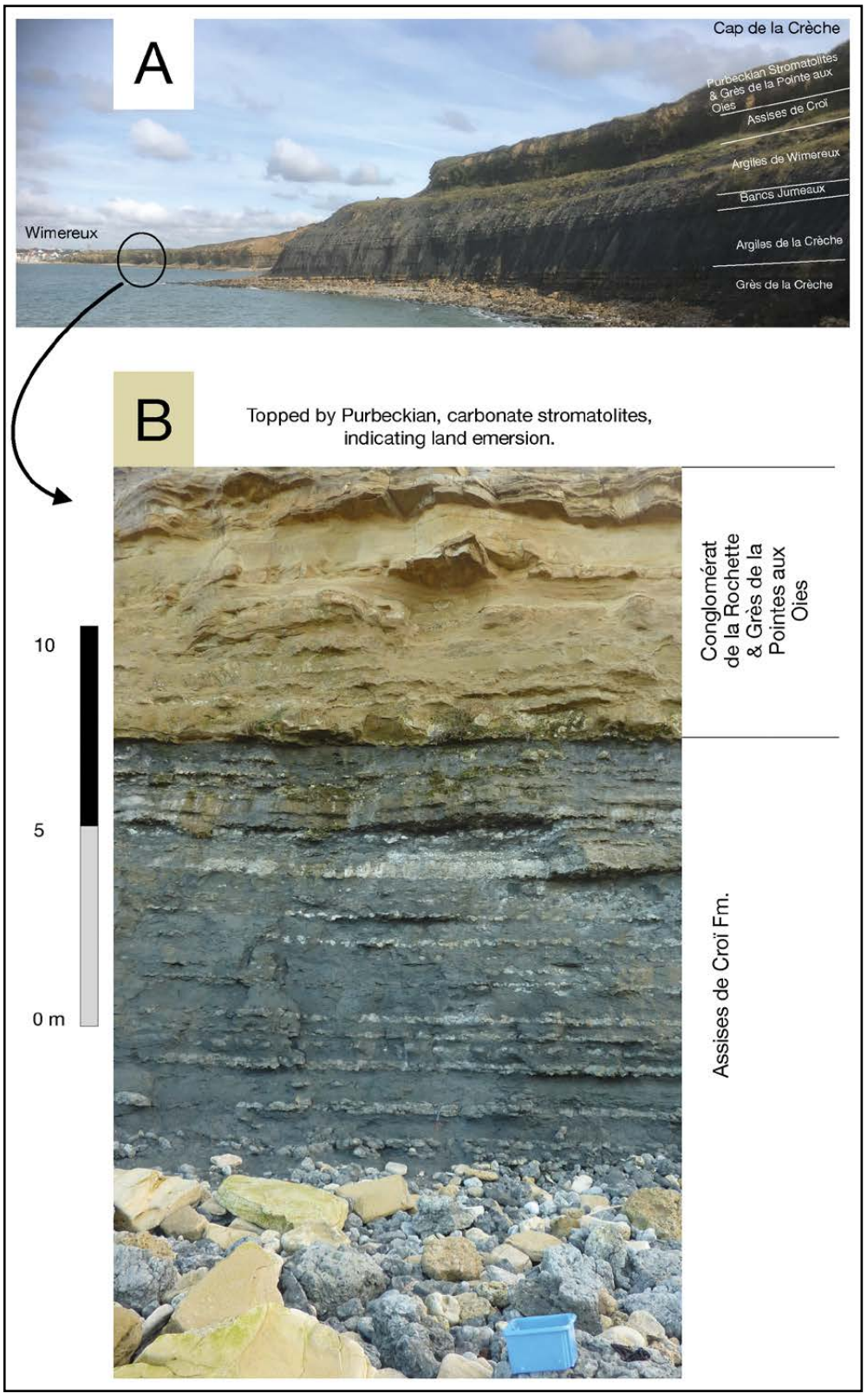


Fig. 6. View of the Assises de Croï Fm pictured between the city of Wimereux and the small cape called Rochers du Fort de Croï (A), located at mid-distance between Wimereux and the Cap de la Crèche (map in Fig. 1). B: the facies of the limestone-marl alternation. The formation was pictured south of Wimereux because there, the outcrop forming a clear-cut cliff, but it was sampled north of Wimereux (Pointe de la Rochette) where the outcrop is more accessible. Photo used in A was already used in a composite picture of Tribovillard et al. (2023a, their Figure 2).
Fig. 6. Vue des Assises de Croï Fm photographiée entre la ville de Wimereux et le petit cap appelé Rochers du Fort de Croï (A), situé à mi-distance entre Wimereux et le Cap de la Crèche (carte fig. 1). B : le faciès de l'alternance calcaire-marne. La formation a été photographiée au sud de Wimereux car là, l'affleurement forme une falaise nettement découpée, mais elle a été échantillonnée au nord de Wimereux (Pointe de la Rochette) où l'affleurement est plus accessible. La photo utilisée en A était déjà utilisée dans une image composite de Tribovillard et al. (2023a, leur figure 2).

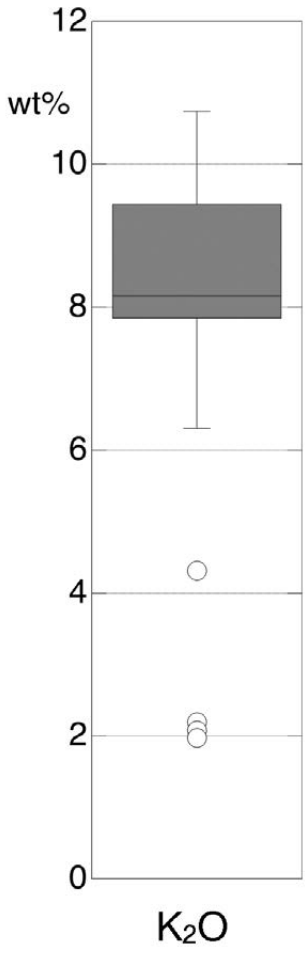


Fig. 7. Box diagram of the K_2O concentrations measured on 45 samples of glauconite (this work plus non-published analyses), showing that most samples rank beyond 8 wt%.
Fig. 7. Diagramme encadré (ou diagramme en boites) des concentrations de K2O mesurées sur 45 échantillons de glauconite (cette étude + analyses non publiées), montrant que la plupart des échantillons se situent au-delà de 8 % en proportions pondérales.

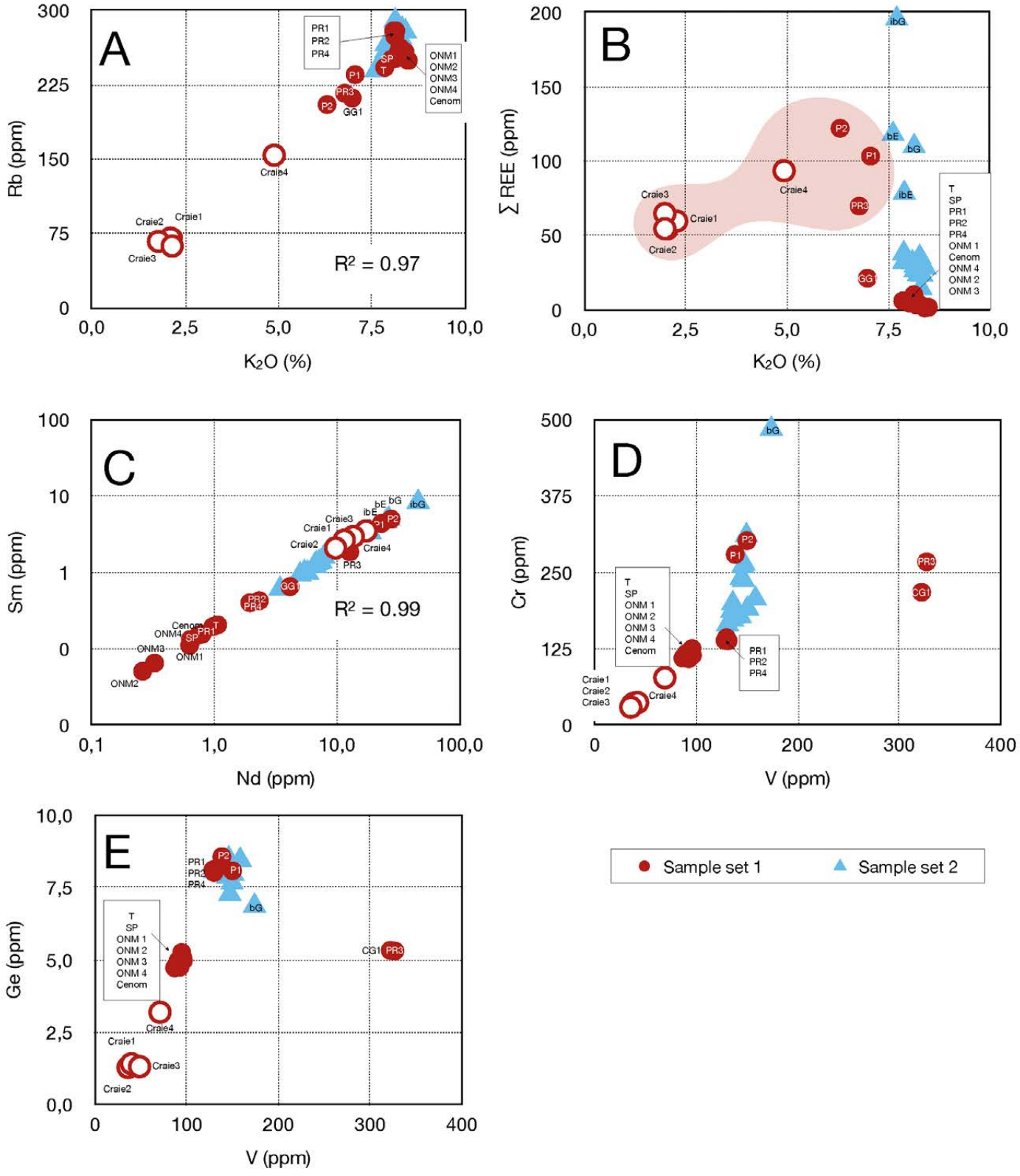


Fig. 8. Various cross diagrams illustrating the respective samples of the two sets examined here. A: K_2O *versus* Rb; B: K_2O *vs.* ∑REE; C: Nd *vs.* Sm; D: V *vs.* Cr; E: V *vs.* Ge. The samples of set 1 are all labelled; only the outliers of sample set 2 are labelled, for the sake of readability of the picture. Sample names are indicated in Fig. 1.

Fig. 8. Divers diagrammes croisés illustrant les échantillons respectifs des deux ensembles examinés ici. A : K2O versus Rb ; B : K2O versus ∑REE ; C : Nd versus Sm ; D : V versus Cr ; E : V versus Ge. Les échantillons de l'ensemble 1 sont tous étiquetés ; seules les valeurs aberrantes de l'ensemble d'échantillons 2 sont étiquetées, par souci de lisibilité de l'image. Les noms des échantillons sont indiqués sur la figure 1.

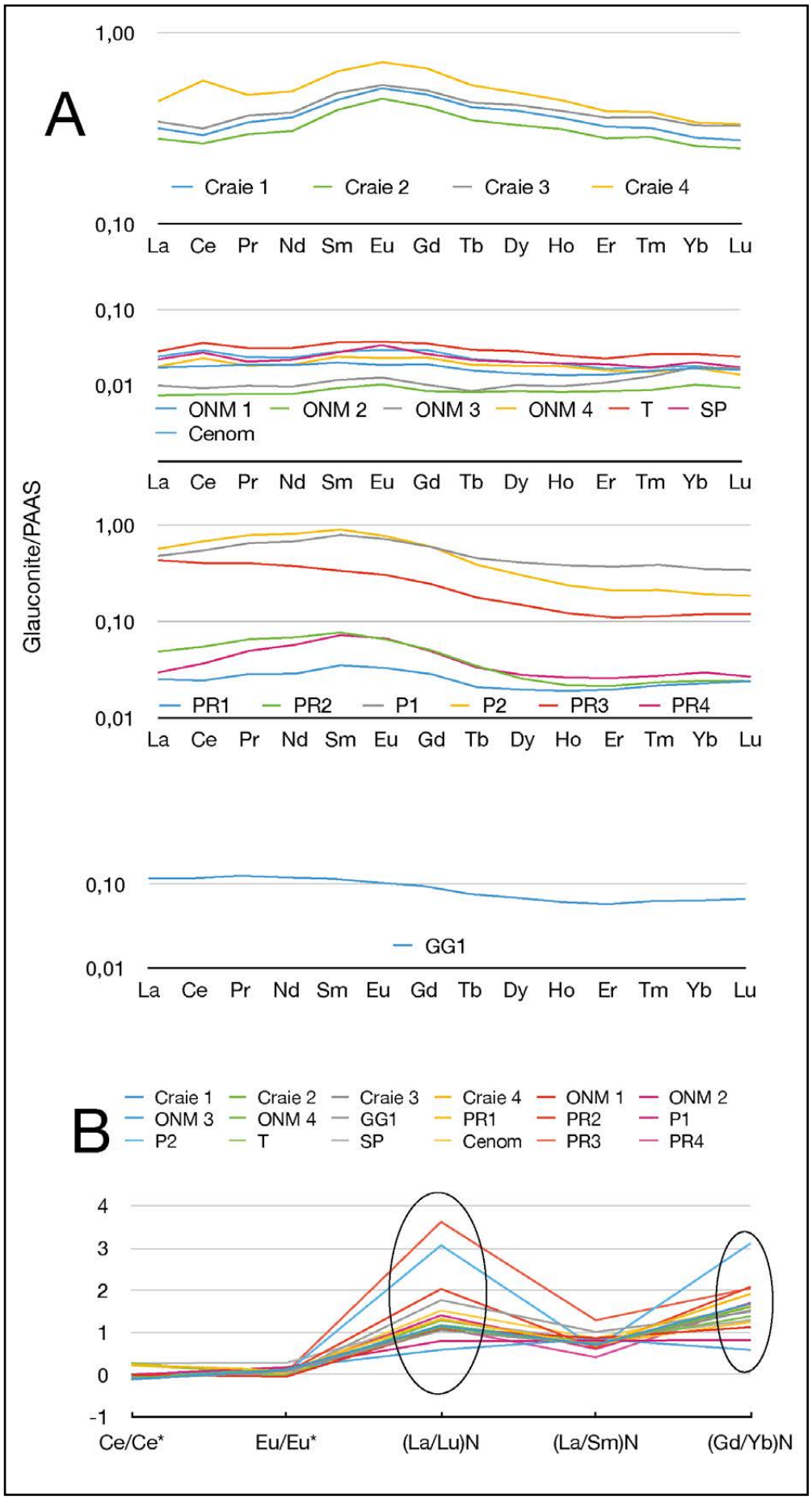


Fig. 9. Rare earth element (REE) patterns (A) and parameters (B) of sample set 1. Sample locations are indicated in Fig. 1. B: Distribution of values of REE parameters commonly used to describe patterns (A). These are the cerium and europium anomalies, as well as the ratios characterizing light, medium and heavy REE, respectively. The ellipses show that the most variable parameters are (La/Lu)N and (Gd/Yb)N; for easier reading, see the values table 2.

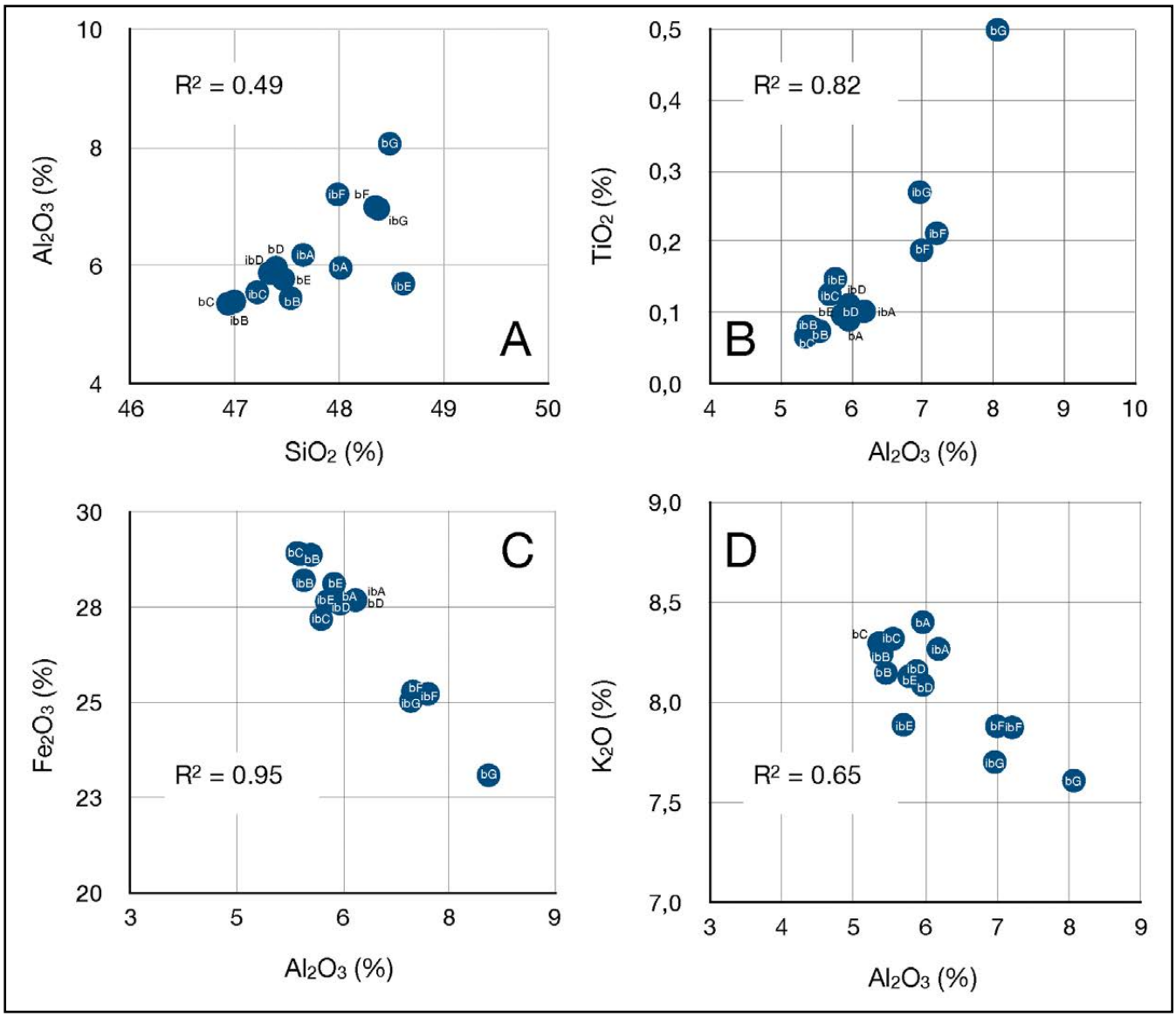
Fig. 9. Patterns de Terres Rares (REE) (A) et paramètres (B) de l'ensemble d'échantillons 1. Les localisations des échantillons sont indiquées sur la figure 1. B : Distribution des valeurs des paramètres de Terres Rares communément utilisés pour décrire les patterns (A). Il s'agit des anomalies en cérium et en europium, ainsi que des rapports caractérisant les Terres Rares légère, medium et lourdes, respectivement. Les ellipses montrent que les paramètres les plus variables sont (La/Lu)N et (Gd/Yb)N; pour une lecture plus aisée, voir le tableau de valeurs 2.

3.2.2. Sample set 2.

As for the sample set 1, the glauconites of the sample set 2 show relatively high concentrations in V and Cr, with the respective concentrations of the two elements being correlated. With respect to Ge, the glauconites of the set 2 plot in the V vs. Ge diagram of Figure 8E consistently with the ones of the set 1. The most striking correlations are observed between Nd and Sm from one part, and K_2O and Rb from the other part (Fig. 8A, C). In addition, a negative correlation is observed between Al, from one side, and K_2O or Fe_2O_3 from the other side (**Fig. 10**), while a positive correlation is seen between Al vs. SiO_2 and TiO_2 (Fig. 10A, B). It indicates that iron and potassium, two key elements with regard to glauconite growth, are not simply inherited from the precursor aluminosilicate nucleus the authigenic growth started on. Therefore, part of the content in both metals must have been captured from seawater during authigenesis. As for the glauconite of Set 1, no obvious relation is observed between K_2O and ∑REE (Fig. 8B).

Figure 11A, B allows to compare the respective REE patterns of the carbonate and marly beds of the Assises de Croï Fm. The most visible features do not concern the carbonate vs. marly beds comparison, but instead three samples (E, F, and G). differ from their companion samples, either for carbonate vs. marly beds (Fig. 11A, B). In other words, differences are more stratigraphic than lithologic. The redox-sensitive trace metals considered here do not yield any observable trend, with neither contrast between carbonate vs. marly beds, nor stratigraphic distributions.

Fig. 10. Various cross diagrams illustrating the samples of the set 2 (Assises de Croï). A: SiO_2 *versus* Al_2O_3; B: Al_2O_3 vs. TiO_2; C: Al_2O_3 vs. Fe_2O_3; D: Al_2O_3 vs. K_2O. Sample labels: b stands for carbonate bed, ib stands for marly interbed. Sample locations are indicated in Fig. 1.
Fig. 10. Différents diagrammes croisés illustrant les échantillons de l'ensemble 2 (Assises de Croï). A : SiO2 contre Al2O3 ; B : Al2O3 contre TiO2 ; C : Al2O3 contre Fe2O3 ; D : Al2O3 contre K2O. Etiquettes des échantillons : b signifie lit (i.e., bancs carbonatés), ib signifie interlit (i.e, interlits marneux). La localisation des échantillons est indiquée sur la figure 1.



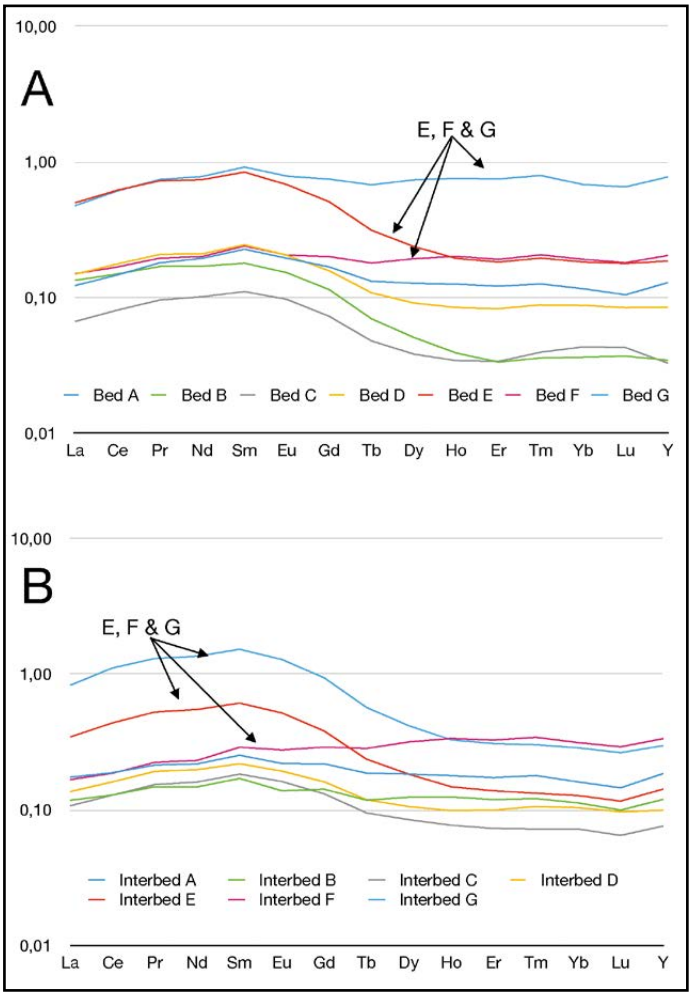


Fig. 11. REE patterns of sample set 2. A: carbonate beds; B: marlstone beds (Assise de Croï Fm). Sample locations are indicated in Fig. 1.
Fig. 11. Patterns de Terres Tares (REE) de l'ensemble d'échantillons 2. A : bancs carbonatés; B : lits de marnes ou interbancs marneux (Assise de Croï Fm). Les localisations des échantillons sont indiquées sur la figure 1.

4. INTERPRETATIONS

4.1. REE distribution and signs of maturity

Previous works (Fleet et al., 1980 and references therein; Stille & Clauer, 1994; Kechiched et al., 2018) have shown that authigenic minerals exhibit relatively complex partitioning with respect to seawater, regarding REEs. Using selective chemical extractions, Zhang and Shield (2023) confirmed the mobility of REE during early diagenesis in marine sediments. It is established that seawater has a deficit in Ce for redox reasons and the minerals formed in the ocean environment record this deficit (e.g., Piper, 1974; Murray et al., 1990; Sholkovitz & Schneider, 1991; Wilde et al., 1996; Tostevin et al., 2016). However, Fleet et al. (1980) report that this deficit does not appear in authigenic minerals formed in shallow marine environments. Glauconites from shallow seas sometimes even show weakly positive anomalies, which are attributed to the fact that glauconite preferentially incorporates Ce from seawater (sort of "cerium pump"). Similarly, seawater is relatively enriched in heavy REEs, due to the propensity of these REEs to form soluble complexes; however, this enrichment is not observed in authigenic minerals from shallow marine environments (Fleet et al., 1980; Deng et al., 2017).

The potassium content (K_2O) is a classic marker of glauconite maturity used by many authors following the pioneering work of Odin & Matter (1981). A K_2O content above 8 wt% together with a Fe_2O_3 concentration of 24%—28% is the signature of the highly evolved glauconite, the formation of which lasting over a few hundred of kyrs, or even about one million yrs. Here, the K_2O and Fe_2O_3 concentrations of the samples studied correspond predominantly to highly mature glauconite. It may be stressed that some glauconite grains of the patch reefs (samples PR) show rosette-like structures (Fig. 4E). Such structures correspond to evolved but not highly evolved stages of glauconite development, according to Banerjee et al. (2019), Oze et al. (2019), Roy Choudhury et al. (2021b) and Singh et al. (2023). The rosette-showing grains have, however, high concentrations in iron and potassium. This discrepancy could be accounted for by the fact that these samples come from oyster patch reefs that worked as a sort of glauconite factory (Tribovillard et al., 2023a). The patch reefs developed at, or close to, cold-seep vents (Hatem et al., 2016). Cold seep fluids may be sources of dissolved iron and potassium (Suess, 2014; Olu et al., 1996; Wang et al., 2017, Zhang et al., 2022). Therefore, as the glauconites of the samples PR grew close to sources of Fe and K, they might have been enriched in both metals even if the rosette structures suggest a lesser degree of maturity. Last, Banerjee et al. (2019) and Oze et al. (2019) noted that such structures may be linked to infilling (e.g., of foram chambers); however the morphologies of the grains observed in the present study did not allow such a conclusion (which does not rule out the infilling hypothesis).

Tribovillard et al. (2023b) identified precocious glauconite, that formed prior to the hosting, early-diagenetic limestone beds, although showing the geochemical characteristics of evolved glauconite. In other words, glauconite could form during earliest diagenesis in a shallow depositional setting where sedimentation rates were substantial, and yet it bears all the physical and geochemical characteristics of a glauconite supposedly grown during protracted durations. This paradox evidences that the K_2O content cannot be considered any longer to be automatically a reliable tracer of the duration of formation for glauconite (see also Chafetz & Reid, 2000). Therefore, it may be of interest to know whether REEs can be an alternative marker for this process. To examine the trace-element content as a marker of diagenetic conditions, the question about the nature of the precursor phase must be addressed: the K_2O content of a glauconite may be impacted if the precursor is a K-feldspar. In such a case, using the K_2O

concentration as a maturity proxy may be pointless. From the X-ray diffractograms yielding pristine glauconite, the mineralogical nature of the precursors could not be inferred. Examining the inner structure and composition using SEM did not help either in the determination of the precursor phases. Finally, in the present case, all the glauconite grain samples studied except for the 4 bulk-rock chalk samples Craie1 to Craie4) show a high K_2O content (Fig. 7). However, it is highly unlikely that all the remaining samples all had a K-rich precursor. Therefore, we are unable to discuss the role possibly played by the precursor phases in the composition of the studied glauconite samples but our results suggest that their K richness cannot be ascribed to a single type of precursor; consequently, it will be considered that the K_2O content can be used as a marker of the degree of evolution of glauconite. Accordingly, the possible influence of the precursors upon the trace element composition cannot be meaningfully discussed.

Regarding the sample set 1, the ∑REE factor is not correlated with the K_2O concentration, but it is observed that the samples which are the richest in phosphate nodules are also those showing the highest ∑REE (7 samples: 4 chalk samples Craie1 to 4, the P1 & P2 levels of the Bancs Jumeaux Formation and one patch reef PR3; Fig. 8B, shaded area). Noteworthily, the concentrations in P_2O_5 and ∑REE are not correlated, and yet the usual presence of REE in phosphorites is well documented in the literature (Kechiched et al., 2018 and references therein). Regarding the seven samples mentioned above, the chalk samples come from the Cenomanian levels which underwent a very pronounced rise in sea level accompanied by a strong decrease in the rate of sedimentation (Amorosi & Centineo, 2000; Amédro & Robaszynski, 1999). Similarly, levels P1 & P2 correspond to prolonged gaps of sedimentation (Geyssant et al., 1993; Deconinck et al., 1996; Deconinck and Baudin, 2008) of a duration estimated to be in the order of one or two ammonite zones (Hudlestoni and Pectinatus). Thus, these six samples correspond to the most condensed episodes of sedimentation among all the cases studied in this work; it is therefore proposed that the sedimentation slowdowns are associated with an increase in the REE content of authigenic glauconite, in relation to the prolonged exchange times between the seawater and the glauconite grains being growing authigenically. Beyond the ∑REE parameters, are specific distributions of REEs observable in the patterns? Three of the four chalk samples show a slight negative anomaly in Ce (samples Craie1—3, Fig. 9), which could suggest that the glauconites had more time to incorporate Ce from the seawater. Nevertheless, the same figure illustrates that this anomaly is not observed for the fourth chalk sample and no heavy-REE enrichment is recorded in any of the four samples. The same goes for P1 & P2, showing neither Ce anomaly, nor enrichment in heavy REE. Thus, the glauconites that formed under conditions of low sedimentation rate did not play any role of "sink" for Ce and heavy REE. The other samples show hardly any interpretable trends. A slight enrichment in intermediate (medium) REE is observed for a certain number of samples (convex-up shape from La to Tb, Fig. 9). Such enrichment has already been observed by Fleet et al. (1980) and seems to be common for glauconite, without the authors offering any interpretation.

In short, on the basis of the first set of samples examined here, illustrating different depositional conditions, varying sedimentation rates and contrasted ages, it appears that the REE patterns of the glauconites do not allow for the identification of interpretable trends. At best, it is observed that the total REE content (∑REE) was higher when sedimentation rates were lower. This absence of interpretable trends in the distribution of REEs may be attributable to sampling heterogeneity. To compare samples of ages that are too far apart, or deposited in contexts differing from each other by too many parameters might not be relevant. To test this hypothesis, a second set of samples was taken into consideration. It is restricted to samples from the same formation (the Assises de Croï Fm) and therefore of approximately the same age and deposited under similar conditions (upper offshore). In addition, these similar conditions suggest that the regional-scale seawater composition may have been stable during the entire deposition of the alternating facies. However, regarding most specifically the sample set 2, the results illustrated with Figs. 8 and 11 do not allow any interpretation to be drawn, as far as REE and ∑REE are considered. No tendency could be observed, considering the samples of the carbonate or marly beds, or mixing all the samples. REE examination does not yield any significant support.

4.2. K_2O *vs.* Rb, Sm *vs.* Nd

For all the samples of glauconite studied (sample sets 1 & 2), the chemical analyses make it possible to draw remarkable correlations between the contents of K_2O and those of rubidium (Rb) on the one hand, and between the contents of samarium (Sm) and those of neodymium (Nd), on the other hand (Fig. 8). Regarding most specifically the sample set 2, the concentrations in K_2O and Rb on the one hand, and Nd and Sm on the other hand, plot at a consistent location in a K_2O vs. Rb diagram or Nd vs. Sm diagram, respectively: expectedly, the samples of Set 2 are grouped in these diagrams, in agreement with their similar origin (close in time and space), compared to the samples of Set 1. Substitution of K by Rb is common in glauconite as in many other minerals (e.g., Wiewiora & Lacka, 1985, and, more recently, Rafiei et al., 2023). The Sm-Nd couple is mainly studied for the purposes of isotopic dating but the concentrations of these two elements have hardly been examined as far as we know (Rafiei et al., 2023). The striking feature of our results is that in the two diagrams K vs. Rb and Sm vs. Nd (Fig. 8), the

points align almost perfectly while the glauconites analyzed are quite heterogeneous with regard to both their age (Tithonian, Aptian-Albian, Cenomanian) and their environments of formation. Thus, despite these disparities, K and Rb on the one hand, and Sm and Nd on the other hand, were incorporated in the same proportions in the authigenically growing glauconite. This suggests that differences in the chemical composition of the seawater as well as that of the sediments did not impact the crystal chemistry of glauconite: diadochic substitutions thus seem to have obeyed very strict rules. This is interesting in as much as it is thus suggested that glauconite is not a mineral with loose specifications depending on the ambiance it grows in during early diagenesis: whatever the duration of authigenic growth and the variations in (interstitial) seawater composition that may have occurred between the Tithonian and the Cenomanian in the Boulonnais, glauconite yields constant proportions between K and Rb, and Sm and Nd. Several explanations may be put forward. The equilibrium between K_2O and Rb, and between Sm and Nd, may be interpreted as the indicator of high maturity, from a crystallochemical point of view, which demands time. To illustrate this statement, the strontium abundance of carbonates may be considered. Fast forming aragonite or calcite incorporate Sr in important and variable proportions, whereas slow-forming or recrystallized calcite has Sr low contents that fall into rather narrow concentration ranges (Morse & Mackenzie, 1990). In other respects, the outstanding correlations shows that neither 'fractionation' nor sort of 'Rayleigh distillation' occurred between the two pairs of elements. It is inferred that the glauconite growth took place in close contact with an 'infinite reservoir' of dissolved elements (Rb, K, Nd, Sm), that is, the open seawater reservoir. With the proximal depositional settings described here, where sedimentation rates must have been relatively high, unhindered contacts with marine water masses imply that authigenic growth must have been (relatively) rapid. However, 'earliest diagenesis' does not necessarily implies 'shortest duration': the glauconite at stake here may well have formed during the earliest stages of diagenesis but the process may have lasted quite long (J.-F. Deconinck mentions evidences for some depositional gaps within the Assises de Croï Formation; personal communication 2024) . The words early or late diagenesis express here a chronological succession with no precise quantification of duration. Although no quantitative data regarding the duration of glauconite growth are available here, it may be stated that, from a qualitative point of view, the depositional settings discussed here were shallow (at most lower offshore) and, thus, the sedimentation rate was probably not null. Consequently, even if long periods of growth might be envisioned in such shelfal settings, these durations are not likely to be extreme. A way to reconcile the need for a long time of growth accompanying episodes of condensed sedimentation (van Houten & Purucker, 1985; Föllmi, 2016) and proximal settings with possible relatively high sedimentation rates would involve the role played by winnowing processes (Giresse & Wiewiora, 2001; Föllmi, 2016). Proximal settings may witness episodes of condensation prone to formation of glauconite, and episodes of deposition, with glauconite being concentrated through winnowing.

4.3. Redox proxies of the two sample sets

The glauconites of the two sample sets show rather high concentrations in both V and Cr (both being correlated) and a correlation between V and Ge. Vanadium is a long-known redox-sensitive element that has been intensively studied (Breit & Wanty, 1991; Wanty & Goldhaber, 1992; Tribovillard et al., 2006; Meunier, 1994; Huang et al., 2015; Gustafsson, 2019; Haase et al., 2024). Vanadium is also known to be incorporated into phyllosilicates during diagenesis in a reduced stage (Huang et al., 2015; Gustafsson, 2019). Therefore, as formation of glauconite has been proved to take place during earliest diagenesis in the Assises de Croï Fm, V concentrations must be a reliable marker of the redox conditions developing at the sediment-water interface (or close to it), during the initial stages of diagenesis/authigenesis.

Germanium (Ge) has been proven to be redox sensitive in sedimentary environments (Tribovillard et al., 2011, 2021), during its substitution to Si in silicates (e.g., Rouxel et al., 2006; Tribovillard, 2013). Therefore, the correlation between V and Ge in glauconites is quite logical in the present case. Chromium is also reputed to be redox sensitive (to some extent) and to be brought to the sediments together with organic matter (Tuttle et al., 2009; Semeniuk et al., 2016). Bruggmann et al. (2023) recently insisted on the importance of the role played by organic matter in the enrichment of the sediment in Cr. In the present case, organic matter is lowly abundant in the deposits of the Assises de Croï Fm (TOC < 0.5%; Tribovillard et al., 2023b). In addition, Rock Eval pyrolysis showed that the organic matter is of Type III, that is, most probably issued from terrestrial organic products or degraded marine organic matter. Thus, the richness in V, the paucity of organic matter, the absence of well-preserved marine organic matter strongly suggest that bottom conditions were reducing and marine productivity was modest. With such reducing redox conditions, high productivity would have expectedly induced significantly higher TOC values and the presence of Type-II organic matter, which is not the case. Consequently, under depositional conditions characterized by reducing conditions and low organic supply, the enrichment in Cr and the correlation between V and Cr may be ascribed to the sole redox conditions.

4.4. Grain size of the glauconites of the sample set 2 (Assises de Croï Fm)

As mentioned in previous works, the HCl-leached fraction of the rock samples contains quasi-exclusively quartz and glauconite (Tribovillard et al., 2023a, 2023b). These two mineral species were efficiently separated using a magnetic separator and could be analyzed separately. The grain size analyzes are presented and discussed in Tribovillard et al. (2023b). The glauconite grains of the alternating carbonate and marly beds of the Assises de Croï Fm have been reported to have grown during earliest diagenesis, prior to the diagenetic precipitation of the carbonate beds (Tribovillard et al., 2023b). The results of importance for the present paper are gathered in **Fig. 12** showing curves of grain size distribution for quartz and glauconite, whether they come from carbonate beds or from marly ones in the Assises de Croï Fm. The populations of quartz grains show a well-sorted, unimodal size distribution, whereas the populations of glauconite grains are poorly sorted. The size distribution curves of the populations of quartz grains yield peaks between 100 µm and 200 µm for both bed and interbed facies. In contrast, the modes of the glauconite curves correspond to larger particule size in the marly beds compared to the carbonate beds. For the bed-hosted glauconites, all the curves but one are superimposed, with a main mode centered around 25 µm, whereas the curves of the interbed-hosted glauconites show modes dispersed between 30 µm and 100 µm. Thus, the glauconite particles of the marly beds are larger and more heterogeneous than those of the carbonate bed (they do not overlap so well). In contrast, the size distribution curves of the populations of quartz grains show similar patterns for the carbonate vs. marly beds, thus indicating that the level of hydrodynamic energy was similar for both environments of deposition. Thus, the discrepancy in the distribution of the glauconite grain sizes

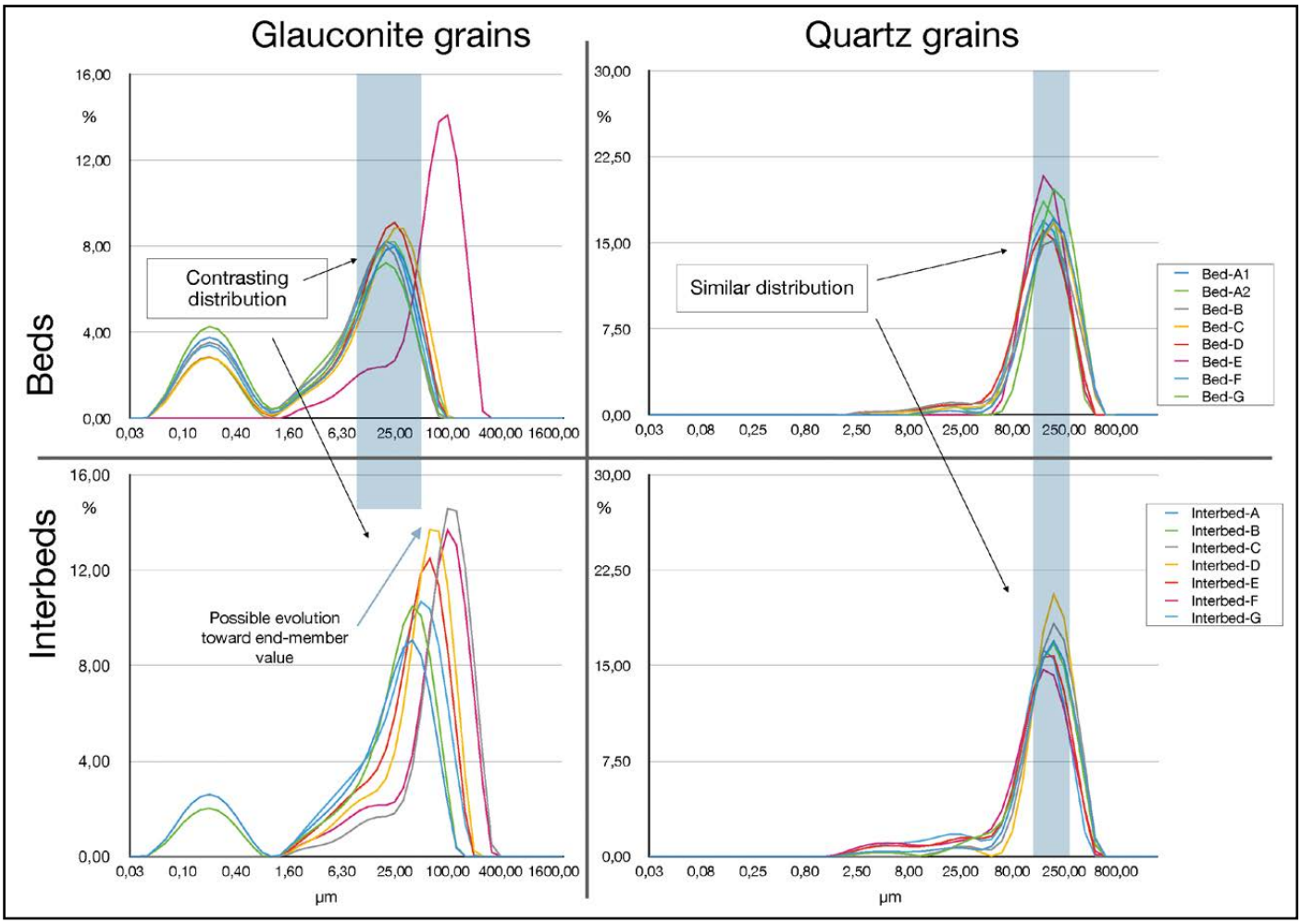


Fig. 12. Grain size distribution curves of glauconite and quartz grains from carbonate beds or marlstone beds of the Assises de Croï Fm. For the glauconite grains, the curves are superimposed in the carbonate beds (shaded area) but not in the marly ones. In the latter, the peaks tend toward an end-member position that can also be observed for the beds. For the quartz grains, the curves are similar for the beds and internats (shaded area).
Fig. 12. Courbes de distribution granulométrique des grains de glauconite et de quartz des niveaux carbonatés ou marneux des Assises de Croï Fm. Pour les grains de glauconite, les courbes se superposent dans les lits carbonatés (zone grisée) mais pas dans les interbancs marneux. Dans ces derniers, les pics tendent vers une position extrême que l'on peut également observer pour les bancs calcaires. Pour les grains de quartz, les courbes sont similaires pour les bancs et les interbancs (zone ombrée).

cannot be explained by contrasted hydrodynamics but it can be accounted for by contrasted duration of authigenic growth. The glauconite in the case of marly beds is larger and more homogeneous in size, as if a prolonged growth of the authigenic grains would have tended towards a maximum terminal size over time (a sort of end member). At the end of the growth process, the authigenic grains would fall into a relatively narrow range of particle size value. Contrarily, inside the carbonate beds, the glauconite is smaller and less homogeneous in size. Glauconite growth preceded that of the carbonate beds, but the precipitation of carbonates isolated the glauconite grains from the marine environment as they were growing. Being isolated from their aqueous environment, the grains could not continue their growth and did not reach the same size limit as in the case of the grains of the marly beds, i.e., the size of syngenetic glauconites would reflect the duration of their growth. This hypothesis is supported by the geochemical argument discussed above: the glauconites of the depositional milieus characterized by low sedimentation rates are the richest in REE (highest ∑REE).

4.5. Implications for the causes of the limestone-marl alternation of the Assises de Croï Fm

The two facies of this formation are strikingly contrasted upon field observation; however, they cannot be distinguished using geochemical criteria (trace metals and REE) for glauconite examination. In other words, the glauconite witnessed what was going on during earliest diagenesis but did not record any difference or variation in the redox status of the sediment-water interface. This observation is in contrast with what Bellanca et al. (1997) observed, examining the bulk-rock REE distribution in limestone-marlstone couplets from the hemipelagic Cretaceous of Venetia. These authors carried out the sole study available in the literature (to the best of our knowledge; see also a related study by Su et al., 2020), comparing REE distribution in limestone beds vs. marly beds from limestone-marl alternations. They concluded that REE were impacted by redox conditions but they did not study specifically the authigenic phyllosilicate fractions. Their results encompass what was occurring in the entire water column and not specifically what was going on at the very sediment-water interface as is done in the present work.

The grain size distributions of quartz populations of both facies do not yield any difference, indicating that the levels of energy were similar during particle settling. Consequently, the diagenetic precipitation of limestone nodules and beds, which happened after sediment accumulation and glauconite growth, was not conditioned by the grain size of the detrital supply nor by redox conditions. The carbonate fraction of the beds bears the imprint of organic carbon in that the stable isotope composition of C shows negative values, differing from seawater signature of Late Jurassic seas and oceans (Tribovillard et al., 2023b). The nodules and beds growth incorporated "light" carbon released by organic-matter remineralization, circulating per ascensum. Why the carbonate precipitation happened at specific levels within the sediments, forming continuous beds, is not evident. Nevertheless, it was not induced by the grain size distribution of the clastic particles. The role of permeability barriers opposing to fluid circulation and inducing carbonate saturation and precipitation can thus be ruled out. The carbonate supersaturation must be related to the presence of organic matter or methane, and biogenic bicarbonate ions inducing/fostering diagenetic precipitation, ending with limestone beds being aligned parallel to the sea bottom and bedding. See for instance the recent paper of Akam et al. (2023) and references therein. Such a stratal layout of authigenic carbonate beds and coalescent nodules was examined with the parallel two (occasionally three) beds of the Tithonian Bancs Jumeaux Fm of the Boulonnais (Table 1; Tribovillard et al., 2012). The explanations involved episodic spills of fluids onto the sea bottom, released by cold seepage sites. Our data do not allow this scenario to be ascertained in the present case but (at least some) alternative scenarios can be ruled out.

5. CONCLUSIONS

This work brings new elements to our understanding the complex mineral glauconite. First, the glauconites studied here show morphological and geochemical indications of maturity, according to the classical criteria, which suggests a protracted period of growth. Besides, over a range of age spanning the Late Jurassic and mid- and Late Cretaceous, and over a range of shelfal environments, the glauconite studied all show narrowly identical values for the Rb:K_2O and Sm:Nd ratios, respectively. Such constant ratios also suggest that a crystal chemical equilibrium had enough time to establish a balance, and that the authigenic growth was operating in an infinite reservoir, that is, close to the sediment-water interface. Long time, proximity to the sediment-water interface: both facts suggest slow sedimentation rates. However, in other respects, the glauconite grains of the Assises de Croï Fm terminated their growth during early diagenesis. Thus, it is concluded that glauconite can gain the signs of mineralogical maturity during early diagenesis. Early diagenesis is not incompatible with long time; nevertheless, all the glauconites at stake here formed in shelfal environments, that is, in places where sedimentation rates may hardly be close to zero during protracted periods of time. Intermittent sedimentation over time with repeated episodes of winnowing may explain a (relatively) long time for the formation of glauconite on the one hand, and an agitated sedimentary environment with terrigenic inputs, on the other hand. Anyway, as we have no means to assess the quantitative duration of the growth of glauconite, we will only refer to early diagenesis, regardless to its duration. Second, no robust information could be

derived from the REE distributions but one: the total amount of REE (∑REE) could echo the duration of formation of glauconite. Therefore, our results reinforce the view that REE of authigenic minerals are of little help to decipher (past) environmental conditions of shallow marine milieus. Third, the limestone-marl alternation of the Assises de Croï Fm allows early diagenetic glauconite to be used as a witness of the conditions developing at or below the sediment-water interface. The facies alternation has no relation to see with alternating redox conditions affecting the sediment-water interface, nor with the hydrodynamic energy during particle settling. The reason(s) why diagenetic carbonate beds did form with a stratiform geometry remain a bit unclear but, at least, our results allow excluding some of the potential factors. Lastly, the grain size distribution of the glauconite grain populations is by far the clearest parameter allowing glauconite to be distinguished between diagenetic carbonate beds and marly interbeds. This study illustrates that the glauconite growth was hampered by the diagenetic formation of the carbonate beds that caged glauconite grains, thus preventing any further growth. Oppositely, glauconite growth was not hampered in the marly interbeds and the grains tended to an end-member size that could not be exceeded.

Acknowledgements. Our thanks go to the Programme Tellus Syster of the French Institut des Sciences de l'Univers (INSU) for funding our work. We thank Monique Gentric for the financial/administrative management, and Marion Delattre & Sandra Ventalon for the technical support of this project, as well as the LOG laboratory and the Department of Earth Sciences of the University of Lille for their support. This paper has been improved thanks to the reviews carried out by Jean-François Deconinck and François Guillot.

References

AKAM S.A., SWANNER E.D., YAO H., HONG W.-L. & PECKMANN J. (2023). - Methane-derived authigenic carbonates – A case for a globally relevant marine carbonate factory. *Earth-Science Reviews*, **243**, 104487. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104487.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1999). - The Cenomanian chalk of the Boulonnais. Comparison with the Aube (France) and Kent (United Kingdom). *Géologie de la France*, **2**, 33-53.

AMOROSI A. & CENTINEO M.C. (2000). - Anatomy of a Condensed Section: The Lower Cenomanian Glaucony-Rich Deposits of Cap Blanc-Nez (Boulonnais, Northern France). in Editor: C.R. Glenn, L. Prevot-Lucas, J. Lucas, *Marine Authigenesis: From Global to Microbial*, SEPM Society for Sedimentary Geology,

BALDERMANN A., WARR L.N., GRATHOFF G.H. & DIETZEL M. (2013). - The rate and mechanism of deep-sea glauconite formation at the Ivory Coast – Ghana Marginal Ridge. *Clays and Clay Minerals*, **61**, 258–276. https://doi.org/10.1346/CCMN.2013.0610307.

BALDERMANN A., BANERJEE S., CZUPPON G., DIETZEL M., FARKAŠ J., LÖHR S., MOSER U., SCHEIBLHOFER E., WRIGH N.M. & ZACK T. (2022). - Impact of green clay authigenesis on element sequestration in marine settings. *Nature Communication*, **13**, 1527. https://doi.org/10.1038/s41467-022-29223-6

BANERJEE S., BANSAL U., PANDE K. & MEENA S.S. (2016a). - Compositional variability of glauconites within the Upper Cretaceous Karai Shale Formation, Cauvery Basin, India: Implications for evaluation of stratigraphic condensation. *Sedimentary Geology*, **331**, 12-29.

BANERJEE S., BANSAL U. & THORAT U.V. (2016b). - A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition. *Journal of Palaeogeography*, **5**, 43-71.

BANERJEE S., CHATTORAJ S.L., SARASWATI P.K., DASGUPTA S. & SARKAR U. (2012a). - Mineralogy and geochemistry of lagoonal glauconites and their implications on origin and maturation: Oligocene Maniyara Fort Formation, western Kutch, India. *Geological Journal*, **47**, 357-371.

BANERJEE S., CHATTORAJ S.L., SARASWATI P.K., DASGUPTA S. & SARKAR U. (2012b). - Substrate control on formation and maturation of glauconites in the Middle Eocene Harudi Formation, western Kutch, India. *Marine and Petroleum Geology*, **30**, 144-160. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.10.008.

BANERJEE S., FAROUK S., NAGM E., ROY CHOUDHURY T. & MEENA S.S. (2019). - High Mg-glauconite in the Campanian Duwi Formation of Abu Tartur Plateau, Egypt and its implications. *Journal of African Earth Sciences*,**156,** 12-25. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.05.001.

BANSAL U., BANERJEE S., PANDE K. & RUIDAS D.K. (2020). - Unusual seawater composition of the Late Cretaceous Tethys imprinted in glauconite of Narmada basin, central India. *Geological Magazine*, **137**, 233-247

BANSAL U., SUNDAR RAJU P.V. & BANERJEE S. (2022). - *Compositional evolution of glauconite within Proterozoic Gandikonta Formation, Cuddapah Basin, India and its implication.* 21st International Sedimentological Congress, Beijing, T10-90412.

BELLANCA A., MASETTI D. & NERI R. (1997). - Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): Assessing REE sensitivity to environmental changes. *Chemical Geology*, **141**, 141-152, DOI: 10.1016/S0009-2541(97)00058-2

BREIT G.N. & WANTY R.B. (1991). - Vanadium accumulation in carbonaceous rocks : a review of geochemical controls during deposition and diagenesis. *Chemical Geology*, **91**, 83–97.

BRUGGMANN S., SEVERMANN S. & MCMANUS J. (2023). - Geochemical conditions regulating chromium preservation in marine sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **348**, 239-257, doi.org/10.1016/j.gca.2023.03.003.

Carignan J., Hild P., Morel J. & Yeghicheyan D. (2004). - Routine analysis of trace elements in geochemical samples using flow injection and low-pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical references materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandard Newsletters*, **25**, 187–198.

Chafetz H.S. & Reid A. (2000). - Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology*, **136**, 29-42. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00082-8

Colpaert C.P.A.M., Nikitenko B., Danelian T., Fursenko H. & Kosenko I. (2021). - Upper Kimmeridgian to Lower Tithonian foraminifers and ostracods of the Boulonnais region, Northern France. Stratigraphic and palaeoenvironmental implications and inter-regional correlations with the Siberian arctic. *Marine Micropaleontology*, **164**, 101976, https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2021.101976.

Deconinck J.-F., Geyssant J.R., Proust J.-N. & Vidier J.-P. (1996). - Sédimentologie et biostratigraphie des dépôts kimméridgiens du Boulonnais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **3** (2e série), 157 - 170.

Deconinck J.-F. & Baudin F. (2008). - Kimmeridgian and Tithonian sedimentary deposits of the NorthWestern part of the Paris Basin (Normandy and Boulonnais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **15** (2e série), 77-90.

Deng Y., Ren J., Guo Q., Cao J., Wang H. & Liu C. (2017). - Rare earth element geochemistry characteristics of seawater and porewater from deep sea in western Pacific. *Scientific Reports*, **7**, 16539. https://doi.org/10.1038/s41598-017-16379-1

El Albani A., Meunier A. & Fursich F. (2005). - Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France). *Terra Nova*, **17**, 537-544.

Fleet A.J., Buckley H.A. & Johnson L.R. (1980). - The rare earth element geochemistry of glauconites and celadonites, *Journal of the Geological Society*, **137**, 683-688. https://doi.org/10.1144/gsjgs.137.6.0683

Föllmi K.B. (2016). - Sedimentary condensation. *Earth-Science Reviews*, **152**, 143-180. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.016.

Geyssant J.R., Vidier J.-P., Herbin J.-P., Proust J.-N. & Deconinck J.-F. (1993). - Biostratigraphie et paléoenvironnement des couches de passage Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais (Pas de Calais): nouvelles données paléontologiques (ammonites) organisation séquentielle et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, **4**, 11-24.

Giresse P. (2022). - Quaternary Glauconitization on Gulf of Guinea, Glauconite Factory: Overview of and New Data on Tropical Atlantic Continental Shelves and Deep Slopes. *Minerals*, **12**, 908. https://doi.org/10.3390/min12070908

Giresse P. & Wiewióra A. (2001). - Stratigraphic condensed deposition and diagenetic evolution of green clay minerals in deep water sediments on the Ivory Coast–Ghana Ridge. *Marine Geology*, **179**, 51-70. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00193-1

Giresse P., Bayon G., Tallobre C. & Loncke L. (2021). - Neodymium isotopes in glauconite for palaeoceanographic reconstructions at continental margins: a preliminary investigation from Demerara *Rise. Frontiers in Earth Sciences, Geochemistry*, **9**, 652501. https://doi.org/10.3389/feart.2021.652501

Gustafsson J.P. (2019). - Vanadium geochemistry in the biogeosphere – speciation, solid-solution interactions, and ecotoxicity. *Applied Geochemistry*, **102**, 1–25. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.12.027

Haase F. J., Vessey C. J., Sekine R., Dorian N. J. C., Welsh D. T., Otte J. A., Hamilton J., Canfield D. E., Wang Y., Lombi E. & Bennett W. W. (2024). - Reductive sorption of vanadium by iron monosulfide in seawater. *Chemical Geology*, **649**, 121983. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.121983

Hatem E., Tribovillard N., Averbuch O., Sansjofre P., Adatte T., Guillot F., Ader M. & Vidier D. (2016). - Early diagenetic formation of carbonates in a clastic-dominated ramp environment impacted by synsedimentary faulting-induced fluid seepage – Evidence from the Late Jurassic Boulonnais Basin (N France). *Marine and Petroleum Geology*, **72**, 12-29, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.01.010.

Huang J.H., Huang F., Evans L. & Glasauer S. (2015). - Vanadium: Global (bio) geochemistry. *Chemical Geology*, **417**, 68–89.

Huggett J.M. (2021). Glauconites. in: *Encyclopedia of Geology* (Second Edition), pp. 334-340.

Huggett J., Adetunji J., Longstaffe F. & Wray D. (2017). Mineralogical and geochemical characterisation of warm-water, shallow-marine glaucony from the Tertiary of the London Basin. *Clay Minerals*, **52**, 25-50. doi:10.1180/claymin.2017.052.1.02

Jarrar G., Amireh B. & Zachmann D. (2000). - The major, trace and rare earth element geochemistry of glauconite from the early Cretaceous Kurnub Group of Jordan. *Geochemical Journal*, **34**, 207-222. DOI: 10.2343/geochemj.34.207

Kechiched R., Laouar R., Bruguier O., Salmi-Laouar S., Kocsis L., Bosch D., Foufou A., Ameur-Zaimeche O. & Larit H. (2018). - Glauconite-bearing sedimentary phosphorites from the Tébessa region (eastern Algeria): Evidence of REE enrichment and geochemical constraints on their origin. *Journal of African Earth Sciences*, **145**, 190-200. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.05.018.

López-Quirós A., Escutia C., Sánchez-Navas A., Nieto F., Garcia-Casco A., Martín-Algarra A., Evangelinos D. & Salabarnada A. (2019). - Glaucony authigenesis, maturity and alteration in the Weddell Sea: An indicator of paleoenvironmental conditions before the onset of Antarctic glaciation. *Sci. Rep*. **9**, 13580. https://doi.org/10.1038/s41598-019-50107-1

Meunier J.D., 1994). - The Composition and Origin of Vanadium-Rich Clay Minerals in Colorado Plateau Jurassic Sandstones. *Clay Clay Miner*. 42, 391–401.

MEUNIER A. & EL ALBANI A. (2007). - The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*, **19**, 95-104.

MORSE J.W. & MACKENZIE F.T. (1990). - Geochemistry of Sedimentary Carbonates. *Developments in sedimentology*, **48**, 707 p., Elsevier, Amsterdam.

MURRAY R.W., BUCHHOLZ TEN BRINK M.R., JONES D.L., GERLACH D.C. & RUSS III G.P. (1990). - Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, **18**, 268-271. https://doi.org 10.1130/0091-7613(1990)018<0268:REEAIO>2.3.CO;2

ODIN G.S. & MATTER A. (1981). - De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611–641.

ODIN G.S. (1988). - Chapter C1 Glaucony from the Gulf of Guinea, Editor(s): G.S. Odin, *Developments in Sedimentology*, Elsevier, Volume 45, 225-247. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70066-9.

OLU K, DUPERRET A., SIBUET M., FOUCHER J.-P. & FIALA-MEDIONI A. (1996). - Structure and distribution of cold seep communities along the Peruvian active margin: relationship to geological and fluid patterns. *Marine Ecology Progress Series*, **132**, 109-125.

OZE C., SMAILL J.B., REID C.M. & PALIN M. (2019). - Potassium and metal release related to glaucony dissolution in doils. *Soil Systems*, **3**, 70. https://doi.org/10.3390/soilsystems3040070

PIPER D.Z. (1974). - Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary. *Chemical Geology*, **14**, 285-304. https://doi.org/10.1016/0009-2541(74)90066-7

RAFIEI M., LÖHR S., ALARD O., BALDERMANN A., FARKAŠ J. & BROCK G. (2023). - Microscale petrographic, trace element, and isotopic constraints on glauconite diagenesis in altered sedimentary sequences: implications for glauconite geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **24**, e2022GC010795, 1-24. https://doi.org/10.1029/2022GC010795,

ROLLINSON H. & PEASE V. (2021). - *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/9781108777834

ROUXEL O.J., GALY A. & ELDERFIELD H. (2006). - Germanium isotopic variations in igneous rocks and marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 3387-3400, https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.04.025

ROY CHOUDHURY T., BANERJEE S., KHANOLKAR S. & MEENA S.S. (2021a). - Paleoenvironmental conditions during the Paleocene-Eocene transition imprinted within the glauconitic Giral Member of the Barmer Basin, India. *Minerals* **12**, https://doi.org/10.3390/ min12010056

ROY CHOUDHURY T.R., BANERJEE S., KHANOLKAR S., SARASWATI P.K. & MEENA S.S. (2021b). - Glauconite authigenesis during the onset of the Paleocene-Eocene thermal Maximum: a case study from the Khuiala Formation in Jaisalmer Basin, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **571**, 110388. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110388

ROY CHOUDHURY T., SINGH P., CHAKRABORTY A. & BANERJEE S. (2023). - Authigenic Fe mineralization in shallow to marginal marine environments: a case study from the Late Paleocene–Early Eocene Cambay Shale Formation. *Minerals*, **13**, 646. https://doi.org/10.3390/ min13050646

SEMENIUK D.M., MALDONADO M.T. & JACCARD S.L. (2016). - Chromium uptake and adsorption in marine phytoplankton – Implications for the marine chromium cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **184**, 41-54. https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.021.

SHOLKOVITZ E.R. & SCHNEIDER D.L. (1991). - Cerium redox cycles and rare earth elements in the Sargasso Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, 2737-2743. https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90440-G

SINGH P., BANERJEE S., ROY CHOUDHURY T., BHATTACHARYA S. & PANDE K. (2023). - Distinguishing celadonite from glauconite for environmental interpretations: a review. *Journal of Palaeogeography*, **12**, 179-194, https://doi.org/10.1016/j.jop.2023.02.001.

STILLE P. & CLAUER N. (1994). - The process of glauconitization: chemical and isotopic evidence. *Contributions in Mineralogy and Petrology*, **117**, 253–262. https://doi.org/10.1007/BF00310867

SU C., LI, F., TAN X., GONG Q., ZENG K., TANG H., LI M. & WANG X. (2020). - Recognition of diagenetic contribution to the formation of limestone-marl alternations: A case study from Permian of South China. *Marine and Petroleum Geology*, **111**, 765-785. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.033.

SUESS E. (2014). - Marine cold seeps and their manifestations: geological control, biogeochemical criteria and environmental conditions. *International Journal of Earth Sciences*, **103**, 1889–1916. https://doi.org/10.1007/s00531-014-1010-0

TALLOBRE C., GIRESSE P., BASSETTI M.-A., LONCKE L., BAYON G., BUSCAIL R., TUDRYN A. & ZARAGOSI S. (2019). - Formation and evolution of glauconite in the Demerara Contourite depositional system related to NADW circulation changes during late Quaternary (French Guiana). *Journal of South American Earth Sciences*, **92**, 167-183, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.03.011.

TAYLOR S.R., MCLENNAN, S.M. (1985). - *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.

TOSTEVIN R., SHIELDS G.A., TARBUCK G.M., HE T., CLARKSON M.O. & WOOD R.A. (2016). - Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chemical Geology*, **438**, 146-162. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027.

TRIBOVILLARD N. (2013). -The Ge/Si ratio as a tool to recognize biogenic silica in chert. *Comptes Rendus Geoscience*, **345**, 160–165.

TRIBOVILLARD N., ALGEO T.J., LYONS T. & RIBOULLEAU A. (2006). - Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, **232**, 12–32.

TRIBOVILLARD N., BOUT-ROUMAZEILLES V., RIBOULLEAU A., BAUDIN F., DANELIAN T. & RIQUIER L. (2011). - Transfer of germanium to marine sediments: insights from its accumu-

lation in radiolarites and authigenic capture under reducing conditions. Some examples through geological ages. *Chemical Geology*, **282**, 120–130.

Tribovillard N., Sansjofre P., Ader M., Trentesaux A., Averbuch O. & Barbecot F. (2012). - Early diagenetic carbonate bed formation at the sediment-water interface triggered by synsedimentary faults. *Chemical Geology*, **300/301**, 1–13.

Tribovillard N., Bout-Roumazeilles V., Delattre M., Ventalon S., Abraham R. & Nzié O. (2021). - Syndepositional glauconite as a paleoenvironmental proxy - the lower Cenomanian Chalk of Cap Blanc Nez (N-France). *Chemical Geology*, **584**, 120508, doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120508.

Tribovillard N., Bout-Roumazeilles V., Abraham R., Ventalon S., Delattre M. & Baudin. F. (2023a). - The contrasting origins of glauconite in the shallow marine environment highlight this mineral as a marker of paleoenvironmental conditions. Comptes Rendus. *Geoscience*, **355**, 213-228. https://doi.org/10.5802/crgeos.170

Tribovillard N., Bout-Roumazeilles V., Guillot F., Baudin F., Deconinck J.-F., Abraham R. & Ventalon S. (2023b). - A sedimentological oxymoron: highly evolved glauconite of earliest diagenetic origin. Comptes Rendus *Geoscience*, **355**, 157-173. https://doi.org/10.5802/crgeos.

Tuttle M.L.W., Breit G.N. & Goldhaber M.B. (2009). - Weathering of the New Albany Shale, Kentucky: II. Redistribution of minor and trace elements. *Applied Geochemistry*, **24**, 1565-1578. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2009.04.034.

Van Houten F.B. & Purucker M.E. (1985). - On the origin of glauconitic and chamositic granules. *Geo-Marine Letters*, **5**, 47-49. DOI: 10.1007/BF02629797

Velde B. (2014). - Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks. in: *Treatise on Geochemistry* (Second Edition), Elsevier, Amsterdam, vol. **9**, pp. 351-36.

Wang X., Li C. & Zhou L. (2017). - Metal concentrations in the mussel Bathymodiolus platifrons from a cold seep in the South China Sea. Deep Sea Research Part I: *Oceanographic Research Papers*. **129**, 80-88. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.10.004.

Wanty R.B. & Goldhaber (1992). - Thermodynamics and kinetics of reactions involving vanadium in natural systems: accumulation of vanadium in sedimentary rock. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 1471–183.

Wiewiora A. & Lacka B. (1985). - Aspects de la minéralogenèse des glauconies. *Sciences Géologiques Bulletin*, **38**, 323-335.

Wigley R. & Compton J.S. (2007). - Oligocene to Holocene glauconite–phosphorite grains from the Head of the Cape Canyon on the western margin of South Africa, Deep Sea Research Part II: *Topical Studies in Oceanography*, **54**, 1375-1395. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.004.

Wilde P., Quinby-Hunt M.S. & Erdtmann B.D. (1996). - The whole-rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies. *Sedimentary Geology*, **101**, 43-53. DOI: 10.1016/0037-0738(95)00020-8

Wilmsen M. & Bansal U. (2021). - Depositional setting and limiting factors of early Late Cretaceous glaucony formation: implications from Cenomanian glauconitic strata (Elbtal Group, Germany). *Facies* **67**(3), DOI: 10.1007/s10347-021-00627-y

Zhang K. & Shields G.A. (2023). - Early diagenetic mobilization of rare earth elements and implications for the Ce anomaly as a redox proxy. *Chemical Geology*, **635**, 121619, doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121619.

Zhang Q., Wu D., Jin G., Mao S., Liu J, Yang C., Liu L., Xu X., Yang P., Cao Y. & Su Z. (2022). - Novel use of unique minerals to reveal an intensified methane seep during the last glacial period in the South China Sea. *Marine Geology*, **452**, 10690. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106901.

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 123-148, 2025

LES CARRIÈRES DE CRAIES AUTOUR DE LILLE (HAUTS-DE-FRANCE) : DES COUPES REMARQUABLES DANS LE CONIACIEN INFÉRIEUR ET MOYEN

The chalk quarries around Lille (northern France): remarkable cross-sections in the lower and middle Coniacian

Francis Amédro

26 rue de Nottingham, 62100 Calais et Université de Bourgogne – Franche-Comté, UMR 6282, CNRS Biogéosciences, 6 boulevard Gabriel, F 21000 Dijon, France
francis.amedro@free.fr

Fabien Graveleau

Université de Lille, CNRS, Université du Littoral, IRD, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59000 Lille, France
fabien.graveleau@univ-lille.fr

Frank Chanier

Université de Lille, CNRS, Université du Littoral, IRD, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59000 Lille, France
frank.chanier@univ-lille.fr

Jésahel Benoist †

Service Risques Urbains et Sanitaires du Service Commun des Carrières Souterraines de la Mairie de Lille, hôtel de ville, place Augustin Laurent, F 59033 Lille cedex, France
jbenoist@mairie-lille.fr

Gaëtan Cheppe

Service Risques Urbains et Sanitaires du Service Commun des Carrières Souterraines de la Mairie de Lille, hôtel de ville, place Augustin Laurent, F 59033 Lille cedex, France
gcheppe@mairie-lille.fr

Léa Devaere

Service Risques Urbains et Sanitaires du Service Commun des Carrières Souterraines de la Mairie de Lille, hôtel de ville, place Augustin Laurent, F 59033 Lille cedex, France
ldevaere@mairie-lille.fr

Résumé

Les carrières étudiées sont situées au sud-ouest de la métropole lilloise (à Haubourdin, Emmerin et Loos), au sud (à Faches-Thumesnil et Ronchin) et au sud-est (à Lezennes). L'observation détaillée des différentes coupes permet d'identifier une succession de niveaux repères caractérisés soit par une particularité lithologique, soit par l'abondance d'un macrofossile. Ces niveaux, dont la continuité a déjà été démontrée dans les craies du Sussex et du Kent dans le sud de l'Angleterre et du Boulonnais dans le nord de la France, constituent d'excellents repères adaptés à la réalisation de corrélations entre les différents faciès des craies (craie blanche, craie à silex, craie glauconieuse et craie grise). Les carrières étudiées sont toutes situées aux confins de la limite Coniacien inférieur – Coniacien moyen. Il s'agit des niveaux crétacés les plus récents connus sur la carte géologique à 1/50 000 de Lille-Halluin. Au niveau du territoire de la métropole de Lille, les craies de la base du Coniacien inférieur montrent la superposition de trois *hardgrounds* ou « tuns » qui témoignent d'un enregistrement sédimentaire ultra-condensé durant cette époque. Il s'agit, du bas vers le haut et en reprenant la nomenclature lithostratigraphique définie dans le sud de l'Angleterre en 1983 par Mortimore, des *Hope Gap Hardground, Beeding Hardground* et *Light Point Hardground*. Le reste du sous-étage inclut encore un niveau partiellement durci (*firmground*), mais est surtout composé de craie blanche à silex dans laquelle on peut identifier trois niveaux repères, du bas vers le haut : l'*East Cliff Marl 1* représenté ici par un mince lit de silex tabulaire, les *Shoreham Tubular Flints* constitués de fins silex tubulaires d'1 cm de diamètre et jusqu'à 60 cm de longueur, et enfin l'*East Cliff Marl 2*, un niveau marneux de 3 à 5 cm d'épaisseur en moyenne. Au point de vue biostratigraphique, l'*East Cliff Marl 2* coïncide avec la limite entre les zones d'échinides successives à *Micraster cortestudinarium* et à *Micraster coranguinum*. La base du Coniacien moyen, définie par l'apparition de l'inocérame *Volviceramus koeneni* (Müller, 1888) est située 1,40 m au-dessus de l'*East Cliff Marl 2*. La limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen correspond localement au passage de la Craie blanche à silex (en dessous) à la Craie blanche sans silex (au-dessus). La base du Coniacien moyen coïncide avec la prolifération de grands inocérames plats appartenant à l'espèce *Platyceramus mantelli* (de Mercey, 1872), associés à d'autres inocérames à large coquille arrondie, *Volviceramus koeneni*, puis *V. involutus* (J. de C. Sowerby, 1829). Les carrières souterraines de l'agglomération lilloise (en particulier à Loos et à Lezennes) offrent des conditions d'observation

remarquables de lits riches en *Platyceramus* et *Volviceramus* dans la mesure où ceux-ci sont largement exposés, à plat, au plafond[1] des galeries. Cela semble unique dans le Bassin anglo-parisien et confère aux carrières souterraines de la ville de Lille une valeur patrimoniale significative qui mériterait une valorisation dans le cadre de l'inventaire régional du patrimoine géologique des Hauts-de-France.

Abstract

The quarries studied are located to the southwest of the Lille metropolitan area (in Haubourdin, Emmerin and Loos), to the south (in Faches-Thumesnil and Ronchin) and to the southeast (in Lezennes). Detailed observation of the different sections makes it possible to identify a succession of reference levels characterized either by a lithological particularity or by the abundance of a macrofossil. These levels, whose continuity has already been demonstrated in the chalks of Sussex and Kent in the south of England and Boulonnais in the north of France, constitute excellent reference points suitable for establishing correlations between the different facies of chalks (white chalk, flint chalk, glauconious chalk and gray chalk). The quarries studied are all located on the borders of the Lower Coniacian – Middle Coniacian boundary. These are the most recent Cretaceous levels known on the 1/50,000 geological map of Lille-Halluin. In the territory of the Lille metropolitan area, the chalks of the base of the Lower Coniacian show the superposition of three hardgrounds *or "tuns" which traduce an ultra-condensed sedimentary record during this period. These are, from bottom to top and using the lithostratigraphic nomenclature defined in the south of England in 1983 by Mortimore, the* Hope Gap Hardground, Beeding Hardground *and* Light Point Hardground. *The chalks of the top of the Lower Coniacian includes a partially hardened level (*firmground*), but it is mainly composed of white flint chalk in which three marker beds can be identified. From bottom to top, these are* East Cliff Marl 1, *represented here by a thin bed of tabular flint, the* Shoreham Tubular Flints *consisting of thin tubular flints 1 cm in diameter and up to 60 cm long, and finally* East Cliff Marl 2, *a marly level 3 to 5 cm thick on average. From a biostratigraphic point of view,* East Cliff Marl 2 *coincides with the limit between the successive echinoid zones of* Micraster cortestudinarium *and* Micraster coranguinum. *The base of the Middle Coniacian, defined by the appearance of the* Volviceramus koeneni *inoceramid bivalve (Müller, 1888) is located 1,40 m above the* East Cliff Marl 2. *The Lower Coniacian-Middle Coniacian boundary locally corresponds to the transition from the White Chalk with flint (below) to the White Chalk without flint (above). The base of the Middle Coniacian coincides with the proliferation of large flat inoceramids belonging to the species* Platyceramus mantelli *(de Mercey, 1872), associated with other inoceramids with a large rounded shell,* Volviceramus koeneni, *then* V. involutus *(J. de C. Sowerby, 1829). The underground quarries of the Lille conurbation (in particular in Loos and Lezennes) offer remarkable conditions for observing beds rich in* Platyceramus *and* Volviceramus *since they are largely exposed, flat, on the ceiling of the galleries. This seems unique in the Anglo-Paris Basin and gives the underground quarries of the city of Lille a significant heritage value which deserves to be valued within the framework of the regional inventory of the geological heritage of Hauts-de-France.*

1. Chez les mineurs du Nord de la France, le plafond des carrières souterraines est fréquemment nommé sous les termes de « toit » ou de « ciel ». Ce terme n'est pas employé ici pour ne pas créer de confusion auprès d'un lectorat non averti.

AVANT-PROPOS

Jésahel Benoist nous a quittés brutalement le 6 septembre 2024 alors que nous finalisions cet article après la trêve estivale (Fig. 1). Il était âgé de 49 ans. Pour nous tous, il était à la fois un collègue et un ami. Pour ses collègues de travail au Service Commun des Carrières Souterraines de la Ville de Lille, Jésahel était quelqu'un de chaleureux et sensible, particulièrement brillant dans différents domaines (géomatique, micro-gravimétrie, inspection des carrières…) et très investi dans son travail. Pour ses collègues universitaires, nous avions découvert une personne très cultivée, curieuse et infiniment serviable, d'une grande humanité, que nous avions appris à apprécier suite à nos échanges et sorties communes en carrières, puis aux repas conviviaux qui s'ensuivaient. Cette note ne serait sans doute pas si riche en données nouvelles sans les informations communiquées par Jésahel.

Toutes nos pensées vont à sa compagne, son fils, et à sa famille. Bon voyage Jésahel. Nous ne t'oublierons pas.



Fig. 1. Jésahel Benoist (1975-2024) - Inspecteur et expert géomaticien au sein du Service Commun des Carrières Souterraines de la Ville de Lille.
Fig. 1. Jésahel Benoist (1975-2024) - Inspector and geomatics expert within the Underground Quarries Department of the City of Lille.

INTRODUCTION

L'apparition du genre d'inocérame *Volviceramus* [mollusque bivalve], représenté par l'espèce *Volviceramus koeneni* (Müller, 1888), est le critère retenu par la Commission Stratigraphique Internationale pour définir la base du Coniacien moyen (Kauffman coord. *et al.*, 1996 ; Walaszczyk & Cobban, 2006 ; Walaszczyk & Wood, 2018). Dans toutes les coupes connues en Europe et en Amérique du Nord, l'apparition de *Volviceramus koeneni* est concomitante de celle d'une autre espèce d'inocérame : *Platyceramus mantelli* (de Mercey, 1872). Ce double événement est rapidement suivi de l'apparition d'une troisième espèce : *Volviceramus involutus* (J. de C. Sowerby, 1829).

Les affleurements naturels où la limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen est visible sont peu nombreux au sein du Bassin anglo-parisien. Il s'agit essentiellement des falaises crayeuses du Kent et du Sussex au Sud-Est de l'Angleterre (Mortimore, 1983, 1986 ; Robinson, 1986 ; Jenkyns *et al.*, 1994 ; Mortimore *et al.*, 2001). En France, il n'existe pas de coupes pérennes de ces niveaux en dehors des falaises du Pays de Caux. Malheureusement, de nombreux slumps affectent l'enregistrement sédimentaire en Haute Normandie. De plus, les couches concernées sont perchées au sommet des falaises et quasi inaccessibles, ce qui rend complexe leur étude détaillée (Mortimore & Pomerol, 1987 ; Hoyez, 2008 ; Mortimore, 2011, Gale, 2024). Dans ce contexte, l'observation de plusieurs lits riches en *Volviceramus* et *Platyceramus* et l'appréciation du niveau d'apparition de ces inocérames dans plusieurs carrières de craies coniaciennes de la région lilloise, dans le Nord de la France, méritent d'être signalées.

Les craies présentes dans le sous-sol de la métropole de Lille sont les niveaux crétacés les plus récents préservés de l'érosion au sein de l'aire concernée. Gosselet (1870, 1905), Barrois (1878), Cayeux (1889) et Waterlot (1969) les rapportent au Sénonien, une attribution également reprise dans la notice de la carte géologique à 1/50 000 de Lille-Halluin par Sangnier (1967) qui distingue au point de vue stratigraphique :

- ✧ « au sommet, une craie blanche, avec ou sans silex, contenant de nombreux débris de coquilles d'inocérames ;
- ✧ à la base, une craie grise ayant fait l'objet d'exploitation comme pierre de taille en carrières souterraines ».

L'emploi du terme Sénonien est aujourd'hui inapproprié. Le colloque sur le Crétacé supérieur tenu à Dijon en 1959 (Dalbiez rapporteur, 1960) a en effet recommandé d'abandonner l'usage de cet étage au profit de la succession des étages Coniacien, Santonien, Campanien et Maastrichtien qui correspondent au même intervalle de temps dans la charte stratigraphique internationale (Sornay, 1957). Dans l'échelle des temps géologiques actuelle, les craies constituant le sous-sol de la métropole de Lille appartiennent à l'étage Coniacien (89,8 à 86,3 millions d'années).

Les craies de la métropole de Lille sont accessibles à l'affleurement et en carrières souterraines à la faveur de la structure anticlinale du Mélantois ou « Dôme du Mélantois » (Gosselet, 1905). Cette structure s'est formée principalement au Tertiaire (Lutétien-Bartonien – 37-47 Ma) du fait d'un contre-coup septentrional de l'orogenèse pyrénéenne (Minguely, 2007). Cet événement a entrainé l'érosion quasi complète des couches du Paléogène présentes au toit de la craie ; ces dernières étant en revanche préservées dans le bassin des Flandres au nord et le bassin d'Orchies au sud du Mélantois. Dans ces deux bassins, la craie est atteinte à des profondeurs d'environ 100-150 m et 55-60 m, respectivement (Minguely, 2007 ; Picot, 2010 ; Bessière *et al.*, 2015). Un faible soulèvement tectonique du Mélantois est suggéré dès le Turonien supérieur (donc synchrone du dépôt de la craie) en raison de l'observation de niveaux stratigraphiques particulièrement condensés (Dezwarte *et al.*, 1965 ; Fenet, 1965) ou la comparaison des cartes d'iso-épaisseur des formations du Turonien moyen-inférieur d'une part et du Turonien supérieur-Sénonien d'autre part (Caulier, 1974 ; Minguely, 2007).

La plupart des carrières de la métropole lilloise sont souterraines et localisées au sud. Elles forment un arc de cercle allant de Loos au sud-ouest de Lille, à Villeneuve-d'Ascq au sud-est, en passant par Emmerin, Wattignies, Seclin, Templemars, Faches-Thumesnil, Vendeville, Ronchin et Lesquin (Fig. 2). Leur suivi est assuré par le Service Commun des Carrières Souterraines de la Ville de Lille qui agit en inspectant, inventoriant et classant tous les éléments témoignant de l'instabilité des carrières. Les missions de ce service sont d'assurer la gestion et la prévention du risque de mouvement de terrain généré par ces anciennes exploitations souterraines. Deux carrières à ciel ouvert exploitées dans le passé étaient quant à elles situées à l'ouest de la métropole. Il s'agissait des carrières de l'ancienne cimenterie d'Haubourdin, implantées en réalité aux confins des communes de Loos, Haubourdin et Emmerin (carrière de Loos-Haubourdin et carrière de Loos-Emmerin). Aujourd'hui, seule la seconde est encore exploitée par l'entreprise NORMAT à Emmerin.

Cette note consiste en une étude comparée des successions lithologiques actuellement visibles depuis l'ouest de la métropole (Loos-Emmerin) jusqu'aux carrières souterraines de Lezennes à l'est, en passant par Faches-Thumesnil et Ronchin. Notre objectif est de présenter des coupes détaillées (levées avec une précision centimétrique) dans chacun de ces secteurs afin d'identifier un certain nombre de repères lithologiques et paléontologiques. Grâce à ces outils, il devient possible d'envisager des corrélations avec une très haute résolution au sein des craies lilloises et ainsi d'affiner la manière dont s'effectue la condensation de la série vers l'est (Amédro *et al.*, 2023). Ces coupes géologiques sont également un support précieux permettant de se situer avec précision dans les craies lilloises. De cette façon, il devient possible de mieux appréhender et

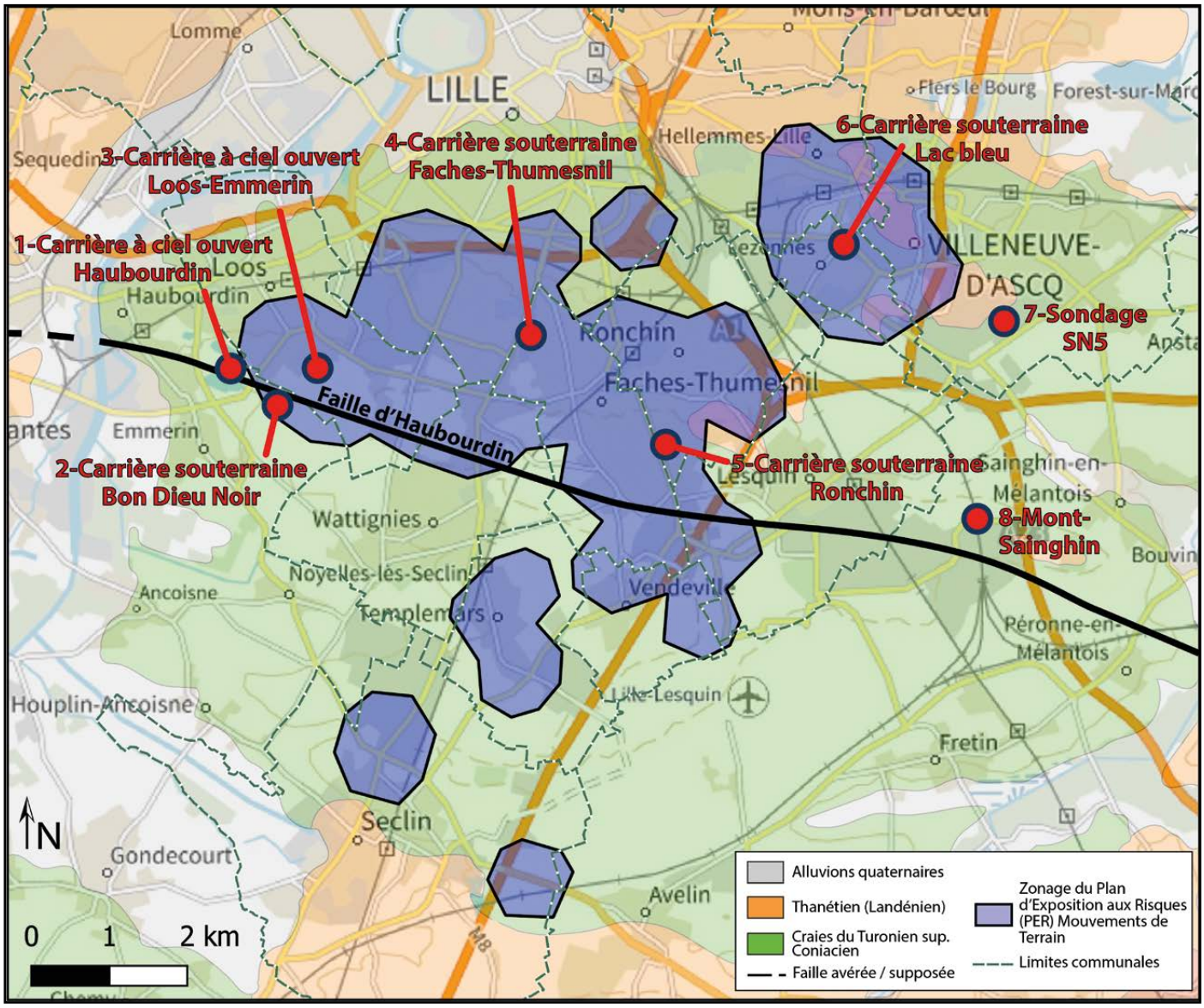


Fig. 2. Localisation géographique du secteur étudié dans l'agglomération lilloise et des zones concernées par un Plan d'Exposition aux Risques (PER) Mouvements de Terrain (présence de cavités souterraines).
Fig. 2. Geographical location of the studied sector in the Lille conurbation and the areas concerned by Ground Movement Hazard (presence of underground cavities).

de caractériser les décalages structuraux (failles) observés lors des inspections des carrières souterraines. Ces réseaux de fracturations sont une composante géomécanique importante qui guide la rupture et la ruine des carrières souterraines, induisant des troubles aux terrains et biens en surface qu'il faut prévenir et anticiper.

Le point de départ de cet article est la description d'une coupe géologique levée dans le secteur d'Emmerin (au sein de la carrière à ciel ouvert de Loos-Emmerin) (Fig. 2), qui complète et précise les observations effectuées par le passé dans la carrière de Loos-Haubourdin (Lagaisse, 1902 ; Fenet, 1965 ; Dezwarte *et al.*, 1965 ; Robaszynski (1977) ; Amédro & Robaszynski, 1978, 2006). À Loos, les carrières souterraines du Bon Dieu Noir exposent les mêmes niveaux que les carrières à ciel ouvert de Loos-Haubourdin et de Loos-Emmerin. À Faches-Thumesnil et Ronchin, nous prenons en compte de nouvelles coupes géologiques jamais décrites dans la littérature. À Lezennes, la succession lithologique recoupée par les carrières souterraines vient d'être décrite (Amédro *et al.*, 2023), mais nous l'actualisons suite à la découverte d'un niveau durci qui n'avait pas été repéré auparavant.

En ce qui concerne les aspects paléontologiques, des niveaux riches en inocérames sont visibles dans toutes ces carrières sur les fronts de tailles et dans les galeries. À Lezennes et Faches-Thumesnil, des inocérames ont également été rencontrés dans des galeries descendantes. D'autres occurrences nous ont été signalées et présentées sur photo en d'autres points des carrières souterraines par Michel Dubois (Université de Lille), témoignant du caractère assez généraliste de nos observations.

LES NIVEAUX REPÈRES UTILISÉS DANS LES CRAIES CONIACIENNES DES FALAISES DE LA MANCHE

Ce paragraphe peut sembler, *a priori*, hors sujet géographiquement mais en réalité, il apporte les informations permettant d'interpréter la succession visible dans toutes les carrières de craie de l'agglomération lilloise. Il justifie également les lignes de corrélation entre la coupe dilatée de Caffiers dans le Boulonnais et les séries ultra-condensées des environs de Lille (Fig. 3).

Un certain nombre d'événements à caractère lithologique ou écologique sont connus au sein des successions crayeuses du Bassin anglo-parisien. Dans le cas des craies coniaciennes, il s'agit de niveaux marneux d'origine détritique, de niveaux marneux résultant de la diagenèse de cendres volcaniques (bentonites), de bancs durcis (*hardgrounds* et *firmgrounds*), de lits de silex particuliers (tabulaires, noduleux de grosse taille ou épigénisant des bioturbations de type *Thalassinoides*) et enfin de niveaux caractérisés par l'abondance momentanée d'un certain nombre de fossiles, le plus souvent des inocérames. Ces niveaux repères présentent une grande extension géographique au sein du bassin et constituent d'excellents outils de corrélation.

Les coupes de référence pour les craies coniaciennes du Nord de la France sont situées dans le Boulonnais. Il s'agit de la tranchée de chemin de fer de Caffiers et de la carrière de l'ancienne cimenterie de Coquelles, décrites de façon détaillée par Amédro *et al.* (1979), Robaszynski, Amédro coord. *et al.* (1980) et Amédro & Robaszynski (2001). Par respect de la règle d'antériorité, la terminologie des niveaux repères utilisée est celle définie dans le Sud-Est de l'Angleterre (postérieurement à nos travaux, mais dans lesquels nous n'avions pas nommé les niveaux repères) par Gale & Woodroof (1981), Gale & Smith (1982), Mortimore (1983, 1986) et Robinson (1986).

Suivant la décision de la Commission Stratigraphique Internationale (Walaszczyk *et al.*, 2022), la base de l'étage Coniacien est définie par l'apparition de l'inocérame *Cremnoceramus deformis erectus* (Meek, 1877). L'espèce n'a pas été identifiée dans le Boulonnais. Mais dans le Kent, cette apparition est observée quelques décimètres au-dessus du *Navigation Hardground* décrit ci-dessous (Mortimore *et al.*, 2001).

L'intervalle pris en compte dans la présente publication concerne uniquement la coupe de Caffiers. Du bas vers le haut, la succession des lithoévénements est la suivante (Fig. 3) :

✧ Turonien supérieur

- *Navigation Hardground* (Mortimore, 1983), demi-métrique. Ce *hardground*, riche en *Micraster cortestudinarium* (Goldfuss, 1829), correspond au niveau de

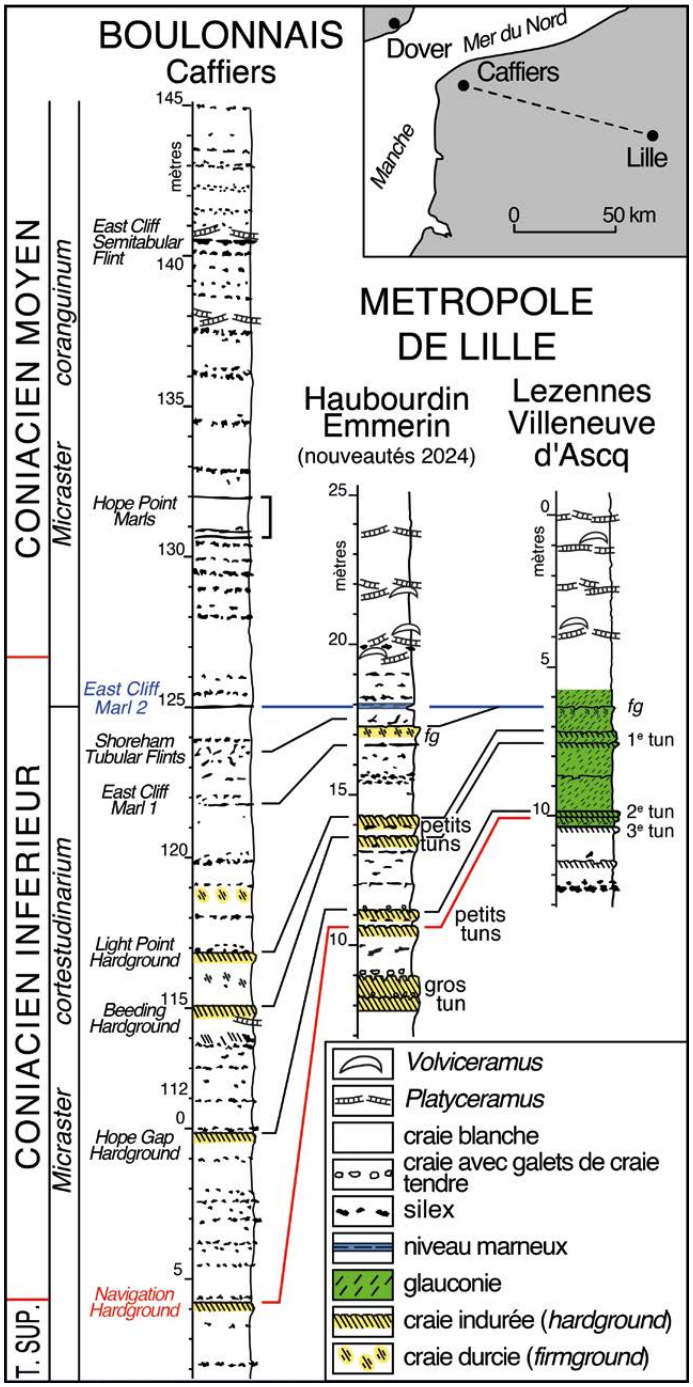


Fig. 3. Niveaux repères et corrélations dans les craies du Coniacien inférieur et moyen entre le Boulonnais (tranchée de chemin de fer de Caffiers ; Amédro & Robaszynski, 2001) et la région lilloise (carrières d'Haubourdin, de Lezennes et forage de la Cité Scientifique à Villeneuve d'Ascq). *fg = firmground.*

Fig. 3. Marker beds and correlations in the lower and middle Coniacian chalks between Boulonnais (Caffiers railway trench; Amédro & Robaszynski, 2001) and the Lille region (Haubourdin and Lezennes quarries and Cité Scientifique drilling in Villeneuve d'Ascq). fg = firmground.

disparition de l'espèce précédente *Micraster normanniae* (Bucaille, 1883). Les premiers *M. cortestudinarium* apparaissent 5 m en dessous du *Navigation Hardground*. [Les principaux critères de détermination des *Micraster* présents autour de la limite Turonien-Coniacien ont été présentés par Amédro *et al.*, 1979 ; Fouray, 1981 et plus récemment par Smith & Wright, 2012. Le lecteur intéressé par la détermination de ces échinides spatangoïdes est invité à se reporter à ces publications]. La limite supérieure du *Navigation Hardground* coïncide à quelques décimètres près avec la base de l'étage Coniacien ;

✧ Coniacien inférieur

- *Hope Gap Hardground* (Mortimore, 1983), pluridécimétrique ;
- *Beeding Hardground* (Mortimore, 1983), bien développé et également pluridécimétrique ;
- *Light Point Hardground* (Mortimore, 1983), comparable par son épaisseur et sa structure aux deux *hardgrounds* précédents ;
- *East Cliff Marl 1* (Gale & Smith, 1982) [= *Shoreham Marl 1* de Mortimore (1983)]. Dans le sud-est de l'Angleterre, un niveau marneux discret, rubané, précède de quelques mètres un autre niveau marneux qui, lui, est bien exprimé. Ce niveau marneux discret, épais en moyenne de 2,5 cm, est l'*East Cliff Marl 1*. Dans le Sussex, *l'East Cliff Marl 1* est facilement repérable. En revanche, dans la plupart des coupes du Kent, en particulier à Douvres, le niveau n'est pas enregistré ou apparaît sous l'aspect d'un mince lit de silex tabulaire plus ou moins discontinu. Il est probable que le lit de cette nature, repéré à Caffiers à 121,70 m, corresponde à ce niveau ;
- *Shoreham Tubular Flints* (Mortimore, 1983) : intervalle épais d'1,50 m à 2 m, caractérisé par la présence de fins silex tubulaires d'1 cm de diamètre, dont la longueur peut atteindre 60 cm ;
- *East Cliff Marl 2* (Gale & Smith, 1982) [= *Shoreham Marl 2* de Mortimore (1983)] : niveau marneux de 3 à 5 cm d'épaisseur en moyenne qui correspond à un niveau de bentonite, c'est-à-dire de cendres volcaniques altérées. À Caffiers, l'*East Cliff Marl 2* est oblitéré et remplacé par un mince lit de silex tabulaire. C'est au niveau de l'*East Cliff Marl 2* qu'est placée conventionnellement la limite entre les zones d'échinides successives à *Micraster cortestudinarium* et à *Micraster coranguinum* (Jenkyns *et al.*, 1994 ; Mortimore *et al.*, 2001). Des exemplaires transitionnels proches de *M. coranguinum* apparaissent toutefois quelques mètres sous l'*East Cliff Marl 2* (Amédro *et al.*, 1979) ;

✧ Coniacien moyen

- *Hope Point Marls* (Gale & Smith, 1982). Dans le Kent, il s'agit d'un faisceau de 5 niveaux marneux centimétriques, plus ou moins rubanés, échelonnés sur une hauteur d'1,50 m à 2 m, dont trois seulement sont généralement bien exprimés. Dans le Boulonnais, et de façon comparable à ce que l'on observe pour l'*East Cliff Marl 2*, ces niveaux marneux sont oblitérés et remplacés par de minces lits de silex tabulaires ;
- *East Cliff Semitabular Flint* (Gale & Woodroof, 1981). Ce lit de silex cornus est constitué de gros silex pouvant atteindre 30 à 40 cm de longueur et 10 à 15 cm d'épaisseur, très proches les uns des autres, parfois même coalescents, dont la surface inférieure est onduleuse et la surface supérieure plus ou moins plane.

L'examen de cette suite de niveaux repères montre que le sommet du Turonien et le Coniacien inférieur sont caractérisés par la présence de nombreux *hardgrounds*. Il s'agit de niveaux condensés qui sont associés à une diminution du taux de sédimentation. Selon Gale (1996), la genèse de ces *hardgrounds* souvent très fossilifères s'inscrit dans un contexte transgressif. Le Coniacien moyen est en revanche représenté par une craie blanche, fine, tendre et traçante qui correspond à des dépôts sédimentaires fins, par décantation, dans un milieu d'*offshore* supérieur dans la mer de la craie, pendant une période de haut niveau marin (Mortimore *et al.*, 2001).

L'EXTRACTION DE LA CRAIE DANS L'AGGLOMÉRATION LILLOISE : UN PEU D'HISTOIRE

L'extraction de la craie autour de la ville de Lille a probablement débuté vers le XI^e^ siècle, peut-être même plus tôt, comme semblent le prouver les dernières découvertes du service d'archéologie de la Ville de Seclin où des carrières à ciel ouvert de l'époque gallo-romaine ont été mises en évidence (*e.g.*, Revillion *et al.*, 1994). L'exploitation souterraine de la craie a perduré pendant un peu moins de 1 000 années sur le territoire métropolitain.

Typologie des carrières

Sur le territoire métropolitain, différentes typologies de carrières souterraines sont recensées. Ces modes d'exploitation du sous-sol vont évoluer au cours des siècles pour répondre à différents besoins. On distingue ainsi trois types d'exploitations souterraines : 1) par "chambres et piliers tournés" (ou "piliers tournés" ou encore "chambres et piliers abandonnés"), 2) par puits en bouteille (ou "catiches") et 3) par mode mixte.

Le type d'exploitation par chambres et piliers tournés constitue 40 % des carrières connues sur le territoire de la

métropole de Lille. Ce type de cavités consistait à creuser un réseau de galeries qui s'entrecoupent, en laissant en place des piliers de craie de dimensions plus ou moins importantes. Un faible nombre de puits permettait la descente du personnel, l'aérage et l'extraction des pierres taillées. La craie était exploitée dans un horizon situé entre 10 et 15 mètres de profondeur d'où les carriers sortaient des blocs de craie taillés. Ces « blancs caillaux » étaient ensuite envoyés sur les chantiers de construction. Les carrières à chambres et piliers sont caractéristiques de Lezennes. On en retrouve également à Lille, Loos, ainsi que plus au sud à Vendeville et Templemars.

Le second type d'exploitation, par puits en bouteilles (ou « catiches »), est une méthode caractéristique et unique des exploitations de la région lilloise (Fig. 4 et 5a). Elle représente environ 60 % des carrières rencontrées. Les exploitations de type catiches sont constituées de puits d'extraction disposés en lignes, plus ou moins régulières, distants de 6 à 10 mètres d'axe en axe. Ces puits sont cylindriques dans la traversée des terrains limoneux superficiels : leur diamètre y est compris entre 1 mètre et 4 mètres. Lorsque la craie est atteinte, ces puits s'évasent progressivement pour prendre la forme d'une bouteille (de type champagne). Le fond des puits est déterminé, soit par un banc induré (le tun), soit par le niveau de la nappe phréatique atteint entre 10 et 15 mètres de profondeur. Ces puits sont reliés à leur base par de courtes galeries de 1 à 2 mètres de longueur (les "portes"). Après exploitation, ils ont été le plus souvent fermés par des voûtes autoclavées constituées d'un appareillage de pierres taillées. Soulignons qu'il s'agit de la même technique pour la fermeture des puits d'accès des chambres et piliers. Ainsi pendant un millénaire, les carriers vont fermer les puits d'extraction avec la même méthodologie. Les carrières de type catiches ont quant à elles été utilisées pour sortir de la craie en vrac. Cette craie était utilisée pour deux principaux usages : la production de la chaux et pour le marnage des terrains agricoles. Cette typologie de cavités est apparue à la fin du XVIII[e] siècle pour un apogée d'exploitation au XIX[e] siècle.

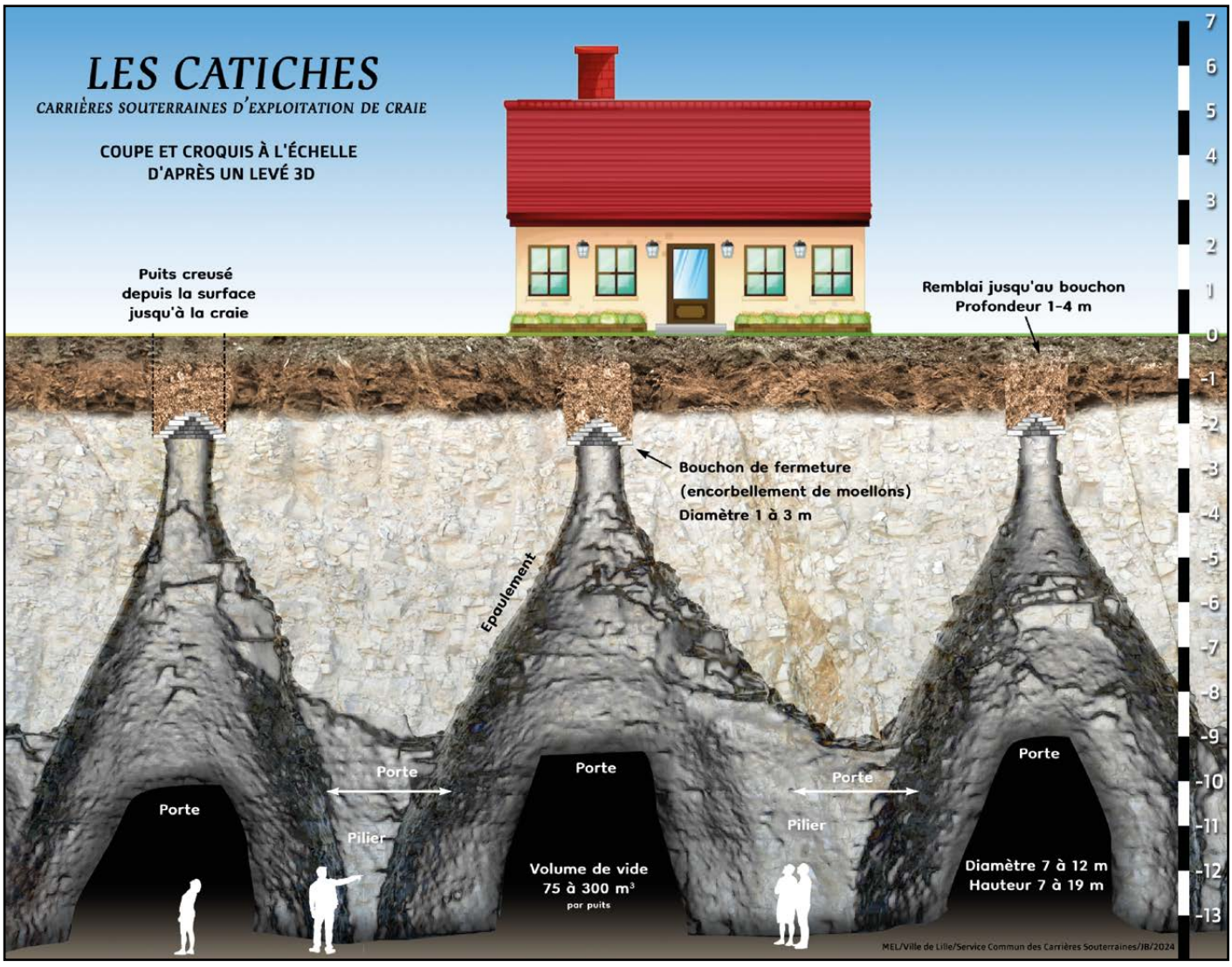


Fig. 4. Vue d'artiste d'une coupe de catiches, carrières souterraines d'exploitation de la craie dans la métropole de Lille. © J. Benoist.
Fig. 4. Artist's view of a cross-section of catiches, underground chalk quarries in the Lille metropolitan area. © J. Benoist.

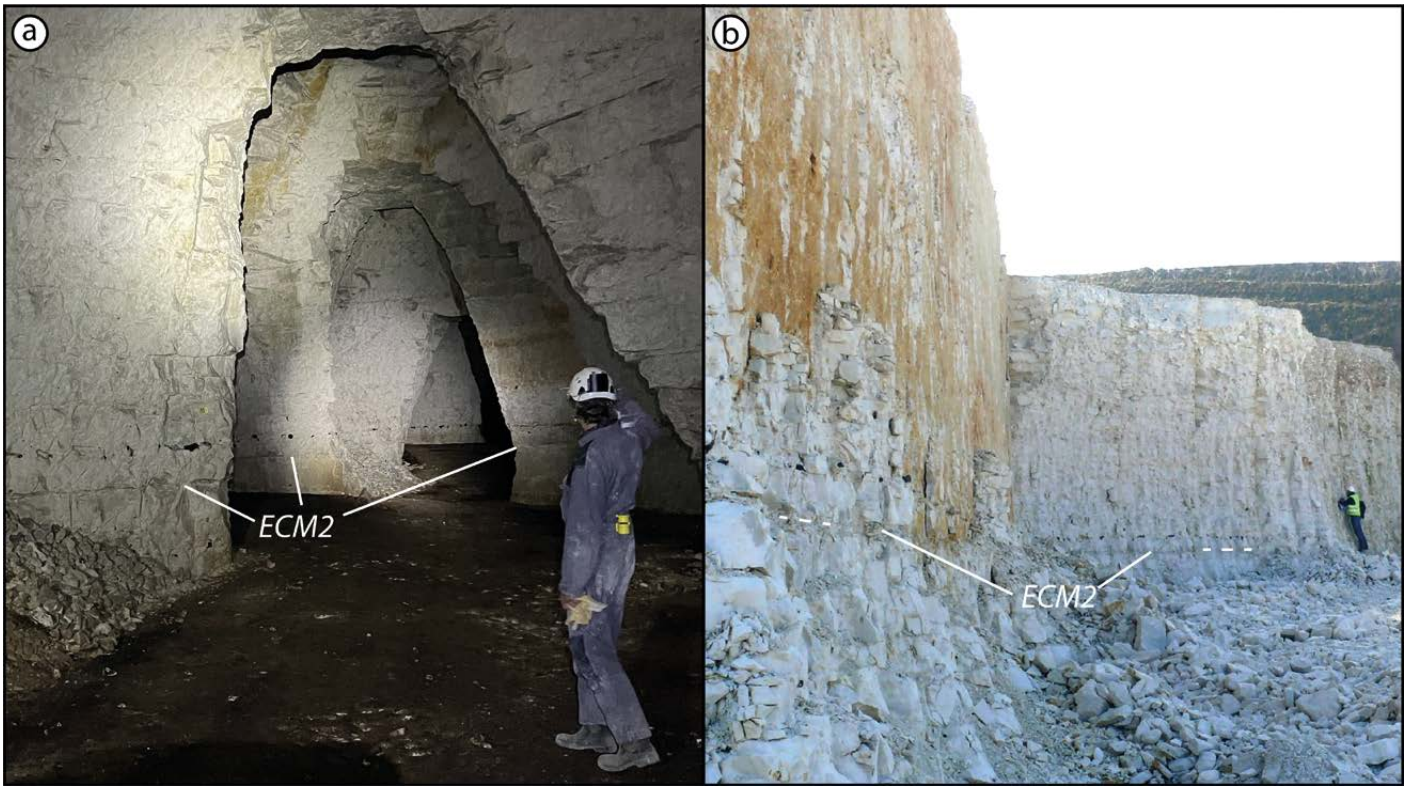


Fig. 5. Carrières souterraines et aériennes de la métropole de Lille. a) Carrières souterraines du « Bon Dieu Noir » à Loos. Vue de quelques chambres d'extraction ou « catiches » communiquant entre elles à la base. © F. Chanier. b) Carrière NORMAT à Emmerin (ex-carrière des Ciments Lafarge). Vue du front de taille exploité en avril 2015. © F. Graveleau. *ECM 2 : East Cliff Marl 2.* Il s'agit d'un niveau marneux repère facilement identifiable dans les carrières du SW et S.
Fig. 5. Aerial and underground quarries in the Lille metropolis. a) Underground quarries of the "Bon Dieu Noir" in Loos. View of a few extraction chambers or "catiches" communicating with each other at their base. © F. Chanier. b) NORMAT quarry in Emmerin (former "Ciments Lafarge" quarry). View of the working face exploited in April 2015. © F. Graveleau. ECM 2: East Cliff Marl 2. *This is an easily identifiable marly level in the SW and S quarries.*

Enfin, le troisième mode d'exploitation, de type mixte, présente les mêmes caractéristiques que les carrières de type chambres et piliers, mais avec en plus un grand nombre de puits d'extraction en forme de catiches. Ce type de carrière souterraine est beaucoup plus rare et ne se trouve que sur Hellemmes, Lezennes et Villeneuve d'Ascq. On y sortait à la fois des blocs de craie taillés et de la craie en vrac.

Pourquoi trois types de carrières souterraines ?

Jusqu'au XVIII[e] siècle, la brique, demandant une cuisson, est coûteuse à produire. Pour la construction, on va lui préférer la craie qui sera généralement exploitée en sous-sol. Les blocs de craie sont taillés à proximité des constructions, ce qui entraîne le creusement de nombreuses carrières souterraines selon la méthode des chambres et piliers. Pour trouver une craie saine et résistante au point de vue mécanique, il est nécessaire d'exploiter les niveaux crayeux situés entre 8 et 15 mètres de profondeur, la craie étant trop altérée ou fracturée vers la surface (faciès "marnette"). Au début, ce sont essentiellement les édifices religieux qui seront construits de la sorte ; par exemple, l'église Sainte Marguerite de Faches-Thumesnil. Mais l'essor des villes et leurs fortifications vont nécessiter davantage de matériaux. L'exemple le plus parlant est la construction de la citadelle de Lille où Vauban demande aux carriers de Lezennes de produire 2 000 parpaings par jour. Les maîtres d'œuvre ont en effet développé depuis longtemps une expertise sur le sujet (probablement dès le XI[e] siècle), mais le transport des blocs de craie taillés est compliqué et coûteux et va nécessiter des aménagements. En tout cas, les qualités de la craie de Lezennes comme pierre à bâtir (densité élevée de la roche et faible porosité) sont connues et reconnues depuis le Moyen Âge. Cependant, les besoins vont être tels que la Ville de Lezennes ne pourra pas à elle seule y répondre. Le chantier va nécessiter l'exploitation d'autres carrières en chambres et piliers à Loos et la réquisition de milliers de travailleurs, prisonniers de guerres et paysans.

À partir de la fin du XVIII[e] siècle, la brique devient plus facile à produire et sa qualité s'améliore. Dans la mesure où la brique devient économiquement attractive et puisqu'elle est plus robuste que la craie, ne craignant ni l'eau, ni le gel, l'utilisation des blocs de craie est progressivement abandonnée pour la construction des bâtiments. Les carrières de type chambres et piliers n'ont alors plus de raison d'être. En revanche, à cette époque, les besoins en craie restent importants pour deux usages : premièrement pour la fabrication de

la chaux, élément essentiel pour la préparation du ciment, des enduits, dans l'industrie et deuxièmement pour le marnage des champs. Cette fois, la craie peut être sortie en vrac. C'est la raison pour laquelle les catiches apparaissent à la fin du XVIII^{e} siècle avant de connaître un apogée d'exploitation au XIX^{e} siècle. On va alors exploiter le sous-sol de façon industrielle. Mais les chantiers restent toujours situés le long des axes de transport afin de faciliter l'acheminement des matériaux.

Localisation des carrières de craie de la métropole de Lille

La plupart des carrières souterraines sont situées sur l'arc sud de la métropole lilloise (Fig. 2). Le volume de vide généré par ces différentes typologies de cavités est estimé à 4.5 millions de m^3 et représente une superficie de 170 hectares, le sous-sol de la ville de Lezennes englobant à lui seul 1 million de m^3 de vide ! Aujourd'hui, on considère que 80 % des carrières souterraines sont recensées et cartographiées. Il en reste donc encore 20 % à découvrir.

En ce qui concerne l'exploitation de la craie dans des carrières à ciel ouvert, les deux seules carrières à ciel ouvert implantées en périphérie de l'agglomération lilloise ont été créées en 1899 par la Société des Ciments & Chaux Hydrauliques du Nord à Haubourdin (Fig. 5b). Au fil des décennies, l'aire d'extraction de la craie s'est progressivement agrandie jusqu'à Loos pour l'une d'entre elles (carrière de Loos-Haubourdin) et jusqu'à Emmerin pour l'autre (carrière de Loos-Emmerin). Tout en recoupant dans sa partie supérieure les mêmes niveaux que les « catiches » voisines des carrières souterraines du Bon Dieu Noir à Loos, la carrière à ciel ouvert de Loos-Haubourdin, profonde d'une quinzaine de mètres dans sa partie la plus excavée, descend cependant nettement plus bas dans la succession stratigraphique que les carrières souterraines dans la mesure où elle atteint la partie supérieure des craies turoniennes (Amédro & Robaszynski, 2006). Ce paradoxe s'explique par l'existence d'une faille majeure (la faille d'Haubourdin) découpant en WNW-ESE le « Dôme du Mélantois » (Fig. 2). Cette faille, dont le tracé cartographique passe précisément au niveau de la carrière de Loos-Haubourdin, décale verticalement d'une dizaine de mètres le compartiment Nord (soulevé) par rapport au compartiment Sud (affaissé). Son pendage est inconnu mais généralement considéré comme sub-vertical. Grâce à ce décalage vertical de petits compartiments tectoniques, associé à un pendage stratigraphique de quelques degrés, près de 25 m de coupe sont ainsi restés visibles jusqu'à la fermeture de la cimenterie en 1987, celle-ci ayant été rachetée par les Ciments Lafarge en 1975.

LES CARRIÈRES DE CRAIES CONIACIENNES DE LOOS, HAUBOURDIN ET EMMERIN

Les descriptions passées

Une première description relativement détaillée des couches de craies visibles à Loos-Haubourdin a été donnée par Lagaisse en 1902 à l'occasion d'une excursion de la Société Géologique du Nord dans la carrière de la Société Anonyme des Ciments & Chaux Hydrauliques du Nord en 1902. La craie est alors entaillée sur une hauteur de 8 m. L'auteur indique la présence, dans le tiers inférieur de la succession lithologique, de trois bancs de craie jaune et dure nommés tuns (« pierre qui tient ») par les ouvriers carriers (il s'agit de *hardgrounds* selon la terminologie lithostratigraphique actuelle), séparés par des intervalles constitués de craie blanche tendre, à silex. Le tun inférieur, métrique, correspond au « Gros Tun » suivant la terminologie actuelle, tandis que les tuns supérieurs, pluridécimétriques, correspondent aux « petits tuns ». Le reste de la coupe, soit les deux tiers supérieurs de la succession lithologique, est constitué de craie blanche, d'abord à silex, puis sans silex, incluant, 2 m au-dessus du tun supérieur, une « table de silex plat » corrélée avec l'*East Cliff Marl 1* et surmontée quelques décimètres plus haut par un banc pluridécimétrique de craie « assez dure » (*firmground* selon la nomenclature actuelle). Les citations ultérieures de Gosselet (1902, 1905) reprennent la coupe de Lagaisse.

Les descriptions ultérieures des carrières de la cimenterie d'Haubourdin publiées par Fenet (1965) et Dezwarte *et al.* (1965) apportent quelques précisions supplémentaires. Premièrement, le Gros Tun est constitué par la superposition de deux bancs distincts épais chacun de 0,60 m. Deuxièmement, un « joint argilo-sableux », interprété aujourd'hui comme étant un équivalent de l'*East Cliff Marl 2* du Kent, est présent 3 m au-dessus du banc de tun supérieur. Ces descriptions se révélant au fil du temps d'une précision insuffisante, de nouveaux levés lithologiques avec un degré de résolution de quelques centimètres sont entrepris au sein de la carrière de Loos-Emmerin dans l'intervalle où se trouvent les tuns (Amédro & Robaszynski, 1978). Les observations réalisées dans le cadre de cette étude révèlent que chaque banc de tun est constitué par la superposition de deux *hardgrounds*. Ces levés lithologiques sont complétés trois décennies plus tard par des récoltes systématiques d'ammonites et d'échinides réalisées banc par banc (Amédro & Robaszynski, 2006).

Grâce à l'ensemble de ces travaux, il est aujourd'hui possible d'interpréter chaque *hardground* en le corrélant avec les niveaux repères connus régionalement (notamment dans le Boulonnais) et, ainsi, de placer avec précision la limite Turonien-Coniacien au sein de la suite des tuns (Fig. 3). Une corrélation détaillée de la partie inférieure de la succession incluant l'ensemble des *hardgrounds* situés de part et d'autre

de la limite Turonien-Coniacien, a été présentée récemment suite à la description d'un sondage carotté réalisé sur la Cité Scientifique à Villeneuve d'Ascq (Amédro *et al.*, 2023). C'est la raison pour laquelle cet aspect n'est pas repris, d'autant que l'intervalle ciblé dans la présente publication correspond à la craie blanche avec, puis sans silex, située au-dessus des tuns. Il convient néanmoins de signaler que la limite Turonien-Coniacien a été placée dans la littérature au sommet du « Gros Tun » (Fenet, 1965 ; Amédro & Robaszynski 1978) ou au sommet de l'ensemble des « tuns » (Sangnier, 1967 ; Waterlot, 1969 ; Leplat, 1973). Ces deux interprétations sont inexactes. En effet, en tenant compte maintenant de la succession des divers litho-événements, la base du Coniacien coïncide avec la limite supérieure du *Navigation Hardground* et doit être tracée à Haubourdin au sommet du premier *hardground* constituant la paire inférieure des petits tuns (Amédro & Robaszynski 2006) (Fig. 3).

L'état des carrières en 2023

Depuis la fermeture de la cimenterie Lafarge en 1987, la carrière de Loos-Haubourdin a été partiellement remblayée et les tuns ne sont plus visibles. La partie supérieure de la coupe reste en revanche accessible dans la carrière de Loos-Emmerin où l'on peut observer une dizaine de mètres de craie blanche, d'abord à silex, puis sans silex (Fig. 5b). C'est dans cet intervalle que se situent l'*East Cliff Marl 1*, les *Shoreham Tubular Flints*, l'*East Cliff Marl 2* et la limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen. Ce même intervalle est bien exposé dans les anciennes carrières souterraines du Bon Dieu Noir à Loos (Fig. 5a).

Les conditions d'observation se révélant plus favorables en surface qu'en souterrain, la description lithologique a été effectuée dans la carrière de Loos-Emmerin. La totalité de la succession lithologique ayant fait l'objet d'un métrage en 1975, à l'époque où les deux carrières de la cimenterie Lafarge étaient encore en exploitation, les levés actuels reprennent la numérotation de l'époque (Amédro & Robaszynski, 1978).

La carrière à ciel ouvert de la Société NORMAT à Emmerin en 2023 (ancienne carrière de Loos-Emmerin)

L'entrée actuelle de la carrière et les fronts de taille exploités en 2023 sont tous localisés à Emmerin. Les coordonnées Lambert 93 du front de taille où les observations et levés ont été réalisées en avril, 2017, septembre 2022 et juillet 2023, sont les suivantes : x = 701 102 ; y = 7 055 483. Le plancher de la carrière est situé à une altitude de 23 m NGF (M. F. Juckel, com. pers.), quelques décimètres au-dessus de la paire supérieure de « petits tuns ». La section visible actuellement débute au niveau 14,80 m de la coupe publiée par Amédro & Robaszynski (1978). Du bas vers le haut, la succession lithologique, entièrement située dans la craie coniacienne, est la suivante (Fig. 6) :

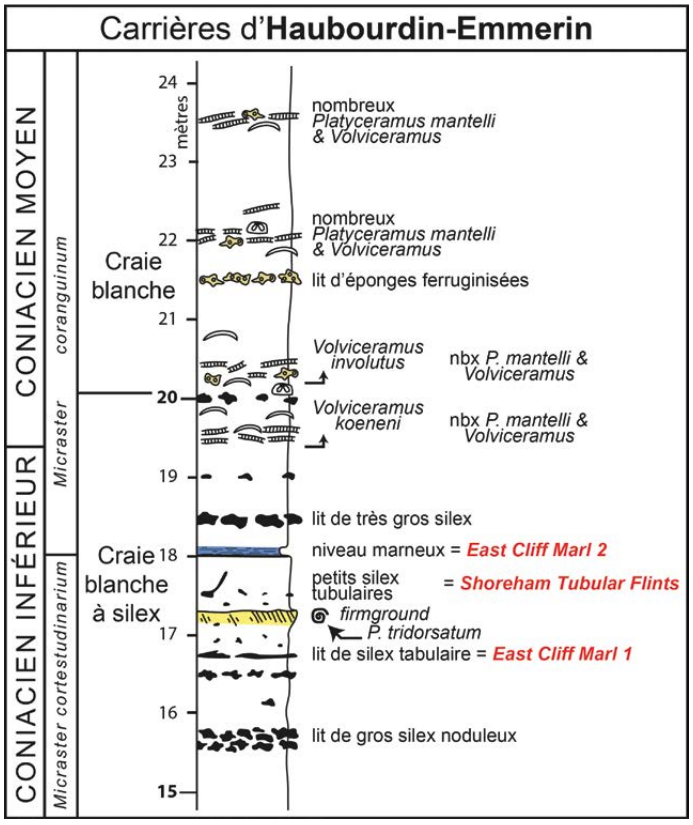


Fig. 6. Lithologie des craies du Coniacien inférieur et moyen visibles dans la carrière de Loos-Emmerin en 2023 (ancienne carrière des Ciments Lafarge, devenue carrière de la Société NORMAT) avec, en regard, la position des niveaux repères utilisés pour les corrélations et les principaux macrofossiles collectés. C'est ici qu'a été trouvé, en place durant cette étude au niveau 19,90 m, le premier exemplaire de *Volviceramus koeneni* (Müller, 1888) connu dans les craies du Nord de la France. La base du Coniacien moyen est prise à l'apparition de l'espèce à 19,40 m.
Fig. 6. Lithology of lower and middle Coniacian chalks visible in the Loos-Emmerin quarry in 2023 (former Lafarge Ciments quarry, now NORMAT quarry) with the position of the benchmark levels used for correlations and the main macrofossils collected. It is here that the first specimen of Volviceramus koeneni *(Müller, 1888) known in the chalks of northern France has been found during this study at level 19,90 m. The base of the middle Coniacian is taken at the appearance of this species at level 19,40 m.*

✧ *Craie blanche à silex*

14,80 m : plancher de la carrière en juillet 2023 ;

14,80 m à 15,50 m : craie blanche, tendre, fine, traçante ;

15,50 m à 15,75 m : lit de très gros silex noduleux, pluridécimétriques, noirs à cortex blanc, proches les uns des autres. Ce niveau constitue un excellent repère visuel à la base du front de taille ;

15,75 m à 16,70 m : craie blanche à silex, tendre, fine, contenant quelques silex disséminés et un lit de silex décimétriques à 16,50 m ;

16,70 m à 16,72 m : lit de silex parfois en rognons, mais le plus souvent en forme de dalles métriques à plurimétriques épaisses de 1 à 2,5 cm. Localement, les dalles fusionnent, formant alors un véritable lit de silex tabulaire. Ce mince

lit de silex paraît correspondre à l'*East Cliff Marl 1* tel qu'on l'observe dans le Kent et le Boulonnais ;

16,72 m à 18,00 m : craie blanche à silex, tendre, fine, traçante, incluant entre 17,20 m et 17,30 m un *hardground* abondamment bioturbé, constitué de nodules de craie indurée, jaunâtres, de 2 à 5 cm de diamètre. Latéralement, ce banc dur passe à un *firmground* un peu moins épais, mais toujours bien exprimé (Fig. 7a). C'est dans ce niveau durci que l'un d'entre nous (F.A.) a trouvé en 1982 un exemplaire de l'ammonite *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter, 1867), une espèce caractéristique du Coniacien inférieur élevé. Les intervalles 16,80 m-17,10 m et surtout 17,50 m-17,80 m sont caractérisés par une abondance de petits silex tubulaires, centimétriques en section, distants de 10 à 15 cm les uns des autres. Un de ces silex tubulaires, oblique par rapport à la stratification, est long de 40 cm et présente un diamètre d'1,5 cm (Fig. 7a). Selon l'avis de notre collègue britannique le professeur Andy Gale, il s'agit typiquement d'un tube d'annélide tubicole nommé *Terebella lewesiensis* (Davies, 1879). Ces silex tubulaires présents dans l'intervalle 16,80 m-17,80 m correspondent aux *Shoreham Tubular Flints* du Sussex et du Kent (Mortimore, 1986 ; Mortimore *et al.*, 2001) ;

18,00 m à 18,05 m : niveau gris-beige, paraissant plus marneux, légèrement en creux dans le front de taille (Fig. 7). Ce niveau repère est constitué de filets marneux gris, onduleux, millimétriques, très abondants à la base, se raréfiant au-dessus. Il s'agit de l'*East Cliff Marl 2*. Ce lit marneux a été identifié en Angleterre comme étant une bentonite (Wray, 1999). Un prélèvement réalisé à Haubourdin, analysé à Dijon par le professeur Jean-François Deconinck, n'a pas révélé la présence d'importante proportion de smectite. Il ne s'agit pas d'une bentonite. Il est probable que la bioturbation intense, dans une aire à sédimentation réduite et dans une série ultra-condensée (Amédro *et al.*, 2023), ait entraîné une dilution des éléments d'origine volcanique ;

18,05 m à 18,40 m : craie blanche, tendre et fine ;

18,40 m à 18,50 m : lit de gros silex cornus décimétriques, proches les uns des autres. Associé à l'*East Cliff Marl 2* situé 0,30 m plus bas, ce lit de silex constitue un excellent repère le long du front de taille (Fig. 5.b & 7.b) ;

18,50 m à 19,40 m : craie blanche à silex, tendre, fine, traçante avec, à 19,00 m, un lit discret de petits silex pluricentimétriques espacés les uns des autres de plusieurs décimètres ;

19,40 m à 20,00 m : craie blanche à silex, tendre, fine, traçante, incluant à 19,95 m un lit de silex décimétriques, distants de 10 à 15 cm les uns des autres. Latéralement, ce lit s'effiloche, les silex devenant de plus en plus épars, puis rares. La particularité de ce banc crayeux par rapport au niveau précédent est l'apparition de très nombreux fragments d'inocérames appartenant aux genres *Platyceramus* et *Volviceramus*. Dans le détail, l'intervalle débute entre 19,40 m et 19,60 m par un banc riche en inocérames plats rapportés à l'espèce *Platyceramus mantelli* (de Mercey, 1872). La plupart sont des fragments de coquilles, constituant ce

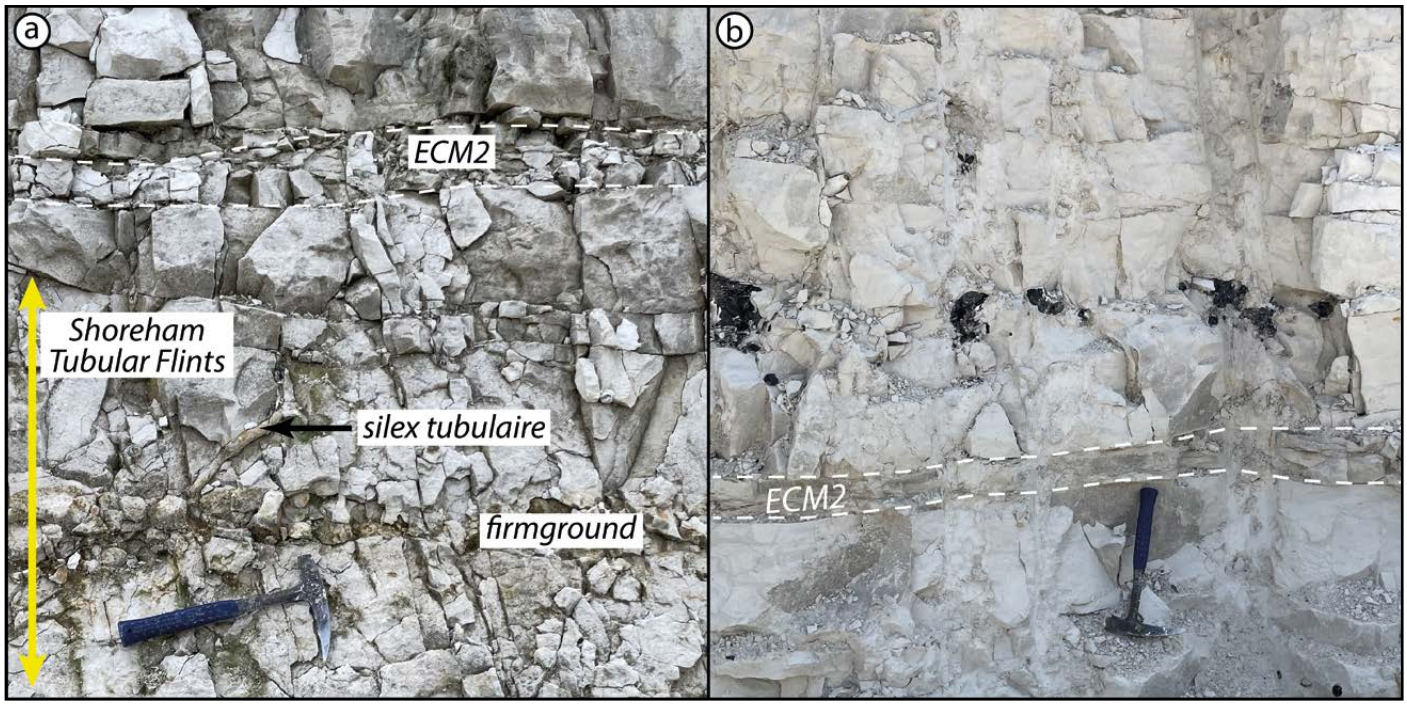


Fig. 7. Carrière NORMAT à Emmerin. a) Détail d'un ancien front de taille exposant les *Shoreham Tubular Flints*, dont un exemplaire est bien visible, encadrés au-dessus par l'*East Cliff Marl 2* et en dessous par le *firmground* présent à 17,30 m. © F. Graveleau. b) Détail de l'*East Cliff Marl 2* et du lit de gros silex en rognons situé 0,30 m au-dessus. © F. Graveleau. Ces deux horizons représentent de très bons niveaux repères sur la carrière.
Fig. 7. NORMAT quarry in Emmerin. a) Detail of an old working face exposing the Shoreham Tubular Flints (one example is clearly visible), framed above by the East Cliff Marl 2 and below by the firmground present at 17,30 m. © F. Graveleau. b) Detail of East Cliff 2 and the bed of large chipped flints located 0,30 m above. © F. Graveleau. These two horizons represent very good career benchmarks.

que les ouvriers carriers appelaient des « soies », d'où le nom de « craie à soies » parfois donné à ces niveaux (Fig. 8). À ces inocérames plats s'ajoutent des formes « bombées », représentées par l'espèce *Volviceramus koeneni* (Müller, 1888), dont un spécimen typique a été collecté un peu plus haut à 19,90 m (détermination I. Walaszczyk, Varsovie) (Fig. 9). Il s'agit de la première citation de ce taxon de ce côté-ci de la Manche. Jusqu'à présent l'espèce était connue au sein du Bassin anglo-parisien uniquement dans les craies du sud-est de l'Angleterre (Mortimore *et al.*, 2001). Le banc riche en *Platyceramus* et *Volviceramus* identifié dans l'intervalle 19,40 m-19,60 m correspond vraisemblablement au lit « presque continu » suivi par Charles Barrois en 1878 en Angleterre, ainsi que dans le Nord et l'Est du bassin de Paris. L'apparition concomitante des genres *Volviceramus* et *Platyceramus* étant le critère définissant la base du Coniacien moyen, la limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen peut être tracée avec précision dans la succession lithologique des carrières d'Emmerin, Haubourdin et Loos au niveau 19,40 m, soit quelques décimètres seulement sous la limite entre la Craie blanche à silex, et la Craie blanche (sans silex) au-dessus ;

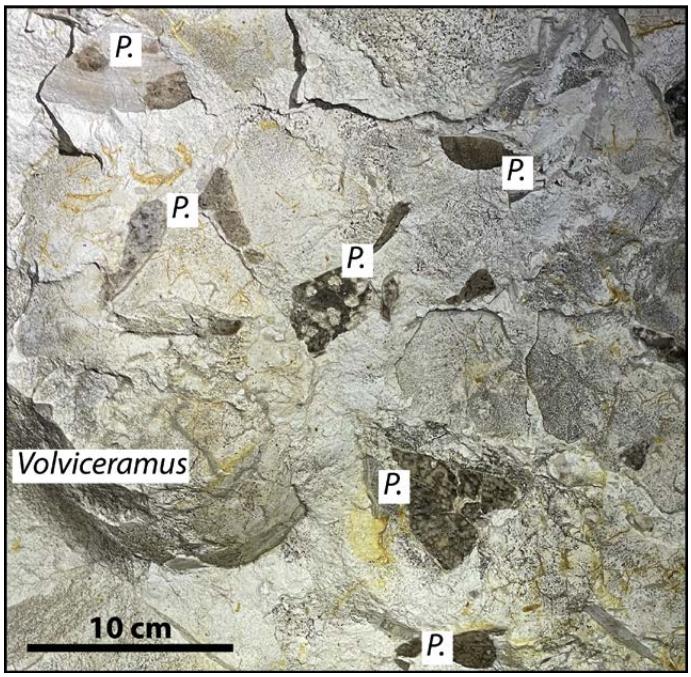


Fig. 8. *Volviceramus* associé à de nombreux débris de *Platyceramus (P)* dans un des lits décimétriques riches en fragments de coquilles d'inocérames visibles au toit des carrières souterraines du Bon Dieu Noir à Loos, ici au niveau 22,00 m-22,10 m. Ces fragments de coquilles vus en section constituent la « craie à soies » des anciens ouvriers carriers. Base de la Craie blanche sans silex, Coniacien moyen. © F. Graveleau.
Fig. 8. Volviceramus *associated with numerous remains of Platyceramus (P) in one of the decimetric beds rich in fragments of inoceram shells visible on the ceiling of the underground quarries of Bon Dieu Noir in Loos, here at level 22,00 m-22,10 m. These shell fragments seen in section constitute the "bristle chalk" of the ancient quarry workers. Base of White Chalk without flint, Middle Coniacian. © F. Graveleau.*

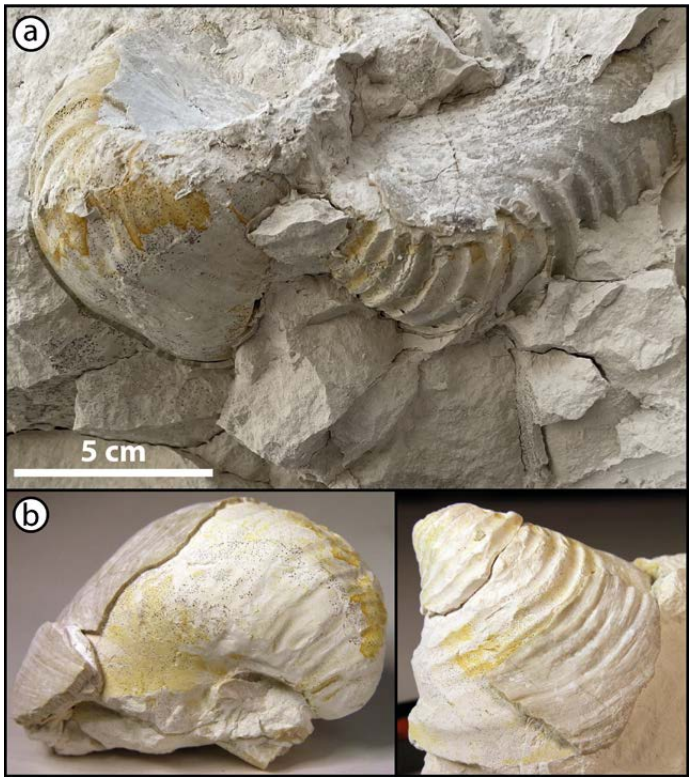


Fig. 9. *Volviceramus koeneni* (Müller, 1888). Spécimen recueilli au niveau 19,90 m, à la limite supérieure de la Craie blanche à silex, 1,90 m au-dessus de l'*East Cliff Marl 2*, dans la carrière NORMAT à Emmerin (ex. carrière des Ciments Lafarge) ; Coniacien moyen. (a) : le spécimen vu en place au sein du front de taille de la carrière © F. Chanier ; (b) les deux valves dégagées de leur gangue crayeuse © J. Dziudzia.
Fig. 9. Volviceramus koeneni *(Müller, 1888). Specimen collected during this study, at level 19,90 m, at the upper limit of the White Chalk with flints, 1,90 m above* East Cliff Marl 2*, in the NORMAT quarry in Emmerin (former Lafarge quarry); Middle Coniacian. (a): the specimen seen on the outcrop © F. Chanier; (b) the two valves extracted from their matrix © J. Dziudzia.*

✧ *Craie blanche (sans silex)*

20,00 m à 24,00 m (fin de la coupe) : craie blanche sans silex dans laquelle on observe plusieurs lits riches en fossiles situés respectivement à :

20,20 m-20,45 m : nombreuses éponges de type *Paraplocia*, souvent ferruginisées et jaunâtres, associées à de fragments de coquilles de *Platyceramus mantelli* et à des *Volviceramus involutus* (J. de C. Sowerby, 1829) ;

21,50 m : lit continu d'éponges ;

22,00 m-22,10 m : abondance de *Platyceramus* associés à quelques *Volviceramus* et à des éponges ;

23,40 m-23,50 m : concentration en *Platyceramus* et *Volviceramus*, accompagnés de quelques éponges ferruginisées rapportées aux genres *Siphonia*, *Paraplocia* et *Rhizopoterion*.

Quelques fossiles sont également épars dans la masse de la craie blanche, en particulier des *Volviceramus involutus* à 20,20 m, 20,70 m et 21,80 m et des échinides spatangoïdes appartenant à l'espèce *Micraster coranguinum* (Leske, 1778) à 20,10 m et 22,20 m.

En définitive, la moitié inférieure du front de taille de la carrière (de 14,80 m à 20,00 m) expose une craie blanche à silex dans laquelle on peut identifier trois niveaux repères connus dans le Coniacien inférieur du Sud-Est de l'Angleterre et du Nord de la France, successivement l'*East Cliff Marl 1* (à 16,70 m), les *Shoreham Tubular Flints* (dans l'intervalle 16,80 m-17,80 m) et l'*East Cliff Marl 2* (à 18,00 m) (Fig. 5b, 6 et 7). La moitié supérieure de la coupe (de 20,00 m à 24,00 m) expose quant à elle une craie blanche sans silex entrecoupée d'au moins quatre niveaux fossilifères (écoévénements) riches en inocérames (*Platyceramus* et *Volviceramus*) situés respectivement à 19,40 m-19,60 m, à 20,20 m-20,45 m, à 22,00 m-22,10 m et enfin à 23,40 m-23,50 m.

La limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen est placée à 19,40 m, au niveau où apparaissent les premiers *Platyceramus mantelli* et *Volviceramus koeneni*, soit 0,60 m sous le sommet de la craie à silex.

Les carrières souterraines du « Bon Dieu Noir » à Loos

Les carrières souterraines du « Bon Dieu Noir » sont situées sur le territoire de la commune de Loos (Fig. 2). Elles sont recoupées à certains endroits par la vaste carrière à ciel ouvert de Loos-Emmerin (Leplat, 1973). Les anciennes exploitations souterraines en forme de bouteilles apparaissent alors à l'air libre. Le plancher des « catiches », profondes d'une douzaine de mètres (Fig. 5a), correspond au niveau 16,60 m de la coupe de l'ancienne carrière des Ciments Lafarge à Haubourdin (Fig. 6). Le sommet des catiches atteint des niveaux un peu plus élevés dans la craie blanche sans silex que la carrière à ciel ouvert de Loos-Emmerin. L'impossibilité d'accéder à ces niveaux supérieurs ne permet malheureusement pas d'en donner une description lithologique.

Les carrières souterraines du « Bon Dieu Noir » sont particulièrement bien conservées. Elles exposent à leur base et de façon beaucoup plus spectaculaire que dans la carrière à ciel ouvert de Loos-Emmerin, l'*East Cliff Marl 1*, les *Shoreham Tubular Flints*, l'*East Cliff Marl 2* (Fig. 10) et enfin, au plafond de plusieurs galeries horizontales reliant les catiches, de nombreux et grands exemplaires de *Platyceramus mantelli* et *Volviceramus involutus* (Fig. 8). Les lits riches en inocérames visibles au toit des galeries souterraines correspondent aux niveaux d'abondance décrits à Loos-Emmerin dans les intervalles 22,00 m-22,10 m et 23,40 m-23,50 m. De façon comparable à ce que l'on observe dans la carrière à ciel ouvert

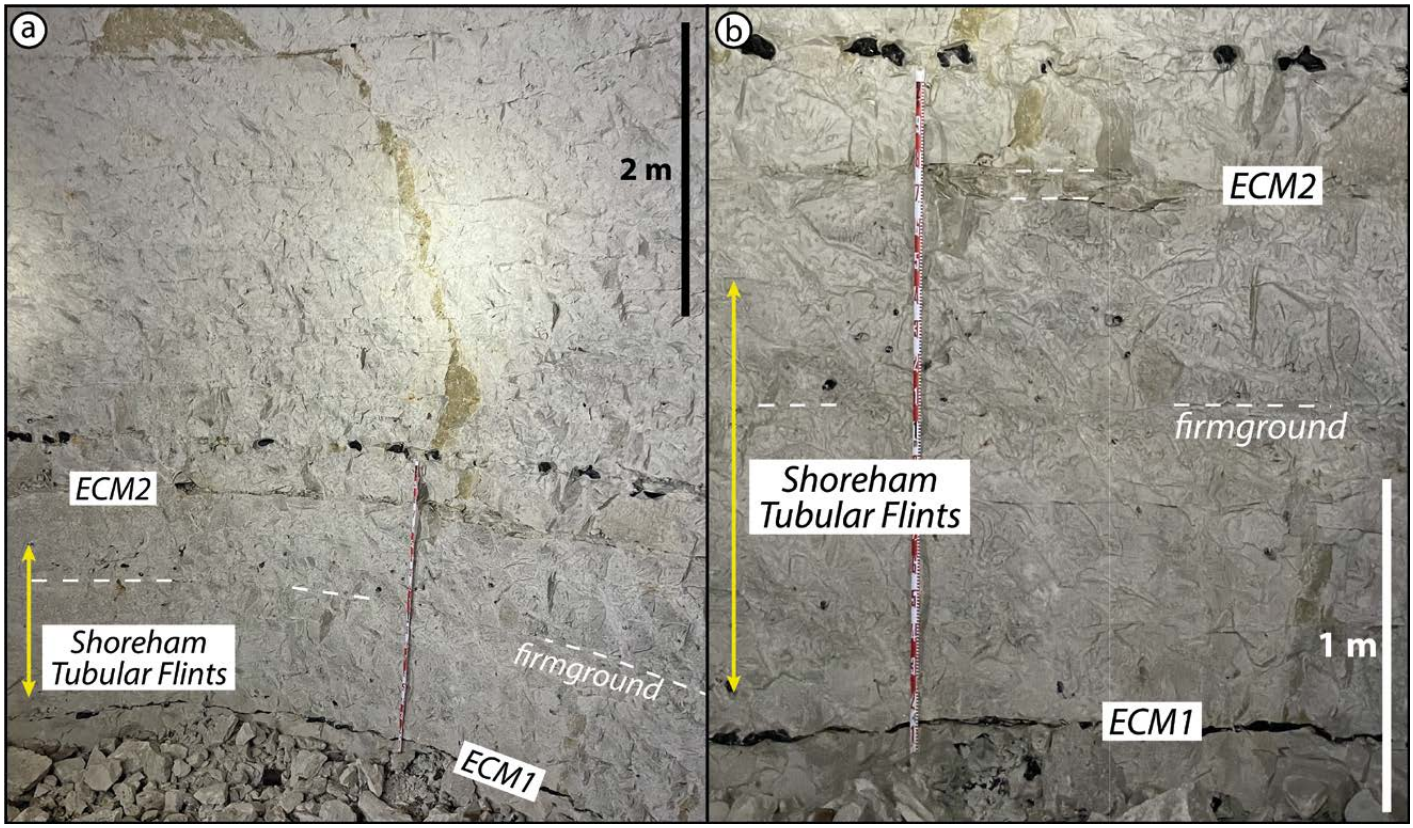


Fig. 10 Carrières souterraines du Bon Dieu Noir à Loos. a) Vue du front de taille d'une chambre d'extraction montrant le sommet de la Craie à silex et la partie inférieure de la Craie blanche. © F. Chanier. b) Détail montrant, du bas vers le haut, l'*East Cliff Marl 1*, ici oblitéré et remplacé par un lit de silex tabulaire, un niveau décimétrique durci (*firmground*), malheureusement peu visible sur la photo, les *Shoreham Tubular Flints* et enfin l'*East Cliff Marl 2*. © F. Graveleau.

Fig. 10 Underground Bon Dieu Noir quarries in Loos. a) View of the working face of an extraction chamber showing the top of the Flint Chalk and the lower part of the White Chalk. © F. Chanier. b) Detail showing, from bottom to top, the East Cliff Marl 1, *here obliterated and replaced by a bed of tabular flint, a hardened decimetric level (*firmground*), unfortunately not very visible in the photo, the* Shoreham Tubular Flints *and finally the* East Cliff Marl 2. © *F. Graveleau.*

NORMAT, le niveau marneux de l'*East Cliff Marl 2* associé 30 cm plus haut au niveau de silex cornus constitue un très bon repère visuel au sein des carrières du « Bon Dieu Noir ».

LES CARRIÈRES DE CRAIES CONIACIENNES DE FACHES-THUMESNIL

La commune de Faches-Thumesnil est en partie construite au-dessus de carrières souterraines. La carrière étudiée, constituée d'un ensemble de catiches reliées les unes aux autres, est située au sud-est de la localité. Sa position géographique exacte n'est toutefois pas indiquée dans la mesure où la descenderie se trouve sur un terrain privé. La base de la coupe est prise sous le plancher de la carrière, dans un puits qui, le jour du levé lithologique, était partiellement rempli d'eau (Fig. 11b). Le sol de la carrière est situé dans la plupart des catiches au niveau 1,60 m et, dans les zones les plus basses, vers 1 m au-dessus de la base de la coupe levée (Fig. 12). Cette coupe, levée en mars 2024, expose la succession lithologique suivante, du bas vers le haut (Fig. 11 et 12a, b) :

✧ ***Craie blanche à silex***

0 à 1,80 m : craie blanche, tendre, fine, traçante, incluant à 0,20 m un lit continu de silex tabulaire noir épais de 1 à 3 cm suivant les endroits et, à 1,40 m, une passée décimétrique plus cohérente qui correspond à un *firmground*. L'intervalle 0,60 m-1,60 m renferme de nombreux petits silex tubulaires, centimétriques en section, souvent subverticaux. La comparaison de cet intervalle avec les coupes d'Haubourdin-Emmerin-Loos permet d'identifier l'*East Cliff Marl 1* (oblitéré par de la silice) à 0,20 m et les *Shoreham Tubular Flints* dans l'intervalle 0,60 m-1,60 m ;

1,80 m à 1,83 m : niveau marneux gris-beige correspondant, par sa position géométrique dans la succession lithologique, à l'*East Cliff Marl 2* ;

1,83 m à 3,20 m : craie blanche tendre avec, à 2,10 m, un lit de gros silex pluridécimétriques noirs, cornus, à cortex gris-blanc, très proches les uns des autres, presque coalescents, puis au-dessus, respectivement à 2,50 m et 3,20 m, deux lits de petits silex distants de quelques décimètres les uns des autres. Trois échinides spatangoïdes appartenant à l'espèce *Micraster coranguinum* ont été observés à 2,60 m, 2,70 m et 3,15 m. Un lit riche en éponges ferruginisées (*Paraplocia)* est également présent à 2,70 m ;

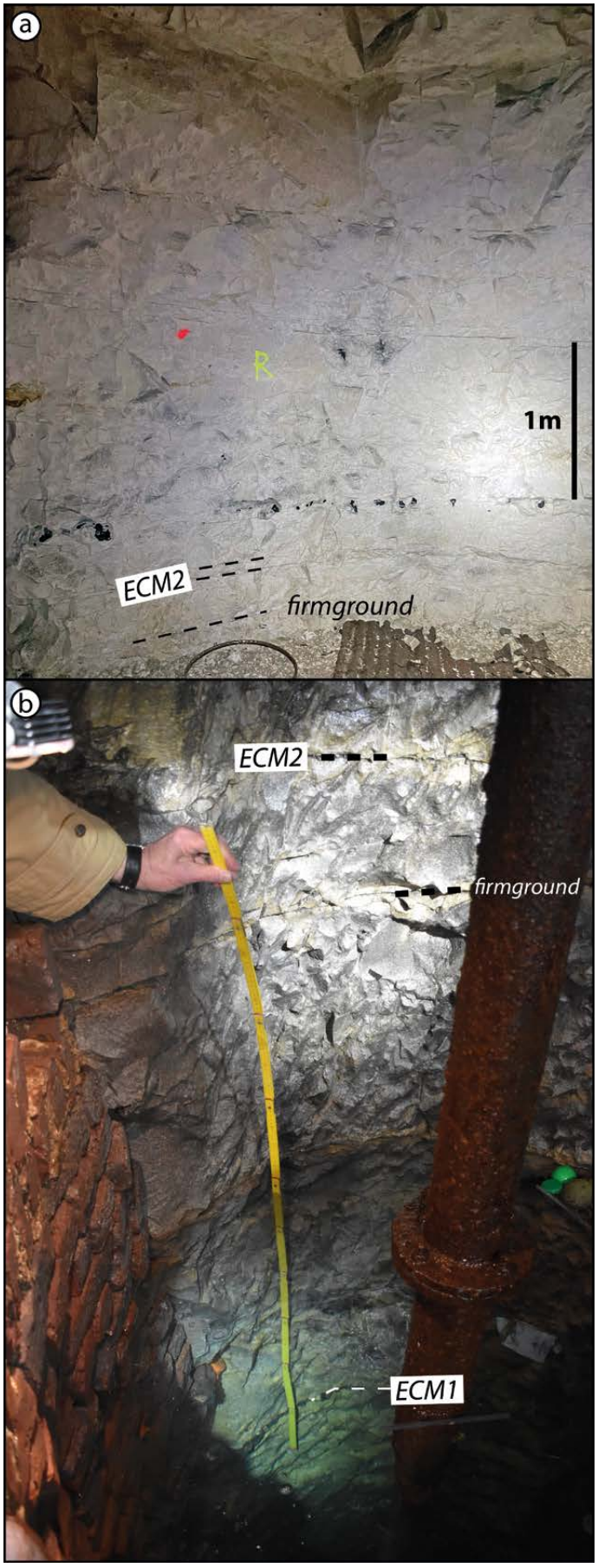


Fig. 11. Carrières souterraines à Faches-Thumesnil. a) vue du front de taille des catiches ; b) Vue du puits © F. Chanier.
Fig. 11. Underground quarries in Faches-Thumesnil. a) view of the working surface of the catiches ; b) View of the well © F. Chanier.

✧ ***Craie blanche (sans silex)***

3,20 m à 6,50 m (fin de la coupe) : craie blanche tendre, fine, traçante, sans silex, incluant plusieurs lits riches en éponges à 3,80 m, 4,05 m, 4,40 m et 5,40 m, ainsi que quatre bancs contenant de nombreux fragments d'inocérames situés respectivement à :

3,20 m-3,35 m (*Platyceramus mantelli* et *Volviceramus koeneni*) ;

4,40 m-4,65 m (*Platyceramus* et *Volviceramus involutus*) ;

5,65 m-5,80 m (*Platyceramus*) ;

6,15 m-6,20 m (*Platyceramus*).

Un spécimen isolé de *Volviceramus*, probablement *involutus*, a été également observé à 4,10 m.

La succession lithologique visible dans les carrières souterraines de Faches-Thumesnil est semblable à celle décrite 3,4 km à l'ouest à Haubourdin, Loos et Emmerin. On y retrouve l'*East Cliff Marl 1* (oblitéré par de la silice) à 0,20 m, les *Shoreham Tubular Flints* dans l'intervalle 0,60 m-1,60 m et l'*East Cliff Marl 2* à 1,80 m. À la base de la Craie blanche, on retrouve également plusieurs lits riches en *Platyceramus* et *Volviceramus*, le plus ancien caractérisé par l'espèce *V. koeneni*, les suivants par *V. involutus*. L'apparition de la première espèce marque la limite entre Coniacien inférieur et Coniacien supérieur.

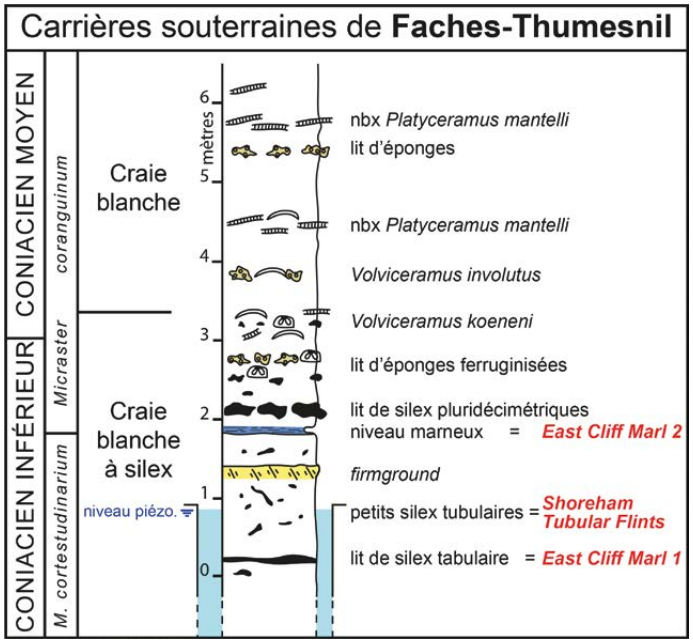


Fig. 12. Lithologie des craies coniaciennes visibles dans les carrières souterraines (catiches) de Faches-Thumesnil.
Fig. 12. Lithology of Coniacian chalks observed in the underground quarries (catiches) of Faches-Thumesnil.

LES CARRIÈRES DE CRAIES CONIACIENNES DE RONCHIN

Le puits d'accès de la carrière décrite ici, également fermée au public, est situé au sud de la commune. Comme à Faches-Thumesnil, il s'agit essentiellement d'un ensemble de catiches reliées les unes aux autres. Toutefois, une partie de la carrière est aussi constituée de galeries horizontales avec des chambres d'extraction séparées par des piliers crayeux, ce qui conduit à attribuer cette exploitation au type « mixte ». Le niveau 0 est pris à la hauteur d'un lit de silex tabulaire qui constitue un excellent repère visuel à la base d'une grande partie des catiches (Fig. 13). Du bas vers le haut, la succession lithologique est la suivante (Fig. 13 et 14).

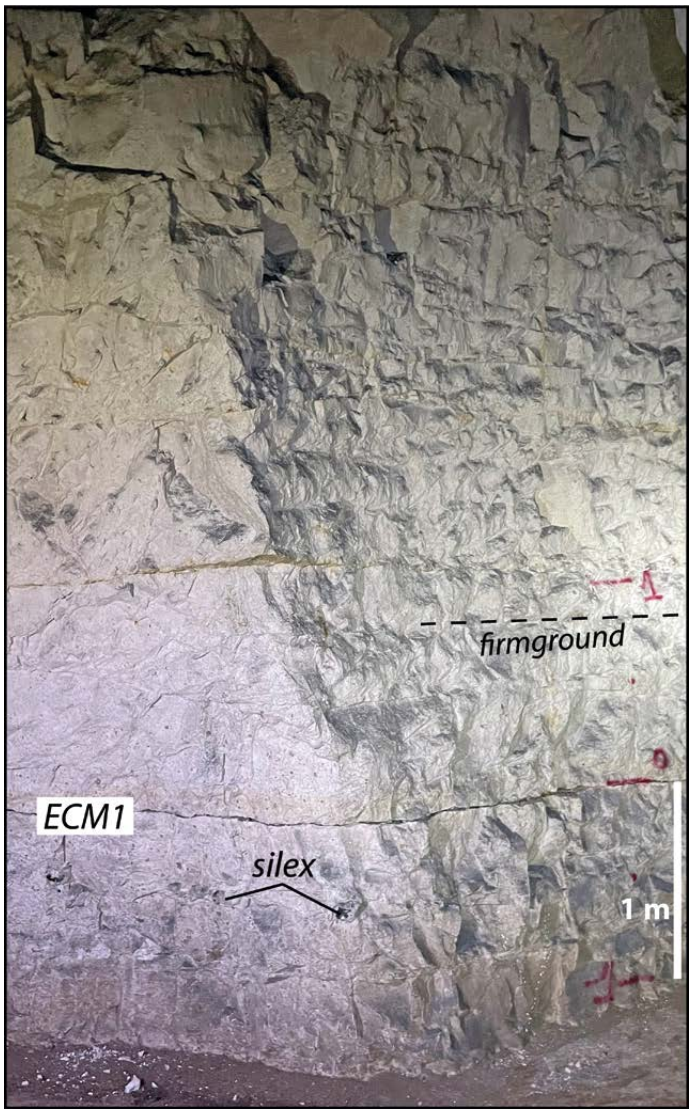


Fig. 13. Carrières souterraines à Ronchin. © F. Graveleau.
Fig. 13. Underground quarries in Ronchin. © F. Graveleau.

✧ ***Craie (piquetée) à silex***

-1,10 m à 0 m : craie blanche, tendre, fine, traçante, ponctuée de grains infra-millimétriques de glauconie. La glauconie est éparse et visible uniquement à la loupe, ce qui

n'altère en rien la teinte blanche de la craie. Un lit de gros silex noirs, en rognons, dont certains atteignent 10 cm, est présent à -0,65 m. Latéralement, ce lit tend à former des dalles, sans toutefois se transformer en lit de silex tabulaire ;

0 m à 0,02 m : lit continu de silex tabulaire noir dont l'épaisseur varie suivant les endroits de 1 à 3 cm ;

✧ ***Craie piquetée***

0,02 m à 2,00 m : craie blanche, tendre, fine, traçante, ponctuée de grains infra-millimétriques de glauconie. La teneur en glauconie est identique à celle de l'unité précédente. Un niveau durci épais de 5 cm (*firmground*) est présent à 0,90 m, ainsi que plusieurs éponges ferruginisées entre 1,30 m et 1,60 m ;

✧ ***Craie blanche (sans silex)***

2,00 m à 9,60 m : craie blanche, tendre, fine, traçante, dépourvue de glauconie. Le toit des galeries horizontales à chambres et piliers est situé vers le niveau 4 m, tandis que les catiches atteignent des niveaux plus élevés. Plusieurs lits décimétriques riches en *Platyceramus mantelli*, dont certains exemplaires ont une coquille atteignant plus de 60 cm, sont repérés à 2,30 m-2,40 m, puis à 3,80 m-4,00 m et enfin à 6,20 m-6,40 m. Des *Volviceramus involutus* sont associés aux *Platyceramus* dans les deux niveaux supérieurs. Il est probable que le niveau inférieur corresponde au niveau d'occurrence de l'espèce antérieure (*V. koeneni*), mais nous n'y avons observé aucun représentant du genre au cours de nos investigations. La valve droite, costulée, d'un *Volviceramus involutus* de grande taille (30 cm) est visible dans la partie supérieure d'une catiche au niveau 9,40 m.

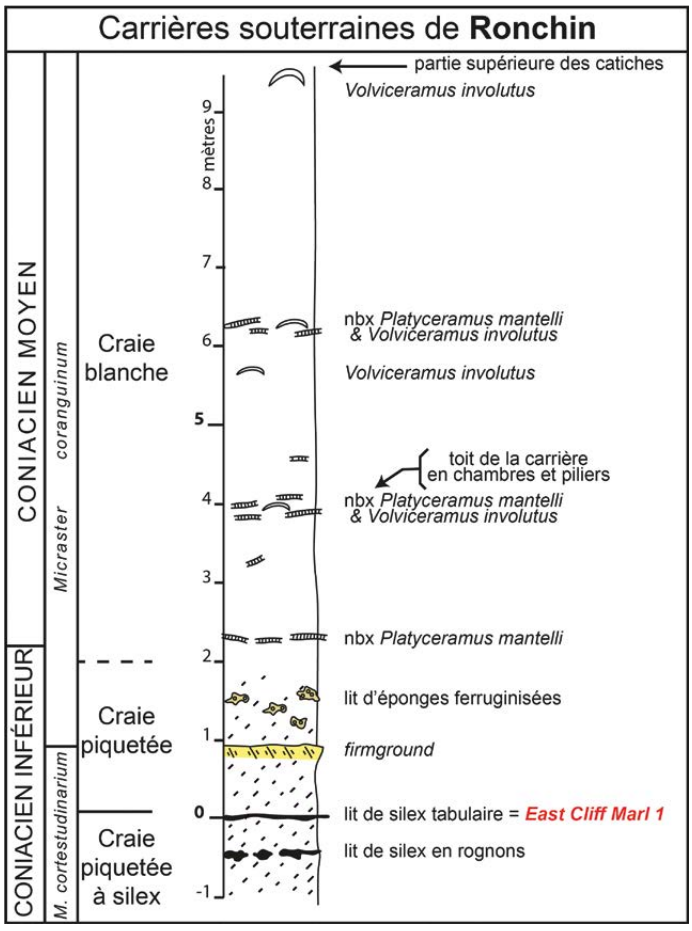


Fig. 14. Lithologie des craies coniaciennes visibles dans les carrières souterraines (catiches) de Ronchin.
Fig. 14. Lithology of Coniacian chalks observed in the underground quarries (catiches) of Ronchin.

Tout en retrouvant, comme dans les carrières précédentes, la superposition de craie avec, puis sans silex, les 3,10 m inférieurs de la coupe présentent un fait nouveau : l'apparition de fins grains épars de glauconie. La faible proportion de ce minéral au sein de la craie ne change en rien la teinte de la roche qui reste blanche. Le lit de silex tabulaire observé au niveau 0 est interprété comme équivalent à l'*East Cliff Marl 1* surmonté quelques décimètres plus haut par un *firmground*, de façon comparable à ce que l'on observe à Loos-Emmerin, Haubourdin et Faches-Thumesnil. Le niveau marneux correspondant à l'*East Cliff Marl 2* n'a quant à lui pas été observé et semble disparaître entre Faches-Thumesnil et ici à Ronchin.

LES CARRIÈRES DE CRAIES CONIACIENNES DE LEZENNES

À la différence des carrières du « Bon Dieu Noir » à Loos, de celles de Faches-Thumesnil et dans une certaine mesure de celles de Ronchin (constituées de nombreuses « catiches » alignées et juxtaposées, communiquant entre elles à leur base par des portes), les carrières de Lezennes sont essentiellement des galeries souterraines plus ou moins horizontales reliées à la surface par des puits verticaux de 8 à 15 m de profondeur (Codde *et al.*, 2009 ; Dubois, 2009). Dans certains cas semblant correspondre au plus ancien type d'exploitation, les galeries sont organisées en couloirs plus ou moins sinueux et de longueur variable. Mais il s'agit souvent de galeries parallèles creusées en tenant compte des directions de fracturation, reliées entre elles par des passages perpendiculaires et formant un quadrillage régulier. La hauteur des galeries atteint en moyenne 3 m à 3,50 m et la largeur 4 m à 5 m.

Les carrières souterraines de Lezennes recoupant uniquement la moitié supérieure des niveaux glauconieux (Gosselet, 1870), la première coupe complète de la Craie glauconieuse de Lezennes a été publiée par Cayeux (1889) à partir d'observations réalisées dans des puits creusés à l'occasion d'une tentative avortée d'exploitation des nodules de phosphate de calcium présents dans les tuns. Une nouvelle description de la succession lithologique visible au sein des carrières, prise en un point nommé « lac bleu » en raison de l'émergence fréquente de la nappe de la craie en périodes de hauts niveaux piézométriques, vient d'être publiée (Amédro *et al.*, 2023). Cette description est reprise dans la figure 15 avec une modification correspondant à un événement lithologique qui avait échappé à notre première observation. Il s'agit de la présence

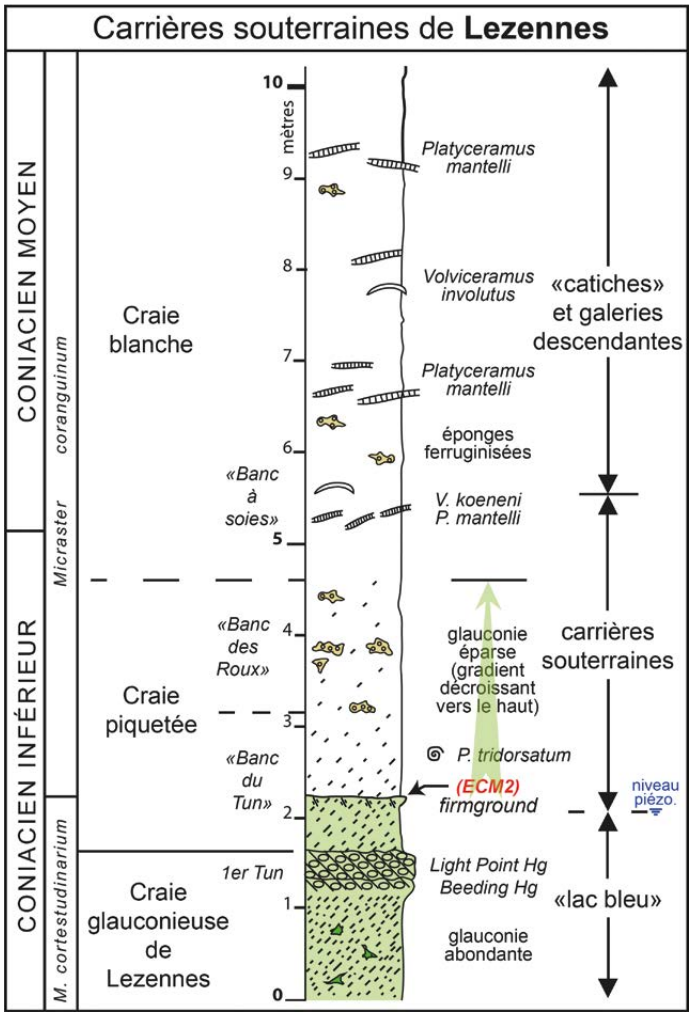


Fig. 15. Lithologie des craies coniaciennes visibles en septembre 2022 dans les carrières souterraines de Lezennes. La coupe est prise dans la chambre d'extraction nommée « lac bleu » qui était alors à sec suite à la sécheresse exceptionnelle de l'année concernée.
Fig. 15. Lithology of Coniacian chalks observed in September 2022 in the underground quarries of Lezennes. The section is taken from the extraction chamber called "blue lake" which was dry after the exceptional drought of year 2022.

d'un niveau durci décimétrique (*firmground*) présent 0,60 m au-dessus du 1er Tun. Ce niveau semi-induré, beaucoup plus discret que le *hardground* sous-jacent, est situé dans la partie inférieure de la Craie piquetée (de glauconie), ou « *Craie à bâtir* » et plus précisément dans ce que les ouvriers appelaient le « *Banc du Tun* » (Fig. 16a). Pour mémoire, les carriers distinguaient deux bancs au sein de la Craie piquetée. À la base, le « *Banc du Tun* » (1,50 m) est constitué de craie assez grossière, bioclastique, reposant sur le 1er Tun (Fig. 16b), d'où son appellation. Au-dessus, le « *Banc des Roux* » (1,50 m également) est ainsi nommé en raison de la présence de quelques « rognons de fer » (en réalité des nodules de pyrite) et surtout de nombreuses éponges ferruginisées (Fig. 17). Les 0,60 m inférieurs de la Craie piquetée, jusqu'au *firmground* inclus, sont encore franchement glauconieux et verdâtres. En revanche, la teneur en glauconie diminue rapidement vers le haut dans le reste de la Craie piquetée qui présente une teinte blanchâtre (Fig. 16a).

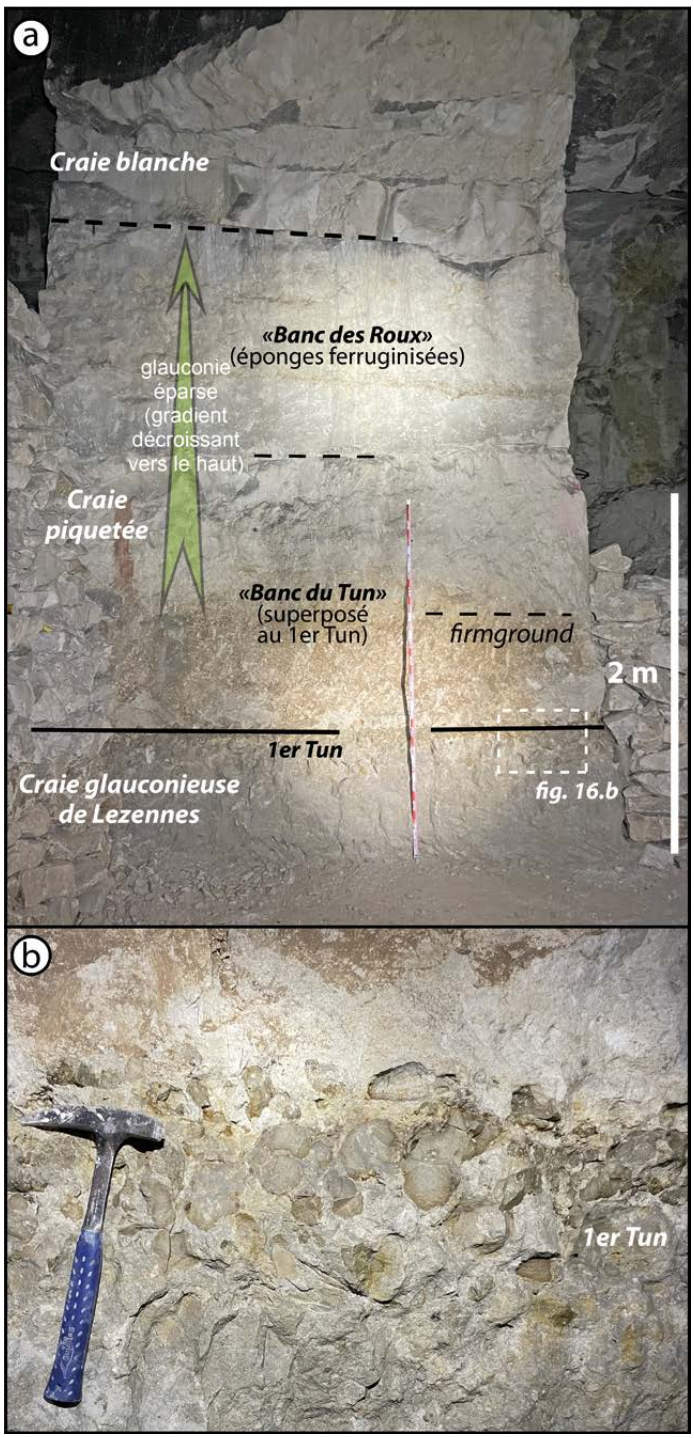


Fig. 16. Carrières souterraines de Lezennes. a) Vue d'ensemble d'un pilier de soutènement situé au niveau du « lac bleu », à l'endroit où les carrières atteignent leur niveau le plus profond. © F. Graveleau. b) Vue rapprochée du 1er Tun qui apparait sous l'aspect d'un *hardground* noduleux complexe. © F. Graveleau.
Fig. 16. Underground quarries of Lezennes. a) Overview of a retaining pillar located at the "blue lake", where the quarries reach their deepest level. © F. Graveleau. b) Close-up view of the 1st Tun which appears as a complex nodular hardground. *© F. Graveleau.*

D'un point de vue paléontologique, les deux ammonites recueillies au XIX^{e} siècle dans les carrières souterraines de Lezennes, préservées dans les collections du Musée d'Histoire naturelle de Lille et qui ont été décrites et figurées par Amédro & Robaszynski (1978 ; 2006) sous le nom de *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter, 1867), proviennent de la Craie piquetée. La faible teneur en glauconie de la craie dont elles sont constituées suggère que leur niveau de récolte pourrait correspondre à la partie supérieure du « *Banc du Tun* ».

En outre, une seconde découverte à caractère paléontologique est également à signaler dans les carrières de Lezennes. Il s'agit de l'observation au toit des galeries de deux *Volviceramus koeneni* complets, pourvus de leurs deux valves. L'un des spécimens a fait l'objet d'un scan 3D par Michel Dubois (Université de Lille) ce qui permettra d'en réaliser une impression en relief.

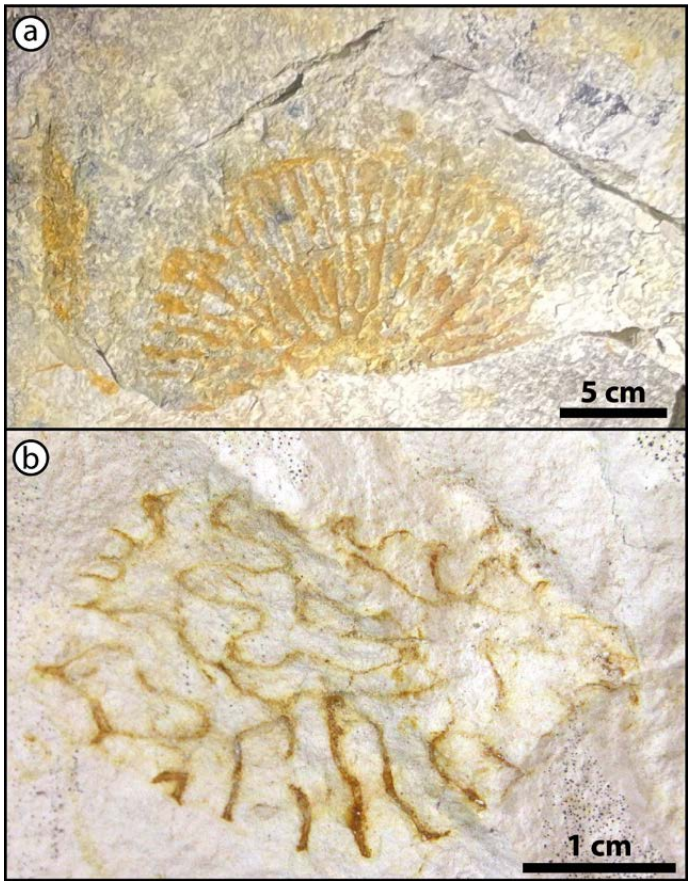


Fig. 17. Deux éponges ferruginisées fréquentes au sein des craies coniaciennes de l'agglomération lilloise. a) *Ventriculites chonoides* (Mantell, 1822) © F. Chanier ; b) *Paraplocia labyrinthica* (Mantell, 1822) © F. Chanier.
Fig. 17. Two common ferruginized sponges in the Coniacian chalks of the Lille area. a) Ventriculitis chonoids *(Mantell, 1822) © F. Chanier; b)* Paraplocia labyrinthica *(Mantell, 1822) © F. Chanier.*

COMPARAISON DES COUPES

La figure 18 présente une corrélation de l'ensemble des carrières étudiées, échelonnées sur une distance de 8 km entre Loos-Haubourdin à l'ouest et Ronchin à l'est. Deux coupes complémentaires, décrites antérieurement par nous-mêmes, sont également illustrées afin d'obtenir un meilleur aperçu des variations latérales de faciès et d'épaisseur au sein des craies coniaciennes à l'échelle de l'agglomération. La première coupe complémentaire est l'intervalle 7 m-15 m de l'ancienne cimenterie d'Haubourdin qui précède l'intervalle 15 m-24 m décrit ici et qui exposait jusqu'au début des années 1990 les « tuns » (Amédro & Robaszynski, 1978, 2006). La seconde coupe complémentaire est le forage de la Cité scientifique de Villeneuve d'Ascq qui a traversé la totalité de la Craie glauconieuse de Lezennes (Amédro *et al.*, 2023). La corrélation entre les successions ultra-condensées d'Haubourdin et de Villeneuve d'Asq, prise dans l'intervalle où se situent les tuns, vient d'être discutée par Amédro *et al.* (2023) et n'est pas reprise ici. En revanche, deux niveaux repères indiqués sur la figure 18, mais non cités dans la liste des événements inventoriés au début de cette publication, nécessitent une courte description.

À la base de l'intervalle présenté dans la figure 18, les *Bantam Hole Hardgrounds* (ici un seul *hardground* composite) sont un ensemble de 2 (à Caffiers) à 4 (à Douvres) *hardgrounds* présents de façon constante dans les falaises de la Manche une trentaine de mètres sous le *Navigation Hardground*. C'est à ce niveau qu'apparaissent les premiers *Sternotaxis plana* (Mantell, 1822). Juste au-dessus (10 à 15 m plus haut dans les falaises de la Manche), les *Lighthouse Down Hardgrounds* (représentés ici également par un seul *hardground* composite) sont un faisceau de 3 à 5 *hardgrounds* très fossilifères, échelonnés sur une hauteur de 5 à 6 mètres. Les échinides abondent dans ces *hardgrounds : S. plana, Micraster leskei* d'Orbigny, 1855, ainsi que les ammonites : *Lewesiceras mantelli* Wright & Wright, 1951, *Subprionocyclus bravaisianus* (d'Orbigny, 1841), *Sciponoceras bohemicum bohemicum* (Fritsch, 1872), *Scaphites geinitzii* d'Orbigny, 1850, *Hyphantoceras reussianum* (d'Orbigny, 1850), etc.

L'examen de la figure 18 amène un certain nombre de remarques concernant la Craie glauconieuse de Lezennes, la craie piquetée (de glauconie), l'évolution latérale des niveaux marneux East Cliff Marls 1 et 2, le niveau de disparition des silex et enfin les variations d'épaisseur de plusieurs intervalles.

La Craie glauconieuse de Lezennes. Cette unité stratigraphique présente à l'est de la métropole lilloise correspond à l'intervalle allant de la limite supérieure du *Lighthouse Down Hardground* jusqu'au *Light Point Hardground* inclus. Nous avions espéré qu'en nous déplaçant vers l'ouest, certaines carrières localisées à Ronchin ou à Faches-Thumesnil recouperaient partiellement cette portion de la succession lithologique. Notre but était de comprendre comment s'effectue la transition entre la Craie glauconieuse de Lezennes (sans silex) et la craie blanche à silex (non glauconieuse) qui affleure largement dans les carrières de Loos, Haubourdin et Emmerin. Cette question reste non résolue.

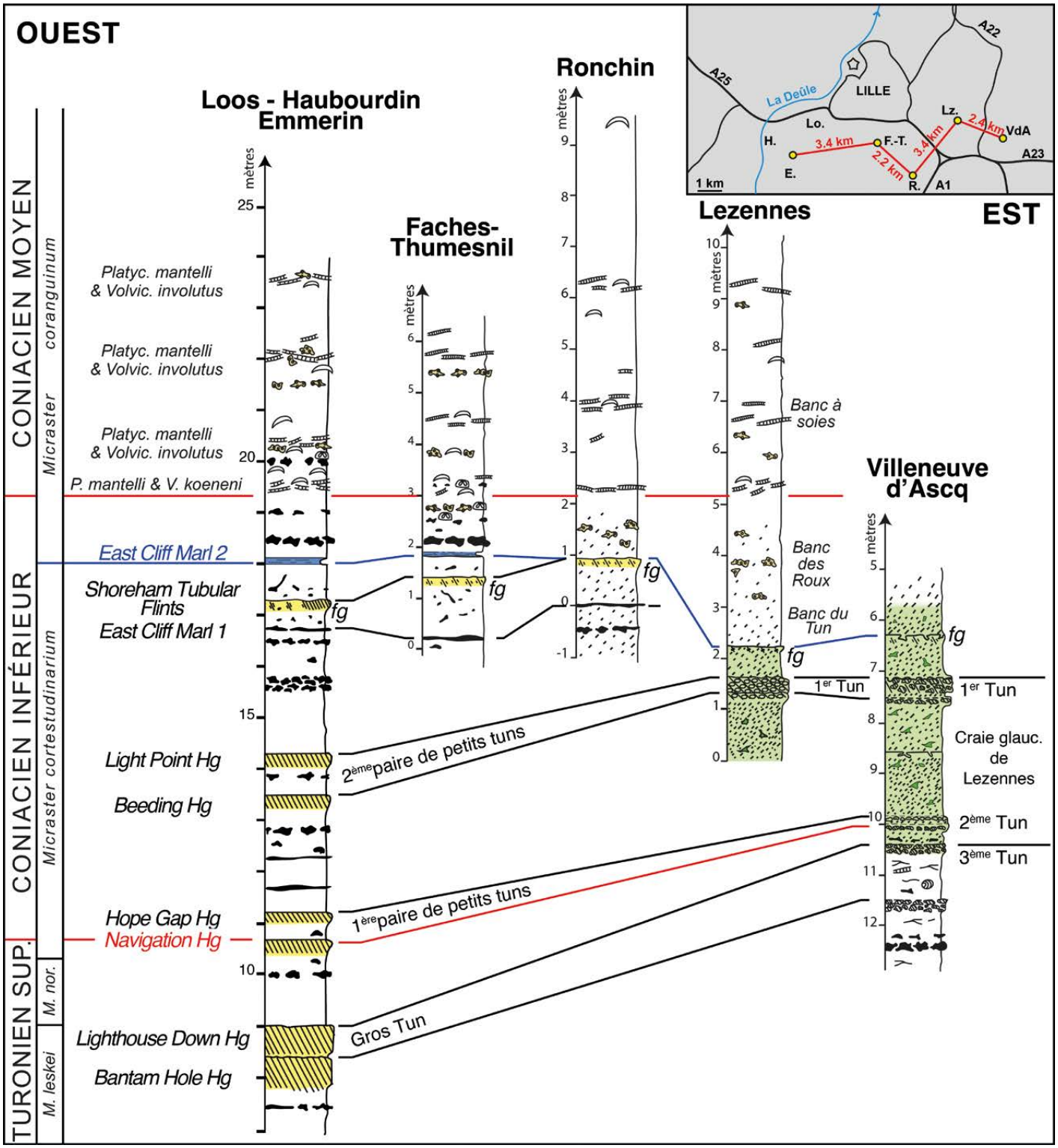


Fig. 18. Corrélations à l'aide de la stratigraphie événementielle dans les craies coniaciennes de la région de Lille. *fg = firmground.*
Fig. 18. Correlations using event stratigraphy in the Coniacian chalks of the Lille region. fg = firmground.

La craie piquetée de glauconie. En revanche, des éléments intéressants peuvent être apportés en ce qui concerne la craie piquetée de glauconie qui surmonte la Craie glauconieuse de Lezennes à Villeneuve d'Ascq et Lezennes. Tout particulièrement si l'on examine l'intervalle compris entre la limite supérieure du *Light Point Hardground* et le niveau d'apparition des lits riches en débris de coquilles d'inocérames (*Platyceramus* et *Volviceramus*). On constate en effet que, dans le secteur de Loos-Haubourdin-Emmerin ainsi qu'à Faches-Thumesnil, la craie est riche en silex sur toute la hauteur de l'intervalle et totalement dépourvue de glauconie.

La succession lithologique change à Ronchin. Premièrement, de fins grains épars de glauconie apparaissent dans une craie qui devient « piquetée », tout en restant blanche et lardée de quelques niveaux de silex. Deuxièmement, les silex disparaissent au-dessus de l'*East Cliff Marl 1* qui est remplacé ici, comme dans les coupes situées plus à l'ouest, par un lit de silex tabulaire. À Lezennes et Villeneuve d'Ascq, la disparition des silex s'étend à la totalité de l'intervalle. Parallèlement, la teneur en glauconie augmente sensiblement dans la partie inférieure de la « Craie piquetée » qui prend une teinte gris-verdâtre. Cette augmentation de la teneur en glauconie concerne uniquement la base de l'unité lithologique à Lezennes où elle est observée jusqu'à la limite supérieure du *firmground* situé 0,60 m au-dessus du 1er Tun, tandis qu'à Villeneuve d'Ascq, la glauconie abondante monte plus haut, un demi-mètre au-dessus du *firmground*. La Craie glauconieuse de Lezennes et la partie inférieure de la « Craie piquetée » prennent alors le faciès d'un véritable « Tourtia », c'est-à-dire d'un niveau transgressif, glauconieux et ultra-condensé.

L'évolution latérale des *East Cliff Marls*. Le suivi des différents niveaux repères identifiés au sein du même intervalle apporte également des informations intéressantes. Le seul niveau repère continu, présent dans toutes les coupes étudiées à travers l'agglomération lilloise, est le *firmground* décrit à Loos-Haubourdin au sein des *Shoreham Tubular Flints* (*fg* sur Fig. 18). En dessous, l'*East Cliff Marl 1*, oblitéré par de la silice, disparaît entre Ronchin et Lezennes là où la glauconie devient abondante. Au-dessus, l'*East Cliff Marl 2* est préservé sous son aspect classique par un niveau marneux décimétrique à Loos-Haubourdin-Emmerin, mais il n'est pas représenté à Ronchin, Lezennes et Villeneuve d'Ascq où l'enregistrement sédimentaire est beaucoup plus condensé qu'à Loos-Haubourdin et Faches-Thumesnil. Suivant l'avis de notre collègue britannique, le professeur Andy Gale, il est probable que l'*East Cliff Marl 2* soit oblitéré dans l'aire où se développe la Craie glauconieuse de Lezennes, mais que sa position géométrique coïncide avec la surface supérieure du *firmground*. Le balayage du fond marin par les courants, dans un environnement peu profond, a probablement empêché le dépôt des particules argileuses.

La disparition des silex. Le niveau de disparition des silex est diachrone dans les craies coniaciennes de l'agglomération lilloise. La comparaison des coupes montre qu'il s'agit d'un événement n'ayant aucune valeur stratigraphique. À l'ouest et au sud de Lille (Haubourdin, Emmerin, Loos et Faches-Thumesnil), les derniers silex sont observés 0,40 m au-dessus de la limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen, soit 1,50 m à 2 m au-dessus de l'*East Cliff Marl 2*. Toujours au sud, mais à Ronchin, l'événement se produit au contraire sous la position présumée de l'*East Cliff Marl 2*, au niveau de *l'East Cliff Marl 1*. Enfin à l'est (Lezennes et Villeneuve d'Ascq), la disparition des silex s'effectue 7,50 m sous la limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen, entre les 2e et 3e Tuns, soit entre le *Navigation Hardground* et le *Lighthouse Down Hardground*. Comme synthétisé sur la figure 19, l'apparition du faciès « craie blanche » (sans silex) n'est pas un événement isochrone, même à l'échelle de quelques kilomètres. Il ne convient pas alors d'attribuer un sens chronostratigraphique aux termes lithologiques (Craie à cornus, Craie piquetée, Craie blanche à silex, Craie blanche) utilisés dans la littérature à l'échelle régionale qui, selon nous, correspondent plus à des lithofaciès qu'à de véritables unités stratigraphiques.

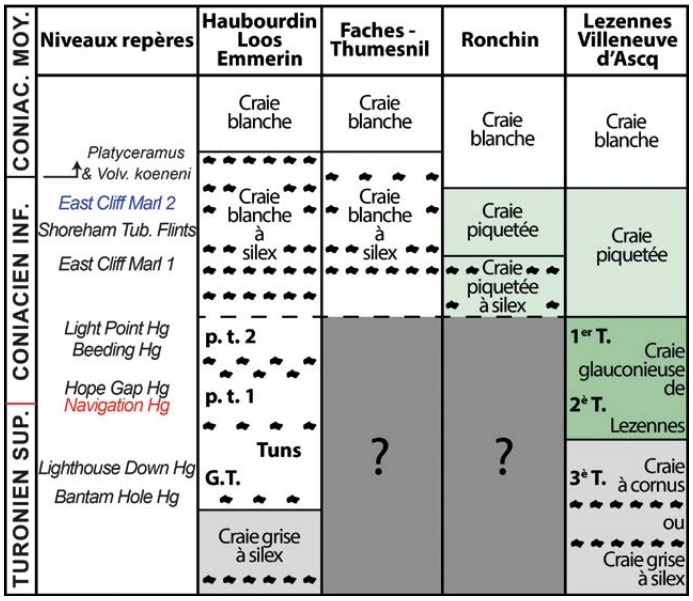


Fig. 19. Positionnement des « unités stratigraphiques » (*i.e.,* faciès) utilisées dans la littérature par rapport aux niveaux repères identifiés dans les craies coniaciennes de la région de Lille. G.T signifie "Gros Tun", p.t.1 = "1re paire de petits tuns", p.t.2 = "2e paire de petits tuns", respectivement.
*Fig. 19. Positioning of "stratigraphic units" (*i.e., *facies) used in the literature in relation to the benchmark levels identified in the Coniacian chalks of the Lille region. G.T. means "Gros Tun", p.t.1 = "1st pair of small tuns", p.t.2 = "2nd pair of small tuns", respectively.*

Les variations d'épaisseur. Une dernière remarque concerne les variations d'épaisseur observées au sein des craies du Coniacien inférieur au sein de la métropole lilloise. Alors que la tendance générale montre une réduction d'épaisseur de l'enregistrement sédimentaire en allant de l'ouest (Haubourdin-Loos-Emmerin) vers l'est (Lezennes-Villeneuve d'Ascq), le quasi triplement d'épaisseur de l'intervalle compris entre le *firmground* situé sous l'*East Cliff Marl 2* et le premier lit riche en *Platyceramus mantelli* et *Volviceramus koeneni* (= base du Coniacien moyen) entre Ronchin et Lezennes interpelle. Cette observation pourrait ne pas être anodine sur une si courte distance et pose de nouveau la question d'un éventuel contrôle tectonique ou morphostructural de la sédimentation au niveau de la structure « anticlinale » du Mélantois au cours du Crétacé supérieur.

Pour terminer cette discussion, Gale (2024) vient de publier une corrélation des craies coniaciennes du Bassin

anglo-parisien où sont illustrées plusieurs coupes de la région lilloise que nous lui avions montrées en mars 2024. Cette présentation à grande échelle concorde avec les résultats présentés ici, sauf en ce qui concerne l'interprétation du niveau marneux décrit au niveau 18,00 m-18,05 m dans la carrière à ciel ouvert de Loos-Emmerin et au niveau 1,80 m-1,83 m à Faches-Thumesnil. Il s'agit selon nous de l'*East Cliff Marl 2*, tandis que notre collègue y voit l'*East Cliff Marl 1*. Le problème dans l'interprétation de Gale est que, dans ce cas, les *Shoreham Tubular Flints* seraient situés géométriquement sous l'*ECM 1* alors que, suivant la définition originelle de Mortimore (1983), ils se trouvent dans l'intervalle compris entre l'*ECM 1* et l'*ECM 2* (Mortimore *et al.*, 2001), une observation confirmée dans toutes les coupes décrites au sud-est de l'Angleterre (Île de Wight, Sussex, Kent ; cf. Mortimore *et al.*, 2001).

LA CRAIE GLAUCONIEUSE DE LEZENNES À SAINGHIN-EN-MÉLANTOIS

L'extension géographique de la Craie glauconieuse de Lezennes est localisée sur une aire relativement restreinte, limitée à la partie orientale de l'agglomération lilloise et qui englobe le quartier de Fives à Lille, ainsi que les communes d'Hellemmes, Lezennes, Villeneuve d'Ascq (Cité Scientifique) et Sainghin-en-Mélantois (Amédro *et al.*, 2023). Il ne s'agit pas d'une limite d'érosion ou d'affleurement dans la mesure où les craies du Turonien supérieur-Coniacien sont présentes dans le sous-sol de toute l'agglomération, mais bien de l'aire où les faciès crayeux s'enrichissent en glauconie. Dans l'état actuel des connaissances, la Craie glauconieuse de Lezennes est interprétée comme un « Tourtia », c'est-à-dire comme un niveau glauconieux transgressif, développé localement sur la bordure nord-est du bassin parisien aux confins de la limite Turonien-Coniacien à l'occasion de l'intervalle transgressif d'un cycle eustatique de 3e ordre superposé à une phase transgressive de 2e ordre (Gale, 1996 ; Amédro *et al.*, 2023).

Si la description lithologique la plus récente de la Craie glauconieuse de Lezennes est celle du forage de la Cité Scientifique à Villeneuve d'Ascq (Amédro *et al.*, 2023), une autre description de cette « craie verte » a été publiée il y a un demi-siècle par Robaszynski *in* Colbeaux *et al.* (1975) au Mont-Sainghin, à 4 km au sud-est de Lezennes. Pourquoi ne pas avoir intégré la corrélation de cette coupe avec celles de Lezennes et de Villeneuve d'Ascq dans le chapitre précédent ? La raison est simple : malgré le soin apporté à la description lithologique de la carrière de Sainghin-en-Mélantois qui est aujourd'hui disparue, le levé a été réalisé en 1971, quelques années avant que la morphologie des niveaux indurés (*firmgrounds* et *hardgrounds*) ne soit étudiée dans le détail, en particulier par Kennedy & Garrison (1975). L'interprétation de la coupe de Sainghin est pour cette raison délicate. À l'occasion de la lecture du manuscrit de la présente note en tant que rapporteur, Francis Robaszynski nous a proposé une nouvelle interprétation de son levé lithologique de 1971. Celle-ci est présentée dans la figure 20. Alors qu'en 1971, seuls les 1er et 2e Tuns avaient été identifiés, le 3e Tun ou « Tun blanc » est reconnu aujourd'hui dans le « *banc de craie grisâtre indurée, pénétrée dans sa partie supérieure de terriers remplis de craie glauconifère* » présent à 4,50 m-4,90 m. En revanche les levés originels ne permettent pas de savoir si le 2e Tun est constitué par la superposition de deux *hardgrounds* ou s'il s'agit d'un seul *hardground* « complexe ». De la même façon, le *Bantam Hole Hardground* est probablement présent sous le 3e Tun, mais n'a pas été repéré. Malgré ces incertitudes, la comparaison des coupes montre que la succession est également ultra-condensée à Sainghin-en-Mélantois, avec des épaisseurs qui tendent encore à se réduire.

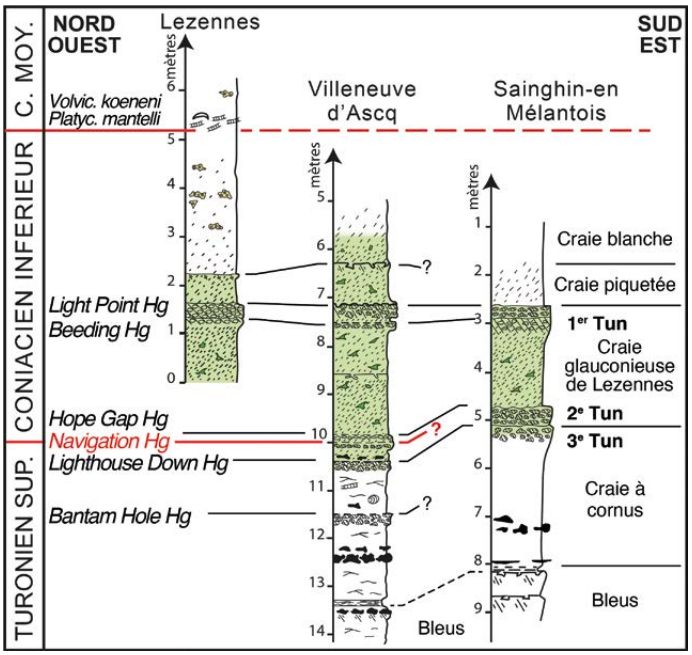


Fig. 20. – Corrélations à l'aide de la stratigraphie événementielle dans la Craie glauconieuse de Lezennes.
Fig. 20. – Correlations using event stratigraphy in the Craie glauconieuse de Lezennes.

LES CARRIÈRES SOUTERRAINES DE L'AGGLOMÉRATION LILLOISE : DES SITES REMARQUABLES PAR LES LITS RICHES EN *PLATYCERAMUS* ET *VOLVICERAMUS* VISIBLES AU PLAFOND DES GALERIES

Les carrières de craies coniaciennes de l'agglomération lilloise recoupent, sur une hauteur de 4 m environ, plusieurs lits décimétriques riches en fragments de coquilles d'inocérames situés essentiellement à la base de la Craie blanche (sans silex) et en même temps de la zone à *Micraster coranguinum*. Il s'agit de ce que les ouvriers carriers appelaient le « *banc à soies* » à Lezennes (Decocq, 1874 ; Barrois, 1878). Ce niveau

repère associe des fragments d'inocérames plats (*Platyceramus*) dont la coquille pouvait originellement atteindre 1 m² et d'inocérames « bombés » (*Volviceramus*), un peu moins grands, mais d'une taille néanmoins, de l'ordre de plusieurs décimètres.

Il n'est pas question dans le cadre de cet article de réaliser une description systématique du matériel, d'abord parce que nous ne sommes pas spécialistes des inocérames et ensuite parce que les espèces concernées ont fait l'objet de révisions souvent récentes : *Platyceramus mantelli* (de Mercey, 1872) par Seitz (1962), Noda & Toshimitsu (1990) et Walaszczyk & Wood (2018), *Volviceramus koeneni* (Müller, 1888) et *V. involutus* (J. de C. Sowerby, 1829) par Walaszczyk & Cobban (2006). En revanche, ces lits riches en inocérames méritent une certaine attention dans la mesure où leur extension géographique déborde largement le cadre de la métropole lilloise et concerne l'ensemble des faciès crayeux du Bassin anglo-parisien. Ce fait a été constaté dès 1878 par Charles Barrois : « *l'Inoceramus involutus que je choisis actuellement pour caractériser cette zone* (la moitié inférieure de l'Assise à *Micraster coranguinum*) *y forme, avec l'Inoceramus mantelli et quelques autres inocérames, un lit presque continu que j'ai suivi en Angleterre, ainsi que dans le Nord et l'Est du bassin de Paris. … Le lit qui renferme ces inocérames ainsi entiers, m'a paru avoir une position constante et pourra servir à reconnaître la base de la zone à Micraster coranguinum, si cette observation se généralise* ». Non seulement, Barrois avait parfaitement placé il y a un siècle et demi la limite entre les zones d'échinides successives à *Micraster cortestudinarium* et à *M. coranguinum*, mais il avait de plus identifié pour la première fois un événement biologique et écologique qui allait être pris en 1995 pour définir la base du Coniacien moyen : l'apparition concomitante des genres d'inocérames *Volviceramus* et *Platyceramus* et leur prolifération soudaine (Kauffman coord. *et al.*, 1996).

De façon plus précise, non pas un seul, mais au moins quatre lits riches en *Platyceramus* et *Volviceramus* se succèdent dans les derniers décimètres de la Craie blanche à silex et les premiers mètres de la Craie blanche sans silex (dans l'intervalle 19,40 m-23,50 m à Emmerin, Fig. 6). Le premier niveau (à 19,40-19,60 m) est caractérisé par une abondance de débris de coquilles de *Platyceramus mantelli* associés à quelques *Volviceramus koeneni*. Les lits suivants contiennent toujours de nombreux fragments de *P. mantelli,* mais accompagnés ici de *Volviceramus involutus.* Les figures 8, 9, 20 et 21 illustrent quelques spécimens que l'on peut déterminer de façon pratique en tenant compte des caractères suivants :

✧ *Volviceramus koeneni* (Müller, 1888) (Fig. 9) : coquille pourvue de valves enflées, sans enroulement de la valve gauche. Les deux valves sont ornées de côtes concentriques et rugueuses au stade juvénile et au début du stade adulte. Les côtes s'atténuent et disparaissent ensuite. L'identification de plusieurs spécimens de *V. koeneni* à Emmerin et à Lezennes est importante à signaler dans la mesure où il s'agit de la première citation du marqueur de la base du Coniacien moyen dans le nord de la France et en même temps dans la partie française du Bassin anglo-parisien. Jusqu'à ce jour, l'espèce était connue uniquement au sein des craies du sud-est de l'Angleterre, dans un intervalle peu épais : 2 m dans le Sussex, 1 m dans le Kent (Mortimore *et al.*, 2001). À Emmerin, où l'enregistrement est très réduit, cet intervalle est encore plus mince (environ 0,50 m).

✧ *Volviceramus involutus* (J. de C. Sowerby, 1829) (Fig. 21) : coquille très inéquivalve. La valve gauche, presque lisse, est très enflée et présente un enroulement en spirale typique qui rappelle superficiellement celui des nautiles. La valve droite est operculaire et pourvue de côtes concentriques. Barrois (1878) indique que « *Le musée géologique de Lille possède une splendide série de cette espèce, recueillie aux environs. Sans parler de nombreuses valves isolées, le musée possède 27 échantillons avec les deux valves réunies* ».

✧ *Platyceramus mantelli* (de Mercey, 1872) [l'espèce, créée en 1872, a seulement été décrite de façon précise et illustrée en 1877] (Fig. 22) : coquille plate, épaisse, pourvue de larges stries concentriques et souvent de grande taille, certains spécimens atteignant près d'1 m². Selon Barrois (1878) « *… on a pu réunir au musée (de Lille) un certain nombre d'échantillons entiers de cette espèce. Les échantillons figurés par M. de Mercey ne sont que de simples fragments, aussi regrettons-nous bien de ne pouvoir figurer ici les échantillons du musée de Lille qui sont au contraire dans un remarquable état de conservation* ». Selon Kauffman (1965), ces formes plates d'inocérames à test mince devaient vivre à plat sur des vases molles, d'où la taille impressionnante acquise par certains individus afin de pas s'enfoncer dans la boue crayeuse. Un autre argument convergent militant en faveur d'une nature semi-fluide du substrat est la présence d'échinides spatangoïdes (*Micrasters*) qui étaient des « fouisseurs superficiels » vivants dans des vases fines (Fouray, 1982).

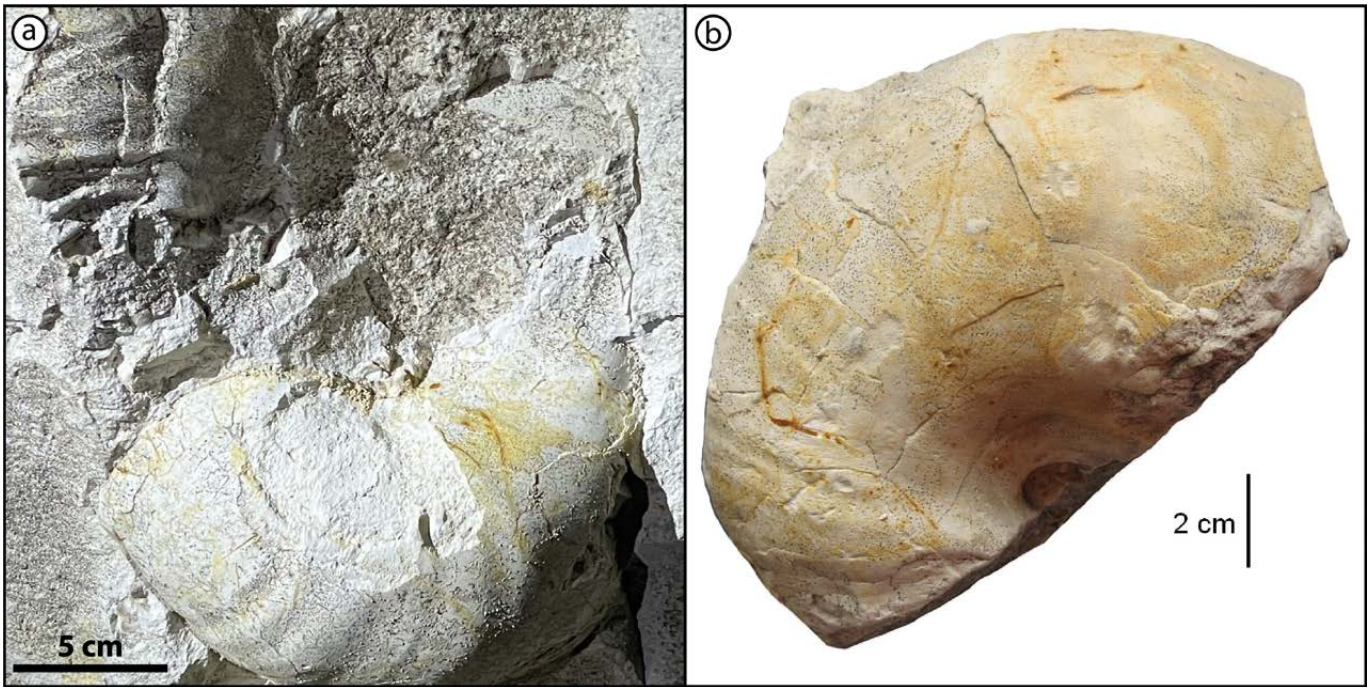


Fig. 21. Spécimens de *Volviceramus involutus* (J. de C. Sowerby, 1829). a) Spécimen préservé au plafond d'une galerie dans les carrières souterraines du « Bon Dieu Noir » à Loos, Craie blanche sans silex, Coniacien moyen. Le lit riche en *Platyceramus* et *Volviceramus* qui contient ce fossile correspond probablement à celui observé à Emmerin au niveau 23,40 m-23,50 m. © F. Graveleau. b) Spécimen provenant de base de la Craie blanche sans silex, du niveau 20,20 m dans la carrière NORMAT à Emmerin, Coniacien moyen. Collection F. Amédro, Musée d'Histoire naturelle de Lille. Barre d'échelle = 2 cm. © F. Amédro.
Fig. 21. Specimens of Volviceramus involutus *(J. de C. Sowerby, 1829). a) Specimen preserved on the ceiling of a gallery in the underground quarries of "Bon Dieu Noir" in Loos, White chalk without flint, Middle Coniacian. The bed rich in* Platyceramus *and* Volviceramus *which contains this fossil probably corresponds to that observed at Emmerin at the level 23,40 m-23,50 m. © F. Graveleau. b) Specimen from the base of white chalk without flint, from level 20,20 m in the NORMAT quarry in Emmerin, Middle Coniacian. F. Amédro's Collection, Lille Natural History Museum. Scale bar = 2 cm. © F. Amédro.*

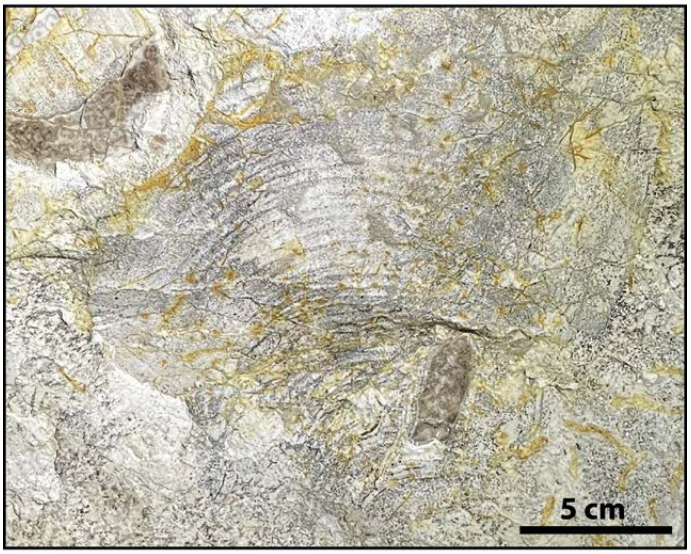


Fig. 22. *Platyceramus mantelli* (de Mercey, 1872). Spécimen observé au plafond d'une galerie dans les carrières souterraines du « Bon Dieu Noir » à Loos, Craie blanche sans silex, Coniacien moyen. Le lit riche en *Platyceramus* et *Volviceramus* dans lequel ce fossile est préservé correspond probablement à celui observé à Emmerin au niveau 22,00 m-22,10 m. © F. Graveleau.
Fig. 22. Platyceramus mantelli *(de Mercey, 1872). Specimen observed on the ceiling of a gallery in the underground quarries of "Bon Dieu Noir" in Loos, White chalk without flint, Middle Coniacian. The bed rich in* Platyceramus *and* Volviceramus *in which this fossil is preserved probably corresponds to that observed at Emmerin at the level 22,00 m-22,10 m. © F. Graveleau.*

À la différence de ce que l'on observe au niveau des fronts de taille des carrières à ciel ouvert ou en falaise où les coquilles d'inocérames apparaissent toujours en section, les carrières souterraines de l'agglomération lilloise, en particulier les carrières du Bon Dieu Noir à Loos et celles de Lezennes, exposent de façon spectaculaire les lits riches en *Platyceramus* et *Volviceramus* au toit des galeries. De nombreux individus complets, préservés à plat sur le paléo-fond marin, sont visibles par-dessous, la concentration des coquilles résultant d'un faible taux de sédimentation associé à une prolifération momentanée des individus. Ces conditions d'observation sont très rares, peut-être même uniques dans le Bassin anglo-parisien, ce qui fait de ces carrières des sites géologiques remarquables, dignes d'être inscrits au sein de l'inventaire national du patrimoine géologique.

CONCLUSION

Au sein et aux abords de la métropole lilloise, les craies coniaciennes, avec silex en dessous et sans silex au-dessus, correspondent aux niveaux crétacés les plus récents préservés de l'érosion. L'épaisseur moyenne de ces craies est estimée à une quinzaine de mètres. Ces craies coniaciennes n'ont jusqu'à présent jamais fait l'objet de description détaillée. Et pourtant elles renferment des niveaux repères (niveaux

marneux, lits de silex tabulaires, niveaux durcis) connus tout le long de la côte sud de l'Angleterre et dans le Boulonnais, ouvrant la voie à des corrélations très précises sur des distances atteignant plusieurs centaines de kilomètres. Le marqueur de la base du Coniacien moyen, *Volviceramus koeneni*, est également identifié pour la première fois, ce qui permet de situer la limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen avec une précision décimétrique. Les carrières souterraines de l'agglomération lilloise constituent enfin des sites géologiques remarquables dans la mesure où le plafond des galeries expose de nombreux spécimens entiers de grands inocérames appartenant aux genres *Platyceramus* et *Volviceramus*, un fait semble-t-il unique dans le Bassin anglo-parisien.

Remerciements : Monsieur Francis Robaszynski (Saintes) a accepté de relire ce manuscrit en y apportant de nombreuses remarques constructives. Il nous a également proposé une nouvelle interprétation de la coupe de Sainghin-en-Mélantois dont il avait fait un levé lithologique détaillé en 1971. Le professeur Andy Gale (University of Porsmouth, U.K.) nous a accompagné sur le terrain en nous faisant bénéficier de sa connaissance des craies du sud-est de l'Angleterre et en déterminant également plusieurs fossiles observés en place. Le Docteur Irek Walaszczyk (Université de Varsovie, Pologne) a déterminé plusieurs inocérames et en particulier le *V. koeneni* collecté à Emmerin à 19,90 m. Le professeur Jean-François Deconinck (Université de Bourgogne – Franche-Comté à Dijon) a analysé les minéraux argileux d'un prélèvement réalisé au sein de l'*East Cliff Marl 2*. Monsieur Jean-Marie Boussin, du Service des Carrières Souterraines de la Ville de Lille, nous a accompagné dans la carrière de Ronchin. Monsieur Aymeric Rogé, étudiant en géologie à l'Université de Lille, a dégagé de sa gangue le *V. koeneni* collecté à Emmerin. Messieurs Jean Dziudzia (Calais) et Bertrand Matrion (Troyes) nous ont aidé pour la réalisation technique de deux figures. Monsieur Franck Juckel, responsable d'exploitation, nous a donné la possibilité de circuler librement dans la carrière à ciel ouvert d'Haubourdin, exploitée par la Société NORMAT. Que tous soient chaleureusement remerciés.

Bibliographie

Amédro F., Graveleau F., Hofmann A., Trentesaux A. & Tribovillard N. (2023). – La Craie glauconieuse de Lezennes et ses « tuns » dans le forage de la Cité Scientifique de Villeneuve d'Ascq : interprétation d'une succession ultra-condensée. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **30** (2e série) : 49-78.

Amédro F., Manivit H. & Robaszynski F. (1979). – Échelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (macro-, micro- et nannofossiles). *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **98** : 287-305, pl 24-25.

Amédro F. & Robaszynski F. (1978). – *Peroniceras*, faunes et microfaunes associées dans le Nord de la France. Comparaison de quelques sections dans le Turonien-Coniacien. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **98** : 35-50, pl. 1-3.

Amédro F. & Robaszynski F. (2001). – Les craies à silex du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (U.K.). *Géologie de la France*, Orléans (pour l'année 2000), **4 :** 39-56.

Amédro F. & Robaszynski F. (2006). – Les craies à niveaux durcis du Turonien supérieur – Coniacien inférieur du Nord de la France (Boulonnais, Artois, environs de Lille) : un essai de corrélation à l'aide de la stratigraphie événementielle. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **13** (2e série) : 123-135.

Barrois Ch. (1878). – Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **5** : 227-487.

Bessière H., Picot J., Picot G. & Parmentier M. (2015). – Affinement du modèle hydrogéologique de la Craie du Nord-Pas-de-Calais autour des champs captants de la métropole Lilloise. Rapport final. BRGM/RP-63689-FR, 1-295, 20 tableaux, 4 annexes.

Caulier P. (1974). – Étude des faciès de la Craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la Région du Nord. *Thèse 3e cycle Université des Sciences et Techniques de Lille. Mention Géologie appliquée*, 156 p., 32 pls.

Cayeux L. (1889). – La faune du Tun ; extension en épaisseur de la zone à *Micraster breviporus*. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **16** : 123-131.

Codde A., Dubois M., Dusséaux E., Fournier J., Jourdain A., Leignel Th., Lhomme B. & Veret M. (2009). – Voyage au cœur de Lezennes. Chronique des carrières souterraines de Lezennes. Cercle de Recherche Historique Lezennois, 223 p.

Colbeaux J.-P., Debrabant P., Leplat J. & Robaszynski F. (1975). – Les craies de Sainghin-en-Mélantois (Nord) : faunes du passage turono-coniacien, tectonique cisaillante, physico-chimie. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **95** : 17-35.

Dalbiez F. (1960). – Corrélations et résolutions du Colloque sur le Crétacé supérieur français tenu à Dijon en 1959. Comptes Rendus du Congrès des Sociétés savantes. Section des Sciences, Sous-section de Géologie. Gauthiers-Villars, Paris : 857-867

Decocq C. (1874). – Inocérames de la Craie de Lezennes. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **1 :** 82-84.

Dezwarte J.-M., Plat R. & Syssau A. (1965). – Le « Dôme du Mélantois ». Données géologiques et hydrogéologiques. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Service Géologique Régional du Nord – Pas-de-Calais*, Douai, DSGR.66.B.5, 26 p., 9 pl.

Dubois M. (2009). – Les carrières de Lezennes : une fenêtre sur le sous-sol de la région de Lille. *In* Robaszynski F. & Guyétant G. coord. Des Roches aux Paysages dans le Nord – Pas-de-

Calais. 151 p. *Société Géologique du Nord* et *Conservatoire des Sites Naturels du Nord et du Pas-de-Calais*.

Fenet B. (1965). – Observations récentes sur la partie ouest de l'Anticlinal du Mélantois. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **85** : 241-245, 1 pl.

Fouray M. (1981). – L'évolution des *Micraster* (échinides, spatangoïdes) dans le Turonien-Coniacien de Picardie occidentale (Somme). Intérêt biostratigraphique. *Annales de Paléontologie, Invertébrés*, **67** (2) : 81-134, 4 pls.

Fouray M. (1982). – Le mode de vie de *Micraster* (Oursin spatangoïde du Crétacé supérieur). Comparaison avec les spatangues actuels. *Actes du Muséum de Rouen*, 1982, **2 :** 13-41, 1 pl.

Gale A.S. (1996). – Turonian correlation and sequence stratigraphy of the chalk in southern England. *In* HESSELBO S.P. & PARKINSON D.N. (Eds), 1996, Sequence Stratigraphy in British Geology, *Geological Society*, London, Special publication **103**: 177-195.

Gale A.S. (2024). – Correlation of the Coniacian and Santonian stages of the Upper Cretaceous in the Anglo-Paris Basin. *Acta Geologica Polonica*, **74** (2), e8, DOI: 10.24425/agp.2024.150001, 44 p.

Gale A.S. & Smith A.B. (1982). – The paleobiology of the irregular echinoid *Infulaster* and *Hagenowia*. *Palaeontology*, London, **25 :** 11-52.

Gale A.S. & Woodroof P.B. (1981). – A Coniacian ammonite from the 'Top Rock' in the Chalk of Kent. *Geological Magazine*, London, **118 :** 557-560.

Gosselet J. (1870). – Notice sur la Craie de Lezennes. *Mémoires de la Société impériale des Sciences, de l'Agriculture et des Arts de Lille*, 3e série, **7** (pour l'année 1869) : 241-247.

Gosselet J. (1902). – Observations sur la sédimentation de la craie. Réflexions sur la craie congloméroïde et sur les bancs durcis ou verdis. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **31** : 63-82.

Gosselet J. (1905). – Études des Gîtes minéraux de la France. Les Assises crétaciques et tertiaires du Nord de la France. Fascicule 2, région de Lille. Paris, Imprimerie nationale, 99 p.

Hoyez B. (2008). – Falaises du Pays de Caux. Lithostratigraphie des craies turono-campaniennes. *Publications des Universités de Rouen et du Havre*, Mont-Saint-Aignan, 1-348.

Jenkyns H.C., Gale A.S. & Corfield R.M. (1994). – Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, London, **131 :** 1-34.

Kauffman E.G. (1965). – The Upper Cretaceous *Inoceramus* of Puerto Rico. *IVth Carribean Geological Conference*, Trinidad, 1965 : 203-218.

Kauffman E.G., coord., Kennedy W.J. & Wood C.J. (1996). – The Coniacian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **66** (supplément) : 81-94.

Kennedy W.J. & Garrison R.E. (1975). – Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, **22 :** 311-386.

Lagaisse (1902). – Coupe de la carrière de craie d'Haubourdin, *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **31 :** 50.

Leplat J. (1973). – Les cavités souterraines de la craie dans le nord de la France. *Bulletin de liaison des laboratoires des Ponts et Chaussées*, spécial **5 :** 123-148.

Mercey N. de (1872). – Géologie résumée du canton d'Amiens. *Bulletin de la Société Linnéenne du Nord de la France*, **1 :** 20-22.

Mercey N. de (1877). – Description de l'*Inoceramus mantelli*. *Mémoires de la Société Linnéenne du Nord de la France* (années 1874-1877), **4 :** 324, pl. 1-2.

Minguely B. (2007). – Caractérisation géométrique 3-D de la couverture sédimentaire méso-cénozoïque et du substratum varisque dans le Nord de la France : apports des données de sondage et des données géophysiques. Thèse Université des Sciences et Technologies de Lille. 230 p.

Mortimore R.N. (1983). – The Stratigraphy and sedimentation of the Turonian-Campanian in the Southern Province of England. *Zitteliana,* Munchen, **10 :** 27-41.

Mortimore R.N. (1986). – Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proceedings of the Geologists' Association*, **97 :** 97-139.

Mortimore R.N. (2011). – A chalk revolution : what have we done to the chalk of England ? *Proceedings of the Geologists' Association*, **122 :** 232-297.

Mortimore R.N. & Pomerol B. (1987). – Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, **98 :** 97-143.

Mortimore R.N., Wood C.J. & Gallois R.W. (2001). – British Upper Cretaceous Stratigraphy. *Geological Conservation Review Series*, **23**, Joint Nature Conservation Committe, Peterborough, 1-558.

Müller G. (1888). – Beitrag zur Kenntnis der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. *Jahrbuch des Preussischen Geologischen Landesamts*, **8** : 372-456, pls 16-18.

Noda M. & Toshimitsu S. (1990). – Note on a Cretaceous bivalve *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* de Mercey from Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, **158 :** 485-512.

Picot J. avec la collaboration de B. Bourgine (2010). – Modélisation géologique de la craie séno-turonienne en région Nord-Pas-de-Calais. Rapport final. BRGM/RP-58910-FR, 75 p., 13 Fig., 2 tabl., 2 annexes.

Revillion S., Bouche K., Wozny L. (1994). – La partie agricole d'une grande exploitation rurale d'époque romaine : le gisement des "Hauts de Clauwiers", Seclin (Nord). In: *Revue du Nord*, **76** (308), Archéologie, 99-146.

ROBASZYNSKI F. (1977). – Coups de sonde dans le sous-sol. *In* MASSELIS F. coord., Une ferme en Mélantois, 203 p., Édit. Axial, Lille.

ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. (coord.), FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980). – Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Revue de Micropaléontologie*, Paris, **22** (4) : 195-321, 20 pl.

ROBINSON N.D. (1986). – Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North-Downs, Southeast England. *Proceedings of the Geologists' Association*, **97 :** 141-170.

SANGNIER P. (1967). – Notice de la Carte géologique de la France à 1/50 000, **14**, Lille-Halluin, 24 p.

SEITZ O. (1962). – Über *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* Mercey (Barrois) aus dem Coniac und die Frage des Bussus-Ausschnittes bei Oberkreide Inoceramen. *Geologisches Jahrbuch*, **79** 353-386.

SMITH A.B. & WRIGHT C.W. (2012). – British Cretaceous Echinoids. Part 9, Atelostoma, 2. Spatangoida (2). *Monograph of the Palaeontographical Society*, **639** : 635-754, pls 210-253.

SORNAY J. (1957). – Lexique Stratigraphique International. Volume 1 : Europe ; fascicule 4a : vi Crétacé de France, Belgique, Pays-Bas et Luxembourg. *Ed. Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS)*, Paris, 403 p.

SOWERBY J. de C. (1829). – The Mineral Conchology of Great Britain. Part 6. London, pls 598-609.

WALASZCZYK I., ČECH C., JARVIS I., KENNEDY W.J., LEES J.A., LODOWSKI D., PEARCE M., PERYT D., SAGEMAN B., SCHIØLER P., TODES J., ULIGNY D., VOIGT S., WIESE F., LINNERT C., PÜTTMAN T. & TOSHIMITSU S. (2022). – The Global Boundary Stratotype Section (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Slupia Nadbrzezna, central Poland, Střeleč, Czech Republic and El Rosario, NE Mexico). *Episodes*, **45 :** 181-220.

WALASZCZYK I. & COBBAN W.A. (2006). – Palaeontology and biostratigraphy of the Middle-Upper Coniacian and Santonian inoceramids of the US Western Interior. *Acta Geologica Polonica*, **56** (3) : 241-348.

WALASZCZYK I. & WOOD C.J. (2018). – Inoceramid bivalves from the Coniacian (Upper Cretaceous) of the Staffhorst shaft (Lower Saxony, Germany) – Stratigraphical significance of a unique succession. *Cretaceous Research*, **87 :** 226-240.

WATERLOT G. (1969). – Aperçu géologique de la région de Lille. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Lille, **89** : 67-77.

WRAY D.S. (1999). – Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. *Geological Magazine*, London, **136** (4) : 361-371.

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 149-170, 2025

LES TUFFEAUX TURONIENS DE LA RÉGION TYPE ET LA DISPARITION DU TUFFEAU DE BOURRÉ ENTRE TOURS ET CHINON (INDRE-ET-LOIRE)

The Turonian tuffeaux of the type area and the disappearance of the Tuffeau de Bourré between Tours and Chinon (Indre-et-Loire)

Francis Amédro

26 rue de Nottingham, 62100 Calais et Université de Bourgogne – Franche-Comté, UMR 6282 Biogéosciences, 6 boulevard Gabriel, F-21000 Dijon
francis.amedro@free.fr

Franck Lenouvel

9 impasse de la Verdonnerie, 37160 Descartes
cflenouvel@yahoo.fr

Francis Robaszynski

57 rue Desmortiers, 17100 Saintes
francis.robaszynski@outlook.fr

Fabien Graveleau

Université de Lille, CNRS, Université Côte d'Opale, IRD, UMR 8187, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 59655 Villeneuve d'Ascq
fabien.graveleau@univ-lille.fr

Résumé

La région type de l'étage Turonien s'étend au sud du Bassin parisien depuis Saumur sur la vallée de la Loire, jusqu'à Montrichard sur la vallée du Cher. Les successions lithologiques différant considérablement entre les parties occidentale et orientale du stratotype, leur corrélation est restée imprécise durant plus de deux siècles. Les coupes décrites dans cet article aux abords de Chinon permettent pour la première fois de comprendre de quelle façon s'effectue la transition entre les dépôts du Saumurois et ceux de la Touraine. Dans le détail, le Tuffeau de Bourré, une formation épaisse d'une quarantaine de mètres aux abords de Tours et le long de la vallée du Cher, daté de la zone d'ammonites à *Romaniceras ornatissimum* du Turonien moyen, disparaît vers l'ouest aux abords de Chinon. Situé stratigraphiquement en dessous du Tuffeau de Bourré se trouve le Tuffeau de Saumur, également daté du Turonien moyen, mais qui est un peu plus ancien et livre des ammonites appartenant aux zones successives à *Kamerunoceras turoniense* et à *Romaniceras kallesi*. Le Tuffeau de Saumur n'affleure pas aux environs de Tours, ni dans la vallée du Cher, mais est recoupé sur une centaine de kilomètres à travers le Saumurois et la Touraine méridionale, jusqu'aux environs de Châtellerault où l'on observe ici la superposition directe du Tuffeau de Bourré au-dessus du Tuffeau de Saumur, la limite entre les deux formations étant soulignée par un *hardground*. Dans les deux cas, il s'agit de tuffeaux micacés blancs et la distinction entre les deux formations est impossible dans des affleurements isolés. C'est la raison principale pour laquelle la transition entre les dépôts turoniens du Saumurois et de la Touraine est restée si longtemps obscure. Les levés lithologiques actuels, réalisés à la confluence entre la Loire et la Vienne, révèlent la présence à la limite supérieure du Tuffeau de Saumur, d'une importante discontinuité sédimentaire inconnue jusqu'à aujourd'hui, nommée ici *Surface d'Omission Chinon*. Cette surface d'omission surmonte un banc demi-métrique de tuffeau bioturbé et partiellement durci qui constitue le plafond de la plupart des carrières souterraines à Chinon et ses environs. La continuité de part et d'autre de la Vienne de ce niveau repère considéré comme isochrone permet pour la première fois d'envisager une corrélation précise entre les tuffeaux du Chinonais et ceux de la partie orientale du Saumurois. Si dans le Saumurois, la *Surface d'Omission Chinon* est située à la limite supérieure du faciès « tuffeau micacé blanc » (c'est-à-dire à la limite supérieure du Tuffeau de Saumur), dans le Chinonais quelques mètres de « tuffeau blanc » la surmontent encore. Ces quelques mètres de tuffeau micacé blanc sont interprétés ici comme la terminaison occidentale du Tuffeau de Bourré qui s'amincit entre Tours et Chinon en formant un biseau, puis disparaît au niveau de la confluence entre la Loire et la Vienne. Par ailleurs, plusieurs affleurements localisés dans le sud de la Touraine, aux environs de Châtellerault, exposent à la base du Tuffeau Jaune de Touraine (une formation superposée au Tuffeau de Bourré) et sur plusieurs centaines de km², des sables calcaires à grandes stratifications entrecroisées. Il s'agit d'un empilement de dunes hydrauliques séparées par des surfaces d'érosion. Ces dunes se sont formées en domaine tidal le long de la bordure méridionale du Bassin parisien, aux abords du seuil du Poitou, à l'occasion d'une diminution momentanée du niveau marin observée dans toute l'Europe au sommet du Turonien moyen.

Abstract

The type area of the Turonian stage extends south of the Paris Basin from Saumur in the Loire valley to Montrichard in the Cher valley. Since the lithological successions differ considerably between the western and eastern parts of the stratotype, their correlation has remained imprecise for more than two centuries. The sections described in this article near Chinon allow us, for the first time, to understand how the transition between the Saumurois and Touraine deposits takes place. In detail, the Tuffeau de Bourré, a formation about

forty meters thick near Tours and along the Cher valley, dated from the Romaniceras ornatissimum *ammonite zone of the Middle Turonian, disappears westwards near Chinon. The Tuffeau de Saumur, also Middle Turonian in age, is stratigraphically located below the Tuffeau de Bourré. This formation yields ammonites belonging to the successive* Kamerunoceras turoniense *and* Romaniceras kallesi *zones. The Tuffeau de Saumur does not outcrop near Tours, nor in the Cher valley, but is observed over a hundred kilometers through the Saumurois and southern Touraine, up to the vicinity of Châtellerault where the Tuffeau of Bourré is superposed above the Tuffeau de Saumur. The boundary between these formations is underlined by a* hardground. *In both cases, these formations consist of white micaceous tuffeau and the distinction between the two formations is impossible from isolated outcrops. This is the main reason why the transition between the Turonian deposits of the Saumurois and Touraine has remained unclear for so long. Current lithological surveys, carried out at the confluence of the Loire and Vienne rivers, reveal the presence of a significant unknown sedimentary discontinuity (called the* Chinon Omission Surface*) at the upper limit of the Tuffeau de Saumur. This omission surface overlies a half-meter bed of bioturbated and partially hardened tuffeau which constitutes the roof of most of the underground quarries in Chinon and its surroundings. The continuity of this marker bed on both sides of the Vienne River that we considered as isochronous has allowed us for the first time to draw a precise correlation between the tuffeaux of the Chinonais and the eastern part of the Saumurois. If in the Saumurois, the* Chinon Omission Surface *is located at the upper boundary of the "white micaceous tuffeau" facies (*i.e.*, at the upper boundary of the Tuffeau de Saumur), in the Chinonais, a few meters of "white tuffeau" still overly it. These few meters of white micaceous tuffeau are interpreted as the western end of the Tuffeau de Bourré which thins between Tours and Chinon and then disappears at the confluence between the Loire and the Vienne Rivers. Furthermore, several outcrops located in southern Touraine, near Châtellerault, expose, at the base of the Yellow Touraine Tuffeau (a formation superimposed on the Bourré Tuffeau), and over several hundred square kilometres, calcareous sands with extensive cross-stratifications. This is a stack of hydraulic dunes separated by erosion surfaces. These dunes formed in the tidal domain along the southern edge of the Paris Basin, near the Poitou threshold, during a temporary drop in sea level observed throughout Europe at the top of the Middle Turonian.*

INTRODUCTION

L'étage Turonien a été créé par Alcide d'Orbigny en 1842 dans le tome 2 de la *Paléontologie française, Terrains crétacés*, traitant des « Gastéropodes ». Réalisant cinq ans plus tard que deux faunes d'ammonites et de rudistes distinctes pouvaient être reconnues au sein de son étage Turonien, d'Orbigny en sépara la partie inférieure sous le nom d'étage Cénomanien en 1847, dans le tome 4 de la *Paléontologie française, Terrains crétacés*, relatif aux « Brachiopodes ». Le concept de stratotype n'existant pas à l'époque, les définitions de 1842 et 1847 ne pouvaient l'indiquer. Néanmoins quelques années plus tard, dans le *Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques*, d'Orbigny (1852) nomma implicitement une région type à son étage Turonien *« la Touraine* (Turonia) *en montrant le plus beau type depuis Saumur jusqu'à Montrichard »*.

Au XIX^{e} siècle et au début du XX^{e}, les travaux entrepris par plusieurs géologues précurseurs, en particulier Dujardin (1837), d'Archiac (1846), Courtiller (1868), de Grossouvre (1889, 1901) et Couffon (1936), ont permis d'établir les grandes lignes stratigraphiques à l'échelle régionale (fig. 1). Il s'agit, premièrement dans le Saumurois de la superposition « Craie marneuse à Inoceramus labiatus, Tuffeau de Saumur et Sables glauconieux à Ostrea rouvillei » et deuxièmement en Touraine de la succession « Craie marneuse sans silex, puis

			Ouest	SAUMUROIS		Chinon	TOURAINE	Est
			anciennes dénominations	dénominations actuelles			dénominations actuelles	anciennes dénominations
TURONIEN SUPÉRIEUR			Craie glauconieuse / Sables glauconieux à *Ostrea rouvillei*	Sables de Saint-Hilaire		Tuffeau Jaune de Touraine	Tuffeau Jaune de Touraine	Tuffeau Jaune de Touraine
TUR. MOY.	Tm 3	*Romaniceras ornatissimum*	lacune				T. de Bourré	T. de Bourré
	Tm 2	*Romaniceras kallesi*	Tuffeau de Saumur	Tuffeau de Saumur		Tuffeau de Saumur	Craie d'Amboise	Craie marneuse
	Tm 1	*Kamerunoceras turoniense*						
TURONIEN INFÉRIEUR			Craie marneuse à *I. labiatus*	Tuffeau des Ardilliers				

Fig. 1. – Tableau de corrélation des formations du Turonien entre le Saumurois et la Touraine. La quatrième et dernière zone d'ammonite du Turonien moyen à *Romaniceras mexicanum* (Tm 4) n'est pas indiquée face au tableau des formations dans la mesure où elle n'a été identifiée qu'en une seule localité près de Langeais, à la base du Tuffeau Jaune de Touraine, associée à la partie élevée de la zone à *R. ornatissimum*.
Fig. 1. – Correlation table of Turonian formations between the Saumurois and Touraine areas. The fourth and last zone of ammonite from the Middle Turonian with Romaniceras mexicanum *(Tm 4) is not indicated alongside the formation table since it has only been identified in a single locality near Langeais, at the base of the Yellow Tuffeau of Touraine, associated with the upper part of the zone with* R. ornatissimum.

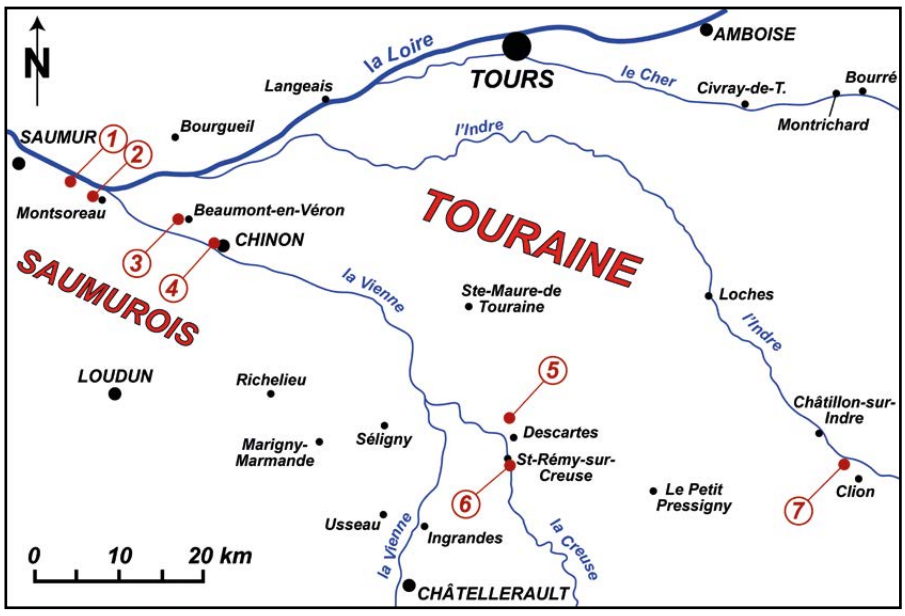
avec silex, Tuffeau de Bourré et Tuffeau Jaune de Touraine ». Ces premières observations ont été complétées à l'occasion des levés de la Carte géologique de France à 1/80 000, aboutissant à une première synthèse sur le Turonien de la Touraine présentée par Lecointre (1947, 1960). Ces publications, ainsi que les études ultérieures d'Alcaydé & Rasplus (1971) et Alcaydé et al. (1976) ont pérennisé les divisions établies par d'Archiac et de Grossouvre, avec toutefois la création par Riveline-Bauer (1965) du terme « Craie d'Amboise » pour la craie marneuse sans, puis avec silex, affleurant à Amboise.

Les travaux sur le Turonien du Saumurois et de Touraine ont ensuite marqué le pas durant quelques années, jusqu'au moment où la Commission Stratigraphique Internationale a réalisé la nécessité de préciser la définition des étages constituant l'échelle des temps géologiques. En effet, selon le Guide Stratigraphique International (Hedberg, édit. 1976), le stratotype d'un étage est une coupe type ou un ensemble de coupes types qui servent d'étalon pour la définition et l'identification de l'unité stratigraphique. Il s'agit du stratotype d'unité. Mais dans de nombreux cas, en particulier en ce qui concerne la partie moyenne du Crétacé, les limites d'étages coïncident avec des lacunes stratigraphiques. Or l'intervalle de temps correspondant à un étage est identifié par ses limites inférieure et supérieure. C'est la raison pour laquelle a été introduite la notion de stratotype de limite ou GSSP (pour *Global Stratotype Section and Point*) (Rawson, Dhondt, Hancok & Kennedy edit., 1996). Mais avant de définir un stratotype de limite de la base d'un étage, il convient de connaître le contenu de l'étage concerné, en particulier ses caractéristiques paléontologiques.

C'est dans cet esprit qu'ont été entreprises à partir de la fin des années 1970 deux séries d'études portant sur le stratotype du Turonien, c'est-à-dire sur le Saumurois et la Touraine. La première a consisté en la révision systématique des collections d'ammonites conservées dans les musées (Hancock *et al.*, 1977 ; Kennedy & Wright, 1979 a, b, 1981, 1984 ; Kennedy *et al.*, 1980 a, b, c). La seconde série de travaux a été entreprise par nous-mêmes (Francis Amédro et Francis Robaszynski) en collaboration avec le Dr Guy Badillet. En tant que champignonniste et géologue amateur, Guy Badillet avait pu prospecter, durant plus de 40 ans et de façon systématique, les anciennes carrières souterraines de tuffeau des environs de Saumur dans le Maine-et-Loire, de Loudun dans la Vienne et de Bourré-Montrichard dans le Loir-et-Cher. Le résultat est la description de plus d'une quarantaine de coupes et la constitution d'une énorme collection paléontologique incluant près de 1 400 ammonites recueillies en place (Amédro & Badillet, 1978 ; Robaszynski coord. *et al.*, 1982 ; Amédro *et al.*, 1988, 2003 ; Amédro, 2009). La mise en conformité de la nomenclature des formations avec les règles édictées par le Guide stratigraphique international (Hedberg, 1976), en particulier l'adjonction d'un nom géographique à côté du terme lithologique, a conduit à cette occasion Amédro *et al.* (2003) à remplacer les termes de « Craie marneuse à *Inoceramus labiatus* » et de « Sables glauconieux à *Ostrea rouvillei* » utilisés antérieurement dans le Saumurois par ceux de « Tuffeau des Ardilliers » et de « Sables de Saint-Hilaire », ce qui permet également de mieux décrire la nature lithologique des sédiments. L'ensemble de ces travaux a été synthétisé dans l'ouvrage « Stratotype Turonien » publié récemment (Amédro, Matrion & Robaszynski coord., 2018).

Malgré l'importance des résultats acquis, quelques points restaient à éclaircir, en particulier la transition entre les dépôts du Saumurois et ceux de la Touraine car d'importantes variations de faciès et d'épaisseur existent entre les deux parties du stratotype. Par ailleurs, la mise en évidence de tempestites riches en ammonites du Turonien moyen à la base du Tuffeau Jaune de Touraine dans la vallée du Cher, ainsi qu'en Touraine méridionale, puis la découverte de dunes hydrauliques de même âge vers le seuil du Poitou (Amédro *et al.*, 2020 a, b, 2023) incitaient à élargir les investigations dans le sud-est de la Touraine, vers Descartes, Saint-Rémy-sur-Creuse et Clion (fig. 2). Les observations présentées ci-dessous résultent d'une mission réalisée en octobre 2024.

Fig. 2. – Localisation géographique des affleurements étudiés à la confluence entre la Vienne et la Loire à Parnay (1), Montsoreau (2), Beaumont-en-Véron (3) et Chinon (4), ainsi que dans le sud de la Touraine à Descartes (5) Saint-Rémy-sur-Creuse (6) et Clion (7).
Fig. 2. – Geographical location of the outcrops studied at the confluence between the Vienne and the Loire at Parnay (1), Montsoreau (2), Beaumont-en-Véron (3) and Chinon (4), as well as in the south of Touraine at Descartes (5), Saint-Rémy-sur-Creuse (6) and Clion (7).



LA LIAISON ENTRE LES TUFFEAUX DU SAUMUROIS ET DE LA TOURAINE AUX ABORDS DE CHINON (INDRE-ET-LOIRE)

L'étage Turonien est représenté dans le Saumurois comme en Touraine par trois formations superposées (Amédro *et al.*, 2003) (fig. 1). Jusque dans les années 1970 (Alcaydé, 1970, 1975 ; Alcaydé & Rasplus, 1971 ; Alcaydé *et al.*, 1976) les formations ont été le plus souvent corrélées entre elles de la façon suivante, du haut vers le bas : Sables de Saint-Hilaire = Tuffeau Jaune de Touraine ; Tuffeau de Saumur = Tuffeau de Bourré ; Tuffeau des Ardilliers = Craie d'Amboise.

Pourtant, dès 1901, de Grossouvre avait montré que le Tuffeau de Saumur et le Tuffeau de Bourré ne contenaient pas les mêmes associations d'ammonites, suggérant que les équivalences admises ci-dessus étaient erronées. Le travail synthétique entrepris à l'occasion de la rédaction du « Stratotype Turonien » (Amédro, *et al.*, 2018) a permis de préciser les relations géométriques entre les formations présentes dans les parties occidentale (Saumurois) et orientale (Touraine) de la région type. Si l'équivalence Sables de Saint-Hilaire = Tuffeau Jaune de Touraine reste exacte, le couplet Tuffeau de Saumur-Tuffeau des Ardilliers passe latéralement à la Craie d'Amboise (fig. 2). Que devient alors le Tuffeau de Bourré lorsque l'on se déplace vers l'ouest, c'est à dire de la Touraine vers le Saumurois ?

Depuis le début de nos recherches géologiques dans l'aire stratotypique de l'étage Turonien, commencées pour l'un d'entre nous (F.A.) en 1977, nous avons eu l'occasion de réaliser de très nombreuses observations lithologiques le long des coteaux bordant la Loire et la Vienne entre Saumur, Montsoreau, Bourgueil et Chinon, ainsi que dans plus d'une vingtaine de caves champignonnières et viticoles situées en retrait des vallées. Jusqu'à présent, nous n'avions pas réussi à observer sur le terrain de quelle manière s'effectue la disparition du corps sédimentaire correspondant au Tuffeau de Bourré. Désormais, nos levés lithologiques récents permettent enfin de répondre à la question grâce à un faisceau d'indices que nous jugeons concordants.

Tuffeau de Saumur et/ou Tuffeau de Bourré : comment distinguer les deux formations ?

La principale difficulté à laquelle nous avons été confrontés durant un demi-siècle tient à l'impossibilité de distinguer sur le terrain, et dans des affleurements de petite taille, le Tuffeau de Saumur du Tuffeau de Bourré. Dans les deux cas, il s'agit d'un tuffeau finement micacé, homogène, blanc lorsque les coupes sont fraîches ou jaune pâle dans le cas d'affleurements légèrement altérés par l'action des agents météoriques. Certains intervalles sont très bioturbés, avec des pénétrations qui peuvent être parfois grésifiées. On pourrait être tenté de réunir le Tuffeau de Saumur et le Tuffeau de Bourré dans une seule unité stratigraphique, mais il s'agit bien de deux prismes sédimentaires différents, ou plutôt de deux formations superposées comme l'indique leur contenu paléontologique (fig. 1). En effet, le Tuffeau de Saumur est plus ancien par le fait qu'il a livré des ammonites appartenant aux deux premières zones du Turonien moyen, successivement à *Kamerunoceras turoniense* (Tm 1) et à *Romaniceras kallesi* (Tm 2). Le Tuffeau de Bourré est quant à lui plus récent par son association d'ammonites typique de la troisième zone du Turonien moyen à *Romaniceras ornatissimum* (Tm 3).

Le fil conducteur permettant de préciser les relations géométriques entre les deux formations du Tuffeau de Saumur et du Tuffeau de Bourré est un niveau stratigraphique observé pour la première fois par l'un d'entre nous (F.A.) en 1977 à Montsoreau, à la limite supérieure du Tuffeau de Saumur. Son intérêt n'avait pas été soupçonné à l'époque dans la mesure où il s'agissait d'une observation ponctuelle. Aujourd'hui, nous révisons cette idée et considérons ce niveau comme un niveau repère essentiel et isochrone. Il est actuellement bien exposé dans une entrée de cave située à Beaumont-en-Véron, mais est aussi bien visible à mi-hauteur du coteau de Chinon où il est possible de le suivre sur une distance d'un kilomètre. Il s'agit d'une surface d'omission que nous nommons dans cet article ***Surface d'Omission Chinon***. Cette surface est superposée à quelques décimètres de tuffeau abondamment bioturbé et légèrement durci, riche en petites huîtres centimétriques appartenant à l'espèce *Pycnodonta eburnea* (Coquand, 1869). Ce banc de tuffeau plus cohérent apparaît en relief dans les affleurements qui ont subi une certaine altération. Il ne s'agit cependant pas de sa seule particularité. En effet, les bioturbations, pour la plupart des *Thalassinoides* issues de la *Surface d'Omission Chinon*, ont été envahies par de la silice qui les a débordées, donnant naissance à un important lit de chenards (terme signifiant « *dur comme du chien* ») de teinte gris moyen. Le lit de chenards présente une épaisseur moyenne de 0,40 m, mais certaines bioturbations silicifiées, le plus souvent tubulaires avec un diamètre d'1 à 2 cm, descendent jusqu'à 0,80 m sous la *Surface d'Omission Chinon*. Ce niveau repère constitue le toit de la plupart des caves dans la région de Chinon, les « *perreyeurs* » ayant profité de sa solidité lors de l'extraction de la pierre du tuffeau.

Il convient de préciser que d'une coupe à l'autre et parfois sur une distance inférieure à un kilomètre, la cimentation des quelques décimètres de tuffeau bioturbé et légèrement durci sous-jacents à la *Surface d'Omission Chinon* varie sensiblement. À Beaumont-en-Véron la cimentation est faible, à Chinon elle est plus importante, à Montsoreau elle est encore plus marquée, la surface présentant alors l'aspect d'un fond semi-induré ou *firmground*. Dans la mesure où il s'agit de la même discontinuité sédimentaire, nous n'en modifions toutefois pas l'appellation.

En suivant la *Surface d'Omission Chinon* vers l'amont de la Loire à partir de Montsoreau, puis la Vienne jusqu'à Chinon, il devient alors possible d'apprécier la manière dont s'effectue la transition entre les tuffeaux turoniens du Saumurois et ceux de la Touraine. Les différentes coupes décrites dans la suite du texte sont situées, pour le Saumurois à Parnay ainsi qu'à Montsoreau (Maine-et-Loire) et pour la Touraine à Beaumont-en-Véron et à Chinon (Indre-et-Loire).

Le coteau de Parnay

La localisation exacte de la coupe décrite par Alcaydé *et al.* (1976) n'est pas connue. Le Tuffeau de Saumur affleure sur une quinzaine de mètres de hauteur dans la falaise formant le coteau. Il s'agit, sur les dix premiers mètres, d'un tuffeau blanc finement micacé et, sur les cinq derniers mètres, d'un tuffeau plus sableux et glauconieux, gris-verdâtre, contenant des bioturbations grésifiées (fig. 3). Cet intervalle glauconieux, dont la continuité spatiale est démontrée dans tout le Saumurois (Amédro *et al.*, 1988), correspond au « *Tuf à noyaux siliceux* » de Couffon (1936). Suivant Alcaydé *et al.* (1976) et comme dans la plupart des coupes du Saumurois, la limite supérieure du Tuffeau de Saumur est soulignée dans le coteau de Parnay par un *hardground* pluridécimétrique. Plusieurs ammonites appartenant aux espèces *Romaniceras (R.) kallesi* (Zázvorka, 1958) et *Lecointriceras fleuriausianum* (d'Orbigny, 1841) ont été recueillies par Guy Badillet dans des caves creusées dans la partie supérieure du Tuffeau de Saumur à Parnay.

Au-dessus de cette première formation, les auteurs indiquent la présence de 8 mètres de sables calcaires fins, glauconieux, verdâtres, à noyaux grésifiés (faciès comparable à celui des Sables de Saint-Hilaire du coteau du château de Saumur (Amédro *et al.*, 2003), dans lesquels s'intercalent des bancs lumachelliques, pluridécimétriques, riches en bryozoaires et en huîtres (rappelant ce que l'on observe dans le Tuffeau Jaune de Touraine au sommet du coteau de Chinon ; cf. Amédro, Matrion & Robaszynski coord., 2018).

On se trouve ici dans une zone de transition entre les faciès du Saumurois et de la Touraine pour ce qui concerne la partie supérieure des formations turoniennes, les Sables de Saint-Hilaire passant latéralement et de façon progressive au Tuffeau Jaune de Touraine (Amédro *et al.*, 2020). En revanche, en dessous, la succession lithologique est typiquement celle que l'on observe dans l'ensemble du Saumurois avec la présence du Tuffeau de Saumur sous les Sables de Saint-Hilaire (Amédro *et al.*, 1988).

La Rue des Moulins à Montsoreau

La description publiée par Amédro (2009) est précisée dans le présent article en tenant compte des connaissances actuelles et des notes consignées sur le carnet de terrain de l'époque. Des travaux de voirie réalisés en 1977 à Montsoreau, tout le long de la Rue des Moulins (coordonnées GPS

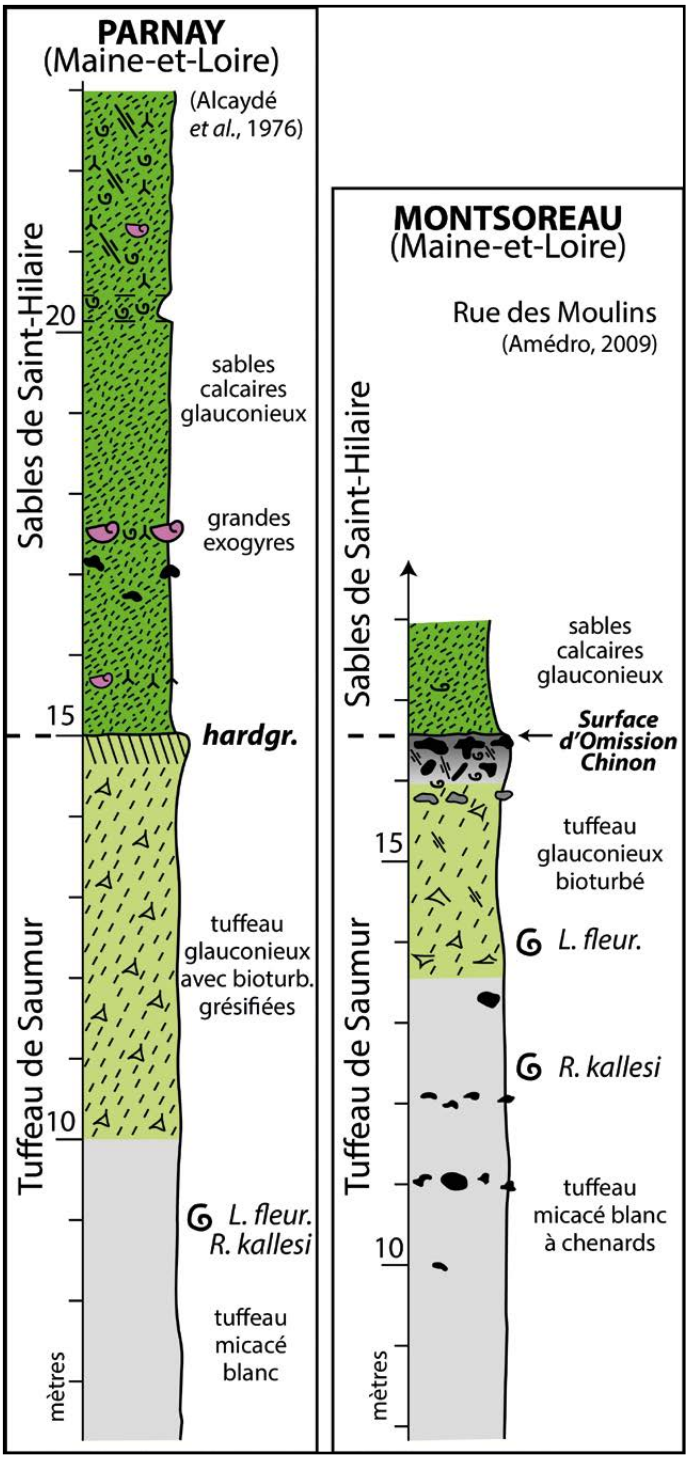


Fig. 3. – Coupes lithologiques de la partie supérieure du coteau turonien bordant la rive gauche de la Loire à Parnay et Montsoreau (Maine-et-Loire). La légende des figurés lithologiques est indiquée sur la figure 12.
Fig. 3. – Lithological sections of the upper part of the Turonian hillside bordering the left bank of the Loire at Parnay and Montsoreau (Maine-et-Loire). The legend of the lithological figures is shown in Figure 12.

N 47.216458 et E 0.051205), ont entaillé le sommet du coteau jusqu'au plateau surplombant la Loire, fournissant une coupe de 18 m d'épaisseur à travers la partie supérieure du Tuffeau de Saumur et la base des Sables de Saint-Hilaire (fig. 3). Du bas vers le haut, l'affleurement a révélé la succession la suivante :

Tuffeau de Saumur (partie supérieure)

✧ 0 à 13,60 m : tuffeau (ou plus exactement calcarénite) blanc contenant quelques rares petits nodules siliceux branchus, gris, épars et deux horizons décimétriques plus riches en nodules situés à 2,70 m et 11,10 m. Seule la partie supérieure de cet intervalle est représentée dans la figure 3 ;

✧ 13,60 m à 16,00 m : tuffeau glauconieux gris-verdâtre, parsemé de nombreuses bioturbations grésifiées, parfois même silicifiées. Le tuffeau contient de fréquentes petites huîtres appartenant à l'espèce *Pycnodonta eburnea*, des bryozoaires et des radioles d'oursins réguliers. Cette unité lithologique et la suivante correspondent au « *Tuf à noyaux siliceux* » de Couffon (1936) de façon comparable à ce qui est décrit à Parnay. Une ammonite appartenant à l'espèce *Lecointriceras fleuriausianum* a été récoltée vers 14 m. Par ailleurs, un lit de nodules décimétriques constitués de tuffeau grésifié riche en petits coraux simples est présent à 15,80 m. Les prospections réalisées par Guy Badillet dans plusieurs caves creusées au sommet du Tuffeau de Saumur à Montsoreau, dans le tuffeau glauconieux gris-verdâtre décrit ici, ont livré 13 autres ammonites incluant *Lewesiceras peramplum* (Mantell, 1822) 5 exemplaires, *Romaniceras (R.) kallesi* 3 ex., *Romaniceras (Y.)* aff. *ornatissimum* (Stoliczka, 1865) 1 ex. et *L. fleuriausianum* 4 ex. (Amédro, 2009). Cette association est typique du sommet de la deuxième zone d'ammonites du Turonien moyen, à *R. kallesi* (Tm 2) ;

✧ 16,00 m à 16,60 m : tuffeau glauconieux gris-verdâtre comparable à celui décrit dans l'intervalle précédent, mais beaucoup plus riche en petites huîtres (*P. eburnea*) et en plus partiellement durci et consolidé. Ce niveau, épais de 0,60 m, est parcouru de nombreuses traces fossiles de type *Thalassinoides*. Certaines bioturbations sont silicifiées et se présentent sous l'aspect de chenards. La limite supérieure de cette unité lithologique est une discontinuité sédimentaire qui, par sa morphologie, correspond à la *Surface d'Omission Chinon*. La cimentation assez importante du tuffeau sous la surface perforée a conduit l'un d'entre nous (Amédro, 2009) à l'interpréter comme un *hardground*. Nous pensons aujourd'hui qu'il s'agit plutôt d'un fond semi-induré, c'est-à-dire d'un *firmground* dans la mesure où la cimentation du substrat n'est pas totale ;

Sables de Saint-Hilaire

✧ 16,80 m à 18,20 m (fin de la coupe) : sables carbonatés friables, très glauconieux, roux par altération.

L'intérêt de cette coupe est qu'il s'agit du premier affleurement où, en allant de Saumur vers Chinon, le *hardground* habituellement présent à la limite supérieure du Tuffeau de Saumur (Amédro *et al.*, 1988, 2003) est remplacé latéralement par une discontinuité sédimentaire moins marquée, en l'occurrence la *Surface d'Omission Chinon*. Celle-ci apparaît toutefois encore sous l'aspect d'un *firmground* en raison de la cimentation assez importante, mais incomplète du tuffeau. En revanche, on observe toujours à Montsoreau, comme dans le reste du Saumurois, la superposition Tuffeau de Saumur-Sables de Saint-Hilaire sans intercalation du Tuffeau de Bourré entre les deux formations.

La Cave aux fièvres à Beaumont-en-Véron

La localisation géographique des affleurements décrits sur la rive droite de la Vienne, à Beaumont-en-Véron et à Chinon, est indiquée sur la figure 4.

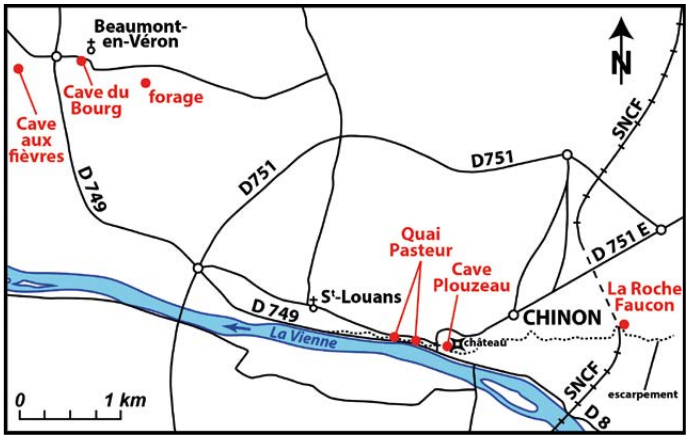


Fig. 4. – Localisation géographique des affleurements étudiés à Beaumont-en-Véron et Chinon (Indre-et-Loire).
Fig. 4. – Geographical location of the outcrops studied in Beaumont-en-Véron and Chinon (Indre-et-Loire).

Le lieu-dit « les Caves aux fièvres » est situé à 500 m à l'ouest du village (coordonnées GPS : N 47.192811 et E 0.177774). L'entrée de cave décrite ici se trouve en retrait d'une quarantaine de mètres par rapport au bord de la route. Il s'agit d'une coupe récente dans la mesure où le bord du coteau a été raboté, suite à la destruction partielle d'une ancienne cave. De ce fait, le front de taille n'a pas encore subi d'altération liée à la pluie ou au gel. La coupe levée en octobre 2024 est la suivante, du bas vers le haut (fig. 5) :

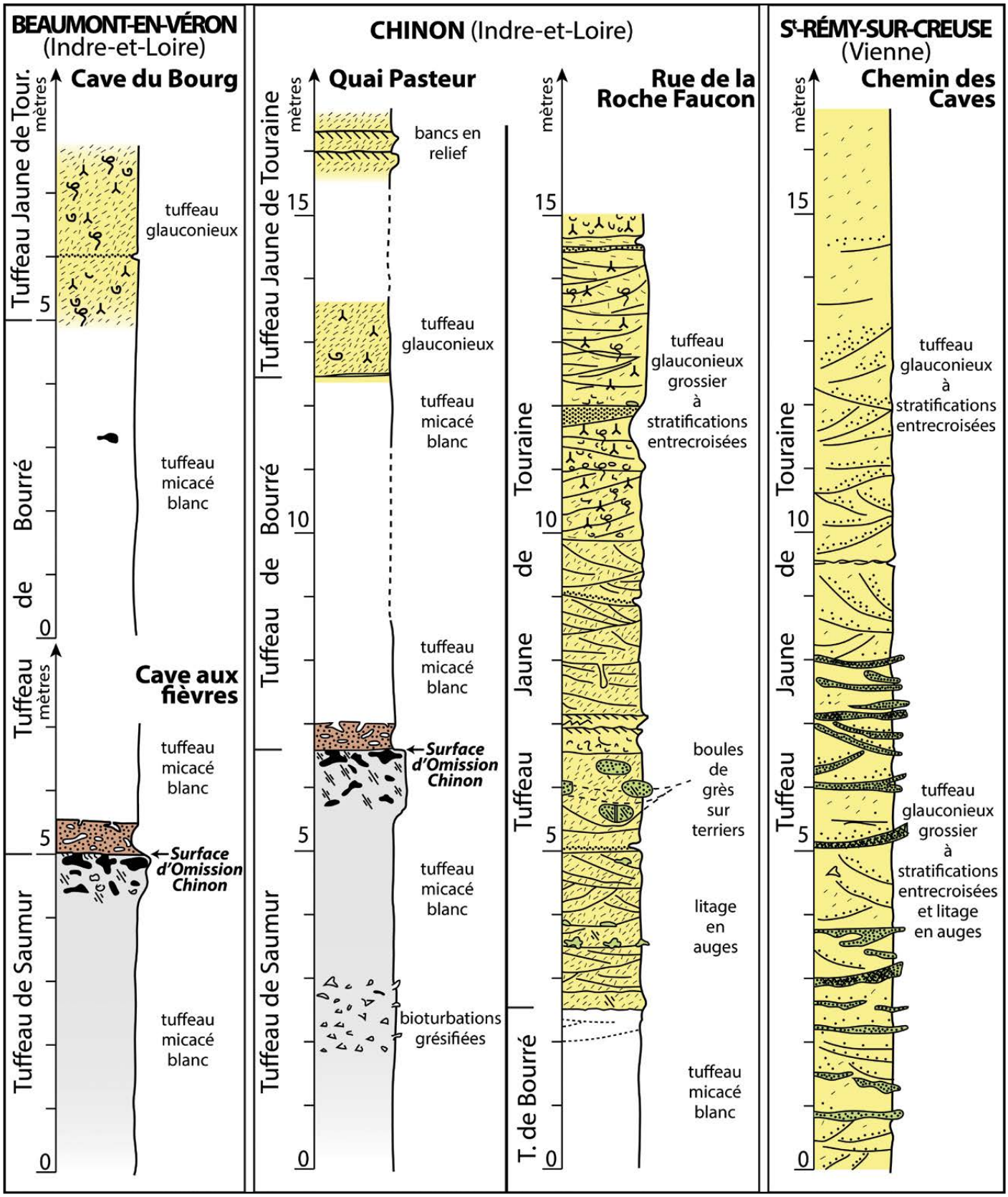


Fig. 5. – Coupes lithologiques prises au sein des tuffeaux turoniens à Beaumont-en-Véron et Chinon (Indre-et-Loire), ainsi qu'à Saint-Rémy-sur-Creuse (Vienne). La légende des figurés lithologiques est indiquée sur la figure 12.

Fig. 5. – Lithological sections taken within the Turonian tuffeaux at Beaumont-en-Véron and Chinon (Indre-et-Loire), as well as at Saint-Rémy-sur-Creuse (Vienne). The legend of the lithological figures is shown in Figure 12.

Tuffeau de Saumur

✧ 0 à 4,50 m : tuffeau micacé, blanc-gris, assez fin, tendre, paraissant homogène. Les macrofossiles semblent peu fréquents et seule une trigonie appartenant à l'espèce *Pterotrigonia scabra* (Lamarck, 1812) a été observée à 4,25 m ;

✧ 4,50 m à 5,00 m : tuffeau comparable au précédent, mais plus cohérent, légèrement durci et riche en petites huîtres centimétriques (*Pycnodonta eburnea*) dont les coquilles sont souvent fragmentées. La limite supérieure de l'unité lithologique est une surface perforée avec des terriers de type *Thalassinoides* qui descendent jusqu'à 0,50 m de profondeur et sont entièrement silicifiés. Dans les 0,20 m supérieurs, la silice a débordé les bioturbations, donnant naissance à un important lit de chenards de teinte gris moyen (fig. 6 et 7). Cette discontinuité est le témoin d'un important arrêt dans la sédimentation. Il s'agit de la *Surface d'Omission Chinon ;*

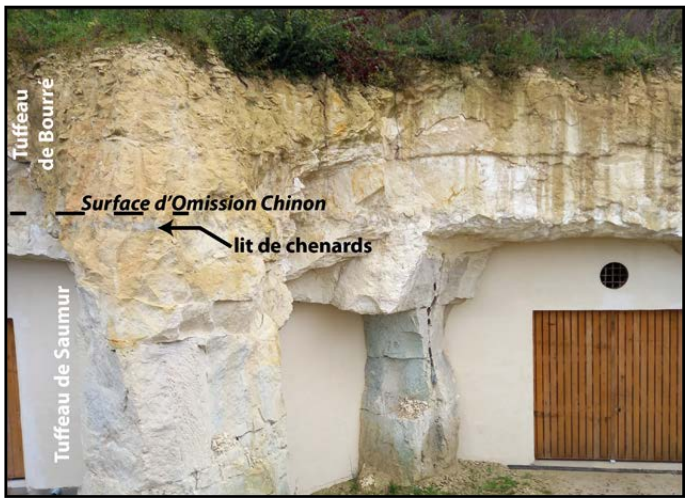


Fig. 6. – Entrée de la Cave aux fièvres à Beaumont-en-Véron (Indre-et-Loire). La Surface d'Omission Chinon, prise comme limite entre le Tuffeau de Saumur (en dessous) et le Tuffeau de Bourré (au-dessus) coïncide avec le sommet du lit de concrétions silicifiées grises (chenards) visible au plafond de la carrière souterraine.
Fig. 6. – Entrance to the « Cave aux fièvres » in Beaumont-en-Véron (Indre-et-Loire). The « Surface d'Omission Chinon », taken as the boundary between the Tuffeau de Saumur (below) and the Tuffeau de Bourré (above) coincides with the top of the bed of grey silicified concretions (« chenards ») visible on the ceiling of the underground quarry.

Fig. 7. – La Cave aux fièvres à Beaumont-en-Véron. Vue rapprochée de la *Surface d'Omission Chinon*. La silice a d'abord envahi les bioturbations (*Thalassinoides*) issues de la surface d'omission, puis les a débordées, donnant naissance à un important lit de chenards. Il s'agit d'un excellent niveau repère que l'on peut suivre visuellement au toit de la plupart des caves du Chinonais.
Fig. 7. – The « Cave aux fièvres » in Beaumont-en-Véron. Close-up view of the « Surface d'Omission Chinon ». Silica first invaded the bioturbations (Thalassinoids) from the Omission Surface, then overflowed them, giving rise to a large bed of chenards. This is an excellent landmark level that can be visually followed on the roof of most of the cellars in Chinon.

Tuffeau de Bourré

✧ 5,00 m à 5,50 m : tuffeau très fin, ou plutôt silt carbonaté, de teinte gris-beige, parcouru de nombreuses bioturbations de type *Thalassinoides* issues de la couche sus-jacente et remplies de tuffeau plus clair, blanchâtre ;

✧ 5,50 m à 7,20 m (fin de la coupe) : tuffeau micacé blanc, assez fin.

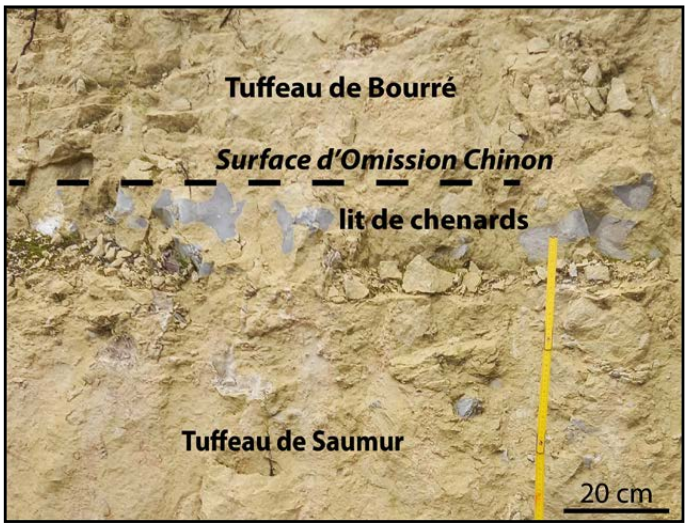
La localité de Beaumont-en-Véron est géographiquement la première où, en se déplaçant de l'ouest (Saumurois) vers l'est (Touraine), du tuffeau micacé blanc est présent, non seulement en dessous de la *Surface d'Omission Chinon*, mais également au-dessus. Selon notre interprétation, il s'agit de l'apparition du Tuffeau de Bourré au-dessus du Tuffeau de Saumur.

La Cave du Bourg à Beaumont-en-Véron

Toujours à Beaumont-en-Véron, l'entrée de la Cave du Bourg se trouve à 75 m à l'ouest de l'église, sur la gauche en se dirigeant vers la D 749 (coordonnées GPS N 47.193773 et E 0.185227). Cette cave est localisée à 650 m à l'est de la Cave aux fièvres décrite précédemment. Les deux entrées de caves sont situées sensiblement à la même altitude (42 m pour la Cave aux fièvres, 45 m pour la Cave du Bourg), mais elles entament des niveaux différents en raison, probablement, du pendage de 2 à 3° qui affecte les couches. Du bas vers le haut, la succession lithologique visible à l'entrée de la Cave du Bourg est la suivante (fig. 5) :

Tuffeau de Bourré

✧ 0 à 5,00 m : tuffeau micacé fin, blanc-gris, apparemment homogène et dépourvu de chenards. Seule une petite concrétion siliceuse branchue a été observée à 3,15 m. Les 0,10 m supérieurs soulignent une transition progressive et rapide avec le tuffeau jaune situé au-dessus, mais sans discontinuité sédimentaire ;



Tuffeau Jaune de Touraine

✧ 5,00 m à 8 m (fin de la coupe) : tuffeau jaune, ou plutôt calcirudite glauconieuse, à passées grossières, riche en serpules, bryozoaires et petites huîtres (*Pycnodonta eburnea* et *Curvostrea rouvillei*). Un lit pluricentimétrique constitué de tuffeau plus fin et plus riche en glauconie est présent à 6,00 m.

À la différence de la Cave aux fièvres où l'on observe la limite Tuffeau de Saumur-Tuffeau de Bourré, la Cave du Bourg expose la limite Tuffeau de Bourré-Tuffeau Jaune de Touraine, c'est-à-dire un niveau sensiblement plus élevé. En revanche, en l'absence de niveau repère commun aux deux affleurements, il est impossible de connaître l'épaisseur du Tuffeau de Bourré à Beaumont-en-Véron à partir des observations réalisées dans ces deux caves.

Cette difficulté peut néanmoins être partiellement contournée de manière indirecte grâce à un forage d'alimentation en eau réalisé au sein de la localité en 1980. Celui-ci a été implanté à 575 m au sud-est de l'église de la commune, au lieu-dit « les Moulins du Puy Prieur », où se trouve maintenant une station de pompage (coordonnées GPS N 47.191743 et E 0. 19411). Le forage, référencé BSS001HMUP par la banque du sous-sol gérée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (http://infoterre.brgm.fr), a été décrit par Cl. Martins du BRGM d'Orléans. Selon la fiche établie par les sondeurs, il aurait traversé, entre le Tuffeau Jaune de Touraine du Turonien « supérieur » et les Marnes à ostracées du Cénomanien supérieur, 55 m de « craie micacée » (Tuffeaux de Bourré et de Saumur indifférenciés) et de « craie à inocérames » (Tuffeau des Ardilliers). Sachant que l'épaisseur du Tuffeau des Ardilliers est constante dans l'ensemble du Saumurois, en moyenne une quinzaine de mètres et celle du Tuffeau de Saumur environ 25 m, et ceci jusqu'aux abords de Montsoreau, à 10 km à l'ouest du secteur étudié ici, on peut envisager raisonnablement que la puissance du Tuffeau de Bourré pourrait être d'environ 15 m à Beaumont-sur-Véron.

Le Quai Pasteur à Chinon

Le Quai Pasteur est situé au pied de la falaise bordant la rive droite de la Vienne à la sortie de la ville de Chinon, en direction de Beaumont-en-Véron. La partie inférieure du coteau (intervalle 0 à 8 m de notre levé lithologique) est bien exposée à l'entrée de la Cave Monplaisir située à 800 m à l'ouest du pont franchissant le cours d'eau (coordonnées GPS : N 47.169012 et E 0.222435) (fig. 8 et 9). La hauteur de la falaise ne permet malheureusement pas d'accéder à la partie supérieure du coteau. Le jardin d'un domicile privé localisé également quai Pasteur, à mi-chemin entre la Cave Monplaisir et le centre de la commune, offre en revanche la possibilité d'observer des niveaux un peu plus élevés allant jusqu'à la mi-hauteur de la falaise (jusqu'au niveau 15 m de notre coupe) grâce, d'abord à un escalier taillé à flanc de coteau, puis à un éboulis. Le levé composite réalisé à partir des deux affleurements apparaît comme suit, du bas vers le haut (fig. 5) :

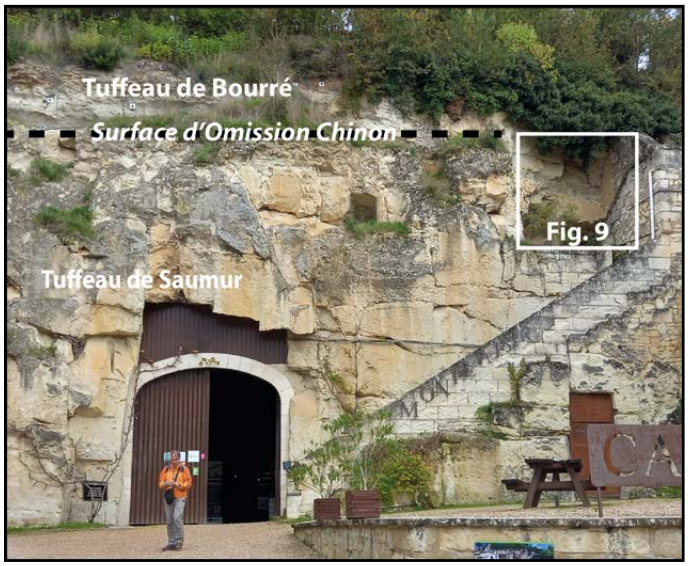


Fig. 8. – Entrée de la Cave Monplaisir située Quai Pasteur à Chinon (Indre-et-Loire). Le banc proéminent de tuffeau bioturbé plus cohérent, limité au sommet par la *Surface d'Omission Chinon*, constitue le plafond de la cave.
Fig. 8. – Entrance to the Monplaisir cellar located on Quai Pasteur in Chinon (Indre-et-Loire). The prominent bench of more coherent bioturbed tuffeau, limited at the top by the Surface d'Omission Chinon, constitutes the ceiling of the cellar.

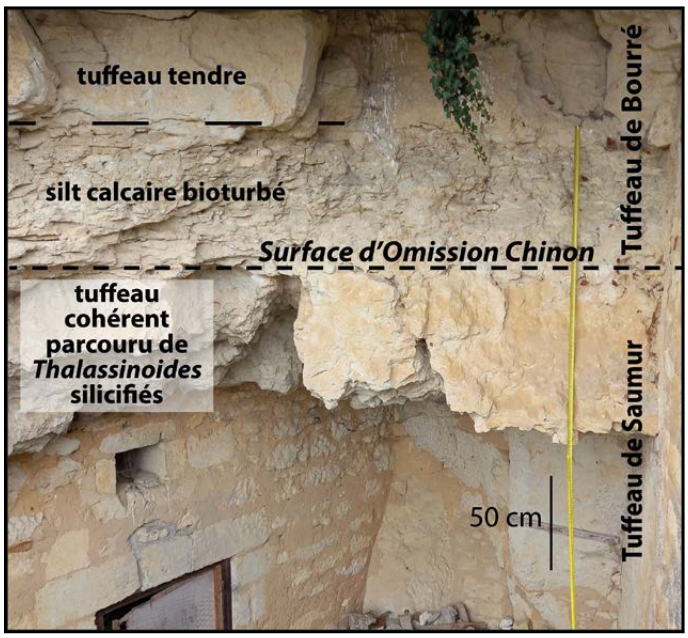


Fig. 9. – Détail du plafond de la Cave Monplaisir, montrant la *Surface d'Omission Chinon* qui coïncide dans le Chinonais avec la limite Tuffeau de Saumur-Tuffeau de Bourré. Le banc proéminent jaunâtre situé sous la surface perforée est traversé de nombreux terriers dont la plupart sont envahis de silice. Le niveau gris-beige en creux présent juste au-dessus est un lit de silt carbonaté parcouru de nombreuses bioturbations de type *Thalassinoides* issues de la couche sus-jacente et remplies de tuffeau plus clair, blanchâtre.
Fig. 9. – Detail of the ceiling of the Monplaisir cellar, showing the Chinon Omission Surface which coincides in the Chinon region with the boundary between the Tuffeau de Saumur and Tuffeau de Bourré boundary. The prominent yellowish bench below the perforated surface is crossed by numerous burrows, most of which are invaded by silica. The hollow grey-beige level just above is a bed of carbonate silt crossed by numerous Thalassinoides-type bioturbations from the overlying layer and filled with lighter, whitish tuffeau.

Tuffeau de Saumur

✧ 0 à 5,70 m : tuffeau micacé jaune pâle, paraissant homogène. Quelques rares petits chenards branchus, gris pâle, sont disséminés au sein du tuffeau. Le coteau ayant été rafraîchi à l'entrée de la cave, l'altération n'a pas eu le temps de faire son œuvre. En revanche, une passée bioturbée métrique est bien visible en plusieurs points du coteau, environ 3 m sous le sommet de l'unité lithologique, en particulier au niveau de l'entrée de la cave Plouzeau située sous le château de Chinon (fig. 10) ;

✧ 5,70 m à 6,40 m : tuffeau identique au précédent, mais plus cohérent, livrant de nombreuses petites huîtres centimétriques (*Pycnodonta eburnea*) et surtout parcouru par un important réseau de bioturbations (*Thalassinoides*). La limite supérieure du banc est perforée et correspond à la *Surface d'Omission Chinon* vue ici dans sa localité type. De façon comparable à ce qui est décrit à la Cave aux fièvres à Beaumont-en-Véron, les bioturbations sont remplies de silice et celles situées au sommet du banc forment un lit de chenards. Celui-ci n'est cependant pas repérable à première vue dans la falaise dans la mesure où les chenards ne sont pas sectionnés, mais apparaissent en relief, entourés d'une gangue de tuffeau blanchâtre. En revanche, le caractère bioturbé de l'unité lithologique est bien visible et le banc lui-même est légèrement proéminent dans la falaise (fig. 9). Sa dureté a d'ailleurs conduit les « *perreyeurs* » à l'utiliser comme toit de la cave lors du creusement des galeries. Il en est d'ailleurs de même dans les autres caves que nous avons eu l'occasion de visiter et en particulier à la Cave Plouzeau à Chinon.

Aucune ammonite n'a été recueillie dans la Cave Monplaisir. En revanche, les collections de l'Université de Poitiers hébergent un très beau spécimen de *Collignoniceras woollgari woollgari* (Mantell, 1822) préservé dans un tuffeau blanc, micacé, provenant de « Chinon – Indre-et-Loire » [n° d'inventaire A.1943]. Ce moule interne, illustré par Amédro *et al.* (2020, p. 12, text-fig. 6), provient très probablement de l'intervalle 0 à 5,70 m dans la mesure où, selon nos observations, toutes les caves de Chinon semblent creusées dans le tuffeau micacé blanc situé sous la *Surface d'Omission Chinon*. *C. woollgari woollgari* est une espèce dont l'extension verticale est limitée aux deux premières zones d'ammonites de la base du Turonien moyen, successivement à *Kamerunoceras turoniense* (Tm 1) et *Romaniceras kallesi* (Tm 2) et qui est typique du Tuffeau de Saumur ;

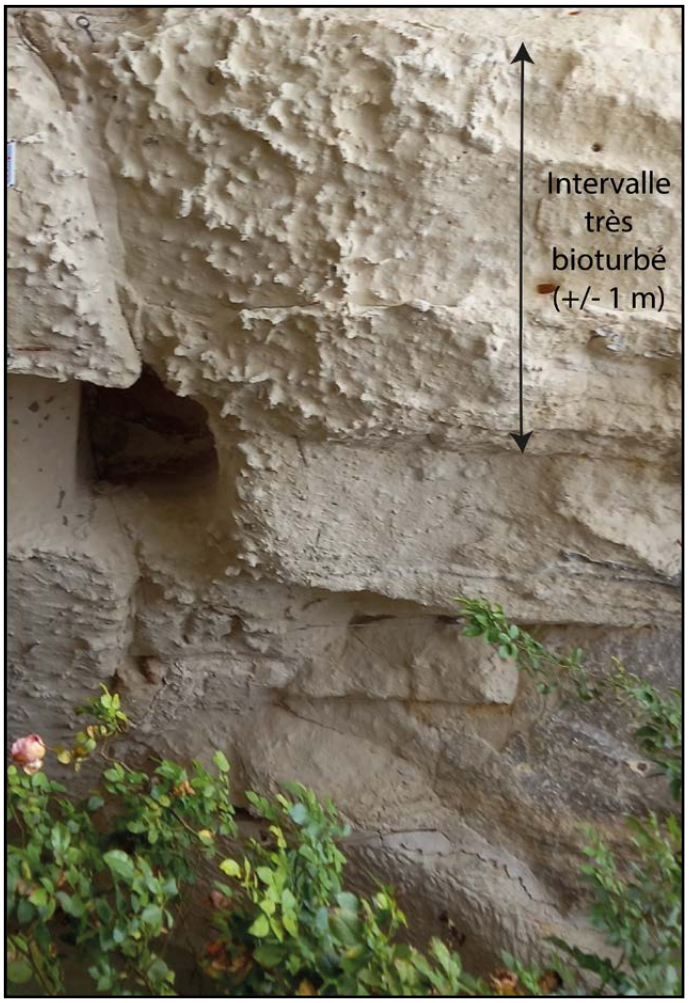


Fig. 10. – Entrée de la Cave Plouzeau située sous les remparts du château de Chinon. Un intervalle métrique, très bioturbé, est visible à environ 3 m sous le plafond de la cave (il s'agit d'un équivalent latéral de l'intervalle 1,80 m à 3 m de la coupe du Quai Pasteur ; cf. fig. 5). Les cavités des anciens terriers ont été calcifiées lors de la diagenèse précoce du sédiment. Comme à la Cave Monplaisir, les *perreyeurs* ont utilisé comme toit des galeries d'exploitation le banc de tuffeau cohérent, sous-jacent à la *Surface d'Omission Chinon*.
Fig. 10. – Entrance to the Plouzeau cellar located under the ramparts of the Château de Chinon. A metric interval, very bioturbated, is visible about 3 m below the ceiling of the cellar. The cavities of the old burrows were calcified during the early diagenesis of the sediment. As at the Monplaisir cellar, the quarrymen used the coherent tuffeau bench underlying the Surface d'Omission Chinon as the roof of the galleries.

Tuffeau de Bourré

✧ 6,40 m à 7,00 m : silt calcaire beige, friable, légèrement en creux dans le coteau, parcouru de nombreuses bioturbations de type *Thalassinoides* issues de la couche sus-jacente. Ces terriers sont remplis de tuffeau plus clair, blanchâtre et apparaissent sous une forme ovale en section (fig. 9). Nous avions pensé en raison de la couleur plus sombre et du côté friable et tendre de la roche qu'il pouvait s'agir d'un niveau un peu plus marneux. Il n'en est rien. La diffraction par les rayons X d'un échantillon prélevé à 6,50 m montre une très

forte proportion de calcite, très peu d'argile (smectite) et un peu d'illite-mica, d'opale CT et de quartz. Le gypse est probablement d'origine secondaire (fig. 11) ;

✧ 7,00 m à 8,50 m : tuffeau micacé blanc.

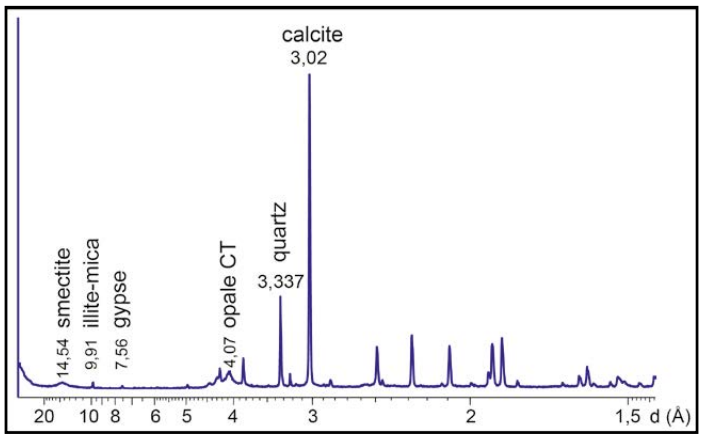


Fig. 11. – Diffractogramme d'un échantillon prélevé à la base du Tuffeau de Bourré à la cave Monplaisir à Chinon, au niveau 6,50 m. La diffraction des rayons X permet d'identifier les minéraux qui sont ici largement dominés par la calcite. La teneur en argile (smectite) est très faible. d (Å) : distance réticulaire en angstroem.
Fig. 11. – Diffractogram of a sample taken at the base of the Tuffeau de Bourré at the Monplaisir cellar in Chinon, at the 6,50 m level. X-ray diffraction makes it possible to identify the minerals that are largely dominated by calcite. The clay content is very low.

C'est ici que s'arrête le levé lithologique réalisé à la Cave Monplaisir. Une coupe complémentaire prise le long du coteau à environ 200 m à l'est, dans le jardin d'un domicile privé, montre la même succession tout en permettant d'observer, au moins partiellement, 8 m supplémentaires et d'atteindre la base du Tuffeau Jaune de Touraine.

✧ 8,50 m à 11,50 m : intervalle inaccessible en raison de la présence de nombreux buissons. L'observation de la falaise faite à quelques mètres de distance montre cependant que celle-ci est toujours constituée de tuffeau micacé blanc ;

✧ 11,50 m à 12,40 m : tuffeau micacé blanc comparable au précédent ;

Tuffeau Jaune de Touraine

✧ 12,40 m à 13,50 m : tuffeau glauconieux jaune riche en bioclastes (bivalves, serpules et bryozoaires). Il n'y a pas de discontinuité apparente entre le Tuffeau de Bourré et le Tuffeau Jaune de Touraine, la transition entre les deux formations s'effectuant sur une dizaine de centimètres ;

✧ 13,50 m à environ 17 m (fin de la coupe métrée, mais la falaise monte plus haut) : intervalle hors de portée. Néanmoins, deux bancs décimétriques durcis constituent un niveau continu, nettement en relief, dans l'intervalle 15,80 m-16,40 m. L'observation du coteau à l'aide de jumelles montre la présence de stratifications entrecroisées (litage en auges) au sein du Tuffeau Jaune de Touraine.

Malgré la discontinuité des affleurements, le principal intérêt de cette coupe composite est de permettre un suivi visuel de la *Surface d'Omission Chinon* le long du coteau et d'apprécier l'épaisseur de tuffeau micacé blanc qui la surmonte, c'est-à-dire selon notre interprétation du Tuffeau de Bourré. L'épaisseur de la formation serait ici d'environ 6 m.

La Rue de la Roche Faucon à Chinon

En partant de la gare SNCF implantée près de la Vienne, la Rue de la Roche Faucon permet de monter jusqu'au plateau surmontant la ville en longeant la tranchée de chemin de fer. Les deux tiers inférieurs de la tranchée sont aujourd'hui végétalisés. En revanche, la partie supérieure exposait en 2016 un bel affleurement de Tuffeau Jaune de Touraine et son contact avec le Tuffeau de Bourré situé en dessous (coordonnées GPS : N 47.169753 et E 0.256749) (fig. 5). Sur le flanc opposé de la tranchée de chemin de fer, la Rue du Coteau Sainte-Radegonde, parallèle à la Vienne, permet d'observer sur une distance de plusieurs centaines de mètres des niveaux équivalents au sein du Tuffeau Jaune de Touraine. Cette coupe, décrite sommairement par Alcaydé *et al.* (1976), a fait l'objet d'un levé détaillé par nous-mêmes en 2016 avec illustrations de l'affleurement (Amédro, Matrion & Robaszynski coord., 2018, p. 119, fig. 91). La description lithologique précise n'ayant pas été publiée, nous la présentons ici, soit du bas vers le haut :

Tuffeau de Bourré

✧ 0 à 2,50 m : tuffeau micacé fin, blanc-crème, apparemment dépourvu de chenards ;

Tuffeau Jaune de Touraine

✧ 2,50 m à 5,00 m : tuffeau glauconieux grossier riche en bioclastes, jaune-verdâtre, présentant un litage en auges et incluant de nombreux galets mous silicifiés. Le passage du Tuffeau de Bourré au Tuffeau Jaune de Touraine est progressif, mais rapide et s'effectue sur une dizaine de centimètres ;

✧ 5,00 m à 5,30 m : tuffeau glauconieux fin, meuble, limité à la base et au sommet par des surfaces d'érosion obliques ;

✧ 5,30 m à 6,50 m : tuffeau glauconieux présentant des chenaux et incluant des boules de grès fins reliées à des terriers verticaux de type *Skolithos* ;

✧ 6,50 m à 7,15 m : tuffeau glauconieux, grossier et friable, riche en débris d'huîtres et incluant à 6,90 m et 7,15 m deux bancs décimétriques durcis, en relief dans la coupe. Un

lit d'huîtres plates de grande taille (5 à 8 cm) est présent à 7,30 m, tandis que plusieurs huîtres plissées du genre *Rastellum* ont été observées à 7,00 m ;

✧ 7,15 m à 10,00 m : tuffeau glauconieux à grain moyen et à stratifications entrecroisées. La partie inférieure de l'intervalle montre plusieurs terriers verticaux de 20 à 60 cm de profondeur appartenant à l'ichnogenre *Skolithos ;*

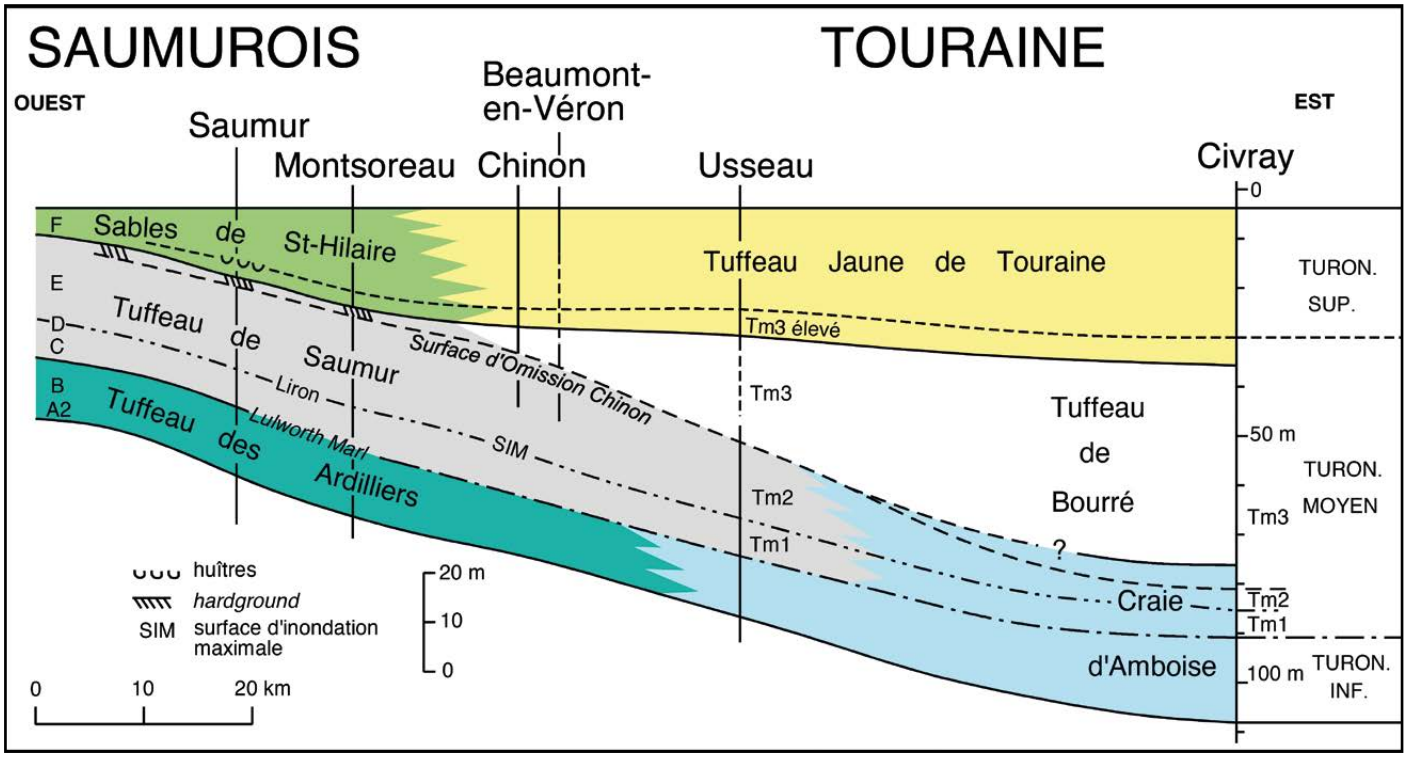
✧ 10,00 m à 15 m (fin de la coupe) : tuffeau glauconieux grossier, de type « falun de Continvoir », à litage en auges, riche en bryozoaires, serpules, radioles d'oursins et fragments de coquilles de bivalves. Des dragées de quartz sont présentes à la base de plusieurs structures en auges. Un lit pluricentimétrique de tuffeau glauconieux très fin, est présent à 14,45 m.

Cet affleurement expose un empilement de dunes hydrauliques entrecoupées de surfaces d'érosion qui sont autant de surfaces de réactivation liées à la houle et aux courants de marée. Cela témoigne d'un milieu de dépôt très peu profond, devant un champ de dunes subtidales, au niveau de l'avant-plage (*shoreface*).

Le Tuffeau de Bourré aux abords de Chinon : géométrie du prisme sédimentaire

Les relations géométriques entre les formations turoniennes du Saumurois et de la Touraine sont restées incomprises durant plus de deux siècles, jusqu'à la présentation d'un premier schéma interprétatif dans la synthèse sur le « stratotype Turonien » (Amédro, Matrion & Robaszynski coord., 2018). Ce modèle a été affiné à deux reprises quelques années plus tard (Amédro *et al.*, 2020a, 2024). La figure 12 présente l'organisation des prismes sédimentaires en fonction des connaissances actuelles, ainsi que l'évolution latérale des couches. En partant du bas vers le haut, le Tuffeau des Ardilliers du Saumurois, épais d'une quinzaine de mètres, passe latéralement à des faciès crayeux lorsqu'on s'éloigne de la bordure du Massif armoricain. Il s'agit de la moitié inférieure de la Craie d'Amboise. La situation est identique pour le Tuffeau de Saumur dont l'équivalent latéral est représenté par la moitié supérieure de la Craie d'Amboise, mais qui présente une extension géographique supérieure à celle du Tuffeau des Ardilliers. Superposé au Tuffeau de Saumur et plus jeune que lui, le Tuffeau de Bourré, épais de 40 m dans le sondage de Civray-de-Touraine, s'amincit considérablement en allant de la Touraine vers le Saumurois et disparaît entre Chinon et Montsoreau. Le Tuffeau de Bourré est actuellement interprété comme un corps sédimentaire déposé en grande partie au cours d'une période de régression liée à un abaissement du niveau marin (Amédro, Matrion & Robaszynski coord., 2018). Enfin, au-dessus de cet empilement complexe de couches, les Sables de Saint-Hilaire du Saumurois sont relayés à l'est par le Tuffeau Jaune de Touraine.

Fig. 12. – Du Saumurois à la Touraine : relations géométriques entre les formations du Turonien (d'après Amédro, Matrion & Robaszynski, coord., 2018, modifié). SIM : Surface d'Inondation Maximale.
Fig. 12. – From Saumur to Touraine: geometric relationships between Turonian formations (after Amédro, Matrion & Robaszynski, coord., 2018, modified). SIM: Maximum Inundation Surface



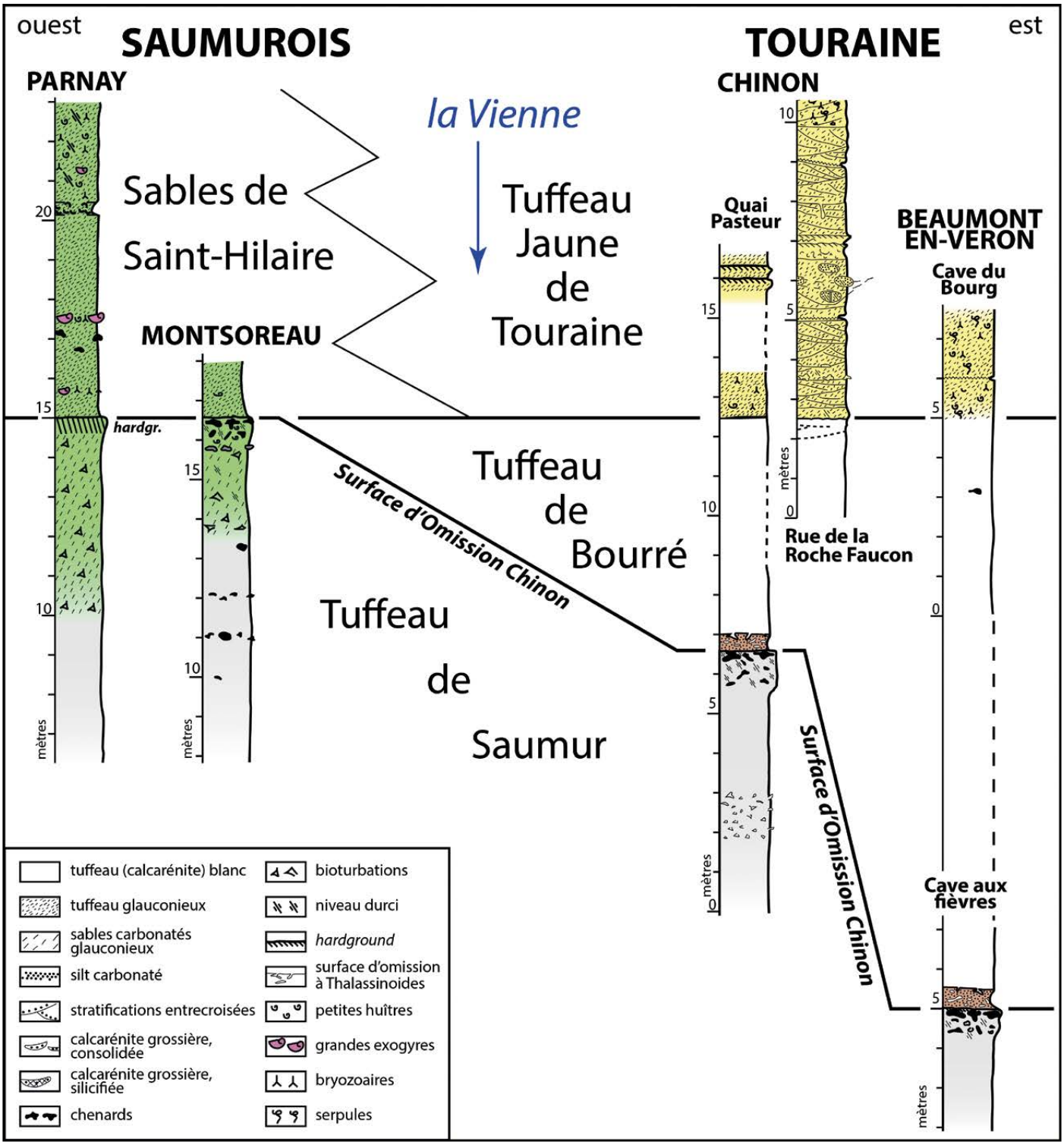


Fig. 13. – Corrélation des coupes étudiées dans la partie moyenne du Turonien entre Parnay (Maine-et-Loire) et Beaumont-en-Véron (Indre-et-Loire), à l'articulation entre le Saumurois et la Touraine. Leur comparaison montre l'amincissement, puis la disparition du Tuffeau de Bourré en allant de l'est vers l'ouest.

Fig. 13. – Correlation of the sections studied in the middle part of the Turonian between Parnay (Maine-et-Loire) and Beaumont-en-Véron (Indre-et-Loire), to the articulation between Saumur and Touraine. Their comparison shows the thinning and then the disappearance of the Tuffeau de Bourré as it goes from east to west.

L'intérêt des coupes actuelles est de mieux apprécier la géométrie du Tuffeau de Bourré de part et d'autre de la Vienne aux abords de Chinon et son évolution latérale : disparition vers l'ouest et développement vers l'est (fig. 13). À Parnay, on trouve la succession classique observée dans l'ensemble du Saumurois avec la superposition Tuffeau de Saumur-Sables de Saint-Hilaire. Comme dans la plupart des coupes, un *hardground* est présent à la limite supérieure du Tuffeau de Saumur. La succession est quasi identique à Montsoreau, sauf en ce qui concerne le sommet du Tuffeau de Saumur où le *hardground* est remplacé par une discontinuité moins marquée (un *firmground*) qui correspond géométriquement et par sa description à la *Surface d'Omission Chinon*. Ce niveau repère est le fil conducteur des corrélations de part et d'autre de la Vienne en passant du Saumurois à la Touraine. À Chinon, au Quai Pasteur, un intervalle d'environ 6 m de tuffeau micacé blanc s'intercale entre, d'une part la *Surface d'Omission Chinon* qui coïncide avec la limite supérieure du Tuffeau de Saumur et, d'autre part la base du Tuffeau Jaune de Touraine. Il s'agit selon notre interprétation du Tuffeau de Bourré qui s'insinue entre les deux formations et dont il s'agit de la première observation en se déplaçant de l'ouest vers l'est. La situation est identique 4 km au nord-ouest, à Beaumont-en-Véron, mais le Tuffeau de Bourré mesure ici une quinzaine de mètres d'épaisseur. Soixante-cinq kilomètres plus à l'est, au forage de Civray-de-Touraine, l'épaisseur de la formation atteint une quarantaine de mètres. C'est ainsi que le Tuffeau de Bourré vient s'intercaler géométriquement en Touraine entre, en dessous, le Tuffeau de Saumur ou la Craie d'Amboise et, au-dessus, le Tuffeau Jaune de Touraine.

Dans toutes les coupes du Chinonais où nous avons pu observer la superposition Tuffeau de Saumur-Tuffeau de Bourré, la limite entre les deux formations est soulignée par la *Surface d'Omission Chinon*. Cette discontinuité sédimentaire tend à s'atténuer vers l'est (Beaumont-en-Véron), en se dirigeant vers la partie centrale du bassin où la tranche d'eau était plus importante. À l'inverse, elle est de plus en plus marquée vers l'ouest (Montsoreau) en allant vers la bordure du bassin. Si l'on élargit le cadre géographique, on note que les coteaux bordant les vallées de la Loire, du Cher et de l'Indre au-delà d'une ligne allant de Bourgueil à Chinon jusqu'à Tours et Montrichard exposent uniquement le Tuffeau Jaune de Touraine, sans recouper les formations antérieures. Aucune information ne peut être obtenue dans la partie septentrionale de la Touraine. La situation est en revanche différente si l'on se dirige vers la bordure sud-ouest du Bassin parisien. À Usseau et à Saint-Rémy-sur Creuse près de Châtellerault dans le département de la Vienne, le Tuffeau de Saumur et le Tuffeau de Bourré affleurent en continuité. Chaque formation est également bien datée grâce à la récolte d'ammonites caractéristiques : *Romaniceras kallesi* et *Lecointriceras fleuriausianum* pour le sommet du Tuffeau de Saumur, *Romaniceras ornatissimum* pour le Tuffeau de Bourré (Amédro *et al.*, 2020, 2024). Et que voit-on à la limite supérieure du Tuffeau de Saumur dans les deux cas localités : un *hardground !* On retrouve, à 50 km au sud-est de Chinon et dans la même position stratigraphique, un équivalent de la *Surface d'Omission Chinon*.

En définitive, la comparaison de toutes les coupes étudiées dans le Chinonais et la Touraine méridionale révèle que la limite entre le Tuffeau de Saumur et le Tuffeau de Bourré coïncide avec une importante discontinuité sédimentaire que l'on peut suivre le long de la bordure sud-ouest du Bassin parisien. En termes de stratigraphie séquentielle, cette discontinuité pourrait être interprétée comme une limite de séquence eustatique de 3e ordre et le Tuffeau de Bourré représenterait dans ce cas un prisme de bas niveau.

LES DUNES HYDRAULIQUES À LA BASE DU TUFFEAU JAUNE DE TOURAINE À DESCARTES (INDRE-ET-LOIRE) ET À SAINT-RÉMY-SUR-CREUSE (VIENNE)

La Formation du Tuffeau Jaune de Touraine est une calcarénite finement glauconieuse qui présente une texture de sables moyens à grossiers, parfois même de graviers. L'importance du détritisme terrigène et la présence de nombreux bioclastes au sein de l'unité lithologique indiquent un dépôt à proximité du continent, au niveau de l'avant-plage et de la plate-forme littorale (*shoreface* et *upper offshore*), sous quelques mètres à quelques dizaines de mètres de profondeur (Bréhéret *in* Amédro, Matrion & Robaszynski coord, 2018). L'aire de sédimentation du Tuffeau Jaune de Touraine est située au sud-ouest du bassin parisien et coïncide sensiblement avec la partie du bassin parisien comprise entre, premièrement l'axe du Merlerault qui est le reflet d'une déformation (flexure) du socle en profondeur (Juignet, 1974) et, deuxièmement le seuil du Poitou (fig. 14). Traditionnellement attribué dans sa totalité au Turonien supérieur par la présence de très rares *Romaniceras deverianum* (d'Orbigny, 1841), le Tuffeau Jaune de Touraine a un âge qui vient d'être précisé grâce aux nouvelles récoltes d'ammonites réalisées à la base de la formation près de Bourgueil (Indre-et-Loire) ainsi qu'en Touraine méridionale, à Marigny-Marmande et Descartes (Indre-et-Loire) (Amédro *et al.*, 2020a, 2020b, 2023 et ce travail). En réalité, les premiers mètres de la formation appartiennent encore à la zone d'ammonites à *Romaniceras ornatissimum* (Tm 3) datant le Turonien moyen. Le Tuffeau Jaune de Touraine affleure dans la plupart des vallées de la Touraine. Dans le Saumurois, la formation fait place aux Sables de Saint-Hilaire déposés dans une tranche d'eau un peu plus faible, au niveau de l'avant-plage et à proximité de la ligne de rivage.

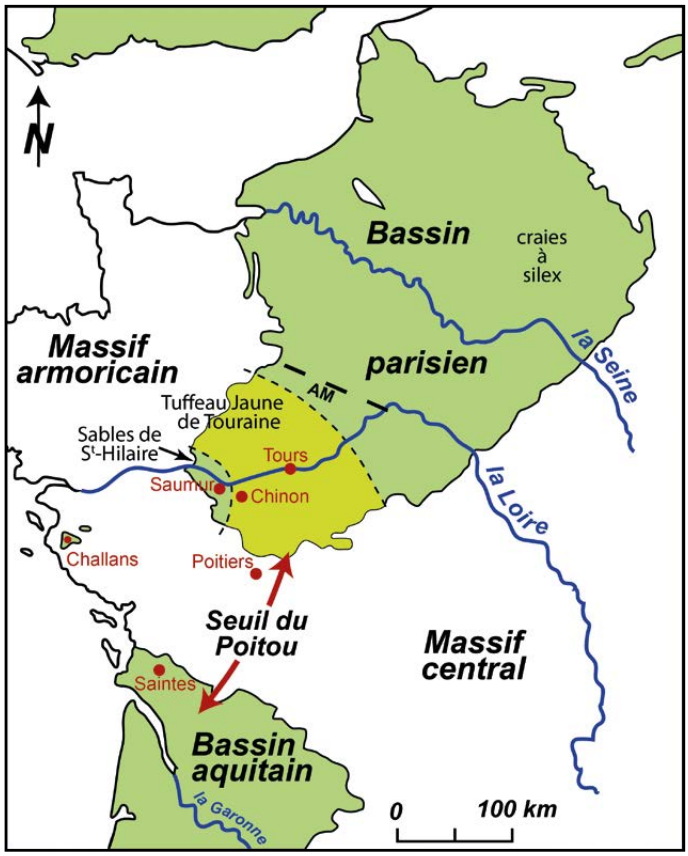


Fig. 14. – Limite d'extension actuelle des dépôts du Turonien supérieur au sein du Bassin parisien et du Bassin aquitain et localisation géographique de la région étudiée dans la partie sud-ouest du Bassin parisien. La flèche montre la connexion existant au Turonien entre le sud-ouest du bassin parisien et le bassin aquitain. AM : axe du Merlerault.
Fig. 14. – Limit of current extension of Upper Turonian deposits within the Paris basin and the Aquitaine basin and geographical location of the region studied in the southwestern part of the Paris basin. The arrow shows the connection between the south-west of the Paris basin and the Aquitaine basin. AM: Merlerault axis.

Médioni (1974) est le premier à avoir décrit l'existence de changements latéraux de faciès au sein du Tuffeau Jaune sur l'aire de la carte géologique à 1/50 000 de Châtellerault. En se déplaçant du nord vers le sud, il observe d'abord des calcarénites jaunes à litage oblique à la confluence entre les vallées de la Vienne et de la Creuse, puis des calcarénites à stratifications irrégulières passant à des sables beiges et enfin des sables quartzeux, légèrement glauconieux en se rapprochant de Châtellerault. Un demi-siècle plus tard, des dunes hydrauliques sont identifiées par nous-mêmes à Séligny (fig. 1), à 6 km au sud-ouest de la confluence Vienne-Creuse, sous l'aspect de tuffeau grossier, de type « falun » (biocalcirudite) à litages obliques (Amédro *et al.*, 2020). Les observations actuelles conduisent à agrandir d'une dizaine de kilomètres vers l'est l'aire de distribution géographique de ces dunes hydrauliques, jusqu'à Descartes et Saint-Rémy-sur-Creuse.

Le lieu-dit le Cheval blanc à Descartes

L'affleurement est une ancienne carrière utilisée ultérieurement comme décharge et aujourd'hui entièrement comblée (coordonnées GPS : N 46.994976 et E 0.685328). Seule une petite portion du front de taille reste accessible (figure 15). Les quatre mètres de Tuffeau Jaune de Touraine visibles sont constitués de calcarénite grossière à grandes stratifications entrecroisées. Suivant les niveaux, le sédiment peut être friable ou au contraire cimenté par des cristaux de calcite. Quelques traces de bioturbation sont observées çà et là. Les macrofossiles sont rares, représentés surtout par quelques bivalves. Suite à de longues recherches, l'un d'entre nous (F.L.) a pu toutefois récolter, au niveau 1 m, un moule interne d'ammonite appartenant à l'espèce *Romaniceras (Yubariceras) ornatissimum* (Stoliczka, 1865) (caractérisée par la présence de 11 rangées de tubercules sur les côtes longues). Cette découverte confirme l'attribution de la base du Tuffeau Jaune de Touraine au Turonien moyen élevé, de façon comparable à ce qui vient d'être démontré aux abords de la confluence Vienne-Creuse à Marigny-Marmande (Amédro *et al.*, 2020 b), ainsi que sur la rive droite de la Loire entre Bourgueil et Langeais (Amédro *et al.*, 2023).



Fig. 15. – Vue partielle du front de taille de l'ancienne carrière transformée aujourd'hui en décharge, située au lieu-dit Le Cheval blanc à Descartes. L'affleurement expose de façon spectaculaire une succession de stratifications entrecroisées correspondant à un empilement de dunes hydrauliques lingoïdes, séparées par des surfaces d'érosion.
Fig. 15. – Partial view of the quarry face of the old quarry, now transformed into a landfill, located at a place called the Cheval Blanc in Descartes. The outcrop spectacularly exposes a succession of cross stratifications corresponding to a stack of lingoid hydraulic dunes, separated by erosion surfaces.

Cet affleurement qui entaille la base du Tuffeau Jaune de Touraine expose de manière spectaculaire un empilement de dunes hydrauliques lingoïdes ou rides « 3D » (à crêtes sinueuses), séparées par des surfaces d'érosion. La dominance des auges, ou festons de dunes, indique globalement un courant un peu oblique par rapport au front de taille,

d'orientation avant droite vers arrière gauche (figure 16). On se trouve en domaine tidal. En revanche, il est difficile de trancher entre subtidal qui n'émerge pas à marée basse ou intertidal qui émerge à marée basse. Le secteur géographique incluant les localités de Descartes et de Saint-Rémy-sur-Creuse est en effet situé aux abords du seuil du Poitou, sur une zone haute à sédimentation réduite et en bordure de rivage, dans un environnement où se mélangent des apports marins et continentaux, comme l'atteste la découverte de débris végétaux associés à des échinides spatangoïdes près d'Ingrandes (Moreau *et al.*, 2018).

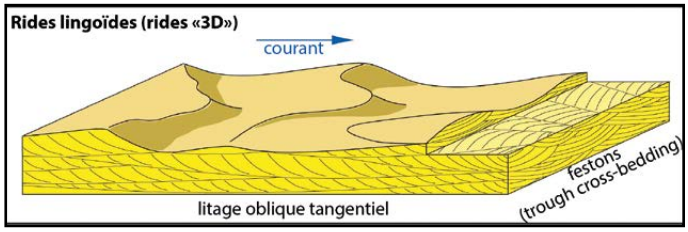


Fig. 16. – Schéma montrant la stratification des dunes hydrauliques lingoïdes ou rides « 3D » (à crêtes sinueuses) selon le plan de coupe (d'après Harms *et al.*, 1975). Ce schéma est valable pour les petites rides de courant comme pour les dunes de plus grande taille.
Fig. 16. – Diagram showing the stratification of the "3D" (sinuous ridged) lingoid or ridge hydraulic dunes according to the cross-sectional plan (after Harms et al., 1975). This pattern is valid for small ripples as well as for larger dunes.

Le chemin des Caves à Saint-Rémy-sur-Creuse

Le village de Saint-Rémy-sur-Creuse est surmonté par une imposante falaise de Tuffeau Jaune de Touraine dans laquelle sont creusées de nombreuses habitations troglodytiques. Le contact avec le Tuffeau de Bourré sous-jacent n'est pas visible, mais doit être assez proche de la base de l'affleurement par comparaison avec ce que l'on observe latéralement. Le Tuffeau de Bourré mesure ici une dizaine de mètres d'épaisseur (Amédro *et al.*, 2024). Du bas vers le haut, la coupe observée le long du chemin des caves menant à une petite chapelle nommée « Notre-Dame-de-Lourdes » (coordonnées GPS : N 46.950766, E 0.694872), est la suivante (figures 17, 18 et 19) :

Tuffeau Jaune de Touraine

✧ 0 à 8 m : tuffeau jaune constitué d'une calcarénite grossière, légèrement glauconieuse, souvent friable, à stratifications obliques. Quelques petits bivalves sont disséminés au sein du sédiment. De nombreuses passées consolidées, plus carbonatées, apparaissent en relief sur la falaise. Certaines d'entre elles, très dures et de teinte brunâtre, sont silicifiées ;

✧ 8 m à 16,50 m (fin de la coupe) : tuffeau jaunâtre, légèrement glauconieux, paraissant plus fin qu'en dessous et présentant de nombreuses stratifications entrecroisées. À 9,50 m, on observe sur une hauteur de 5 cm trois filets onduleux de silt argileux carbonaté blanchâtre qui apparaissent en creux.

Comme à Descartes, on se trouve devant un ensemble de dunes hydrauliques déposées en milieu tidal. Les filets de silt argileux présents à 9,50 m constituent quant à eux un bel exemple de drapage d'étale sur rides de vagues.



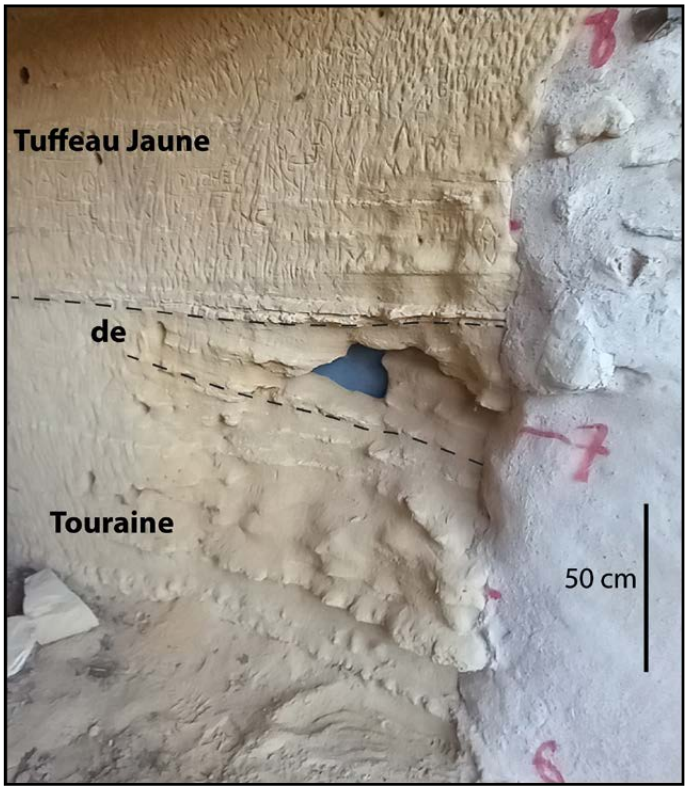


Fig. 17. – (page précédente en haut à droite) La chapelle Notre-Dame de Lourdes, sur le chemin des caves à Saint-Rémy-sur-Creuse (Vienne), est creusée dans la partie inférieure du Tuffeau Jaune de Touraine.
Fig. 17. – (previous page on the rigth top corner) *The chapel of Notre-Dame de Lourdes on the way to the cellars in Saint-Rémy-sur-Creuse (Vienne) is dug in the lower part of the Tuffeau Jaune de Touraine.*

Fig. 18. – (page précédente en bas à droite) Vue partielle d'un flanc de la chapelle Notre-Dame de Lourdes à Saint-Rémy-sur-Creuse. La succession visible montre de grandes stratifications obliques dans l'intervalle 6 m-7,30 m, puis une stratification plane au-dessus. La présence de niveaux clairs dans la stratification oblique plaide en faveur de drapages de sédiment fin, d'étale de marée, dans la progression (progradation) d'une dune hydraulique. En revanche, il n'est pas possible de préciser si cette dune hydraulique de courant de marée s'est construite en milieu intertidal (qui découvre à marée basse) ou subtidal (qui ne découvre pas à marée basse). La présence de drapages fins dans l'unité supérieure à stratification horizontale confirme un dépôt sous l'influence de la marée.
Fig. 18. – (previous page on the rigth bottom corner) *Partial view of a flank of the Notre-Dame de Lourdes chapel in Saint-Rémy-sur-Creuse. The visible succession shows large oblique stratifications in the 6 m-7,30 m interval, then a flat stratification above. The presence of clear levels in the oblique stratification argues in favor of fine sediment drapes, from slack tide, in the progression (progradation) of a hydraulic dune. On the other hand, it is not possible to specify whether this hydraulic dune of tidal current was built in an intertidal environment (which is uncovered at low tide) or subtidal (which is not uncovered at low tide). The presence of fine drapes in the upper unit with horizontal stratification confirms a deposit under the influence of the tide.*



Fig. 19. – Détail d'un flanc de la chapelle Notre-Dame de Lourdes à Saint-Rémy-sur-Creuse illustrant un bel exemple de drapage d'étale sur rides de vagues (à 9,50 m). Les drapages de sédiment fin de teinte claire nappant des rides sableuses sombres indiquent un milieu de dépôt soumis à la marée.
Fig. 19. – Detail of a side of the Notre-Dame de Lourdes chapel in Saint-Rémy-sur-Creuse illustrating a fine example of slack-water draping on wave ripples (at 9,50 m). The light-colored fine sediment draping covering dark sandy ripples indicates a depositional environment subject to the tide.

LE TUFFEAU JAUNE DE TOURAINE AU PETIT PRESSIGNY (INDRE-ET-LOIRE)

En décembre 1977, Guy Badillet a conduit l'un d'entre nous (F.A.) au Petit Pressigny où il avait découvert, au cours de ses nombreuses prospections à travers le Saumurois et la Touraine, une petite carrière localisée à 400 m au nord du village, le long de la route départementale D 50 (coordonnées GPS : N 46.926271 et E 0.917843). Cette carrière, creusée au sein du Tuffeau Jaune de Touraine, présentait un front de taille d'environ 7 m de hauteur et exposait trois bancs demi-métriques de tuffeau bioturbé, durci, limités au sommet par des *hardgrounds* situés respectivement à 1 m, 2 m et 5,50 m. Aucune coupe détaillée n'avait été levée faute de temps. En revanche, les ouvriers ont donné au fil des ans à Guy Badillet un lot conséquent d'ammonites provenant des niveaux indurés. Il s'agit de 14 spécimens attribués à deux espèces : *Lewesiceras mantelli* Wright & Wright, 1951 (4 exemplaires) et *Coilopoceras requienianum* (d'Orbigny, 1841) (10 ex.). Quand on sait que seules 32 ammonites ont été inventoriées jusqu'à présent dans le Tuffeau Jaune de Touraine à l'échelle régionale, soit *L. mantelli* (2 exemplaires), *C. requienianum* (12 ex.) et *Romaniceras deverianum* (d'Orbigny, 1841) (18 ex.) (Amédro, Matrion & Robaszynski, 2018), cette découverte est exceptionnelle. L'ensemble du matériel est aujourd'hui déposé au sein de la collection Badillet dans les locaux de l'Université de Bourgogne – Franche-Comté à Dijon.

L'absence de *R. deverianum* dans le matériel provenant du Petit Pressigny suggère que l'affleurement entaillait la partie sommitale du Tuffeau Jaune de Touraine qui est attribuée dans l'Indre, l'Indre-et-Loire et la Sarthe à la zone d'ammonite à *Subprionocyclus bravaisianus* [= *neptuni auct.*] (Amédro *et al.*, 2023). Il est probable que les ouvriers n'ont pas repéré dans les roches extraites de la carrière la présence d'éventuels *Subprionocyclus* dont le diamètre ne dépasse pas généralement 15 mm, à la différence des *Lewesiceras* et *Coilopoceras* dont certains exemplaires atteignent 20 cm.

LA PIERRE DE CLION (TURONIEN SUPÉRIEUR) DANS SA LOCALITÉ TYPE (INDRE)

Le terme de « pierre de Clion » a été créé au XIX^{e} siècle par les ouvriers qui exploitaient un ensemble de bancs calcaires très durs situés dans le Tuffeau Jaune de Touraine et ceci dans une série de carrières implantées dans la localité éponyme. Cette pierre de taille de qualité, appréciée pour sa dureté, était extraite de la butte de la Haute-Chaise située à 2 km au nord-ouest de Clion, dans le département de l'Indre.

Selon d'Archiac (1846) qui, le premier, a publié le vocable, les bancs calcaires fournissant la « pierre de Clion » sont situés à une dizaine de mètres au-dessus de la base du Tuffeau Jaune de Touraine et surmontent un tuffeau riche en bivalves, « *peu dur, avec des points verts et des taches de même couleur* » (probablement de la glauconie). Les « pierres de Clion » (ici au pluriel) « *sont des calcaires en général subcristallins, poreux, plus ou moins durs. […] Ces diverses couches, de 8 à 9 m d'épaisseur totale, sont exploitées sur tout le pourtour de la colline où elles fournissent de très belles pierres d'appareil qui sont exclusivement formées de très petits fragments de coquilles, d'annélides et de polypiers, enveloppés et agglutinés par une infiltration très abondante de calcaire spathique… La partie tout-à-fait supérieure, très dure, présente de nombreuses*

tubulures, et sa surface a été fortement usée ou corrodée » (d'Archiac, 1846). Cette description suggère la présence d'un *hardground* à la limite supérieure de la « pierre de Clion ».

Quelques décennies plus tard, de Grossouvre (1889, 1901) ajoute qu'au sommet des carrières apparaissent des couches tendres, à texture sableuse, qui débutent par un banc fossilifère riche en huîtres, en particulier des *Ostrea columba gigas* [= *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck, 1801) suivant l'appellation actuelle], mais qui a aussi livré quelques ammonites du Turonien supérieur dont la détermination a été révisée par Kennedy *et al.* (1980a) et Kennedy & Wright (1984). Celles-ci appartiennent à trois espèces, *Romaniceras deverianum* (d'Orbigny, 1841), *Coilopoceras requienianum* (d'Orbigny, 1841) et *Subprionocyclus bravaisianus* (d'Orbigny, 1841). Des couches sableuses succèdent à ce niveau fossilifère. Elles sont elles-mêmes surmontées par un « *second massif de calcaires durs, moins cohérent que la pierre de Clion, mais à grain sableux plus fin. De grands silex tabulaires, ovoïdes ou aplatis, de couleur jaune cire, s'isolent au milieu des bancs. [...] Au-dessus de ces calcaires durs supérieurs à silex tabulaires se trouvent des marnes grumeleuses dans lesquelles on trouve la faune de Villedieu* ». On se trouve ici dans le Coniacien.

À la différence de son prédécesseur d'Archiac, de Grossouvre ne donne aucune indication quant à l'épaisseur des couches successives. Malgré cette imprécision, il ressort des descriptions précédentes que le Tuffeau Jaune de Touraine semble constitué à Clion par une dizaine de mètres de tuffeau glauconieux relativement tendre, surmontés par deux ensembles de bancs calcaires durs séparés par un intervalle moins consolidé. La « pierre de Clion » correspond au premier ensemble de bancs calcaires durs et sa limite supérieure semble être un hardground.

L'étude récente du forage de Civray-de-Touraine implanté dans la vallée du Cher, à une trentaine de kilomètres à l'est de Tours (fig. 1), a révélé la présence de deux séries de niveaux indurés (hardgrounds et firmgrounds) situées dans les parties inférieure et supérieure du Tuffeau Jaune de Touraine (Amédro, Matrion & Robaszynski coord., 2018). Ces niveaux durcis sont situés dans une position géométrique comparable à ce qui est décrit ci-dessus dans la butte de la Haute-Chaise à Clion, 45 km plus au sud. Cette observation a conduit à nous interroger sur la nature de la « pierre de Clion ». Cette succession de bancs de calcaires spathiques très durs ne correspondrait-elle pas à un faisceau de hardgrounds ? La butte de la Haute-Chaise est aujourd'hui très végétalisée et les carrières exploitées au XIX^{e} siècle ont totalement disparu. Seules quelques portions de fronts de taille subsistent çà et là dans ce qui est devenu une forêt. Il y a un peu plus de trois décennies, Rasplus et al. (1989) ont eu néanmoins l'opportunité d'observer une coupe éphémère sur le flanc de la butte à l'occasion de l'élargissement d'un chemin forestier. La coupe relevée par les auteurs à partir de l'intersection avec la route départementale D 943, reproduite ci-dessous, apparaissait comme suit, du bas vers le haut :

- « 0 à 2 m : calcaire gréseux fossilifère à débit en dalles (*Trigonia scabra*, *Pycnodonta eburnea*), échinides, bryozoaires ;
- 2,00 m à 2,50 m : calcaire blanchâtre à bryozoaires ;
- 2,50 m à 3,00 m : marne avec intercalations calcaires. Présence de *Trigonia scabra* ;
- 3,00 m à 4,50 m : calcaire noduleux blanchâtre ;
- 4,50 m à 4,75 m : marne blanchâtre avec nodules calcaires ;
- 4,75 m à 5,95 m : calcaire jaunâtre assez tendre en petits bancs séparés par des lits de marne blanche ;
- 5,95 m à 6,55 m : marne sableuse micacée de couleur jaune ;
- 6,55 m à 6,95 m : calcaire gréseux assez dur à moules internes de lamellibranches ;
- 6,95 m à 8,95 m : calcaire gréseux et glauconieux ocre avec lentilles de marne sableuse ;
- 8,95 m à 14,95 m : calcaire spathique en gros bancs, faciès « pierre de Clion », avec surfaces durcies, présence de bryozoaires et moules internes de bivalves ;
- 14,95 à 17,45 m : calcaire gréseux jaune alternant avec des marnes sableuses ;
- 17,45 m à 19,95 m : marne sableuse blanche ;
- 19,95 m à 20,65 m : calcaire noduleux ;
- 20,65 m à 21,35 m : marne sableuse jaune » (fin de la coupe).

Seules quelques portions discontinues de cet affleurement subsistent aujourd'hui. Fort heureusement, la dureté de la « pierre de Clion » fait qu'un ancien front de taille localisé au sommet de la butte de la Haute-Chaise (coordonnées GPS : N 46.957554 et E 1.21454) expose toujours de façon partielle ce faciès particulier du Tuffeau Jaune de Touraine sur une hauteur de quatre mètres, soit du bas vers le haut (fig. 20) :

- de 0 m à 0,70 m : succession de quatre bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcirudite à calcarénite bioclastique grossière, rêche, jaune pâle, ponctuée de fins granules de glauconie. Les bioclastes sont cimentés par de la calcite recristallisée. Des passées centimétriques plus grossières, légèrement onduleuses, apparaissant en creux, séparent les bancs calcarénitiques ;

- entre 0,70 m et 4,00 m (sommet de l'affleurement) : suite de bancs massifs métriques à demi-métriques, identiques aux précédents dans leur nature lithologique, séparés par des lits centimétriques de calcirudite friable, plus grossière et en creux. De nombreux bioclastes sont visibles à la loupe (débris de serpules, bryozoaires, bivalves). Quelques macrofossiles, en particulier des *Pterotrigonia scabra*, sont également disséminés dans la roche.

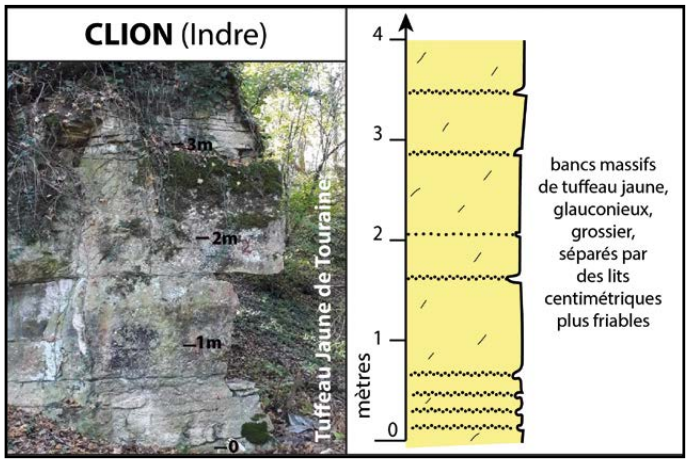


Fig. 20. – La « pierre de Clion » dans sa localité type (Indre). Photographie et coupe lithologique de l'affleurement actuel visible au sommet de la butte de la Haute-Chaise à Clion (Indre).Fig. 20. – The "Pierre de Clion" in its type locality (Indre). Photograph and lithological section of the current outcrop visible at the top of the Haute-Chaise mound in Clion (Indre et Loire).

Même si la limite supérieure de la « pierre de Clion » n'est pas visible, ce petit affleurement montre que la « pierre de Clion » n'est pas une succession de niveaux indurés (*hardgrounds* et *firmgrounds*). Il s'agit d'une série de bancs massifs de calcirudite et calcarénite bioclastiques, séparés par des lits centimétriques plus grossiers et friables. L'observation de plusieurs lames minces (fig. 21) montre que l'on se trouve en présence d'un calcaire bioclastique à serpules, gastéropodes, bryozoaires, fragments d'échinodermes, foraminifères agglutinants, avec de nombreux péloïdes, quelques grains de quartz et un peu de glauconie. La présence de bryozoaires suggère un milieu relativement turbide et la fragmentation des fossiles un milieu relativement agité.

Une dernière remarque concerne la position géométrique de la « pierre de Clion » au sein du Tuffeau Jaune de Touraine. En 1984, Jarvis & Gale ont corrélé la « pierre de Clion » avec la série de *hardgrounds* situés au sommet du Tuffeau Jaune de Touraine, une opinion que nous avions adoptée (Amédro, Matrion & Robaszynski coord., 2018). Cette interprétation était inexacte. Ainsi que de Grossouvre (1889, 1901) l'a clairement indiqué, le faciès « pierre de Clion » n'est pas situé au sommet du Tuffeau Jaune de Touraine, mais à la base.

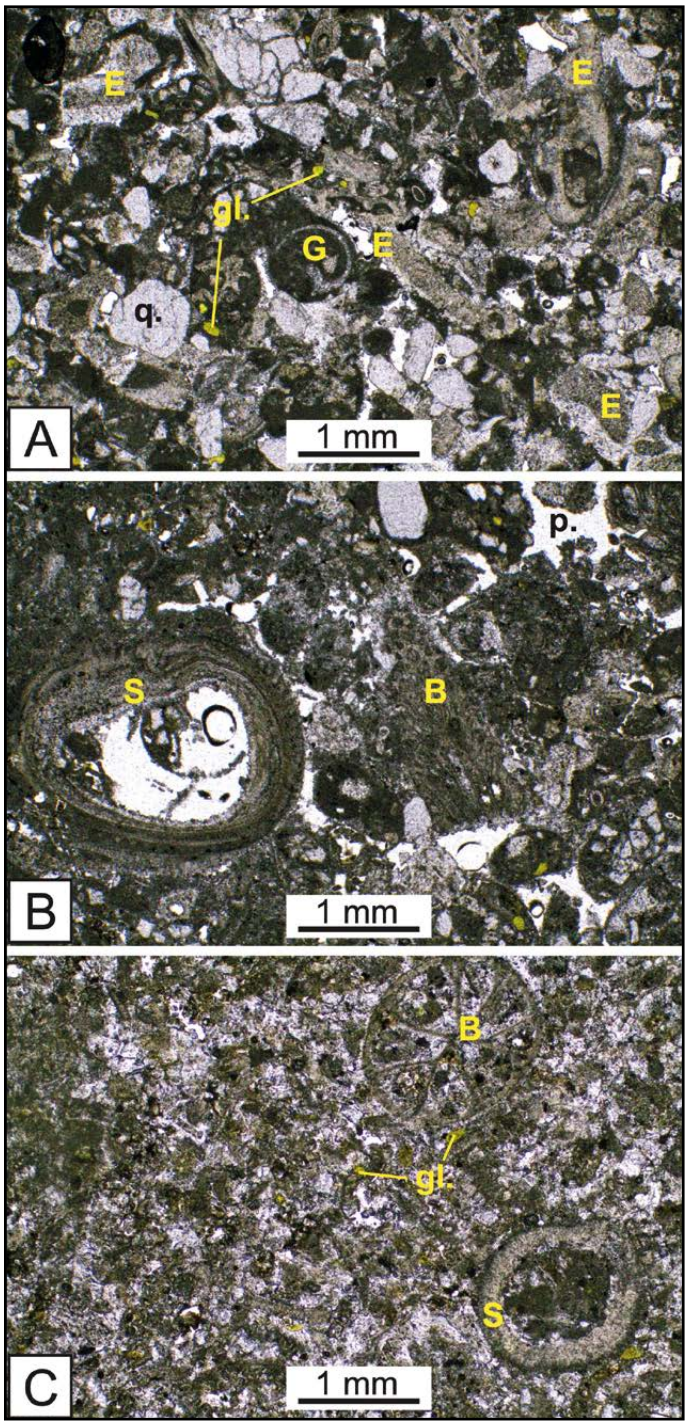


Fig. 21. Photographies de lames minces d'échantillons provenant de la pierre de Clion. A. FL2 : prélèvement réalisé au sommet de la carrière, juste au-dessus du front de taille étudié. Calcaire bioclastique (biopelsparite) à nombreux gastéropodes (G), débris d'échinodermes (E), bryozoaires, incluant également de rares foraminifères de type miliolidès. Nombreux péloïdes. Les bioclastes sont généralement fragmentés. Présence de grains de quartz (q.) ainsi que de minuscules grains vert clair à jaunâtre de glauconie (gl.).B. FL3 : prélèvement réalisé dans la carrière au niveau 1,20 m. Calcaire bioclastique présentant une forte porosité (p.) Les principaux bioclastes sont composés de débris d'échinodermes, de serpules (S), de bryozoaires (B) et de foraminifères agglutinants. Présence de grains de quartz ainsi que de minuscules grains vert clair à jaunâtre de glauconie.C. FL1 : prélèvement réalisé dans le chemin d'accès à la carrière. Calcaire bioclastique à serpules (S), bryozoaires (B), rares foraminifères et bivalves (huîtres). Nombreux péloïdes. Présence de minuscules grains vert clair à jaunâtre de glauconie.
Fig. 21. Photographs of thin sections of samples from the pierre de Clion. A. FL2: sample taken at the top of the quarry, just above the studied working face. Bioclastic limestone (biopelsparite) with numerous gastropods (G), echinoderm debris (E), bryozoans, also including rare miliolid-type foraminifera. Numerous peloids. The bioclasts are generally fragmented. Presence of quartz grains (q.) as well as tiny light green to yellowish glauconite grains (gl.). B. FL3 : sample taken from the quarry at the 1,20 m level. Bioclastic limestone with high porosity (p.) The main bioclasts are composed of debris from echinoderms, serpules (S), bryozoans (B) and agglutinated foraminifera. Presence of quartz grains as well as tiny light green to yellowish glauconite grains. C. FL1 : sample taken from the quarry access road. Bioclastic limestone with serpules (S), bryozoans (B), rare foraminifera and bivalves (oysters). Numerous peloids. Presence of tiny light green to yellowish glauconite grains.

CONCLUSIONS

Cet article conclut un cycle d'études sur le Turonien du Saumurois et de la Touraine débuté en 1977. La publication en 2018 de l'ouvrage « Stratotype Turonien » (Amédro, Matrion & Robaszynski, coord.) dans la série des stratotypes français éditée par le Muséum national d'Histoire naturelle de Paris a constitué un point d'étape majeur. Mais les corrélations stratigraphiques entre le Saumurois et la Touraine restaient incomplètes. Ce n'est plus le cas aujourd'hui suite à la découverte de la *Surface d'Omission Chinon* au sommet du Tuffeau de Saumur à la confluence entre la Loire et la Vienne. Les coupes décrites dans le présent article permettent de comprendre pour la première fois l'articulation géométrique des formations à la limite Saumurois-Touraine et la manière dont s'effectue la disparition du Tuffeau de Bourré aux abords de Chinon lorsqu'on se déplace d'est en ouest. Au sommet du Turonien moyen, une réduction de la tranche d'eau marine conduit à un amincissement du Tuffeau de Bourré qui disparaît en biseau vers l'ouest aux abords de Chinon. Par ailleurs et dans le prolongement temporel de ce bas niveau marin, des dunes hydrauliques à faciès tidal se mettent en place vers le seuil du Poitou aux confins de la limite Turonien moyen-Turonien supérieur pour y former le Tuffeau Jaune de Touraine.

Remerciements. Monsieur Serge Ferry (Briançon et professeur émérite à l'Université de Lyon) nous a apporté une aide précieuse dans l'interprétation sédimentologique des niveaux à stratifications entrecroisées observés à la base du Tuffeau Jaune de Touraine à Descartes et Saint-Rémy-sur-Creuse. Monsieur Jean-François Deconinck (professeur émérite à l'Université de Bourgogne – Franche-Comté à Dijon) a réalisé plusieurs lames minces, ainsi qu'une diffraction aux rayons X (DRX) d'un échantillon de silt carbonaté prélevé juste au-dessus de la Surface d'Omission Chinon dans la localité type. Monsieur Bertrand Matrion (Troyes) a dessiné à l'ordinateur une des figures. Madame Dominique Maret, propriétaire d'une villa à Chinon, Monsieur Rodolphe Raffault, viticulteur à Chinon (Cave Monplaisir), Monsieur Wilfrid Rousse, viticulteur à Beaumont-en-Véron (Cave aux fièvres) et Monsieur Jonathan Theneguin, également viticulteur à Beaumont-en-Véron (Cave du Bourg), nous ont réservé le meilleur accueil et facilité l'accès à leurs caves et aux coteaux situés dans l'enceinte de leurs propriétés. Nous les en remercions tous chaleureusement, ainsi que les deux rapporteurs, l'un anonyme, l'autre étant Monsieur Romain Jattiot (MNHN), pour leur lecture critique du manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

Alcaydé G. (1970). – Carte géologique de la France à 1/50 000, notice explicative de la feuille de Saumur. BRGM, Orléans : 1-15.

Alcaydé G. (1975). – Carte géologique de la France à 1/50 000, notice explicative de la feuille de Chinon. BRGM, Orléans, **486** : 1-25.

Alcaydé G., Cadet J.-P., Gigout M., Lorenz J., Brossé R., Debrant-Passard S., Lorenz C., Rampnoux J.-P. & Rasplus L. (1976). – Guides géologiques régionaux : Val de Loire, Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Édit. Masson, Paris. 1-191.

Alcaydé G. & Rasplus L. (1971). – Compte rendu des journées de l'Association des Géologues du Bassin de Paris en Touraine, du 20 au 22 mai 1971. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **29** : 151-206.

Amédro F. (2009). – Deux ammonites turoniennes rares du Tuffeau de Saumur (Maine-et-Loire) : *Romaniceras (Romaniceras) kallesi badilleti* subsp. nov. et *Romaniceras (Yubariceras)* aff. *ornatissimum* (Stoliczka, 1864). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **46** (3) : 23-32, pls 1-2.

Amédro F & Badillet G. (1978). – Répartition des ammonites dans quelques coupes du Turonien des environs de Saumur (Maine-et-Loire). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, série D, **286 :** 323-325.

Amédro F., Badillet G. & Robaszynski (1988). – Le Turonien de l'Anjou : corrélations dans le Saumurois et le Baugeois. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **25** (2) : 5-14.

Amédro F., Guével B., Matrion B., Robaszynski F. & Châtelier H. (2023). – Quelques ammonites rares du Turonien type, dont *Romaniceras mexicanum* et *Subprionocyclus bravaisianus* près de Langeais et Azay-le-Rideau (Indre-et-Loire). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **30** (2e série) : 17-40, pls 1-4.

Amédro F., Lenouvel F. & Graveleau F. (2024). – Un nouvel affleurement de Tuffeau de Saumur à Saint-Rémy-sur-Creuse (Vienne) : témoin de la vaste extension géographique d'une formation du Turonien moyen le long de la bordure sud-ouest du Bassin parisien. *Géologie de la France*, **1** (2024) **:** 1-12.

Amédro F., Matrion B. & Robaszynski F. coord. (2018). – Stratotype Turonien. *Muséum national d'Histoire naturelle*, Paris ; *Biotope*, Mèze, 1-416.

Amédro F., Robaszynski & Badillet G. (2003). – Le coteau de Saumur : une coupe de référence pour le Turonien du Saumurois. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **40** (2) : 19-32.

Amédro F., Robaszynski F., Châtelier H., Ferchaud P., Matrion B. & Bréhéret J.-G. (2020 a). Des nouveautés sur les tuffeaux du Turonien moyen et sur leurs faunes d'ammonites en Touraine méridionale. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **57** (2) : 3-33, pls 1-4.

Amédro F., Robaszynski F., Châtelier H., Ferchaud P. & Matrion B. (2020 b). – Identification d'un biohorizon d'ammonites à *Romaniceras (Romaniceras) marigniacum* sp. nov. (Turonien moyen) à la base du Tuffeau Jaune de Touraine (France). *Carnets de Géologie*, **20 (4) :** 37-89, pls 1-11, DOI 10.4267/2042/70720.

Archiac A. D' (1846). – Études sur la formation crétacée des versants sud-ouest, nord et nord-ouest du plateau central de la France. *Mémoires de la Société Géologique de France*, Paris, 2e série, **2 :** 1-148.

Couffon O. (1936). – La Période Crétacée en Anjou. *Revue d'Hydrogéologie angevine*, 5e année, 1-128.

Courtiller A. (1868). – Les terrains crétacés des environs de Saumur. *Annales de la Société linnéenne du Maine-et-Loire*, **10** : 88-94.

Dujardin F. (1837). – Mémoire sur les couches du sol en Touraine et description des coquilles de la craie et des faluns. *Mémoires de la Société Géologique de France* (1re série), Paris, tome II, n° **9 :** 211-311, pls 15-21.

Grossouvre A. De (1889). – Sur le terrain crétacé dans le sud-ouest du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, **18 :** 475-525, pl. 12.

Grossouvre A. De (1901). – Recherches sur la Craie supérieure, 1 : Stratigraphie générale. *Mémoires de la Société Géologique de France*, Paris, 1013 p.

Hancock J.M., Kennedy W.J. & Wright C.W. (1977). – Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-West Europe. *Paleontological Society of Japan*, Fukuoka, *Special Papers* **21 :** 151-168.

Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R. & Walker R.G. (1975). – Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (S.E.P.M.), Lecture Notes for Short Course*, **2 :** 1-161.

Hedberg H.D. (1976). – International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. Edit. John Wiley & Sons, New York, 1-22.

Jarvis I. & Gale A.S. (1984). – The Late Cretaceous transgressions in the SW Anglo-Paris Basin : stratigraphy of the Craie de Villedieu Formation. *Cretaceous Research*, London, **5 :** 195-224.

Juignet P. (1974). – *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanien*. Thèse, Université de Caen, 1-810, 28 pls.

Kennedy W.J. & Wright C.W. (1979a). - Vascoceratids ammonites from the type Turonian. *Palaeontology*, London, **22 :** 665-683, pls 82-86.

Kennedy W.J. & Wright C.W. (1979b). – On *Kamerunoceras* Reyment, 1954 (Cretaceous Ammonoidea). *Journal of Palaeontology*, Tulsa, **53 :** 1165-1178.

Kennedy W.J. & Wright C.W. (1981). – Desmoceratacean ammonites from the type Turonian. *Palaeontology*, London, **24 :** 493-506, pls 74-76.

Kennedy W.J. & Wright C.W. (1984). The Cretaceous ammonite *Coilopoceras requienianum* d'Orbigny, 1841, *Palaeontology*, London, **27 :** 281-293, pls 35-37.

Kennedy W.J., Wright C.W. & Hancock J.M. (1980 a). – The European species of the Cretaceous ammonite *Romaniceras* with a revision of the genus. *Palaeontology*, London, **23 :** 325-362, pls 39-50.

Kennedy W.J., Wright C.W. & Hancock J.M. (1980 b). – Collignoniceratid ammonites from the Mid-Turonian of England and northern France. *Palaeontology*, London, **23 :** 557-603, pls 62-77.

Kennedy W.J., Wright C.W. & Hancock J.M. (1980 c). – Origin, evolution and systematic of the Cretaceous ammonite *Spathites*. *Palaeontology*, London, **23 :** 821-837, pls 104-106.

Lecointre G. (1947). – La Touraine. Édit. Hermann, Paris, 1-250, pls 1-4.

Lecointre G. (1960). – Le Turonien dans sa région type : la Touraine. *In* Colloque sur le Crétacé supérieur français. *Comptes Rendus du Congrès des Sociétés savantes à Dijon, 1959*, Édit. Gauthiers-Villars, Paris : 415-423.

Macaire J.-J. & Bréhéret J.-G. (2018). – Curiosités géologiques de Touraine. Éditions BRGM, Orléans, 120 p.

Médioni R. (1974). – Carte géologique de la France à 1/50 000, notice explicative de la feuille de Châtellerault. BRGM, Orléans, **541** : 1-33.

Moreau J.-D., Airvaux J. & Herisson D. (2018). Turonian flora from the fossiliferous flints of Châtellerault (Western France). *Comptes Rendus Palevol*, **17 :** 435-442.

Orbigny A. D' (1840-1842). – Paléontologie française. Terrains Crétacés. Tome I : Céphalopodes, Édit. Masson, Paris : 1-120 (1840) ; 121-430 (1841) ; 431-662 (1842), 151 pls.

Orbigny A. D' (1842). – Paléontologie française. Terrains Crétacés. Tome II : Gastéropodes, Édit. Masson, Paris : 1-224, pls 152-236.

Orbigny A. D' (1847). – Paléontologie française. Terrains Crétacés. Tome IV : Brachiopodes, Édit. Masson, Paris : 1-32, pls 513-599.

Orbigny A. D' (1852). – Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques. Édit. Masson, Paris, tome II, fasc. 2 : 1-464.

Rasplus L., Alcaydé G., Lablanche G. & Macaire J.-J. (1989). – Carte géologique de la France à 1/50 000, notice explicative de la feuille de Buzançais. BRGM, Orléans, **543** : 1-39.

Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M. & Kennedy W.J. edit. (1996). Proceedings « Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries » Brussels 8-16 September 1995. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, Bruxelles, supplément **66**, 1-117.

Riveline-Bauer J. (1965). Étude sédimentologique des principaux faciès du Turonien de Touraine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, **7 :** 323-326.

Robaszynski F. coord., Alcaydé G., Amédro F., Badillet G., Damotte R., Foucher J.-C., Jardiné S., Legoux O., Manivit H., Monciardini C. & Sornay J. (1982). – Le Turonien de la région type : Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, Pau, **6 :** 119-225, pls 1-18.

CONSEIL D'ARCHITECTURE D'URBANISME ET DE L'ENVIRONNEMENT DU NORD

LE CADRE DE VIE EST UN BIEN COMMUN

Avec le CAUE du Nord, participez ensemble à construire vos lieux de vie.

Je suis membre d'une **association,** je développe des initiatives grâce aux ressources locales.

Je suis **technicienne,** je découvre des expériences ancrées dans leur contexte.

Je suis **enseignante,** je développe une pédagogie active en relation avec le territoire.

Je suis **habitant,** je conçois un projet d'habitat qui s'intègre dans mon cadre de vie.

Je suis **professionnel,** j'exerce mon activité en connaissance des enjeux locaux.

Je suis **élu,** je réussis un projet adapté à mon territoire.

Je suis **enfant,** je comprends l'évolution de mon environnement.



ACCOMPAGNER LES PROJETS
CONTRIBUER AU DÉBAT PUBLIC
DIFFUSER LES EXPÉRIENCES
FACILITER LES COOPÉRATIONS

POUR UNE ÉCOLE PERMANENTE DU CADRE DE VIE

www.caue-nord.com

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 171-174, 2025

SEAFOAMS ASSOCIATED WITH PHAEOCYSTIS SP. BLOOM ACCUMULATE SAPROPHYTIC AND PARASITIC MICROORGANISMS FROM TERRESTRIAL ORIGIN

Elsa Breton

Univ. Littoral Côte d'Opale, CNRS, Univ. Lille, IRD, UMR 8187 LOG, F-62930 Wimereux, France

Sébastien Monchy

Univ. Littoral Côte d'Opale, CNRS, Univ. Lille, IRD, UMR 8187 LOG, F-62930 Wimereux, France

Luen-Luen Li

Univ. Littoral Côte d'Opale, CNRS, Univ. Lille, IRD, UMR 8187 LOG, F-62930 Wimereux, France

Florence Elias

Laboratoire de Physique et Mécanique des Milieux Hétérogènes, UMR 7636, ESPCI–PSL–Sorbonne Université–Université de Paris Cité, F-75005 Paris, France

Lucie Courcot

Univ. Littoral Côte d'Opale, CNRS, Univ. Lille, IRD, UMR 8187 LOG, F-62930 Wimereux, France

Gabin Dumaine

Univ. Littoral Côte d'Opale, CNRS, Univ. Lille, IRD, UMR 8187 LOG, F-62930 Wimereux, France

Solène Henry

Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, IRD, UMR 8187 LOG, Station Marine de Wimereux, F-59000 Lille, France

Juliette Michaud

Laboratoire de Physique et Mécanique des Milieux Hétérogènes, UMR 7636, ESPCI–PSL–Sorbonne Université–Université de Paris Cité, F-75005 Paris, France

Catherine Rafin

Univ. Littoral Côte d'Opale, UCEIV, UR 4492, MREI 1, F-59140 Dunkerque, France

Nicolas Spilmont

Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, IRD, UMR 8187 LOG, Station Marine de Wimereux, F-59000 Lille, France

Léna Zig

Laboratoire Matières et Systèmes Complexes, UMR 7057 MSC, Université de Paris Cité

F-75013 Paris, France

Laurent Seuront

Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, IRD, UMR 8187 LOG, Station Marine de Wimereux, F-59000 Lille, France ; Department of Marine Resources and Energy, Tokyo University of Marine Science and Technology, Tokyo, Japan ; Department of Zoology and Entomology, Rhodes University, Grahamstown 6140, South Africa

Abstract

The community composition, structure, origin, and trophic functions of eukaryotic microorganisms on seafoam deposits (N = 30) and adjacent seawater (*N* = 32) were explored at the beach of Wimereux (North of France) during the *Phaeocystis globosa* spring bloom (March-May 2023), using high throughput sequencing of 18S rRNA marker gene. Our results notably showed that eukaryotic communities trapped in seafoams were different from communities in adjacent seawater. In particular, seafoams were rich in ASVs affiliated to saprobes and parasites compared to seawater, with a terrestrial origin for most of them.

CONTEXT, MATERIAL AND METHODS

Seafoams, often associated with decaying marine algal blooms, are ubiquitous and increasingly acknowledged as a potential environmental issue (Lancelot 1995, Spilmont *et al.* 2009, Schilling & Zessner 2011, Peperzak and van Wezel 2023, Das *et al.* 2024, Seuront *et al.* 2024, Cazalis-Henry *et al.* 2025). The composition, structure, origin, and trophic functions of eukaryotes community trapped in seafoams are still, however, largely unexplored (Schilling & Zessner 2011, Das *et al.* 2024). Yet, such knowledge is essential for assessing the role of foams in the ecosystem functioning of the aquatic environment.

On the seashore of the eastern English Channel and North Sea during the spring bloom of *Phaeocystis globosa* (Haptophyte), a recurrent phenomenon of massive seafoam accumulation following agitated seawater and crashing waves is well documented (Lancelot 1995, Blaw *et al.* 2010, Peperzak and van Wezel 2023). Besides unpleasant visuals and odors (Lancelot 1995, Blaw *et al.* 2010), these seafoam deposits may concentrate pollutants (The Guardian 2023, Castagno 2025), various microorganisms (Schilling & Zessner 2011), and may provoke sediment anoxia (Spilmont *et al.* 2009). In addition, recent studies have reported that seafoams impair the behavior and metabolism of intertidal gastropods and are avoided by these organisms, which led to the identification

of a new taxis, i.e. aphrotaxis, coined from the ancient Greek word *aphrós*, 'seafoam' (Seuront *et al.* 2024, Cazalis-Henry *et al.* 2025).

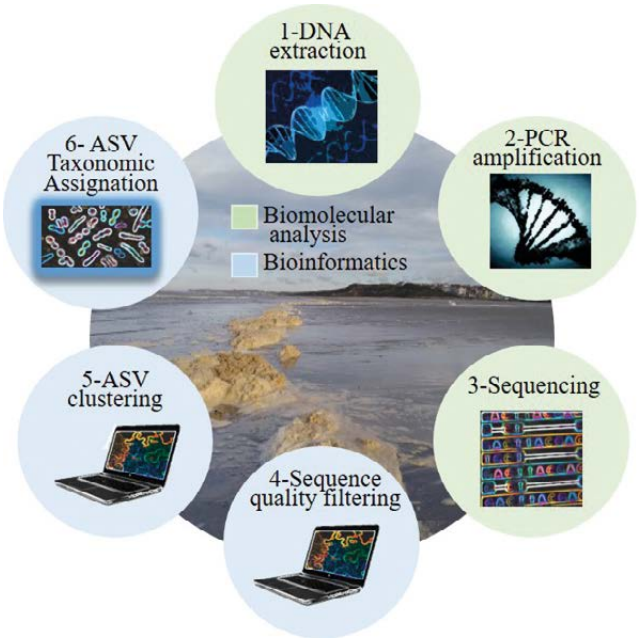


Figure 1. The different steps of the 18S rRNA gene Next Generation Sequencing.
Figure 1. Les différentes étapes du 18S rRNA gene Next Generation Sequencing.
ASV: Amplicon Sequence Variant, DNA: Deoxyribonucleic acid, PCR: Polymerase Chain Reaction.

In this study, we analyzed the community composition of eukaryotic microorganisms using high throughput sequencing of 18S rRNA marker gene on seafoam deposits (N = 30) and adjacent seawater (*N* = 32) at the beach of Wimereux (North of France) collected over the duration of the phytoplankton spring bloom, i.e. March-May 2023 (Fig. 1). A comparative analysis was performed to investigate differences between seafoam and seawater samples in microbial diversity, community structure, potential microbes origin along a seawater-land gradient, and trophic modes (e.g. autotroph, mixotroph, phagotroph, saprotroph, parasite). The origin and trophic modes were assessed according to available scientific literatures. Samples were also examined by light microscopy (Nikon Eclipse TE2000-S) and scanning electron microscopy (LEO 438 VP).

RESULTS AND DISCUSSION

Our results notably showed that eukaryotic communities trapped in seafoams were different from communities in adjacent seawater. Indeed, only 10 % of Amplicon Sequence Variants (ASVs, the molecular equivalent of species) were common between the two habitats (Fig. 2A). The result of diversity analysis showed that seafoams accommodate a greater richness of eukaryotic ASVs compared to seawater. These results support the hypothesis that seafoam is a transition habitat and is strongly influenced by interactions with (i) seawater and wave action, (ii) sands during seafoam formation and accumulation, and (iii) the continent under

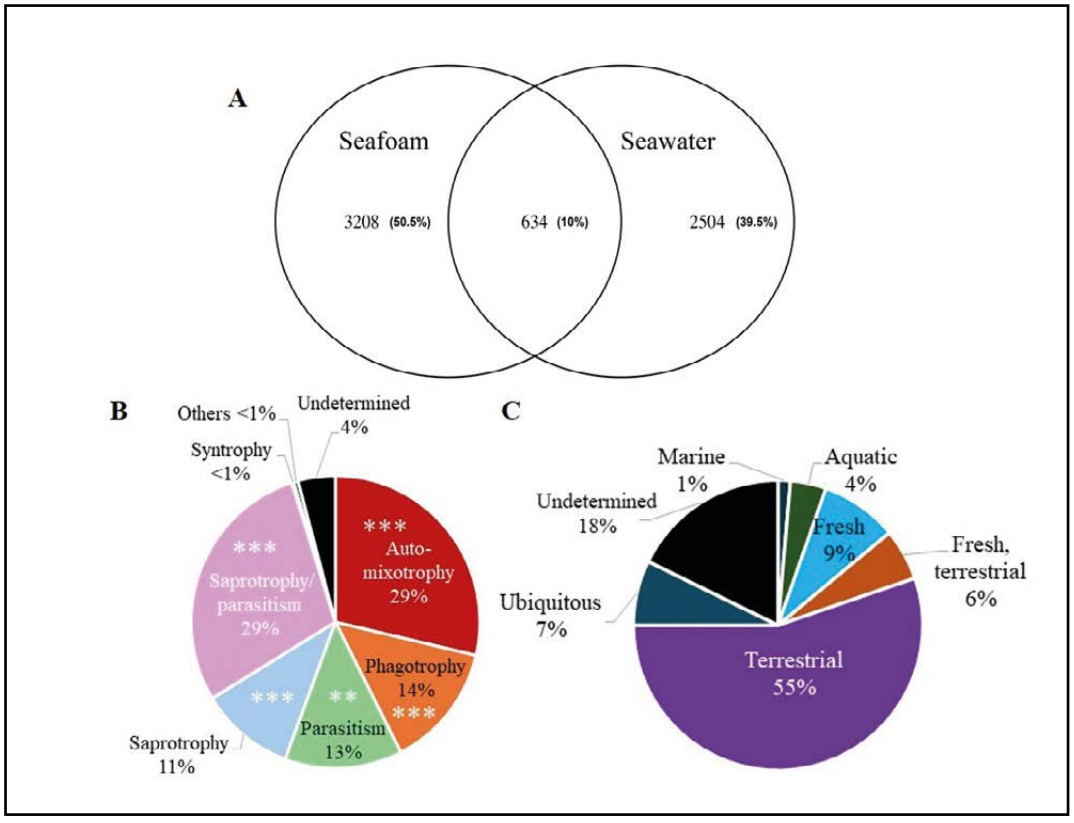


Figure 2. Comparison of eukaryotic communities between seafoam and adjacent seawater.
Figure 2. Comparaison des communautés eukaryotiques dans la mousse marine et l'eau de mer.
A. Venn diagram showing the number of shared and unique ASVs (Amplicon Sequence Variant) among seafoam and seawater; and **B&C.** The mean proportion (%) in seafoam of the different trophic modes of the eukaryotic ASVs and sources of saprobes and parasites (sea-continent gradient). Comparison between seafoam and seawater: (Mann-Witney test). *p<0.05, **p<0.005, ***p<0.0001.

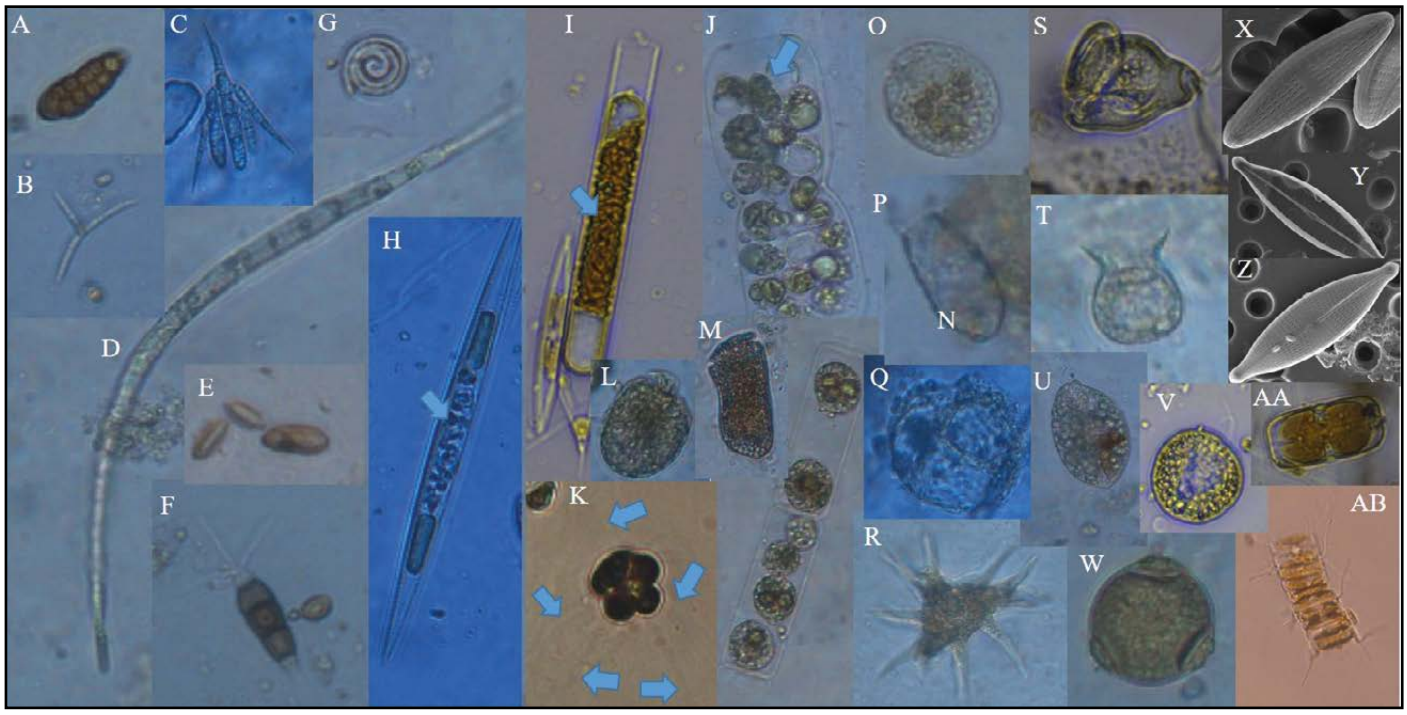


Figure 3. Example of abundant eukaryotic organisms found exclusively in seafoam deposits on the Wimereux beach.
Figure 3. Exemples d'eucaryotes abondants recensés uniquement dans la mousse déposée sur la plage de Wimereux.
Fungal conidia (A-J) of **A:** *Alternaria* sp. (Dothideomycetes), **B&C:** *Alatospora acuminata* and *Tetracladium. maxilliforme* (Leotiomycetes), **D:** *Amniculicola longissima* (Dothideomycetes), **E:** *Cladosporium* sp. (Dothideomycetes), **F:** *Neopestalotiopsis clavispora* (Sordariomycetes), **G:** *Neohelicosporium griseum* (Dothideomycetes), **H-I:** oomycete parasitoids, **J:** Chytrid-like in the diatom *Amphiprora*; **K:** *Micractinium pusillum* (Trebouxiophyceae, Chlorophyta); **L-M:** Dinophyceae (**L:** *Sinophysis* sp. ; **M:** *Apicoporus glaber*), **N-Q:** Cercozoa (Rhizaria) (**N:** *Cryothecomonas* sp. in the diatom *Guinardia delicatula*, **O:** Cryomonadida, **P:** Silicofilosea, and **Q:** *Ebria tripartita*); **R:** naked amoeba (Amoebozoa) ; **S:** Zoothamnium sp. (Peritrichia, Ciliata); **T:** *Strombidium* sp. (Oligotrichea, Ciliata); **U:** Euglenid; **V:** *Chlamydomonas* sp. (Chlamydomonadaceae, Chlorophyta) ; **W:** Pollen grain of *Betula_papyrifera* (Archaeplastida), and **X-AB:** the diatoms (Stramenopile, **X:** *Navicula perminuta*, **Y:** *N. gregaria*, **Z:** *N. veneta*, **AA:** *Parlibellus delognei*, and **AB:** *Attheya armata*). Not at scale.

the action of winds, precipitation and animals (Gobet *et al.* 2012, Whitman *et al.* 2014, Probandt *et al.* 2018, Okamoto *et al.* 2022). In addition, seafoams act as a sticky, sponge-like matrix trapping enormous organic contents.

More importantly, when considering the trophic modes of microorganisms, seafoams have 7-fold more ASVs affiliated to saprobes and parasites (corresponding to 53% of all ASVs, Fig. 2B) compared to seawater. However, considering the predominant land-origin of saprobes and parasites (i.e. associated to trees, lichens, plants including vegetables, soil, human gut and skin, and fresh water; 87% of the total ASVs, Fig. 2C), their viability in the intertidal zone and seafoam remain unknown. Such unknown also apply to about 25% of auto- mixotrophs, including pollen and remains of wild and cultivated terrestrial plants. Interestingly, certain fungi, amoeba, Rhizaria, dinoflagellates, ciliates, pollen, euglenid, chlorophytes and diatoms were present only in seafoams (Fig. 3), which may indicate that seafoam acts as selective filters accumulating species and taxa otherwise present at very low concentration in the bulk phase seawater, hence below the detection limits of our analytical approach.

CONCLUSION

Eukaryotic communities in seafoams are distinct from those in adjacent seawater. Given that seafoams typically occur at the sea-land interface, the seafoam-trapped eukaryotic communities were enriched by organisms originating from land, especially saprobes and parasites. Future studies are needed to investigate their variability as well as their biological activity in a habitat different from the ones they originated from.

References

Blauw A N., Los F J, Huisman J & Peperzak L (2010).- Nuisance seafoam events and *Phaeocystis globosa* blooms in Dutch coastal waters analyzed with fuzzy logic. *Journal of Marine Systems*, *83*(3-4):115-126.

Castagno P. (2025).- https://portcitydaily.com/local-news/government/2025/03/25/nc-state-researcher-finds-high-pfas-concentrations-in-sea-foam-along-local-beaches/ (USA).

Cazalis-Henry S, Spilmont N, Breton E, Elias F & Seuront L (2025).- Seafoam avoidance is driven by both chemosensory and contact cues and points towards the presence of soft-surface thigmotaxis in the intertidal gastropod *Littorina littorea*, *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 583:152085.

Das R, Chanakya H & Lakshminarayana R (2024).- Insights on foaming in surface waters: A review of current understandings and future directions, *Chemical Engineering Journal*, 493: 152472,

Gobet A, Böer S I, Huse S M, Van Beusekom J E E, Quince C, Sogin, M L, Boetius A & Ramette A. (2012).- Diversity and dynamics of rare and of resident bacterial populations in coastal sands. *The ISME Journal*, 6(3); 542-553.

Lancelot C. (1995).- The mucilage phenomenon in the continental coastal waters of the North Sea. *Science of The Total Environment*, *165*(1-3): 83-102

Okamoto N, Keeling P J, Leander B S & Tai V. (2022).- Microbial communities in sandy beaches from the three domains of life differ by microhabitat and intertidal location. *Molecular Ecology*, *31*: 3210–3227.

Peperzak L & van Wezel R (2023).- Human fatalities related to a *Phaeocystis* harmful algal bloom in the North Sea, *Harmful Algae*, 130:,102545.

Probandt D, EickhorstT., Ellrott A. *et al.* (2018).- Microbial life on a sand grain: from bulk sediment to single grains. *ISME Journal*, 12: 623–633.

Schilling K & Zessner M (2011).- Seafoam in the aquatic environment. *Water Research*, *45*(15), 4355-4366.

Seuront L, Henry S, Breton E, Spilmont N, & Elias F (2024).- Marine seafoams impede metabolic and behavioural traits in the rough periwinkle *Littorina saxatilis*. *Marine Environmental Research*, *197*, 106486.

Spilmont N, Denis L, Artigas L F, Caloin F, Courcot L, Créach A, Desroy N, Gevaert F, Hacquebart P, Hubas C, Janquin M-A, Lemoine Y, Luczak C, Migné A, Rauch M & Davoult D (2009).- Impact of the *Phaeocystis globosa* spring bloom on the intertidal benthic compartment in the eastern English Channel : A synthesis. *Marine Pollution Bulletin*, *58*(1), 55-63.

Whitman R, Harwood VJ, Edge TA, Nevers M, Byappanahalli M, Vijayavel K, Brandão J, Sadowsky MJ, Alm EW, Crowe A, Ferguson D, Ge Z, Halliday E, Kinzelman J, Kleinheinz G, Przybyla-Kelly K, Staley C, Staley Z & Solo-Gabriele HM (2014).- Microbes in Beach Sands: Integrating Environment, Ecology and Public Health. Reviews in Environmental Science and Bio/technoly (The Netherlands). 13(3): 329-368

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 175-194, 2025

SUR LES TRACES DES PIONNIERS DE LA GÉOLOGIE DU SUD-AVESNOIS

Francis Meilliez

UMR8187 Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) – CNRS–Université de Lille-Université Littoral Côte d'Opale, Cité Scientifique, bâtiment SN5, 59655, Villeneuve d'Ascq CEDEX
francis.meilliez@univ-lille.fr

Hervé Capelle
Mickaël Swialkowski

Résumé

Le développement des carrières de granulats de l'Avesnois (Calcaire Carbonifère) se poursuit et nécessite de temps à autre de réviser son insertion dans une représentation géologique plus large. Cette excursion est focalisée sur les carrières méridionales, après avoir revisité les sites dévoniens par lesquels la connaissance géologique régionale a débuté.

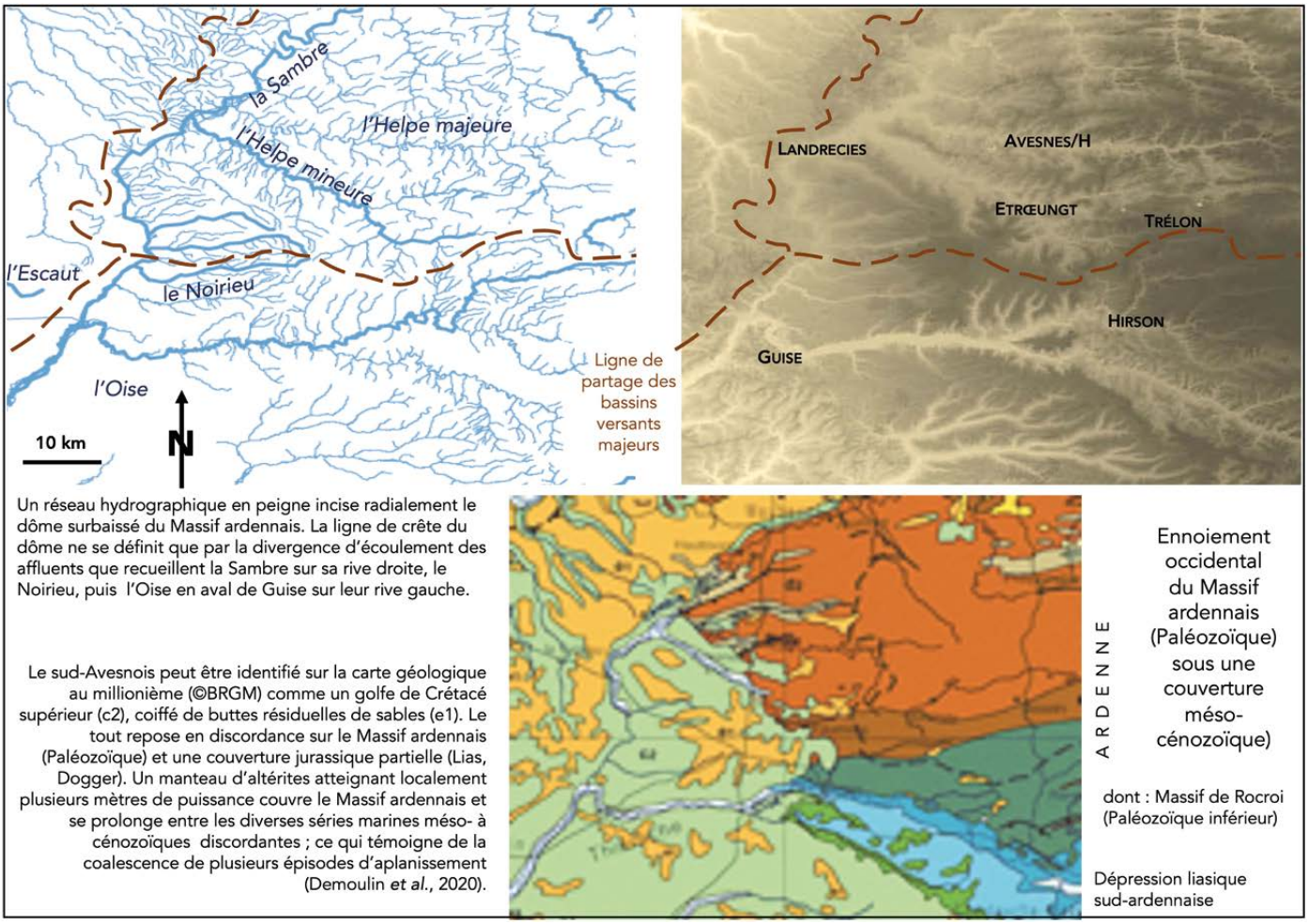
Abstract

The development of the Avesnois aggregate quarries (Carboniferous limestone) continues and occasionally requires a review of their place within a broader geological context. This excursion focuses on the southern quarries, after revisiting the Devonian sites where regional geological knowledge began.

INTRODUCTION

Sud-Avesnois n'est pas un terme officiel, mais situe bien un territoire de transition aux confins du Massif ardennais et du Bassin de Paris (Fig. 1). Un paysage convexe est armé

Fig. 1 – Contexte morphologique, hydrographique et géologique du Sud-Avesnois. Sources des fonds de cartes : CAUE (S-Pass Territoires) pour les deux premières cartes ; BRGM (InfoTerre) pour la carte géologique.
Fig. 1 – Morphological, hydrographic and geological context of southern Avesnois. Map sources : CAUE (S-Pass Territoires) for the first two maps; BRGM (InfoTerre) for the geological map.



par l'ennoiement du premier (substratum paléozoïque) sous le second (couverture méso-cénozoïque). Un réseau hydrographique secondaire incise, selon une organisation radiale, la surface complexe qui résulte de plusieurs épisodes d'aplanissement (Demoulin *et al.*, 2020). Seule la divergence des écoulements superficiels, le long de la gouttière périphérique formée par les vallées de la Sambre et de l'Oise, permet de tracer la ligne de partage entre les bassins-versants majeurs de l'Oise et de l'Escaut. Cette ligne de crête (!) est si faiblement marquée que le cours d'eau aujourd'hui appelé *Ancienne Sambre* ne rejoint la rive droite de l'Oise via le Noirieu que grâce à un détournement réalisé en 1684 avec un très modeste barrage (Rabelle, *in* Meilliez *et al.*, 2019). Ce fut l'une des conséquences du rattachement politique de ce territoire à la France[1]. L'ajout d'eau supplémentaire dans le Noirieu permettait d'abord de soutenir le transfert de bois ardennais par flottation pour alimenter la capitale ; il contribue aussi à soutenir le niveau d'eau dans le canal de Saint-Quentin, via la Rigole du Noirieu (Meilliez *et al.*, 2022).

Tant que l'occupation du sol dépendait surtout des décisions des paysans qui le cultivaient, le territoire était marqué par la transition paysagère entre la campagne ouverte du Cambrésis et le bocage de la Thiérache (Gamblin, 1959). Les matériaux utilisés dans l'habitat antérieur aux Trente Glorieuses en témoignent également : d'ouest en est, les murs de brique laissent progressivement place à la pierre calcaire (linteaux, marches d'entrée, chaînage puis murs), tandis que la tuile cède le pas à l'ardoise.

Les carrières locales (pierre, sable) ont très vite attiré l'attention des premiers géologues. C'est ainsi que Hébert (1855) présenta devant la SGF, à Paris, un point d'étape sur la découverte géologique de l'Ardenne française. Il y a notamment évoqué les travaux de son préparateur, Jules Gosselet, dont les jeunes années s'étaient passées à Landrecies (Barrois, 1920). Il a rappelé que la première esquisse de colonne stratigraphique de l'Ardenne fut l'œuvre de d'Omalius d'Halloy (1808). Puis, la première visite de la Société Géologique de France en Ardenne, en 1835, fut l'occasion d'en présenter une version améliorée, accompagnée de la première coupe géologique superficielle calée sur la vallée de la Meuse entre Charleville et Namur (Dumont & de Henezel, 1835). La séance de 1855 à la SGF a aussi donné à Buckland l'occasion de proposer une corrélation avec les observations réalisées dans les Îles Britanniques.

1. Le tropisme administratif était passé de Gand à Paris.

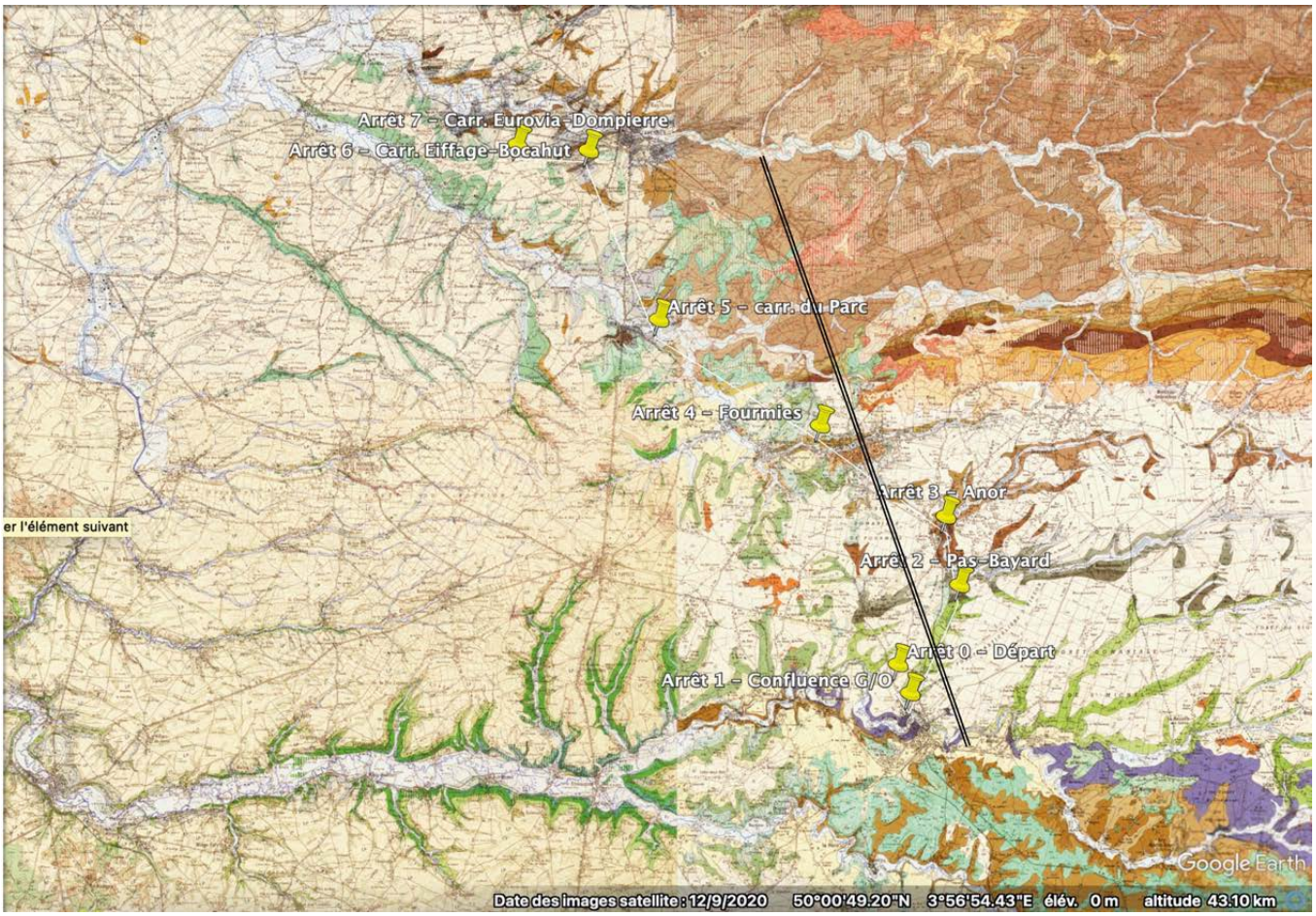


Fig. 2 – Montage de fonds de cartes géologiques à 1/50 000 (BRGM/InfoTerre). Les points d'arrêt ont été localisés sur support de Google-Earth.
Fig. 2 – Assembly of geological base maps at a scale of 1:50,000 (BRGM/InfoTerre). The stopping points were located using Google Earth.

Le circuit proposé à la SGN ce 22 mars 2025 reprend quelques sites évoqués par Hébert en 1855 pour faire un état des connaissances sur un territoire dont la cartographie géologique de détail (Fig. 2) est très difficile pour deux raisons majeures. La première est l'occupation du sol, partagé entre cultures, forêt, urbanisme et voiries ; la seconde résulte de la disposition en éventail de couches biseautées dans le contexte de bordure de bassin sédimentaire persistant depuis le Lias (Gély *et al.*, 2014). Chaque période d'exhumation a entraîné une corrosion météorique qui, en outre, a piégé les dépôts plus récents, transgressifs et discordants. Barrois (1879) en a fait une démonstration très convaincante en décrivant un très grand nombre d'affleurements entre la Sambre et l'Aisne.

Pour ces raisons, ce compte rendu se limite à décrire les affleurements et leur historique. Leur intégration dans une coupe géologique, intégrant des données plus profondes fera l'objet d'une prochaine publication.

Enjeux scientifiques et conséquences sur l'aménagement du territoire

L'Ardenne, un jeune massif ancien

Il est facile aujourd'hui (2025) de dénoncer le raisonnement apparemment lacunaire des pionniers. Cependant, il faut faire l'effort de se replacer dans la perspective qui était la leur, tout en ayant en tête nos connaissances actuelles ; ce qui permet de prendre conscience de pistes éventuellement délaissées. Nombre d'affleurements, dégagés à l'occasion d'ouvertures de voies routières et ferroviaires, nous sont aujourd'hui inaccessibles, sauf par les publications qui les localisent de façon plus ou moins précise.

C'est ainsi que, au milieu du XIX^{e} siècle, ceux qui découvraient le long des flancs des vallées, les séries sédimentaires plissées et faillées paléozoïques sous un manteau d'altérites, ne pouvaient qu'imaginer contempler les témoins d'un relief orogénique en voie d'arasement. D'où le succès persistant de la notion de *pénéplaine miocène* (Briquet, 1908). Il aura fallu l'intuition de La Vallée Poussin (1875) pour oser avancer l'hypothèse que le soulèvement ardenno-rhénan est un processus en cours, relatif, suffisamment lent pour qu'un réseau hydrographique conséquent en incise la surface, tandis que quelques cours d'eau pré-existants s'enfonçaient sur place, en travers du bombement régional : Rhin, Moselle, Meuse. Le débat est toujours ouvert, au fil du gain actuel dans la précision des observations, pour faire la part entre ce mécanisme régional (antécédence et/ou surimposition) et les accommodations locales (captures) (Demoulin *et al.*, 2020).

On doit aussi rappeler qu'au temps des pionniers, ni l'astronomie, ni la tectonique des plaques, ni les variations climatiques et leurs incidences respectives sur les niveaux marins relatifs n'apportaient de clés de lecture sur des phénomènes qui modulent les actions locales du couple érosion/sédimentation.

Reconnaître la discordance qui délimite le Massif de Rocroi

La géologie des terrains sédimentaires a connu un progrès décisif dès le début du XIX^{e} siècle avec l'élaboration de la méthode paléontologique dont Hébert a été l'un des artisans. Sans surprise, par raison historique, c'est de l'observation des côtes britanniques, des carrières en région parisienne et en Europe centrale que sont issus les systèmes géologiques de référence initiaux (Fig. 3B), tandis qu'aujourd'hui, la définition des « clous d'or » est plus universelle (voir Webographie : Stratigraphie).

Dumont était un mineur, pour qui l'analyse géométrique des structures géologiques primait sur l'approche paléontologique pour en déduire l'ordonnancement temporel de leur mise en place. Dans le mémoire où il décrit la succession des Terrains ardennais et rhénans (Dumont, 1847), les premiers sont dominés par les *schistes ardoisiers*, et les seconds par des *schistes non ardoisiers, des psammites et des quartzites*. À l'époque, la définition géomécanique de la schistosité n'existe pas encore – le mot ne désigne qu'un type de débit plutôt fin – mais, par intuition, Dumont considère que les couches qui composent ce qu'on appelle aujourd'hui le Massif de Rocroi (Fig. 1) paraissent plus sévèrement déformées, et donc plus anciennes, que celles qui les surmontent (ses Terrains rhénans : Fig. 3A). D'ailleurs, il note qu'une discordance sépare les deux ensembles, mais sans en comprendre la signification tectonique qu'on lui prête aujourd'hui. En adoptant ces choix, Dumont range *son système gédinien* dans les Terrains ardoisiers. Ce que Hébert (1855) dénonce en rappelant les multiples découvertes fossilifères effectuées autour de Mondrepuis (carte d'Hirson : Fig. 2) qui conduisent à le placer à la base du Dévonien (Fig. 3A). Par la suite, la valeur stratigraphique de la coupure paléontologique a été confirmée, de même que l'observation structurale (discordance) par Dumont.

Observer l'évolution d'une sédimentation clastique vers une plate-forme carbonatée

La colonne stratigraphique observée dans la vallée de la Meuse reste la référence la plus accessible (Fig. 3C). Toutefois ce mode de présentation en colonne unique ne rend pas compte des variations latérales de faciès exposées dans d'autres vallées incisées dans le plateau ardennais. Dans la vision actuelle, la plate-forme ardennaise raconte une période de sédimentation détritique (Dévonien inférieur à moyen), nourrie par la destruction de reliefs mal connus, et passant progressivement à une plate-forme carbonatée (Givétien). Puis le retour d'un épisode détritique (Dévonien supérieur) témoigne de l'arasement de reliefs localisés au nord cette fois, avant le retour à une plate-forme carbonatée généralisée à toute l'Europe (ex Dinantien = Mississippien actuel). Au-dessus, en discordance régionale, un bassin d'avant-pays raconte (ex-Silésien = Pennsylvanien actuel) la convergence relative

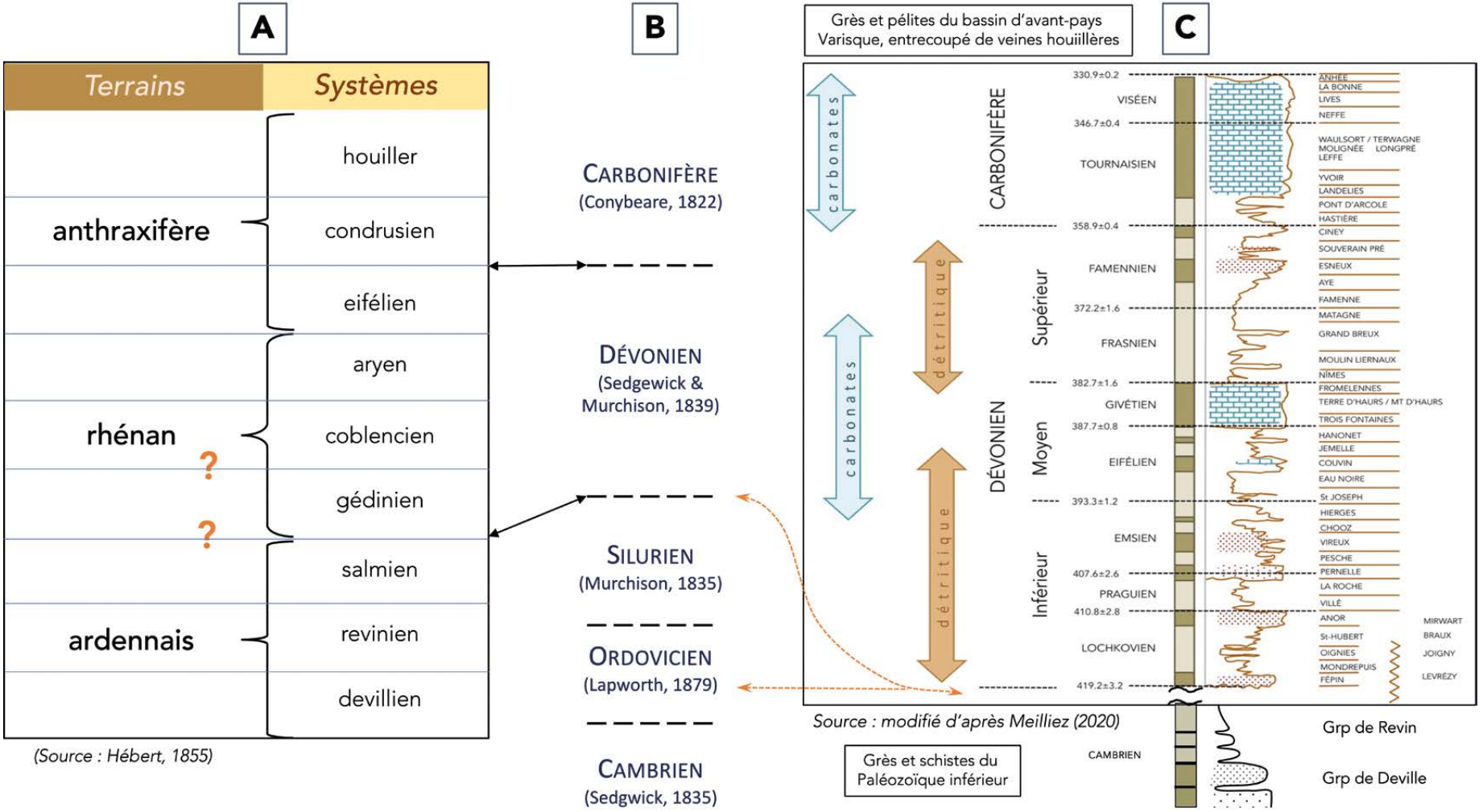


Fig. 3 – Montage de tableaux stratigraphiques illustrant l'évolution des idées. A – Tableau rapporté de Hébert (1855) ; B – Succession actuelle des systèmes géologiques ; C – Tableau synthétique de la succession des formations géologiques observées le long de la Meuse entre Charleville et Namur, avec indication graphique de leur contraste rhéologique.
Fig. 3 – Assembly of stratigraphic tables illustrating the evolution of ideas. A – Table reported by Hébert (1855); B – Current succession of geological systems; C – Summary table of the succession of geological formations observed along the Meuse between Charleville and Namur, with a graphical indication of their rheological contrast.

du paléocontinent gondwanien et de l'ensemble Laurasia. Le rapprochement des continents provoque l'émergence de reliefs nouveaux, méridionaux, qui alimentent une sédimentation détritique corrélative qui s'étale vers le nord, comble l'espace résiduel, marin puis lacustre, envahi par une forêt houillère. La tectonique très vivace s'exprime par la combinaison d'extensions localisées – la subsidence saccadée expliquée par Pruvost (1930) – dans un contexte de raccourcissement par écaillage crustal (Raoult & Meilliez, 1987). Un volcanisme explosif accompagne ces déformations et leur sédimentation corrélative, et en jalonne les étapes (Bouroz *et al.*, 1983).

S'arrêtant dans les carrières du secteur d'Avesnes/Helpe, l'excursion du 22 mars 2025 n'abordera pas le passage à la sédimentation houillère, corrélative de la déformation de la plate-forme ardennaise dans le contexte de l'orogène varisque (Meilliez & Goemaere, 2020).

SITES VISITÉS LE 22 MARS 2025

Arrêt 1 – Discordance du Lias sur le Cambrien à Hirson (Fig. 4)

Du carrefour situé à proximité du cimetière d'Hirson, descendre vers le sud-est par la rue Joubert Philips, qu'une rangée de maisons sépare de l'Oise. Dans les 100 derniers mètres avant de rejoindre l'Oise, observer les affleurements (Cambrien) de schistes et grès en bancs minces, déformés par des plis fermés à surface axiale verticale de direction nord-ouest - sud-est et à charnières très redressées et dispersées dans le débit schisteux.

Environ 300 m en aval de la confluence du Gland en rive droite de l'Oise (Fig. 4A), remonter la rue du Haubert qui longe une maison d'apparence abandonnée, adossée à un espace vert, séparé du stade par le cours incisé du Gland. Le même type d'alternances plissées de grès et schistes constitue la base verticale d'un talus herbeux, incliné. En grattant délicatement la base de ce dernier, on dégage directement une marne sombre, bleutée, grossièrement feuilletée. Les premiers décimètres contiennent des plaquettes d'épaisseur centimétrique, carbonatées et silteuses, fossilifères, voir lumachelliques (Fig. 4B). Elles montrent divers brachiopodes, mollusques, tentaculites, etc. Au-dessus, dans la masse de la marne il n'est pas rare de trouver des bélemnites. Le Lias est faiblement penté vers le nord. Une coupe géologique verticale, à peu près orientée nord-sud, dessinée à main levée, précise les relations géométriques entre les composants du site. La répartition des affleurements de marnes liasiques sur la carte géologique oblige à admettre soit que le rivage

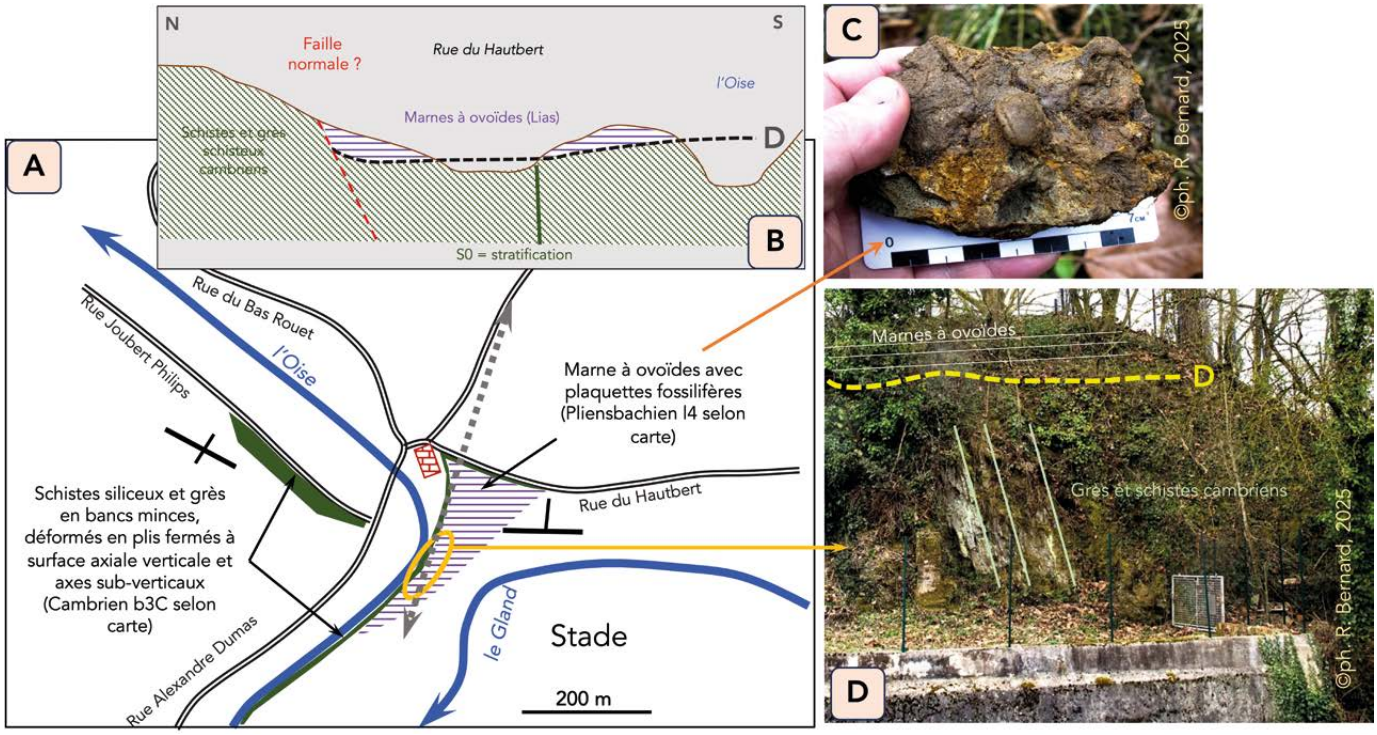


Fig. 4 – Hirson : **A** – carte simplifiée de la discordance du Pliensbachien (Lias) sur le Cambrien : les talus de rive droite de l'Oise permettent de voir les Marnes à ovoïdes (l4 de la carte géologique) reposer à peu près à angle droit sur la tranche de la série schisto-gréseuse cambrienne, déformée par des plis fermés verticaux. **B** – Coupe à main levée illustrant les relations structurales en travers de la rue d'Hautbert (d'après croquis réalisé en 1982 : référence carnet FM-F186). **C** – Photo (C) d'une plaque de calcaire gréseux très fossilifère, prise sur la surface de discordance. **D** – Photo annotée de l'affleurement exposé en rive droite de l'Oise, qui pourrait être un site de référence pour observer la discordance du Lias sur le Cambrien.
Fig. 4 – Hirson: A – simplified map of the Pliensbachian (Lias) unconformity on the Cambrian: the slopes on the right bank of the Oise reveal the ovoid marls (l4 on the geological map) lying at roughly a right angle to the edge of the Cambrian schist-sandstone series, deformed by closed vertical folds. B – Freehand cross-section illustrating the structural relationships across Rue d'Hautbert (based on a sketch made in 1982: reference notebook FM-F186). C – Photo (C) of a slab of fossiliferous sandstone limestone, taken on the surface of the unconformity. D – Annotated photo of the outcrop exposed on the right bank of the Oise, which could be a reference site for observing the unconformity between the Lias and the Cambrian.

était ici marqué d'une paléofalaise, soit qu'une modeste faille normale (rejet vertical apparent d'une bonne dizaine de mètres) ait accompagné la transgression liasique, soit encore que cette faille soit plus récente (cénozoïque ?), mais antérieure aux dépôts de limons périglaciaires. Au sol, rien ne permet d'identifier la bonne hypothèse.

La carte géologique d'Hirson ne mentionne pas cet affleurement de la rue du Hautbert qu'elle situe dans le lit majeur du Gland. Toutefois les auteurs de la notice décrivent les mêmes lithologies à Petit Loudier, environ 2 kilomètres en aval, en rive droite de l'Oise.

Le principal intérêt de cet affleurement est de révéler la possibilité d'aménager en station pédagogique une paroi d'environ 4 m de haut, pour bien montrer la discordance des *Marnes à ovoïdes* (Pliensbachien) sur le Cambrien (Fig. 4C). Placée en rive droite de l'Oise, face à la rue Joubert Philips, elle peut être observée depuis la rive gauche à partir d'une plate-forme derrière un poste électrique. Pour l'instant le Cambrien est bien visible dans cette paroi, tandis que la discordance est masquée par de la végétation. Une proposition sera portée par la SGN devant la CRPG (Commission Régionale du Patrimoine Géologique).

Arrêt 2 – La Formation de Fépin, base de la série dévonienne (Pas-Bayard) (Fig. 5)

D'Anor à Hirson, une vallée à fond plat, large d'environ 500 m, est incisée de 10 à 15 m dans le plateau couvert d'altérites et de limons. Elle descend du nord-nord-ouest vers le sud-sud-est (azimut ≈ 155) sur les terrains dévoniens, puis du nord-nord-est vers le sud-sud-ouest (azimut ≈ 200) sur les terrains cambriens. Dans le Dévonien, l'érosion différentielle met en évidence les couches résistantes (détritique siliceux), redressées et sub-orthogonales à la vallée, entre lesquelles les couches moins résistantes (schistes argileux) collectent les ruissellements de cette partie du dôme ardennais (Fig. 1). Ce drainage est organisé autour de deux vallées qui descendent vers l'ouest-sud-ouest (azimut ≈ 260), selon la direction des couches dévoniennes. Au nord, le Ruisseau des Anorelles, de débit modeste, rejoint à Anor la vallée principale dans laquelle il s'engage par un coude brusque vers la gauche (Fig. 5). Au sud, un débit plus important constitue le cours supérieur de l'Oise, qui rejoint aussi la vallée principale par un coude brusque à gauche, au Bois de Milourd.

Au nord et au sud de la carrière deux barrages de régulation portent aujourd'hui un intérêt économique d'ordre touristique et environnemental. « *Les systèmes d'eau courante, mêmes modifiés, continuent de fonctionner, mais de manière différente* » (Lévêque, 2021). Et l'auteur ajoute (p. 167) : « *L'analyse des conséquences environnementales des barrages nécessite une démarche de nature systémique qui n'avait pas été adoptée à l'origine.* »

Quelques centaines de mètres en aval de ce dernier point (Fig. 5A, point A), une carrière abandonnée est aujourd'hui un lieu privilégié d'observation, car le Club Alpin local l'entretient et l'utilise comme école d'escalade[2]. Un premier signalement à la Société Géologique du Nord avait été fait par Gronnier (1887), professeur au collège de St-Amand, qui n'a pas laissé de note écrite. Connue sous le nom de carrière du Pas-Bayard elle est l'objet d'une fiche descriptive par la CRPG (PIC0051). C'est l'un des sites qui ont servi à définir la *Formation de Fépin* (Meilliez, 1984 ; Meilliez & Blieck, 1994) dont le dépôt a « fossilisé » la surface sur laquelle a transgressé la série marine dévonienne. Ici, une série détritique stratifiée a été préservée sur une quarantaine de mètres d'épaisseur. Elle témoigne d'un réseau hydrographique torrentiel qui a raviné la périphérie d'une île (ou d'une presqu'île) soumise à érosion il y a environ 420 Ma (Fig. 2C)[3].

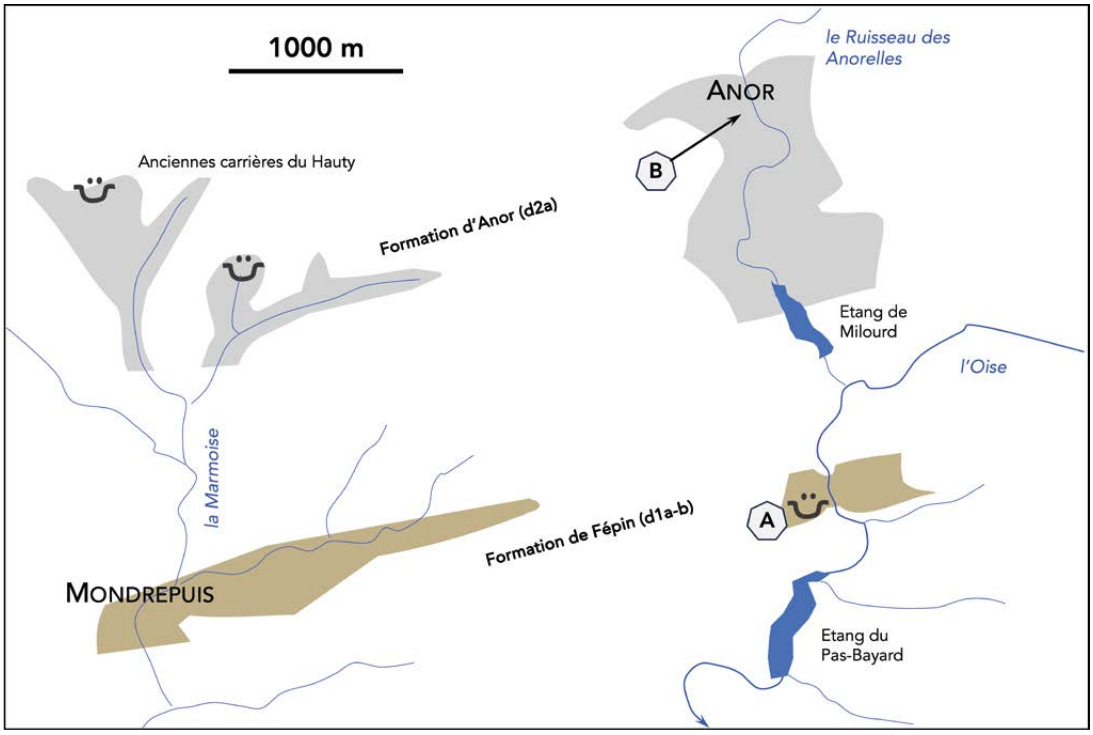
Les évènements torrentiels de l'année 2024 en Europe occidentale (Webographie : *The conversation* du 11/07/2024), ont fourni des images qui évoquent très bien les conditions d'accumulation de tels dépôts, très destructeurs (Chamley, 2002, p. 148). Bien que spectaculaires, de tels évènements ne se répètent pas fréquemment en un même endroit. Si un seul dépôt (un événement # un banc) peut ne prendre que quelques heures à quelques jours, l'intervalle de temps entre deux bancs sur un même site peut se mesurer en siècles.

Un tel événement (pluie orageuse, rupture d'un barrage) libère brusquement une grande quantité d'eau. En descendant les pentes, la coulée acquiert une énergie cinétique qui lui permet d'arracher les particules de toutes tailles jonchant le sol (voir Encadré : le diagramme de Hujlström et Fig. 6). Elle crée un système de rigoles dans lesquelles le fluide chargé accroît sa densité, ce qui lui permet d'incorporer des éléments encore plus lourds. Une boucle de rétroaction positive est à l'œuvre, de telle sorte que la coulée de débris grossit tant que son énergie croît. La seule manière de casser cette dynamique est de rencontrer des obstacles qui contribuent à dissiper cette énergie, et/ou à s'étaler sur une pente moins forte. C'est le principe du ragréage, bien connu des carreleurs, qui détermine la planéité de la surface supérieure du dépôt. C'est le mécanisme de dépôt des bancs conglomératiques (Fig. 6D, E, F), dont les critères d'identification sont résumés ici :

- ✧ le fait que les galets ne sont pas strictement jointifs, mais emballés dans la matrice ;
- ✧ une texture telle que les plus gros éléments ne sont pas confinés à la base du banc, mais plutôt vers le tiers inférieur ;
- ✧ une relation de proportionnalité entre la puissance des bancs et la taille moyenne des éléments transportés ;
- ✧ un mélange de galets (de grès à quarzites) encore anguleux (peu de transports) à très émoussés (cumul de plusieurs épisodes de transport).

2. En proposant une analyse dans cette carrière, les élèves du lycée Joliot Curie (Hirson), Bourgeois Léo et Bidault Juliette ont remporté les olympiades académiques de Géosciences, accompagnés par leur professeure, Muriel Canut.

3. A la demande générale d'un co-auteur, rendez-vous est pris pour un article qui actualise la connaissance sur la paléogéographie dévono-carbonifère.



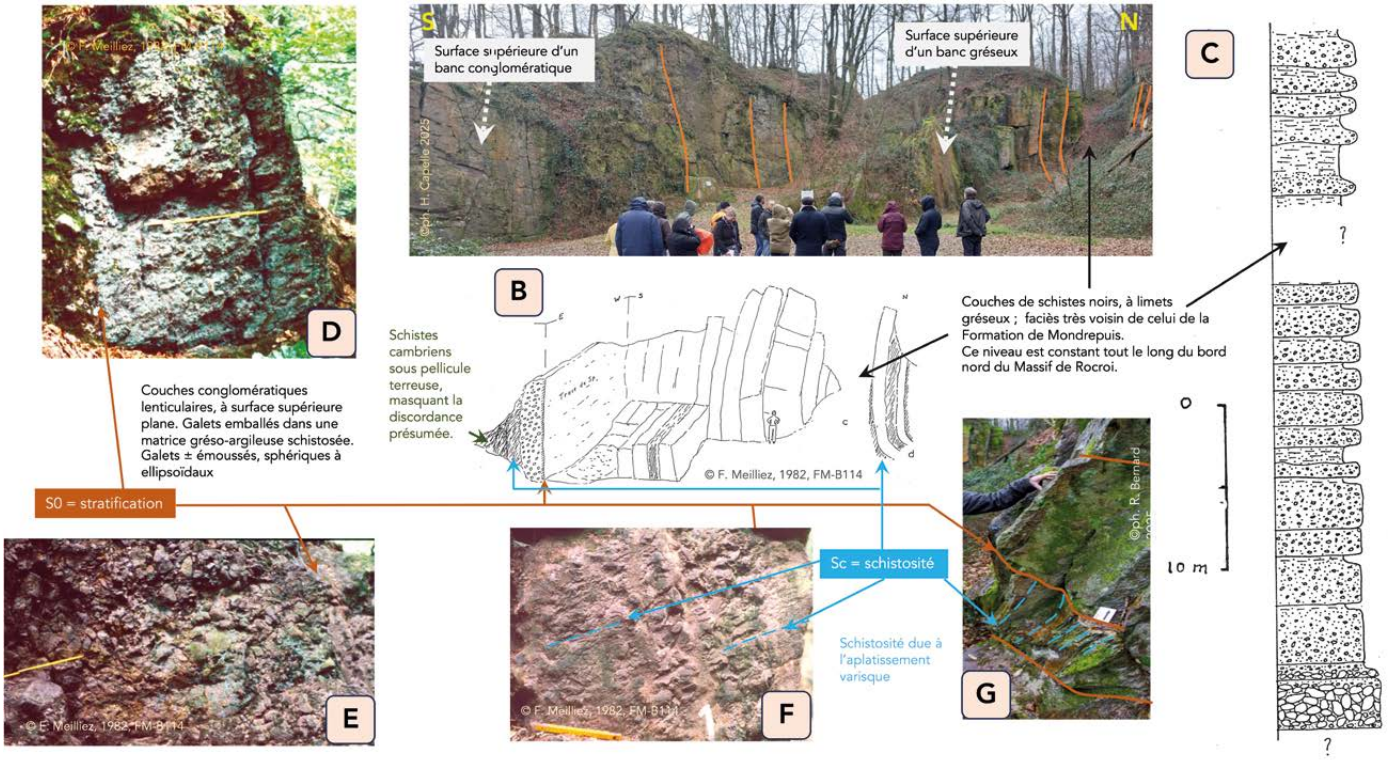


Fig. 5 – L'ancienne carrière dite du Pas-Bayard : **A** – carte simplifiée avec les cours d'eau et les affleurements identifiés sur la carte géologique d'Hirson (cf. Fig. 2) ; **B** – panorama partiel actuel (©photo H. Capelle, 250322) et dessin plus ancien, avec mise en perspective (©F. Meilliez, 1982, référence carnet FM-B114), réalisé sous un angle un peu oblique ; **C** – colonne lithostratigraphique levée séquence par séquence en 1982 (FM-B114) ; **E** – fragment du banc conglomératique le plus basal de la série observable à ce jour (©photo H. Capelle, 250322) ; **F** – Photo de bancs de grès grossier surmontant un banc de schistes gréseux : la disposition en éventail de la schistosité indique que cet affleurement participe à la charnière d'un pli synforme, déjeté vers le nord.

Fig. 5 – The former quarry known as Pas-Bayard: A – simplified map showing watercourses and outcrops identified on the geological map of Hirson (see Fig. 2); B – current partial panorama (©photo H. Capelle, 250322) and older drawing, with perspective (©F. Meilliez, 1982, reference notebook FM-B114), taken from a slightly oblique angle; C – lithostratigraphic column surveyed sequence by sequence in 1982 (FM-B114); E – fragment of the most basal conglomeratic bench in the series observable to date (©photo H. Capelle, 250322); F – Photo of coarse sandstone beds overlying a bed of sandy schist: the fan-shaped schistosity indicates that this outcrop forms part of the hinge of a synform fold, tilted towards the north.

Une coulée qui termine sa course dans une masse d'eau (lac, mer) subit un tri granulométrique très efficace, classant les particules transportées. En atteste la continuité entre la matrice du conglomérat et le lit gréso-argileux qui le coiffe (Fig. 5F). Le mécanisme résumé ici est décrit avec ses variables et ses variantes par Martinsen (1994).

Les bancs conglomératiques sont surmontés de bancs lenticulaires, à grain grossier (jusqu'à plus de 2 cm), mal classés, à matrice surtout sableuse. La série, désignée comme *Arkose d'Haybes* par Gosselet (1888), est intégrée à la *Formation de Fépin* (Meilliez & Blieck, 1994). Il est pris acte du travail de Michot (1963) qui a expliqué le caractère inapproprié de l'appellation « arkose », consécutive à une surestimation de la présence de feldspaths dans ces couches. La puissance de la série est de l'ordre d'une bonne trentaine de mètres ; les bancs individuels varient de quelques centimètres à plus d'un mètre (Fig. 5B, C, G). Ces dépôts témoignent d'un fonctionnement de rivière en tresses, avec des graviers tractés en fond de lit par des courants variables en intensité, dans l'espace et dans le temps, et avec vannage des fractions fines (argiles, limons). Certains bancs, surtout dans la partie supérieure de la série, laissent apparaître les traces de système interne à stratification oblique. Ce mécanisme est également bien connu (Bravard & Petit, 2000).

En montant dans la série, des lits argileux noirs (organiques), lardés de petits limets gréseux, pyriteux pour certains, sont plus abondants, tandis que leur étendue, leur épaisseur s'accroissent, jusqu'à une couche qui, aujourd'hui, mesure environ 4 m d'épaisseur. Cette dernière a été reconnue au long du bord nord du Massif de Rocroi, de la vallée de l'Oise à celle de la Hulle (Belgique), à l'est de la Meuse. Elle témoigne d'une incursion marine qui s'affirmera un peu plus tard avec la *Formation de Mondrepuis* (Meilliez & Blieck, 1994). L'ensemble de la série est reconnu d'âge lockhovien (Fig. 2C).

L'aspect frustrant de cette carrière est qu'en dépit de recherches sans moyen mécanique particulier, il n'est guère possible de voir le contact discordant de la Formation de Fépin sur les schistes et grès cambriens. Ni dans la pâture au sud, ni le long de la berge de rive droite.

Arrêt 3 – La série gréseuse d'Anor (Dévonien Inférieur) (Fig. 2 ; Fig. 5A, point B)

Le point culminant du Nord – Pas-de-Calais était localisé sur la commune d'Anor, à 224 m, jusqu'à ce que la redéfinition des Hauts-de-France ne le transfère sur le territoire de Watigny, au nord-est de St-Michel-en-Thiérache (295 m). Toutefois la géologie de la commune d'Anor a été d'abord connue grâce aux carrières exploitées dans le Bois du Hauty

Encadré I : Le diagramme de Hujlström (1902-1982 / 1939)

L'intérêt de ce diagramme est davantage pédagogique que scientifique. Il illustre la mobilité d'une particule détritique sous l'action d'une eau courante. Construit de façon expérimentale, il ne suffit plus aujourd'hui pour une étude sédimentologique précise. En effet, il considère toute particule comme détritique, ne se désagrégeant pas, sans souci de sa forme, et surtout sans cohésion entre particules voisines. Grâce à quoi, il est simple à comprendre.

Les particules les plus faciles à mobiliser par un courant d'eau faible (0,10 à 0,12 m/s, soit environ 400 m/h) ont un diamètre de l'ordre de 0,1 à 1 mm, c'est-à-dire les limons grossiers et sables fins. Cette classe granulométrique forme l'essentiel de la couverture des sols régionaux. Une eau circulant à près de 4 km/h (≈ 10 cm/s), soit la vitesse d'un marcheur moyen, peut « embarquer » une granulométrie allant de l'argile grossière (0,05 mm) au gravier (10 mm).

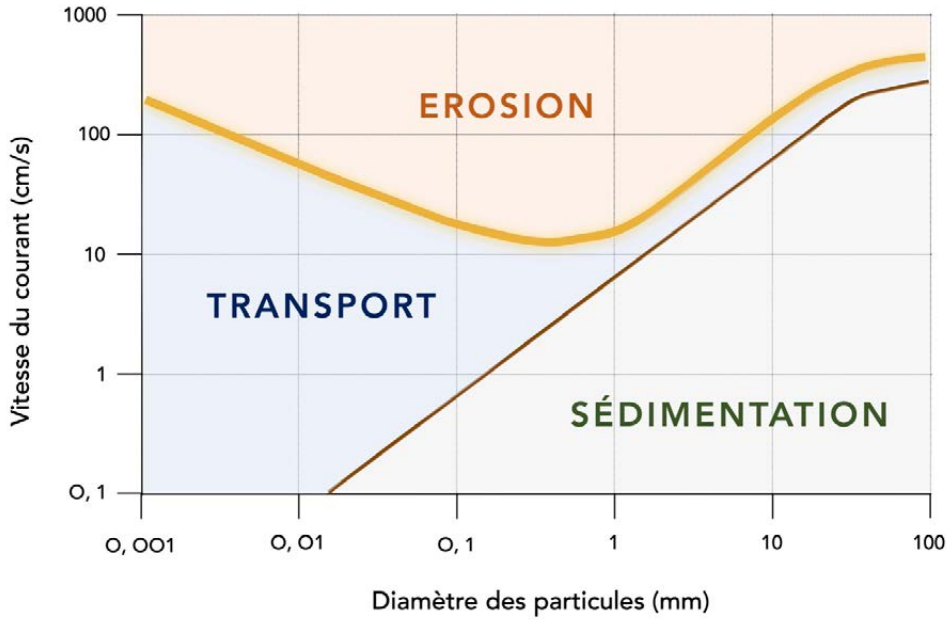


Fig. 6 – Diagramme de Hujlström rendant compte de la capacité d'un cours d'eau à transporter une fraction granulométrique, moyennant quelques hypothèses simplificatrices (voir texte).
Fig. 6 – Hujlström diagram showing the capacity of a watercourse to transport a grain size fraction, based on a few simplifying assumptions (see text).

(Fig. 5A), aujourd'hui fermées et noyées. Hébert (1855) y avait défini le Grès d'Anor comme un corps gréseux majeur de la série du Dévonien Inférieur. Or, aucun autre affleurement en Ardenne ne permet de l'observer avec les mêmes faciès, sur la même épaisseur. Un assemblage de corps gréseux interstratifiés de nombreux lits argilo-sableux varie d'un endroit à l'autre. Gosselet (1888, ch. XIII, p. 273-322) ne l'a identifié et en a décrit les variations que grâce à sa richesse fossilifère. En territoire français, la carrière de Montigny-sur-Meuse (feuille de Givet) est l'affleurement le mieux préservé, mais partiel.

L'absence de coupe continue accessible a fait que Stainier (1994) a formellement modifié le nom et la coupe de référence pour désigner cet ensemble détritique fin du Dévonien inférieur comme *Formation de Mirwart*, observable dans la vallée de la Lhomme (Belgique). La limite Lockhovien/Praguien (Fig. 2C) y est localisée dans la partie inférieure de la coupe. L'auteur mentionne toutefois un diachronisme d'est en ouest qui laisse à penser qu'à Anor l'ensemble serait un peu plus jeune, c'est-à-dire entièrement d'âge praguien.

La route d'Hirson à Trélon traverse Anor orthogonalement à la direction des couches, comme on peut le vérifier dans les talus dans toute la traversée du village. Juste au sud du carrefour central (CD 156 et CD 963), côté est de la route, l'accès à une maison en retrait a été renforcé par des murs de soutènement qui masquent des affleurements observés le 1er mai 1984 (référence carnet FM-C33[4]). Le manteau d'altération a pu être décrit au moment des travaux, mais la publication n'en a été faite que plus tard (Meilliez, 2015). Un dessin synthétique est présenté ici (Fig. 7) ; se référer à la publication pour les détails.

Ce site suggère que le processus d'aplanissement de l'Ardenne résulte de nombreux épisodes dont seules quelques traces sont préservées. Eu égard au positionnement du site, on peut penser que l'incision de la vallée est responsable de l'exposition de la petite paléo-falaise que formaient les couches redressées de Grès d'Anor, à un moment indéterminé. À la suite de quoi plusieurs épisodes d'érosion ont accumulé des cailloutis au pied. Une période climatique chaude et hydrolysante a provoqué la formation de sol rouge fersiallitique[5], évoluant un temps jusqu'à la kaolinisation (liseré blanc coiffant le sol rouge). Le climat ayant refroidi, l'influence périglaciaire est marquée par le retour d'épandages de cailloutis anguleux peu altérés, dont la surface supérieure a été remobilisée par les courants de convection induits par un gel profond et durable (toundra ?). Aucun élément n'a permis de préciser les âges des évènements successifs.

Arrêt 4 – Le « golfe » de Fourmies-nord (Fig. 2)

La même publication (Meilliez, 2015) décrit aussi les observations réalisées à l'occasion de travaux publics et privés effectués au nord de Fourmies le 2 mars 1985 (référence carnet FM-C136). Elles permettaient de mettre en évidence les dépôts résiduels de Sables Verts (Cénomanien) reposant directement sur les couches plissées du Dévonien moyen. Une paléo-vallée comblée de dépôts dits de faciès wealdien a été

4. Les affleurements observés par F. Meilliez sont référencés par une lettre suivie d'un numéro de page.

5. Analyse vérifiée et confirmée par Hervé Chamley.

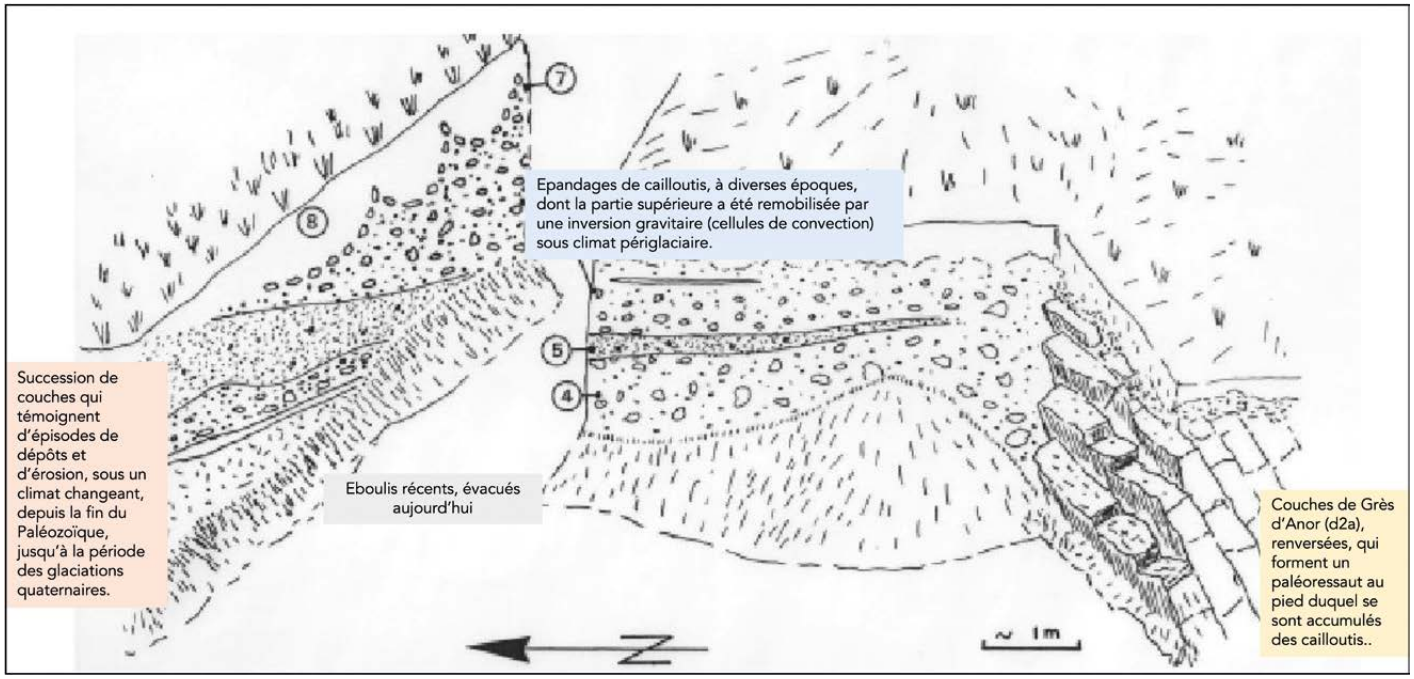


Fig. 7 – Dessin d'un affleurement aujourd'hui masqué derrière un mur en briques, repris de Meilliez (2015). Les cartouches résument la description ; le lecteur intéressé est renvoyé vers l'article, en libre accès (https://www.peren-revues.fr/annales-sgn/1169).
Fig. 7 – Drawing of an outcrop now hidden behind a brick wall, taken from Meilliez (2015). The captions summarise the description; interested readers are referred to the article, which is freely accessible (https://www.peren-revues.fr/annales-sgn/1169).

également scellée sous les Sables Verts. Elle est figurée sur la carte géologique d'Hirson (Hatrival *et al.*, 1969).

Le refaçonnement de la route menant d'Avesnes/Helpe à Hirson (CD42) a conduit à d'importants travaux de terrassement. Une intersection avec bretelles d'accès a été construite au croisement avec la route reliant Fourmies à Wignehies, en rive droite de l'Helpe mineure.

Ces terrassements ont dégagé des couches de grès en bancs décimétriques, lenticulaires, assemblés en faisceaux, associés à des pélites rouges. Les grès présentent une patine rougeâtre qui passe au vert-de-gris sur cassure fraîche. Les couches forment un dôme qui évoque un anticlinal dont le flanc nord est encore en sous-sol. La carte géologique le place d'ailleurs en cœur d'anticlinal, entouré par les schistes de la *Formation de Hierges* (d2e). Ainsi cette série gréseuse est-elle attribuée à la *Formation de Chooz* (d2d). C'est cohérent.

Cependant un examen attentif de la carte géologique laisse apparaître deux questions. Dans la vallée de la Meuse, à Vireux-Molhain, on ne connaît pas de série gréseuse aussi massive dans la partie supérieure de la Formation de Chooz. La thèse d'Irfan Cibaj (1991) a confirmé que la couleur rouge des séries n'est pas un critère d'identification car sa répartition dépend aussi de l'histoire géologique du lieu (notamment son degré d'enfouissement). Cette thèse a été la première à appliquer les principes de la stratigraphie séquentielle dans les dépôts paléozoïques ardennais. L'auteur a montré que les alternances entre faciès sableux et faciès argileux variaient comme les paramètres astronomiques, sur l'ensemble des deux formations (Vireux et Chooz). La différence entre les deux n'est réellement détectable qu'en établissant les courbes granulométriques des bancs gréseux : le grain moyen est plus grossier dans la Formation de Vireux que dans celle de Chooz. Cibaj en déduisait que la Formation de Chooz témoigne d'un dépôt plus superficiel (avec paléosols), voire aérien (plaine alluviale ?) tandis que celle de Vireux témoigne d'un domaine marin, de temps à autre exposé à l'air libre (littoral). L'attribution des affleurements de Fourmies nécessiterait une analyse sédimentologique fine.

Par ailleurs, la carte géologique montre que la Formation de Hierges ne forme qu'une bande étroite traversant la ville de Fourmies d'est en ouest, et servant de fond de vallée au cours de l'Helpe mineure. Même si les couches étaient verticales – ce qui n'est pas le cas – la place manque pour y placer les 300 m attribués à la Formation de Hierges dans la notice de cette feuille. Il pourrait y avoir suspicion de faille normale escamotant une partie de la série. Ce qui nécessite des investigations supplémentaires pour le vérifier.

Arrêt 5 – La carrière du Parc (Etrœungt)

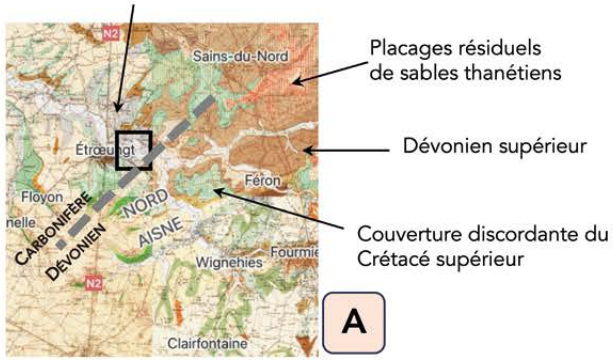
À partir de Fourmies notre itinéraire suit la vallée de l'Helpe mineure jusqu'à Etrœungt, ce qui permet d'apprécier de beaux paysages bocagers. Autrefois (Waterlot *et al.*, 1973), les terrains paléozoïques étaient présentés comme des synclinaux de calcaires carbonifères enchâssés dans le substratum détritique du Dévonien supérieur. La thèse de Khatir (1990) a montré qu'il s'agit de synformes mis en place dans une série dévono-carbonifère préalablement écaillée (Fig. 8), selon un processus analysé en détail dans les carrières de Haut-Lieu, autour d'Avesnes/Helpe (Khatir *et al.*, 1989 ; Mansy & Meilliez, 1989).

La difficulté d'observation vient de la présence d'une couverture (Fig. 2) mince mais très étendue, composite et résiduelle : sédiments sableux marins cénomaniens et leur transition vers les marnes turoniennes, placages de sables marins et continentaux thanétiens, limons périglaciaires. Le voile limoneux a été incisé par tous les cours d'eau, même les plus petits et les plus éphémères, ce qui laisse à penser qu'en Avesnois, une part du soulèvement ardennais au moins est postérieure au dépôt des lœss wechséliens, comme le pressentait déjà Sommé (1977). Sans avoir la valeur d'une mesure directe, cette méthode conduit à estimer le mouvement vertical de l'ordre de 0,5 mm/an en moyenne, ce qui reste raisonnable (Webographie : Copernicus). Sur les versants, les ruissellements mêlent les limons à d'autres débris du substrat. Les fonds de vallée sont ici tapissés de sédiments fins, grossiers à la base, puis souvent très fins (Fz des cartes géologiques). Il ne semble pas y avoir eu d'exploitation de tourbe sur ce territoire.

À partir d'Etrœungt, le paysage change aussi parce que la sédimentation paléozoïque passe d'une dominante détritique à une dominante carbonatée (Fig. 3C). Les modalités de la transition sédimentaire constituent l'intérêt scientifique de ce secteur : Mistiaen (1998) a rappelé que de nombreux paléontologues ont remarqué une diminution drastique des récifs de coraux, à l'échelle mondiale, dès la fin du Dévonien.

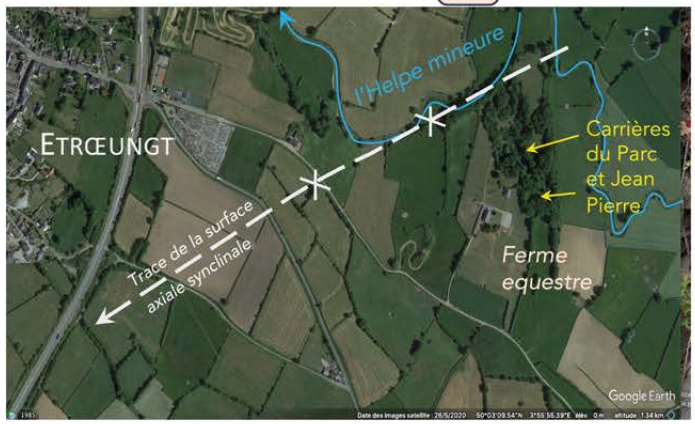
À l'est d'Etrœungt (Fig. 8A et B), d'anciennes carrières ont été ouvertes dans la corniche qui formait la rive gauche de l'Helpe mineure. À l'échelle de la carrière (Fig. 8C) comme à l'échelle régionale (Fig. 8D), la transition est progressive, par alternances entre calcaires argileux et argiles carbonatées. Les carrières permettent l'observation d'une périodicité qui affecte la succession des couches (puissance des bancs, proportion relative des faciès). Le même phénomène a été signalé plus haut (Arrêt 4) à propos des alternances gréso-pélitiques des Formations de Vireux et de Chooz (Cibaj, 1991). On sait aujourd'hui qu'en plus des déterminants géologiques classiques (Krumbein & Sloss, 1963), les paramètres astronomiques interviennent via leur influence sur les climats (Galbrun, 2012).

Cependant, la richesse paléontologique de ces carrières d'Etrœungt a fait que de longue date de nombreux travaux y ont été accumulés. Une synthèse très détaillée, publiée dans ces colonnes, en résume les résultats (Mistiaen et al., 2013). En particulier, l'une de ces études (Gosselet, 1857) a créé un événement scientifique majeur dans le développement de



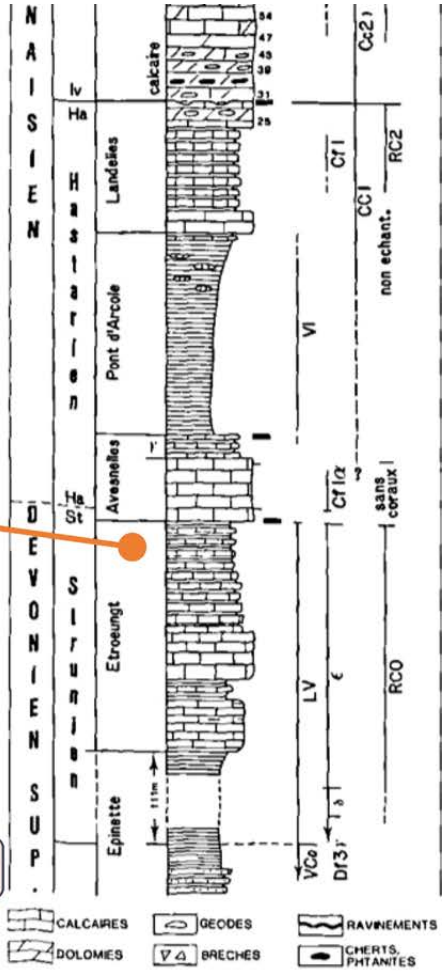
A

B



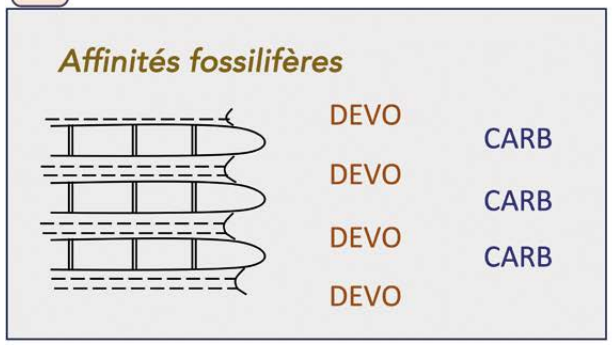


C La carrière du Parc
(vue partielle)



D

E



F

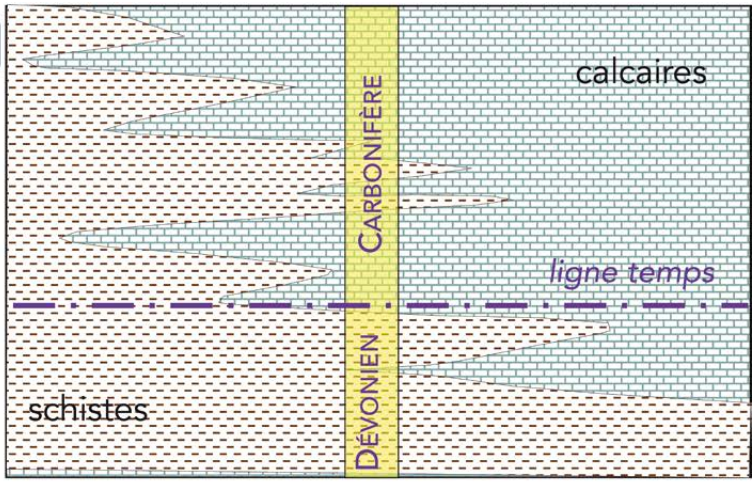


Fig. 8 – Le site des carrières d'Etrœungt : **A** – Agrandissement local de la carte géologique (cf. Fig. 2) ; **B** – Vue satellitaire du même secteur (source : Google Earth) ; **C** – Photo d'un front de taille dans la carrière Jean Pierre (cliché F. Meilliez, 2025) ; **D** – Extrait de la colonne biostratigraphique locale (Mansy *et al.* (1989) ; **E** – Schéma résumant le problème d'affinités paléontologiques des brachiopodes, mis en évidence par Gosselet (1857) ; **F** – Schéma du concept de passage latéral de faciès : la ligne de séparation entre deux faciès migre latéralement en même temps que verticalement, notion évidente aujourd'hui, mais qui ne s'était pas encore imposée au milieu du XIX^{e} siècle.
Fig. 8 – The Etrœungt quarry site: A – Local enlargement of the geological map (see Fig. 2); B – Satellite view of the same area (source: Google Earth); C – Photo of a quarry face in the Jean Pierre quarry (photo by F. Meilliez, 2025); D – Extract from the local biostratigraphic column (Mansy et al. *(1989)); E – Diagram summarising the problem of paleontological affinities of brachiopods, highlighted by Gosselet (1857); F – Diagram of the concept of lateral facies transition: the line separating two facies migrates laterally as well as vertically, a notion that is obvious today but had not yet gained acceptance in the mid-19th century.*

la géologie. À une époque où seule la macrofaune servait de référence, Gosselet a mis en évidence que les bancs pélitiques contenaient des brachiopodes d'affinité dévonienne, tandis que les bancs calcaires ont préservé des brachiopodes d'affinité carbonifère (Fig. 8E). Dans le contexte scientifique du XIXe siècle, aucune théorie n'en donnait d'explication satisfaisante. Le catastrophisme n'était pas acceptable à cause d'une fréquence trop élevée. La thèse de Gosselet (1857) a ainsi servi à faire avancer deux idées : faire reconnaître la notion de fossiles de faciès, illustrer le concept du passage latéral de faciès (Fig. 8F). C'est ce qui donne une valeur épistémologique aux carrières d'Etrœungt.

Aujourd'hui, les corrélations biostratigraphiques respectent toujours le cadre établi à partir de la macrofaune, mais sont considérablement affinées à partir de la microfaune (foraminifères, conodontes). C'est ainsi que sont régulièrement révisées les équivalences latérales avec la vallée de la Meuse (Fig. 3C), et de façon générale l'ensemble ardenno-rhénan et ses équivalents britanniques. Au désespoir de Denise Brice, le terme Strunien n'a pas été retenu comme nom d'étage, et la limite formelle entre Dévonien et Carbonifère passe dans la base du Calcaire d'Avesnelles (voir webographie : stratigraphy).

Arrêts 6 et 7 – Carrières (Calcaire Carbonifère) à l'ouest d'Avesnes/Helpe (Fig. 9)

Avec le temps, le territoire d'Avesnes/Helpe a été grêlé de petites carrières, exploitées en tant que de besoin par des entreprises familiales. La mécanisation exigée par le marché des granulats a fortement fait évoluer les exploitations depuis le milieu du XXe siècle. La production de pierre de taille est devenue une activité marginale dans l'industrie d'extraction des calcaires. Aujourd'hui quelques grands groupes internationaux ont repris l'exploitation de ces carrières, et souhaitent optimiser le traitement du gisement (fabrication de chaux ou de diverses gammes de sables et gravillons), tout en s'adaptant aux distances (transport ferroviaire par exemple), et en maîtrisant les impacts de leurs activités sur les milieux[6].

Sauf que la rationalisation de l'ingénierie n'accommode pas aisément les caprices de la structuration géologique. Découvrir l'apparente absence - ou le redoublement - d'un

6. Réglementairement, un Schéma Départemental des Carrières encadre les initiatives. Suite à l'élargissement administratif, les discussions en cours définissent un Schéma Régional des Carrières, sous l'égide de la DREAL (Direction Régionale à l'Équipement, l'Aménagement et le Logement). La SGN participe à la Commission mise en place.

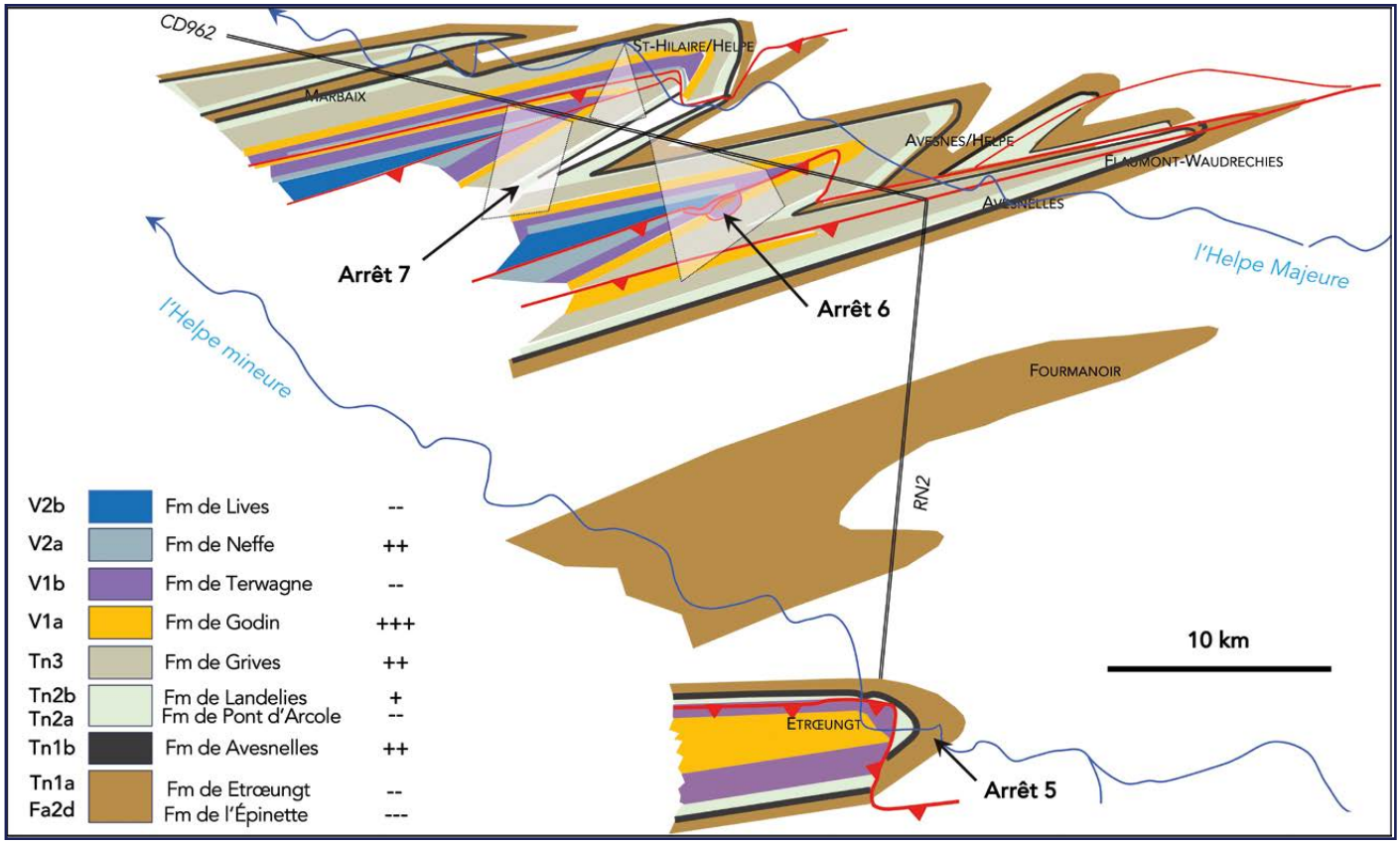


Fig. 9 – Carte géologique (modifiée d'après Khatir, 1990) situant les synformes de calcaires carbonifères et positionnant les points d'arrêt traités dans le texte. La colonne stratigraphique indique, de gauche à droite : la désignation à partir de l'échelle des foraminifères, les codes de couleur, les noms de formations d'usage, une gradation entre niveaux compétents (+) et incompétents (-).
Fig. 9 – Geological map (modified from Khatir, 1990) showing the Carboniferous limestone synforms and the stopping points discussed in the text. The stratigraphic column indicates, from left to right: the designation based on the foraminiferal scale, colour codes, commonly used formation names, and a gradation between competent (+) and incompetent (-) levels.

niveau particulier, peut être une mauvaise- ou une bonne – surprise. En effet, ce qui a longtemps été décrit comme une succession de synclinaux de calcaire carbonifère enchâssés dans le détritique du Dévonien supérieur de l'Avesnois s'est finalement révélé plus complexe avec la mise en évidence de failles plates (faiblement inclinées sur la stratification) plissées avec les couches qu'elles dupliquent (Khatir, 1990). Ce sont les progrès de la micropaléontologie qui ont permis cette amélioration de la connaissance. Et le danger actuel, pour l'avenir, est que nous ne nous sommes pas donné les moyens de renouveler la population des paléontologues capables de résoudre ces questions d'attribution stratigraphique.

Dans la série stratigraphique de la marge ardennaise (Fig. 3C), le Calcaire Carbonifère forme un ensemble puissant de près de 400 m en Avesnois (Mansy *et al.*, 1989). Pendant environ 30 millions d'années (Mississippien = ex-Dinantien), des corps sédimentaires argileux et carbonatés se sont constitués et répartis en fonction de la dynamique sédimentaire (érosion / sédimentation), modulée par les variations climatiques et les sollicitations tectoniques, dans un cadre temporel dont rend compte la succession des fossiles. Comme on l'a vu à propos d'Etrœungt, le cadre général a été historiquement basé sur la macrofaune (brachiopodes, …), alors que les précisions apportées aujourd'hui (Fig. 8D) sont surtout basées sur la microfaune (conodontes, foraminifères). Les conditions de dépôt ont été suffisamment stables pour que la sédimentation carbonatée prévale. À titre comparatif, durant les 20 millions d'années qui ont précédé (Dévonien supérieur) et les 30 millions d'années qui ont suivi (Pennsylvanien = ex-Silésien), c'est la sédimentation détritique qui a prévalu (Fig. 3C).

Le Calcaire Carbonifère, pris dans son ensemble, est *compétent* (voir Encadré). Cependant, les interactions en cause – et en particulier la biodiversité - ont finement diversifié les dépôts, ce qui a permis de définir des corps sédimentaires finement stratifiés et différenciés. D'un point de vue mécanique ceci confère une anisotropie horizontale forte qui conditionne les modalités de déformation selon quelques principes simples (Meilliez & Mansy, 1990), rappelés ici.

Les couches calcaires ont un comportement compétent et les bancs argileux incompétent. Lors d'une sollicitation imposée à la pile sédimentaire, en compression orientée à peu près dans le plan d'anisotropie (raccourcissement), les calcaires *flambent* (voir Encadré Géomécanique) tandis que les bancs incompétents s'épaississent (Fig. 10A). Au-delà d'une certaine courbure, en rapport avec leur épaisseur principalement, et leur structure interne secondairement, les bancs compétents se fracturent : c'est l'amorce d'une faille (Fig. 10A-2). Tout nouvel épisode de compression est alors accommodé par glissement sur cette faille, qui s'amortit par glissement différentiel entre les lits argileux des bancs incompétents voisins (Fig. 10A-3). Ce processus, ici décrit de façon très condensée, est le même à toutes échelles (de la lame mince à la région) et dans toutes les chaînes d'avant-pays, c'est-à-dire là où une série sédimentaire finement stratifiée a été soumise à raccourcissement dans le domaine de la croûte supérieure. Une illustration vient d'en être donnée avec le Jura (Mosar, 2025).

Ce processus a pu être illustré en Ardenne méridionale (Meilliez & Mansy, 1990) où s'observent aussi deux notions supplémentaires. D'une part les niveaux argileux, quelles que soit leur épaisseur et leur continuité latérale, acquièrent progressivement une structure plane appelée *clivage schisteux* ; son apparition exprime l'acmé du serrage local induit par le raccourcissement régional. Son plan est généralement oblique sur celui de la stratification, ce qui constitue un critère précieux de polarité structurale (voir plus loin). D'autre part, la présence de placages argileux résiduels entre bancs compétents voisins facilite le glissement relatif entre eux. Deux types de structures matérialisent ce déplacement : les aspérités de l'un gravent des rainures dans l'autre ; des cristallisations de néoformation (quartz ou calcite selon la nature des fluides connés) forment des *stries de glissement* qui renseignent sur l'orientation et le sens du déplacement relatif.

Encadré : glossaire de géomécanique

Le mot *compétent,* tel qu'il est utilisé en mécanique des roches, dérive de l'anglais. Il décrit le comportement rhéologique de roches sédimentaires stratifiées capables de supporter le poids des couches qui les recouvrent, sans fluer. Par opposition, les roches qui fluent sont dites *incompétentes*. [Définition issue du *Dictionnary of geological terms*, préparé sous l'égide de l'*American Geological Institute*, édition de 1962]. En toute rigueur, le mot est un qualificatif relatif et ne désigne pas une propriété intrinsèque, comme la densité ou la viscosité. On ne mesure pas la compétence. En hydrologie, le même mot est utilisé pour désigner la capacité d'un courant d'eau à porter une charge sédimentaire.

Le mot *flambage* (*buckling* en anglais) désigne une modalité de déformation par laquelle un banc compétent, emballé entre deux bancs incompétents, plus épais que lui, se plisse sans que son épaisseur ne change. Dans l'art de la construction, c'est un processus que craignent tous ceux qui utilisent des étais de forme élancée.

Le mot *schistosité* désigne, en toute rigueur, un clivage schisteux (responsable de la fissilité des ardoises par exemple), résultat d'un aplatissement intense et durable, dans le plan duquel une croissance cristalline de néoformation éventuelle se produit si la disponibilité de matière et les conditions thermodynamiques en sont satisfaites.

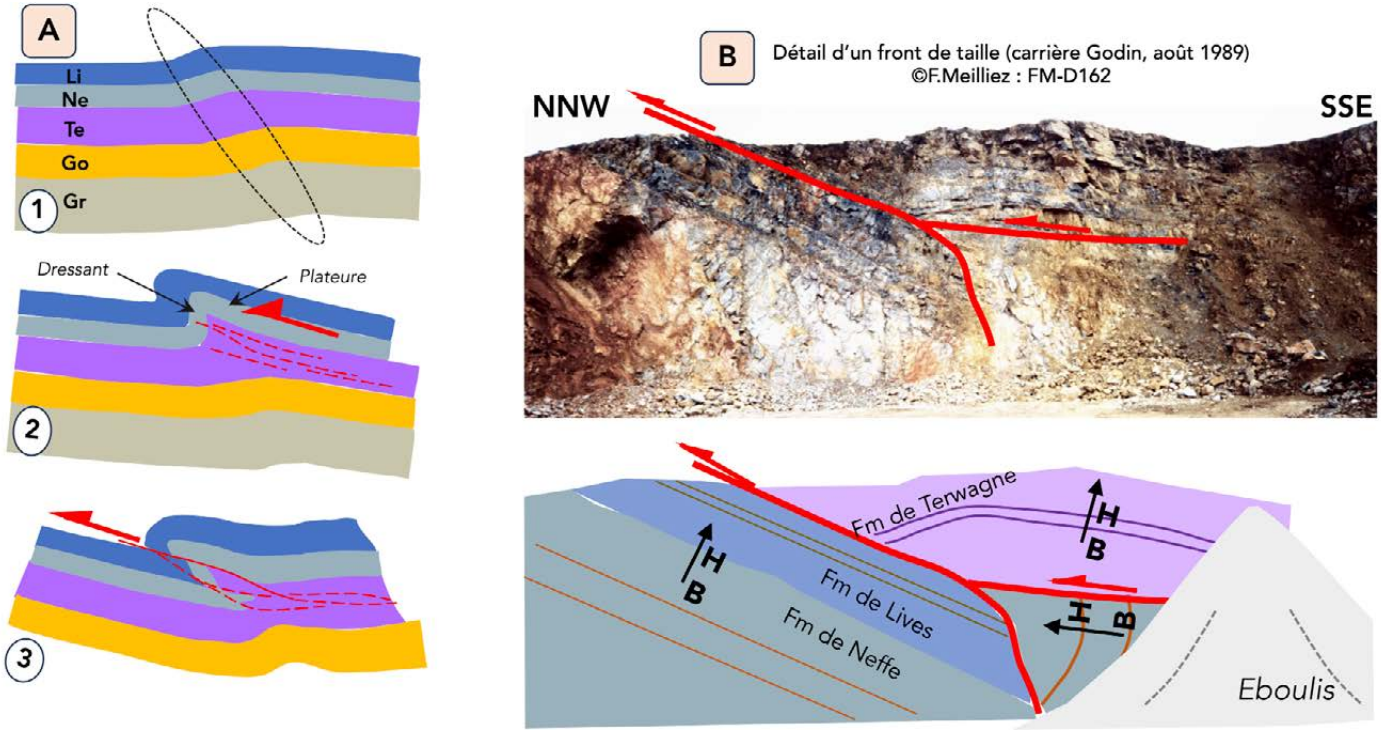


Fig. 10 – **A** – Modifié d'après le schéma publié (Mansy & Meilliez, 1989) ; **1** – La série soumise à compression à peu près dans son plan *flambe* : une bande de pliage (résultat bien connu en résistance des matériaux) se différencie en flanc court (= dressant) et flanc longs (= plateures) ; **2** – Le Calcaire de Neffe, plus compétent que les marno-calcaires qui l'encadrent, glisse sur la Formation de Terwagne qui s'épaissit ; en situation de dressant, il se renverse et se trouve en situation d'effort tranchant pour le prochain épisode de compression ; il se fracture et la faille qui en résulte s'enracine de part et d'autre dans les marno-calcaires de Neffe et de Lives ; **3** – Si la sollicitation continue par à-coups, le dressant se fragmente et le chevauchement progresse. **B** – Etat d'un front de taille temporaire montrant le dressant chevauchant la plateure située dessous et en avant. Les flèches indiquent la polariré stratigraphique (H = Haut, B = Bas).
Fig. 10 – A – Modified from the published diagram (Mansy & Meilliez, 1989); 1 – The series subjected to compression approximately in its plane buckles: a folding band (a well-known result in materials resistance) is differentiated into a short flank (= upright) and long flanks (= flat areas); 2 – The Neffe Limestone, more competent than the marl-limestones surrounding it, slides over the Terwagne Formation, which thickens; in an upright position, it overturns and finds itself in a shear stress situation for the next episode of compression; it fractures and the resulting fault takes root on either side in the Neffe and Lives marl-limestones; 3 – If the stress continues in bursts, the upright fragments and the overlap progresses. B – State of a temporary quarry face showing the upright overlapping the flat rock below and in front. The arrows indicate the stratigraphic polarity (H = High, L = Low).

Durant les années 1980, les carrières de Haut Lieu, exploitées à l'époque par la société Bocahut, grignotaient les parties qui les séparaient. L'opportunité aidant, de nombreuses visites réitérées durant quelques années, ont permis de trouver une logique dans une structure qui paraissait chaotique à première vue. Une analyse détaillée a été menée avec Raphaël Conil, spécialiste des foraminifères, parce que la présence de *failles plates* (parallèles à la stratification au moins sur une partie de leur surface) n'a pu être détectée que par cette coopération étroite sur le terrain. Elle a donné lieu à publications (Mansy & Meilliez, 1989 ; Khatir *et al.*, 1989)), reprise dans la thèse de Khatir (1990). L'illustration (Fig. 10A) en reprend le schéma général et en affine la compréhension par l'observation du tronçonnage, dans le flanc inverse, de l'unité compétente de la Formation de Neffe (Fig. 10B). En réalité, la structure résulte de plusieurs épisodes discrets dans un contexte de déformation progressive. La Formation de Neffe, compétente et peu épaisse, ne s'est pas épaissie sous l'effet de la compression, mais a ondulé, formant un couple anticlinal-synclinal qui s'est rapidement déversé, entraînant la segmentation (extension) du flanc inverse tandis que le raccourcissement général progressait. La Formation de Terwagne, incompétente, a ainsi accommodé, par glissement différentiel entre ses lits, le déplacement relatif de la Formation de Neffe par rapport à celle de Godin.

À noter que le dressant, ayant subi plus de fracturations que les plateures, a vu se développer ensuite une altération plus importante. Des cavités de dissolution affectent certains morceaux de Calcaire de Neffe. Un dépôt détritique fin, stratifié, marquant un hydrodynamisme (figures de courant) a partiellement comblé certaines cavités. Elles n'intéressent pas le carrier, qui doit les mettre en décharge. En revanche, elles intéressent le géologue qui a pu constater que la stratification interne au dépôt est horizontale, dans un banc lui-même incliné. Ceci illustre bien d'une part l'âge relatif tardif de ce dépôt, et d'autre part l'absence de basculement dans toute déformation locale ultérieure. Faute d'échantillonnage spécifique, ce dépôt n'a pas été précisément daté ; il pourrait l'être aussi bien du Crétacé inférieur que du Paléogène, eu égard à l'histoire géologique régionale.

La carrière dite de la Custodelle, sur la commune de Dompierre/Helpe, a été autorisée en 1998. Elle a été effectivement ouverte en 2001, dans le flanc méridional d'un synclinal qui se trouve, a priori, au nord de la structure observée dans la carrière de Haut-Lieu (Fig. 9 : Arrêt 7). Elle exploite les formations de Landelies, Grives, Godin et Terwagne.

Les calcites du Calcaire Carbonifère

La calcite, de formule $CaCO_3$, est le minéral le plus ubiquiste des sédiments calcaires. Elle constitue la majeure partie du volume des grains carbonatés, sous des formes plus ou moins bien cristallisées. Discuter des parts respectives de mécanismes de sa formation, soit directement physico-chimiques (précipitation, dissolution), soit physiologiques (actions des organismes vivants) est un long débat, inachevé. Toutefois, la calcite se présente également sous forme de cristaux géodiques (Fig. 11A, page suivante). Que la molécule de carbonate de calcium soit d'origine organique ou non, sa remobilisation pour former des cristaux parfaits, à taille parfois exceptionnelle, nécessite des conditions thermodynamiques particulières. La question peut donc se poser de rechercher si ces conditions sont liées au milieu sédimentaire, jusqu'à en être une caractéristique.

La maille élémentaire primitive d'un cristal de calcite est un parallélépipède associant six losanges, le rhomboèdre (Fig. 11B, page suivante). Les *calcites de Dompierre-sur-Helpe* avaient été décrites dans l'ancienne carrière dite « la Dolomie », située au nord de la commune et aujourd'hui noyée. Gosselet (1867) signala la présence de « *géodes de calcite dans le calcaire entre Marbaix et Dompierre.* » Quelque temps plus tard, Lacroix (1909) décrivit un curieux cristal, associant les faces d'un rhomboèdre plat à celles d'un scalénoèdre trapu, de développement égal. Il fallut attendre près d'un siècle, en 2006, avec la découverte d'un cristal rougeâtre maclé entre deux scalénoèdres, près des remblais de ladite ancienne exploitation. Les cristaux de calcite du site actuel (carrière des Ardennes) de Dompierre-sur-Helpe n'ont jamais été décrits. L'inventaire morphologique des cristaux s'avèrerait utile.

La carrière de la Custodelle exploite (Fig. 9) les formations que l'usage local de l'ancienne nomenclature (Mansy *et al.*, 1989), attribue au Tournaisien supérieur (Tn2b et Tn3), et Viséen inférieur (V1a). Les cristaux de calcite se présentent sous deux formes : l'habitus rhomboédrique est le plus représenté tandis que l'habitus scalénoédrique est peu commun (Fig. 11B). La reconnaissance de ce dernier est aisée en observant son sommet pointu. Plus rarement, des macles sont observées. La première famille de macle de la calcite affecte les rhomboèdres et les scalénoèdres tandis que l'autre macle appartient à la troisième famille en n'affectant que les scalénoèdres. C'est dans la Formation de Landelies (Tn2b) que les cristaux sont les plus petits, et de loin. Aucune macle n'a été observée dans la Formation de Grives (Tn3) ni dans celle de Landelies, mais sont l'apanage des Formations de Godin (V1a) et de Terwagne (V1b).

En comparant avec les deux carrières de proximité qui exploitent les mêmes calcaires, Haut-Lieu et Saint-Hilaire-sur-Helpe, il s'avère que l'on y découvre les mêmes habitus et les mêmes familles de macles de la calcite, dans les mêmes Formations (Swialkowski, 2020). Un travail d'investigation est en cours (MS) pour tenter de cerner à la fois les conditions de formation et d'éventuels évènements ultérieurs qui affecteraient la minéralogie et la cristallographie de ces calcites.

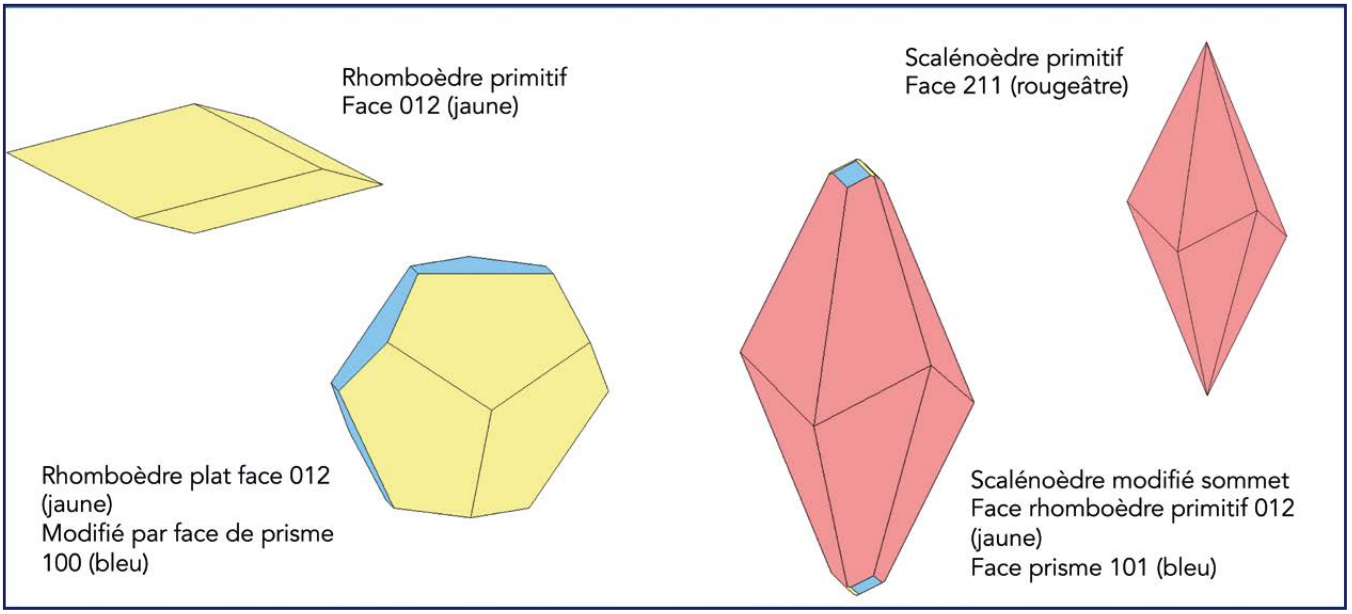
CONCLUSION

Voilà plus de 20 ans que la SGN n'avait pas organisé de visite de terrain en Avesnois. Il n'y avait aucune préméditation, mais un enchaînement de circonstances. Une telle visite était devenue nécessaire, scientifiquement et stratégiquement. Les petites carrières ouvertes depuis quelques siècles pour y prélever des matériaux de construction (argile, sable, pierre à chaux, pierre à bâtir) l'ont été sans connaissance théorique. Juste un savoir-faire, appuyé sur un esprit d'innovation qu'aiguisaient les nécessités du moment : réaliser des abris solides, si possible imperméables, et se prémunir d'inondations épisodiques. Les paysages n'exposaient pas aux instabilités de pente autres que très locales. À l'entrée du XIX^{e} siècle, l'émergence de la géologie en tant que discipline scientifique a amené un nouveau regard dont d'Omalius d'Halloy, Hébert et Gosselet ont été les premiers artisans côté français.

À l'heure du développement industriel, le besoin de matériaux et l'aménagement du territoire ont amplifié les interventions sur le sol et le proche sous-sol : percement de voies de communication, urbanisme. La connaissance de la géologie profonde ne dépendait que des approches théoriques de référence pour extrapoler à partir de la géologie superficielle. Et il est clair qu'il faut reconsidérer nos représentations acquises au milieu du siècle passé. Toutefois les méthodes de reconnaissance ont changé, et les moyens techniques aussi. De ce fait, les descriptions qu'ont faites nos aïeux en découvrant ce territoire demeurent des sources d'information qu'il faut reprendre et les confronter aux modèles actuels. C'était l'ambition de cette visite de terrain et de ce compte rendu. Il y manque une coupe géologique, qui fera l'objet d'un prochain travail, en intégrant une zone d'analyse plus large.

Fig. 11 – Les calcites du Calcaire Carbonifère : **A** – Géode dans un bloc détaché de la Formation de Grives. **B** – Modèles cristallins de la calcite. **C** - Les scalénoèdres rougeâtres de calcite de la Formation de Terwagne (V1b) en place dans une géode. Le plus souvent, le sommet du cristal n'est pas modifié. Parfois, le scalénoèdre présente un sommet modifié par la face du rhomboèdre primitif 012 (en jaune) et celle du prisme 101 (en bleu). À noter l'abondance des argiles rouges de décalcification, qui protègent les cristaux dans une géode.
Fig. 11 – Calcite from Carboniferous limestone: A – Geode in a detached block from the Grives Formation. B – Calcite crystal models. C – Reddish calcite scalenohedrons from the Terwagne Formation (V1b) in place in a geode. In most cases, the top of the crystal is unchanged. Sometimes, the scalenohedron has a top modified by the face of the primitive rhombohedron 012 (in yellow) and that of the prism 101 (in blue). Note the abundance of red decalcification clays, which protect the crystals in a geode.







BIBLIOGRAPHIE

Barrois C. (1879). – Sur l'étendue du système Tertiaire inférieur dans les Ardennes et sur les argiles à silex. *Ann. Soc. Géol. Nord,* ***VI*** : 340-376.

Barrois C. (1920). – Jules Gosselet (1832 – 1916). *Ann. Soc. Géol. Nord,* ***XLIV*** : 10-47.

Bouroz A., Spears D.A. & Arbey F. (1983). – Essai de synthèse des données acquises sur la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers. *Mém. Soc. Géol. Nord,* ***XVI*** : 118.

Bravard J.P. & Petit F. (2000). – Les cours d'eau ; Dynamique du système fluvial. *Armand Colin édit.*, 222 p.

Briquet A. (1908). – La pénéplaine du Nord de la France. *Ann. Géographie*, **XVII** : 204-223.

Chamley H. (2002). – Environnements géologiques et activités humaines. *Vuibert édit.*, 512 p.

Cibaj I. (1991). – Sédimentologie et stratigraphie séquentielle dans les formations emsiennes d'Ardenne méridionale. *Thèse Université Sc. Tech. Lille F-A*, 212 p.

Dejonghe, L. (2019). Les précurseurs et les grands noms de la géologie belge, nés entre 1719 et 1900. Nouvelle biographie nationale, supplément 1, *Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts*, 113 p.

Delattre C., Waterlot G., Leriche M. & Polvêche J. (1970). – Carte géologique détaillée de la France, Trélon, BRGM.

Demoulin A., Quesnel F., Dupuis C., Yans J. & Camelbeeck T. (2020). – La surrection actuelle du Massif ardennais, *in* Meilliez F. & Goemaere E. (coords.) Dossier sur le Massif ardennais, *Géochronique*, **154** : 39-42.

DUMONT A.H. & HENEZEL De (1835). – [Compte rendu de la] Réunion extraordinaire tenue à Mézières du 1er au 10 septembre 1835. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VI : 322-358

Dumont A. (1847) – *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros :* 1re partie T. XX : 163 p. *Accessible sur : www.academieroyale.be*

Dumont A. (1848) – *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros :* 2e partie T. XXII : 450 p. *Accessible sur : www.academieroyale.be*

Duval O., Solau J.L., Maucorps J. Et Coll. (1978). – Carte géologique détaillée de la France, Guise, BRGM.

Foucault A., Raoult J.F., Cecca F. & Platevoet B. (2014) – *Dictionnaire de Géologie*. 8e édition : 396 p.

Galbrun B. (2012). – Stratigraphie : Dossier, *Géochronique*, 122 : 11-51.

Gamblin A. (1959). – Le contact Cambrésis-Thiérache. *Revue du Nord*, **41** : 33-47.

Gély J.P. & Hanot F. (Dir.), Amédro F., Bergerat F., Debeglia N., Delmas J., Deroin J.P., Doligez B., Dugué O., Durand M., Edel J.B., Gaudant J., Hanzo M., Houel P., Lorenz J., Robaszynski F., Robelin C., Thierry J., Vicelli J., Violette S., Vrielynck B., Wynns R. Et Coll. (2014). – Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, Mém. h-s 9, 228 p., 1 pl.

Gosselet J. (1857). – Note sur le terrain dévonien de l'Ardenne et du Hainaut. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 14(2) : 364-374.

Gosselet J. (1867) – Programme d'une description géologique et minéralogique du Département du Nord. Imprimerie Danel, Lille.

Gosselet J. (1888). – *L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, Paris, 8881 p.

Gronnier J. (1887). – *Ann. Soc. Géol. Nord*, XIV : 1.

Hatrival J.N., Bonte A., Waterlot G., Beugnies A. & Delattre C. (1969). – Carte géologique détaillée de la France, Hirson, BRGM.

Hébert E. (1855). – Quelques renseignements nouveaux sur la constitution géologique de l'Ardenne française. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **XII** : 1165-1188.

Khatir A. (1990). –– Structuration et déformation progressive au front de l'Allochtone Ardennais (Nord de la France). *Publication de la Société Géologique du Nord*, 18 : 1-293.

Khatir A., Mansy J-L. & Meilliez F. (1989). – Structures et deformation dans l'Allochtone Ardennais en Avesnois (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, CVIII : 73-83.

Krumbein W.C. & Sloss L.L. (1963). – Stratigraphy and sedimentation. *W.H.Freeman & Company*, édit., 660 p.

(De) La Vallée Poussin C. (1875). – Considérations relatives à l'excavation de la Vallée de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **3** : 55-59.

Lacroix, A. (1893 – 1913) – Minéralogie de la France et de ses territoires d'Outre-Mer. 5 t.s. Librairie polytechnique CH. Beranger Ed.

Lévêque C. (2021). – Quelles rivières pour demain ? *Editions Quæ*, 288 p.

Mansy J-L., Conil R., Meilliez F., Khatir A., Delcambre B., Groessens E., Lys M., Poty E., Swennen R., Trentesaux A. & Weyant M. (1989). – Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Dinantien de l'Avesnois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CVIII : 125-142.

Mansy J-L. & Meilliez F. (1989) – Séquence de déformation progressive du Calcaire Carbonifère en Avesnois (Ardenne occidentale). - *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 309, II : 319-324.

Martinsen O. (1994). – Mass movements, *in* Maltman A., *The geological deformation of sediments*, *Chapman & Hall edit.*, ch. 5 : 127-165.

Meilliez F. (1984). – La Formation de Fépin (Gédinnien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CIII : 37-53.

Meilliez F. (2015). – Paléoaltérations et paléomorphologies, des observations éphémères ; exemples autour de Fourmies (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, T22 (2e série) : 101-108.

Meilliez F. (2020). – Une dynamique synsédimentaire dévonienne en contexte extensif, *in* Meilliez F. & Goemaere E. (coords.) Dossier sur le Massif ardennais, *Géochronique*, **154** : 25-26.

Meilliez F. & Blieck A. (1994). – Formations de Fépin, de Mondrepuis et d'Oignies. *In* Bultynck P. *et al. :* Les formations du Dévonien Inférieur du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre (Belgique). *Mém. Explicative Carte Géol. Min. Belgique*, Bruxelles : 13-23.

Meilliez F., Duchaussois F., Deschodt L. & Amedro F. (2019). – La vallée du Noirieu et son contexte géologique de Vadencourt à Bergues/Sambre (Aisne). *Ann. Soc. Géol. Nord* (2e série), **26** : 59-68.

Meilliez F. & Goemaere E. (2020). – Le Massif Ardennais, un jeune massif ancien : Dossier. *Géochronique*, **154** : 14-60.

Meilliez F. & Mansy J.L. (1990). – Structures de déformation pelliculaire dans une série lithologique différenciée : le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris (8), VI, pp. 177-188.

Meilliez F., Thonon M. & Poncelet B. (2020). – Un aménagement hydraulique bicentenaire : la Rigole du Noirieu. *Ann. Soc. Géol. Nord* (2e série), **29** : 133-140.

MICHOT J. (1963). – Les feldspaths dans les sédiments dévoniens et carbonifères de la Belgique. *Bull. Acad. Roy. Sci. Belgique*, Mém. 34 (1) : 1-56.

MISTIAEN B. (1998). – Le Calcaire d'Etrœungt (Avesnois), son importance stratégique actuelle. In BRICE D. (coord.), *Actes des 1res journées régionales Nord / Pas-de-Calais du Patrimoine géologique. Soc. Géol. Nord, Sp. Pub* n° 28, p. 81-82.

MISTIAEN B., BRICE D., DEVLEESCHOUVER X., HUBERT B., KHATIR A., MOTTEQUIN B., NICOLLIN J.P. & POTY E. (2013). – Le « calcaire d'Étrœungt » dans les coupes historiques d'Étrœungt et d'Avesnelles (Avesnois, Nord, France). *Ann. Soc. Géol. Nord* (2e série), **20** : 43-51.

MOSAR J. (coord.) (2025). – Le Jura, perspectives helvétiques. *TERRE&SCIENCES*, 2 : 25-68.

OMALIUS D'HALLOY (1808). – Essai sur la géologie du Nord de la France. *Journal des Mines*, **140 :** 123-158.

PRUVOST P. (1930). – Sédimentation et subsidence. *Liv. Jub. Soc Géol. France*.

RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1987). – The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse river. *Journ. Struct. Geology*, Oxford, 9, pp. 473-479.

SOMMÉ J. (1977). – *Les plaines du Nord de la France et leur bordure – Etude géomorphologique*. Thèse Doct. Sci., Université de Paris I (1975). Université de Lille 3 édit., 2 tomes : 810 p.

STAINIER P. (1994). – Formation de Mirwart. *In* Bultynck P. *et al.* : Les formations du Dévonien Inférieur du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre (Belgique). *Mém. Explicative Carte Géol. Min. Belgique*, Bruxelles : 39-45.

SWIALKOWSKI, M. (2020) - La carrière de Haut-Lieu, Nord, Le Règne Minéral, Hors-série XXV-XXVI. pp. 107-113. Éditions du Piat.

WATERLOT G., WATERLOT B. & LERICHE M. (1969). – Carte géologique détaillée de la France, Avesnes/Helpe, BRGM.

WATERLOT G., BEUGNIES A. & BINTZ J. (1973). – Ardenne Luxembourg. Guides Géologiques Régionaux, Masson & Cie édit. 206 p.

Webographie

Copernicus : https://www.copernicus.eu/fr/acces-aux-donnees

Commission stratigraphique internationale : https://stratigraphy.org/

LAVES torrentielles : article de Wikipedia, consulté le 27 juillet 2025.

The Conversation (11 juillet 2024) : https://theconversation.com/crues-devastatrices-en-isere-lurgence-de-mieux-sadapter-aux-risques-naturels-234031

Mémoire n° XVII — La Société géologique du Nord et l'histoire des sciences de la Terre dans le nord de la France

The Société géologique du Nord and history of Earth Sciences in northern France

La Société géologique du Nord, éditeur depuis 1870, a publié entre 1876 et 1983 vingt-cinq *Mémoires* réunis en seize tomes. Ceux-ci traitent de sujets de géologie sédimentaire, allant de la description de terrains du Paléozoïque-Mésozoïque-Cénozoïque à la géologie appliquée, en passant par la paléontologie, la pétrographie sédimentaire, le Quaternaire, et même la préhistoire. Avec ce tome XVII, la SGN reprend la publication des *Mémoires* sur un sujet nouveau : l'histoire de la Société et celle de sa discipline dans le contexte du Nord – Pas-de-Calais et des régions franco-belges environnantes. Ce *Mémoire* XVII (paru en décembre 2014) retrace 143 années de la SGN en relation avec les entreprises industrielles, les associations et les institutions régionales.



© Alain Trentesaux 2006

Sommaire / *Contents*

La Société géologique du Nord et les sciences de la Terre dans le nord de la France : science, industrie et société.
Les dix premières années de la SGN et sa place dans la société en cours d'industrialisation du XIXe siècle.
Les financements de la Faculté des sciences de Lille par les compagnies minières : un simple échange de bons procédés ?
Le rôle des ingénieurs des mines dans la vie industrielle, scientifique et sociale : l'exemple de Félix Broussier (1874 - 1938).
Plus d'un siècle de femmes à la Société géologique du Nord : un reflet de leur place dans l'enseignement supérieur et la recherche française.
Le laboratoire de Géologie, la Société géologique du Nord et le Musée d'histoire naturelle de Lille – Souvenirs d'un étudiant de géologie à Lille pendant l'Occupation (mai 1940 - juin 1944).
René Marlière (1905 – 1993), président de la Société géologique du Nord en 1955 et professeur de géologie à la Faculté polytechnique de Mons (Belgique), 1928-1970.
La Société géologique du Nord et le Tunnel sous la Manche : une petite histoire commune.
La Société géologique en 1960 – une évocation personnelle.
La période dinaro-hellénique de la Société géologique du Nord.
D'une présidence à l'autre (1971 – 1996-97) : l'un des objectifs de la Société géologique du Nord évolue vers la sauvegarde du patrimoine.
Le rôle de la Société géologique du Nord et de ses publications dans l'évolution des connaissances sur le Quaternaire.
Les peintures murales de l'Institut des sciences naturelles à Lille, un patrimoine géologique à préserver.
La bibliothèque recherche des sciences de la Terre de l'Université de Lille au fil du temps : historique du patrimoine, un fonds au service de la communauté scientifique.
Le département de géologie du Musée d'Histoire naturelle de Lille, des collections à l'image de l'histoire géologique régionale.

Commande / *Order*

Société Géologique du Nord, à l'attention du Directeur de la publication
c/o Université de Lille – Sciences et technologies, bâtiment SN5 (Sciences de la Terre)
F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex (France)
E-mail : sgn-edition@univ-lille1.fr
Tél. : 03 20 43 41 40 / +33 (0)3 20 43 41 40
Prix / *Price* : 40 € TTC + 4 € de frais de port et emballage si le volume n'est pas pris au dépôt

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 195-218, 2025

NOTIONS DE GÉOCHIMIE SÉDIMENTAIRE EN MILIEU MARIN

Nicolas Tribovillard

Université de Lille, UMR 8187 LOG – Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, CNRS, ULCO, IRD, 59000 Lille, France
nicolas.tribovillard@univ-lille.fr

1. APPROCHE GÉNÉRALE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SÉDIMENTS MARINS

Les sédiments marins collectent des particules minérales ayant trois origines : la fraction terrigène est issue de l'érosion des terres émergées, la fraction biogénique résulte de l'activité des organismes marins qui sécrètent des parties minéralisées, la fraction authigénique résulte de la formation ou de la transformation de particules nées dans la colonne d'eau ou dans le sédiment lui-même au cours de la diagenèse très précoce. Notons rapidement que, sémantiquement, il faudrait employer les termes terrigéniques, biogéniques et authigénique, puisque le suffixe -gène signifie "qui engendre" alors que le suffixe -génique signifie "qui est engendré par", en l'occurrence, les terres émergées, la vie, la diagenèse précoce. L'usage néanmoins tend à consacrer le suffixe -gène dans les publications en français. À ces particules minérales, s'ajoutent des substances organiques, issues de la matière organique des organismes marins, la coagulation de colloïdes entre eux, formant des particules capables de couler, ou encore de l'agglomération de particules minérales de petite taille, de substances organiques dissoutes colloïdales et d'oxydes et hydroxydes mal cristallisés, on parlera alors de complexe organo-minéraux, voire organo-métalliques. La fraction terrigène des sédiments marins rassemble toutes les particules issues des phénomènes d'altération et érosion des terres émergées, et véhiculées par les fleuves et les vents jusqu'au milieu marin. Ces particules peuvent être qualifiées de "détritiques". S'y ajoutent, de manière souvent anecdotique, les minéraux apportés par les météorites et, surtout, les micro-météorites qui véhiculent souvent du fer et du nickel. La fraction terrigène contient enfin des particules libérées par l'action des volcans.

1.1. La fraction terrigénique ou détritique

La fraction détritique est faite de minéraux résistant — au moins temporairement — à l'abrasion due au transport par les eaux et à la dissolution pendant celui-ci. Ces particules ne sont donc pas carbonatées (le plus souvent) et on peut considérer que la fraction détritique et, par extension, l'ensemble de la fraction terrigène, est très majoritairement composée d'aluminosilicates. Les minéraux dominants sont le quartz, les feldspaths et les minéraux argileux (principalement illite, kaolinite, chlorite, smectites et interstratifiés illite-smectite). Les proportions de ces minéraux dans les sédiments marins dépendent de nombreux facteurs, parmi eux : la nature minéralogique des apports terrigènes et la la distance par rapport aux sources de particules (embouchures des grands fleuves, vents dominants apportant des particules détritiques très fines). Les carbonates ne résistent pas au transport et sont apportés au milieu marin sous forme dissoute. De ce fait, la fraction terrigène a globalement une composition en éléments chimiques très proche de celle de la partie supérieure de la croute terrestre dont elle est issue en ce qui concerne la plupart des éléments. Les géochimistes ont pris l'habitude de prendre en considération la composition moyenne des argilites déposées en milieu marin et issues du lessivage et de l'érosion des terres émergées. On appelle cette composition moyenne l'*average shale* (taper ces deux mots sur un moteur de recherche Internet). On montre que l'*average shale* et la croute supérieure ont une composition chimique similaire sauf pour le lithium et les éléments volatils tels que B, S, C, N, Se, Te, Br, I, As, Cd, In, Sb, Hg, et Bi. Ces éléments, enrichis dans l'*average shale* par rapport à la croute terrestre sont souvent issus de phénomènes de dégazage magmatique affectant les couches relativement profondes de la lithosphère. L'appauvrissement relatif de l'*average shale*, en revanche, est contrebalancé par la présence de ces éléments dans les roches carbonatées, les évaporites et l'eau de mer.

1.2. Les fractions produites in situ

Les fractions biogéniques et authigéniques des sédiments marins se forment en réponse à des phénomènes biotiques ou abiotiques, à partir d'éléments chimiques présents dans l'eau de mer. Ces éléments présents sous diverses formes dissoutes sont apportés au milieu marin :

- ✧ par les fleuves qui véhiculent les éléments solubilisés par l'altération (action chimique) des continents,
- ✧ par des échanges gazeux avec l'atmosphère (CO_2, O_2 notamment),

✧ par l'hydrothermalisme sous-marin, principalement au niveau des rides médio-océaniques et des points chauds.

Les organismes marins soustraient à l'eau de mer les éléments dont ils construisent leurs "parties dures" aussi appelées "parties minérales" (squelettes, coquilles, tests, frustules, …) et leurs "parties molles" c'est-à-dire non minéralisées, encore appelées matière organique. Les principales matières minérales d'origine biologique sont d'une part, les carbonates de Ca et Mg (calcite plus ou moins magnésienne et aragonite), et d'autre part, l'opale biogène typique des diatomées (algues unicellulaires) dont le squelette est appelé un frustule, des radiolaires (organismes unicellulaires zooplanctoniques), des silico-flagellés et des éponges siliceuses.

1.2.1. Notions sur les carbonates

Les organismes carbonatés sont plus diversifiés que les organismes siliceux. En milieu pélagique, on rencontre essentiellement des coccolithophoridés (algues unicellulaires phytoplanctoniques) et les foraminifères (unicellulaires zooplanctoniques), en ce qui concerne les organismes calcitiques, et les ptéropodes (sortes de gastéropodes planctoniques) qui sont aragonitiques. Dans les milieux de plate-forme, les "gros" producteurs de calcaire sont les organismes constructeurs comme les coraux *sensu lato* actuels ou anciens, les stromatoporidés ou les rudistes dans le Passé de la Terre, et les bactéries quand elles sont à l'origine des stromatolites (ou stromatolithes mais l'usage tend à faire disparaitre le h). S'y ajoutent les échinodermes, les bivalves, brachiopodes ou gastéropodes, sans oublier les algues calcaires ou les foraminifères benthiques, parfois capables de construire des récifs quand ils vivent en colonies, mais la liste n'est pas exhaustive. De nouveau, ces organiques sont calcitiques ou aragonitiques. La solubilité du $CaCO_3$ augmente quand la pression augmente et que la température diminue ; en d'autres termes, la solubilité augmente avec la profondeur dans l'océan. Dans les conditions physico-chimiques classiquement rencontrées en milieu océanique, l'aragonite est environ 1,45 fois plus soluble que la calcite, ce qui cantonne l'existence de boues aragonitiques à des profondeurs moindres que celles où l'on peut rencontrer des boues calcitiques. On appelle profondeur de compensation des carbonates la profondeur à laquelle les taux d'apport et de dissolution des particules calcaires issues des eaux de surfaces se compensent, ce qui induit une absence de dépôt de particules carbonatées. La profondeur de compensation de l'aragonite fluctue peu autour de 3 000 m alors que celle de la calcite varie entre 4 000 m et 6 000 m en moyenne dans les océans Atlantique et Pacifique. Entre 20 et 30 % seulement des carbonates produits en surface des océans sont préservés dans les sédiments. Cette soustraction retentit sur l'alcalinité de l'océan et est importante pour comprendre les processus qui contrôlent la pression partielle de CO_2 de l'atmosphère. Dans les eaux peu profondes, les coraux et les algues calcaires (par exemple, *Halimeda* pour citer un genre connu des sédimentologues), et en milieu pélagique, les organismes planctoniques sécrètent essentiellement de la calcite, qui constitue l'essentiel du $CaCO_3$ des sédiments marins. La précipitation directe du $CaCO_3$ dans un milieu sursaturé est rare, probablement parce que de fortes concentrations en magnésium (Mg) dans l'eau de mer bloquent les sites de nucléation en surface des minéraux. La solubilité de la calcite augmente avec la pression pour des raisons thermodynamiques. Elle double pour une augmentation de profondeur de 4 km. Cela s'explique par la comparaison des volumes respectifs de la mole de $CaCO_3$ solide et des moles de Ca^{2+} et CO_3^{2-} dissous. Aux pressions que l'on trouve dans les grandes profondeurs de l'océan, la somme des volumes de Ca^{2+} et CO_3^{2-} dissous est inférieure au volume de $CaCO_3$ solide et, thermodynamiquement, cela favorise la mise en solution des ions Ca^{2+} et CO_3^{2-} à partir du calcaire solide. En général, jusqu'à 1 500 m de profondeur, les teneurs en ions carbonates sont peu différentes dans les divers océans, mais la saturation en carbonate diminuant avec la profondeur et avec l'acidification des eaux par décomposition de matière organique, on observe le long des trajets des masses d'eaux profondes (cf. circulation thermohaline) une diminution progressive de la saturation et une augmentation corrélative de la profondeur de compensation des carbonates (ou CCD pour Carbonate Compensation Depth) au fil de l'eau, ou encore "downstream". L'horizon limite de saturation se situe à environ 4,5 km de profondeur dans l'Océan Atlantique, 3 km dans l'Océan Indien et il est à une profondeur inférieure à 1 km dans le Pacifique Nord.

Bien que de même composition chimique, la calcite (rhomboédrique) et l'aragonite (orthorhombique) n'ont pas les mêmes réseaux cristallins, ce qui conditionne l'incorporation ou la substitution d'éléments chimiques dans les mailles cristallines. Ainsi, le Sr et dans une moindre mesure, le Mg et le Na, peuvent se substituer au Ca dans le réseau cristallin aragonitique. Dans la calcite au contraire, c'est le magnésium qui se substitue le mieux au calcium, devant les ions Sr^{2+}, Na^+ et Mn^{2+}. Les calcites peuvent contenir, sous forme de solution solide, c'est-à-dire sans structure cristalline organisée et répétitive, jusqu'à 30 % de Mg en proportions molaires (et non pas pondérales). De nombreux organismes vivant en milieu peu profond sécrètent des calcites magnésiennes. Toutefois, la substitution du Mg au Ca augmente la solubilité de la calcite, ce qui restreint la calcite magnésienne aux environnements peu profonds de la plate-forme. Lorsque la calcite magnésienne est recristallisée au cours des étapes géologiques postérieures au dépôt, on observe une expulsion du Mg hors du réseau cristallin. D'une manière générale, plus les organismes ont un degré d'organisation complexe, moins ils contiennent de Sr dans leurs parties minéralisées.

Considérons un sédiment pélagique initialement fait de 90 % de carbonate de calcium ($CaCO_3$) et 10 % de particules terrigéniques. Si la moitié du $CaCO_3$ disparait par dissolution, il reste 45 % de carbonate par rapport au stock initial et la teneur en $CaCO_3$ du sédiment qui se dépose devient : [45 / (45 + 10)] x 100, soit 82 %. En d'autres termes, même si l'on perd la moitié du stock de $CaCO_3$ par dissolution pendant la sédimentation, les teneurs en carbonate du sédiment sont peu différentes de ce qu'elles pourraient être (90 contre 82 %) et cette perte peut passer inaperçue, noyée dans la barre d'erreur de l'analyse, par exemple. Par conséquent, retenons que la mesure du $CaCO_3$ d'un sédiment ou d'une roche sédimentaire ne renseigne pas sur l'intensité de la perte en calcaire subie au cours de la chute à travers la colonne d'eau.

1.2.2. Notion sur les silices biogéniques

Les organismes planctoniques siliceux sécrètent des parties dures en opale A, c'est-à-dire une silice riche en eau et relativement poreuse ($SiO_2(H_2O)_n$). L'opale biogénique est fortement soluble et l'eau de mer, toujours sous-saturée en silice dissoute, est très agressive vis-à-vis des frustules de diatomées ou des squelettes de radiolaires, si bien plus de la moitié de l'opale formée en surface est dissoute dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau et quelques pourcents seulement de l'opale sécrétée dans les eaux de surface parviennent à se déposer au fond des mers.

La silice biogénique n'est guère le siège de substitution du Si. Cependant le germanium (Ge), voisin du Si à l'étage inférieur du tableau de classification périodique des éléments chimiques, a des propriétés très proches de celles du Si et peut se substituer à lui en de faibles proportions dans les squelettes siliceux. Par exemple, dans les frustules de diatomées, Ge et Si sont incorporés à peu près dans les mêmes proportions que celles observées dans l'eau de mer. En d'autres termes, le rapport Ge/Si des diatomées est très proche de celui de l'eau de mer. Le Ge présent sous forme dissoute dans l'eau de mer est apporté par le lessivage des terres émergées et par les apports hydrothermaux. Ces deux sources peuvent fluctuer en intensité au cours du temps. Les travaux de P. Froelich et ses collaborateurs ont montré qu'au cours du Quaternaire, les frustules de diatomées avaient enregistré des variations du rapport Ge/Si calquées sur les cycles climatiques glaciaire-interglaciaire. Puisque le rapport Ge/Si des diatomées reflète celui de l'eau de mer dans laquelle les diatomées ont vécu, cela signifie que l'eau de mer elle-même a vu fluctuer l'abondance relative du Ge à un rythme climatique. Comme il est peu vraisemblable que l'activité hydrothermale obéisse à un tel rythme, il est probable que des fluctuations des apports continentaux soient responsables des fluctuations des teneurs en Ge de l'eau de mer. Cela a permis de mettre en évidence que les terres émergées étaient plus ou moins intensément lessivées en périodes interglaciaires ou glaciaires.

La productivité biologique a un rôle essentiel de créatrice de particules sédimentaires. Elle est donc un moteur de la sédimentation. On voit cependant que, globalement, la géochimie des particules biogéniques elles-mêmes est assez simple même si on peut en déduire des indications sur les conditions de milieu ou les sources d'éléments chimiques. En outre, la productivité joue un rôle essentiel dans le milieu sédimentaire par la création de matière organique, qui va retentir de manière complexe sur la géochimie des sédiments marins. La matière organique qui compte en milieu marin d'un point de vue quantitatif est celle d'origine planctonique — et même surtout phytoplanctonique et bactérienne. Les géologues connaissent surtout les algues qui ont des parties dures qui seront autant de particules sédimentaires mais n'oublions pas qu'une majeure partie du phytoplancton est représentée par des organismes non minéralisés, ne comptant que des parties molles organiques. Il faut prendre en considération la biomasse énorme et incomplètement quantifiée des bactéries, voire des virus dont on ne mesure pas actuellement l'importance quantitative, et que l'on regroupe sous les termes de nanoplancton ou picoplancton. Cette biomasse est principalement synthétisée dans la zone photique de l'océan, puisqu'elle est surtout le fait de phytoplancton et de cyanobactéries, procaryotes et eucaryotes photosynthétiques, respectivement.

1.3. L'authigenèse

Ce phénomène est aussi appelé *néoformation*, et ce second terme est peut-être plus explicite que le premier dans la mesure où il fait bien comprendre qu'il s'agit de l'apparition de nouvelles phases minérales, parfois bien cristallisées, à partir des éléments chimiques présents dans l'eau de mer ou dans les phases interstitielles des sédiments. La glauconie, aluminosilicate bien connu des sédimentologues, illustre bien ce phénomène d'authigenèse où des minéraux de type argileux peuvent se former "spontanément" par incorporation d'Al, Si, Fe, K, etc., initialement contenus dans l'eau de mer. On appelle parfois ce phénomène l'altération inverse, surtout chez les auteurs anglophones (*reverse weathering*). D'une manière plus discrète que la glauconie bien visible, mais quantitativement beaucoup plus significative, de nombreux minéraux argileux se forment en milieu marin par authigenèse. Ces réactions sont possibles grâce à la présence d'acides silicique (H_4SiO_4 aussi noté $Si(OH)_4$) né de la dissolution des frustules et squelettes d'opale biogénique ou apporté par les fleuves après hydrolyse des silicates continentaux. Des observations *in situ* dans le delta de l'Amazone et en laboratoire ont montré que se produisaient en quelques mois des minéraux qui sont le plus souvent des phyllosilicates mais qui comprennent aussi des tectosilicates (des feldspaths). Ces minéraux authigéniques se forment souvent à partir d'un noyau fait de phyllosilicate dégradé :

H_4SiO_4 + minéraux argileux dégradés issus de l'altération continentale + HCO_3^- + Mg^{2+} + K^+ *donne* minéral argileux riche en fer + CO_2 + H_2O. Ces minéraux argileux sont

souvent de la smectite ou des zéolithes, mais peuvent aussi être des tectosilicates, comme des feldspaths. Cela confirme ce qu'on appelle l'hypothèse de Mackenzie et gares (1966) selon laquelle il y a un besoin théorique d'une telle réaction pour pouvoir expliquer le piégeage important des ions HCO_3^- + Mg^{2+} + K^+ apportés en grandes quantités par les fleuves. En effet, sans ce piégeage authigénique, au sein de la colonne d'eau, les apports accéderaient les départs et l'océan mondial verrait augmenter au cours du temps les teneurs en HCO_3^- + Mg^{2+} + K^+, ce qui n'est pas le cas. La formation authigénique d'aluminosilicates n'est pas un phénomène anecdotique, elle participe au maintien de l'équilibre de la composition chimique de l'eau de mer qui, sans elle, verrait augmenter la teneur en Mg^{2+}, K^+ et HCO_3^-. Cette authigenèse se produit là où les fleuves et les vents peuvent apporter des argiles dégradées à l'océan. Des aluminosilicates se forment également à la surface des frustules de diatomées en cours de dissolution et à partir de cendres volcaniques vitreuses (appelées verres volcaniques) promptes à se transformer en smectites dans l'eau de mer.

La pyrite sédimentaire (il en existe aussi de l'hydrothermale) est également un minéral authigénique puisque le fer et le soufre qui se combinent et donnent la pyrite sont libérés sous forme réactive par l'activité des bactéries.

Les substances authigéniques ne sont pas toujours bien cristallisées, il peut s'agir d'oxydes insolubles qui seront incorporés à des structures minérales cristallisées au cours de la diagenèse plus ou moins tardive. L'authigenèse se fait toujours à partir d'éléments chimiques présents dans les fluides ambiants. Les substances authigéniques sont donc le reflet plus ou moins fidèle de la composition de ces fluides "nourriciers". Les minéraux authigéniques sont donc porteurs d'indications paléo-environnementales, ils véhiculent une mémoire — parfois déformée — des conditions de dépôt ou des conditions qui ont immédiatement suivi le dépôt. Nous verrons plus loin comment les éléments chimiques peuvent être utilisés pour reconstituer les paléo-conditions redox. À partir de ces généralités émaillées de quelques exemples succincts, et avant de rentrer dans le détail des choses, il importe de remarquer que de nombreux phénomènes géochimiques se nourrissent des éléments présents dans l'eau de mer sous forme dissoute. Cela est particulièrement vrai pour les fractions biogéniques et authigéniques des sédiments marins. Attardons-nous donc sur la composition de l'eau de mer.

1.4. Les éléments présents dans l'eau de mer

L'eau de mer contient des éléments capables de demeurer, au moins un certain temps, sous forme dissoute. Cette évidence recouvre plusieurs cas de figures. L'eau est un excellent solvant naturel (cela tient aux propriétés de la liaison hydrogène) pour peu qu'elle ait le temps d'agir, ce qui est souvent le cas à l'échelle géologique. De ce fait, l'eau de mer contient énormément d'éléments en solution en des teneurs très contrastées en fonction de la solubilité des éléments et de ce qu'il leur advient, une fois qu'ils sont dans le milieu marin (Tableau XX). La gamme de concentrations des éléments chimiques présents dans l'eau de mer recouvre 15 ordres de grandeur, allant de l'ion sodium Na^+, le cation le plus abondant avec une concentration proche de 0,5 mol/kg, jusqu'à l'iridium avec une concentration de $0{,}5.10^{-15}$ mol/kg. Pour l'eau de mer, la limite entre éléments majeurs et éléments traces est fixée à 10 µmol/kg. Les éléments traces présents dans l'eau de mer peuvent être à l'état de cations mono-, di- ou trivalents comme Na^+, Zn^{2+}, ou alors, pour des éléments ayant des degrés d'oxydation plus élevés, à l'état d'oxo-cations (ou oxy-cations) comme UO_2^{2+}, ou d'oxo-anions (oxy-anions) comme MoO_4^{2-}. Les espèces cationiques peuvent donner des complexes en se liant à une variété de ligands organiques ou minéraux ; par exemple, UO_2^{2+} se combine aux ions carbonates et donne le complexe $UO_2^{2+}(CO_3)_3^{4-}$. En dehors des éléments chimiques volatils, échangeables directement entre l'océan et l'atmosphère (C, N, S, I, …), les éléments chimiques présents dans l'eau de mer sont issus du lessivage des terres émergées, des réactions d'altération des roches éruptives sous-marines fraîchement émises (on parle d'*halmyrolyse*) et d'apports par des fluides hydrothermaux.

1.4.1. L'altération continentale

L'eau de pluie peut solubiliser les roches dites "solubles" comme les évaporites et les calcaires ; dans ce second cas, une eau contenant des acides comme l'acide carbonique né de la combinaison de CO_2 et H_2O sera plus efficace. Il n'y a pas assez de CO_2 atmosphérique pour acidifier significativement l'eau de pluie : l'eau se charge en CO_2 dans les sols, là où les (micro-) organismes décomposent la matière organique et reminéralise le carbone organique. La solubilité des évaporites et des calcaires fait que les fleuves sont capables d'apporter aux mers les éléments contenus dans les minéraux de ces roches, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, HCO_3^-, Cl^-, … Ces éléments seront plus ou moins abondants dans l'eau de lessivage selon la nature lithologique et minéralogique du bassin-versant alimentant les cours d'eau.

Dans le cas de la dissolution des roches, ce qui part en solution a la même composition chimique que celle de ce qui reste à l'état solide : si l'eau de pluie ruisselle sur de la halite de composition NaCl, il partira en solution des ions Na^+ et Cl^- et ce qui n'aura pas été dissous aura toujours la même composition NaCl. Dans le cas des calcaires ($CaCO_3$), il part en solution Ca^{2+} et HCO_3^-, et ce qui reste est encore du $CaCO_3$.

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca^{2+} + 2\,HCO_3^-$$

Il n'en va pas de même dans le cas de l'hydrolyse, qui est une seconde forme d'attaque des minéraux par l'eau. Le détail de l'hydrolyse figure dans de nombreux ouvrages, nous

nous contenterons de n'évoquer ici que ce dont nous aurons besoin dans ce texte. En surface des minéraux constitutifs des roches, certains éléments chimiques, en présence d'eau, auront plus d'affinité chimique pour tout ou partie de la molécule H_2O (H_2O ou OH^-) que pour la charpente cristalline à laquelle ils appartiennent. Autrement dit, certains éléments chimiques créeront une liaison chimique plus forte avec la molécule d'eau que celle qui les lie aux autres éléments du réseau cristallin. Ces éléments quitteront donc le cristal et partiront en solution. Tous les éléments n'ont pas le même comportement, en fonction des forces respectives des liaisons qu'ils lieront avec le réseau cristallin d'une part, et la molécule d'eau, d'autre part. Cette affinité pour l'eau est conditionnée par le rayon ionique de l'élément et son numéro atomique ; elle est résumée dans ce qui est communément appelé le *diagramme de Goldschmidt* (taper ce groupe de mots sur un moteur de recherche Internet). On retiendra que les éléments constituant les réseaux fondamentaux que sont les tétraèdres et octaèdres des aluminosilicates, c'est-à-dire Al^{3+}, Si^{4+} et Fe^{3+} sont plus difficilement hydrolysés que les autres éléments majeurs (Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, K^+, Mn^{2+} pour les plus aisément captés par l'eau). En outre, les éléments seront plus ou moins abondants en solution selon la lithologie dominante du bassin-versant du cours d'eau étudié. Les rivières drainant des régions où affleurent des évaporites seront plus chargées en sels que celles drainant les massifs cristallins des Aiguilles Rouges. On peut s'amuser à comparer les étiquettes des bouteilles d'eau minérale du commerce pour se convaincre du rôle joué par la lithologie des bassins-versants.

Attention, à la lecture du diagramme de Goldschmidt, de ne pas conclure hâtivement qu'on ne trouvera pas Al et Si en solution dans les eaux des cours d'eau. En effet, si les précipitations altèrent un massif encore peu ou pas dégradé, les eaux de ruissellement contiendront naturellement plus de Ca ou de Mg que de Si ou d'Al. En revanche, si l'hydrolyse concerne un bouclier ou un massif très ancien et très altéré, les eaux contiendront relativement peu de Ca et de Mg, car l'essentiel de ces deux éléments aura déjà été ôté au cours du temps et, par défaut, les eaux de ruissellement apparaîtront enrichies en Al, Si, Fe car c'est là tout ce que les roches très altérées pourront libérer. En poussant le raisonnement à l'extrême, ne demandons pas à une bauxite de libérer autre chose que Al^{3+}. Bien sûr l'intensité de la dissolution et de l'hydrolyse sera conditionnée par les conditions climatiques : un climat humide (il faut de l'eau pour qu'il y ait réaction chimique) et chaud (la cinétique chimique est accélérée par la chaleur) sera beaucoup plus agressif qu'un climat sec et froid.

Par ailleurs, nous avons vu que les minéraux étaient attaqués par l'extérieur, par leur surface, c'est-à-dire là où se fait le contact avec l'eau. L'attaque sera d'autant plus efficace que les minéraux offriront plus de surface par rapport à leur volume ou leur masse. On appelle "surface spécifique" le rapport surface/masse d'un solide. Plus un solide est de petite taille (et de petite masse), plus sa surface spécifique sera grande. Les petites particules seront donc plus vite altérées que les grandes, pour une composition chimique identique. On comprend donc que l'érosion, en fragmentant les roches et augmentant donc la surface spécifique des particules, favorise significativement l'altération chimique. Un granite réduit en poudre par l'érosion glaciaire libérera beaucoup plus de cations solubles qu'un granite identique situé dans une région non glaciaire.

L'altération continentale apporte donc à l'océan à peu près tous les éléments chimiques, y compris bien sûr tous ceux indispensables au métabolisme des organismes marins, comme le fer et le phosphore pour les éléments majeurs et le molybdène (Mo) pour les éléments traces. Les fleuves stimulent donc la productivité biologique des océans qu'ils contribuent à fertiliser, principalement sur les plates-formes. Les fleuves véhiculent souvent les éléments chimiques sous forme de complexes avec la matière organique particulaire transportée. Ces complexes organo-métalliques sont notamment des véhicules pour le fer à l'état réduit : ces micro-environnements réducteurs vont conserver le fer à l'état Fe^{2+} en milieu marin. Comme le milieu marin est globalement oxydant actuellement, le fer dissous, s'il n'est pas engagé dans ces complexes organo-métalliques, aura tendance à être oxydé à l'état Fe^{3+} et il formera des oxydes et hydroxydes très peu solubles qui ne pourront pas se maintenir dans la colonne d'eau et seront transférés aux sédiments. Or, tous les organismes ont besoin de fer pour leur métabolisme et le milieu marin se trouve souvent "carencé" en fer puisque celui-ci ne peut guère être maintenu à l'état soluble. On mesure donc l'importance des complexes organo-métalliques, source indispensable de fer pour l'océan.

Les terres émergées peuvent également exporter des éléments nutritifs, principalement du fer, de nouveau, sous forme adsorbée à la surface des minéraux argileux nés de l'hydrolyse des silicates. Ces minéraux d'altération peuvent être apportés à l'océan par les fleuves et par les vents. Dans ce second cas, les minéraux peuvent aller très loin et fertiliser l'océan bien au-delà des plates-formes. Ce phénomène de transport de nutriments est fondamental pour la vie marine. Les zones pourvoyeuses de particules que les vents peuvent prendre en charge sont avant tout les déserts. L'absence de couvert végétal favorise la déflation, et la sécheresse des sols ne permet pas de maintenir sur place les particules fines, alors que la cohésion de ces dernières est forte dans les sols humides. On constate donc que les déserts, aidés par les vents, favorisent grandement la vie marine, jusqu'à des distances importantes des côtes.

1.4.2. Hydrothermalisme et halmyrolyse

La circulation hydrothermale est un mouvement de l'eau de mer se produisant au niveau des rides médio-océaniques (et de façon plus localisée, au niveau des volcans de point

chaud). L'eau de mer s'infiltre le long des fractures affectant le plancher océanique et percole en profondeur. Elle est progressivement chauffée à des températures pouvant atteindre (et parfois même dépasser) 400 °C. De telles températures facilitent et accélèrent les réactions chimiques entre eau de mer et roches. Des échanges ont lieu entre ces deux milieux. L'eau de mer, ainsi chauffée et devenue ce qu'on nomme un fluide hydrothermal, voit sa "flottabilité" augmenter fortement et tend à regagner la colonne d'eau de mer (par des sortes de courants de convection). Ces fluides hydrothermaux débouchent dans l'eau libre de l'océan au niveau d'évents bien circonscrits ou de suintements plus diffus.

La circulation hydrothermale permet le transfert d'énergie (chaleur) de l'intérieur de la Terre vers l'hydrosphère. Elle fut conceptualisée par les chercheurs dès que les rides médio-océaniques furent reconnues et elle fut mise en évidence dans la Mer Rouge dans les années 60 quand des recherches révélèrent que les bassins profonds de cette mer (qui est en fait un jeune océan en cours de rifting) étaient remplis d'eaux chaudes (40 °C - 60 °C) et salées, et étaient tapissés d'épaisses couches de sédiments riches en métaux. De nombreuses autres découvertes vinrent confirmer ces observations dans les différents océans. En particulier, la circulation hydrothermale est directement visualisée au niveau des "fumeurs noirs" observés grâce aux bathyscaphes capables d'atteindre de grandes profondeurs, et qui jalonnent les rides océaniques. Il s'agit de structures minéralisées columnaires qui coiffent les évents hydrothermaux. De ces véritables cheminées débouchent les fluides hydrothermaux qui réagissent avec l'eau de mer beaucoup plus froide qu'eux (< 10 °C) et précipitent des sulfures et des oxydes métalliques noirs. Ces minéraux participent à la croissance de la cheminée et se répandent en panaches dans l'eau de mer. À ces fumeurs noirs spectaculaires s'ajoutent des échappements de fluides hydrothermaux diffus plus discrets mais quantitativement plus significatifs. La circulation hydrothermale peut continuer dans le plancher océanique pendant des millions d'années après l'émission de celui-ci par les dorsales médio-océaniques. L'impact géochimique de la circulation hydrothermale est proportionnel à la température des fluides et est significatif surtout au niveau des dorsales. Les panaches émis par les évents hydrothermaux peuvent avoir un impact au-delà de leur zone d'émission, sur quelques kilomètres, exceptionnellement plus.

De façon plus précise, voyons comment l'activité hydrothermale peut retentir sur le chimisme de l'océan et les sédiments concernés. L'eau de mer pénètre dans les dorsales le long des nombreuses fractures qui les affectent. Toutes les dorsales sont concernées, si bien qu'au total, un volume extrêmement important d'eau de mer est affecté. On estime qu'un volume d'eau équivalent au volume total de l'océan mondial transite ainsi dans la circulation hydrothermale en quelques milliers d'années. Ce n'est donc pas un phénomène à négliger.

L'eau de mer percolant dans des zones de plus en plus profondes va être de plus en plus chaude et va réagir avec les roches et les gaz volcaniques. Au cours de ces réactions entre fluides et roches, des espèces chimiques vont être gagnées et perdues par les fluides. Essentiellement, l'eau de mer va perdre son magnésium et ses ions sulfates pendant que son pH diminue fortement. Elle va simultanément s'enrichir en silice, fer et manganèse dissous. La forte température provoque la précipitation d'anhydrite $CaSO_4$ à partir de l'eau de mer percolante ; une partie des ions sulfates sont réduits en sulfures. Le magnésium est perdu au profit de la formation de silicates magnésiens (smectite, chlorite), ce qui s'accompagne de la libération de protons H^+ et fait baisser le pH. De plus, le sodium peut être perdu par les fluides au cours de réactions d'albitisation, avec échanges de Na et de Ca. Il y a donc une forte altération de la croûte océanique au niveau des dorsales.

Enfin, l'eau de mer percolante va s'enrichir en gaz dissous, gaz nobles, H_2S, CH_4, CO_2. Elle va finalement être expulsée du système hydrothermal quand elle aura atteint une température telle qu'elle sera moins dense que les autres fluides (350 °C - 400 °C). La composition précise des fluides ainsi expulsés sera conditionnée par plusieurs facteurs que nous citerons sans rentrer dans le détail : la nature pétrographique des roches des dorsales, la température et la pression, le taux d'expansion des dorsales (rapides ou lentes), le mode d'échappement des fluides, canalisés en évents ou plus diffus… Notons que certains de ces facteurs sont susceptibles d'évoluer au cours du temps. Lorsque les fluides sont expulsés, ils sont mélangés à de l'eau de mer, beaucoup plus froide et plus alcaline et qui plus est, peuplée de bactéries. Une série de phénomènes va alors se produire. Il faudra distinguer ce qui arrive aux espèces chimiques contenues dans les fluides hydrothermaux, qui, globalement, précipitent, et ce que cette précipitation peut elle-même entraîner, aux dépens de l'eau de mer environnante. Au débouché des évents, la chute de température des fluides et l'augmentation de l'alcalinité ne vont pas mettre le maintien en solution de nombreuses espèces dans le panache des fluides hydrothermaux qui va se disperser relativement rapidement dans l'eau de mer. Au sortir immédiat, des sulfures métalliques vont précipiter rapidement (pyrite, pyrrhotite, sphalérite, marcassite, chalcopyrite) accompagnés de silice et de quelques sulfates (anhydrite et barytine). Ces minéraux construisent les cheminées des fumeurs noirs ou des concrétions au fond de l'océan. Au-dessus du fond s'élève le panache de dimensions variables selon les caractéristiques propres de chaque site. Le panache est relativement rapidement dispersé dans l'eau de mer, après un trajet de quelques mètres à quelques kilomètres, rarement plus. Le panache va libérer des gaz nobles dans l'eau de mer et des gaz réduits, H_2S, CH_4, CO_2. Le sulfure d'hydrogène, de loin le plus abondant, va évoluer rapidement, donnant naissance à des sulfures métalliques, qui vont se déposer sans délai, ou

alors va s'oxyder en sulfate. Une précipitation de barytine ($BaSO_4$) se produit donc, parfois accompagnée de silice amorphe. Les deux métaux les plus enrichis dans les fluides hydrothermaux sont le fer et le manganèse, libérés sous forme réduite Fe^{2+} et Mn^{2+}. L'essentiel de ce fer (90 %) va être piégé dans les sulfures qui se forment dans le panache, si bien que le fer ne va très loin des évents sous-marins. Au contraire, le manganèse qui ne forme pas facilement de sulfures et qui a une cinétique d'oxydation lente par rapport à celle du fer pourra rester plus longtemps en solution. Le fer non-engagé dans les sulfures et le manganèse pourront, une fois oxydés dans l'eau de mer, donner des oxydes et hydroxydes très peu solubles qui chuteront au fond de la colonne d'eau. Selon les conditions locales, le fer sera éliminé du panache en quelques minutes à quelques heures. Ces sulfures de fer évoqués ci-dessus peuvent incorporer par co-précipitation ou adsorption d'autres éléments dissous dans l'eau (parfois nommés chalcophiles) comme Cu, Zn et Pb. Le rapport entre ces trois éléments et le fer des sulfures diminue au fur et à mesure que le panache s'éloigne des évents, ce qui indique que ces éléments sont libérés par les fluides hydrothermaux. Par ailleurs, on observe l'incorporation dans les sulfures d'éléments comme K, P, V, Cr, As, Mo et U mais dans des proportions constantes par rapport au fer, quelle que soit la distance parcourue par le panache. Cela indique que ces éléments sont soustraits à l'eau de mer dans laquelle se répand le panache. Ces éléments sont ordinairement présents sous forme d'oxo-anions conservatifs stables dans l'eau de mer et ne sont en général pas enrichis dans les fluides hydrothermaux. Enfin, les oxyhydroxydes de fer peuvent attirer à eux des éléments de l'eau de mer qui ont tendance à s'adsorber rapidement à la surface des particules (les Anglo-saxons les disent "*particle-reactive*"). Il s'agit notamment des Terres Rares, et de beryllium, yttrium, thorium, protactinium. Dans ce dernier cas de figure, ce piégeage par les particules de fer capture beaucoup plus de ces éléments que n'en apportent les fluides hydrothermaux. Les panaches sont donc des pièges à Terres rares, Be, Y, Th, Pr pour l'eau de mer alors que les fluides en contiennent initialement dans des proportions importantes, ce qui aurait pu faire croire que les fluides hydrothermaux seraient une source en ces éléments pour l'océan.

D'une manière plus générale, pour de nombreux éléments, la quantité prélevée à l'eau de mer par les différentes phases qui précipitent à partir des panaches (sulfures, sulfates, oxydes, hydroxydes, …) est très importante et ce d'autant plus que des volumes considérables d'eau de mer sont mis en jeu dans les fluides hydrothermaux, comme on l'a dit plus haut. Au total, ce qui est ainsi soustrait à l'eau de mer est comparable (au moins non négligeable) par rapport à ce que les fleuves apportent à l'océan (Tableau). L'hydrothermalisme participe donc efficacement à l'équilibre des teneurs des éléments présents sous forme dissoute dans l'océan.

Enfin, les substances émises par l'hydrothermalisme vont pouvoir "nourrir" une productivité au fond de l'océan. Les émanations de méthane et d'hydrogène dans les panaches vont servir de substrat minéral pour une production primaire d'organismes procaryotes chémo-litho-autotrophes (ou chimio-litho-autotrophes). Il s'agit surtout d'archaea (à plus de 60 %) et de bactéries, alors que les bactéries à elles-seules dominent largement dans l'eau de mer normale. Cette production primaire va à son tour nourrir une production secondaire d'organismes hétérotrophes qui consomment cette biomasse microbienne. Selon l'expression répandue, on parle "d'oasis de vie" associées aux évents hydrothermaux. Cette activité microbienne aura un impact géochimique, en particulier *via* les bactéries tirant leur énergie de la réduction des oxydes de Mn. Le manganèse dissous sera ainsi consommé rapidement (en moins d'une semaine ou en quelques années, selon les sites, ce qui laisse plus de temps que la précipitation du fer des panaches).

Enfin, l'extension des panaches et donc la surface des fonds océaniques concernés par les retombées des panaches sont très modestes pour ne pas dire anecdotiques par rapport à la surface totale des fonds océaniques et au volume de l'eau de mer. Plusieurs facteurs interviennent dans la dispersion et la dilution des panaches, et, de nouveau, chaque site est particulier : la topographie des fonds marins au niveau des dorsales, la présence de courants marins profonds, les contrastes de température, la chimie des masses d'eau joueront un rôle. Disons de manière simplifiée pour fixer les idées, que les panaches s'élèvent de quelques centaines de mètres au-dessus des évents et que les distances horizontales par rapport aux évents sur lesquelles on retrouvera une trace significative de retombées à partir des panaches ("saupoudrage" de sulfures, sulfates, oxydes et hydroxydes) seront souvent très inférieures à 10 km ; il y a bien sûr quelques exceptions.

Pour conclure, le monde hydrothermal est très imparfaitement connu car il fut longtemps inaccessible avant que les progrès technologiques ne permettent observations et mesures directes. La vision et la compréhension que nous en avons ne sont peut-être que partielles et les travaux continuent d'avancer (relativement lentement, compte tenu des difficultés techniques et des sommes à investir dans de telles recherches). Les points qui paraissent être importants en ce qui concerne la géochimie marine sont les suivants. L'hydrothermalisme n'est une source significative, quantitativement, que pour le calcium et le manganèse ; en revanche c'est un piège pour le magnésium. L'impact, en surface de plancher océanique concerné, peut sembler dérisoire, mais l'impact sur le chimisme océanique est considérable, même s'il est discret. De par les volumes d'eau de mer concernés par la circulation hydrothermale, l'hydrothermalisme participe activement à la stabilité de la composition chimique de l'océan mondial, grâce au fait que les réactions chimiques se produisant au sein des panaches retirent des proportions importantes de certains

éléments dissous au regard de ce qu'apportent les fleuves. Les sédiments dits "hydrothermaux", c'est-à-dire dont le chimisme est influencé par les panaches, sont porteurs de messages paléo-océaniques mais ils ne sont guère fréquemment retrouvés dans l'enregistrement sédimentaire à l'échelle des temps géologiques. Enfin, précisons que nous sommes allés ici à l'essentiel de ce qui nous paraît important à savoir en ce qui relève des relations entre hydrothermalisme et géochimie sédimentaire ; il y a beaucoup plus à dire).

1.5. Notions de cycles et de temps de résidence

Si on est capable de donner la composition chimique de l'eau de mer, c'est que celle-ci a une certaine stabilité dans le temps, à condition de ne pas prendre en compte des durées trop longues à l'échelle géologique. Les apports des éléments vus précédemment sont donc compensés par une soustraction à partir de l'eau de mer. Cette soustraction est notamment le fait de la sédimentation des particules biogéniques (et la matière organique marine) et de l'authigenèse (avec le rôle local joué par les phénomènes hydrothermaux).

Certains éléments chimiques sont assez peu affectés par les phénomènes classiques se produisant dans l'eau de mer. À l'image du chlore ionique Cl^-, ces éléments ne sont pas incorporés de façon sensible dans les tests et squelettes minéralisés ou dans la matière organique ou encore dans les minéraux authigéniques. De tels éléments sont dits "conservatifs" (anglicisme). Ces éléments, en fait, peuvent très bien être incorporés par les organismes dans des cycles de créations et destructions de particules (avec compensations entre prélèvement et libération) mais de façon négligeable par rapport à leur forte concentration dans l'eau de mer. Par exemple, le Mo est présent dans l'eau de mer à une concentration proche de 105 nmol/kg sous forme d'oxo-anion molybdate (MoO_4^{2-}). Le Mo est nécessaire aux organismes planctoniques car c'est un co-facteur métallique de nombreuses enzymes, comme la nitrogénase qui permet aux cyanobactéries d'assimiler l'azote moléculaire N_2. Le Mo est donc incorporé à la biomasse phytoplanctonique s.l. des eaux de la zone photique. Cependant cette capture de Mo est très faible devant la grande abondance de Mo dissous et n'a guère d'impact sur la distribution du Mo dans la colonne d'eau. Le Mo est rangé parmi les éléments conservatifs, où figurent également Sb, Re, W, Cs, Rb, parmi d'autres encore. Enfin, les éléments conservatifs peuvent être des marqueurs des conditions redox très intéressants et utiles comme nous le verrons plus loin.

D'autres éléments sont incorporés de façon sensible dans les matières organiques et/ou minérales bio-synthétisées dans les eaux de la zone photique. Ils sont donc prélevés à l'eau de mer qui s'en trouve appauvrie. Lorsque les organismes meurent et chutent dans la colonne d'eau, leur matière organique se décompose. Ceci est encore plus vrai à l'interface eau-sédiment où les décomposeurs (surtout les bactéries) reminéralisent les substances organiques de façon prolongée. Les éléments chimiques sont alors libérés de la matière organique en cours de destruction et sont rendus aux eaux de fond, qui se trouvent relativement enrichies en ces éléments, ce qui leur confère une distribution typique dans la colonne d'eau.

Les éléments qui obéissent à ce comportement sont typiquement les éléments nutritifs (ou nutriments), comme les éléments essentiels P et N sous forme de phosphate et de nitrate, respectivement. On peut ajouter des éléments traces qui ont un rôle biologique comme le zinc (Zn) ou d'autres encore, comme l'argent (Ag), le baryum (Ba) ou le cadmium (Cd) qui n'ont pas de rôle biologique identifié pour le plancton mais qui sont incorporés passivement à la matière organique synthétisée dans la zone photique. Ces éléments qui ont un comportement de type nutriment sont donc enrichis dans les eaux de fond océaniques. En général, ils n'ont pas tendance à s'adsorber sur les particules qui se sédimentent à travers la colonne d'eau et donc, au fur et à mesure que les eaux de fond se déplacent au gré des courants profonds, elles sont de plus en plus enrichies en ces éléments. Les éléments de type nutriments sont rapportés dans les eaux de surface là où la circulation océanique fait remonter les eaux de fond. Une fois rapportés en surface, ces éléments peuvent être utilisés à nouveau dans la zone photique. C'est un équilibre dynamique qui est mis en place. Cela veut dire qu'aux époques de la Terre où l'océan était mal brassé par les courants profonds, les eaux de surface ne recevaient plus cet apport de nutriments recyclés depuis les eaux de fond, ce qui a pu, à terme, limiter la productivité marine.

Les éléments de type nutriments (les Anglo-saxons disent "*nutrient-type*" ou "*nutrient-like*") peuvent aider à reconstituer la productivité des océans anciens. On utilise pour cela le baryum, le cuivre, le nickel ou le cadmium, comme nous le verrons plus loin. Certains éléments ne séjournent pas longtemps dans l'océan même s'ils peuvent théoriquement s'y maintenir en solution, car ils s'adsorbent aisément à la surface de particules minérales ou organiques et "coulent" avec elles. C'est typiquement le cas de l'aluminium. Cet élément est apporté à l'océan très loin des côtes sous forme de poussières éoliennes très fines qui peuvent se dissoudre partiellement et/ou désorber (le contraire d'adsorber) les éléments chimiques fixés à leur surface, une fois qu'elles sont tombées dans l'eau de mer. Une fois libéré, Al^{3+} a tendance à s'adsorber sur les particules présentes (souvent des frustules de diatomées) et l'eau de mer se trouve ainsi "nettoyée" de son aluminium (les Anglos-saxons appellent ce nettoyage le "*scavenging*", c'est-à-dire l'ébouage, le travail des éboueurs de nos villes).

Le comportement des éléments que nous venons de voir conditionne la durée de la présence des éléments chimiques dans l'eau de mer. On qualifie cette durée avec la notion de temps de résidence. Le temps de résidence est la durée au bout de laquelle un stock initial d'un élément donné a été intégralement renouvelé après incorporation des éléments

initialement présents dans les sédiments. Autrement dit, le temps de résidence est le temps statistique maximum qu'un élément fraîchement apporté à l'océan peut passer en solution dans l'eau de mer.

Les éléments dits conservatifs auront logiquement des temps de résidence très longs (> 10^5 ans), puisqu'ils sont chimiquement stables (imperturbables !) dans l'eau de mer normale. Les éléments comme Al, qui sont "scavengés" (barbarisme ? néologisme ? le lecteur décidera !) rapidement auront bien sûr des temps de résidence très courts, de l'ordre de 100 ou 1 000 ans, c'est-à-dire des temps plus courts que le temps de mélange des océans, qui est supérieur à un millier d'années. Les éléments de type nutriments auront des temps de résidence intermédiaires, de l'ordre de quelques milliers d'années à une centaine de milliers d'années.

Les éléments conservatifs ayant des temps de résidence beaucoup plus longs que celui du mélange des eaux océaniques, ils auront largement le temps d'être homogénéisés à l'échelle de l'ensemble de l'eau de mer qui aura donc une teneur à peu près constante en ces éléments. En revanche, l'homogénéisation n'a pas le temps de se faire pour les éléments rapidement éliminés de la colonne d'eau (*scavenging*). Les temps de résidence des éléments peuvent être utiles pour retracer des phénomènes majeurs affectant l'océan et, partant, comprendre des mécanismes d'évolution de la planète. Nous pouvons mentionner à titre d'exemple un usage fait de l'aluminium (Al). Loin des côtes et des sources d'apports fluviatiles, l'Al est apporté aux eaux de surface par les poussières éoliennes (c'est-à-dire transportées par les vents). Les zones de l'océan recevant régulièrement ces poussières auront donc des teneurs relativement importants en Al dissous. En revanche, les eaux n'étant pas le long des trajectoires des vents dominants seront moins riches en Al dissous puisque celui-ci ne sera pas apporté par les airs et n'aura pas le temps de "diffuser" et d'être homogénéisé à partir des zones plus riches en Al dissous. La mesure de la concentration en Al dissous des eaux de surface est donc un moyen de connaître les zones de distribution des poussières éoliennes et donc des vents dominants. Ces analyses sont relativement plus faciles à faire et à répéter dans le temps que d'installer des pièges à particules pour collecter les poussières éoliennes. De la même façon, la mesure des teneurs en plomb (Pb), autre élément "scavengé" rapidement, a permis de visualiser l'impact de l'arrêt de l'addition de plomb dans l'essence des voitures, à partir d'un suivi régulier des eaux de surface de l'Atlantique Nord sous les vents dominants survolant les USA.

1.6. Conclusion

Nous avons vu dans cette présentation générale les grands facteurs et mécanismes affectant le milieu marin et conditionnant la composition chimique des sédiments accumulés au fond des mers. Maintenant que le décor est planté, nous pouvons donner des coups de projecteur plus ciblés et plus détaillés sur des points essentiels en expliquant chaque fois comment le sédiment peut, à partir de sa composition chimique, nous révéler le fonctionnement de l'océan dont son dépôt fut contemporain.

2. INTERPRÉTATION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SÉDIMENTS MARINS

2.1. L'impact du détritisme sur la composition chimique des sédiments marins

Les sédiments marins comportent toujours une part d'acquis et une part d'inné ! L'inné correspond aux particules détritiques (organiques ou minérales), l'acquis est la somme des particules biogéniques marines et des minéraux ou substances authigéniques. Le sédiment marin, ou la roche sédimentaire qui en découle, porte donc des messages sur les conditions de sa mise en place : origine et mode de dépôt des particules terrigéniques, influence du volcanisme, impact de la nature et l'abondance de la production biologique, impact des conditions d'oxygénation des eaux de fond sur l'authigenèse et l'éventuelle accumulation de matière organique, etc., ces messages sont très nombreux mais ne sont pas toujours faciles à identifier et interpréter. Avant d'interpréter un sédiment, quel que soit son âge, en ce qui concerne sa composition chimique, il est indispensable de savoir identifier la part détritique dans l'abondance des éléments chimiques. Par exemple, le vanadium (V) est un marqueur des conditions d'oxydo-réduction (ou redox) des milieux de dépôt, il est enrichi dans les sédiments quand les conditions sont réductrices. Cependant, le V est aussi apporté aux sédiments par les plagioclases détritiques, voire certains organismes marins, les ascidies, dont le milieu interne concentre cet élément dans leur sang, ce qui en faciliterait l'oxygénation. Il est donc capital de savoir faire la part entre les différentes origines du V dans un sédiment avant de se concentrer sur la reconstitution des conditions redox au moment du dépôt. Nous allons nous attarder à comprendre l'impact du détritisme sur la composition chimique des sédiments et roches sédimentaires déposés en milieu marin.

Les particules terrigènes sont principalement apportées à l'océan par les fleuves et par les vents (oublions les glaciers des hautes latitudes). Ces deux moyens de transport n'ont pas la même efficacité. Un fluide — eau ou air — ne peut transporter des particules que quand il est animé d'un mouvement et sa capacité de transport — taille des particules et masses totales transportées — est liée à la vitesse du fluide. Les fleuves délivrent des flux particulaires importants aux plates-formes situées près de leur embouchure : les volumes sédimentaires peuvent être considérables et la taille des particules est parfois importante. Très vite, une ségrégation sera opérée par

l'énergie du milieu marin en fonction de la taille des particules et seules les particules les plus fines (minéraux argileux) pourront être transportées au-delà des plates-formes continentales et leurs glacis. En revanche, le vent sera capable d'apporter des particules très fines sur des distances parfois considérables mais en quantités modestes. Les parts respectives de ces deux agents de transport s'inversent donc en fonction de la distance aux rivages. Près des côtes, les apports fluviatiles, s'ils sont abondants, vont complètement masquer les apports éoliens, qui sont quantitativement insignifiants en comparaison ; loin des côtes, hors de portée des apports fluviatiles qui seront déjà sédimentés, les apports éoliens, si modestes soient-ils, domineront le flux terrigène. Bien entendu, dans ce second cas, les taux de sédimentation seront très faibles.

Ce schéma sédimentologique sera à nuancer en fonction du contexte climatique et géologique des terres émergées. Par exemple, lorsque des régions arides (donc sans apports fluviatiles) bordent la mer, les vents prendront en charge d'importantes masses de poussières et les apporteront aux plates-formes où elles constitueront la seule source de matériel terrigénique. Si, de plus, ces zones désertiques côtières sont le siège de sebkhas où apparaissent des authigenèses argileuses particulières (sépiolite, attapulgite, …), alors cette source terrigène pourra avoir une géochimie atypique qui retentira sur la composition totale du sédiment. On constate donc que l'impact du détritisme sur la géochimie obéit dans les grandes lignes à des schémas où doit dominer le bon sens du géologue au moment d'interpréter les résultats des analyses. Toutefois, il n'est pas toujours possible de maîtriser la connaissance du contexte "climato-géologique" affectant les terres émergées au moment du dépôt des roches sédimentaires que l'on étudie. Il faut alors de nouveau s'en remettre au bon sens et raisonner à partir de quelques traceurs simples à mettre en œuvre.

Les particules terrigéniques sont, ainsi qu'on l'a dit, quasi-exclusivement faites de quartz et d'aluminosilicates. De plus, pour des raisons de sensibilité à l'hydrolyse, de nombreux minéraux classiques des roches de la croûte continentale n'arrivent guère au milieu marin, ils disparaissent majoritairement pendant le transport fluviatile dès que celui-ci est un peu long. En d'autres mots, le flux terrigène est dominé part trois termes : les minéraux argileux (classiquement riches en Si, Al, Fe, K, Mg, Ca), le quartz (SiO_2) et les minéraux "lourds" très peu sensibles à l'altération chimique et donc quasi-inaltérables dans les milieux sédimentaires (zircon, rutile, tourmaline, augite, glaucophane, …). À ce triptyque peuvent s'ajouter des feldspaths en fonction de la nature géologique du bassin-versant drainé par les fleuves qui apportent leur charge sédimentaire à l'océan. Au total, les éléments chimiques majeurs de la fraction clastique des sédiments et roches sédimentaires sont, ordonnés par abondances décroissantes, Si, Al, Fe, Ca, K, Mg, Na, Ti, P Mn (certains ajoutent Ba). Parmi ces éléments beaucoup sont également engagés dans des phases bio- ou authigéniques (tableau). En revanche, certains éléments sont de façon exclusive ou très majoritaire caractéristiques de la seule fraction terrigénique : Si, Al, K, Ti, Th, Zr Rb, et Al et Si en sont les éléments emblématiques. Le silicium (Si) a la particularité d'être apporté en phase "pure" sous forme de quartz SiO_2 bien sûr mais aussi sous forme d'opale (silice hydratée $SiO_2(H_2O)_n$) biogénique sécrétée par les diatomées, les radiolaires et les éponges, principalement. L'élément Si (toujours combiné à l'oxygène dans les milieux natures) n'est pas univoque et c'est pourquoi l'on choisit ordinairement Al comme marqueurs du flux terrigénique et, le plus souvent dans la pratique, comme marqueur du flux de minéraux argileux. Attention toutefois qu'en milieu pélagique se forment des minéraux authigéniques — typiquement des smectites et des zéolithes. Les smectites peuvent donc avoir une double origine terrigénique et authigénique. On peut choisir également le titane comme marqueur des apports clastiques, car Ti est exclusivement véhiculé par les minéraux terrigéniques. Simplement, le Ti est plutôt apporté par les minéraux "lourds" — rutile, ilménite — que par les argiles ; il n'est donc pas directement représentatif de la part dominante des apports terrigéniques qui est le flux argileux.

2.2. L'aluminium, la référence classique

On considère Al comme la référence la plus simple à utiliser. Certains auteurs, c'est plus rare, utilisent le titane (Ti) plutôt que l'aluminium ; les deux approchent sont valables, alors autant utiliser l'aluminium d'un emploi plus généralisé. L'aluminium est présent dans tous les minéraux détritiques classiques (exception faite du quartz), quelle que soit leur taille, et il est en général présent dans la plupart des sédiments comprenant une part clastique. Il est utile et commode de se référer à Al pour interpréter les concentrations des autres éléments chimiques. Pour utiliser les concentrations d'éléments traces afin de reconstituer les conditions paléoenvironnementales, il faut évaluer si elles sont relativement enrichies ou appauvries. De manière générale, le degré d'enrichissement ou d'appauvrissement d'un élément trace dans un échantillon est évalué par rapport à sa concentration dans une référence qui est généralement la croûte terrestre moyenne ou la moyenne des shales (*average shale*). La plupart du temps, les éléments traces sont utilisés pour les travaux paléoenvironnementaux mettant l'accent sur les sédiments silicoclastiques à grains fins et les roches sédimentaires relativement riches en matière organique, comme les argilites. Les sédiments et les roches sédimentaires peuvent contenir des proportions variables de phases minérales, souvent d'origine biogénique, qui diluent l'abondance des éléments traces d'un échantillon. Les diluants biogéniques les plus courants sont le carbonate de calcium et l'opale. Ainsi, pour pouvoir comparer les proportions d'éléments traces dans des échantillons à teneur variable en carbonate

et en opale, il est courant de normaliser les concentrations d'éléments traces par rapport à la teneur en aluminium. Pour la plupart des dépôts sédimentaires, l'aluminium peut être considéré comme un indicateur de la fraction aluminosilicate des sédiments, avec une très faible capacité de déplacement pendant la diagenèse. Pour rendre les résultats de la procédure de normalisation plus faciles à interpréter, il est courant d'utiliser des facteurs d'enrichissement (EF) :

$$EF_{élément\ X} = X/Al_{échantillon}/X/Al_{référence}.$$

Si EF_X est supérieur à 1, alors l'élément X est enrichi par rapport aux schistes moyens et, si EF_X est inférieur à 1, il est appauvri. Bien que la normalisation à l'aluminium soit une méthode attrayante, rapide et facile pour normaliser les données géochimiques afin de les comparer entre différentes entités géologiques, cette méthode présente également certains inconvénients (voire des pièges dans certaines circonstances). Il a été démontré que des variables non corrélées (par exemple, les concentrations de métaux traces) peuvent acquérir des corrélations erronées lorsqu'elles sont normalisées, et que la normalisation peut également augmenter, diminuer, changer le signe ou même brouiller les corrélations entre les variables non modifiées. Cela se produit le plus souvent lorsque le coefficient de variation (c'est-à-dire l'écart type divisé par la moyenne) de la concentration en aluminium est élevé. Ce n'est heureusement que très rarement le cas. En outre, il existe également des cas particuliers où l'aluminium ne doit pas être utilisé pour la normalisation. C'est le cas des sédiments marins dont la fraction détritique est inférieure à 3–5 % et qui présentent un excès relatif d'aluminium par rapport à d'autres éléments détritiques tels que le titane. L'excès d'aluminium peut avoir été collecté sous forme d'hydroxydes recouvrant des particules biogéniques. Une partie de l'excès d'aluminium pourrait également provenir de la formation d'argiles minérales authigéniques. Néanmoins, de tels cas sont assez rares.

Les auteurs ont également montré que la comparaison avec les valeurs moyennes des shales peut soulever certaines complications. Tout d'abord, la composition des shales standards couramment utilisés et, par conséquent, les valeurs de référence des éléments normalisés ne sont pas nécessairement représentatives des sédiments locaux/régionaux de la zone d'étude. Ce fait peut compliquer la comparaison de la composition chimique de formations géologiques qui sont géographiquement et/ou stratigraphiquement quelque peu atypiques. Deuxièmement, les schistes de référence peuvent également inclure une composante diagénétique, conduisant à une sous-estimation systématique des EF pour certains éléments traces. Une analyse plus approfondie de la provenance des schistes de référence est nécessaire. Une approche pour minimiser les biais de normalisation consiste à se concentrer sur la variation stratigraphique des EF ou des concentrations élémentaires normalisées en Al plutôt que sur des valeurs absolues, à condition que le coefficient de variation de l'Al ne soit pas trop élevé, ce qui est généralement le cas des études impliquant un échantillonnage à haute résolution de séquences stratigraphiquement limitées. Pour résumer, la normalisation des concentrations élémentaires en Al est une procédure utile pour examiner le degré d'enrichissement d'un élément dans les sédiments et les roches sédimentaires, mais elle ne peut pas être utilisée seule pour identifier et quantifier les contributions des composants des sédiments autres que la fraction détritique.

2.3. Indices d'altération des terres émergées

La plupart des schémas paléoenvironnementaux et chimiostratigraphiques sont basés sur des éléments et des ratios associés aux changements de provenance, mais il est tout aussi important de prendre en compte des paramètres qui reflètent l'intensité des conditions météorologiques subaériennes, notamment parce que les surfaces d'altération existent souvent immédiatement en dessous des discordances qui peuvent être corrélatives à l'échelle locale, sous-régionale ou régionale.

2.3.1. Indices d'altération impliquant l'utilisation de données sur les éléments majeurs

La plupart des indices d'altération couramment utilisés impliquent l'utilisation de données sur les éléments majeurs, en particulier l'aluminium et les métaux alcalins (Na, Ca, K, Mg). Nesbitt et Young (1982) ont proposé l'indice d'altération chimique (CIA) qui est défini comme suit :

$$CIA = Al/(Al+Ca^*+Na+K)$$

où Ca* désigne la proportion de Ca concentrée dans la fraction silicoclastique. Les valeurs de ce rapport augmentent avec l'intensité de l'altération subaérienne, avec des roches ignées non altérées et les schistes « moyens » donnent des valeurs de CIA de 50 ou moins et de 70–75 respectivement. En revanche, les argiles résiduelles à forte teneur en kaolinite ou en gibbsite produisent des valeurs de CIA allant jusqu'à 100. La théorie de base derrière cet indice est que Ca, Na et K sont libérés des minéraux hôtes feldspathiques pendant l'altération, provoquant une augmentation « préférentielle » d'Al et du CIA. Un autre ratio couramment utilisé pour mesurer l'intensité de l'altération subaérienne, appelé dans la présente étude WI (Weathering Index), est calculé comme suit : WI = Al/(Mg+K+Na). Dans cette formule, Mg et Na sont supposés exister dans les minéraux silicoclastiques. Comme pour le CIA, les valeurs de WI augmentent avec l'intensité de l'altération subaérienne. Cet indice a été utilisé pour définir les zones d'altération subaérienne intense. L'un des plus grands défis de l'utilisation de ces ratios est qu'il est souvent très difficile, voire impossible, de corriger la proportion de Ca associée

aux carbonates et aux phosphates. Certains proposent qu'une valeur pour le Ca lié aux silicates pouvait être obtenue par la formule suivante :

$$\text{Mol Ca}_{(\text{silicates})} = \text{mol Ca} - \text{mol CO}_{2(\text{calcite})} - 0{,}5 \times \text{mol CO}_{2(\text{dolomite})} - 10/3 \times \text{mol P}_{(\text{apatite})}$$

Cette formule suppose que tout le P est concentré dans l'apatite et que tout le carbone inorganique est lié aux carbonates. Malheureusement, ces hypothèses entraînent généralement une sur-correction, le Ca lié aux silicates devenant négatif.

2.3.2. Indices d'altération impliquant l'utilisation de données sur les éléments traces

L'application d'indices de « type Sr », notamment Rb/Sr ou Ba/Sr, pour identifier les zones altérées est devenue de plus en plus populaire au cours des 20 dernières années. Cela se base sur la théorie selon laquelle le Sr peut remplacer le Ca dans les minéraux et présente également un comportement analogue à celui du Ca dans le profil d'altération. Par conséquent, le Sr est facilement libéré en solution et mobilisé au cours de l'altération, tandis que le Rb ou le Ba peuvent être considérés comme relativement immobiles dans des conditions d'altération modérées, en raison d'une forte adsorption sur les minéraux argileux. Dans une évaluation détaillée des indices de « type Sr », des auteurs ont conclu que ceux-ci ne devraient être utilisés que dans les sédiments exempts de carbonate, car les rapports Ba/Sr et Rb/Sr faibles et élevés sont généralement liés à des teneurs en carbonate élevées et appauvries, respectivement. Cela n'est pas surprenant étant donné les fortes affinités minéralogiques du Sr avec ces minéraux. Un autre inconvénient de l'utilisation d'indices de « type Sr » est que Rb et Ba peuvent subir une mobilisation dans des conditions d'altération extrêmes, ce qui fait des indicateurs Rb/Sr et Ba/Sr peu fiables de paléo-altération dans de telles conditions. Un problème encore plus important de l'utilisation de ces ratios dans les échantillons de carottes et de déblais est peut-être que Ba et, dans une moindre mesure, Sr peuvent être concentrés dans les additifs de forage. Pour cette raison, il est recommandé de ne pas utiliser les ratios Rb/Sr et Ba/Sr pour identifier les zones d'altération, sauf lorsqu'il peut être prouvé que les éléments Ba et Sr ne sont pas présents dans les additifs de forage.

Ces dernières années, le rapport Y/Ho a été utilisé pour reconnaître les zones altérées, avec une association inverse apparente entre les valeurs de ce rapport et l'intensité de l'altération. Les changements dans le rapport Y/Ho sont connus pour suivre l'altération progressive des minéraux primaires en argiles et oxydes pédogéniques. Les mécanismes de fractionnement suggèrent que les oxydes de fer (oxyhydroxydes) sont les minéraux les plus importants impliqués dans le fractionnement Y/Ho, avec une séparation maximale de Y de Ho se produisant à des plages de pH intermédiaires. Y et Ho ont des rayons ioniques très similaires, mais Y a une affinité plus faible pour les oxydes et oxyhydroxydes de fer dans les profils d'altération. Cependant, on pense que cet effet est supprimé en présence de matière organique. Outre les variations de pH et d'abondance de matière organique, le rapport Y/Ho est également susceptible d'être influencé par des variations de source/provenance. Comme pour d'autres indices d'altération, le paramètre Y/Ho doit être utilisé en conjonction avec les données sédimentologiques et les diagraphies par fil de fer pour identifier les zones d'altération.

En résumé, les indices d'altération peuvent être utilisés pour identifier les surfaces d'altération, dont certaines peuvent être associées à des discordances. Malgré leur utilité, ils peuvent toutefois être influencés par d'autres facteurs que l'altération (par exemple, la provenance, le tri hydraulique), de sorte qu'ils doivent être utilisés en conjonction avec toutes les données disponibles.

2.4. Les métaux traces indicateurs paléo-redox et de paléo-productivité et des apports terrigéniques

2.4.1. Introduction

De nombreux éléments traces sont présents dans l'eau de mer sous forme soluble ou adsorbés sur des particules. L'élimination des éléments traces dissous de la colonne d'eau vers les sédiments résulte de processus biotiques ou abiotiques. Les processus biotiques comprennent l'absorption d'éléments traces qui servent de nutriments mineurs ou de micronutriments pour le plancton (principalement le phytoplancton). Les processus abiotiques sont relativement limités dans les environnements oxiques, mais dans les environnements suboxiques, un certain enrichissement peut se produire par diffusion d'éléments traces dissous de la colonne d'eau à travers l'interface eau-sédiment ou par remobilisation et redistribution le long des gradients redox dans les sédiments. Les éléments traces peuvent également être concentrés efficacement par le cycle redox du manganèse et du fer. Les processus abiotiques sont particulièrement efficaces dans des conditions réductrices, notamment l'adsorption d'ions métalliques ou d'espèces ioniques sur des substrats organiques ou minéraux, la formation de complexes organo-métalliques et la précipitation de sulfures (de fer) et/ou d'oxyhydroxydes insolubles. En théorie, cette variété de processus entraîne des enrichissements en éléments traces qui reflètent les conditions spécifiques qui prévalaient au moment du dépôt et au début de la diagenèse. Par conséquent, les abondances d'éléments traces dans les sédiments et les roches sédimentaires permettent de reconstituer les conditions paléoenvironnementales.

2.4.2. Les paramètres paléoenvironnementaux concernés par la géochimie des éléments traces

· 2.4.2.1. Productivité

Les concentrations de matière organique dans les sédiments et les roches sédimentaires n'enregistrent qu'une fraction de la productivité biologique totale dans les eaux de surface de l'océan. La productivité d'exportée est la partie de la biomasse phytoplanctonique qui « échappe » au recyclage, généralement efficace, opérant dans la partie supérieure de la colonne d'eau (flux de descente de C organique). Cette matière est acheminée vers l'interface sédiments–eau après une dégradation supplémentaire au cours du passage dans la colonne d'eau. Dans des conditions marines normales, seulement environ 10 % (en masse) de la productivité totale quitte la zone euphotique. Dans les zones de remontée d'eau (upwelling), la productivité d'exportée peut atteindre des valeurs plus élevées (parfois 30 %). Cependant, la part de la productivité qui atteint réellement l'interface sédiments–eau et qui est stockée dans les sédiments est beaucoup plus faible (quelques pour cent seulement), reflétant en partie une reminéralisation supplémentaire dans les sédiments.

Malgré les complications attribuables au recyclage organique très efficace, la productivité d'exportée, l'acheminement vers l'interface sédiments–eau et le flux d'enfouissement final sont généralement proportionnels à la productivité des eaux de surface. De nombreux auteurs ont proposé des équations de transfert et des modèles connexes qui estiment la productivité des eaux de surface à partir de la fraction (souvent faible) qui est stockée dans les sédiments et les roches sédimentaires. Ces modèles ne sont pas l'objet de la présente étude. Nous nous concentrons plutôt sur des indicateurs géochimiques qui éclairent les niveaux de production primaire à travers les distributions d'éléments traces.

· 2.4.2.2. Conditions redox

Au sens le plus simple, les études des conditions redox en milieu marin suivent les distributions relatives des agents oxydants à travers les gradients de dépôt et de diagénétique et les processus biogéochimiques qui contrôlent ces distributions. Discerner les conditions paléo-redox signifie généralement déterminer si les conditions étaient oxydantes ou réductrices ; dans cet article, nous ferons référence à la gradation redox suivante : oxique-suboxique-anoxique. Les conditions anoxiques peuvent être non sulfurées ou sulfurées ; dans ce dernier cas, elles sont également appelées euxiniques lorsque du sulfure d'hydrogène est présent dans la colonne d'eau. Les conditions euxiniques sont généralement limitées aux bassins semi-fermés comme la mer Noire ou la fosse de Cariaco (au large des côtes du Venezuela). Le H_2S est un sous-produit catabolique des bactéries sulfato-réductrices. Dans certains cas, comme dans la mer Noire, les conditions euxiniques peuvent atteindre la zone photique, où des bactéries photosynthétiques oxydant les sulfures peuvent se développer (*Chlorobiaceae*). Les milieux suboxiques sont caractérisés par des concentrations d'oxygène extrêmement faibles mais généralement non nulles dans la colonne d'eau, où le H_2S est limité aux eaux interstitielles situées sous l'interface sédiments-eau. Des milieux transitoires peuvent se produire dans lesquels la première apparition du H_2S coïncide avec l'interface sédiments-eau.

Dans des conditions oxiques, les organismes aérobies peuvent utiliser l'O_2 dissous des milieux sus-jacents et interstitiels pour leur métabolisme (c'est-à-dire la dégradation de la matière organique). À mesure que l'oxygène dissous s'épuise, la décomposition de la matière organique se poursuit *via* les organismes utilisant des sources d'oxydants secondaires (dans l'ordre de consommation dicté par le gain relatif d'énergie libre découlant de chaque processus microbien) : nitrate, oxydes de manganèse et oxydes et oxyhydroxydes de fer, et sulfate. Finalement, lorsque tous les oxydants libres sont épuisés, les bactéries méthanogènes commencent à décomposer la matière organique *via* une dismutation oxydative-réductrice du carbone.

À l'interface eau-sédiment ou au sein des sédiments, des conditions de limitation de l'oxygène et, finalement, d'anoxie peuvent se développer lorsque la demande en oxygène dépasse l'apport. Dans la colonne d'eau, l'anoxie peut se développer dans des masses d'eau stagnantes ou confinées où une circulation insuffisante empêche le renouvellement de l'O_2, ou dans des endroits où une dégradation intense de la matière organique consomme l'O_2 plus rapidement qu'il n'est renouvelé, même dans des conditions marines ouvertes. Il en va de même pour les sédiments, avec la particularité supplémentaire que le renouvellement de l'O_2 est également lié à leur composition (argile ou sable), à leur texture (granulométrie fine ou grossière) et à l'intensité de la bioturbation.

· 2.4.2.3. Sources détritiques

Une partie de la teneur en métaux traces de la plupart des sédiments est d'origine détritique. Un moyen simple de vérifier si la teneur d'un élément donné est principalement contrôlée par le flux détritique est de comparer l'élément trace à l'aluminium ou au titane, qui sont généralement d'origine détritique et qui sont généralement immobiles pendant la diagenèse. Si une bonne corrélation est observée et si l'élément trace présente des concentrations qui ne s'écartent pas trop des concentrations moyennes des shales, on peut en déduire que l'élément trace est principalement d'origine détritique et ne peut pas être utilisé pour l'analyse paléoenvironnementale. C'est souvent le cas pour le chrome, par exemple, mais seulement occasionnellement pour U et Ba et rarement pour V et Mo. Plus généralement, si l'on soupçonne que certains éléments traces sont d'origine mixte, c'est-à-dire détritiques et authigéniques, la fraction authigénique peut être estimée comme la partie en excès par rapport à l'abondance moyenne

des shales. La fraction clastique de l'élément X dans un échantillon peut être estimée comme suit :

$$X_{détritique} = (X/Al)_{référence} \times Al_{échantillon}.$$

La fraction authigénique de l'élément X est alors calculée comme $X_{total} - X_{détritique}$.

Au-delà de ces procédures simples et efficaces de détermination de la fraction détritique d'un élément trace donné, des procédures statistiques ou chimiques plus sophistiquées sont disponibles, par exemple l'analyse factorielle multivariée ou l'extraction chimique séquentielle.

· 2.4.2.4. Sources hydrothermales

Les flux hydrothermaux représentent également une source potentiellement importante d'éléments traces, en particulier si l'on considère les suintements froids dans cette catégorie. Les flux hydrothermaux à haute température peuvent généralement être déduits sur la base d'associations tectoniques et minéralogiques caractéristiques, mais l'influence des suintements froids peut être plus difficile à reconnaître. Les éléments traces qui sont généralement enrichis dans ces environnements comprennent Ba, Sr, Pb, Zn et Mn, généralement hébergés par une série de minéraux tels que la barytine, la célestite, la galène, la blende et la rhodochrosite. L'activité hydrothermale peut également être importante en raison de la libération de grandes quantités de manganèse et de fer, qui peuvent influencer l'accumulation sédimentaire d'autres éléments traces par le biais de leur cycle redox dans des environnements pauvres en oxygène.

2.4.3. Le manganèse : un élément mineur particulier influençant le comportement des traces d'éléments traces

Le manganèse n'a qu'une utilité limitée en tant que traceur redox mais son comportement géochimique particulier lui permet de jouer un rôle prépondérant dans le transfert des traces d'éléments traces de la colonne d'eau vers les sédiments et leur absorption ultérieure par les phases authigéniques. Les espèces de manganèse dominantes dans l'eau de mer sont Mn^{2+} et $MnCl^{+}$, mais Mn(II) est thermodynamiquement instable dans les eaux oxygénées et est oxydé en oxydes insolubles de Mn(III) et, surtout, de Mn(IV). Les phases solides de Mn(IV), appelées Mn-oxyhydroxydes, sont principalement MnO_2 et MnOOH. Le manganèse réactif est libéré dans l'océan sous forme de couches d'oxyde sur les particules transportées par les vents ou les rivières et par diffusion hors des sédiments du plateau continental (en plus des flux hydrothermaux). Le manganèse dissous est présent en faibles concentrations dans l'eau de mer, bien qu'il soit quelque peu enrichi dans les eaux de surface par rapport aux eaux profondes, d'où il est activement recyclé. Sous l'interface oxique-anoxique, la dissolution réductrice des particules d'oxyhydroxydes libère du Mn(II) soluble qui peut diffuser vers le haut et vers le bas dans le sédiment, en partie parce que le Mn dissous n'est pas absorbé de manière significative par une phase organique ou sulfurée. La diffusion vers le bas de Mn^{2+} peut conduire à une précipitation de $MnCO_3$ en cas de sursaturation de l'eau interstitielle par rapport à la rhodochrosite. Ce phénomène a été démontré dans les eaux de fond oxiques. La diffusion ascendante de Mn^{2+} peut entraîner soit une fuite de Mn^{2+} vers la colonne d'eau (en particulier dans les bassins anoxiques), soit une oxydation et une précipitation d'oxydes de manganèse lorsque l'oxygène de l'eau interstitielle est rencontré. La forte solubilité de Mn^{2+} dans les sédiments déposés dans des conditions réductrices peut entraîner un appauvrissement en Mn dans les sédiments si la fixation dans les minéraux carbonatés ne se produit pas.

En raison de la différence de solubilité des espèces Mn(II) et Mn(IV), Mn présente un cycle biogéochimique actif à travers les limites redox qui peuvent se situer en dessous, au niveau ou au-dessus de l'interface eau-sédiment. Ainsi, les concentrations de Mn dissous sont généralement relativement élevées dans les colonnes d'eau stratifiées immédiatement en dessous de la chimiocline (c'est-à-dire l'interface O_2–H_2S). Cette distribution est due à la solution réductrice d'oxyhydroxydes particulaires se déposant à partir d'un maximum de concentration de particules immédiatement au-dessus de la chimiocline, qui est elle-même créée par la précipitation oxydative de Mn^{2+} diffusant vers le haut à partir d'eaux anoxiques. En raison de la décantation rapide, une certaine fraction d'oxyhydroxydes de Mn particulaires atteint l'interface sédiment–eau même dans des colonnes d'eau anoxiques. Les métaux traces adsorbés sur les oxyhydroxydes de Mn sont ensuite libérés lors de la dissolution réductrice des particules hôtes à ou en dessous de l'interface eau–sédiment et deviennent disponibles pour de nouvelles réactions, par exemple, la capture dans des solutions solides par des sulfures authigéniques, comme la pyrite. Le cycle redox du manganèse est d'une importance primordiale pour l'enrichissement en traces d'éléments dans les systèmes suboxiques-anoxiques, car il peut déclencher et/ou accélérer le transfert d'éléments traces de l'eau de mer vers les sédiments ainsi que la remobilisation diagénétique des éléments traces dans les sédiments.

Le fer (Fe) présente un modèle de cycle redox similaire à celui du Mn, bien qu'avec une différence significative : le fer est systématiquement impliqué dans la précipitation des sulfures de fer dans les sédiments et les eaux réductrices et n'est séquestré dans les carbonates de fer (c'est-à-dire la sidérite) que dans des conditions particulières. De plus, Mn^{2+} et Fe^{2+} se comportent différemment en ce qui concerne leur cinétique d'oxydation relative. Les principaux éléments traces influencés par le cycle Mn–Fe sont Ni, Cu, Zn, Co, Pb (en tant que « cations 2+ »), ainsi que Mo, V et Cr (en tant qu'espèces ioniques telles que MoO_4^{2-}, VO^{2+} et $Cr(OH)^{2+}$, respectivement). Fondamentalement, les métaux traces s'adsorbent sur les oxyhydroxydes de Fe–Mn, sont

exportés vers les sédiments, puis libérés lors de la dissolution réductrice des oxyhydroxydes à l'interface eau–sédiment ou en dessous (selon la position de la chimiocline). Les métaux traces sont ensuite disponibles pour de nouvelles réactions, par exemple la capture dans des solutions solides par des sulfures authigéniques, tels que la pyrite, dans des environnements réducteurs.

En conclusion, comme le manganèse est très mobile dans les sédiments réducteurs, il peut soit s'échapper vers la colonne d'eau, soit être piégé dans des carbonates de manganèse authigéniques ou sous forme d'oxydes. Ainsi, le manganèse ne peut pas être utilisé comme un proxy redox, même si une corrélation négative est fréquemment observée entre le manganèse et les teneurs en carbone organique total (COT) dans les sédiments riches en matière organique et les roches sédimentaires. Inversement, son rôle principal est le transfert des métaux traces de la colonne d'eau vers les sédiments. Les oxydes de manganèse piègent les métaux traces de la diffusion vers les eaux sus-jacentes. L'adsorption des métaux traces sur les oxyhydroxydes de manganèse fournit un réservoir potentiellement mobile de métaux traces dans les sédiments qui peuvent retourner à la phase aqueuse ou se fixer dans des phases minérales authigéniques en fonction de l'histoire redox du sédiment.

2.5. Applications des métaux traces à l'analyse paléoenvironnementale

2.5.1. Proxies redox avec influences détritiques minimales

L'uranium dans l'eau de mer est principalement présent sous forme d'U(VI) sous la forme conservative d'ions uranyle qui se lient aux ions carbonate, formant $UO_2(CO_3)_3^{4-}$. Dans les milieux marins oxiques, l'U(VI) dissous n'est ni réduit en U(IV) favorisé par la thermodynamique, ni récupéré par les particules. La réduction de U(VI) en U(IV) se produit dans des conditions similaires à celles de la réduction de Fe(III) en Fe(II) pour les gammes de valeurs de pH et d'alcalinité caractéristiques de l'eau de mer. On considère que l'enrichissement authigénique en U se produit principalement dans les sédiments et non dans la colonne d'eau, car la réduction de U(VI) en U(IV) est découplée de la quantité de H_2S libre et n'est pas directement influencée par le cycle redox de Fe et Mn dans la colonne d'eau bien que certains auteurs aient émis l'hypothèse que l'authigenèse de l'U pourrait être régulée par les taux combinés de réduction du fer et du sulfate). Par conséquent, dans les sédiments, le principal processus d'enrichissement en U est la diffusion de $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ depuis la colonne d'eau, les réactions de réduction et l'adsorption ou la précipitation sous forme d'UO_2 (uraninite, la forme la plus fréquente), d'U_3O_7 ou d'U_3O_8. Comme l'enrichissement a lieu dans le sédiment et non dans la colonne d'eau, la profondeur de pénétration de l'oxygène et la vitesse de sédimentation peuvent jouer un rôle, dans la mesure où des vitesses de sédimentation plus lentes laissent plus de temps pour la diffusion des ions uranyle de la colonne d'eau dans le sédiment. À l'état réduit, l'élimination de l'U de la colonne d'eau vers les sédiments peut être accélérée par la formation de ligands organo-métalliques dans les acides humiques. des auteurs ont également étudié l'influence accrue des substrats organiques sur l'absorption de l'U par les sédiments. L'accumulation est au moins en partie conduite par des réactions bactériennes de réduction des sulfates, car sans activité bactérienne, le processus de réduction serait très lent. L'intensité de l'activité de réduction des sulfates étant liée à l'abondance de la matière organique réactive, l'abondance de l'U montre généralement une bonne corrélation avec le taux de pluie de carbone organique et avec la teneur en carbone organique dans les faciès anoxiques (non sulfurés).

En plus des facteurs qui apportent l'U aux sédiments, cet élément peut être remobilisé dans les sédiments si l'oxygène pénètre à une profondeur où l'U authigénique s'est accumulé. Une telle augmentation de la profondeur de pénétration de l'oxygène peut être causée soit par une augmentation de l'abondance de l'oxygène dans les eaux de fond, soit par une diminution du flux de matière organique (ou les deux), soit par des variations saisonnières de la profondeur de la bioturbation/bioirrigation. La bioirrigation ou encore bioventilation désigne le processus par lequel les organismes benthiques alimentent leurs terriers avec l'eau sus-jacente. L'échange de substances dissoutes entre l'eau interstitielle et l'eau de mer sus-jacente qui en résulte est un processus important responsable d'un important transport oxydatif. Ce processus de réoxydation peut soit effacer un signal U primaire (par exemple, par perte d'U des sédiments vers la colonne d'eau sus-jacente), soit entraîner la migration verticale du pic U initial vers un autre emplacement dans les sédiments où les conditions favorisant la reprécipitation sont réunies.

Vanadium. Dans les eaux oxiques, le vanadium est présent sous forme de V(V) sous la forme quasi-conservatrice d'oxyanions vanadate (HVO_4^{2-} et $H_2VO_4^-$). Dans les sédiments pélagiques et hémipélagiques, le vanadium est étroitement couplé au cycle redox du Mn. Le vanadate s'adsorbe facilement sur les oxyhydroxydes de Mn et de Fe et peut-être sur la kaolinite. Dans des conditions légèrement réductrices, V(V) est réduit en V(IV) et forme des ions vanadyle (VO^{2-}), des espèces hydroxyles apparentées $VO(OH)_3^-$ et des hydroxydes insolubles $VO(OH)_2$. Cette réaction est favorisée par la présence d'acides humiques et fulviques. En milieu marin, les espèces ioniques V(IV) peuvent être éliminées dans les sédiments par des processus d'adsorption de surface ou par formation de ligands organo-métalliques. Il a été suggéré que les oxalates jouent probablement un rôle dans le transport des ions vanadyle. Dans des conditions plus fortement réductrices, c'est-à-dire euxiniques, la présence de H_2S libre libéré par la réduction bactérienne du sulfate entraîne une réduction

supplémentaire du V en V(III), qui peut être absorbé par les géoporphyrines ou précipité sous forme d'oxyde solide V_2O_3 ou d'hydroxyde $V(OH)_3$. De plus, le H_2S empêche les ions concurrents tels que Ni de se lier aux complexes organiques. Le processus de réduction en deux étapes du V peut conduire à la formation de phases porteuses de V distinctes de solubilité contrastée dans des conditions anoxiques non sulfurées par rapport aux conditions euxiniques. Le vanadium n'est donc probablement pas piégé en solution solide par les sulfures de fer et peut être éliminé des eaux interstitielles en dessous du niveau de réduction des oxyhydroxydes de manganèse et de fer. Dans l'environnement diagénétique, le V(III) se substitue facilement à l'aluminium dans les sites octaédriques des minéraux argileux authigéniques ou dans les minéraux argileux en recristallisation. En plus des facteurs qui apportent de l'U aux sédiments, cet élément peut être remobilisé dans les sédiments si l'oxygène pénètre à une profondeur où l'U authigénique s'est accumulé. Une telle augmentation de la profondeur de pénétration de l'oxygène peut être provoquée soit par une augmentation de l'abondance de l'oxygène dans l'eau de fond, soit par une diminution du flux de matière organique (ou les deux), soit par des variations saisonnières de la profondeur de la bioturbation/bioirrigation. Ce processus de réoxydation peut soit effacer un signal U primaire (par exemple, par perte d'U des sédiments vers la colonne d'eau sus-jacente), soit entraîner la migration verticale du pic U initial vers un autre endroit dans les sédiments où les conditions favorisant la reprécipitation sont réunies.

Le molybdène est présent principalement sous forme de molybdate (MoO_4^{2-}. Il est suffisamment abondant par rapport aux besoins biologiques pour que sa distribution soit conservatrice, contrastant fortement avec les distributions « de type nutritif » caractéristiques de nombreux autres éléments traces bio-essentiels. Le Mo n'est pas concentré par le plancton ordinaire et n'est pas facilement adsorbé par la plupart des types de particules naturelles, et il présente peu d'affinité pour les surfaces des minéraux argileux, du $CaCO_3$ et des oxyhydroxydes de fer aux valeurs de pH marin. En revanche, le molybdène est facilement capturé par les oxyhydroxydes de manganèse, généralement à la surface des sédiments. La réduction ultérieure de ces phases libère le Mo adsorbé dans les eaux interstitielles. Ce phénomène peut améliorer l'enrichissement en Mo dans l'environnement d'enfouissement peu profond : le Mn dissous refluant depuis les sédiments a le potentiel d'absorber et de concentrer le MoO_4^{2-} à ou près de l'interface eau-sédiment, lorsque l'interface oxique-anoxique est rencontrée. Bien que ce processus puisse concentrer le Mo dans les sédiments superficiels, il n'explique pas le mécanisme de fixation du Mo dans le sédiment. On pensait qu'une étape de réduction était nécessaire pour la fixation du Mo, le Mo étant récupéré directement de la colonne d'eau ou capturé à partir des eaux interstitielles alimentées par diffusion en Mo à partir de la colonne d'eau. D'autres modèles privilégient un rôle direct joué par le sulfure : il fut suggéré que la fixation en présence de sulfure dissous ne résulte pas simplement de la formation de MoS_2 ou de MoS_3, mais qu'au lieu de cela, la minéralisation se produit par l'intermédiaire de thiomolybdates organiques et de complexes de groupements Fe–Mo–S inorganiques pouvant apparaître comme composants en solution solide dans les sulfures de fer. Des auteurs ont introduit le concept de commutateur géochimique, par lequel H_2S/HS^- transforme le Mo d'un élément conservateur en une espèce réactive aux particules, dans des environnements de dépôt marin. Les atomes d'oxygène dans MoO_4^{2-} sont susceptibles d'être remplacés par des ligands tels que les donneurs de S. Une étape clé de cette voie inorganique est la réaction MoO_4^{2-} →thiomolybdates (MoO_xS_{4-x}, x = 0–3), qui sont réactifs aux particules et donc enclins à la récupération. L'activation du commutateur par le sulfure dépend de l'activité de H_2S. Étant donné que chaque réaction de sulfuration successive est environ un ordre de grandeur plus lente que la précédente, les équilibres dithio-←→trithio- et trithio-←→tétrathiomolybdate peuvent ne pas être atteints dans les eaux sulfurées de façon saisonnière ou intermittente. Des conditions sulfurées persistantes semblent être nécessaires. Dans les sédiments, les réactions de transformation sont catalysées par des donneurs de protons ou en présence de certains minéraux de surface actifs tels que la kaolinite.

Une fois le passage au thiomolybdate réalisé, le Mo est récupéré en formant des liaisons avec des particules riches en métaux (notamment Fe), des molécules organiques riches en soufre et du sulfure de fer. Des travaux suggèrent la formation de composés monocristallins compacts de type cluster Fe–Mo–S, capables de survivre au cours des périodes géologiques. Ils ont montré que les clusters sont retenus sur les surfaces de pyrite, et ils ont soutenu qu'une étape de réduction est favorable, voire nécessaire, dans ce cas. Les détritus organiques récupéreront également le Mo. L'un des rôles de la matière organique est simplement de servir de transporteur pour le Fe et d'autres métaux traces. Le deuxième rôle est plus direct : les groupes organiques O–S attachés aux détritus macromoléculaires peuvent s'insérer directement dans le MoO_4^{2-}, ce qui entraîne une liaison covalente entre le Mo et la macromolécule. Des auteurs ont également souligné le rôle des thiols (y compris les groupes thiols liés à l'humine) qui peuvent activer le Mo. Les thiomolybdates organiques sont présumés se former par remplacement de l'oxygène dans la première sphère de coordination du Mo par S, produisant des liaisons S covalentes entre le Mo et les macromolécules sulfurées.

En raison de l'enrichissement généralement fort des faciès marins riches en matières organiques déposés dans des conditions anoxiques, les concentrations sédimentaires en Mo ont été largement utilisées comme indicateur du potentiel redox benthique. Cependant, des recherches récentes ont

revisité l'utilisation du Mo comme proxy paléo-redox dans les environnements de dépôt restreints (seuils). Ces études mettent en évidence le rôle de ce que l'on appelle « l'effet bassin-réservoir » : une restriction croissante entraîne des concentrations de Mo aqueux en eau profonde plus faibles, en raison de taux d'élimination de Mo dans les sédiments supérieurs à la réalimentation, et des rapports Mo/TOC sédimentaires plus faibles avec des concentrations de Mo aqueux décroissantes. Le facteur clé est le degré de restriction de la masse d'eau dans les environnements avec des masses d'eau profondes non restreintes ou faiblement restreintes, dans lesquelles aucune diminution mesurable des concentrations de Mo aqueux ne se produit, qui devraient présenter la relation paradigmatique entre l'enrichissement en Mo sédimentaire et la diminution du potentiel redox benthique. Les environnements avec des masses d'eau profonde modérément à fortement restreintes, dans lesquelles le Mo aqueux est appauvri par l'effet de réservoir de bassin, peuvent ne présenter aucune relation systématique entre l'abondance du Mo sédimentaire et le potentiel redox ou l'inverse de la relation paradigmatique, c'est-à-dire un enrichissement en Mo associé à un potentiel redox croissant (c'est-à-dire des conditions moins intensément sulfurées). Ainsi, certains concluent que l'utilisation des concentrations de Mo comme proxy paléo-redox doit être justifiée par (1) une comparaison avec d'autres proxys paléo-redox indépendants (voir ci-dessous) et (2) une analyse hydrographique du paléoenvironnement d'intérêt, c'est-à-dire une évaluation de sa configuration de bassin, des schémas de circulation et d'autres facteurs influençant la chimie et le degré de restriction de sa masse d'eau infra-pycnoclinale. Bien entendu, de telles évaluations peuvent s'avérer difficiles dans la mesure où de nombreux paléoenvironnements anoxiques ont des dimensions paléogéographiques incomplètement connues et ont subi des histoires paléo-redox complexes. Enfin, Mo et V sont présents dans la nitrogénase, c'est-à-dire une enzyme utilisée par les bactéries fixatrices d'azote. Cependant, comme les flux de ces éléments en tant que micronutriments sont bien plus faibles que leurs flux dans d'autres rôles, il est peu probable que leur présence dans la matière organique influence leurs schémas généraux de concentration sédimentaire.

L'importance de U et Mo examinés conjointement. L'une des conclusions de l'examen de la littérature sur l'utilisation d'éléments traces pour l'identification des paléoenvironnements anoxiques est que l'U et le Mo sont les éléments les plus utiles à cette fin, mais les distributions de ces éléments ne se reflètent pas toujours. Des auteurs soulignent que l'absorption de l'U dans les sédiments marins commence à la limite redox Fe^{2+}/Fe^{3+} (c'est-à-dire dans des conditions suboxiques) à un stade beaucoup plus précoce que l'absorption du Mo authigénique qui nécessite la présence de H_2S. Une deuxième différence dans le comportement des deux éléments est que le transfert du Mo authigénique au sédiment peut être accéléré par une "navette particulaire" d'oxyhydroxydes de Mn–Fe, tandis que l'U authigénique n'est pas affecté par ce processus. Formés au niveau de la chimiocline, les oxyhydroxydes de Mn-Fe particulaires adsorbent les oxyanions de molybdate pendant leur transit dans la colonne d'eau. Ces particules sont dissoutes par réduction lorsqu'elles atteignent l'interface sédiment/eau, libérant des ions molybdate qui soit diffusent dans la colonne d'eau, soit sont récupérés par d'autres minéraux dans le sédiment. Ce dernier processus entraîne le transfert rapide de Mo authigénique vers le sédiment. L'efficacité de ces navettes dépend en grande partie de la taille du bassin et de la hauteur et de la stabilité de sa chimiocline. La navette particulaire est susceptible d'être renforcée dans les bassins plus petits caractérisés par une chimiocline profonde ou très variable. Inversement, la navette particulaire est susceptible d'être moins efficace dans les bassins plus grands caractérisés par une chimiocline peu profonde ou stable. Dans une étude des environnements anoxiques océaniques modernes, on peut constater que l'U et le Mo ne présentent aucun enrichissement dans les faciès oxiques. Dans les faciès suboxiques, des enrichissements modestes ont été observés dans les deux éléments, les rapports Mo/U des sédiments étant nettement inférieurs à ceux de l'eau de mer. Cela s'explique par l'absorption préférentielle d'U par rapport au Mo, car U^{6+} est réduit en U^{4+} à la limite redox Fe^{2+}/Fe^{3+} avant le début de la réduction des sulfates qui contrôle l'accumulation de Mo authigénique. Un fort enrichissement des deux éléments a été noté dans les faciès anoxiques. Ceux-ci présentent des rapports Mo/U progressivement plus élevés à mesure que les concentrations totales authigéniques augmentent. En plus des deux éléments et du rapport Mo/U qui augmentent à mesure que les conditions deviennent plus réductrices, l'abondance de matière organique exerce également un contrôle significatif sur les rapports Mo/U. Les concentrations d'U authigénique sont contrôlées à la fois par les conditions redox et l'abondance de la matière organique. La matière organique est souvent préservée dans les environnements anoxiques mais elle peut parfois s'accumuler dans des conditions oxiques-suboxiques, où des rapports Mo/U relativement faibles reflètent l'abondance de la matière organique et la persistance de conditions oxiques ou suboxiques.

2.5.2. Proxies redox à forte influence détritique

Chrome. Dans l'eau de mer oxygénée, le chrome est présent principalement sous forme de Cr(VI) dans l'anion chromate, CrO_4^{2-} et, dans une moindre mesure, sous forme de Cr(III) dans l'ion aquahydroxyle, $Cr(H_2O)_4(OH)_2^+$. Dans des conditions normales d'eau de mer, l'anion chromate est soluble, mais dans des conditions anoxiques, le Cr(IV) est réduit en Cr(III), formant des cations aquahydroxyles et des cations hydroxyles ($Cr(OH)_2^+$, $Cr(OH)_3$, $(Cr, Fe)(OH)_3$), qui peuvent facilement se complexer avec les acides humiques/

fulviques ou s'adsorber sur les oxyhydroxydes de Fe et de Mn. Ainsi, le Cr est exporté vers les sédiments. En raison d'incompatibilités structurales et électroniques avec la pyrite, l'absorption de Cr(III) par les sulfures de fer authigéniques est très limitée. De plus, le Cr n'est pas connu pour former un sulfure insoluble. Par conséquent, lors de la reminéralisation de la matière organique par les bactéries sulfato-réductrices, le Cr n'est pas facilement piégé dans les sédiments sous forme de sulfure et peut être perdu dans la colonne d'eau sus-jacente par transport par diffusion/advection lors du compactage des sédiments. De plus, le Cr peut être transporté vers les sédiments avec la fraction clastique d'origine terrestre (par exemple, la chromite, les minéraux argileux, les minéraux ferromagnésiens dans lesquels le Cr remplace facilement le Mg. Ainsi, les complexités du transport et de l'enrichissement du Cr limitent son utilité paléoenvironnementale.

Cobalt. Dans les environnements oxiques, le cobalt est présent sous forme de cation dissous, Co^{2+} ou est complexé avec des acides humiques/fulviques. Dans les eaux anoxiques, le Co forme le sulfure insoluble CoS, qui peut être absorbé en solution solide par les sulfures de fer authigéniques. Néanmoins, la cinétique très lente limite l'incorporation du CoS dans les sulfures authigéniques. Enfin, la distribution du Co dans les sédiments est plus fortement liée à l'abondance des matériaux clastiques, ce qui limite son utilisation comme proxy redox fiable.

2.5.3. Indicateurs de productivité et leurs relations avec le contrôle de la redox

Le phosphore est essentiel à toutes les formes de vie sur Terre, car il joue un rôle fondamental dans de nombreux processus métaboliques et est un constituant majeur de la matière squelettique. Le phosphore est un élément structurel de l'ADN et de l'ARN, ainsi que de nombreuses enzymes, phospholipides et autres biomolécules. Le phosphore est présent en moyenne à 0,01 % dans la croûte terrestre, mais sa teneur est plus élevée dans la plupart des sédiments marins et des roches sédimentaires. Bien que les distributions de P dans les sédiments ou les roches sédimentaires soient liées à l'apport de matière organique, résultant peut-être d'une productivité élevée, l'utilisation du P comme indicateur n'est pas simple, comme expliqué ci-dessous.

La principale source de P dans les sédiments est la nécromasse phytoplanctonique qui atteint l'interface eau-sédiment, ainsi que les écailles et les os des poissons. Habituellement, P est libéré sous forme de PO_4^{3-} à partir de la décomposition de la matière organique au cours de la dégradation bactérienne oxique, suboxique et anoxique sous l'interface eau-sédiment. Cette reminéralisation de P est illustrée par les équations du tableau 2. D'une manière générale, le P reminéralisé en eaux interstitielles peut soit s'échapper du sédiment vers la colonne d'eau, soit être précipité et piégé dans le sédiment.

Perte de P. Les réactions bactériennes consommant la matière organique sédimentaire régénèrent le P lié organiquement en PO_4^{3-} aqueux. Dans des conditions anoxiques, le phosphore diffuse ensuite généralement vers le haut à partir du sédiment et retourne dans la colonne d'eau. Ce cycle du phosphore est très efficace : on estime que seulement 1 % du phosphore organique échappe au cycle et est piégé dans les sédiments et les roches sédimentaires. Le phosphore ainsi libéré dans les eaux de fond peut retourner dans la zone photique et soutenir la productivité du phytoplancton. Le cycle du P à grande échelle a été invoqué pour expliquer les périodes inhabituelles de productivité intense associées à des conditions d'eau de fond anoxiques propices à la régénération du P. Dans cette situation, une productivité élevée peut se développer dans les eaux de surface sans que les sédiments n'enregistrent un enrichissement en P.

Piégeage du P. Dans certaines conditions, le P libéré dans l'eau interstitielle peut atteindre des concentrations relativement élevées et des phases authigéniques peuvent alors précipiter. La précipitation authigénique est conditionnée par l'alcalinité, le pH, l'Eh et l'activité bactérienne. Les principales phases authigéniques appartiennent à la famille des apatites, par exemple, le minéral carbonate-fluorapatite appelé francolite. La francolite peut précipiter soit rapidement (directement ou plus probablement en remplaçant un précurseur de courte durée de vie et mal cristallisé) soit lentement (en remplaçant généralement la calcite). La concentration en P doit être suffisamment élevée pour permettre la sursaturation de la francolite. Cet enrichissement peut résulter d'un apport élevé de matière organique dans des environnements marins très productifs tels que les zones de remontée d'eau, mais une productivité élevée n'est pas toujours une condition préalable. Dans les parties peu productives des océans, on considère souvent que l'enrichissement en P peut être effectué par le biais du cycle redox du fer, avec sorption de P sur les revêtements d'oxyhydroxyde de fer et coprécipitation Fe–P (N.B., le manganèse peut également être impliqué dans l'enrichissement en P). Un autre mécanisme de rétention du P pourrait être l'absorption par des polyphosphates précipités par des bactéries. Ainsi, dans le cas du piégeage du P, l'abondance de P n'est pas nécessairement indicative d'un flux élevé de matière organique, car le P peut être enrichi efficacement même en l'absence d'une productivité élevée des eaux de surface.

En résumé, le degré de rétention du phosphore organique reminéralisé en tant que fraction réactive dans les sédiments dépend des conditions redox du système de dépôt. Dans les environnements avec des eaux de fond au moins intermittentes oxiques, le cycle redox du Fe dans les sédiments limite le flux diffusif du phosphore reminéralisé vers la colonne d'eau sus-jacente : les oxyhydroxydes de Fe qui récupèrent le phosphate des eaux interstitielles des sédiments sont précipités au-dessus de l'interface oxique/anoxique et dissous

en dessous, ce qui conduit à la rétention du P pendant une période suffisante pour permettre une croissance lente des phases phosphatées authigéniques. Dans les environnements anoxiques permanents avec des eaux de fond sulfurées, les oxyhydroxydes de Fe ne précipitent pas dans les sédiments, ce qui réduit le potentiel d'adsorption et de complexation du phosphore organique reminéralisé. Par conséquent, le P n'est pas un indicateur redox ou de productivité fiable pour les reconstructions à petite échelle. Cependant, comme la perte/rétention de P dans les sédiments est étroitement liée aux conditions redox, la distribution de P peut être utile pour les bilans paléo-redox globaux. Par exemple, certains l'utilisent pour proposer une courbe de variation de la pO_2 atmosphérique au cours du Phanérozoïque.

Le baryum est présent dans les sédiments marins principalement sous forme de cristaux de plagioclase détritique et de barytine ($BaSO_4$). La formation de barytine authigénique dans les eaux de surface est liée à des processus bio-induits mais n'est pas entièrement comprise. L'eau de mer étant sous-saturée en barytine, il a été proposé que les acanthaires ou *acantharia* favorisent la précipitation de barytine lors de la dissolution de leur squelette de célestite contenant du Ba dans des microenvironnements tels que des particules riches en matière organique, des chambres de foraminifères et des boulettes fécales. Le rôle de la biomasse phytoplanctonique en décomposition est plus probable. Le phytoplancton vivant incorpore du Ba (activement ou passivement ; c'est-à-dire par absorption métabolique ou adsorption) et le Ba libéré lors de la décomposition de la nécromasse phytoplanctonique peut précipiter sous forme de barytine dans les microenvironnements où le sulfate de Ba atteint une sursaturation. Les cristaux de barytine peuvent être protégés d'une dissolution partielle ou totale lors de la sédimentation des particules dans la colonne d'eau sous-saturée, grâce au rôle protecteur des microenvironnements intraparticulaires. La relation apparente entre l'abondance de barytine biogénique et de matière organique et la nature réfractaire de la barytine dans les sédiments où aucune réduction intense des sulfates n'a lieu ont donné lieu à l'idée que le baryum et la barytine biogéniques pourraient servir d'indicateurs de la paléoproductivité. De nombreuses études ont examiné le lien entre la productivité de surface, l'exportation de matière organique de la zone photique et l'abondance de Ba biogénique dans la colonne d'eau, ainsi que dans les sédiments de surface. D'autres ont utilisé le Ba biogénique comme indicateur de paléoproductivité dans les sédiments plus anciens. Cependant, la concentration en Ba et l'abondance en barytine doivent être considérées avec prudence à cette fin. Cette mise en garde est particulièrement vraie dans le cas de sédiments caractérisés par une réduction intense du sulfate, qui a conduit à la dissolution de la barytine et à la migration du Ba à travers les eaux interstitielles. Ainsi, des fronts de migration de barytine (ou d'oxyhydroxyde riche en Ba) peuvent se former dans des sédiments dans lesquels du sulfate de Ba authigénique précipite lorsque les conditions oxydantes sont réunies (un comportement quelque peu similaire à celui du Mn, avec lequel Ba peut être impliqué). En d'autres termes, le Ba peut être délivré aux sédiments avec un flux élevé de matière organique, mais il peut migrer au début de la diagenèse et précipiter dans les sédiments déposés en l'absence de productivité élevée. De telles conditions de réduction des sulfates se développent généralement rapidement dans les sédiments riches en matière organique ; par conséquent et paradoxalement, l'abondance de Ba ne peut pas être utilisée avec confiance comme paléoproductivité dans les sédiments riches en matière organique, généralement présents dans les plateformes à haute productivité. Au contraire, l'utilisation efficace du Ba comme marqueur de paléoproductivité peut être limitée aux sédiments marins déposés dans des parties de l'océan à productivité faible à modérée.

Nickel. Dans les environnements marins oxiques, le Ni se comporte comme un micronutriment et peut être présent sous forme de cations Ni^{2+} solubles ou d'ions $NiCl^+$, mais il est principalement présent sous forme de carbonate de Ni soluble ($NiCO_3$) ou adsorbé sur les acides humiques et fulviques. La complexation du Ni avec la matière organique accélère le piégeage dans la colonne d'eau et donc l'enrichissement des sédiments. Lors de la décomposition de la matière organique, le Ni peut être libéré des complexes organo-métalliques dans les eaux interstitielles. Dans les sédiments modérément réducteurs, le Ni est recyclé du sédiment vers les eaux sus-jacentes car les sulfures et les oxydes de manganèse sont absents. Dans des conditions de (sulfata)réduction, le Ni peut être incorporé sous forme de NiS insoluble dans la pyrite (solutions solides), même si la cinétique du processus est lente. Parfois, le Ni apporté aux sédiments par la matière organique peut également être incorporé dans des complexes de tétrapyrrole et peut être préservé sous forme de géoporphyrines Ni dans des conditions réductrices (anoxiques/euxiniques).

Cuivre. Dans les environnements marins oxiques, le Cu est principalement présent sous forme de ligands organo-métalliques et, dans une moindre mesure, d'ions $CuCl^+$ présents en solution. Le cuivre ne se comporte que partiellement comme un micronutriment, mais il est également récupéré de la solution en eau profonde. La complexation du Cu avec la matière organique, ainsi que l'adsorption sur les particules d'oxyhydroxydes de Fe–Mn, accélèrent la récupération et l'enrichissement des sédiments. Lors de la décomposition de la matière organique et/ou de la dissolution réductrice des oxyhydroxydes de Fe–Mn, le Cu peut être libéré dans les eaux interstitielles. Dans des conditions réductrices (notamment dans des conditions de réduction bactérienne du sulfate), le Cu(II) est réduit en Cu(I) et peut être incorporé en solution

solide dans la pyrite, ou il peut même former ses propres phases sulfurées, CuS et CuS_2. Dans les sédiments (hémi-) pélagiques à taux de sédimentation lents, le Cu peut être fixé diagénétiquement par des minéraux authigéniques de nontronite ou de smectite.

Zinc. Dans les environnements marins oxiques, le Zn se comporte comme un micronutriment et peut être présent sous forme de cations Zn^{2+} solubles ou d'ions $ZnCl^+$, mais il est principalement présent sous forme de complexes avec des acides humiques/fulviques. Le zinc peut également être adsorbé sur des particules d'oxyhydroxydes de Fe–Mn. Lors de la décomposition de la matière organique, le Zn peut être libéré des complexes organo-métalliques dans les eaux interstitielles. Dans des conditions réductrices (notamment dans la zone de réduction bactérienne des sulfates), le Zn peut être incorporé sous forme de ZnS en solution solide dans la pyrite ou, dans une moindre mesure, il peut former ses propres sulfures, la sphalérite ([Zn,Fe]S).

Cadmium. Contrairement au Ni, au Cu et au Zn évoqués ci-dessus, le Cd n'est présent que dans un seul état de coordination (Cd(II)) dans la colonne d'eau et les sédiments et a un comportement de type nutritif, ce qui implique un temps de séjour relativement court. Le cadmium est livré aux sédiments marins principalement en association avec la matière organique et est libéré dans les eaux interstitielles lors de la décomposition de la matière organique et enrichi de manière authigénique dans les sédiments, probablement sous la forme d'un sulfure. En présence de H_2S, le Cd forme probablement une phase sulfure insoluble distincte (CdS) plutôt que de coprécipiter avec FeS. Le cadmium est enrichi dans les sédiments à la fois faiblement et fortement réducteurs. Enfin, le Cd est fortement enrichi dans les phosphorites car il se substitue facilement au Ca dans l'hydroxyapatite.

2.6. Remobilisation des traces d'éléments métalliques enrichis authigéniquement pendant la diagenèse

Les conclusions concernant les conditions paléoenvironnementales basées sur les données sur les traces d'éléments métalliques ne sont généralement pas fiables si l'on utilise des distributions d'éléments uniques, car les concentrations de traces d'éléments métalliques sont influencées par de nombreux facteurs et mécanismes. Les facteurs qui influencent l'enrichissement en traces d'éléments comprennent le flux silicoclastique détritique, le taux de productivité primaire et la provenance de la matière organique, qui peuvent varier de manière quasi indépendante du degré de restriction en eau profonde. Les traces d'éléments présentés ici peuvent être utilisées comme indicateurs de paléoproductivité et de conditions paléo-redox uniquement si le signal hydrogéné est reconnaissable, comme c'est généralement le cas si la fraction dérivée de l'eau de mer dépasse les apports provenant d'autres sources (par exemple, détritiques ou hydrothermales). De plus, il faut être conscient de la possibilité de mobilité des traces d'éléments pendant la diagenèse, qui peut produire des distributions élémentaires qui ne reflètent pas les contrôles primaires (c'est-à-dire paléoenvironnementaux).

Les accumulations sédimentaires d'éléments traces peuvent être hébergées par diverses phases, par exemple, les sulfures métalliques, en solution solide dans la pyrite, les oxydes et oxyhydroxydes insolubles, le phosphate, le sulfate, les complexes organométalliques et adsorbés sur des surfaces organiques ou minérales. Par conséquent, le comportement des différents éléments traces est très variable au cours de la diagenèse, en fonction des conditions spécifiques de pH et d'Eh de l'environnement d'enfouissement.

En l'absence de réapprovisionnement 'post-dépot' en agents oxydants, les sulfures sont stables et les éléments engagés dans ou coprécipités avec les sulfures (de fer) ne se déplacent généralement pas au cours de la diagenèse. Cette immobilité est généralement le cas pour Mo, V, Cd, Ni, Co, Cu, Zn et Pb. Ces éléments montrent une tendance variable à être incorporés dans la pyrite. Cette gamme est illustrée par le degré de pyritisation des métaux traces. Des auteurs ont suggéré la hiérarchie suivante pour la sensibilité à la pyritisation : Hg > As = Mo > Cu = Fe > Co > Ni >> Mn > Zn > Cr = Pb > Cd. En plus de former des sulfures insolubles, le Zn, le Pb et le Cd peuvent former des complexes solubles forts avec des espèces S réduites. Par conséquent, ces complexes solubles augmentent la mobilité des éléments dans les sédiments anoxiques, les laissant libres de diffuser à travers les sédiments. Selon la concentration en H_2S, la diffusion dans la direction de l'interface sédiment–eau peut entraîner une coprécipitation de ces métaux avec des oxydes de fer et de manganèse ou une reprécipitation sous forme de sulfures solides.

Réoxygénation post-dépot. Dans la séquence typique des événements diagénétiques une fois que les réserves d'agents oxydants (accepteurs d'électrons) sont épuisées par des réactions d'oxydation abiotiques ou par l'oxydation bactérienne de la matière organique, des conditions réductrices se développent de manière irréversible dans le sédiment. Cependant, dans certaines conditions, les agents oxydants peuvent être reconstitués par le haut après le développement de conditions réductrices. Bien entendu, cela n'affecte pas les sédiments profondément enfouis, mais on peut l'observer lorsque les conditions environnementales varient (relativement) brusquement, comme lors des transitions glaciaire-interglaciaire, ou lorsque les turbidites se déposent dans des milieux pauvres en oxygène. L'influence de la reconstitution de l'oxygène après le dépôt est plus grande lorsque la profondeur de pénétration dans les sédiments est importante. En particulier, ce réapprovisionnement en oxygène peut conduire à une remobilisation de l'uranium si l'oxygène pénètre dans une région où l'U authigénique s'est accumulé. D'autres éléments traces tels

que V, Cd et Mo pourraient également être affectés par le processus de réoxydation, mais dans une moindre mesure que l'U. Cependant, il n'est noté aucune migration pour Cd et V, et seulement une migration sur une courte distance (< 5 cm) pour Co, Cu, Ni et Zn dans les systèmes turbiditiques étudiés. Dans les cas où des enrichissements significatifs en V, Cr, Cd et Mo sont observés, l'U n'étant enrichi qu'à un degré moindre, il faut émettre l'hypothèse que de petites quantités d'oxygène dissous peuvent avoir provoqué la solubilisation et la perte d'U à partir de sédiments qui avaient auparavant subi des conditions réductrices.

3. MODÈLES D'ÉLÉMENTS TRACES À PLUSIEURS INDICATEURS

Étant donné que les éléments traces réagissent de manière largement prévisible aux variations de redox, il est préférable d'effectuer une analyse des conditions redox environnementales à l'aide d'une série d'éléments traces plutôt que d'un seul indicateur élémentaire. Comme suggéré ci-dessus, certains éléments peuvent avoir plusieurs origines (Cr, Co, Ba) et/ou se déplacer plus ou moins facilement après dépôt et enfouissement (P, Ba, Zn, Pb, Cd) ; par conséquent, les discussions qui suivent mettent l'accent sur une approche intégrée centrée sur les éléments les moins vulnérables aux complications primaires et secondaires, c'est-à-dire U, V, Mo, Ni et Cu. Il convient de souligner que les modèles d'éléments traces décrits ci-dessous sont représentatifs principalement de sédiments ayant des histoires redox relativement simples et que les modèles d'éléments traces dans les sédiments ayant des histoires redox complexes ou inhabituelles ne sont pas facilement généralisables.

3.1. Suboxique-anoxique *versus* euxinique

Une série d'éléments traces peut présenter des sensibilités quelque peu différentes aux conditions redox le long d'un gradient oxique à sulfurique. Fondamentalement, le Cr, l'U et le V sont réduits et peuvent s'accumuler dans des conditions dénitrifiantes, alors que le Ni, le Co, le Cu, le Zn, le Cd et le Mo sont enrichis principalement dans des conditions sulfato-réductrices uniquement. En utilisant le comportement contrasté de ces deux groupes d'éléments traces, il peut être possible de reconnaître des gradations redox dans certains systèmes sédimentaires. Par exemple, dans le cas d'un enrichissement en U et V sans enrichissement en Mo, on peut déduire un dépôt suboxique/anoxique sans H_2S libre. Inversement, les sédiments présentant des enrichissements simultanés en U, V et Mo reflètent des conditions euxiniques à l'interface eau-sédiment ou dans la colonne d'eau. La réduction en deux étapes de certains éléments traces, par exemple V(V)→V(IV)→V(III), peut fournir un autre moyen d'évaluer les petites variations redox dans les paléoenvironnements. Néanmoins, il convient de noter que ce qui est exposé ci-dessus peut sembler une simplification excessive dans certains contextes sédimentologiques complexes. Par exemple, il a été montré que, dans le cas de la zone de minimum d'oxygène du Pacifique Nord tropical oriental, une signature sédimentaire de traces métalliques qui indique des conditions anoxiques n'est pas nécessairement attribuable à une colonne d'eau anoxique.

3.2. Traceurs pour l'abondance de la matière organique

Outre leur comportement variable en réponse à différentes conditions redox, les éléments traces peuvent être distingués par leurs relations avec la matière organique. Par exemple, contrairement à U et V, Ni et Cu sont principalement livrés aux sédiments en association avec la matière organique (complexes organométalliques). Ces éléments sont souvent qualifiés de « formant des sulfures » et ne sont généralement pas considérés comme des marqueurs de flux organiques vers les sédiments. Ils sont libérés par la décomposition de la matière organique et peuvent être piégés par la pyrite si des conditions sulfato-réductrices prévalent. Ainsi, si Ni et Cu ne sont pas récupérés par la sédimentation des particules organiques, on n'observe pas qu'ils s'enrichissent de manière significative dans les sédiments même si des conditions réductrices se développent rapidement. Par conséquent, une teneur élevée en Ni et Cu indique (1) qu'un flux élevé de matière organique a amené ces éléments dans les sédiments en grande abondance et (2) que des conditions réductrices étaient réunies, permettant la fixation de Ni et Cu dans les sédiments. Ainsi, nous soulignons que l'abondance de Ni et Cu peut servir de marqueur d'un flux de matière organique relativement élevé, tandis que U, V et Mo peuvent être utilisés pour déchiffrer les conditions paléo-redox. De plus, Ni et Cu peuvent être retenus dans les sédiments, étant hébergés par la pyrite (le plus souvent), tandis que la matière organique peut être reminéralisée par l'activité bactérienne. Par conséquent, Ni et Cu peuvent témoigner de la présence originale de matière organique même si elle est partiellement ou totalement perdue après le dépôt. De cette façon, nous considérons que Cu et Ni sont de meilleurs indicateurs de l'abondance de la matière organique que P et Ba.

3.3. Oxygénation de l'eau de fond et/ou flux de matière organique ?

Sur la base des considérations ci-dessus, il peut être possible de discriminer les environnements de dépôt où des conditions réductrices se sont développées (comme en témoignent les enrichissements en U et V, plus Mo dans le cas des conditions euxiniques) en présence de matière organique sédimentaire (enrichissement en Ni et Cu) ou en l'absence de matière organique (pas d'enrichissement marqué en Ni et Cu). Dans ce dernier cas, on en déduit que l'anoxie n'a pas été déclenchée par une dégradation intense de la matière

organique mais peut plutôt s'expliquer par un renouvellement restreint de la masse d'eau ou même par une stagnation. Dans le premier cas (anoxie et matière organique), il n'est pas toujours possible de déchiffrer si l'anoxie a été causée par une dégradation intense de la matière organique ou si l'anoxie prévalait avant le dépôt de la matière organique et empêchait une dégradation partielle ou totale de la matière organique, car dans la plupart des environnements anoxiques, il existe une interaction entre la productivité et l'anoxie benthique qui est difficile à dissocier. De plus, les éléments traces ne permettent pas de déterminer facilement si la chimiocline se trouvait à l'interface sédiments-eau ou au-dessus de celle-ci dans les eaux de fond. Pour résoudre ce problème, il faut d'autres indicateurs capables de détecter la présence de pyrite syngénétique dans les sédiments. La pyrite peut se former de manière syngénétique si la chimiocline se trouve au-dessus de l'interface sédiments-eau, ou de manière diagénétique si la chimiocline se trouve à l'interface sédiments-eau ou en dessous. La pyrite syngénétique est constituée de cristaux automorphes à grains fins, tandis que la pyrite diagénétique est généralement composée de framboïdes sphériques plus gros. Par conséquent, l'analyse granulométrique des grains de pyrite peut être utilisée pour identifier le caractère euxinique de la colonne d'eau. Un enrichissement en fer détectable (c'est-à-dire une augmentation du rapport Fe/Al) peut également indiquer une source de fer supplémentaire de pyrite syngénétique pour le sédiment.

4. LE CAS DES TERRES RARES. APPLICATION DES ANOMALIES EN CE ET EU

Les données sur les anomalies des Terres Rares (ou lanthanides, en anglais rare earth elements, soit REE) sont rarement utilisées dans les projets de chimiostratigraphie, mais plus souvent dans les reconstitutions paléo-environnementales, en se concentrant souvent sur les deux éléments ayant deux valences, alors que toutes les autres Terres Rares sont monovalentes et donc insensibles aux variations des conditions redox. Les anomalies de toutes les Terres Rares peuvent être calculées, mais seules celles relatives à Ce et Eu sont utilisées. Toutes les Terres Rares forment de gros ions trivalents (3+), mais l'europium (Eu) et le cérium (Ce) ont des valences supplémentaires. L'élément Eu forme des ions 2+, tandis que se forme des ions 4+, ce qui conduit à des différences de réaction chimique dans la façon dont ces ions peuvent se répartir par rapport aux Terres Rares 3+.

4.1. APPLICATION DES ANOMALIES EN CE

Elderfield et Greaves (1982) ont été les premiers à proposer l'utilisation de l'anomalie Ce pour identifier les changements de conditions redox. Depuis lors, un certain nombre d'autres articles ont été publiés sur ce sujet. L'anomalie en Ce, généralement citée comme Ce/Ce ou Ce*, est basée sur l'hypothèse d'un déclin « linéaire » des abondances de Terres Rares avec une augmentation du numéro atomique lorsque les éléments sont normalisés par rapport à une norme, par exemple les chondrites ou la moyenne des shales (average shale). Les éléments Ce et Eu sont les seuls éléments de Terres Rares qui s'écartent significativement d'une ligne qui décline vers les Terres rares lourdes (HREE avec H pour heavy). Afin de calculer Ce/Ce, Wilde *et al.* (1996) ont utilisé des abondances de chondrites de La, Ce et Sm de 0,332, 0,876 et 0,183 pm, respectivement. Une anomalie est identifiée lorsque les concentrations normalisées se situent au-dessus ou en dessous d'une valeur calculée par l'hypothèse de la variation en ligne droite. L'ordre des Terres Rares légères (LREE avec L pour light) est La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, donc le calcul de Ce/Ce doit être basé sur des valeurs Ce normalisées qui se situent au-dessus ou en dessous de l'extrapolation en ligne droite entre La et Pr. Cela donnerait la formule suivante pour ce rapport : $Ce/Ce = [2Ce^*/(La^* + Pr^*)]$ où l'exposant * impliquait la concentration normalisée à la chondrite. Étant donné que les données pour Nd et Sm sont normalement disponibles à l'issue des analyses mais que cela n'est pas toujours vrai pour Pr, Ce/Ce est plus communément calculé comme suit :

$$Ce/Ce = [2Ce^*/(La^* + Nd^*)]$$

Les valeurs de chondrite suivantes peuvent être utilisées dans ces calculs Ce/Ce : Ce = 0,876 ; La = 0,332 ; Pr = 0,112 ; Nd = 0,60. Dans des conditions oxiques, Ce (une fois oxydé) se dissout moins facilement dans l'eau de mer, de sorte que l'eau de mer oxygénée et donc oxique, ainsi que les sédiments oxiques sont respectivement appauvris et enrichis en Ce. Le Ce trop peu soluble chute à travers la colonne d'eau et reste dans les sédiments sous-jacents. Cela se traduit par des organismes extrayant le phosphate de l'eau de mer oxique affichant une anomalie Ce/Ce négative, tandis que les sédiments oxiques riches en oxyde de Fe, comme les argiles rouges, produisent une anomalie Ce/Ce positive. Pourquoi les phosphates ? Parce que ces minéraux (apatite, francolite…) sont produits par les organismes qui en font des parties dures ou minéralisées (os, écailles, dents, conodontes, etc.). Ces organismes vivent dans l'eau de mer et leurs parties dures reflètent (au moins partiellement) la composition de l'eau de mer ambiante. De plus, les phosphates sont de véritables éponges à éléments chimiques du fait de leur grand nombre de substitutions possibles (on dit parfois substitutions diadochiques). Ainsi, les phosphates biogéniques reflètent-ils la composition de l'eau de mer en Terres Rares bien mieux que les carbonates. Dans l'eau de mer suboxique et donc dans les sédiments eux-aussi suboxiques, le Ce est mobilisé à partir des sédiments et libéré dans la colonne d'eau, ce qui

entraîne une valeur Ce/Ce moins fortement négative, voire positive, dans l'eau de mer. Le Ce est relativement appauvri dans les sédiments anoxiques qui montrent des anomalies Ce/Ce négatives. Comme les restes d'organismes extrayant le phosphate des eaux à dominante anoxique donneraient des anomalies Ce/Ce positives et que les sédiments anoxiques hôtes auraient des anomalies négatives, les valeurs Ce/Ce résultantes peuvent refléter un mélange de concentrations en Ce faibles et élevées, provenant de deux sources, et peuvent ne pas être un bon indicateur de paléo-redox lorsque l'analyse de la roche totale (bulk rock) est entreprise sur des carottes, des cuttings ou des échantillons de terrain. En clair, on évitera de mesurer les Terres Rares en roches totales, au risque de ne pas pouvoir interpréter les résultats. À l'inverse, si les analyses sont menées séparément sur du phosphate biogénique tel que des conodontes ou des arêtes de poisson ou sur des sédiments ne contenant pas de quantités appréciables de conodontes, de brachiopodes inarticulés et de poissons fossiles, il est alors possible d'utiliser les anomalies Ce/Ce pour identifier les paléoenvironnements anoxiques. Le mécanisme d'absorption du Ce est probablement lié à l'oxydation du Ce(III) en Ce(IV) et à l'incorporation ultérieure dans les oxyhydroxydes de Mn. À des pH neutres, l'élément est lié aux revêtements d'oxyhydroxydes de Fe-Mn-Al-Ti sur les minéraux carbonatés. Outre les incertitudes susmentionnées relatives à la présence/absence de matériel fossile contenant du Ce, la principale raison pour laquelle l'indice Ce/Ce n'est pas appliqué plus fréquemment est que l'élément Ce est également concentré dans les minéraux silicoclastiques détritiques, de sorte que les anomalies Ce/Ce positives ou négatives peuvent simplement refléter des variations dans la proportion de ce matériel plutôt que des changements paléo-redox. Ceci a conduit à ce que certains suggèrent que l'indice n'est valable que pendant les intervalles de stabilité tectonique et dans les zones de faibles taux de sédimentation telles que les eaux relativement profondes du plateau continental externe et des marges continentales où la pycnocline et les couches mixtes inférieures sont anoxiques. Au surplus, on pourra se dire qu'il y a assez de traceurs fiables pour laisser de côté cette anomalie complexe à utiliser, si l'on n'en a pas un besoin impérieux !

Il est cependant utile d'examiner la distribution du cérium dans le cas des minéraux authigéniques : par exemple, les cendres volcaniques riches en échardes vitrifiées retombent parfois en milieu marin ; ces échardes très éloignées des conditions thermo-chimiques de stabilité des minéraux qui les constituent de façon mal cristallisée, se transforment rapidement (semaines) en phyllosilicates, typiquement de la famille des smectites. Ces smectites, formées au contact de l'eau de mer, enregistreront la composition chimique de celle-ci en Terres Rares ; elles refléteront donc l'anomalie en Ce typique du milieu marin. En revanche, les smectites formées dans les sols des terres émergées n'auront aucune raison de présenter une anomalie en Ce. Il devient ainsi possible de distinguer l'origine des smectites.

4.2. Application des anomalies en Eu

L'anomalie en Eu est rarement appliquée dans les études de paléoenvironnement ou de chimiostratigraphie, mais sa formule est la suivante : $Eu/Eu = [2Eu^*/(Sm^* + Gd^*)]$ où l'exposant * implique la concentration normalisée à la chondrite. Les valeurs de chondrite suivantes, sont utilisées dans cette équation : Eu = 0,0685 ppm ; Sm = 0,183 ppm ; Gd = 0,252 ppm. En général, l'enrichissement ou l'appauvrissement en Eu est lié à la tendance de cet élément à être incorporé dans le plagioclase. L'Eu possède des états 2+ et 3+, l'Eu^* étant adsorbé dans les cristaux de plagioclase de préférence aux autres minéraux. Lorsque le plagioclase cristallise dans le magma, la majeure partie de l'Eu sera incorporée dans ce minéral, provoquant une concentration plus élevée que prévu d'Eu dans ce minéral par rapport aux autres Terres Rares du même minéral, aboutissant à une anomalie positive d'Eu. Cela conduira à ce que le reste du magma soit relativement appauvri en Eu. Si ce magma appauvri en Eu se sépare ensuite de ses cristaux de plagioclase et se solidifie, la composition chimique résultante montrera une anomalie négative d'Eu (car l'Eu est contenu dans le plagioclase laissé dans la chambre magmatique). En revanche, une anomalie relativement positive d'Eu se produirait si un magma accumule des cristaux de plagioclase avant la solidification. Dans les sédiments silicoclastiques, une anomalie positive d'Eu est généralement causée par une proportion relativement élevée de feldspath plagioclase, mais il s'agit d'une généralisation énorme car les anomalies positives peuvent résulter d'une diagenèse post-dépositionnelle, avec enrichissement en Eu dans des ciments tels que la calcite. La susceptibilité de l'Eu à la diagenèse post-dépositionnelle, ainsi que le fait que cet élément puisse être concentré dans une gamme de minéraux, et pas seulement dans le feldspath plagioclase, signifie que le paramètre Eu/Eu est rarement utilisé à des fins de reconstitutions paléo-environnementales.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Il est possible de constater, à l'issue de la lecture de ces pages, que la géochimie sédimentaire et la sédimentologie, voire la géodynamique externe, sont étroitement liées. La géochimie sédimentaire n'est pas une fin en soi et ne permet pas, à elle seule, de comprendre les mécanismes qui opèrent dans les enveloppes superficielles de la planète, toutefois, elle se révèle être un outils assez fin pour décrypter de très nombreuses situations et "paléo-situations". Espérons que le lecteur sera convaincu que l'on ne perd pas son temps en étudiant les paramètres géochimiques des sédiments et des roches sédimentaires.

Par ailleurs, relativement peu de place est accordé aux organismes vivants. Pourtant, au-delà de fournir des particules sédimentaires, ils jouent des rôles essentiels dans les étapes de l'authigenèse et de la diagenèse. Ce sera l'objet d'un prochain document pédagogique.

Remerciements : Merci à Mesdames Viviane Bout-Roumazeilles & Armelle Riboulleau, et à Messieurs François Baudin & Mathieu Richir, ainsi qu'à Tom Algeo. Merci à mes collègues du Département des Sciences de la Terre et du Laboratoire d'Océanologie & Géosciences.

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 219-220, 2025

GÉODIVERSITÉ ET PATRIMOINES D'ÎLE-DE-FRANCE. ROCHES, PAYSAGES, BIODIVERSITÉ, RESSOURCES, CONSTRUCTIONS, 2024, SOUS LA DIRECTION DE J.-P. GÉLY, F. BERGERAT, L. LE CALLONNEC, D. OBERT, ASSOCIATION DES GÉOLOGUES DU BASSIN PARISIEN, PARIS, *MÉMOIRE HORS-SÉRIE* 11, 416 P.

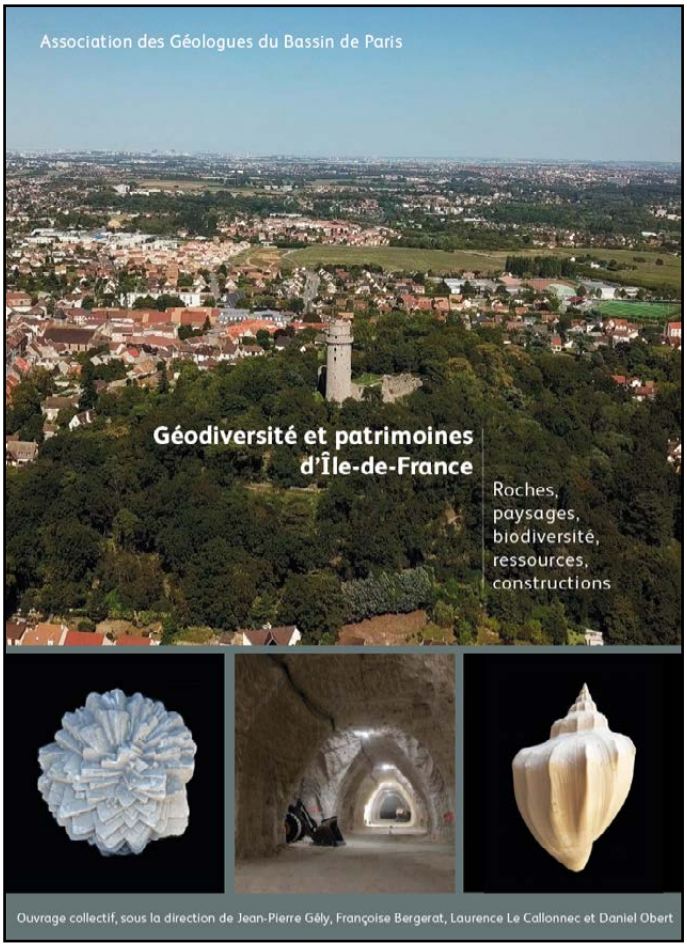
Patrick Auguste

À l'occasion de son soixantième anniversaire et des dix ans de l'inventaire régional du patrimoine géologique (IRPG), l'Association des Géologues du Bassin de Paris (AGBP) a édité un superbe ouvrage consacré à la géodiversité et aux géopatrimoines d'Île-de-France.

Cet ouvrage collectif rassemblant 48 auteurs, présente le patrimoine géologique de la région Île-de-France en s'appuyant sur les fiches de l'inventaire national du patrimoine géologique (190 fiches en Île-de-France à ce jour), tout en élargissant aux autres patrimoines industriel, culturel et du vivant. En prenant comme fil rouge le substrat géologique, l'ouvrage montre comment, même dans un territoire artificialisé et particulièrement urbanisé comme la région francilienne, tous les patrimoines sont liés. De l'histoire géologique régionale découlent le relief, le réseau hydrographique, la nature des sols et la couverture végétale, la qualité des eaux souterraines, les bâtis anciens, l'évolution des techniques mais aussi le développement urbain passé et actuel, l'exploitation des ressources, etc. La richesse du patrimoine géologique francilien est ainsi portée à la connaissance de tous les publics, en particulier des enseignants et des publics sensibilisés à la protection de l'environnement.

Après une introduction mettant en exergue la notion de gestion du patrimoine géologique, sont tour à tour décrits le patrimoine géologique du substrat francilien, qui débute au Crétacé supérieur, puis le patrimoine paysager. Le chapitre suivant présente la transition entre le patrimoine naturel et les patrimoines industriel et architectural. Le patrimoine géologique *ex-situ* n'est pas oublié, tant son intérêt est grand. L'ouvrage se clôt avec une présentation de grands sites remarquables.

Il s'agit là d'un très beau livre, richement illustré, dans la ligne du précédent « *Géologie et Grande Guerre* » coédité avec le Cofrhigéo et la Société Géologique du Nord. Les références bibliographiques sont très nombreuses et font de cet ouvrage un manuel atypique.



Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 221-222, 2025

LA PART INCONSTRUCTIBLE DE LA TERRE, FRÉDÉRIC NEYRAT, ET *LA CRISE ENVIRONNEMENTALE N'AURA PAS LIEU*, MATHIEU FARINA

La part inconstructible de la Terre, Frédéric Neyrat, Le Seuil édit., 2016, 378 p. ISBN 978-2021-29648-8
La crise environnementale n'*aura* pas *lieu*, Mathieu Farina, Belin édit., 2024, 333 p. ISBN 978-2410-02864-5

Francis Meilliez

UMR8187 Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) – CNRS–Université de Lille-Université Littoral Côte d'Opale, Cité Scientifique, bâtiment SN5, 59655, Villeneuve d'Ascq cedex.

Voici deux ouvrages très différents dans leur approche mais qui, à huit ans d'écart, traitent un même sujet : la planète Terre va-t-elle survivre aux traitements que lui impose l'espèce humaine ? Frédéric Neyrat, philosophe français en poste à l'université de Wisconsin-Madison, propose une réponse académique, analytique, quasi une dispute qui aurait eu sa place dans la Sorbonne médiévale. Mathieu Farina, agrégé de biologie-géologie, membre de la Fondation *La Main à la Pâte* depuis 2015, propose une réponse basée sur l'observation, suivie d'une analyse transdisciplinaire de situations qui agitent médias et scientifiques pour sensibiliser tout public et convaincre les politiques d'agir en connaissance de cause.

Les deux ouvrages s'opposent aussi par leur « fil rouge ». F. Neyrat discourt sur une planète qui concerne l'humanité en tant que pourvoyeuse de ressources, dont il pressent qu'elles ne sont pas infinies. Même s'il tente de prendre ses distances par endroits, de fait il est dans la logique biblique : croissez et multipliez-vous, et dominez toutes les autres espèces. Au contraire, M. Farina insiste bien pour rappeler que l'espèce humaine ne représente que l'extrémité d'un rameau récent sur l'*arbre des êtres vivants* (voir webographie).

Un intérêt du livre de F. Neyrat est qu'il « visite » toutes les écoles de pensée sur le sujet. Je n'ai pas la compétence pour estimer si sa revue est exhaustive ou non. Elle est très utile. Le fait qu'il présente chacune comme s'il en défendait ardemment la cause est déstabilisant tant que le lecteur n'a pas compris ce choix de présentation. L'auteur est, à l'évidence, passionné par son étude. Il discute les visions ontologiques, réfute les téléologiques, il essaye de ne pas accepter le hasard comme seul déterminant. Pour les périodes récentes, il aide entre autres à « s'y retrouver » dans un foisonnement de regards nuancés. Il démonte les réponses de géo-ingénierie qui inventent des échappatoires (se réfugier sur Mars, créer des stations spatiales…) ou qui imaginent des techniques surprenantes (bouclier spatial…) mais il bute sur un manque d'alternatives, qu'il aurait pu alimenter s'il avait suivi des études naturalistes.

De son côté, M. Farina est particulièrement attentif à la façon dont les messages envoyés par les uns sont perçus par les autres. Dans son épilogue il explique notamment qu'une formation complémentaire en psychologie l'a beaucoup aidé à équilibrer son approche entre la précision d'une description naturaliste et la perception qu'en ressent l'usager. Un émetteur envoie un message à un récepteur ; en acceptant que le premier ait trouvé le bon vocabulaire pour exprimer ce qu'il souhaite transmettre, il faut encore que le second partage le même langage pour comprendre ce qu'il a reçu. C'est le défi permanent et insidieux de tout projet collectif de recherche transversale.

Par exemple, les deux auteurs s'accordent à ne pas accepter la notion d'Anthropocène, mais ni pour la même raison, ni en partageant l'avis des géologues. Bel exemple de confusion autour d'un mot mal choisi. La communauté géologique a rappelé que la désignation d'une ère géologique répond à quelques critères objectifs, admis par tous depuis plus d'une cinquantaine d'années. La notion proposée par Paul Crutzen, prix Nobel de chimie, ne satisfait aucun de ces critères. Les congrès géologiques internationaux de Brisbane (2012), Le Cap (2016) et la sous-commission stratigraphique du Quaternaire (2024) ont, pour cette raison, refusé l'usage du mot « anthropocène ». En fait, en lisant l'ouvrage de F. Neyrat on comprend que Crutzen et ses pairs voulaient désigner une période marquée par l'empreinte de l'espèce humaine, certes, mais dans la perspective de promouvoir l'émergence de la géoingénierie, c'est-à-dire le constat que la planète étant imparfaite pour répondre aux besoins des humains, ceux-ci devaient prendre les choses en main et les diriger selon un projet cohérent. Peu importe le marqueur qui situerait la date de début de cette nouvelle période : le début de la consommation industrielle des hydrocarbures, l'invention de la « pointe Bic » et sa dispersion sur toute la planète, une des explosions nucléaires expérimentales, ou autre. Neyrat n'a pas les outils scientifiques pour discuter de la recevabilité des propositions, mais il stigmatise surtout les dérives autoritaires, voire totalitaires qu'ouvre un tel projet. Le mot « anthropocène » ne le gêne pas en lui-même comme il choque les géologues, mais il est tellement confus qu'il serait préférable d'en choisir un autre pour constater l'emprise de l'espèce humaine sur la planète.

M. Farina est plus sensible à l'argumentation des géologues, mais il répugne aussi à l'emploi de ce mot pour une

raison surtout écologique. L'espèce humaine n'a pas attendu de développer des technologies de plus en plus sophistiquées et puissantes pour imprimer son empreinte sur la planète. Dès lors que les humains sont passés de chasseurs-cueilleurs à agriculteurs, ils ont sélectionné des espèces pour en privilégier la croissance et les consommer, pour exploiter la puissance de travail d'autres espèces, jusqu'à les sélectionner aussi génétiquement. On pourrait ajouter que la maîtrise de l'eau qui ruisselle a certainement accompagné cette évolution qui porte déjà un nom : la néolithisation.

Voilà donc deux ouvrages très distincts, traitant d'un même sujet global, selon deux voies différentes, et avec des styles très différents. Ils se complètent vraiment. Toutefois je ne suis pas sûr que mettre les deux auteurs dans un même débat éclaircirait le sujet. Il est préférable que chacun fasse la démarche de les lire et d'en extraire les informations qui lui seront plus directement utiles dans sa propre progression de notions qui sont complexes par nature.

Webographie

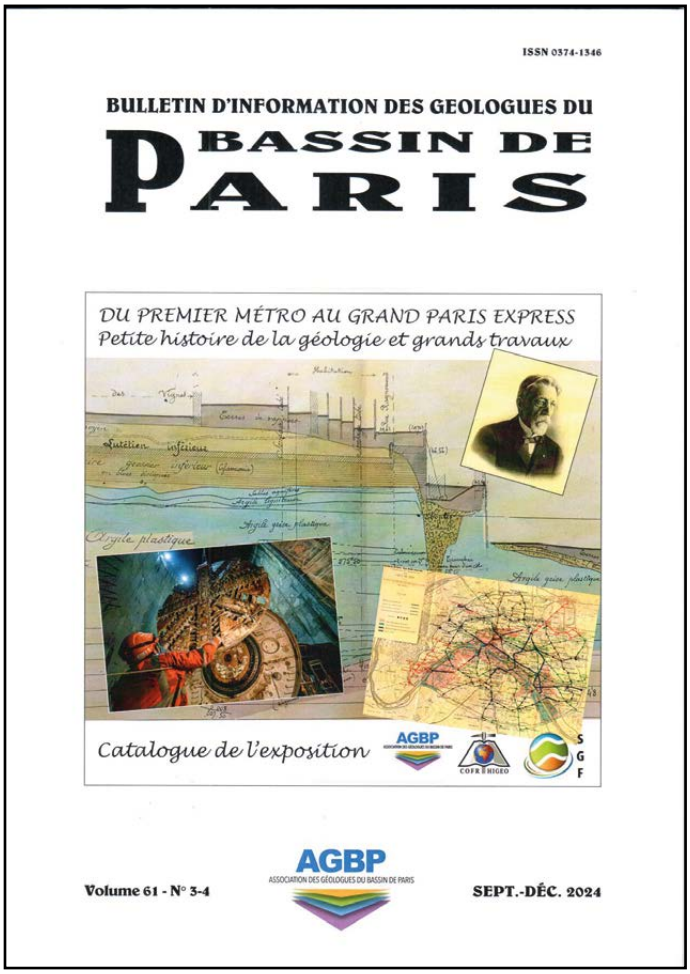
Arbre du Vivant : https://www.geosoc.fr/actualites-sgf/1122-poster-l-arbre-du-vivant-sgf.html

Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 223-224, 2025

LE CALLONEC LAURENCE, BERGERAT FRANÇOISE, LE VIGOUROUX PHILIPPE, GÉLY JEAN-PIERRE, DREYER FRANÇOISE, OBERT DANIEL : DU PREMIER MÉTRO AU GRAND PARIS EXPRESS. PETITE HISTOIRE DE LA GÉOLOGIE ET DES GRANDS TRAVAUX. *BULLETIN D'INFORMATION DES GÉOLOGUES DU BASSIN DE PARIS*, VOLUME 61, N° 3-4, 2024

Ce numéro double du *Bulletin d'information de l'Association des Géologues du Bassin de Paris* constitue en fait le catalogue d'une exposition éponyme qui s'est tenu en décembre 2024 dans les locaux de la Société Géologique de France, sous la houlette de l'AGBP et du Comité Français d'Histoire de la Géologie (Cofrhigéo). Comme à l'accoutumée, nos collègues franciliens ont donné le meilleur d'eux-mêmes en nous livrant un travail exhaustif, débordant d'informations et d'iconographies. C'est l'histoire croisée entre les constructions successives du métro parisien et les spécificités du contexte sédimentaire qui est ici présentée. Ce travail d'exposition et son catalogue sont en fait le fruit d'une découverte exceptionnelle effectuée dans les sous-sols de la SGF des coupes et profils géologiques réalisés lors du creusement des premières lignes à la fin du XIXe siècle et au début du XXe siècle. Le but de la création de ce métropolitain était de désengorger la capitale dans un premier temps, puis sa proche banlieue. De fait, les ingénieurs se sont vite retrouvés face aux contraintes très particulières de la ville, mais également des aléas géologiques liés à la nature de certaines roches (dissolution du gypse par exemple), des nappes phréatiques, mais aussi de la géomorphologie de la capitale, avec ses zones en altitude et en souterrain. Ces contraintes ont ainsi amené à une gestion obligatoirement totalement tributaire des éléments du sous-sol, encore présentes aujourd'hui (infiltration d'eau dans les couloirs du métro, fontis…). Outre ces aspects historiques et techniques, le problème très crucial de la gestion des gravats s'est posé dès le début des creusements. On y apprend que les filières de recyclage ont été prépondérantes dès la mise en place des travaux, alors qu'actuellement c'est l'enfouissement qui est privilégié, de par la quantité de matériaux à gérer, avec ses nombreux débordements (carrière classée de Meudon et pourtant en partie remblayée !). Ce catalogue, offre donc aux lecteurs une riche base de données et de connaissances du sous-sol parisien et de l'importance d'une parfaite maitrise de la géologie en domaine urbain. Ce beau volume comprend 88 pages et est richement illustré en quadrichromie (151 cartes, dessins et photographies). Malheureusement, certaines iconographies sont quasiment illisibles, ce qui gâche leur utilité dans cette publication.

Ce volume est disponible à la SGF (https://www.geosoc.fr/du-premier-metro-au-grand-paris-express-petite-histoire-de-la-geologie-et-grands-travaux.html) ou à l'AGBP (https://www.helloasso.com/associations/association-des-geologues-du-bassin-de-paris/boutiques/librairie).



Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 225-226, 2025

LA GÉOLOGIE AU SERVICE DE L'ENQUÊTE ; PATRICK DE WEVER, AVEC LA COLLABORATION DE RICHARD MARLET, BELIN, 2025, 290 P., ISBN 978-2410-02968-0

Francis Meilliez

UMR8187 Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) – CNRS–Université de Lille-Université Littoral Côte d'Opale, Cité Scientifique, bâtiment SN5, 59655, Villeneuve d'Ascq cedex.
francis.meilliez@univ-lille.fr

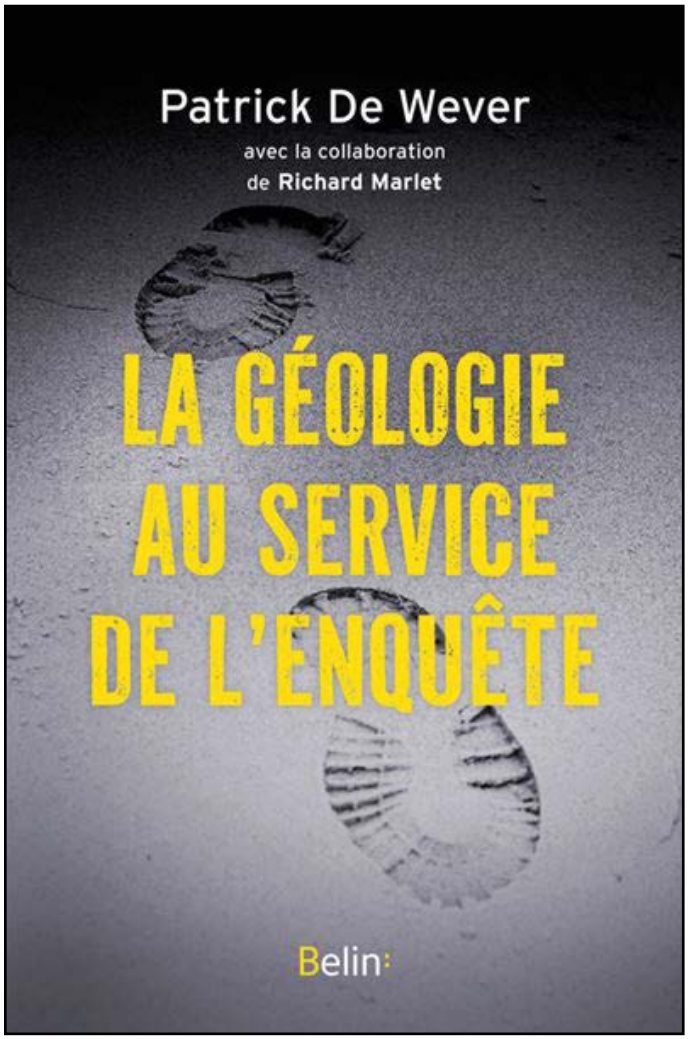
Voici un ouvrage facile à lire, qui permettra à tous – et notamment aux collégiens, lycéens et étudiants indécis – de rêver à une carrière dans « *la scientifique* » ! En effet, l'auteur est parti du constat que la plupart des technologies utilisées par la police scientifique sont des outils couramment employés dans les reconnaissances géologiques. À condition d'en avoir les moyens financiers, certes ! Faites des études de géologie et vous deviendrez un scientifique forensique. En effet les auteurs nous apprennent que les **sciences forensiques** sont maintenant bien reconnues comme une des disciplines nécessaires à la caractérisation de la matière, quelle qu'elle soit. À quoi il faut ajouter de la patience, de la ténacité et une pincée de perspicacité. « *Élémentaire, mon cher Watson !* »

Facile à lire, disais-je : enfin un bouquin de géophysique sans la moindre équation ! Bon, vous ne comprendrez pas comment ça marche, mais le cumul d'expériences « sur le terrain » illustre bien à quoi ça sert. Vous n'apprendrez rien sur la langue sikh (forensique ?), mais vous comprendrez encore un peu mieux, un peu plus vite que vos proches, les démarches mises en scène dans une multitude de séries policières. Hormis l'analyse des empreintes génétiques, hors sujet dans cet ouvrage, il semble ne manquer aucune méthode d'analyse géophysique ou géochimique. Même les techniques aéroportées donnent lieu à des exemples. Le lecteur comprendra bien que certaines dénominations aient dû être omises, car il ne s'agit pas d'un jeu, mais bel et bien d'identification de matériau, dans un contexte dramatique le plus souvent. Les progrès technologiques, notamment la miniaturisation des appareils d'analyse, conduisent à utiliser les sciences forensiques dans des situations de plus en plus complexes, variées, et donc fréquentes.

L'ouvrage est également intéressant par l'illustration de la méthode scientifique : les indices peuvent s'accumuler, mais tant qu'une preuve irréfutable n'est pas sur la table, ce ne sont que des indices. Et chaque expérience vient nourrir le corpus des savoir-faire.

L'illustration des techniques de thermographies aurait pu s'enrichir d'un exemple de suivi thermique d'un terril en combustion, à côté des fuites thermiques dans le bâti. Je n'ai trouvé qu'une seule erreur de localisation géographique. Le principal regret – choix éditorial – est qu'une partie de l'illustration est en nuances de gris. Le flou est peut-être utile pour la discrétion de l'enquête, mais ça n'arrange pas le lecteur. Un cahier central avec des images colorées est le bienvenu. Et, fidèle à son habitude, l'auteur a mis un glossaire, toujours très utile.

Un ouvrage à mettre entre toutes les mains, un peu pour s'émerveiller. Mais pour les jeunes cet ouvrage peut être une source d'inspiration pour une orientation professionnelle.



Ann. Soc. Géol. Nord, T. 32 (2e série), p. 227-228, 2025

LES GRANDS GÉOLOGUES DE BELGIQUE, NÉS ENTRE 1834 ET 1937, LÉON DEJONGHE, ACADÉMIE ROYALE DES SCIENCES, DES LETTRES ET DES BEAUX-ARTS DE BELGIQUE, 2024, 208 P. ISBN 978-2-8031-0974-6

Francis Meilliez

Cet ouvrage fait suite à un premier volume qui traitait des « *Précurseurs et grands noms de la géologie belge, nés entre 1719 et 1900* » (https://www.peren-revues.fr/annales-sgn/376). Ce premier volume présentait 34 *grands noms* ; celui-ci 47. Le style n'a pas changé, toujours aussi alerte. L'auteur s'est donné comme règle de ne parler que des personnes décédées. Chacune est vue sous l'angle d'une biographie condensée, parfois avec quelques détails qui « mettent un peu de chair sur la trame ». Puis vient un examen plus ou moins détaillé des travaux scientifiques et des apports à la connaissance. Enfin une liste des distinctions honorifiques glanées par les uns et les autres. Chacune a droit à son illustration, parfois plus.

On sent l'auteur plus à l'aise avec ceux dont il était plus proche, soit par la thématique, soit par une histoire dont des fragments furent partagés. L'exercice n'est pas simple, mais il est réalisé avec doigté.

L'ouvrage est de lecture facile et fournit à tous des repères, scientifiques, géographiques, historiques. La géologie belge a en même temps stimulé un certain type de développement africain, et en même temps a bénéficié d'observations qui ont porté haut les noms de ceux qui les ont travaillées. Certains géologues étaient français au départ, ou le sont devenus par la suite ; et inversement.

Les deux ouvrages aident à comprendre, s'il en était besoin, que la géologie est une discipline qui transgresse les frontières. D'une part, ses objets d'étude sont des gisements dont certains attisent les rivalités et les conflits qui divisent. D'autre part, ces ouvrages démontrent que le développement de la connaissance est par essence une activité de coopération internationale qui rapproche.

LISTE DES MEMBRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Arrêtée au 19/10/2024, établie par Christine MARÉCHAL et Didier TORZ

Membres à perpétuité

Voir la note parue dans le tome 19 (2e série) des Annales (2012), p. 175

Membres à vie (Présidents d'Honneur)

† BRICE Denise, Chercheure émérite, Université Catholique de Lille – FLST & ISA, à Lille (59)

ROBASZYNSKI Francis, Géologue, Professeur honoraire, Polytech'Mons (Belgique)

Membres titulaires/personnes morales

ACOM France, Association des Communes Minières de France, Liévin (62)

ADOPTA, Association pour le Développement Opérationnel et la Promotion des Techniques Alternatives, Douai (59)

APBG, Association des Professeurs de Biologie et Géologie (enseignants du second degré), Sibiville (62)

APOGEO, Bureau d'études techniques en géotechnique, hydrogéologie et SSP, HARNES (62)

BDE Géosciences Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

BRGM/DPSM - Nord – BRGM Hauts-de-France, EPIC, Lesquin (59)

CAUE du Nord, Conseil d'Architecture, d'Urbanisme et de l'Environnement du Nord, Lille (59)

CAUE Hauts-de-France, Conseil d'Architecture, d'Urbanisme et de l'Environnement du Nord, Lille (59)

CCI Grand Lille, Lille (59)

CDP Consulting, Entreprise, Blois (41)

EGEE Développement, Villeneuve d'Ascq (59)

Forum Départemental des Sciences, Villeneuve d'Ascq (59)

STB Matériaux, Templemars (59)

SYMCEA, Syndicat Mixte Canche et Authie, Auchy-lès-Hesdin (62)

UNICEM, Union nationale des industries de carrières et matériaux de construction, Hauts-de-France, Arras (62)

Membres titulaires/personnes physiques

AGLAVE Sylvain, Responsable d'activités SSP APOGEO, (62)

ALLARD Marion, Enseignante SVT, Lambersart (59)

ALVAIN Séverine, Chercheuse CNRS, Lille (59)

AMBERG Chloé, Pétrographe Sédimentaire, Biostratigraphe, ThinSection Lab., Toul, (54)

AMEDRO Francis, Retraité, Professeur de SVT, Calais (62)

ANTOINE Chantal, Retraitée, Étrun (62)

ANTOINE Michel, Retraité, médecin, Étrun (62)

ANTOINE Pierre, Directeur de recherche CNRS UMR 8591, Meudon (92)

ANTOINE-HENNION Marie, Technicienne, LILLIAD Learning Center, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)AUGUSTE Patrick, Chargé de recherche CNRS, Université de Lille, Cité scientifique, Villeneuve d'Ascq (59)

AVERBUCH Olivier, Maître de conférences, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

BAELE Jean-Marc, Professeur de Géologie, Université de Mons (Belgique)

BAK Arnaud, Professeur de SVT, Villers-Sire-Nicole (59)

BALASSE Maëva, Professeur de SVT, Avesnes-sur-Helpe (59)

BALESCU Sanda, Maître de conférences, Géologie du Quaternaire, Université de Lille, Cité scientifique, Département de Géographie & Aménagement, Villeneuve d'Ascq (59)

BARET Clément, Étudiant Licence Géosciences, Université de Lille (59)

BEAUCHAMP Niniane, Technicienne Gestion Administrative, Université de Lille, Cité scientifique, Villeneuve d'Ascq (59)

BEAUVIERE Béatrice, P.R.A.G., Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

BECCALETTO Laurent, Géologue, BRGM, Orléans (45)

BECKARY Sophie, Commerçante, Berthen (59)

BELIN Jean-Jacques, Retraité de la Société Filtres et crépines Johnson, Nomain (59)

BELLINO Guillaume, Professeur de SVT, Saint André-lez-Lille (59)

BERGERAT Françoise, Géologue, Directeur de Recherche émérite CNRS, Paris (75)

BERNARD Renaud, Analyste en Cybersécurité, Lille (59)

BERNARD Romain, Étudiant, Master Géosciences, Université de Lille (59)

BEUCHERIE Arnaud, Professeur de SVT, Grande Synthe (59)

BEUN Noël, Retraité, Maître de conférences, Université de Picardie Jules Verne, Salouël (80)

BILLON Gabriel, Professeur des Universités, Université de Lille, Cité scientifique, Villeneuve d' Ascq (59)

BOGAERT Florian, Étudiant, Master Géosciences, Université de Lille (59)

BOITEL Laurence, Professeure agrégée de lettres, Villeneuve d'Ascq (59)

BONAVENTURE Maryse, Retraitée, Professeure de SVT, Paris (75)

BONAVENTURE Patrick, Retraité, Pharmacien, Paris (75)

BONNIERE Antoine, Doctorant, Université de Nîmes, Nîmes (30)

BOUSSIN Jean-Marie, Technicien Service des Carrières Souterraines de la Ville de Lille, Ville de Lille, Corbehem (62)

BOUTON Pascal, Géologue, gérant d›Oolite SARL, Monnières (44)

BOUTTEMY Franck, Professeur agrégé SVT, Boulogne-sur-Mer

BROQUET Paul, Retraité, Professeur honoraire, Université de Franche-Comté, Besançon (25)

BUCHWALD Thomas, Étudiant, Licence Géographie, Université de Lille (59)

BUR Nicolas, Maître de conférences, Université de Lille, Cité scientifique, Polytech Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

CALERO- GORDON Jacqueline -Lisbeth, Étudiante, Master Géosciences, Université de Lille (59)

CAPELLE Hervé, Géologue Eiffage, Genech (59)

CASCALES MAÑANA Borja, Chercheur CNRS, Université de Lille, Cité scientifique , Département des Sciences de la Terre (59)

CERCUS Sébastien, Professeur de SVT, Verlinghem (59)

CHANIER Franck, Maître de conférences, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

CHARLET Jean-Marie, Retraité, Professeur émérite, Polytech'Mons, Mons (Belgique)

CIEZLAK-JONES Emma, Doctorante Université de Lille, Cité Scientifique (59)

CLAISSE Pénélope, Doctorante, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

COPANS Nicolas, Ouvrier, Lille (59)

CORDIER Patrick, Professeur, Université de Lille, Cité scientifique, Département de Physique, Villeneuve

d'Ascq (59)

CORRET Laurent, Directeur de projet (Ingénieur chimiste), Aire-sur-la Lys (62)

CORNU-BLANDIN Marie-Christine, Retraitée - Sénatrice honoraire du département du Nord (59)

COULON Hervé, Géologue, Département Déplacements Aménagement Territoires et Habitat (DATHa), CEREMA Hauts-de-France, Lille (59)

CREPIN Benoît, Journaliste Scientifique Indépendant, Lille (59)

CUEILLE Marie, Doctorante, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

CUVELIER Jessie, Ingénieure d'étude CNRS, Université de Lille, Cité scientifique, Villeneuve d'Ascq (59)

CYCYK Romain, Étudiant, Master Géosciences, Université de Lille (59)

DANELIAN Taniel, Professeur, Université de Lille, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

† DE BAERE Jean-Pierre, Retraité, Géologue, Centre d'Études Techniques de l'Équipement (CETE Nord-Picardie), Lambersart (59)

DE SOUSA Ilio, Étudiant Licence Géosciences, Université de Lille (59)

DECROUEZ Danielle, Retraitée, Géologue, Directrice Honoraire du Muséum Genève (Suisse).

DELEBARRE Nadine, Retraitée, Lille (59)

DELFOLIE Gérald, Médiateur des Sciences, Responsable CSTI, Médiathèque d'Agglomération, Cambrai (59)

DELOUX Théodore, Étudiant, Licence Géosciences, Université de Lille (59)

DELVAL Thierry, Professeur de SVT, Lycée Jean Monnet, Crépy en Valois (60)

DESCHODT Laurent, Géoarchéologue, INRAP, Mons-en Barœul (59)

DESMEDT Aurore, Étudiante Licence Géosciences, Université de Lille (59)

DESMULIERS Gérard, Professeur honoraire, Université de Lille (59)

DEVAERE Léa, Technicienne, Service des Carrières Souterraines de la Ville de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

DEWEZ Stéphane, Technicien, DIR Nord,

DE WEVER Patrick, Retraité, Professeur émérite, Muséum national d'Histoire naturelle (MNHN), Paris (75)

DIBOUSSE Aboubacar, Doctorant, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

DRON Pierre, Retraité, Professeur de SVT, Rumigny (80)

DUCHAUSSOIS François, Retraité, Professeur de SVT, Neuville-Saint-Amand (02)

DUCHEMIN Renée, Retraitée, Inspectrice d'Académie - Inspectrice Pédagogique Régionale honoraire, Académie de Lille, Lille (59)

DUMOULIN Louis, Étudiant Licence Géosciences, Université de Lille (59)

DUPONT Julie, Étudiante Licence Géosciences, Université de Lille (59)

DUPUIS Christian, Retraité, Professeur Émérite, Polytech'Mons, Mons (Belgique)

DUPUIS Jean-Claude, Professeur de SVT, Elnes (62)

DUPUIS Nicolas, Docteur/ Assistant de recherche / Faculté Polytechnique de Mons Service de Géologie fondamentale et appliquée (Belgique)

DURAND Cyril ,Géologue, Maître de conférences , Département Sciences de la Terre, Université de Lille (59)

EL KHATTABI Jamal, Maître de conférences, Université de Lille, Cité scientifique, Polytech'Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

FABICKI Loup, Étudiante Licence Géosciences, Université de Lille (59)

FAY-GOMORD Ophélie , Géologue, UMONS, Faculté Polytechnique , service de Génie Minier (Belgique)

FERRIERE Jacky, Retraité, Professeur émérite, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

FORESTIER-ROUGET Marie-Nathalie, Professeure Agrégée de SVT, Ecques (62)

FORGET Elisa, Enseignante SVT, Lille (59)

FOURRIER Hervé, Retraité, Tourcoing (59)

GAULLIER Virginie, Professeure, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

GENGE Marie, Post-doctorante, Université of Hong Kong, Hong Kong, Chine

GIGAUX Alain, Retraité, Professeur de SVT, vice-président APBG, Sibiville (62)

GIROUX Françoise, Retraitée, Professeur de SVT, Lompret (59)

GOEMAERE Éric, Géologue, Service Géologique de Belgique, Bruxelles (Belgique)

GOMEZ Gustave, Retraité, Calonne-sur-la-Lys (62)

GORLAS Thomas, Étudiant Licence Géosciences, Université de Lille (59)

GOSSELIN Guillaume, Professeur de SVT, Aubigny-en-Artois (62)

GRAVELEAU Fabien, Maître de conférences, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

GRESSIER Antoine, Étudiant, Master Géosciences, Université de Franche-Comté (25)

GREVET Nicolas, Inspecteur d'Académie, Inspecteur Pédagogique Régional, Wanquetin (62)

GUILLE Alexandre, Technicien en élaboration de matériaux, Villeneuve d' Ascq (59)

GUILLOT François, Retraité, Chercheur associé, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

GUYETANT Gaëlle, Chargée de mission patrimoine géologique, Conservatoire d'Espaces Naturels du Nord et du Pas-de-Calais, Lillers (62)

HAMELIN Arnaud, Géologue, Groupe Carrières du Boulonnais, Boulogne-s/Mer (62)

HANCE Luc, Géologue consultant, Gesves (Belgique)

HENNION Marina, Étudiante, Master Géosciences, Université de Lille (59)

HOFMANN Annette, Maître de conférences, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

HOUSEN Pierre, Retraité, Industrie Cimentière - HOCLIN, Casteau-Soignies (Belgique)

IMBENOTTE Christine, Retraitée, Professeure de SVT, Bondues (59)

KLIMENTIDIS Robert, Retraité, Géologue Exxon Research Houston, La Jolla, California (USA)

LACQUEMENT Frédéric, Géologue, BRGM, Viglain (45)

LAURENT Aurore, Doctorante, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

LAUWERS Alain, Géologue, Société Lhoist, Bouge (Belgique)

LEBON Clément, Étudiant, Awoingt (59)

LE GARDIEN Solen, Bibliothécaire Société Géologique de France, Clichy (92)

LECOMTE Justin, Chargé d'études en Hydrogéologie, CEREMA, Sequedin (59)

LEGRAND Jean-Marc, Retraité, Cappelle-Brouck (59)

LEGRAND Marie France, Retraitée, Cappelle-Brouck (59)

LEGRAND Philippe, Ingénieur, Lempdes (63)

LEGRAND Victor, Étudiant, Calais (62)

LEGROUX Hugo, Étudiant licence 3 Sciences de la Terre, Université de Lille (59)

LEMOINE Guillaume, Géologue, Écologue, Établissement Public Foncier du Nord – Pas-de-Calais, Euralille (59)

LEPLAT José, Retraité, Géologue, BRGM, Linselles (59)

LESAGE Francis, Retraité, Instituteur, membre de la FFAMP, Steenwerck (59)

LIMOGE Chloé, Étudiante, Master Géosciences, Université de Lille (59)

LLORET Emily, Maître de conférences, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

LOONES Christian, Retraité, Secteur hospitalier, Loos (59)

LOUCHE Barbara, Hydrogéologue, Maître de conférences, Université d'Artois, Lens (62)

LOUIS Etienne, Retraité, Archéologue, Sin-le-Noble (59)

MAITTE Bernard, Retraité, Professeur émérite, Université de Lille, Cité scientifique, Département de Physique, Villeneuve d'Ascq (59)

MANIA Jacky, Retraité, Professeur honoraire, Polytech'Lille , Université Lille, Pouilley-les-Vignes (25)

MARECHAL Christine, Retraitée, Professeure des écoles, Coudekerque-Branche (59)

MATRION Bertrand, Paléontologue, Bréviandes (10)

MAVEL Joris, Hydrogéologue, Chef de Projet Sciences Environnement, Besançon (25)

MEILLIEZ Francis, Retraité, Professeur émérite, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

MEIRE Baptiste, Ingénieur Géologue, Risques Naturels, BRGM, Lesquin (59)

MEUNIER Mathias, Doctorant, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

MIGNOT Fabien, Étudiant, Université de Lille (59)

MILLE Sophie, Étudiante Licence Géosciences, Université de Lille (59)

MOLINA-SOLIS Azucena, Étudiante, Sciences de la Terre, Université de Lille (59)

MONGIN Pierre, Retraité, Marcq-en-Barœul (59)

MONTARIOL Coraline, Doctorante, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

MOREELS Christine, Professeure de SVT, Willems (59)

MORTIER Thierry, Chercheur associé, Polytech'Mons à Mons (Belgique)

MOULLET Jean-Marc, Inspecteur Général de l'Éducation Nationale, La Madeleine (59)

NICOLLIN Jean-Pierre, Retraité, Professeur de Géologie, Université Catholique de Lille – FLST & ISA, Lille (59)

NICOLLIN Sylvie, Professeure de SVT, La Madeleine (59)

NOLF Dirk, Retraité, IRSNB, Bruxelles (Belgique)

NORMAND Louise, Étudiante Licence Géosciences, Université de Lille (59)

NORMAND Thomas, Étudiant Licence Géographie, Université de Lille (59)

NUTTEN Claire, Spycker (59)

NUTTEN Jean-Marc, Instituteur spécialisé, Spycker (59)

OUALI MEHADJI Abdelkader, Enseignant-chercheur, Université d'Oran (Algérie)

OUCHAOU Rachid, Doctorant, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

OUDOIRE Thierry, Conservateur du patrimoine, Musée d'Histoire Naturelle de Lille, Lille (59)

PAGLI Marina, Conservatrice du patrimoine, Service Régional de l'Archéologie, DRAC Hauts-de-France, Lille (59)

PAGNIER Grégoire, Professeur de SVT, Charleville-Mézières (08)

PENISSON Jean-Pierre, Président de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes, Bogny-s/Meuse (08)

PICHARD Olivier, Directeur d'étude Biodiversité, CEREMA, Saint-André-lez-Lille (59)

PICKAERT Ludivine, Responsable Service ressource en Eau - NOREADE, Bourghelles (59)

PINTE Pierre, Géologue, Responsable Q.S.E. Industries, Eiffage Travaux Publics Est, Noyelles-Godault (62)

PLOUVIN Valérie, Responsable Administrative de l'UMR 8187 LOG, Escalles (62)

POIROT-BOYER Doreen, Étudiante, Master Géosciences, Université de Lille, (59)

PONCELET Mathieu, Ingénieur Environnement, STB Matériaux, Templemars (59)

POTY Edouard, Professeur de Géologie, Université de Liège, au Sart Tilman, Liège (Belgique)

PRYGIEL Jean, Retraité, Agence de l' Eau Artois-Picardie, Flers-en-Escrebieux (59)

QUESNEL Florence, Ingénieur- Chercheur BRGM, expert géologue du Régolithe et Palynologue, ORL2ANS (45)

RASTIER Alexis, Étudiant, Master Géosciences, Université de Lille (59)

REYNAUD Jean-Yves, Professeur, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

ROBITAILLE Yves, Retraité, Groupe Carrières du Boulonnais, Ferques (62)

ROHART Jean-Claude, Retraité, Professeur de SVT, Dunkerque (59)

ROMAZCO Nathan, Étudiant, Lezennes (59)

ROUGE Jacques, Retraité, Ingénieur ENSG, Lompret (59)

SALVADOR Pierre-Gil, Professeur, Institut d'Aménagement, d'Urbanisme et de Géographie, Université de Lille (59)

SARRAZIN MICHAUX Nadine, Retraitée, Professeure de SVT, Mouvaux (59)

SCHIETTECATTE Jean, Retraité, Géologue pétrolier du Groupe Shell, Mouvaux (59)

SCHRICKE Aharon, Étudiant Licence Géosciences, Université de Lille (59)

SILVA CARDENAS Tatiana, Étudiante, Géographie, Université Lille (59)

SPILMONT Hélène, Professeur de SVT, Wimereux (62)

STYZA André, Ingénieur automaticien, Formateur au Campus Véolia Nord Europe, Lomme (59)

SYLVAIN Romain, Doctorant, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

TAHON André, Retraité, Géologue, Pondrôme (Belgique)

THONON Marc, PDG OKENITE Animation, Villacerf (10)

TORZ Didier, Retraité, Directeur technique, Wasquehal (59)

TRENTESAUX Alain, Professeur, Université de Lille, Cité scientifique, Département des Sciences de la Terre, Villeneuve d'Ascq (59)

TRIBOVILLARD Nicolas, Docteur en sédimentologie, Professeur Université de Lille (59)

VANDYCKE Sara, Chercheuse, Géologue, FNRS, Polytech'Mons, Mons (Belgique)

VANUXEM Laura, Doctorante, Université de Lille, Villeneuve d'Ascq (59)

VAN WELDEN Aurélien, Senior Geologist CGG Multiclient & New Ventures Scandinavia, Oslo (Norvège)

VERGNE Virginie, Maître de conférences, Université de Lille, Cité scientifique, Département de Géographie & Aménagement, Villeneuve d'Ascq (59)

VERNIERS Jacques, Retraité, Paléontologue, Professeur, Université de Gand Gand (Belgique)

VERSCHEURE Séverine, Enseignante SVT, Arras (62)

VIGNES Marie-Pauline, Doctorante, Université de Lille (59)

WITT César, Géologue, Maître de conférences, Département des Sciences de la Terre, Université de Lille (59)

YANS Johan, Professeur de Géologie, Département de Géologie, Université de Namur (Belgique)

CATALOGUE DES ÉDITIONS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD (*)

En vente au siège de la Société ou expédiées par courrier

Annales de la Société Géologique du Nord

La vente s'effectue par tomes entiers aux prix suivants, jusqu'à épuisement du stock. Seuls les fascicules thématiques sont en vente séparément (voir ci-dessous).

Chaque Tome ordinaire des *Annales* (dans la limite de disponibilité des anciens numéros) 10 €

La série complète des *Annales* (dans la limite de disponibilité des anciens numéros) 120 €

Tables générales des *Annales*, des *Mémoires et des Publications de la SGN*

Table 1 (Tomes I à XX), Table 2 (Tomes XXI à XXX), Table 3 (Tomes XXXI à XL), Table 4 (Tomes XLI à LXXIX), Table 5 (Tomes LXXX à XCIX) *gratuit*

Les Tables générales n° 5 et 6 des *Annales*, des *Mémoires* et des *Publications* sont accessible sur le site Web de la SGN en version numérique : http://sgn.univ-lille.fr/index.php?page=Publications ; la Table 6 a été imprimée dans le Tome 20 (2013) des *Annales* (2e série).

Fascicules thématiques des *Annales de la Société Géologique du Nord*

Ces fascicules sont tous à 5 € TTC sauf indication contraire

Constant Prévost – Coup d'œil rétrospectif sur la géologie en France pendant la première moitié du XIXe siècle, par GOSSELET J. (*Ann. SGN*, XXV : 346 p., 1896)

Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France (avec l'Ecorché géologique infra-mésozoïque), par C.F.P.(M.), COPESEP & S.N.P.A. (*Ann. SGN*, LXXXV (3), 1965

Géologie du Nord de la France (*Ann. SGN*, LXXXIX (1), 1969)

Rapport des Travaux du Centenaire 1870-1970 (*Ann. SGN*, XC (4), 1970, publié 1971)

Rupture des roches et massifs rocheux (*Ann. SGN*, XCV (3), 1975)

Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale (*Ann. SGN*, XCVI (4) et XCVII (1), publié 1977)

Apports récents à la géologie du Gondwana (*Ann. SGN*, XCVII (4), 1977, publié 1978)

Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens (*Ann. SGN*, XCIX (1), 1979, publié 1980)

Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières (*Ann. SGN*, CII (2), 1982)

Tectonique cassante en distension et coulissement (*Ann. SGN*, CIII (2-3), 1983, publié 1984)

Aspects de la géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies (*Ann. SGN*, CV (2), 1985, publié 1986)

Paléozoïque supérieur continental (*Ann. SGN*, CVI (2), 1986, publié 1987)

Actualisation de quelques thèmes géologiques – Conférences (*Ann. SGN*, CVI (4), 1986, publié 1988)

Aspects de la géologie du Gondwana (*Ann. SGN*, CVII (1), 1987, publié 1988)

Géologie et aménagement régional (*Ann. SGN*, CIX (1-2), 1989, publié 1990)

Le Nord et son environnement géologique (*Ann. SGN*, 2e série, 2 (1), publié 1993)

Le Jurassique du Boulonnais (Ann. SGN, 2e série, 4 (4), 1996)

Séance spécialisée - bassins houillers du nord de la France et du sud de la Belgique *(Ann. SGN,* 2e série, 5 (1), 1997)

Dossier consacré au Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie) *(Ann. SGN,* 2e série, 5 (2), 1997)

La craie : objet géologique, réservoir, matériau et paysage (Ann. SGN, 2e série, 5 (3) et 5 (4), 1997)

Colloque Artois-Brabant (Ann. SGN, 2e série, 6 (2), 1998*)*

North Gondwana Mid-Palaeozoic Bioevent / Biogeography patterns … (IGCP 421, Isfahan) (*Ann. SGN*, 2e série, 7 (1) et 7 (2), 1999)

2e Journées Nationales du Patrimoine Géologique (Ann. SGN, 2e série, 7 (4), 2000)

New systematic and palaeobiogeographic data from the Palaeozoic of Central Iran (Ann. SGN, 2e série, 8 (2), 2000)

The Cambrian and Lower Ordovician of the southern Montagne Noire (Languedoc, France) … (*Ann. SGN*, 2e série, 8 (4), 2001)

La nouvelle carte géologique de Marquise (Ed. 2000) (Ann. SGN, 2e série, 9 (1-2), 2002)

Centenaire du Musée Gosselet (Ann. SGN, 2e série, 10 (2-3), 2003)

Dossier spécial : Stratigraphie du Paléozoïque (Ann. SGN, 2e série, 11 (4), 2005)

GeoReg – Géosciences des régions de France et des pays environnants (*Ann. SGN*, 2e série, 19, 2012)

Les enjeux « naturels » du développement urbain (séance A. Bonte) *& 6e Table générale* (*Ann. SGN*, 2e série, 20, 2013)

Ressource en eau du bassin Artois-Picardie et Journée géoarchéologie (*Ann. SGN*, 2e série, 22, 2015)

Bassin Minier du Nord - Pas-de-Calais (*Ann. SGN*, 2e série, 24, 2017)

Transition énergétique (*Ann. SGN*, 2e série, 25, 2018)

***Mémoires de la Société Géologique du Nord* : derniers tomes disponibles**

Tome I n° 1. — Ch. BARROIS, Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande, 1876, 232 p. ..... 15,00 €

n° 2. — P. FRAZER, Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie, 1882, 178 p. ..... 10,00 €

n° 3. — R. ZEILLER, Mémoire sur la flore houillère des Asturies, 1882, 24 p. ..... 2,50 €

Tome VI n° 1. — P. BERTRAND, Etude du stipe de l'*Adelophyton jutieri*, B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl. ..... 5,00 €

Tome VIII n° 2. — Ed. LEROUX, Le tunnel de l'Ave Maria, 1929, 50 p., 5 pl. ..... 5,00 €
Tome IX n°1. — G. DUBAR, Etude sur le Lias des Pyrénées françaises, 1925, 332 p., 7 pl. ..... 15,00 €
Tome X n° 2. — J. LAVERDIERE, Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales, 1931, 132 p., 8 pl. ..... 7,00 €
Tome XII D. LE MAITRE, Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis, 1934, 268 p., 18 pl. ..... 15,00 €
Tome XIII P. BRICHE *et al.*, Flore infraliasique du Boulonnais, 1963, 145 p., 11 pl. ..... 10,00 €
Tome XIV G. WATERLOT, Les Gigantostracés du Siluro-Dévonien de Liévin, 1966, 23 p., 5 pl. ..... 5,00 €
Tome XV J. MANIA, Gestion des Systèmes aquifères. Application au Nord de la France, 1978, 228 p. ..... 7,00 €
Tome XVI A. BOUROZ *et al.*, Essai de synthèse des données acquises sur la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers [*en Français et en Anglais]*, 1983, 74 p., 10 pl. ..... 10,00 €
Tome XVII A. BLIECK & J.-P. DE BAERE eds, La Société géologique du Nord et l'histoire des sciences de la Terre dans le nord de la France, 2014, 183 p., illustré ..... 15,00 €

Tables, *Annales* et *Mémoires* en accès libre et gratuit en ligne

Les Tables générales 1 à 5 des *Annales* et des *Mémoires* (1870 à 1979), les tomes I à CIX (1ère série, 1875-1989) et 1 à 20 (2e série, 1991-2013) des *Annales*, et les Tomes I (1876) à XVI (1983) des *Mémoires* sont numérisés et accessibles gratuitement en ligne sur le site IRIS de l'Université de Lille aux adresses suivantes : https://iris.univ-lille.fr/handle/1908/32/browse et https://iris.univ-lille.fr/handle/1908/75/browse. Les *Annales* sont également accessibles en ligne, en partie, sur le site de Gallica (bibliothèque numérique de la BNF) : http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/cb343964078/date.

***Publications de la Société Géologique du Nord :* tomes disponibles**

Publication N° 1. J. CHOROWICZ (1977) Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie), 331 p., 10 pl., 1 carte hors texte. 5,00 €
Publication N° 2. J. CHARVET (1978) Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie), 554 p., 21 pl., 1 carte hors texte. [***Volume de texte épuisé ; carte disponible***] 5,00 €
Publication N° 3. J. ANGELIER (1979) Néotectonique de l'arc égéen, 417 p., 29 pl. 5,00 €
Publication N° 4. J.-J. FLEURY (1980) Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin ; 2 vol., 651 p., 10 pl., cartes hors texte. ..... 10,00 €
Publication N° 5. M. COUSIN (1981) Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie ; 2 vol., 521 + 521 p ..... 10,00 €
Publication N° 6. F. THIEBAULT (1982) L'évolution géodynamique des Héllénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce) ; 2 vol., 574 p., cartes hors texte. ..... 10,00 €
Publication N° 7. P. DE WEVER (1982) Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys (Systématique, Stratigraphie) ; 2 vol., 599 p., 58 pl. ..... 10,00 €
Publication N° 8. J. FERRIERE (1982) Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héllénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale) ; 2 vol., 970 p. ..... 10,00 €
Publication N° 9. H. MAILLOT (1983) Les Paléoenvironnements de l'Atlantique Sud : Apport de la géochimie sédimentaire, 316 p. ..... 5,00 €
Publication N° 10. Cl. BROUSMICHE (1983) Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain (Systématique – Stratigraphie) ; 2 vol., 480 p., 100 pl. ..... 10,00 €
Publication N° 11. B. MISTIAEN (1985) Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores ; 2 vol., 381 p. + 5 pl., 245 p. + 20 pl. ..... 10,00 €
Publication N° 12. T. HOLTZAPFFEL (1986) Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination ; 136 p. ..... 5,00 €
Publication N° 13. J.-L. MANSY (1986) Géologie de la Chaîne d'Omineca des Rocheuses aux Plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien ; 2 vol., 718 p., 387 fig., 49 tabl., cartes hors texte. ..... 10,00 €
Publication N° 14. C. BECK (1986) Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela) ; 462 p., 4 pl., 1 carte hors texte. ..... 5,00 €
Publication N° 15. J.-M. DEGARDIN (1988) Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie ; 506 p.,16 pl. ..... 5,00 €
Publication N° 16. J. SIGAL (1989) Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre ou : « avant l'oubli », 107 p. ..... 5,00 €
Publication N° 17. F. DELAY (1990) Le massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales) : Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique – Exemple d'un amincissement crustal polyphasé ; Fasc. 2 : Etude conceptuelle, fonctionnelle et organique d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Notice et carte géologiques en couleurs au 1/25 000 ; 3 vol., 393 + 152 + 34 p., carte hors texte sur CD ..... 15,00 €
Publication N° 18. A. KHATIR (1990) Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France) ; 293 p., cartes et coupes hors texte. ..... 5,00 €

Publication N° 19. C. LAMOUROUX (1991) Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution ; 371 p., 9 pl. ..... 5,00 €

Publication N° 20. G. MAVRIKAS (1993) Evolution Crétacée-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Héllénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (« massif du Gavrovo »), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale) ; 240 p., 10 pl. ..... 5,00 €

Publication N° 21. P. BRACQ (1994) L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale ; 244 p. ..... 5,00 €

Publication N° 22. N. FAGEL (1994) Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation ; 265 p. ..... 5,00 €

Publication N° 24. B. LOUCHE (1997) Limites littorales de la nappe de la craie dans la région Nord Pas-de Calais. Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer ; 286 p. ..... 5,00 €

Publication N° 25. J.-G. BREHERET (1997) L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne (des bordures au bassin). Évolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques ; 614 p., 18 pl. ..... 5,00 €

Publication N° 26. T. PLETSCH (1997) Clay minerals in Cretaceous deep-water formations of the Rif and the Betic Cordillera (northern Morocco & southern Spain), 118 p., 7 pl. ..... 5,00 €

Publication N° 27. E. VENNIN (1997) Architecture sédimentaire des bioconstructions permo-carbonifères de l'Oural méridional (Russie) ; 350 p. ..... 5,00 €

Publication N° 28. D. BRICE coord. (1998) Actes des 1ères journées régionales Nord/Pas-de-Calais du Patrimoine Géologique (Lille, 20-23 Novembre 1997), 109 p. ..... 5,00 €

Publication N° 30. R. PLATEVOET (2001) Diversité des formations pyroclastiques *s.l.* du strato-volcan du Cantal au Miocène (Massif central français). Elaboration d'une méthodologie de corrélation ; 271 p. ..... 5,00 €

Publication N° 31. P. PELLENARD (2003) Message terrigène et influences volcaniques au Callovien-Oxfordien dans les bassins de Paris et du sud-est de la France ; 362 p., 19 pl. ..... 5,00 €

Publication N° 32. S. LALLAHEM (2003) Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines. Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du bassin de Paris ; 217 p. ..... 5,00 €

Publication N° 33. C. DERYCKE-KHATIR (2005) Microrestes de vertébrés du Paléozoïque supérieur de la Manche au Rhin ; 261 p., 35 pl. ..... 5,00 €

Autres éditions

Esquisse géologique du Nord de la France, Fascicule IV : *Terrains quaternaires*, par J. Gosselet (1903) ; texte imprimé + planches sur CD [ou en fac-similé] ..... 10 €

Toutes les publications de la SGN sont accessibles dans de nombreuses bibliothèques : bibliothèque de l'Université de Lille – Faculté des Sciences et Technologies, de l'UMR 8198 du CNRS, bibliothèque de la Ville de Lille, au Conservatoire d'Espaces Naturels, à l'APBG, à la BNF, aux Archives départementales du Nord & dans de nombreuses bibliothèques publiques universitaires ou associatives, françaises ou étrangères (USA, RU, Union Européenne, Chine, Japon, Russie, etc.)

(*) Veuillez noter que les prix ci-dessus sont TTC (TVA 20 % incluse) mais hors frais de port et d'emballage.
Un tarif réduit de 20% est accordé aux membres de la SGN.
Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

Les chèques, tirés sur une banque française uniquement, sont à adresser à la Société Géologique du Nord. Pour tout autre moyen de paiement, veuillez consulter le Trésorier : Jean-Pierre NICOLLIN : jean-pierrenicollin@orange.fr

Les commandes sont à envoyer à : Société Géologique du Nord, M. le Trésorier,
c/o Université de Lille – Campus Cité Scientifique, bâtiment SN5 (Sciences de la Terre),
59655 Villeneuve d'Ascq cedex (France).

Le catalogue avec son bon de commande est téléchargeable sur le site Web :
http://sgn.univ-lille.fr/index.php?page=Publications

Imprimé en France (Printed in France)
Achevé d'imprimer à l'Université de Lille
Domaine universitaire
du Pont-de-Bois - BP 60149
59653 Villeneuve d'Ascq Cedex

Dépôt légal : 4e trimestre 2025
ISSN : 0767-7367
ISBN : 978-2-9575216-5-4