

Chapitre 7

Bassins sédimentaires et évolution du relief associés au cycle varisque en France et dans les pays limitrophes

Markus Aretz⁽¹⁾, Élise Nardin⁽¹⁾, Frédéric Christophoul⁽¹⁾, Julien Denayer⁽²⁾

(1) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Toulouse 3 - Paul Sabatier, CNRS, IRD, 14 avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France

(2) Evolution and Diversity Dynamics Lab, Département de Géologie, Université de Liège, Allée du Six-Août B18, Sart Tilman, B-4000 Liège, Belgique

7.1. Introduction

Les bassins sédimentaires du Paléozoïque moyen et supérieur nous renseignent sur la naissance, la vie et la mort de la chaîne varisque. L'histoire débute dans les bassins sédimentaires marins marginaux sur les différentes masses continentales impliquées dans la construction de la chaîne entre le Silurien terminal et le Carbonifère inférieur. À l'apogée du cycle varisque, au Carbonifère supérieur, des bassins intra-montagneux continentaux se forment au cœur de la chaîne. À la suite de la reconfiguration constante des reliefs de celle-ci, ces bassins se forment sur des plus courtes durées et sont spatialement plus restreints que les grands bassins sédimentaires contemporains

qui se trouvent dans les parties externes ou périphériques de la chaîne. Ceux-ci, de type avant-pays, se caractérisent par une sédimentation marine côtière, en domaine parallique. Sous l'effet des fluctuations à haute fréquence d'origine glacio-eustatique du niveau marin, les dépôts sédimentaires détritiques terrigènes s'organisent sous forme de séquences grano-décroissantes ou cyclothèmes. Les successions dans ces bassins du Carbonifère supérieur contiennent des nombreuses couches de charbon qui sont à l'origine des gisements charbonniers exploités de manière intensive à partir de la Révolution industrielle.

Ce chapitre aborde l'histoire des bassins sédimentaires varisques (voir figure 7.1) au travers d'un transect nord-sud des Ardennes aux Pyrénées, via le Massif Central et quelques détours illustrant des sites particuliers.

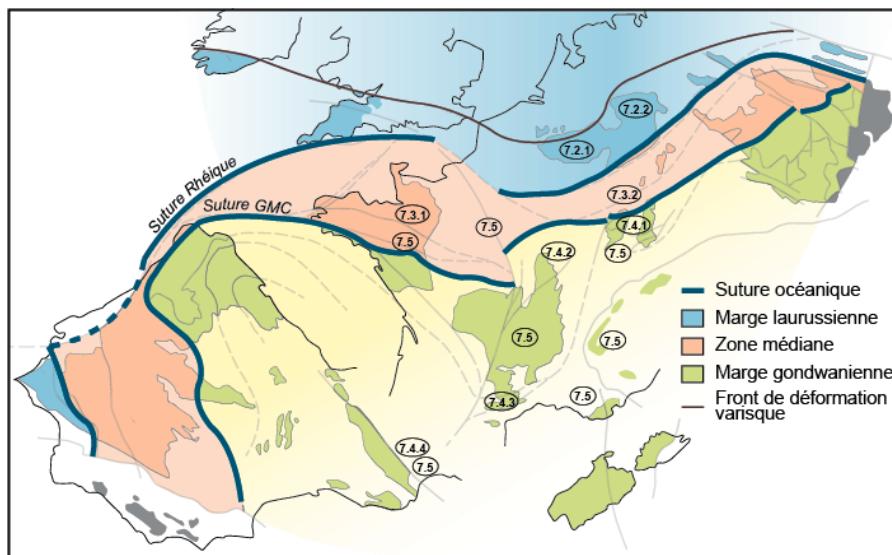


Figure 7.1. Distribution de principaux bassins sédimentaires dans la chaîne varisque (dans sa configuration carbonifère). Le cadre structural est modifié d'après Couzinié et al. (2017), Ballèvre et al. (2018) et Chardon et al. (2020). La marge laurassienne comprend le microcontinent Avalonia et la zone rhéno-hercynienne. La zone médiane comprend la zone saxo-thuringienne et la zone ibéro-armoricaine (sensu Ballèvre et al., 2018). La marge gondwanienne comprend la zone moldanubienne, la zone sud-armoricaine, les régions du Sud de la France et les régions du Nord-Ouest de l'Espagne. Les régions varisques non considérées sont en gris. Suture GMC : suture de l'océan Galice-Massif Central (sensu Couzinié et al., 2017).

7.2. Les régions du bassin d'avant-pays de la marge laurassienne méridionale

Les enregistrements sédimentaires sont surtout connus dans les régions qui faisaient partie de la marge passive de la Laurassie méridionale. Aujourd'hui ces bassins sont attribués à la zone rhéno-hercynienne et ses équivalents qui s'étendent de l'Algarve au Sud-Ouest de Portugal (Pereira *et al.*, 2017) jusqu'au Sudètes et à la Moravie (Mazur *et al.*, 2006) dans la région frontalière tchéco-polonaise. On considère qu'ils font partie d'un vaste bassin avant-pays asymétrique qui est influencé par la propagation du front orogénique vers le nord au cours du Carbonifère (voir figure 7.1). Les informations pour la marge active septentrionale de l'Armorique *sensu lato* et le domaine océanique entre ces deux marges sont rares.

7.2.1. Les Ardennes et le Boulonnais

Les Ardennes sont une référence pour représenter l'évolution de la marge passive laurassienne au cours du Dévonien et Carbonifère. La Wallonie, région du sud de la Belgique, a toujours été une zone de prédilection pour l'étude de la chaîne varisque grâce à de bonnes conditions d'affleurement, la qualité des successions dévonniennes et carbonifères et la quantité de recherches menées sur ces terrains depuis les travaux pionniers de Dumont (1832), Dewalque (1868) ou encore Gosselet (1888). Ces géologues ont établi la première nomenclature stratigraphique, introduisant les noms Givétien, Frasnien, Famennien, Tournaisien, Viséen, Dinantien, Namurien et bien d'autres encore, à l'usage aujourd'hui abandonné.

Les séries enregistrant le cycle varisque, entre le Silurien terminal et le Carbonifère supérieur, sont exposées dans plusieurs unités tectono-stratigraphiques modérément déformées : Synclinorium de Neufchâteau, Anticlinorium de l'Ardenne, Synclinorium de Dinant, Écailles et Massifs renversés Haine-Sambre-et-Meuse, Parautochtone brabançon et Nappe de la Vesdre (voir figure 7.2). Ces différentes unités ont des caractéristiques lithostratigraphiques et tectoniques propres et résultent de l'évolution du « Bassin de Namur-Dinant », un bassin sédimentaire peu profond évoluant au cours du Dévonien en une plate-forme carbonatée puis, au cours du Carbonifère, en un bassin d'avant chaîne (« segment tectonogénique frontal » de Michot, 1980). Ce bassin dépasse bien entendu les frontières politiques puisqu'il s'étend vers l'ouest dans la région de l'Avesnois et du Boulonnais en France, vers le sud dans le Grand-Duché de Luxembourg, et se poursuit dans le Massif Schisteux Rhénan vers l'est ; régions avec lesquelles la Wallonie partage une histoire géologique commune. Le Bassin de Namur-Dinant s'étend, sous couverture méso-cénozoïque, vers l'ouest dans le Nord et le Pas-de-Calais, où sa terminaison la plus occidentale affleure dans le Bas-Boulonnais (Massif de Ferques). Ce massif est le prolongement

occidental du Parautochtone brabançon connu en France (Bonte, 1969). L'équivalent des Écailles et Massifs renversés Haine-Sambre-et-Meuse est à chercher dans la zone de faille d'Hydrequent et du Haut-Banc.

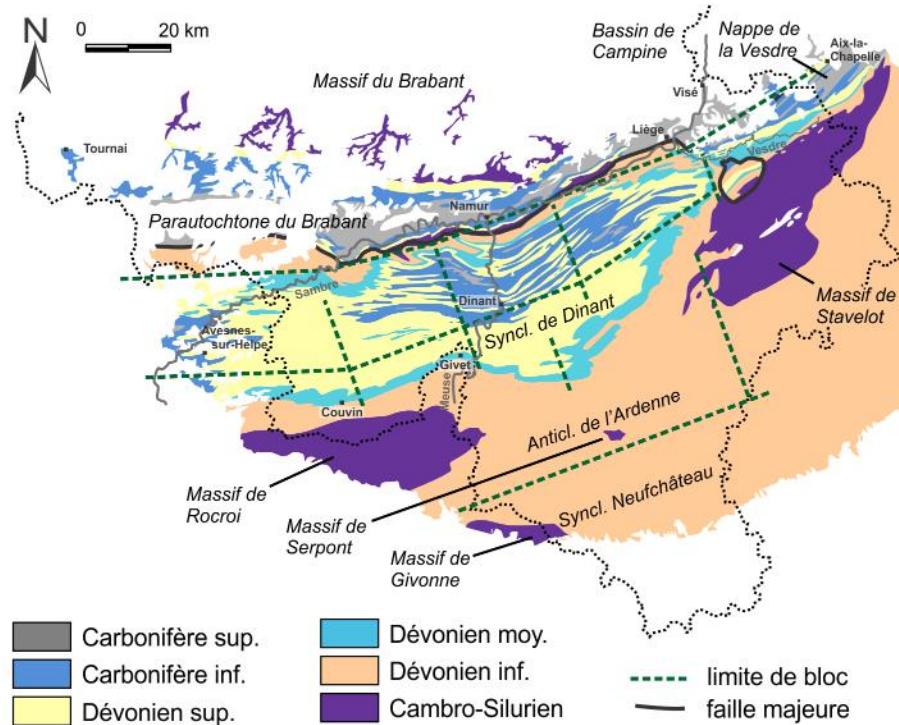


Figure 7.2. Carte géologique simplifiée du Sud de la Belgique illustrant la distribution des terrains cambriens à carbonifères et la localisation des principales structures tectono-stratigraphiques. Abréviations : Anticl. : Anticlinorium, Syncl. : Synclinorium.

La reconnaissance des séquences eustatiques de troisième ordre, notamment dans le Carbonifère inférieur (11 séquences entre le Famennien terminal et le Viséen terminal ; Hance *et al.*, 2001 amendé par Poty, 2016) permet une corrélation très fine dans tout le bassin mais également avec les bassins adjacents (voir §7.2.2.) ainsi qu'avec des bassins très éloignés (Sud de la Chine : Hance *et al.*, 2011 ; Turquie : Denayer, 2014).

Les sédiments déposés dans ce « bassin » sont les témoins de l'Occéan Rhéique s'étendant au Dévonien et Carbonifère entre le continent Laurussia – ou continent des vieux grès rouge, *Old Red Sandstone Continent* des auteurs anglo-saxons – et la Ride cristalline médio-germanique située plus au sud.

7.2.1.1 Le début de l'histoire : la transgression dévonienne sur le socle calédonien

L'histoire varisque commence en Belgique dès la fin de l'histoire calédonienne lorsque se structure la marge sud de Laurussia. Cette marge passive, de soubassement cambro-silurien, forment les massifs anciens de Belgique : le Massif du Brabant (ou de Londres-Brabant), bordure sud du continent Laurussia ; massifs de Rœcroix, Givonne, Serpont et Stavelot (ou Stavelot-Venn) plus au sud, ainsi que la Bande ordovico-silurienne du Condroz émergeant entre le continent et les massifs ardennais. Dès le Pridoli (Silurien terminal), les sédiments silicoclastiques grossiers peu matures issus de l'érosion de ces massifs s'accumulent sur une vaste superficie. Le conglomerat de base marquant la transgression au Dévonien inférieur est considéré comme un dépôt de *débris-flow* en contexte alluvio-lagunaire (Meilliez, 1984), comblant généralement des paléo-vallées là où le socle n'était pas entièrement pénéplié. Les sources de sédiment sont multiples et proches des massifs anciens qui devaient dès lors apparaître comme des îles à cette époque (Steemans, 1989). Les sédiments arénitiques et arkosiques surmontant directement le conglomerat sont d'âge Pridoli dans les Ardennes et contiennent des faunes marines alors qu'au nord des massifs de Rœcroix et Stavelot, ils sont d'âge Lochkovien et présentent des faciès plus proximaux (Steemans, 1982). La variation de l'âge des premiers dépôts surmontant la discordance épi-calédonienne permet de schématiser la progression de la transgression au Dévonien inférieur sur le socle depuis le sud-est, le sud-ouest et depuis le sud vers le nord (Godefroid et Cravatte, 1999).

7.2.1.2. Le Dévonien inférieur : la molasse calédonienne

Dès la fin du Lochkovien, les sédiments deviennent plus fins et indiquent un environnement de dépôt littoral de type *tidal flat* dans la partie nord du bassin (aujourd'hui dans le Synclinorium de Dinant et son extension occidentale en Artois) et plus marin ouvert dans la partie sud (Anticlinorium de l'Ardenne et Synclinorium de Neufchâteau), indiquant d'une part la poursuite de la transgression au Dévonien inférieur, qui atteint la bordure nord du Massif de Stavelot et la Bande du Condroz ; et d'autre part la structuration en aires de sédimentation différentes (voir figures 7.2., 7.3). Le caractère plus marin des faciès témoigne de l'approfondissement du bassin vers le sud (Blieck *et al.*, 1988, Godefroid *et al.*, 1994). L'augmentation d'épaisseur des dépôts vers le sud met en évidence le jeu probable de failles normales (d'orientation ENE-OSO) limitant les compartiments d'un hémigraben ouvert vers le sud, expression du contexte extensif général (Meilliez *et al.*, 1991). Notons que ces failles syn-sédimentaires sont actives durant tout l'intervalle Dévonien-Carbonifère. Elles seront reprises par les charriages majeurs lors de l'orogenèse varisque. Au Praguien les dépôts sont largement dominés par les sédiments silicoclastiques fins, rarement carbonatés, alors que l'Emsien enregistre le retour de sédiments grossiers

dans la partie nord du bassin. Les conglomérats à matrice bigarrée des formations de Burnot et Hampteau témoignent d'une reprise d'érosion sur le continent lors d'une période de bas niveau marin. L'épaisseur cumulée des sédiments du Dévonien inférieur atteint 1500 m dans la partie nord du bassin et près de 5000 m dans la partie sud (Asselberghs, 1946). Leur dépôt est assimilable à la molasse post-calédonienne.

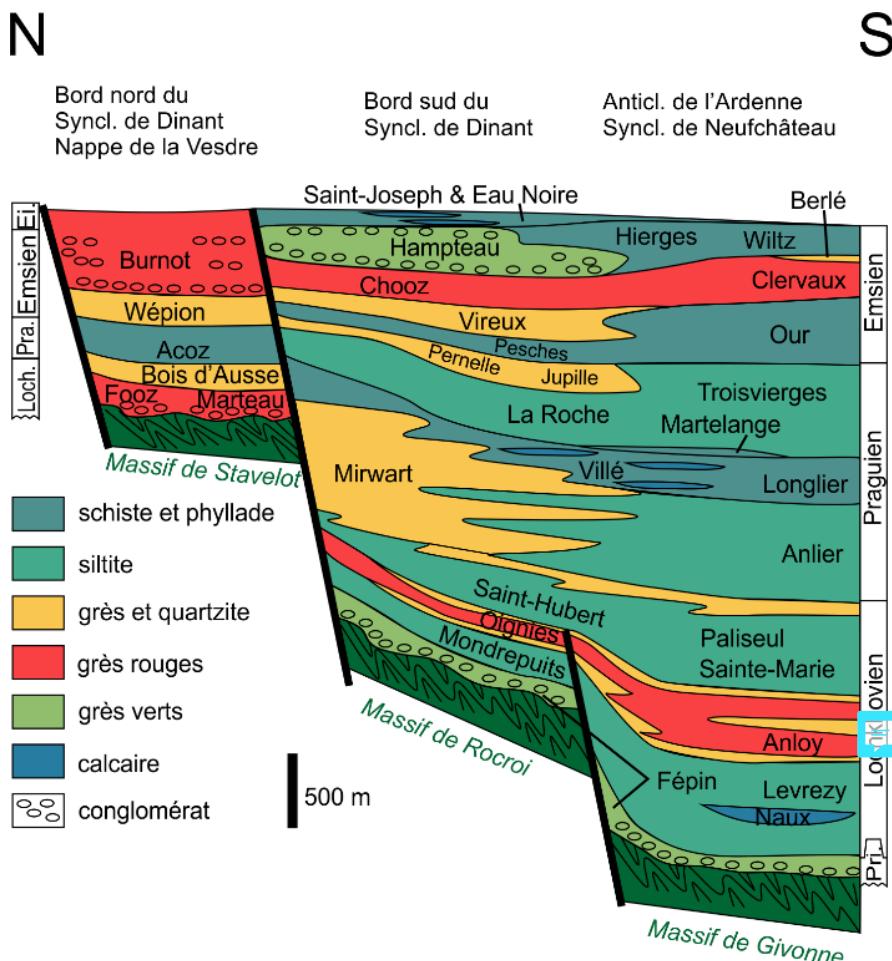


Figure 7.3. Succession lithostratigraphique du Dévonien inférieur dans le Bassin de Namur-Dinant (d'après Asselberghs, 1946 et Godefroid et al., 1994). Abréviations : Ei. : Eifelian, Loch. : Lochkovien, Pra. : Praguien, Pri. : Pridoli.

7.2.1.3. Le Dévonien moyen : l'installation de la plate-forme carbonatée

La base de l'ancien étage « Couvinien », aujourd'hui assimilé à la partie terminale de l'Emsien, est caractérisée par l'apparition progressive de faciès carbonatés dans la partie méridionale du bassin, vraisemblablement en lien avec une amélioration climatique concomitante à une transgression majeure. Les premiers carbonates sont des calcaires crinoïdiques impurs passant rapidement, dans la région de Couvin, à des calcaires plus purs riches en organismes constructeurs (stromatopores, coraux tabulés). La plate-forme carbonatée sur laquelle ces biostromes se forment est toutefois limitée latéralement et disparaît rapidement à l'est de Couvin, laissant place à des dépôts majoritairement silicoclastiques et à de vastes biohermes à l'est de la Meuse (voir figure 7.4).

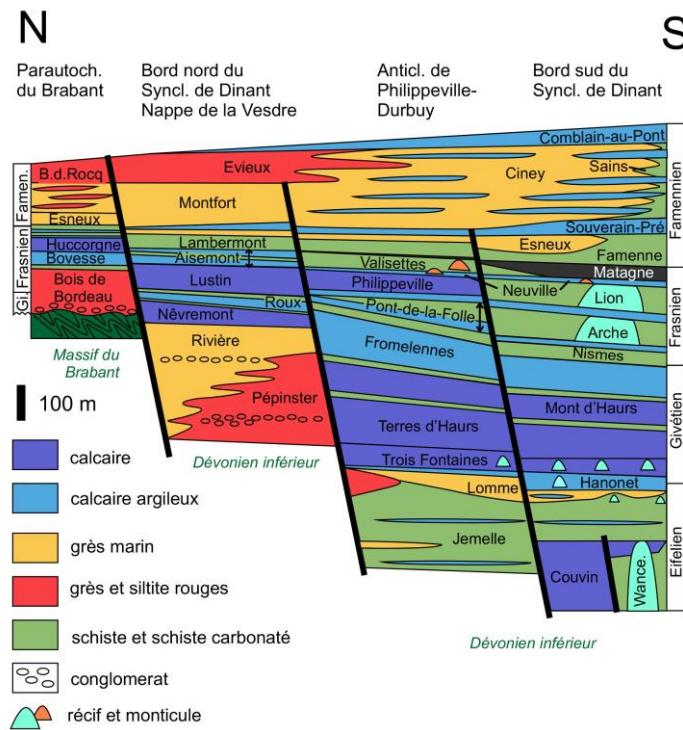


Figure 7.4. Succession lithostratigraphique du Dévonien moyen et supérieur dans le Bassin de Namur-Dinant (d'après Denayer, 2019, Bultynck et al., 1991, Boulvain et al., 1998 et Thorez et al., 1977). Abréviations : B.d. Rocq : Membre du Bois de la Rocq, Gi. : Givétien, Famen. : Famennien, Wance. : Formation de Wancennes.

La disposition spatiale de ces ensembles lithostratigraphiques permet de définir au moins six aires de sédimentations caractérisées par leur caractère proximo-distal et leur bathymétrie relative (Denayer, 2019). Ces six aires sont interprétées comme des blocs limités par des failles d'orientation NNE-SSO découpant le bassin en touches de piano, en plus des failles normales structurant toujours l'hémi-graben. Dans la partie nord-est du bassin les premiers dépôts (conglomérats et grès rouges) se déposent sur les massifs anciens à la fin de l'Eifelien et au Givétien (Bultynck *et al.*, 1991). Au cours du Givétien, les faciès carbonatés envahissent toute la plate-forme alors qu'une transgression majeure repousse le rivage vers le nord, permettant le dépôt des premiers sédiments sur le Massif du Brabant, le Boulonnais et dans le Bassin de Campine situé au nord de la péninsule que forme ce massif vers l'est (Asselberghs, 1936, 1946 ; Legrand, 1964). Ce bassin se comporte également comme un hémi-graben, ouvert vers le nord-est et présentant une importante subsidence à cette époque (près de 400 m de dépôts fluvio-lagunaires du Dévonien moyen d'après Muchez et Langenaeker, 1993).

7.2.1.4. Le Dévonien supérieur : une phase régressive et l'érosion finale du continent

Le Frasnien débute partout en Belgique par des dépôts argileux témoignant à nouveau d'une transgression rapide conférant un caractère marin aux sédiments jusqu'en bordure du Massif du Brabant. Rapidement, la sédimentation redevient carbonatée avec le dépôt d'épaisses séquences de plate-forme sur l'entièreté du territoire, hormis la partie sud du bassin où se mettent en place des monticules micritiques de taille kilométrique. Ces unités (membres de l'Arche et du Lion) ont été abondamment décrites comme des récifs (Tsien, 1971 ; Boulvain et Coen-Aubert, 1998, etc.) mais seule leur base présente des faciès construits. La production carbonatée y est forte et progradante, transformant rapidement ces lentilles bioconstruites en petites plates-formes isolées sur lesquelles la sédimentation évoque un milieu restreint sans qu'aucune barrière récifale n'ait pu être mise en évidence (voir figure 7.5a). Le rayon de ces plates-formes étant de l'ordre du kilomètre, la distance par rapport à la ligne de brisure des vagues suffit à expliquer l'environnement de dépôt de type lagunaire occupant leur centre (Mottequin *et al.*, 2015). Les sédiments silicoclastiques qui enrobent ces masses calcaires purs ne leur sont pas contemporains puisqu'ils se sont déposés lorsque le niveau marin en régression ne permettait plus la production carbonatée sur les plates-formes. Les dépôts du Frasnien moyen sont dictés par l'eustatisme (séquences de troisième ordre). C'est d'ailleurs l'émergence des plates-formes lors de la chute eustatique qui met fin à la production carbonatée (Poty et Chevalier, 2007). Dans le Bas-Boulonnais, la succession est très similaire à celle du Parautochtone brabançon où les faciès évoluent vers des termes plus marins au cours du Givétien et Frasnien (Brice, 1988). Au Frasnien supérieur, un autre type de monticule micritique se développe dans les parties profondes du bassin : les

monticules rouges d'où ont été tirés les célèbres « marbres » rouges et roses des Ardennes. Ces masses calcaires, monticules micritiques d'origine microbienne sont contemporains des dépôts argileux qui les entourent et sont d'ailleurs indentés dans ceux-ci. Leur développement se fait à la faveur d'un approfondissement du bassin lors des transgressions tardi-frasniennes (Mottequin et Poty, 2016).

La distribution spatiale des monticules dans le bassin permet d'établir un schéma paléogéographique de sa partie méridionale puisque les membres calcaires sont aujourd'hui alignés, suggérant leur superposition verticale originale, possiblement liée à la paléotopographie, les constructeurs profitant initialement des reliefs créés par les « récifs » précédents. Notons également que ces calcaires frasniens se sont développés préférentiellement dans certaines parties du bassin, suggérant à nouveau la compartimentation par un réseau de failles normales jouant depuis le Dévonien inférieur (voir figures 7.2, 7.4).

La fin du Frasnién est marquée par une crise écologique et une extinction de premier ordre provoquée par la généralisation de l'anoxie des eaux océaniques et leur déplacement vers les plates-formes continentales. La cause du brassage des eaux est à mettre en relation avec un évènement de haute énergie, comme en témoignent les tsunamites déposées non seulement dans le Bassin de Namur-Dinant mais également dans diverses localités (Chine, USA, Pologne, voir Mottequin et Poty, 2016 et Bai, 1994). L'origine de ces tsunamis n'est pas nécessairement liée à un impact météoritique mais plus vraisemblablement au régime compressif qui s'installe au cours du Dévonien supérieur dans l'Océan Rhéique en cours de fermeture.

Le Famennien voit la réinstallation d'une sédimentation silicoclastique peu mature (arkoses et grès feldspathiques et micacés, souvent rouge : les « psammites du Condroz » des anciens auteurs). Les dépôts du Famennien indiquent une reprise d'érosion du continent par abaissement du niveau de base des rivières concomitamment à une régression marine importante. Leur aspect immature suggère également un climat plus froid et plus sec qu'au Frasnién (Thorez *et al.*, 2006). Le Famennien enregistre la dernière phase détritique terrigène du Dévonien sous la forme d'un vaste complexe deltaïque se prolongeant au large par un complexe de barrière infra-tidale et par des dépôts marins ouverts sous forme de turbidites dans les parties plus distales du bassin (Thorez *et al.*, 1977). L'activité tectonique du bassin est enregistrée dans une série de séismites (« ball and pillow beds ») traçable dans tout le bassin et au travers de tous les faciès (voir figure 7.5b) La structuration en blocs du bassin est fortement marquée par la répartition et l'épaisseur des dépôts qui s'alignent sur les mêmes aires que celles précédemment reconnue dans le Dévonien moyen. Cependant, le Famennien supérieur vient sceller la structuration du bassin puisque ces

dépôts et ceux du Strunien (Famennien terminal), présageant ceux du Tournaisien, sont très homogènes dans tout le bassin, tant en termes de faciès que d'épaisseur.



Figure 7.5. a : vue vers l'ouest de la carrière du Nord à Frasnes exposant le Membre du Lion et la Formation sus-jacente de Neuville (Frasnien moyen-supérieur) ; b : carrière de Pont-de-Bonne exposant la Formation d'Evieux (Famennien supérieur), en particulier un niveau de « ball and pillow » interprétés comme un horizon de séismite ; c : vue du front ouest de la carrière de Leffe exposant des bancs de pseudomorphes d'anhydrite dans la Formation de Lives (Viséen moyen) ; d : vue du front nord de la carrière de Seilles exposant les tours karstiques composées de calcaire du Viséen moyen, entre lesquelles se trouvent les sédiments argileux du Namurien inférieur (Formation de Chokier). © Julien Denayer.

7.2.1.5. Le Tournaisien et le Viséen inférieur : une sédimentation dictée par la topographie du bassin

La transition dévono-carbonifère se caractérise par une sédimentation mixte calcaire crinoïdique et schistes carbonatés montrant une affirmation progressive du caractère marin. L'événement régressif du « Hangenberg Sandstone » ne modifie que très temporairement cette phase transgressive (Denayer *et al.*, 2020). La succession du Tournaisien inférieur inclut les calcaires crinoïdiques de la Formation de Hastière, les schistes de la Formation du Pont d'Arcole et les calcaires de la Formation de Landelies. Tous montrent une homogénéité en termes de faciès et d'épaisseur à l'échelle du bassin (Hance et Poty, 2006). Le changement s'amorce au Tournaisien supérieur avec le développement des complexes waulsortiens : de vastes monticules micritiques formant des reliefs sur le fond marin et encadrés par des faciès crinoïdiques contemporains et des turbidites issues des flancs de ces « récifs » (Lees, 1997). Ces masses calcaires sont majoritairement développées dans la partie profonde du bassin (« Auge dinantaise » des anciens auteurs) correspondant au compartiment le plus abaisse de l'hémi-graben réactivé durant le Tournaisien. Il résulte de cette réactivation une différentiation du bassin en six aires de sédimentation distinctes (Hance *et al.*, 2001) marquées par une forte différentiation des faciès selon un direction NE-SO (figure 7.6). Outre les aspects liés à la paléotopographie locale, la sédimentation carbonatée du Tournaisien est dictée par les variations eustatiques de troisième ordre (Poty *et al.*, 2006). Alors que la subsidence est relativement homogène sur la plate-forme, une exception est à noter dans l'aire de sédimentation de Visé où le jeu de blocs tectoniques de taille infra-kilométriques provoque des changements de faciès très marqués, voire l'absence de dépôt lors de l'émersion de certains blocs (Poty et Delculée, 2011). Alors que les plates-formes allemandes et britanniques, respectivement les prolongations orientale et occidentale de la plate-forme belge s'ouvrent vers le sud vers le domaine océanique et son faciès Culm, il est vraisemblable qu'un haut-fond isole le Bassin de Namur-Dinant vers le Sud. En effet, l'aire de sédimentation du Sud Avesnois, située au sud de l'aire de sédimentation de Dinant (voir figures 7.6, 7.7), accumule des sédiments témoignant d'environnements très peu profonds, comparable à ceux enregistrés dans l'aire de sédimentation du

Condroz et de Namur (Poty, 2016). Il n'est pas clair si ce haut-fond est lié à une subsidence moindre que le bloc situé directement au nord, ou s'il s'agit d'un bombement périphérique lié à la progression vers le nord de l'orogenèse varisque.

La succession du Carbonifère inférieur du Boulonnais débute par une lacune du Tournaisien inférieur localement soulignée par un fin horizon conglomératique (Formation de la Vallée Heureuse) suivie d'une épaisse série dolomitique tournaisienne. La succession viséenne (Poty et Hannay, 1994) est identique à celle du de l'Aire de Sédimentation de Namur (ASN).

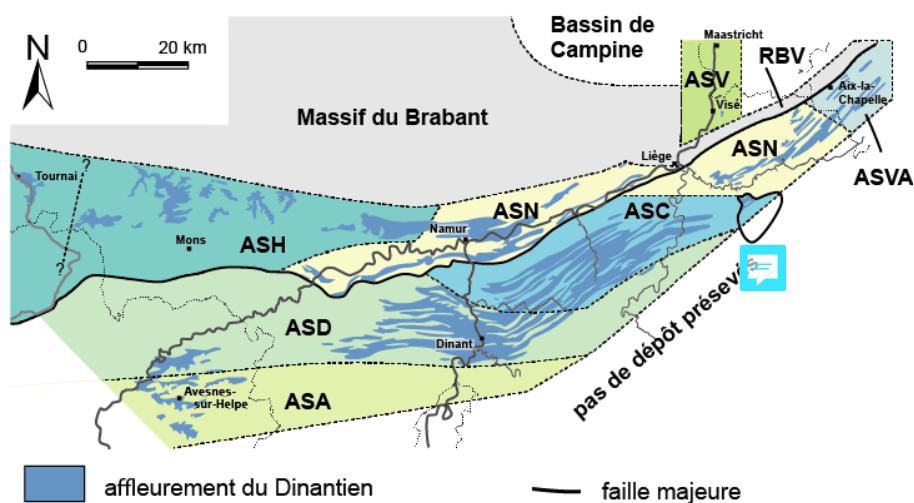


Figure 7.6. Carte schématique des aires de sédimentation et des successions lithostratigraphiques au Carbonifère inférieur (d'après Hance et al., 2001 et Poty, 2016). Abréviations : ASA : aire de sédimentation de l'Avesnois, ASC : aire de sédimentation du Condroz, ASD : aire de sédimentation de Dinant, ASH : aire de sédimentation du Hainaut, ASN : aire de sédimentation de Namur, ASV : aire de sédimentation de Visé, ASVA : aire de sédimentation de la Vesdre et Aix-la-Chapelle, RBV : Ride de Booze-Le Val Dieu

Le Viséen inférieur enregistre l'effacement des variations paléo-topographiques à la suite du remplissage des zones plus profondes, notamment par remblayage des dépressions entre les monticules waulsortiens par les calcaires noirs et finement grenus de la Formation de la Molignée. Ces calcaires se sont déposés sous forme de turbidites distales ayant provoqué à plusieurs occasions l'*obrution* et donc la préservation de l'écosystème benthique sous forme de *Konservat Lagerstätte* dans le « marbre » noir de Denée (Mottequin, 2008). Ces calcaires témoignent d'un niveau marin particulièrement bas à l'échelle globale, qui fait suite à une courte période

caractérisée par un niveau marin extrêmement haut (événement des Avins, Poty, 2007). La séquence 5 de Hance *et al.* (2001) qui correspond à ce niveau marin très bas n'est enregistrée que dans les parties profondes des bassins et est en lacune sur la plupart des plates-formes. Poty (2016) suggère que ce bas niveau eustatique résulte de la première prise de glace d'ampleur de la glaciation carbonifère.

Les calcaires oolithiques de la Formation de Neffe, surmontés d'une cinérite transformée en paléosol lors de l'émersion de la plate-forme finissent de sceller le bassin (voir figure 7.7). Cet horizon, le Banc d'or de Bachant est un niveau repère traçable jusqu'à la région de Bristol en Angleterre (Poty *et al.*, 2006).

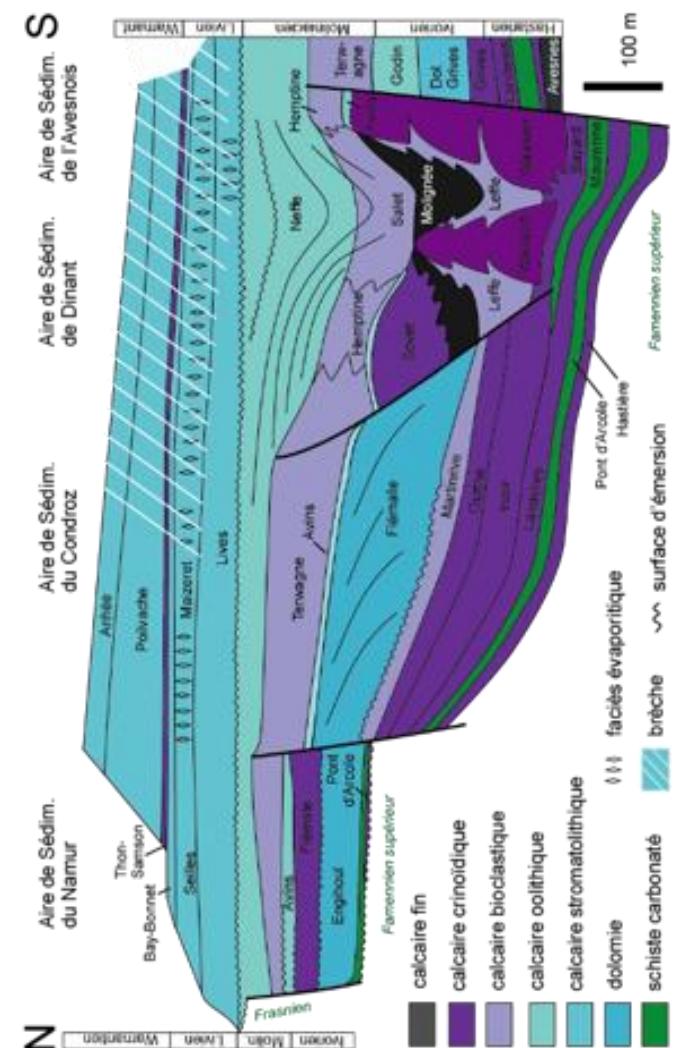


Figure 7.7. Succession lithostratigraphique du Carbonifère inférieur dans le Bassin de Namur-Dinant (d'après Hance et al., 2001, Poty, 2016 et Denayer et al., 2019).

Abréviations : Molin. : Moliniacien.

7.2.1.6. Le Viséen moyen et supérieur : renversement du bassin

Bien que déjà présente au Viséen inférieur, c'est au Viséen moyen que la cyclicité longue de la sédimentation se marque dans les sédiments calcaires. Les formations de Lives et des Grands-Malades sont caractérisées par une succession de plusieurs dizaines de paraséquences bathy-décroissantes variant en épaisseur de 40 cm à plus

de 5 m. Chaque paraséquence débute par un calcaire grossier contenant des faunes marines (coraux, brachiopodes), évoluant vers un calcaire bioclastique puis à péloïdes à caractère restreint et finissant généralement par une couverture stromatolithiques (Poty et Hance, 2006). Bien que certaines paraséquences manquent dans les parties les plus proximales, elles sont généralement homogènes et traçables dans toute l'étendue du bassin (voir figure 7.7). Le caractère marin de ces dépôts est plus prononcé dans le nord du bassin (aire de sédimentation de Namur) que dans le sud (aire de sédimentation de Dinant), ce qui indique un renversement progressif du bassin et une migration vers le nord du dépôt-centre (Poty, 2016). Il est vraisemblable que cette inversion résulte du soulèvement du bassin par les premiers mouvements de la phase sudète (voir chapitre 2). Dans l'aire de sédimentation de Dinant la partie supérieure du Viséen moyen apparaît sous la forme d'une brèche d'effondrement. Sa genèse fait intervenir la précipitation d'anhydrite dans des lagons évaporitiques dans les zones les moins profondes (méridionales) du bassin et la dissolution de celles-ci provoquant l'effondrement des niveaux carbonatés sus-jacents. Les pseudomorphes d'anhydrite et de gazon sélénistique sont fréquents dans les parties non bréchifiées (voir figure 7.5c). Dans l'aire de sédimentation du Hainaut, caractérisée par une forte subsidence, le Viséen moyen est extrêmement épais (2500 m) et comporte près de 600 m d'anhydrite interstratifiée dans les calcaires stromatolithiques (Rouchy *et al.*, 1984). La sédimentation carbonatée est interrompue au-dessus de la « Grande Brèche Viséenne » dans les zones méridionales du bassin mais elle se poursuit dans la partie septentrionale où une mer peu profonde, souvent confinée se maintient tout au long du Viséen supérieur (Pirlet, 1968). Les faciès restreints sont largement dominants, avec quelques intervalles à caractère marin ouvert lors des phases transgressives (Aretz, 2001). Dans l'aire de sédimentation de Visé, région type de l'étage Viséen, de grand bioherme microbialithiques (Aretz et Chevalier, 2007) se développent à la faveur de blocs tectoniques surélevés bordant la plate-forme face au graben de Maastricht s'étendant au nord. La succession viséenne dans celui-ci est représentée par des calciturbidites formant une séquence particulièrement épaisse (500 m, Poty et Delculée, 2011). La fin du Viséen est marquée, à l'échelle globale par une importante chute du niveau marin provoquant l'émergence des plates-formes continentales. La karstification résultante de cette émergence est spectaculaire dans l'aire de sédimentation de Namur où des mogotes et tours karstiques de plus de 30 m entaillent les carbonates viséens (voir figure 7.5d). Il faut attendre le Serpukhovien (Pendleien et Arnsbergien) pour que le niveau marin ré-augmente suffisamment pour ennoyer les reliefs viséens et déposer les premiers sédiments en para-concordance sur le toit du Carbonifère inférieur. Ces premiers dépôts sont des schistes à caractère marin évoquant la partie distale d'un delta (Nyhuis *et al.*, 2014).

7.2.1.7. Le Namurien-Westphalien : La molasse houillère

Au Sud du bassin, à la suite de l'émergence de reliefs érigés par l'orogenèse en cours, les sédiments viennent du sud et non plus du nord comme ils l'ont été durant tout le Dévonien et le Carbonifère inférieur (Paproth *et al.*, 1983). Il est important de noter que des strates namuro-westphalien des bassins belges sont divisées en six formations avec onze membres (Delmer *et al.*, 2001), mais que cette mise à jour de la listostratigraphie n'est pas encore faite dans les bassins français où la division historique minier en A  et Faisceaux est conservée (voir dernière synthèse comme Becq-Giraudon 1983, Laveine 1987).

Les schistes namuriens (serpukhoviens) de la Formation de Chokier sont surmontés de grès arkosiques et conglomeratiques peu matures témoignant du démantèlement du relief en cours d'érection. Dans la région type, à Namur, les déformations tectoniques synsédimentaires sont très fréquentes (Bouckaert, 1961) et témoignent de la phase sudète en cours. L'évolution des séries sédimentaires namuriens-westphaliennes montre, au premier ordre, une méga-séquence régressive entre les dépôts marins du Namurien et les dépôts exclusivement continentaux du Westphalien C et D. Le passage est graduel et des cycles et séquences grano-croissantes plus courtes se superposent à cette tendance à grande longueur d'onde. Le caractère continental s'installe avec le dépôt des premières veines de charbon dans la séquence gréuse namurienne (Formation d'Andenne) mais leur qualité et faible épaisseur a limité leur utilisation dans le passé. C'est surtout au Westphalien que la majorité des veines de charbon se forment concomitamment à une nette diversification de la flore (p.ex. Renier *et al.*, 1938, Coquel 1974 ; Laveine 1987). Le « Houiller » forme une séquence épaisse de plus de 3000 m comportant une trentaine de couches charbonneuses, de niveaux improductifs et d'horizons rythmiques (cyclothèmes) à faune marine (lamellibranches, brachiopodes, goniatites) qui servent de base à sa subdivision stratigraphique.

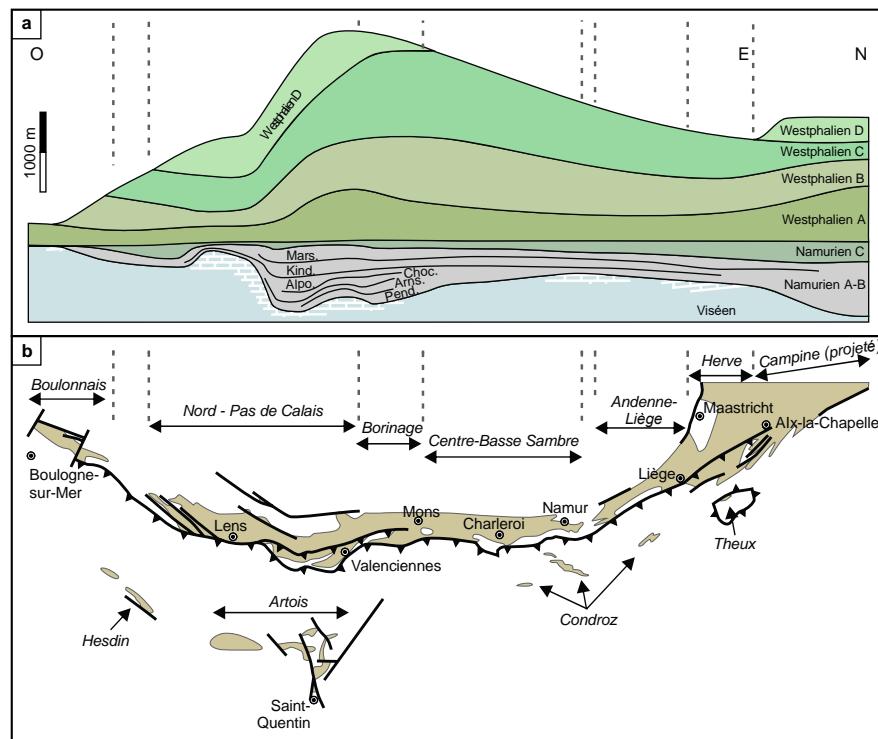


Figure 7.8. a. Transect est-ouest au travers du bassin houiller franco-belge montrant le développement du Namurien et du Westphalien (d'après Meilliez et al., 1991 et Delmer et al., 2001). Notez le hiatus du Westphalien D dans la partie médiane, vraisemblablement comblée à cette époque, alors que ces couches sont présentes dans les zones plus subsidentes. b. Carte des massifs tectoniques et failles principales du bassin houiller franco-belge sous la discordance épi-varisque (d'après Meilliez et al., 1991), montrant la forme arquée du basin qui contourne la péninsule formée par le Massif du Brabant au Nord. Abréviations : Alport. : Alportien, Arnes. : Arnesbergien, Chok. : Chokierien, Kinder. : Kindersoutien, Mars. : Marsdénien, Pend. : Pendléien, Yead. : Yeadonien.

Au Westphalien (Bashkirien-Moscovien), le bassin paralique occupant l'ancien Bassin de Namur-Dinant n'est plus connecté à la mer que via la Campine, au nord du Massif du Brabant, et via le Boulonnais à l'ouest. Les horizons marins se raréfient alors qu'augmente le caractère continental de la sédimentation terrigène qui dénote un environnement de dépôt de type plaine alluviale disséquée par des systèmes fluviatiles et lacustres et des deltas dans des parties plus distales (p.ex. Izart, 2007). L'abondance de « tonsteins » (horizons argileux issus de l'altération de cendres

volcaniques) au Westphalien dénote d'une activité volcanique non négligeable dans les alentours du bassin, particulièrement à la fin du Westphalien (Becq-Giraudon, 1983). Le dépôt cesse au cours du Westphalien, d'abord dans les zones méridionales puis l'émergence avance vers le nord jusqu'à atteindre les bassins houillers du Borinage, du Nord-Pas-de-Calais et de Campine au cours du Westphalien D (fin du Moscovien) (Delmer *et al.*, 2001) (voir figure 7.8). Avec cet arrêt de sédimentation se termine le cycle varisque dans cette région. Tous les dépôts post-moscoviens reposent en discordance sur le socle paléozoïque.

À environ 45 km au NW du Bassin Houiller du Nord – Pas de Calais, se situe le Bassin houiller du Boulonnais (Bonte, 1969). Ce petit bassin partage beaucoup de similitudes avec le bassin houiller du Kent situé outre-manche. La succession datée du Namurien A au Westphalien A atteint une épaisseur de 200-300 m le long de la Faille de Ferques.

7.2.2. Le Massif schisteux rhénan

Le Massif schisteux rhénan forme la prolongation orientale des Ardennes, sur le territoire allemand (voir figure 7.9). Ces deux régions et leur avant-pays septentrional partagent une histoire géologique commune, mais leurs enregistrements sédimentaires respectifs sont complémentaires car les faciès profonds sont mieux enregistrés en Allemagne. Les deux régions sont des régions-types pour l'étude du Dévonien qui se manifeste côté allemand dans des noms des étages géologiques comme le Emsien et Eifelien (ainsi que les termes anciennement utilisés Coblencien, Siegénien, Taunusien, etc.). Le Carbonifère inférieur est bien développé dans la partie orientale du Massif schisteux rhénan (bassin Kulm), qui est l'équivalent de la plate-forme carbonatée décrite précédemment dans les Ardennes. Le Carbonifère supérieur, quant à lui est mieux exposé dans le bassin de la Ruhr au nord du Massif schisteux rhénan.

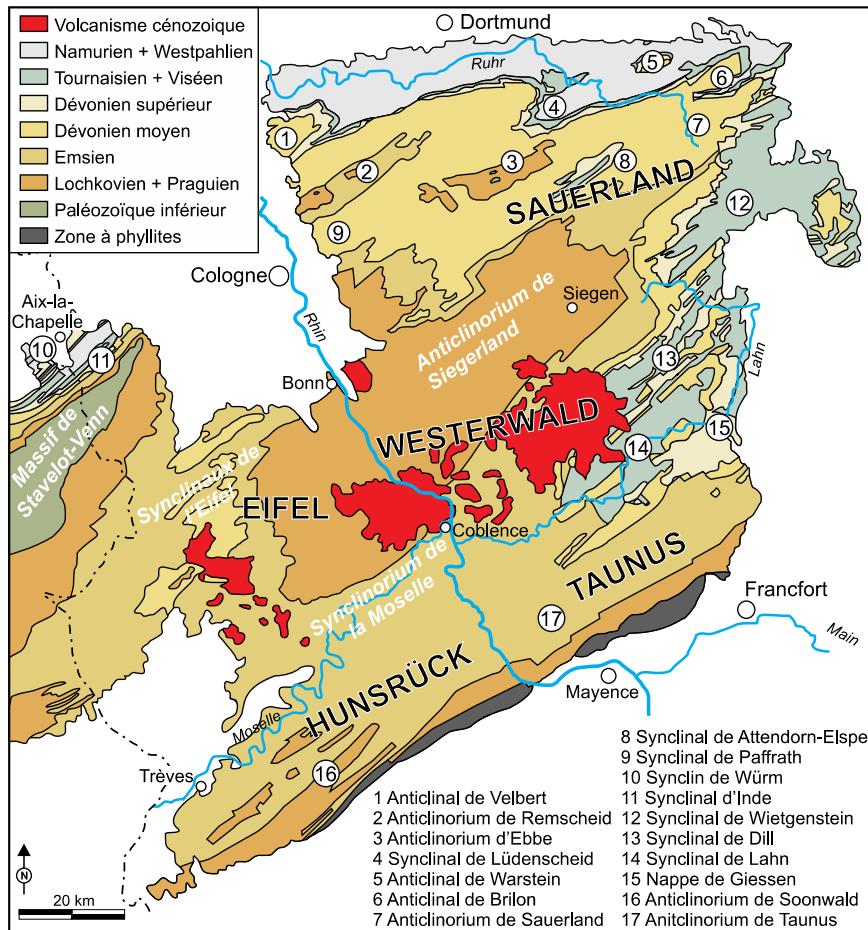


Figure 7.9. Carte géologique simplifiée du Massif schisteux rhénan et de la terminaison orientale des Ardennes (modifié de Herbig, 2016, Jansen, 2019). Le Rhin forme une barrière géographique qui est souvent utilisée pour séparer les parties occidentale et orientale du Massif. Les grandes structures géologiques sont toutes orientées SW-NE. La zone à phyllites ou zone septentrionale à phyllites est une unité structurale qui se trouve entre la zone rhéno-hercynienne et le Ride cristaline médico-allemande.

7.2.2.1 Le Dévonien : l'évolution d'une plate-forme silicoclastique vers une plate-forme carbonatée

Les grandes lignes de l'évolution du Dévonien précédemment décrite dans les Ardennes se retrouvent dans le Massif schisteux rhénan. La tendance transgressive du

Dévonien inférieur est très bien documentée dans les parties méridionales (Hunsrück, Taunus) et centrales (Anticlinorium de Siegerland). Le Dévonien inférieur se caractérise par une accumulation des séries épaisses de sédiments détritiques terrigènes qui peuvent dépasser plusieurs milliers de mètres (maximum > 10000 m ; Stets et Schäfer, 2002) sur une plate-forme marine peu profonde qui s'approfondit vers le sud. En général, la subsidence et les taux d'accumulation des sédiments sont en équilibre, mais en fonction du régime tectono-sédimentaire local, de la paléotopographie du fond marin, des changements des apports sédimentaires et des fluctuations du niveau marin, différents paléoenvironnements se développent, des systèmes deltaïques jusqu'aux environnements épibathyaux (Jansen, 2019). Les dépôts de l'ancien étage du Siegénien, basé sur la succession locale de faciès détritiques marins peu profonds sont attribués historiquement au (méga-)Faciès rhénan (Erben, 1962). Au sud du Massif schisteux rhénan, le faciès du *Hunsrückschief* représente les paléoenvironnements les plus profonds, et le *Konservat Lagerstätte* de Bundenbach (Bartels *et al.*, 1998) est célèbre pour ses fossiles préservés avec de très grands détails anatomiques par la pyrite et permettant d'apprécier la complexité de l'écosystème marin de l'Emsien inférieur.

Comme dans les Ardennes, la sédimentation carbonatée s'installe à partir de l'Emsien terminal (Formation de Heissdorf dans l'Eifel). Elle devient dominante au Givétien. Au cours du Dévonien moyen, la ligne de rivage est progressivement repoussée vers le nord/nord-ouest. L'Eifel, région-type de l'étage de l'Eifelien (Struve, 1982), montre une succession très fossilifère dans les synclinaux de *l'Eifeler Kalkmulden*. Au Dévonien moyen, la polarité N-S du bassin reste prononcée. À l'ouest du Rhin, elle documente des faciès proximaux proches de la ligne de rivage entre la région d'Aix-la-Chapelle, et des faciès marins profonds au-delà de la Moselle. À l'est du Rhin, au Givétien et Frasnien, de nombreux récifs forment une barrière récifale plus ou moins parallèle au continent dans toute la partie septentrionale du Massif schisteux rhénan (connus sous le nom de *Massenkalk* ; Krebs, 1974 ; May, 1991, 1993).

Dans la partie méridionale du Massif, la sédimentation argileuse au sein d'environnements profonds au Dévonien inférieur se poursuit au Dévonien moyen. Ces couches désignées par des noms locaux variés (Schubert, 1996), correspondent au faciès des Schistes de Wissenbach (argilites foncées contenant des organismes pélagiques). Les synclinaux de Lahn et Dill sont connus pour un volcanisme sous-marin basaltique lié à un régime tectonique extensif et un amincissement de la croûte continentale, au Givétien et Frasnien. Des récifs givétiens et frasnien se sont localement formés autour et sur ces édifices volcaniques éteints, notamment dans le synclinal de Lahn (Königshof *et al.*, 2010).

Le caractère transgressif du Dévonien supérieur s'exprime au sein des roches attribuées au deuxième (méga)faciès historique, appelé hercynien (Erben, 1962). Ces séries comprennent des roches détritiques terrigènes fines et des niveaux carbonatés micritiques et souvent noduleux, riches en organismes pélagiques (clyménides, goniatites, ostracodes pélagiques, tentaculites *sensu lato*). Sur les hauts-fonds se forment des calcaires condensés qui montrent souvent les deux niveaux décimétriques des carbonates noirs typique du Kellwasser inférieur et supérieur. L'événement de Kellwasser se manifeste dans l'ensemble du Massif par des changements sédimentologiques et géochimiques abrupts. La grande majorité des récifs a disparu largement avant l'extinction de masse de Kellwasser à la limite Frasnien/Famennien.

7.2.2.2 Le Bassin Kulm germanique : une vue des profondeurs du bassin

Le Bassin Kulm germanique est l'équivalent de la plate-forme carbonatée carbonifère décrite dans le chapitre sur les Ardennes (§7.2.1.5-6). Du Dévonien terminal au Namurien inférieur, le Bassin Kulm s'étale dans la partie orientale de la zone rhéno-hercynienne, entre la partie orientale du Massif schisteux rhénan (voir figure 7.10) passant par le Harz et se prolongeant vers les Sudètes et la Moravie (Herbig *et al.*, 2019). Ce n'est pas un grand bassin homogène et monotone, il est constitué d'une alternance de hauts-fonds et zones plus profondes de tailles variables. La progression du front orogénique vers les parties externes de la chaîne au cours du Carbonifère inférieur influence largement la taille et la structuration de ce bassin d'avant-pays.

Comparées au faciès peu profond ardennais, les successions du Bassin Kulm sont caractérisées par des taux d'accumulation beaucoup plus faibles associés à une dominance des roches siliceuses et silicoclastiques fines, et des faunes pélagiques (goniatites, conodontes et radiolaires). L'application de la stratigraphie séquentielle identifie 13 séquences de troisième ordre du Dévonien terminal au Namurien inférieur (Herbig, 2016). Ces séquences reflètent des fluctuations du niveau marin global même si leur enregistrement sédimentaire dépend de l'évolution tectonique locale. Elles constituent un outil de corrélation entre les successions lithologiques monotones profondes et celles beaucoup plus variées des plates-formes avoisinantes.

Les successions sédimentaires datées du Dévonien terminal et du Tournaisien basal caractérisent une plate-forme carbonatée distale. Elles sont dominées par des carbonates micritiques pélagiques et des calcaires noduleux à céphalopodes alternant avec des argilites. Dans le Massif schisteux rhénan, elles sont une référence mondiale pour les faciès pélagiques de cette période (p.ex. Kaiser *et al.*, 2015). Elles sont également à l'origine du concept de faciès uniques et caractéristiques de courtes périodes de temps (« time specific facies » selon Walliser, 1984).

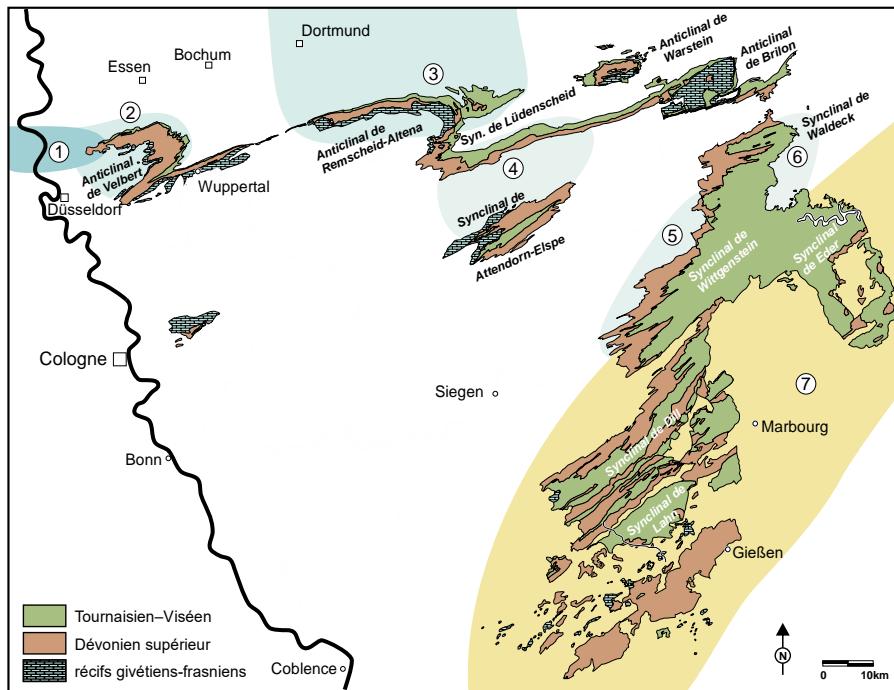


Figure 7.10. Carte illustrant la distribution des couches du Famennien au Viséen dans le Massif schisteux rhénan, montrant les principales structures tectoniques et les principaux domaines de faciès. 1 : Plate-forme carbonatée de Ratingen ; 2-3 : faciès de calciturbidites alimenté par des sources externes (2 : Système de Velbert ; 3 : Système de Herdringen). Au centre le faciès de bassin sous-alimenté avec séries condensées et les systèmes de calciturbidites alimentés par des sources internes au bassin (4 : système calciturbiditique de Hellefeld ; 5 : systèmes calciturbiditiques de Hesseberg et de Wittgenstein, non différenciés ; 6 : système calciturbiditique de Rhena). 7 : flyschs silicoclastiques internes. Modifié de Herbig (2016).

À la suite d'un approfondissement important du bassin au Tournaisien inférieur qui correspond à l'événement de l'*Alunschiefer* de Siegmund *et al.* (2002), une sédimentation siliceuse domine durant la majorité du Tournaisien et Viséen (Korn, 2010 ; Herbig *et al.*, 2019). Les conditions dysoxiques et anoxiques au Tournaisien se traduisent par des roches de couleurs foncées (p.ex. lydiennes, schistes siliceux, cherts lités). L'oxygénation du fond du bassin et donc la circulation des masses d'eau reprend au Viséen, comme la couleur progressivement plus claire des roches l'indique.

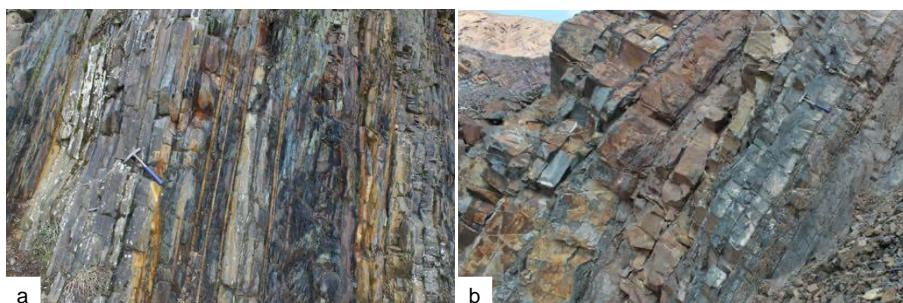


Figure 7.11. a. Formation de Bromberg (Viséen supérieur) dans sa localité-type de la Carrière de Bromberg : Série condensée composée des schistes siliceux (gris foncé), shales foncés/noirs riches en pyrite (Alum Shale), des calciturbidites (gris clair) et des bentonites (cendre volcanique, mince bande jaunâtre). b. Formation de Dainrode dans sa localité-type de la carrière de Dainrode (Viséen supérieur). Bancs décimétriques à métrique des grauwackes qui constituent une grande partie des flyschs silicoclastiques internes. © H.-G. Herbig.

Au Viséen supérieur et au Namurien inférieur, le bassin est structuré en trois grandes aires de sédimentation associées à des faciès particuliers (Herbig, 1998) : le faciès à calciturbidites au nord, les séries condensées témoignant d'un bassin sous-alimenté (*starved basin*) au centre, et le faciès des flyschs silicoclastiques internes au sud (voir figure 7.10). Dans la partie septentrionale, une sédimentation argilo-silteuse est affectée épisodiquement par des calciturbidites. Dans la région de Velbert et Wuppertal, ces calciturbidites ont pour source la terminaison orientale de la plate-forme carbonatée qui entoure le Massif de Brabant (voir §7.2.1). Plus à l'est dans la région de Hagen (*Herdingen calciturbidite system* ; Korn, 2008), les calciturbidites sont issues d'une source interne, qui serait située au nord du Massif schisteux rhénan (aujourd'hui couverte par des dépôts crétacés et cénozoïques). Dans la partie centrale du Massif, le faciès de bassin sous-alimenté se caractérise par des successions condensées composées de shales, de schistes siliceux, des jaspes et des cherts litéés (voir figure 7.11a). Des calciturbidites sont sporadiquement intercalées. Les sources de ces carbonates sont toujours locales, en lien avec de petites plates-formes carbonatées développées au-dessous des hauts-fonds (Eder *et al.*, 1983 ; Franke, 1991, Korn, 2008). Au cours du Viséen supérieur, le bassin Kulm est progressivement comblé par des flyschs silicoclastiques internes (les *Kulm Grauwacken*, voir figure 7.11b) qui sont alimentés par l'érosion des zones orogéniques au sud du bassin (dont la Ride cristalline médo-germanique). Schrader (2000) montre la migration du dépôt-centre de ces grauwackes vers le nord-ouest (voir figure 7.12) que ce soit dans le Massif schisteux rhénan ou celui du Harz. À la limite Viséen-Namurien, le faciès flysch atteint la bordure nord du Massif schisteux rhénan. Le dépôt-centre continue à

migrer avant de se stabiliser dans le Bassin de la Ruhr au Westphalien (voir figure 7.12). Cette migration suit celle de la bordure méridionale du bassin vers le nord-ouest dès le Viséen supérieur. Ricken *et al.* (2000) explique cette migration par la propagation du prisme orogénique et l'intégration successive des parties méridionales du Bassin Kulm dans celui-ci.

Le volume important de matériel détritique accumulé dans ces systèmes turbiditiques viséens et namuriens implique la présence de reliefs en cours d'érosion d'abord au sud du bassin dans la Ride cristalline médio-germanique, puis au sud de la zone rhéno-hercynienne dont le soulèvement provoque l'érosion.

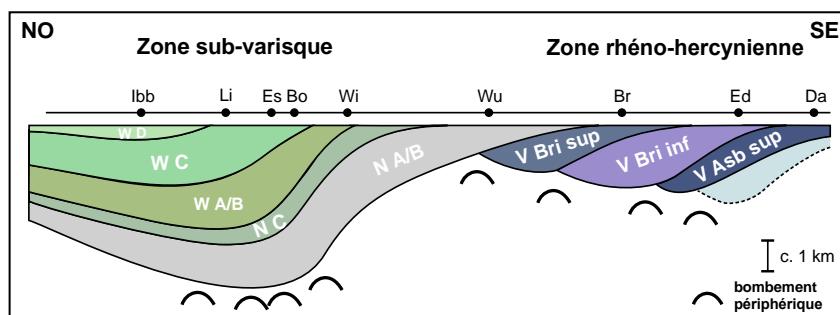


Figure 7.12. Schéma conceptuel de la migration des dépôts-centres dans le Massif schisteux rhénan et le Bassin de la Ruhr du Viséen supérieur au Westphalien.

Noms des localités : Ibb : Ibbenbüren, Li : Lippe, Es : Essen, Bo : Bochum, Wi : Witten, Wu : Wuppertal, Br : Brilon, Ed : Edersee, Da : Dainrode. Noms des âges : V Asb sup : Asbien supérieur (Viséen), V Bri inf : Brigantien inférieur (Viséen), V Bri sup : Brigantien supérieur (Viséen), N A/B : Namurien A/B, N C : Namurien C, W A/B : Westphalien A/B, W C : Westphalien C, W D : Westphalien D, Modifié de Ricken *et al.* (2000) et Drozdzewski (2005).

7.2.2.3. Changement de régime sédimentaire : sédimentation syn-orogénique du Namurien au Westphalien

Le Bassin de la Ruhr *sensu stricto*, au Nord du Massif schisteux rhénan, s'étale sur environ 100 km d'est en ouest et de 60 km du sud au nord. Il continue vers le Nord jusqu'à la région de Ibbenbüren où le Linéament d'Osning forme une limite importante. Seule la partie méridionale du bassin affleure en surface, le reste est couvert par des sédiments méso-cénozoïques (Wrede *et al.*, 2019).

Contrairement aux bassins houillers étroits et très déformés des Ardennes et du nord de la France, le Bassin de la Ruhr est caractérisé par des plis à large longueur

d'onde et l'absence de nappe de charriage et de chevauchement. Ceci s'explique par l'absence d'un objet résistant ayant joué le rôle de poinçon dans l'onde de déformation varisque comme l'a fait le Massif du Brabant dans la partie belge de la chaîne. A l'échelle du bassin, la déformation est graduellement amortie du sud-est vers le nord-ouest. La déformation plus limitée du bassin a permis l'exploitation rentable du charbon jusqu'au XXI^{ème} siècle.

Dans le Bassin de la Ruhr, la pile sédimentaire du Namurien au Westphalien C atteint une épaisseur d'environ 5000 m (Wrede *et al.*, 2019) et peut être divisée en deux grands ensembles. Le premier comprend le Namurien A et B (Serpukhovien-Bashkirien inférieur, environs 2000 m d'épaisseur) qui ne contient pas de veines de charbon (Groupe de « Flötzeeres » Ribbert *in* Wrede, 2005). Le deuxième ensemble correspond au Groupe de la Ruhr, c'est-à-dire la série houillère productive (*Productives Karbon* ; Süss *et al.*, 2000) d'environ 3 000 m d'épaisseur, riche en charbon et de l'âge Namurien C à Westphalien C (Bashkirien inférieur-Moscovien supérieur).

La limite entre le Viséen et Namurien est concordante. Elle ne montre pas de rupture dans le style sédimentaire. Le taux de sédimentation reste faible. Des schistes noirs pyriteux se déposent le long du bord sud du Bassin de la Ruhr (= bord nord du Massif schisteux rhénan). Durant le Namurien A et B, le dépôt-centre se trouve dans la région de Wuppertal (voir figure 7.12). La sédimentation y est majoritairement argilo-silteuse, avec des intercalations gréseuses fines et peu épaisses, et témoigne d'un environnement exclusivement marin. Ces dépôts, autrefois interprétés comme flyschs profonds, sont considérés aujourd'hui comme accumulés en environnements marins peu profonds (Drozdzewski, 2005 ; Wrede, 2005). Les grès deviennent plus abondants au sommet du Namurien B, indiquant un environnement deltaïque (Wrede et Brix, 2009). Ce changement est expliqué par la progression du front orogénique vers le nord. Le taux d'accumulation au Namurien A, estimé à 0,1 mm par an augmente à 1,0 mm par an au Namurien B (Drozdzewski, 2005). Le transport du sédiment se produit majoritairement d'est en ouest.

Les premières veines de charbon, peu épaisses et peu continues latéralement témoignent du développement de zones marécageuses à partir de la limite Namurien B/C. Les dépôts du Namurien C au Westphalien C sont associés à des charbons formés en milieu paralique. Les milieux des dépôts correspondent à des systèmes fluviatiles et deltaïques et des plaines alluviales (voir figure 7.13). Au total, 250 veines de charbon sont intercalées dans la succession, ce qui représente 2 à 4 % de la succession total en épaisseur cumulée (Wrede *et al.*, 2019). Les formations de Bochum, Essen et Horst (Westphalien A et B) contiennent la plus grande densité de veines de charbon. L'influence marine décroît de plus en plus au cours du temps et l'Horizon Aegir

(limite Westphalien B/C) enregistre la dernière transgression marine dans le Bassin de la Ruhr.

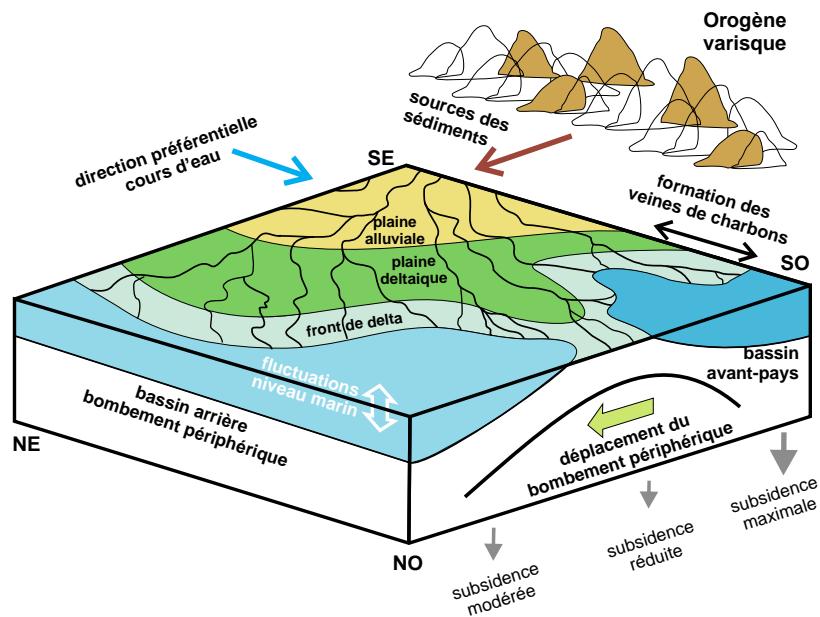


Figure 7.13. Reconstruction schématique des milieux de dépôts et des processus qui contrôlent la sédimentation dans le bassin parallèle de la Ruhr.
Modifié de Süss (1996) et Wrede *et al.* (2019).

La sédimentation de cette époque est cyclique. Les auteurs allemands expliquent cette cyclicité par la conjugaison de plusieurs facteurs (Süss, 1996, 2005 ; Süss *et al.*, 2006 ; Wrede *et al.*, 2019) : (i) des variations faciologiques autocycliques (surtout dans les systèmes deltaïques), (ii) des variations glacio-eustatiques globales et (iii) de la subsidence locale en lien avec la position du bombement périphérique (*forebulge*). Le contrôle sur la distribution spatiale et temporelle des veines de charbons est donc plus complexe ce que prévoit le modèle classique des cyclothèmes (p.ex. Pruvost, 1930 ; Weller, 1930 ; Jessen, 1961).

La migration vers le nord-ouest du bombement périphérique depuis la vallée de la rivière Ruhr au Namurien C vers la vallée de la rivière Lippe au Westphalien B et C a été démontrée par Drozdzewski (1992). Ce bombement semble y avoir induit le dépôt d'un charbon de meilleure qualité et en couches plus épaisses. Le Westphalien

D n'affleure pas dans la Bassin de la Ruhr, mais est connu plus au nord dans la région d'Osnabrück-Ibbenbüren.

7.3. Les bassins de la zone médiane varisque

La zone médiane varisque regroupe la zone saxo-thuringienne et la zone ibéro-armoricaine (sensu Ballèvre et al., 2018). Sur base de ses caractéristiques tectono-stratigraphique et magmatique, le Massif des Vosges est partagé en deux zones distinctes : la zone moldanubienne au sud et la zone saxo-thuringienne au nord. Les Vosges du Nord sont les seuls témoins de la zone saxo-thuringienne sur le territoire français.

La position du Massif armoricain au sein de la chaîne varisque est fortement débattue du fait de la complexité des enregistrements géologiques. L'appartenance du Massif armoricain à la marge gondwanienne est étayée par des données paléontologiques et sédimentaires (Young, 1987 ; Weyant *et al.*, 2010) mais disputée par des données géochronologiques (Van der Voo, 1993). Ainsi, certains auteurs considèrent une microplaqué Armorica séparée du Gondwana et de la Laurussia par des domaines océaniques étroits (Robardet *et al.*, 1990 ; Matte, 2001 ; Ballèvre *et al.*, 2013 ; voir figure 7.1) alors que d'autres considèrent que le Massif armoricain était composé d'un assemblage de terranes associées au Gondwana, donc sur le flanc sud de la chaîne varisque (Robardet, 2003).

7.3.1. Les bassins du Massif armoricain

Indépendamment du débat associé à sa position au sein de la chaîne, le Massif armoricain actuel résulte de la coalescence d'unités tectoniques, séparées par des cisaillements, dont l'histoire sédimentaire (magmatique) et tectoniques paléozoïques diffèrent. Plusieurs domaines sont reconnus (voir figure 7.14) : les domaines du Léon (équivalent de la Ride cristalline médo-germanique), les domaines médo-, nord- et sud-armoricains et le domaine ligéro-sénan (unités des Mauges, d'Ardenay, de Saint-Georges-sur-Loire et de Lanvaux ; Cartier et Faure, 2004 ; Ballèvre *et al.*, 2009).

Les similitudes sédimentaires et paléontologiques des séries pré-varisques des domaines médo- et nord- armoricains conduisent à les considérer comme un seul domaine, distinct des domaines sud-armoricain (non développé ici) et ligéro-sénan.

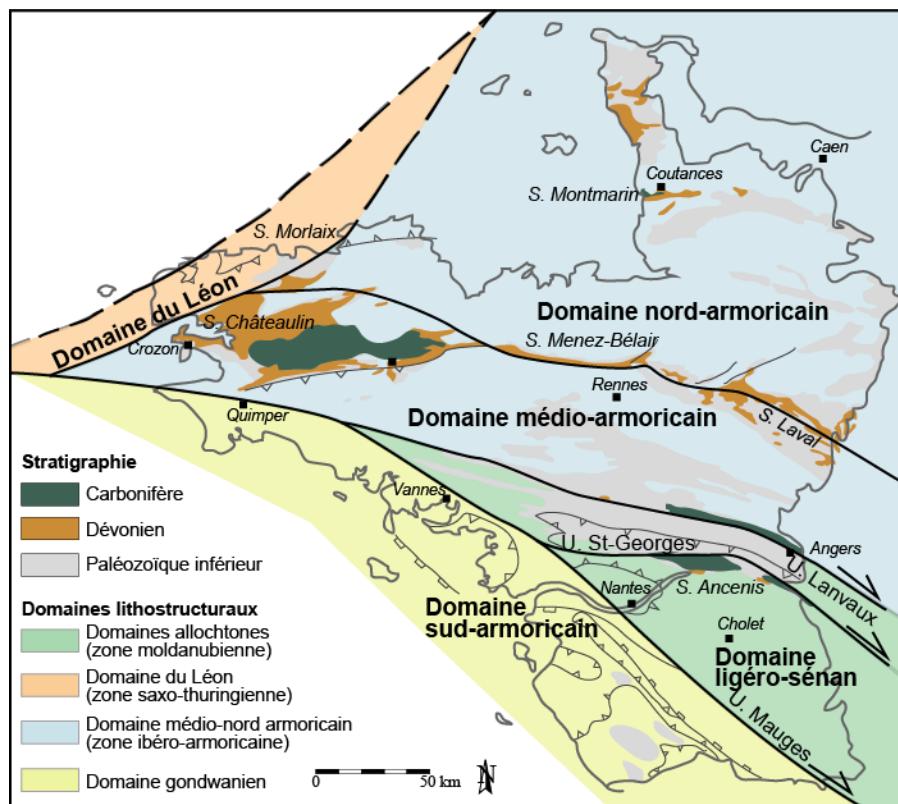


Figure 7.14. Carte des affleurements sédimentaires dévonien et carbonifère au sein des domaines lithostructuraux du Massif armoricain (d'après Babin et al., 1972 ; Paris et al., 1986 ; Ballèvre et al., 2009). Les correspondances avec les zones varisques sont un objet de débat (cf. Chapitre 2 de cet ouvrage). Abréviations : U. : unité, S. : Synclinal.

7.3.1.1. Domaine médiо-nord armoricain

Dans ce domaine, les successions sédimentaires dévonien reposent en concordance sur les séries siluriennes (Morzadec *et al.*, 1988). Le Dévonien y est généralement incomplet. Le Dévonien inférieur débute par des séries gréseuses bioclastiques déposées sur une plate-forme infratidale au Lochkovien (voir figures 7.15, 7.16a). Cette sédimentation terrigène évolue vers des dépôts argilo-carbonatés incluant localement des calcaires récifaux au Praguien (voir figure 7.16b ; Cotentin, synclinoriums de Menez-Bélair et de Laval). Au nord et à l'est, les séries sédimentaires s'arrêtent durant l'Emsien. La sédimentation terrigène ne s'y développera à nouveau qu'au Tournaisien. Cette absence de dépôt a été interprétée comme une émersion ou

comme résultant d'une érosion fini-dévonienne lors de la « phase bretonne » (Robardet *et al.*, 1994 ; Ballèvre *et al.*, 2013). Par contre, dans la partie occidentale du domaine médio-nord armoricain, la succession sédimentaire se poursuit par des calcaires de plate-forme profonde au Givétien, des dépôts silicoclastiques incluant de rares calcaires localement bioclastiques (voire récifaux à Crozon, voir figure 7.16c-d) au Frasnien et des calcaires fossilifères et argilites noirs à nodules, suggérant un milieu de plate-forme peu profonde parfois anoxique au Famennien inférieur (formations de Zorn et de La Rabine, voir figure 7.15). D'abondants dépôts gravitaires contemporains indiquent une instabilité supposée d'origine tectonique (Guillocheau et Rolet, 1982). La succession sédimentaire du Dévonien supérieur suggère une tendance régressive résultant en une émersion au Famennien supérieur (signant la « phase bretonne »).

La série sédimentaire tournaisienne et viséenne peut être divisée en trois phases. La série basale est principalement détritique, déposée en contexte marin côtier (présence de faunes marines et d'abondants végétaux). Ces dépôts silicoclastiques fins foncés alternent avec des coulées volcaniques et des conglomérats remaniant des grès ordoviciens et incluant des olistolithes au Famennien terminal et au Tournaisien (formations de Kermérrien et de Kertangy d'environ 1500 m d'épaisseur dans le Synclinal de Châteaulin, Formation Robillard dans le Cotentin et les quelques mètres de la Formation de L'Huisserie dans les Synclinaux de Ménez-Belair et de Laval). La série intermédiaire, essentiellement carbonatée avec une faune benthique riche, témoigne du retour d'une plate-forme peu profonde au Viséen inférieur (formations de Quenon et de Sablé). La série sommitale turbiditique (correspondant au faciès Culm) contient quelques intercalations argileuses et charbonneuses (Formation de Laval). Les dépôts de la phase basale et sommitale, interprétés comme des flyschs (Pelhate-Péron, 1971), traduisent des instabilités importantes dans un contexte d'abord marin littoral puis lacustre ou deltaïque, respectivement (Guillocheau et Rolet, 1982 ; Paris *et al.*, 1986). Le Dévonien supérieur terminal et le Carbonifère sont aujourd'hui uniquement localisés dans des bassins à subsidence différenciée.

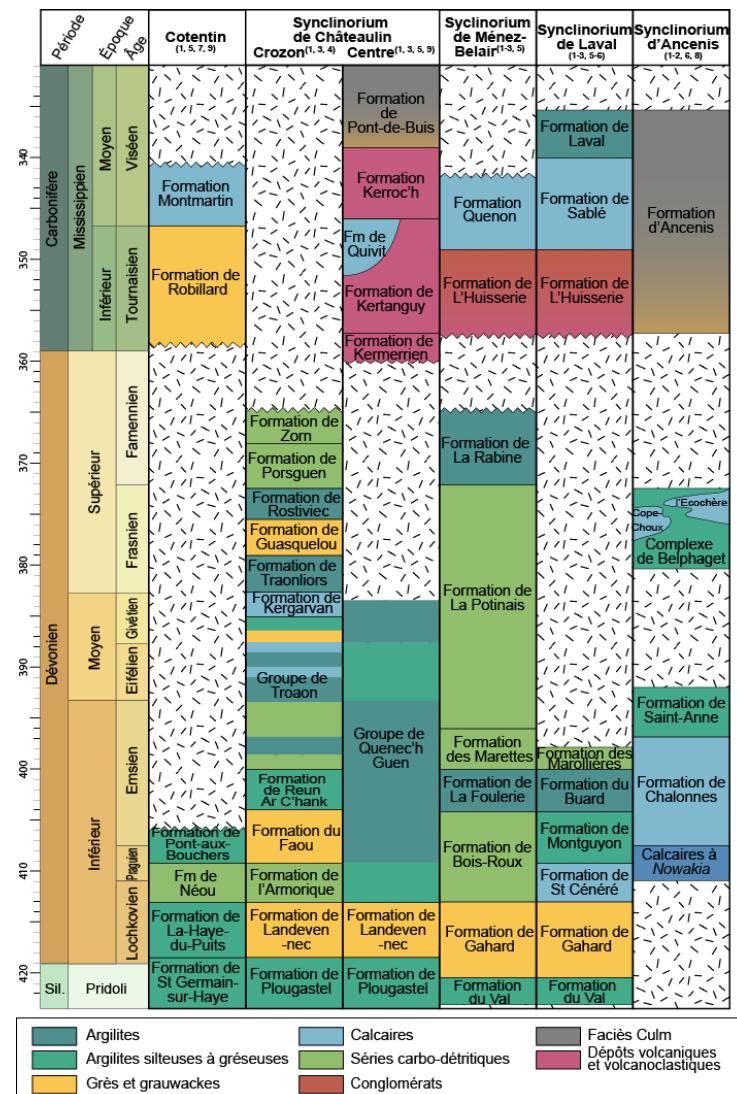


Figure 7.15. Unités lithostratigraphiques de régions choisies dans les domaines du Massif armoricain. La lithostratigraphie est modifiée d'après Morzadec et al. (2008). 1 : Babin et al. (1972), 2 : Ballèvre et al. (2009), 3 : Guillocheau et Rolet (1982), 4 : Botquelen et al. (2006), 5 : Paris et al. (1986), 6 : Ducassou (2010), 7 : Ballèvre et al. (2013), 8 : Ducassou et al. (2009), 9 : Pehlate-Péron (1971). Les zones en tireté dénotent les hiatus de dépôt.

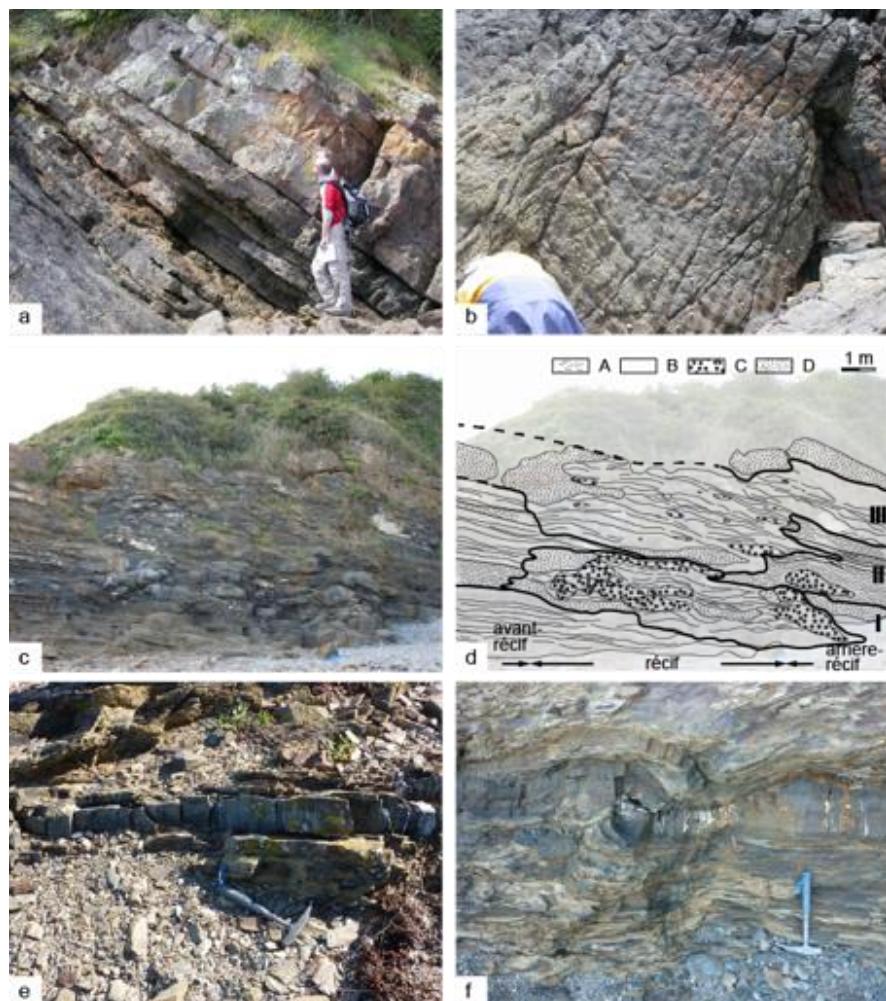


Figure 7.16. Exemples de faciès du Dévonien de la presqu'île de Crozon ; a-b. Formation de Landevennec (Lochkovien) au Fort de Lanvéoc. a. Grès grossier à ciment carbonaté alternant avec des lits silteux déposés en rampe proximale comme en témoignent les rides symétriques (b) en toit de bancs ; c-d. Formation de l'Armorique (Praguien inférieur) à la pointe de l'Armorique. Vue d'ensemble (c) et schéma interprétatif (d) des 3 mégaséquences. La mégaséquence I est formée de calcaires dolomitiques. La mégaséquence II débute par des niveaux d'argillites (A) surmontés de calcaires bioclastiques (B), intégrant le complexe récifal de Porz Boulou (C : calcaires récifaux et D : calcaires crinoïdiques). La mégaséquence III correspond principalement à des calcaires bioclastiques (B) à organismes constructeurs ; e-f. Formation de Saint-Fiacre (Eifelien), sur l'île de Renard, composée de siltites et grès à figures de tempêtes (f). © Élise Nardin

7.3.1.2. Domaine ligéro-sénan

Dans le domaine ligéro-sénan, les séries dévonniennes reposent rarement en concordance sur le Silurien. Elles sont plus régulièrement en discordance angulaire sur l'Ordovicien supérieur (Ballèvre *et al.*, 2013). Le Dévonien basal, mal caractérisé, est exprimé par des faciès gréseux fluviatiles à restes de plantes (Strullu-Derrien *et al.*, 2010) puis des faciès gréso-calcaires côtiers, suggérant une courte phase d'émersion au cours du Lochkovien (voir figure 7.15). Le Dévonien se poursuit avec une épaisse série de calcaires massifs d'origine récifale à stromatopores, coraux et brachiopodes passant, vers le nord à des calcaires fins pélagiques, tous deux d'âges Praguien et Emsien (Formation de Chalonnes et des Calcaires de la Grange, Ballèvre *et al.*, 2009). Cette série carbonatée est sous-jacente, soit par des schistes et calcaires à caractère récifal au sud (Schistes de Liré et Calcaires de Sainte Catherine à l'Eifelien), soit par des grès immatures à plantes au nord (Formation de Saint-Anne, ou « grès à psilophytes » d'âge Emsien supérieur à Eifelien inférieur). Ces derniers résultent d'épandages turbiditiques en front d'un delta progradant (Ducassou *et al.*, 2009). Cette rupture de régime de sédimentation témoignerait de la présence d'un relief émergé ainsi que d'une augmentation de l'accommodation par subsidence pour accueillir cette épaisse série détritique. Ce changement sédimentaire indique possiblement les premiers mouvements de l'orogenèse varisque dès l'Emsien supérieur dans ce domaine (Ducassou *et al.*, 2009).

Le Bassin d'Ancenis, au sein de l'Unité des Mauges, a une histoire très particulière (voir figures 7.14, 7.15). Ce bassin renferme des alternances argilo-gréseuses schistosées (Complexe de Belphaget) ayant livré des débris de plantes et des lentilles de calcaires et calcschistes à faune variée (coraux, brachiopodes, goniatites ; Calcaires de l'Écochère et de Cope-Choux), datés du Frasnien. Puis ce bassin présente des grès et argilites non schistosées à plantes et bivalves (nommés « Schistes » d'Ancenis, d'âge tournaisien) qui passent progressivement à des dépôts argilo-gréseux verdâtres et violacés (grauwacke inférieure du Culm, probablement viséen). Ces deux dernières phases de dépôts détritiques, regroupés au sein de la Formation d'Ancenis, ont été mis en place sous forme de turbidites en contexte deltaïque lacustre, postérieurement à la « phase Bretonne » (Ballèvre et Lardeux, 2005 ; Ducassou, 2010). Ces dépôts sont sous-jacents à des conglomérats (Poudingues d'Ingrandes) correspondant à des cônes alluviaux proximaux à chenaux fluviatiles de remplissage gréseux. Ces dépôts suggèrent donc la formation de premiers reliefs à proximité du Bassin d'Ancenis dès l'Emsien supérieur (fin du Dévonien inférieur ; cf. chapitres 2 et 3). L'évolution des faciès sédimentaires questionnent l'autochtonie structurale de ce bassin ainsi que sa position dans la chaîne varisque.

7.3.2. Les Vosges du Nord

Les Vosges du Nord sont les seuls témoins de la sédimentation dévono-carbonifère de la zone saxo-thuringienne sur le territoire français (Ballèvre *et al.*, 2018 ; Chardon *et al.*, 2020).

Une épaisse série de roches silicoclastiques à grain fin, d'âge cambro-silurien (voire plus ancien), composent le flanc sud de la vaste structure synclinale que forment les Vosges du Nord. La bande médiane, classiquement attribuée au Dévonien inférieur, est composée de roches silicoclastiques grossières (grès et conglomérats) alternant avec des coulées volcaniques et des dépôts volcano-sédimentaires, le tout injecté de masses granodioritiques syn- à tardi-orogéniques (Série du Champs-du-Feu). Les schistes, grès et grauwackes formant la Série de la Bruche ont livré de rares fossiles végétaux suggérant leur dépôt en milieu proximal. Le Conglomérat de Russ, à caractère fluviatile, a été considéré comme Dévonien par Blanalt et Lillié (1973) mais les galets granodioritiques qu'il contient pourraient indiquer son âge post-orogénique (Fluck *et al.*, 1991). Au Dévonien moyen, l'apparition de calcaires, souvent sub-récifaux, très riches en organismes constructeurs (stromatopores et coraux dans le « marbre » de Russ ; Firtion, 1957) signe le retour à une sédimentation marine. Ces calcaires forment des lentilles pluri-métriques au sein d'une épaisse séquence gréso-schisteuse. Wickert et Eisbacher (1988) interprètent ces lentilles comme des olistolithes témoignant du démantèlement d'une plate-forme carbonatée située plus au sud.

Le Frasnien montre des faciès (schistes, schistes siliceux à nodules, grauwackes) marins ouverts, probablement plus profonds à en juger par la dominance des faunes pélagiques et des débris de plantes flottées (Blanalt et Doubinger, 1973). Le Famennien voit le retour d'une sédimentation plus grossière avec de nombreux horizons conglomératiques. Ces lithologies se poursuivent dans le Carbonifère inférieur sans qu'il soit possible d'en détailler la stratigraphie. L'absence du Tournaisien et du Viséen témoigne respectivement des phases bretonnes et vosgiennes de l'orogenèse (Fluck *et al.* 1987). Les arguments manquent cependant pour confirmer ou infirmer cette hypothèse. Les sédiments les plus jeunes dans les Vosges du Nord dateraient donc du Viséen inférieur (Blanalt et Lillié, 1973).

7.4. Les régions de la marge gondwanienne et le bassin d'avant-pays

Symétriquement au nord de la chaîne, un vaste bassin d'avant-pays se forme sur le segment sud entre le Dévonien et le Carbonifère. La connaissance de ce bassin est plus partielle car la partie méridionale de la chaîne varisque est souvent déformée par la tectonique alpine. Il résulte de ces mouvements cénozoïques une intense

modification de la disposition originelle de la chaîne varisque et de son avant-pays dans la région méditerranéenne. Cependant, la distribution du « flysch méditerranéen » (*sensu* Franke et Engel, 1986) permet de reconstruire les régions qui faisaient partie de ce bassin. Il appartenait à la marge passive gondwanienne avant d'évoluer en bassin de type « avant-pays » à la suite de la collision entre Gondwana et Armorica sensu lato (p.ex. Feist, 2002 ; Ballèvre *et al.*, 2013 ; voir discussion dans §7.3).

La partie la mieux préservée du bassin sud varisque forme aujourd’hui une bande s’étendant des Asturias à la Montagne Noire au sud-est du Massif central (§7.4.3) en passant par les Pyrénées (§7.4.4). D’autres vestiges de ce bassin sont connus dans les Cordillères bétiques (Herbig 1984), les Îles Baléares (Bourrouilh, 1973), la Corse et les Maures (Durand-Delga et Rossi, 1991), les Vosges (§7.4.1), le Morvan (§7.4.2) et dans les Alpes où les meilleurs exemples sont observables dans les Alpes carniaques austro-italiennes (Schönlau, 1992 ; Corradini *et al.*, 2017).

7.4.1. Les Vosges moyennes et les Vosges du Sud

Dans les Vosges moyennes, l’ensemble des sédiments paléozoïques ont été fortement métamorphisés alors qu’ils sont préservés dans les Vosges du Sud (Fluck *et al.*, 1991). Le Dévonien n’y est représenté que dans la pointe sud du massif, d’abord par des calcaires nérithiques (Calcaire de Chagey, Dévonien moyen (?) à Frasnien) témoignant d’une plate-forme peu profonde qui s’approfondi au cours du Famennien, représenté par des schistes à nodules calcaires (Schistes troués de Chagey et Schistes du Salbert). La limite avec les Vosges moyennes et méridionales est matérialisée par la ligne de dislocation de Lalaye-Lubine (Fluck *et al.*, 1991).

La sédimentation évolue ensuite vers un flysch silicoclastique grossier dont les conglomérats remanient des éléments carbonatés de la plate-forme de Chagey ainsi que diverses lithologies magmatiques (Série du Bois de la Gigoutte). Plus au nord, l’équivalent de ces flyschs est à chercher dans les séries de Markstein, de Plancher-Bas, de Malvaux et d’Oderen. Ces séries, à large dominance silicoclastique incluent localement des éléments carbonatés (olistolithes (?), brèche calcaire, calcaire détritique et conglomérat à galets calcaires). Longtemps considérés comme viséens tardifs, ces niveaux ont livré des associations de foraminifères indiquant un âge Viséen inférieur (Coulon *et al.*, 1978 ; Montenari *et al.*, 2002). Comme le notent Fluck *et al.* (1991), le contact avec les séries sus-jacentes (séries de Thann et Giromagny) est progressif et non pas marqué par une discordance. Il n’y a donc pas de hiatus intra-viséen. La sédimentation devient progressivement plus grossière (conglomérats à éléments andésitiques) et s’insère dans un ensemble de roches volcaniques et volcano-clastiques. Le sommet de ces séries est marqué par une tendance bathy-décroissante

témoignant du remplissage du bassin. Des niveaux d'émersion, des chenaux fluviaux, des paléosols et des couches de charbon indiquent une sédimentation en milieu lacustre ou marin marginal dès le Viséen supérieur (Maass et Schneider, 1995) bien que localement, les conditions marines se maintiennent (Coulon *et al.*, 1975). Le bassin des Vosges du Sud est scellé par des coulées volcaniques acides couvrant les derniers dépôts dont l'âge varie du Namurien au Westphalien (Eisele *et al.*, 2000).

7.4.2. Le Morvan

Le Morvan fait partie du Massif central mais sa succession est à rapprocher de celle des Vosges du Sud. Les dépôts dévonien et carbonifères affleurent de manière sporadique dans le Morvan. La succession stratigraphique y est très mal connue du fait de mauvaises conditions d'exposition et par l'absence de coupe continue. Dans la partie sud du « Faisceau du Morvan », le Calcaire de Gilly-sur-Loire a livré des conodontes indiquant un âge Frasnien supérieur à Famennien inférieur (Delfourt et Gigot, 1985) alors que dans la partie nord, les dépôts les plus anciens sont d'âge Famennien terminal (Weyer, 1965). La partie carbonifère de la séquence est composée de roches silicoclastiques fines incluant des horizons calcaires. Ceux-ci ont localement été datés du Tournaisien (Hahn et Hahn, 1993) et Viséen inférieur et moyen (Mamet, 1968). Entre ces niveaux, la sédimentation très monotone inclut des passées volcanoclastiques (volcanisme sous-marin) et des horizons conglomératiques. Les faciès de type Culm témoignent d'un environnement de dépôt deltaïque peu profond (Delfourt, 1989). La sédimentation carbonifère se termine durant le Viséen supérieur ou le Namurien mais aucune datation précise n'est à ce jour disponible. Plusieurs petits bassins à remplissage lacustre stéphanien se développent dans la partie méridionale du Morvan (Brigaud *et al.* 2006) ; ils sont décrits au point §7.5.

7.4.3. La Montagne Noire : la référence pour le bassin d'avant-pays péri-gondwanien

L'absence d'une déformation alpine sur le versant sud de la Montagne Noire, ce qui est rare dans le sud de la ceinture varisque, fait de ce lieu un objet classique pour l'étude de l'évolution du bassin « sud varisque » (voir figure 7.17). Dans cette région, deux types distincts de successions dévono-carbonifères sont préservées dans les nappes, et dans les olistolithes et du *wildflysch* associé aux Écailles de Cabrières (p.ex. Feist, 2002).

Le Sud-Est de la Montagne Noire n'est pas seulement une référence pour l'étude du bassin sud varisque, mais aussi une référence mondiale pour la stratigraphie du Dévonien et Carbonifère. Sous l'impulsion de Reimund Feist (Université de

Montpellier), trois stratotypes mondiaux (les fameux GSSP : *Global Stratotype Section and Point*) sont définis dans un rayon d'environ 40 km entre Cessenon-sur-Orb et Cabrières, ce qui est unique au monde. La base du Dévonien supérieur (Frasnien) est définie au Col du Puech de la Suque (Klapper *et al.*, 1987), la limite Frasnien-Famennien dans la carrière de Coumiac (Klapper *et al.*, 1993) (voir figure 7.18c), et la limite Dévonien-Carbonifère (Famennien-Tournaisien) à La Serre (Paproth *et al.*, 1991) (voir figure 7.19a). Les trois limites correspondent à des premières occurrences des conodontes. La validité de la dernière est cependant remise en question à l'heure actuelle (Feist *et al.*, 2020).

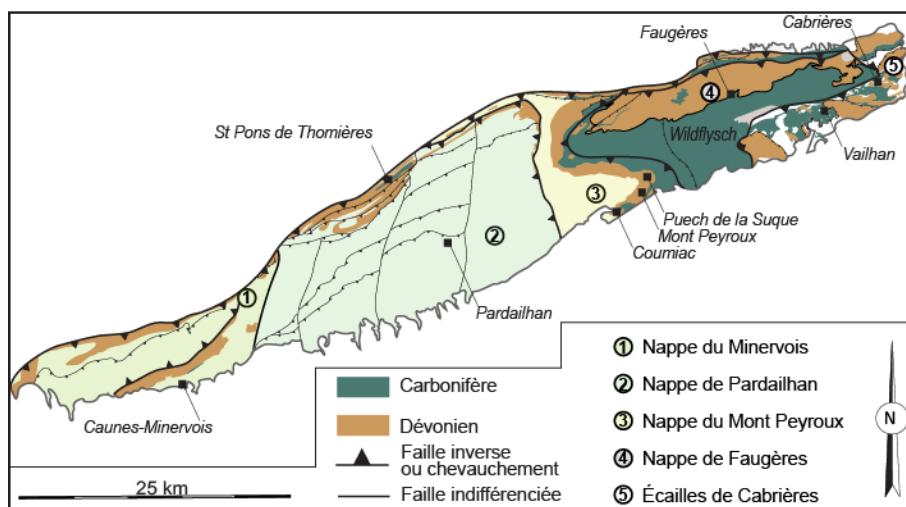


Figure 7.17. Carte géologique simplifiée du versant sud de la Montagne Noire avec localisation des affleurements dévonien et carbonifère, modifiée d'après Gèze (1949), Arthaud (1970) et Chardon *et al.* (2020).

7.4.3.1. Séquence sédimentaire dans la zone des nappes

La séquence des Nappes du Versant Sud montre une succession carbonatée presque continue du Lochkovien au Viséen supérieur, reposant sur le socle paléozoïque inférieur (Cambrien-Ordovicien inférieur) probablement pénéplainé. Le Dévonien se caractérise par une grande tendance transgressive qui trouve son apogée au Dévonien supérieur (Johnson *et al.*, 1985). Le Lochkovien débute avec des roches détritiques terrigènes déposées dans des environnements deltaïques. Elles sont suivies par des dépôts marins restreints et lagunaires (incluant des dolomies) auxquels succèdent des marnes et calcaires qui démontrent l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde au cours du Dévonien inférieur (Formation des Rocs-Nègres, Feist, 1985). De nérétique à l'Emsien inférieur, la sédimentation devient pélagique par

le jeu d'un approfondissement rapide du bassin. À l'Emsien supérieur, les monticules carbonatés rouge à stromatactis (voir figure 7.18a) et leurs sédiments associés (formations Bissouanel et du Mont-Peyroux) témoignent de cette évolution vers une plate-forme carbonatée distale (Flays et Hüssner, 1993 ; Bourrouilh et Bourque, 1995). En effet, ces monticules se forment sous la zone photique, à la base ou immédiatement sous la zone d'action des vagues de tempêtes. Au Dévonien moyen et au Frasnien inférieur, la répartition de trois principaux faciès indique un bassin structuré en hauts-fonds et dépressions, potentiellement sous l'influence d'un régime tectonique extensif qui est connu dès l'Emsien : sur les hauts-fonds s'accumulent des successions condensées et lacunaires de calcaire fin à céphalopodes et styliolines (Formation de Coumiac), sur leurs pentes des calcaires noduleux et dans les dépressions, des schistes, des cherts lités et des dépôts riches en oxydes de fer et de manganèse, ces derniers témoignant de conditions anoxiques à euxiniques (Feist, 1985).

Le Dévonien supérieur est caractérisé par une homogénéisation des faciès sur une plate-forme de type rampe distale, en domaine bathyal supérieur. Des calcaires noduleux rouges à céphalopodes, connus sous le nom de « Griottes » (voir figure 7.18b), se sont déposés sur cette plate-forme au Famennien inférieur. Vers le sommet du Famennien, la couleur change vers des tonalités grisâtres (« supra-griottes »), malgré une bathymétrie équivalente jusqu'au Tournaisien inférieur (Girard *et al.*, 2014). La limite dévono-carbonifère est marquée par des argilites foncées (voir figure 7.18d) corrélées avec le *Hangenberg Black Shale* (p.ex. Feist *et al.*, 2020). L'importante augmentation bathymétrique liée à la transgression du Tournaisien inférieur fait évoluer la sédimentation carbonatée vers une sédimentation siliceuse (lydiennes ou radiolarites) pauvre en oxygène typiquement bathyale (Formation de Saint-Nazaire) (voir figure 7.19c). Aretz (2016) propose des taux de sédimentation inférieurs à 1 m par 1 million d'années pour cette sédimentation siliceuse. Lors de la transition Tournaisien-Viséen, cette sédimentation siliceuse est interrompue par quelques mètres de calcaires noduleux (Formation de Faugères) signant une importante chute du niveau marin (Aretz, 2016)). Celle-ci pourrait avoir été provoquée par la première phase de l'âge glaciaire du Paléozoïque supérieur (Poty, 2016). La transgression suivante permet la réinstallation de la sédimentation siliceuse enregistrée par des jaspes verts et clairs indiquant de meilleures conditions d'oxygénéation (Aretz, 2016). Au cours du Viséen moyen et surtout à la base du Viséen supérieur (Formation de Colonnes), les calciturbidites sont de plus en plus présentes jusqu'à devenir les dépôts dominants. Le changement de régime sédimentaire est influencé par une source continentale relativement proche, ce qui n'était plus le cas depuis le Dévonien moyen. Ces calcaires annoncent la fin de la phase pré-orogénique et la transition vers la phase syn-orogénique. Cette transition se manifeste par les dépôts de la Formation de Puech Chapel (Aretz, 2016). Des shales et siltites

contiennent de nombreux blocs carbonatés, donnant souvent l'aspect d'une brèche carbonatée (« schistes troués » des anciens auteurs). En se basant sur les travaux d'Engel *et al.* (1980-81), cette formation à l'aspect d'olistostrome, correspond à une succession des coulées de débris grossières.



Figure 7.18. a. Marbre de Caunes : Calcaires micritiques rouges avec des cavités complexes remplies par différentes générations des ciments sparitiques (souvent appelés *Stromatactis*). Caunes-Minervois, Emsien (photo d'environ 10 cm de large). b. Calcaire Griotte : calcaire noduleux riches en céphalopodes. (Caunes Minervois, Famennien inférieur). c. Carrière de Coumiac (près de Cessenon-sur-Orb), stratotype mondial (GSSP) pour la base du Famennien. La série du Dévonien supérieur de cette carrière est en polarité inverse. d. Limite Dévonien-Carbonifère dans la coupe Puech de la Suque marquée par quelques décimètres d'argilites foncées qui sont corrélées avec le Hangenberg Black Shale. © Markus Aretz

7.4.3.2. La séquence sédimentaire dans les écailles de Cabrières

À partir de l'Emsien, la succession sédimentaire formant les écailles de Cabrières s'est déposée dans des environnements marins globalement moins profonds et plus proches du rivage que ceux observés dans les couches contemporaines de la succession de nappes bien que l'évolution générale de la bathymétrie soit similaire (Engel *et al.*, 1980-1981 ; Feist, 2002).

À l'Emsien supérieur et à l'Eifelien inférieur, les « calcaires à polypiers siliceux » caractérisent des environnements néritiques peu profonds. La faune est dominée par une association à stromatopores, coraux, brachiopodes et trilobites (Pedder et Feist, 1998). Au Dévonien moyen, l'influence bathyale grandissante se traduit par un changement de sédimentation malgré la formation de petits récifs (Feist, 2002). Au Frasnien et Famennien basal, les dépôts néritiques sont réduits à quelques horizons de tempesêtes et de lumachelles à brachiopodes, trilobites et échinodermes (Feist, 1985).

Au-dessus des calcaires griottes datés du Famennien inférieur se trouvent très localement des faciès calcaréo-détritiques à faunes marines et plantes indiquant un environnement côtier. La limite dévono-carbonifère se caractérise par une série oolithique (Feist *et al.*, 2020 ; voir figure 7.19a). Le Tournaisien est composé de calcaires noduleux, marnes, schistes à plantes et occasionnellement de lydiennes. La présence de plantes dans les dépôts marins et l'absence de dépôts datés du Famennien et Tournaisien dans plusieurs coupes démontrent la présence ponctuelle de terres émergées contemporaines (Engel *et al.*, 1980-81). La transgression fini-tournaisienne permet la réinstallation de faciès carbonatés sur la plate-forme et le talus (Aretz, 2016).

7.4.3.3. L'évolution commune syn-orogénique

La phase syn-orogénique débute au Viséen supérieur. Les dépôts de cette phase sont regroupés du point de vue lithostratigraphique dans le Groupe du Flysch de Laurens. Ce groupe atteint une épaisseur de 4000-5000 m sur une période de moins de 10 Ma du Viséen supérieur au Serpukhovien supérieur (Aretz, 2016 ; Vachard *et al.*, 2016). Les taux d'accumulation qui passent de l'ordre de 5-6 mètres par million d'années au Viséen moyen à 500-1500 m par million d'années au Viséen terminal et au Serpukhovien (Aretz, 2016). L'arrivée d'une telle charge sédimentaire induit une augmentation importante de la subsidence dans le bassin au Viséen supérieur. Cependant, l'espace d'accommodation se crée moins vite que la décharge sédimentaire, si bien que le bassin est complètement rempli à la fin du Serpukhovien. Lin *et al.* (2016) proposent une source d'apport des flyschs au nord du Massif Central Français, en se basant sur la datation de zircons détritiques. Cette proposition s'accorde avec les modèles tectoniques indiquant une vergence sud des nappes de la

Montagne Noire (Demange, 1999). Les données sédimentologiques, stratigraphiques et tectoniques (Engel *et al.*, 1980-1981 ; Chardon *et al.*, 2020) montrent une progradation du flysch vers le nord-est, donc oblique à la vergence des nappes du versant nord. Ainsi, une source au sud-ouest semble aussi envisageable (Chardon *et al.*, 2020).

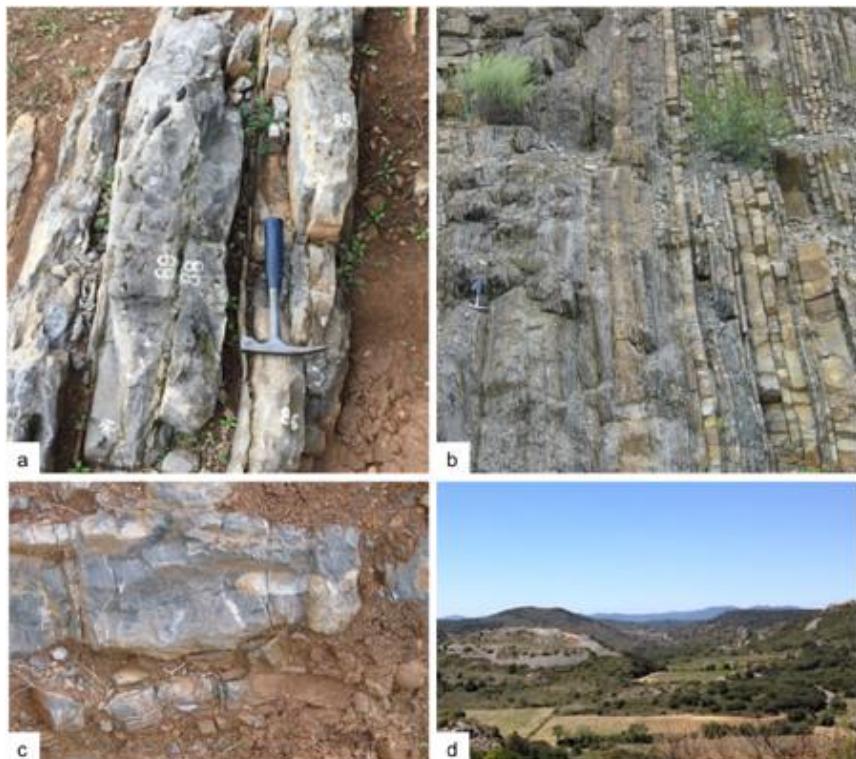


Figure 7.19. a. Unité oolithique supérieure dans la Coupe La Serre (près de Cabrières) : stratotype mondial (GSSP) pour la base du Carbonifère défini par l'apparition du conodonte *Siphonodella sulcata* dans le banc 89. b. Phase syn-orogénique : Série turbiditique de l'unité 1 de Engel *et al.* (1980-1981) (alternance entre bancs gréseux et partie plus fines) dans la Vallée de la Barrac. b. Phase pré-orogénique : sédimentation siliceuse condensée du Tournaisien. Lydiennes avec nodules phosphatés. Puech de la Suque (Largeur de la photo : environ 12 cm). d. Phase syn-orogénique : Olistolithes au sein d'une matrice schisto-grauwackeuse près du village de Vailhan. Les collines sont formées par les blocs qui appartiennent aux Calcaires à Productus. Le relief en arrière-plan fait partie d'une autre unité structurale. © Markus Aretz

Engel *et al.* (1980-1981) différencient quatre unités dans le Groupe du Flysch de Laurens séparées par des horizons conglomératiques. Des coulées de débris se trouvent à la base de l'unité 1, mais des turbidites dominent dans les unités 1 et 2 (voir figure 7.19b). Ces turbidites indiquent des environnements de bas de pente et de plaine épibathyale. En fonction de la position des coupes par rapport aux canyons, chenaux et lobes turbiditiques, les séries turbiditiques sont composées d'alternances de schistes, grauwackes, grès et conglomérats granoclassés. De rares calciturbidites y sont intercalées. L'unité 3 est dominée par des schistes à minces lits de grauwackes, avec, dans sa partie supérieure, des blocs exotiques et resédimentés (olistolithes) et des coulées de débris. L'unité 4 comporte de grands blocs et olistolithes (figure 7.19d) au sein d'une matrice schisto-grauwackeuse (Engel *et al.*, 1980-1981 ; Chardon *et al.*, 2020). Ce mélange assez chaotique présente des éléments de taille très variable, depuis des fragments centimétriques jusqu'à des blocs kilométriques arrachés à la plate-forme (Engel *et al.*, 1978 ; Aretz, 2016). Malgré le transport vers et dans le bassin, ces grands blocs ont préservé leurs successions stratigraphiques initiales. Dans toutes les unités se trouvent des témoins de déformations syn-sédimentaires, comme du slumping et des petites failles contemporaines.

Au sein des unités 3 et 4, les olistolithes carbonatés montrant des faciès peu profonds du Viséen supérieur et Serpukhovien, sont connus sous le nom des « Calcaires à *Productus* » (pour des détails voir Vachard *et al.*, 2017, Aretz *et al.*, 2019) (voir figure 7.19d). Aretz (2002, 2016) et Cázar *et al.* (2019) ont démontré la variabilité des différents environnements marins peu profonds enregistrés dans ces blocs. Ils soulignent également l'importance et l'abondance des communautés microbiennes à l'origine de la formation de ces calcaires. Ces carbonates se sont déposés sur une rampe mixte carbonatée-détritique (voir figure 7.20) où se sont développés des récifs à coraux et microbes (rampe médiane) et des monticules microbiens (rampe externe) (Aretz, 2002 ; Cázar *et al.*, 2019).

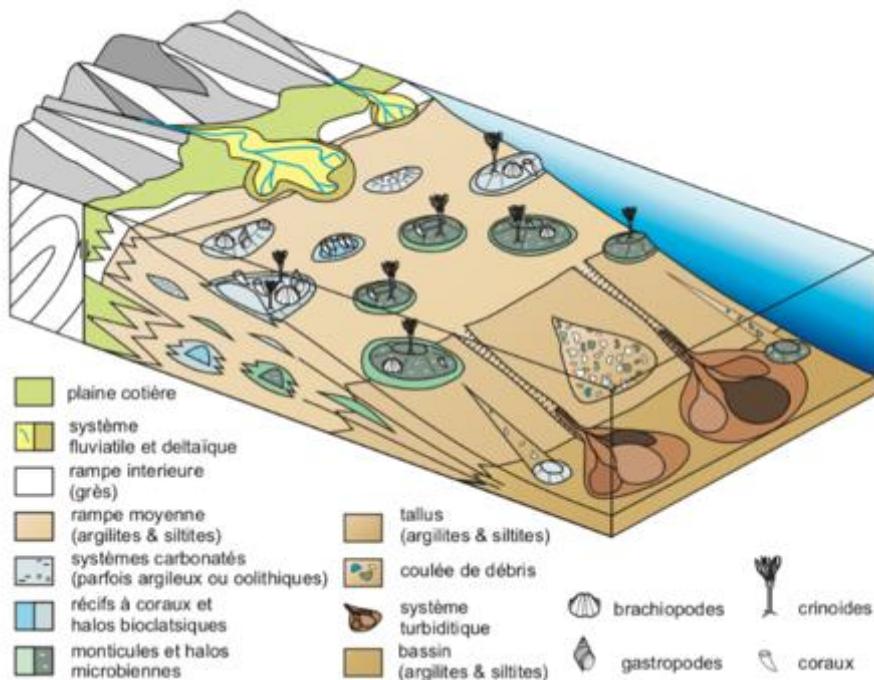


Figure 7.20. Reconstruction théorique des milieux de dépôts de la plate-forme mixte carbonatée-détritique et la transition vers le bassin basée sur les successions syn-orogéniques observées dans la Montagne Noire. © Markus Aretz

L'enregistrement de la phase syn-orogénique se termine avec quelques dizaines de mètres de grès et siltites contenant une flore du Serpukhovien terminal (étage régional Namurien A ; Feist et Galtier, 1985). Ils se sont déposés dans des environnements deltaïques très peu profonds dans une partie résiduelle du bassin quasiment comblé à l'époque. La transition d'un flysch à une molasse signe l'évolution du bassin vers un régime sur-alimenté. Ce dernier stade n'est pas directement observable en Montagne Noire car une lacune stratigraphique importante (20 millions d'années) et une discordance angulaire séparent les derniers sédiments marins du Serpukhovien (Namurien), et les premiers sédiments continentaux des bassins stéphano-permiens de la région. Ces derniers (p.ex. bassins de Neffiès et de Graissessac) enregistrent, quant à eux, l'histoire tardi-orogénique.

7.4.4. Les Pyrénées

Dans les Pyrénées, les vestiges de la chaîne varisque et de son avant-pays sud sont essentiellement préservés dans la Zone Axiale, dans la Zone Nord-Pyrénéenne et au Pays basque (voir figure 7.21). Les successions dévono-carbonifères des Pyrénées montrent au premier ordre des similarités avec celles de la Montagne Noire.

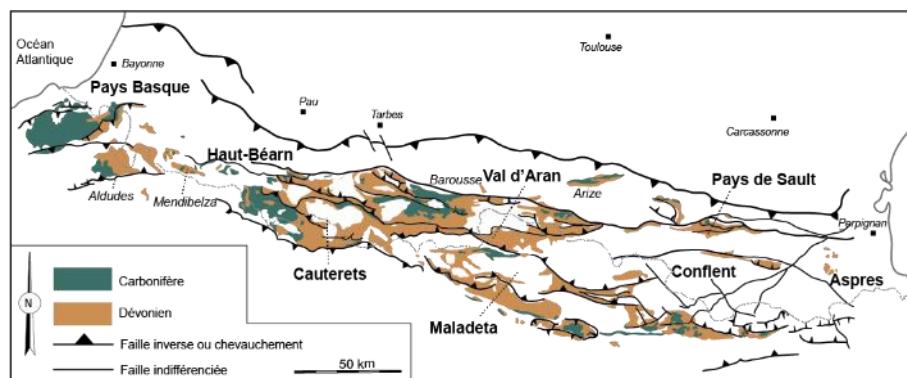


Figure 7.21. Carte géologique simplifiée des Pyrénées avec localisation des affleurements dévonien et carbonifère, modifiée d'après Majesté-Menjoulas et Ríos (1996).

7.4.4.1. Dévonien inférieur et moyen : sédimentation de bassins individualisés sous contrôle tectonique en zone équatoriale

A cette époque, la variabilité des faciès permet d'individualiser trois bassins principaux sur un transect est-ouest. L'apogée de cette différentiation est atteinte au Givétien supérieur et Frasnien inférieur (Majesté-Menjoulas et Ríos, 1996). Le Dévonien inférieur et moyen est essentiellement carbonaté à tendance récifale dans un ensemble oriental (p.ex. Série de la Fajolle et Série Pic d'Ourtiset dans le Pays de Sault, en haute Vallée du Salat ou dans le massif des Aspres) (Raymond et Weyant, 1982). Des successions de plusieurs centaines de mètres sont principalement composées de calcaires, calcaires gréseux ou dolomitiques, alternant avec des calcschistes et des siltites (voir figure 7.22). Du Lochkovien au Givétien, les Pyrénées centrales et occidentales enregistrent des épaisses successions à dominance détritique pélitique avec quelques intercalations de calcaires, de tufs et de grès quartzitiques, au sein du « faciès nord » (par ex., en Barousse, Cauterets nord, voir figure 7.23a) et des faciès conglomeratiques issus de coulées de débris et slumps, au sein du « faciès sud » (Val d'Aran et Cauterets sud) (Bouquet et Stoppel, 1975). Cette série détritique à termes silto-carbonatés évolue vers des carbonates à polypiers, silex et intercalations silicoclastiques fines, déposés en contexte de plate-forme carbonatée interne

(calcaires de la Dalle, Praguien-Emsien, figure 7.23b) dès le Praguien dans le massif de Cauterets (Joseph, 1973) et dès l'Eifelien dans les vallées d'Aspes et d'Ossau (voir figure 7.22).

Les séries du Pays basque sont composées de plus de 200 m de calcaires bioclastiques et de schistes ardoisiers (Formation d'Arnéguy) sous-jacents à environ 200 m de schistes verts (Formation d'Ondarolle) et 500 m de quartzites purs (Formation des Aldudes), suggérant un approfondissement progressif (voir figure 7.25). Néanmoins, le Pays basque est une des rares régions européennes où des structures bioconstruites à coraux et stromatopores se développent sporadiquement au Nord-Est du massif des Aldudes et dans le massif de l'Arnéguy au-dessus des quartzites des Aldudes à partir de l'Emsien (voir figure 7.23c). Les massifs basques enregistrent plus de 500 m de dolomies et 150 à 200 m de schistes gréseux à intercalations de grès à oolites ferrugineuses à la base de l'Eifelien sous-jacents à 700 m de schistes noirs à nodules siliceux datés du Givétien (Heddebaut, 1973).

La source des sédiments détritiques terrigènes se trouve probablement au sud de la chaîne et pourrait correspondre à des terres émergées dans la haute vallée de l'Èbre (Majesté-Menjoulas et Ríos, 1996). La répartition des faciès sur l'ensemble de la chaîne pyrénéenne laisse apparaître une structuration proximal/distal grossièrement SSO-NNE, avec un approfondissement du bassin vers le NNE (Raymond, 1987). Ainsi les successions du Pays basque représentent des faciès néritiques soumis à d'abondants apports détritiques alors que celles de la partie orientale de la Zone Axiale représentent les faciès plus profonds (voir figure 7.25). Néanmoins, la situation paléogéographique est beaucoup plus complexe et le gradient proximal/distal se déplace le long des Pyrénées au cours du temps. Au Dévonien, s'individualisent des sous-bassins partiellement contrôlés par l'activité des failles syn-sédimentaires.

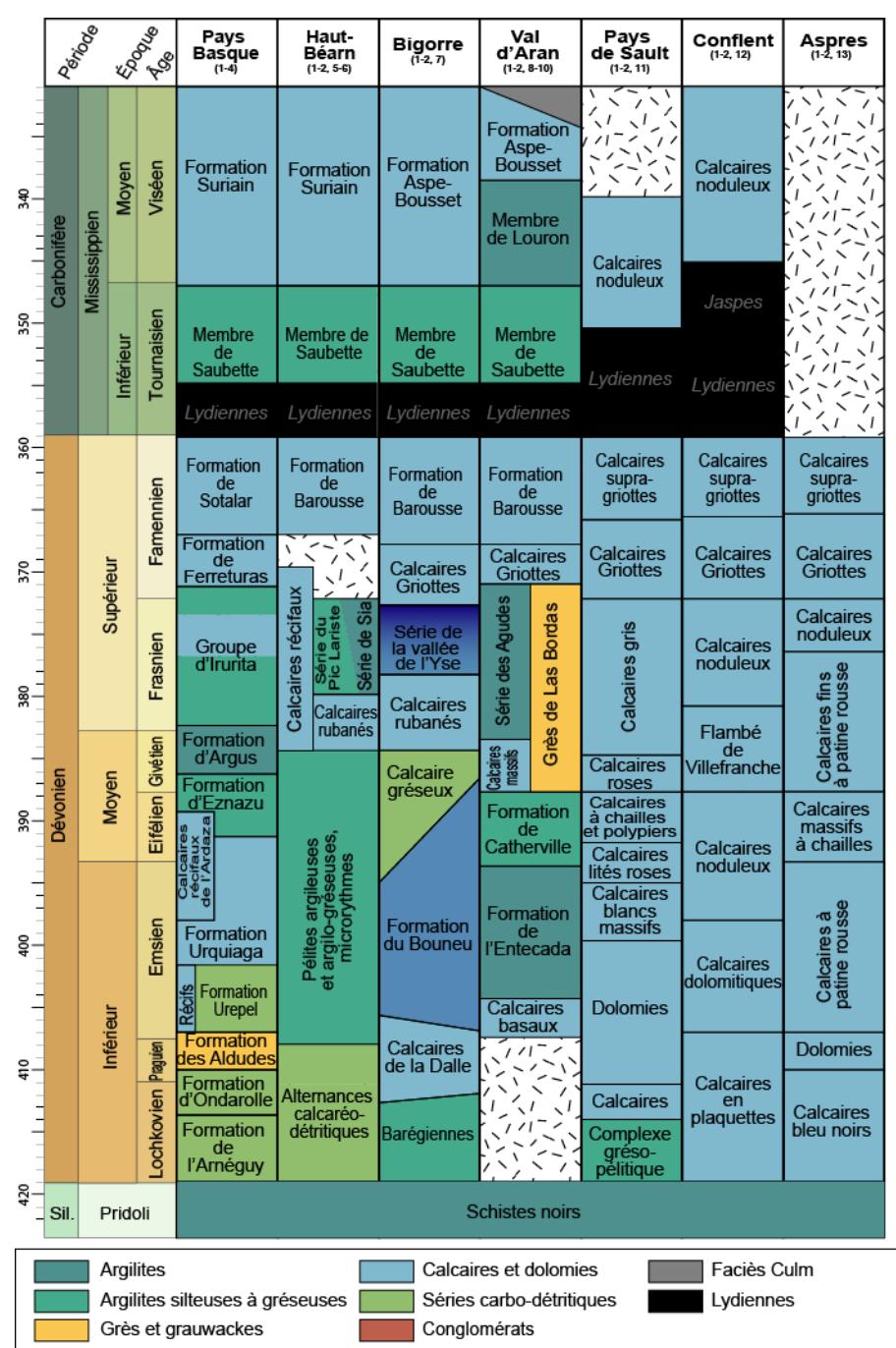


Figure 7.22. Lithostratigraphie composite des régions représentatives des Pyrénées françaises. Le Pays basque est ici représenté par les formations du Dévonien inférieur et moyen du Massif des Aldudes et du Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur du Massif de Mendibelza (Heddebaut, 1965, 1973 ; Majesté-Menjoulas et Ríos, 1966 ; Sanz-López, 2002). Le Haut-Béarn et le Bigorre sont représentés par la succession de la vallée d'Aspe et la haute Vallée de l'Adour, respectivement (Joseph et al., 1980 ; Mirouse, 1962 ; Ternet et al., 1995 ; Majesté-Menjoulas et Ríos, 1996 ; Sanz-López, 2002). La colonne du Val d'Aran est composite entre le Luchonnais et le pic de Montpuis (Bouquet et Stoppel, 1975 ; Clin et al., 1989 ; Garcia-López et al., 1991). Le Pays de Sault est ici représenté par la série du Pic d'Ourtiset (Raymond et Weyant, 1982 ; Majesté-Menjoulas et Ríos, 1996). 1. Majesté-Menjoulas et Ríos, 1996. 2. Sanz-López, 2002. 3-4. Heddebaut, 1965, 1993. 5. Mirouse, 1962. 6. Joseph et al., 1980. 7. Ternet et al., 1995. 8. Garcia-López et al., 1991. 9. Clin et al. 1989. 10. Bouquet et Stoppel, 1975 ; 11. Raymond et Weyant, 1982. 12. Cygan et al., 1980. 13. Cygan et Raymond, 1979.

7.4.4.2. Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur : sédimentation homogène de bassin profond

La variabilité des faciès frasnien est importante dans les Pyrénées. Dans la partie orientale, le Frasnien est caractérisé par une centaine de mètres de calcaires bleu-gris bioclastiques à chailles déposés en zone externe d'une plate-forme carbonatée (Raymond et Weyant, 1982).

Des séries détritiques terrigènes épaisses de plusieurs centaines de mètres se déposent au Frasnien dans l'axe médian de la Zone Axiale centrale. Ces séries telle la Série de Sia, la Série des Agudes et la Série du Pic Lariste qui sont essentiellement constituées de turbidites distales et proximales, respectivement (voir figure 7.23e). Elles sont ceinturées par des carbonates nérithiques, y compris récifaux (Voir figures 7.22, 7.24). Les séries détritiques se sont formées dans des petits sous-bassins limités par des failles témoignant de l'activité extensive précédant l'orogenèse varisque (Majesté-Menjoulas et al., 1991). Les ceintures carbonatées autour de ces bassins détritiques compliquent le transport du matériel détritique rendant difficile l'identification des sources sédimentaires. L'émergence progressive des zones situées aujourd'hui dans les hautes vallées d'Aspe et de Brousset pourrait indiquer une source potentielle des sédiments à l'intérieur de la chaîne pyrénéenne (Clin et Mirouse, 1963). Dans le Pays basque, la formation des grès verts frasnien atteint jusqu'à 700 mètres d'épaisseur. Ce sont des grès en bancs décimétriques de teinte vert foncé ; à la base un niveau schisteux a fourni quelques goniatites du Frasnien.



Figure 7.23. Exemples de faciès du Dévonien des Pyrénées. a. Alternances de schistes et calcaires (Lochkovien), correspondant au faciès Nord (Bodin, 1987) de la piste de Guzet Neige (Pyrénées ariégeoises). b. Calcaire de Salau, équivalent du Calcaire de la Dalle (Praguien), correspondant au faciès Sud carbonaté (Bodin, 1987) du Bois de Maillet (Pyrénées ariégeoises). c. Calcaire récifal d'Adarza (Emsien supérieur) du Pays basque. d. Argilites avec intercalations de calcaires argileux (Givétien) du Col d'Azet (Pyrénées garonnaises). e. Série turbiditique des Agudes (Frasnien) à Gouaux de Larboust (Pyrénées garonnaises). f. Calcaires griottes (Famennien inférieur) de la carrière de marbre rouge de Cierp-Gaud (Pyrénées garonnaises). © Élise Nardin et Manon Négrei

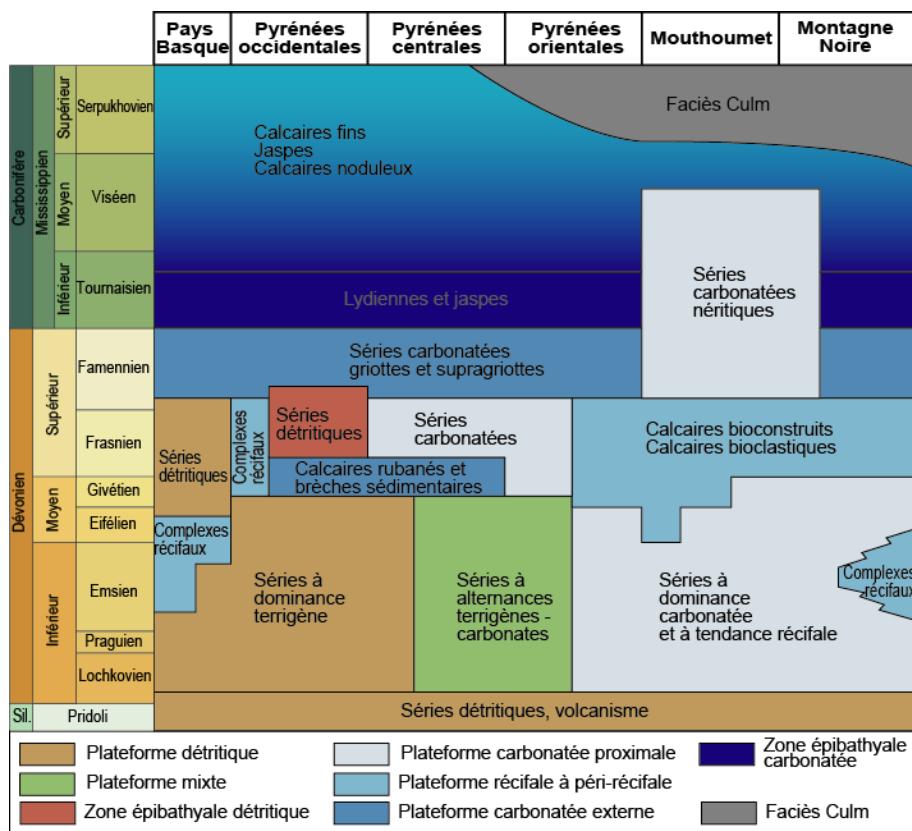


Figure 7.24. Schéma synoptique des séries dévonniennes et carbonifères inférieures du Sud-Ouest de la France : du Pays basque au Sud-Ouest à la Montagne Noire au Nord-Est (modifié selon Raymond, 1987).

À partir du Frasnien supérieur, une plate-forme carbonatée profonde s'installe quasiment sur l'ensemble de la Zone Axiale et du Pays Basque et les faciès contemporains deviennent assez homogènes (Perret, 1993). La distribution presque ubiquiste des calcaires rouges noduleux, localement riches en céphalopodes (connus sous le nom « griottes ») au Famennien inférieur en est un témoin (voir figure 7.23f). Ces successions ressemblent largement à la succession contemporaine décrite dans les nappes de la Montagne Noire (voir §7.4.3). Les calcaires « griottes » sont rares voire absents des hautes vallées d'Aspe et du Broussel du fait du paléorelief développé au Frasnien. Les niveaux contemporains s'expriment par des schistes noirs à intercalations de calcaires noirs fétides, évoluant vers des calcaires pseudonoduleux riches en céphalopodes dans le Pays basque. Les dépôts sus-jacents aux calcaires « griottes » sont uniformément composés de calcaires gris à bleu, d'abord pseudo-

noduleux (absents dans le massif de l'Arize) puis laminés (absents en Pays de Sault et en Conflent), incluant de nombreux interlits phylliteux (par ex., formations de Haut-Béarn, des Calcaires de la Barousse). Les Pyrénées étaient alors un vaste bassin marin à tendance dysoxique (Beauchamp *et al.*, 1991). L'approfondissement du bassin, conduisant aux dépôts d'argilites et de jaspes est diachrone et se rajeunit d'est en ouest. Les carbonates les plus jeunes, d'âge Bashkirien inférieur et localisés au Pays basque (Calcaires d'Iraty) (Sanz-López et Blanco-Ferrera, 2012) contrastant fortement avec les Pyrénées centrales où les derniers calcaires ont été datés autour de la limite Viséen-Serpukhovien (voir figure 7.25a).

7.4.4.3. Sédimentation carbonifère syn-orogénique

Dans les Pyrénées, le faciès Culm est un complexe à dominante gréseuse, comportant des grauwackes intercalés de schistes sombres et de rares lentilles conglomératiques à clastes de jaspes et quartz (Mirouse *et al.*, 1983). Ce complexe renferme localement des céphalopodes, brachiopodes, bivalves et fragments de plantes. Ce faciès marin flysch représente, dans les Pyrénées, le remplissage du bassin sud varisque par des turbidites, coulées de débris, et dépôts de tempêtes. La présence de blocs de carbonates (olistolithes) inclus dans ces sédiments détritiques témoigne néanmoins de l'existence d'une plate-forme carbonatée, probablement proche, complètement détruite lors de l'orogénèse varisque. Ces carbonates dont les plus connus sont ceux d'Ardengost (Vallée de la Neste), contiennent une faune proximale d'aspect récifal qui contraste avec la faune plus profonde des roches détritiques contemporaines. L'épaisseur totale du flysch est très difficile à estimer. Dans la vallée de l'Ourse de Ferrère, elle est de l'ordre du millier de mètres alors qu'elle pourrait atteindre 2000 m au Pays basque (Delvolvè *et al.*, 1996).

Les lithologies et les milieux de dépôts sont semblables à ceux du faciès flysch en Montagne Noire. Deux différences majeures existent entre les deux régions. La base des flyschs en Montagne Noire (Viséen supérieur) est diachrone de celle dans les Pyrénées centrales (limite Viséen-Serpukhovien) et occidentales (Bashkirien inférieur). Couplées aux données stratigraphiques du Massif de Mouthoumet (Aude), cette différence semble indiquer la progradation graduelle du flysch de la Montagne Noire vers la Zone Axiale puis le Pays basque (Engel, 1984 ; Delvolvè et Perret, 1989, ; Delvolvè *et al.*, 1996) (voir figure 7.25a). Dans la chaîne pyrénéenne, des différences d'âge (jusqu'à 10 millions d'années) pour la base du flysch pourraient être dues à des jeux tectoniques entre les sous-bassins, qui sont directement liés au déplacement du bombement périphérique au cours du Carbonifère vers l'ouest (Voir figure 7.25b). Comme pour la base, les âges du sommet du flysch se rajeunissent vers

l'ouest, du Bashkirien inférieur pour les Pyrénées centrales au Moscovien (Westphalien B-C) pour le Pays basque (Delvolvè *et al.*, 1996).

La deuxième différence majeure entre les Pyrénées et la Montagne Noire est la direction de la migration du dépôt-centre. Dans les Pyrénées il migre vers l'ouest au cours du Dévonien et du Carbonifère alors qu'en Montagne Noire, il migre vers le nord-est à la même période. Jusqu'à présent, cette différence n'est pas expliquée de manière satisfaisante par les modèles paléogéographiques et/ou tectono-sédimentaires.

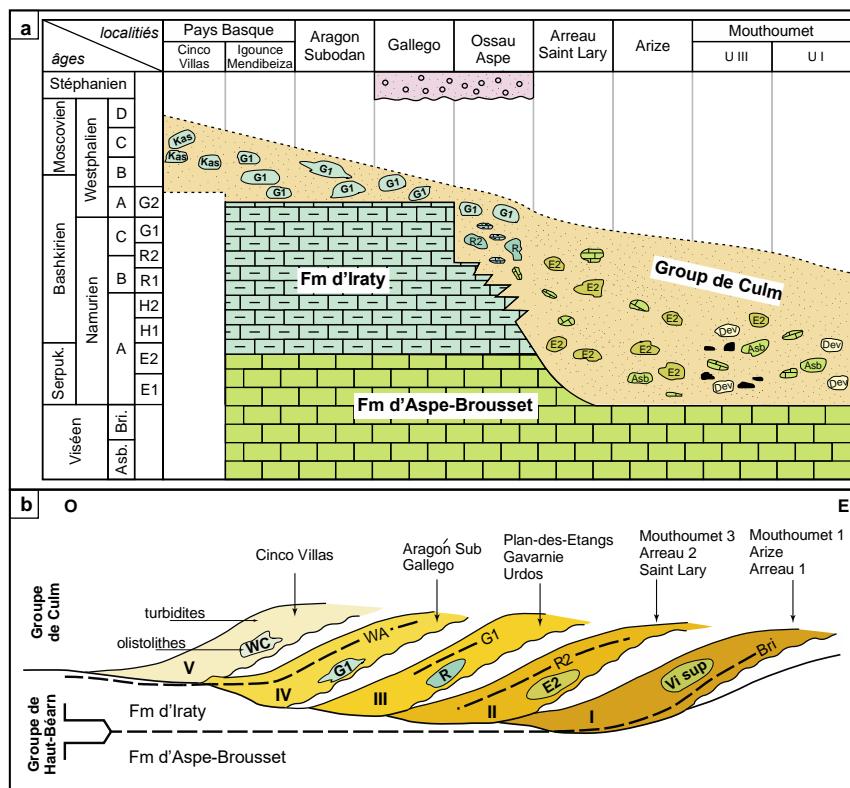


Figure 7.25. a. Schéma stratigraphique du Viséen supérieur au Stéphanien des Pyrénées. Les âges des blocs remaniés dans le Groupe de Culm est indiqué. b.

Schéma idéalisé de la propagation des dépôts-centres du Carbonifère syn-orogénique dans les Pyrénées entre le Viséen terminal et le Westphalien C. Modifié de Delvolvè *et al.* (1996, 1998). Fm : Formation

7.5. Stade post-orogénique : les bassins stéphano-permiens

Les bassins « stéphano-permiens » se mettent place sur la chaîne varisque en réponse à son effondrement gravitaire fini-carbonifère. Ce sont des bassins intramontagneux en extension et/ou sur décrochement à sédimentation silicoclastique, volcano-détritique et carbonée continentale (alluviale, fluviale et lacustre). Au Stéphanien, la chaîne varisque se trouve aux faibles latitudes (Scotesse, 2001), en contexte tropical humide. Ce contexte climatique permet le développement d'une importante végétation (flore stéphanienne) dont la préservation, liée aux conditions d'anoxie et de subsidence des bassins est à l'origine de nombreux gisements charbonniers. Les ressources charbonnières de ces bassins ont été intensément exploitées au XIX^{ème} et XX^{ème} siècle. Au Permien le climat s'aridifie (Montañez et Poulsen, 2013). Les bassins permien se mettent en place dans un continuum de l'extension tardif-varisque débutée au Stéphanien. Les bassins s'élargissent (Pochat et Van Den Driessche, 2011) et les environnements de dépôts évoluent : cônes alluviaux, lacs peu profonds, systèmes fluviaux et playas. Ces dépôts entre le Stéphanien, l'Autunien et le Permien voient systématiquement leur couleur passer du gris au rouge (« permien gris » et « permien rouge »), sans doute de manière diachrone d'un bassin à l'autre en fonction du climat local. Ces dépôts rouges d'âge permien, facilement identifiables dans le paysage, sont l'équivalent du *Rotliegend* d'Allemagne. Ces bassins sont contemporains du volcanisme tardif-orogénique qu'ils enregistrent sous la forme de roches effusives, coulées pyroclastiques, de sédiments volcano-détritiques et de cinérites (désignés comme « gores » ou « tonsteins » dans la terminologie minière).

A l'heure actuelle, les bassins stéphano-permiens se trouvent à l'affleurement sur la plupart des massifs varisques (Massif Central, Massif Armoricain, Vosges, Maures/Tanneron et Corse). On les trouve aussi dans les blocs varisques repris dans les chaînes alpines (Pyrénées, Alpes). On les rencontre enfin, sous discordance, dans les grands bassins méso-cénozoïques (Bassin de Paris, Bassin Aquitain) (voir figure 7.26).

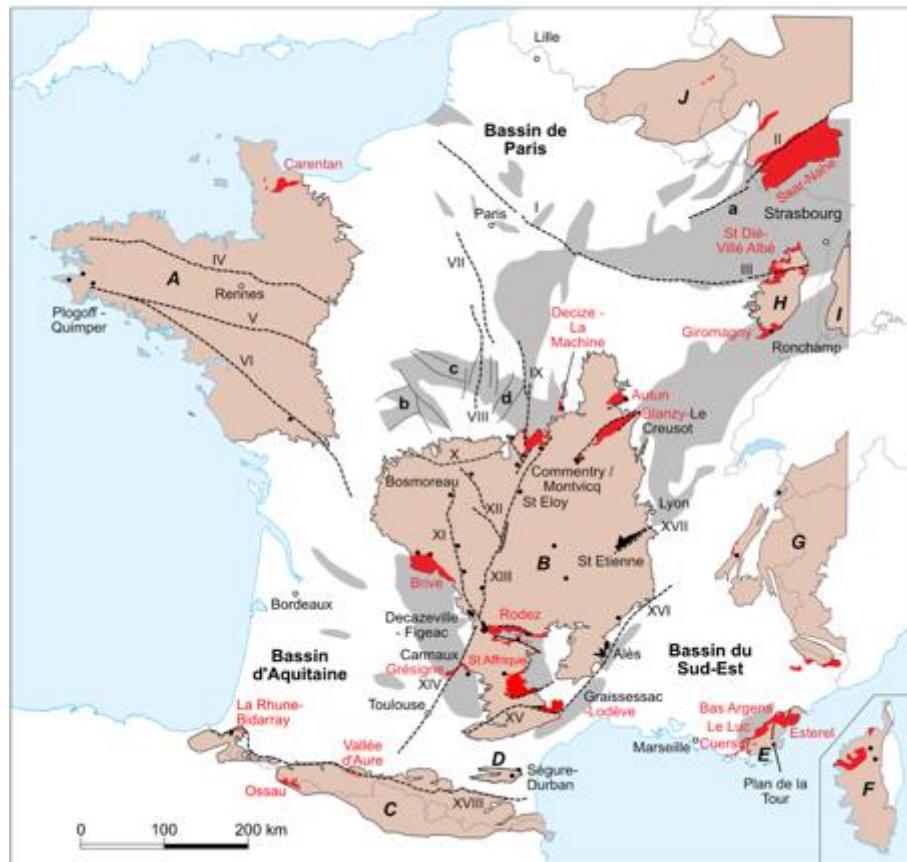


Figure 7.26. Carte des bassins stéphano-permiens en France (d'après Vetter, 1968, Ducassou et al., 2014, Beccaletto et al., 2015). Massifs : A : Armoricain, B : Central, C : Pyrénées, D : Mouthoumet, E : Maures-Tanneron, F : Corse, G : Alpes, H : Vosges, I : Forêt Noire. Failles : I : Bray, II : Hünsruck, III : Vittel, IV : Cisaillement Nord-Armoricain, V et VI : Cisaillement Sud-Armoricain (nord et sud), VII : Rambouillet, VIII : Sennely, IX : Loire-Sancerre, X : Marches, XI : Argentat, XII : Guéret-Ahun, XIII : Grand Sillon Houiller, XIV : Villefranche de Rouergue-Muret, XV : Nord-Espinouse, XVI : Cévennes, XVII : Pilat, XVIII : Nord-Pyrénéenne. En noir : bassins stéphanien, rouge : bassins permien, gris : bassins sous discordance : a : Lorraine, b : Arpcheuilles, c : Contres, d : Brécy.

7.5.1 Stratigraphie

D'un point de vue stratigraphique, les bassins stéphaniens ont été datés grâce au macrorestes de paléoflore (Grand'Eury, 1877). Les études paléobotaniques, notamment des séries du bassin de Saint-Étienne, ont permis d'établir la stratigraphie du Carbonifère supérieur en milieu continental en créant l'étage Stéphanien, découpé en trois sous-étages A, B et C. Le Stéphanien, en tant qu'étage stratigraphique n'est plus une référence internationale (remplacé par des étages définis en contexte marin sur la plate-forme russe, Heckel, 2008) et n'est plus utilisé qu'en tant qu'étage régional. À l'heure actuelle, le Stéphanien s'étend de 308 à 300 Ma (Aretz *et al.*, 2020). Il est un équivalent du Moscovien terminal, du Kasimovien et d'une grande partie du Ghzélien (Heckel et Cayton, 2006 ; Heckel, 2008 ; Aretz *et al.*, 2020). Il s'est vu adjoindre à la base le Cantabrien, présent dans les Cantabriques (où il est en continuité avec le Westphalien D). Mais il est absent dans les bassins stéphaniens français. Cette lacune met en évidence le laps de temps existant entre la fin du remplissage des avant-pays sud et nord de la chaîne varisque et le début de la mise en place de bassins intra-montagneux dans sa zone axiale. La stratigraphie du Stéphanien est essentiellement basée sur les assemblages floristiques (Doubinger *et al.*, 1995).

De récentes études paléobotaniques démontrent que les assemblages floristiques, qui ont servi de base au découpage en sous-étages A, B et C du Stéphanien, sont liés aux variations d'environnements de dépôt dans l'espace aussi bien que dans le temps (Martin-Closas et Galtier, 2005) limitant leur valeur en tant que critère de découpage du Stéphanien en sous-étage A, B et C. De nouvelles datations radiométriques (U-Pb sur zircons volcaniques) effectuées sur les cinérites interstratifiées dans le remplissage des bassins d'Autun (Pellenard *et al.*, 2017) et de Decize-La Machine (Ducassou *et al.*, 2019 ; Mercuzot *et al.*, 2020) permettent de préciser la stratigraphie de la transition du Carbonifère au Permien.

Les séries permianes ont été datées elles aussi par le biais de leur paléoflore (avec un changement drastique des flores) et par paléoichnologie (traces de tétrapodes, Gand, 1989). Les nombreuses intercalations volcaniques permettent un calage stratigraphique par des datations absolues. Le remplissage des bassins permianes montre de nombreuses lacunes stratigraphiques (Deroïn *et al.*, 2001 ; Schneider *et al.*, 2006).

7.5.2. Contexte géodynamique et structural

Les bassins stéphano-permiens se mettent en place en lien avec l'extension-post-épaississement (Ménard et Molnar, 1988) de la chaîne varisque initiée dès le Viséen dans les parties internes (Burg *et al.*, 1994). Au Stéphanien et au Permien, la direction d'extension post-orogénique est transverse à l'axe de la chaîne. La variabilité de la direction des axes d'extension et des taux d'extension le long de la chaîne est accommodée par des décrochements qui découpent la chaîne de manière transversale.

7.5.2.1. Le Bassin de Paris

Sous les séries mésozoïques du Bassin de Paris (voir figure 7.26), les bassins stéphano-permiens ont été reconnus par sondages et en sismique réflexion, dans le sud du bassin (Beccaletto *et al.*, 2015) et dans l'est. Sous l'est du bassin de Paris, le Bassin de Lorraine (Izart, 2017) constitue le prolongement sous la discordance triasique, de l'immense Bassin de Saar-Nahe (Henk, 1993) d'orientation nord-est/sud-ouest affleurant en Allemagne.

Au sud du Bassin de Paris, une série de bassins stéphano-permiens (Arpheuilles, Brécy et Contres, voir figure 7.26), s'ouvrent le long de failles soit parallèles au Grand Sillon Houiller ou aux structures armoricaines (Beccaletto *et al.*, 2015).

7.5.2.2. Le Massif des Vosges

Dans les Vosges (voir figure 7.26), le Stéphanien est identifié dans le Bassin de Ronchamp (sud des Vosges) et se prolonge sous discordance vers l'ouest. Le Stéphanien, peu épais est connu dans la région de Saint Dié « Houiller de la Lubine et Colroy » et vers l'est (« Stéphanien A de Lalaye » et « Arkoses de Dambach », Doubinger, 1965 ; Blanalt *et al.*, 1972)

Le Permien est présent au sud des Vosges (voir figure 7.26), dans le bassin de Giromagny. Les séries sont sédimentaires (grès et conglomérats), volcanosédimentaires (cinérites) et volcaniques (rhyolites). Au nord-ouest des Vosges, la Bassin de Saint Dié préserve une série autunienne, saxonienne et thuringienne (ancienne nomenclature du permien continental) détritique contenant des intercalations de tuffs volcaniques et des trachy-andésites à la base. A l'est, dans le Bassin de Villé-Albé, le remplissage montre une succession voisine de celle du Bassin de Saint Dié (Blanalt *et al.*, 1972). Au nord des Vosges, le permien est présent dans le bassin du Nideck. Le remplissage du bassin est essentiellement volcanique (rhyolites), volcano-clastique (tuffs et brèches) et dans une moindre mesure, sédimentaire (grès et conglomérats).

7.5.2.3. Le Massif armoricain

Dans le Massif armoricain, les bassins stéphaniens sont peu nombreux. Ils se présentent sous la forme de bandes étroites alignées le long de failles antérieures réactivées au Stéphanien, notamment le long du Cisaillement Sud-Armoricain (bassin de Quimper et de la Baie des Trépassés, Ballèvre *et al.*, 2013). On trouve le Stéphanien au sommet des séries charbonnières du Bassin d'Ancenis (Doué-les-Fontaines, Ducassou *et al.*, 2014). Le Permien n'est connu qu'au nord dans le Bassin de Carentan-Littry (voir figure 7.26).

7.5.2.4. Le Massif central

A l'affleurement, les bassins stéphano-permiens sont principalement connus et documentés dans le Massif central (voir figure 7.26). Ces bassins sont souvent superposés ou juxtaposés : le Bassin stéphanien de Graissessac se prolonge vers l'est par le Bassin permien de Lodève, le Stéphanien de Decazeville est dans le prolongement du Bassin permien de Rodez, Bassin stéphanien et permien de Brive pour ne citer que quelques exemples, montrant une continuité structurale.

Dans le Massif central, on peut distinguer deux domaines séparés par des failles décrochantes. La partie Est du Massif central est limitée à l'est par la Faille des Cévennes et à l'ouest par le Grand Sillon Houiller (Letourneur, 1953). Dans ce bloc, les bassins résultent d'une extension nord-sud. Les bassins s'organisent autour de failles orientées ENE à SE. Ces bassins présentent une structure de bassin extensif, mais avec des styles particuliers. On peut distinguer les bassins en hémigraben tels que Graissessac-Lodève (Pochat et Van Den Driessche, 2011) et Autun (Marteau, 1983) liés au jeu d'une faille à vergence nord (voir figure 7.27) ; et les bassins en graben complexes, liés au jeu de failles à vergence nord et sud, tel que le Bassin de Saint-Étienne (Bouroz, 1978), Bassin de Carmaux (Delsahut, 1981 ; voir figure 7.26), Bassin de Blanzy-Montceau (Courcel *et al.*, 1985; Brigaud *et al.*, 2006), Bassin de Saint-Affrique (Legrand *et al.*, 1991), Rodez (Bourges *et al.*, 1987). Dans les bassins de Carmaux et Saint-Affrique, un système en roll-over séquentiel contrôle le développement des dépôts-centres successifs (Delsahut, 1981 ; Legrand *et al.*, 1991 ; voir figure 7.27). Dans le bassin de Saint-Affrique, les failles normales contrôlant l'ouverture du bassin reprennent en inversion négative les rampes de chevauchement des écailles de Lacaune (Legrand *et al.*, 1991 ; Soula *et al.*, 2001).

Les bassins de Saint-Étienne et Graissessac-Lodève se mettent en place dans un contexte tectonique particulier : ils se situent au toit de deux détachements majeurs liés à la mise en place de dômes migmatitiques tardi-orogéniques (Malavieille *et al.*, 1990 ; Pfeiffer *et al.*, 2018). Il s'agit du détachement nord Espinouse au toit des dômes de la Montagne Noire pour le bassin de Graissessac-Lodève (Echtler et Malavieille,

1990) et la faille du Pilat au toit du dôme du Velay dans le cas du bassin de Saint-Étienne (Malavieille *et al.*, 1990, voir également chapitre 6). De récentes datations dans le dôme de l’Espinouse (Pfeifer *et al.*, 2018) semblent indiquer que l’essentiel de la mise en place du dôme est permien et donc ultérieure à l’histoire du bassin stéphanien.

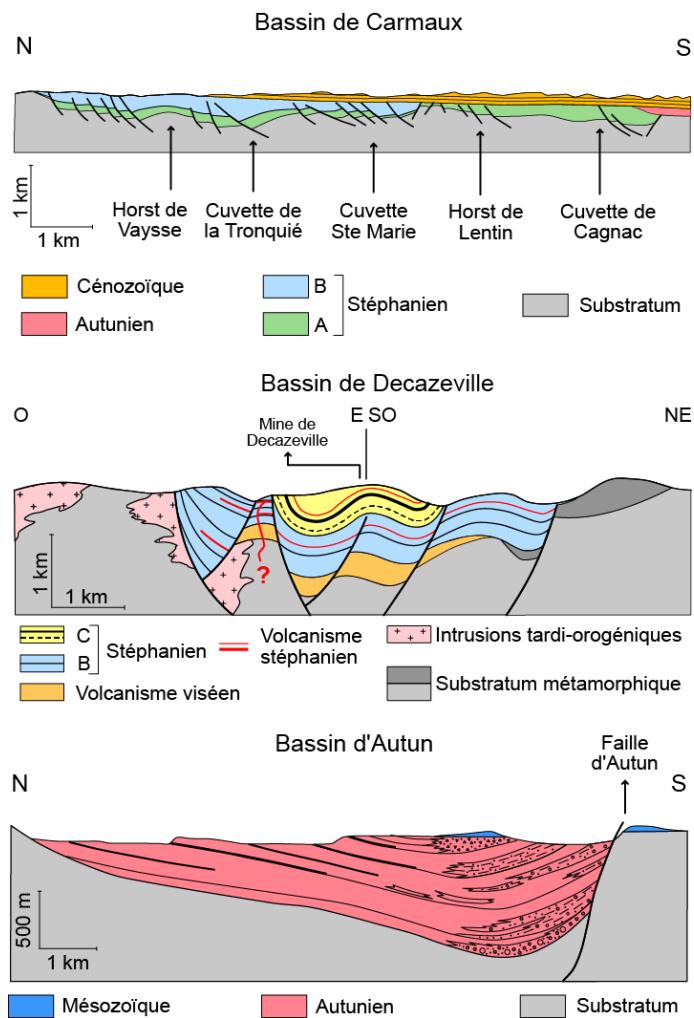


Figure 7.27. Coupes géologiques des bassins de Carmaux (d’après Delsahut, 1981), Decazeville (d’après Vetter, 1968) et Autun (d’après Marteau, 1983).

Le long des failles transverses du Grand Sillon Houiller et des Cévennes (voir figure 7.26), les bassins stéphaniens se développent en contexte décrochant. Le long de la Faille des Cévennes, les bassins d'Alès et Jaujac s'ouvrent en décrochement. Le long du Grand Sillon Houiller, les bassins étroits montrent des séries plissées à fort pendage présentant des axes de plis obliques au Grand Sillon Houiller (Bassin de Saint Eloy, Bergues *et al.*, 1983). Au Sud, à l'est du Grand Sillon Houiller, le Bassin de Decazeville s'ouvre dans un contexte complexe (voir figure 7.26), encore débattu : sur une zone d'interférences de décrochements (Grand Sillon Houiller et Faille d'Argentat, Vetter, 1968 ; Bonijoly et Castaing, 1984) ou sur une terminaison « en queue de cheval » du Grand Sillon Houiller dans le bassin (Basile, 2006).

À l'Ouest du Grand Sillon Houiller, le bloc Ouest du Massif central est dans un contexte d'extension est-ouest (Burg *et al.*, 1994). Les bassins stéphaniens étroits s'ouvrent le long de failles préexistantes orientées sud-est, obliques à la direction d'extension, générant un contexte local décrochant (Bassin de Bosmoreau et Argentat, Genna *et al.*, 1998).

Sur la bordure sud-ouest du Massif Central, un immense bassin permien, dont les seules parties affleurantes sont le « Bassin de Brive » (voir figure 7.26) au nord et le dôme de la Grésigne, au sud, suit la bordure du Massif central, couvert par les séries mésozoïques du Bassin d'Aquitaine (Quercy). Ce bassin s'allonge de Brive jusqu'à la Faille de Villefranche de Rouergue (BRGM *et al.*, 1974). Reconnues en sondage au sud dans le Massif de la Grésigne, l'épaisseur des séries rouges permianes dépasse les 1900 m (Dauch et Viallard, 1987). A l'est de la Faille de Villefranche, le Stéphanien et le Permien est présent dans le bassin de Castres, sous les séries cénozoïques (Delsahut, 1981).

7.5.2.5. Les Alpes

D'autre bassins contemporains sont connus dans les Alpes, les dépôts stéphano-permiens sont présents dans le Massif de Belledonne (Barfety *et al.*, 1988). Dans ce massif, le Stéphanien est légèrement discordant sur l'Asturien (Westphalien D). Les séries stéphanienennes ont été exploitées dans les mines de La Mure. Le Permien est décrit en continuité, mais est identifié sur la base faciès rouges, sans datations précises. Le Stéphano-permien est aussi présent dans le domaine externe du Briançonnais, le long d'une bande allant de Briançon à Bourg Saint-Maurice en passant par Modane. Dans cette zone, le Stéphanien est connu comme « l'Assise de Courchevel ». Le Permien présente les mêmes caractères que dans le Massif de Belledonne et est aussi mal contraint.

7.5.2.6. Le Massif des Maures/Tanneron

Dans le Massif des Maures/Tanneron (voir figure 7.26), deux bassins stéphaniens d'orientation nord-sud sont connus (Bassins de Plan de la Tour et du Reyran). Les bassins permiens (Grabens de l'Avellan et de l'Argentière, Bassins du Luc, Cuers, Solliès-Pont et Toulon) se structurent le long de failles orientées est-ouest contrôlant une sédimentation fluviatile et de cônes alluviaux (Delfaud et Toutin-Morin, 1993). Le plus bel exemple de ces dépôts de cônes alluviaux bordiers sont le « Rocher de Roquebrune » (entre Le Muy et Roquebrune sur Argens, Var). Cette sédimentation permienne s'accompagne d'un volcanisme actif connu autour des bassins dans le massif et sous forme de dépôts pyroclastiques et volcano-clastiques dans les séries permianes. En Corse, le Stéphanien est peu présent (Tuarelli, Mausoleu ; Vellutini *et al.*, 1996). Le Permien est, en revanche, très développé, essentiellement sous forme de coulées volcaniques, d'ignimbrites, coulées pyroclastiques et de caldeiras (Scandola et Monte Cinto ; Vellutini *et al.*, 1996).

7.5.2.7. Les Pyrénées

Dans les Pyrénées, le Stéphanien est connu au Pays basque (Massif de la Rhune, Doubinger et Álvarez-Ramis, 1971) sous la forme de séries détritiques à anthracite et à la base de la formation d'Ossau-Anayet (Pic du midi d'Ossau, Bixel, 1984). Dans les Corbières, dans le Massif de Mounhoumet, le Stéphanien est en discordance sur l'Ordovicien dans les bassins de Ségure et de Durban-Corbières (Ovtracht, 1963 ; Cazétién, 1982 ; Lucas, 1987). On trouve le Permien au Pays basque (Massif de la Rhune, Bassin de Bidarray, Saspiturry *et al.*, 2019), en vallée d'Ossau où le Permien est associé à la caldeira d'un volcan rhyo-dacitique contemporain (pic du Midi d'Ossau), (Bixel, 1984 ; Lucas, 1987), en vallée d'Aure (Formation de l'Escale, Brèches de Coume-Vieille et de Camous, Lucas, 1987) et en discordance sur le socle de la Zone Axiale. Ces dépôts se sont accumulés dans des « fossés d'effondrement » témoignant d'une extension est-ouest (Lucas, 1987, Saspiturry *et al.*, 2019).

7.5.3 Évolution sédimentaire générale des bassins stéphano-permiens

Le remplissage sédimentaire des bassins stéphano-permiens est majoritairement détritique terrigène. Les carbonates sont très rares dans les séries stéphanien et absents dans le Permien. Suivant les bassins et leur position dans la chaîne, les séries stéphano-permiennes préservent de nombreux témoins de l'activité volcanique contemporaine (voir descriptions §7.5.2). Dans les bassins stéphano-permiens, les dépôts les plus grossiers sont souvent associés aux failles bordières, montrant des dépôts proximaux, issus de sources sédimentaires proches.

7.5.3.1 Stéphanien

Le remplissage des bassins stéphaniens est constitué de séquences historiquement dénommées, selon le terme minier « assises » (Vetter, 1968 ; Bouroz, 1969, 1978). Ce sont des séquences globalement grano-décroissantes débutant par des conglomérats passant à des grès et se terminant par des « schistes », des argilites-siltites métamorphisées. Le terme « schiste houiller », hérité du vocabulaire minier est d'un point de vue sédimentologique impropre. Ce terme décrit le clivage de roches argilo-silteuse se délitant en plaquettes, suivant les plans de laminations. C'est au sein de ces dépôts fins que l'on rencontre les couches de charbon.

En termes d'environnements de dépôts, le Stéphanien dépeint de très nombreux environnements continentaux. Les conglomérats, suivant leurs caractéristiques sont interprétés comme des cônes alluviaux, des fans-deltas lacustres ou des lits de cours d'eaux. Les grès correspondent, suivant le contexte et les structures sédimentaires qu'ils comportent, à des lits fluviaux, des deltas ou des barres d'embouchures lacustres. Les argilites/siltites et les couches de charbon se sont, quant à elles, déposées dans des environnements calmes de type plaine d'inondation, plages lacustres, lacs ou tourbières (Ligouis et Doubinger, 1991 ; Christophoul *et al.*, 2019 ; Ducassou *et al.*, 2019 ; Mercuzot *et al.*, 2020). Dans les bassins de Decazeville et Graissessac, l'évolution sédimentaire montre une réduction progressive de la granulométrie montrant une augmentation de la distance de transport des sédiments, un accroissement des aires drainées et donc un éloignement des sources de sédiments (Christophoul *et al.*, 2019 ; Clément *et al.*, 2019).

7.5.3.2 Permien

Les séries détritiques sombres à charbons du Stéphanien passent progressivement à des dépôts plus clairs désignés comme « permien gris » avant de laisser leur place à des séries rouges intense, caractéristiques du « permien rouge », facilement identifiable dans le paysage un peu partout en France (voir figure 7.28). Ce changement de couleur ainsi que la modification des environnements de dépôts ont été interprétés comme témoignant d'une aridification du climat au Permien (Schneider *et al.*, 2006 ; Montañez et Poulsen, 2013).

De récentes études sédimentologiques dans les bassins de d'Autun, Decize/La Machine et Lucenay les Aix (nord du Massif Central, Ducassou *et al.*, 2019 ; Mercuzot *et al.*, 2020) ont identifié des environnements de type fluvial, côtier lacustre, delta lacustre et lacustres.

Dans la Bassin de Lodève, les environnements sont lacustres et de playa témoignant de lacs de grande dimension sous l'influence de vagues et de tempêtes (Pochat *et al.*, 2005). Plus au nord dans les bassins de Saint-Affrique et Rodez, les

séries sédimentaires rouges dépeignent des environnement alluviaux, fluviaux et de playa (Bourges *et al.*, 1987, Legrand *et al.*, 1994, Hübner *et al.*, 2011). Des environnements similaires sont décrits dans les Pyrénées (Lucas, 1987).



Figure 7.28. Front de taille de la mine à ciel ouvert de Pradènes (Bassin de Graissessac). Des « ruffes », badlands caractéristiques se développant sur les couches permianes rouges du sud du Massif Central (Formation de la Lieude, Bassin de Lodève). © Frédéric Christophoul.

7.5. En guise de conclusions

Les successions dans les grands bassins sédimentaires des périphéries septentrionale et méridionale de la chaîne varisque montrent, dans une première approche, des évolutions similaires.

L'histoire débute au Silurien terminal-Dévonien basal avec une transgression sur une surface en cours de pénéplanation. Le maximum de cette transgression est atteint au cours du Frasnien mais plusieurs hauts niveaux eustatiques sont enregistrés entre l'Emsien et le Givétien. Ainsi, les successions dévonniennes présentent une multitude de faciès de plate-forme et de talus qui témoigne d'une riche vie benthique sous un climat tropical. Les dépôts du Dévonien inférieur sont moins épais et plus carbonatés au sud de la chaîne, sur la marge gondwanienne, alors qu'à cette époque, des dépôts détritiques terrigènes issus de l'érosion de chaîne calédonienne dominent la sédimentation sur la marge passive laurassienne, au nord. Cette différence disparaîtra à l'Emsien terminal quand des vastes plates-formes à dominance carbonatée se développent sur les marges gondwanienne et laurassienne. Au Givétien et Frasnien, des récifs abondent sur les marges de la chaîne varisque, et leur développement est fortement conditionnés par les conditions tectoniques, faciologiques et bathymétriques locales. Le Dévonien supérieur est marqué par une réorganisation majeure sur les deux plates-formes. Des séries condensées composées de calcaires noduleux, localement riches en céphalopodes, caractérisent des environnements de dépôt profonds, de part et d'autre de la chaîne. Dans les parties moins profondes, notamment sur la plate-forme ardennaise, le retour d'une sédimentation silicoclastique peu mature, arkosique et micacée témoigne d'une baisse du niveau marin, d'une présence de reliefs, ou d'une évolution vers un climat plus sec et plus froid. Si la dernière hypothèse est vérifiée dans d'autres régions, les deux premières pourraient être liées à l'évolution d'une marge passive vers un bassin d'avant-pays dès le Dévonien terminal.

Cette transition est plus claire dans les successions carbonifères. Le faciès Culm avec sa sédimentation siliceuse est corrélable avec les parties profondes des bassins flexuraux. La propagation du prisme orogénique est très bien documentée dans le Massif schisteux rhénan, et la progression rapide du faciès flysch qui envahit et comble progressivement les bassins au cours du Viséen supérieur montre clairement la présence de reliefs au sud du bassin liés à l'orogène qui s'érigé ; leur remplissage signant l'érosion de la chaîne. Au nord de la chaîne la poursuite de cette tendance engendre la formation des vastes bassins paralliques au Namurien et Westphalien. Les successions sédimentaires progradantes montrent le comblement du bassin à la fin du Westphalien.

Dans les zones externes au sud de la chaîne, l'évolution est comparable (Montagne Noire et les Pyrénées), les bassins paralliques se développant uniquement dans les zones varisques espagnoles.

Dans les parties médianes de la chaîne, l'enregistrement sédimentaire est disparate et généralement incomplet, mais les faciès sont comparables avec ceux des parties externes de la chaîne. Dans le domaine ligéro-sénan, les premiers mouvements de l'orogénèse varisque sont enregistrés dès l'Emsien supérieur, concomitamment à l'érection de reliefs. De plus, les nombreux hiatus sédimentaires suggèrent une forte influence tectonique dans ces régions (par ex. « phase bretonne ») et d'épaisses séries volcano-sédimentaires y sont associées. De ce fait, la différence marquée entre des phases pré- et syn-orogéniques observées dans les bassins externes, est peu visible dans ces zones médianes. Entre le Dévonien moyen et le Carbonifère supérieur, des reliefs sont supposés être présents non loin des bassins sédimentaires. Néanmoins, une large partie des successions présentent des faciès marins.

Les bassins stéphaniens présents dans la zone interne de l'orogène, sont des témoins tardi-orogéniques de l'effondrement gravitaire de la chaîne. Les assemblages floristiques des bassins stéphaniens du massif central qui ont permis leur datation sont similaires, voire identiques, à celles rencontrées en Asturie et Cantabrique (Knight et al., 2021) où les séries se sont déposées en milieu côtier et continental en continuité avec le westphalien. Cette absence d'étagement altitudinal de la végétation montre qu'il n'existe pas une grande amplitude de relief entre le cœur de la chaîne et son piémont situé au niveau de la mer. Ceci est en contradiction avec le scénario de formation des bassins stéphaniens du Massif Central à haute altitude au centre de la « chaîne varisque » (p.ex. Becq-Giraudon et van den Driessche, 1994).

Ces bassins intramontagneux étaient, à leur initiation relativement étroits, parfois éphémères, leur évolution stéphanienne suggère leur élargissement à la faveur de lacs et larges plaines alluviales caractéristiques de zones de piémont ce qui plaide, là-aussi en faveur de basses altitudes. Ces bassins témoignent également de la réorganisation des systèmes de drainage menant à des grands bassins versant indiquant la transition vers des vastes plaines (semi-)arides permianes qui se forment sur les derniers vestiges de la chaîne varisque.

Références

- Aretz, M., (2001). The upper Viséan coral-horizons of Royseux—The development of an unusual facies in Belgian Early Carboniferous. *Bull. Tohoku Uni. Museum*, 1, 86–95.
- Aretz, M., (2002). Habitatanalyse und Riffbildungspotential kolonialer rugoser Korallen im Unterkarbon (Mississippium) von Westeuropa. *Kölner Forum Geol. Pal.*, 10, 1–155.
- Aretz, M., (2016). The Kulm Facies of the Montagne Noire (Mississippian, southern France). *Geol. Belgica*, 19 (1-2), 69–80.
- Aretz, M., Chevalier, E. (2007). After the collapse of stromatoporid-coral reefs—the Famennian and Dinantian reefs of Belgium: much more than Waulsortian mounds. *Geol. Soc., London, Sp. Pub.*, 275, 163–188.
- Aretz M., Legrand-Blain M., Vachard D., Izart, A. (2019). Gigantoprotidid and allied productid brachiopods from the “Calcaires à Productus” (late Viséan-Serpukhovian; Montagne Noire, southern France): Taxonomy and palaeobiogeographical position in the Palaeotethys. *Geobios*, 55, 17–40.
- Aretz, M., Herbig, H.-G., Wang, X.D., Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G. (2020). Chapter 23 - The Carboniferous Period. In Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (eds.), *Geological Time Scale 2020*. Elsevier, Amsterdam, pp. 811–874.
- Arthaud, F. (1970). *Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire et l'anticlinal de l'Iglesiente*. Thèse doct., Univ. Montpellier, 175 pp.
- Asselberghs, E. (1936). Le Dévonien du bord nord du Bassin de Namur. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 10, 230–327.
- Asselberghs, E. (1946). L'éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 14, 1–598.
- B.R.G.M., E.L.F.-R.E., ESSO-R.E.P., S.N.P.A. (1974). *Géologie du Bassin d'Aquitaine*. BRGM éditions. 28 pl.
- Babin, C., Cavet, P., Lardeux, H., Morzadec, P., Paris, F., Poncet, J., Racheboeuf, P.R. (1972). Le Dévonien du massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, 7(14), 94–109.
- Bai, S. (1994). *Devonian events and biostratigraphy of South China: conodont zonation and correlation, bio-event and chemo-event, Milankovitch cycle and nickel-episode*. Beijing University Press. 48 pp.
- Ballèvre, M., Lardeux, H. (2005). Signification paléoécologique et paléogéographique des bivalves du Carbonifère inférieur du bassin d'Ancenis (Massif armoricain). *C. R. Palevol*, 4, 109–121.
- Ballèvre, M., Manzotti, P., Dal Piaz G.V. (2018). Pre-Alpine (Variscan) Inheritance: A key for the location of the future Valaisan Basin (Western Alps). *Tectonics*, 37, 786–817.

- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *C. R. Geoscience*, 341, 174–201.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Pitra, P. (2013). Histoire géologique du Massif Armoricain : actualité de la recherche. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 10–11, 5–96.
- Barfety, J.-C., Montjuvent, G., Pécher, A., Carme, F. (1988). *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille La Mure (821)*. Orléans : BRGM, 98 pp.
- Bartels, C., Briggs, D.E.G., Brassel, G. (1998). *The fossils of the Hunsrück Slate—marine life in the Devonian*. Cambridge University Press. 322 pp.
- Basile, C. (2006). A new interpretation of Stephanian deformation in the Decazeville Basin (Massif central, France): consequences on late Variscan tectonism. *Int. J. Earth Sci.*, 95, 133–139.
- Beauchamp, J., Izart, A., Piqué, A. (1991). Les bassins d'avant-pays de la chaîne hercynienne au Carbonifère inférieur. *Can. J. Earth Sci.*, 28, 2023–2041.
- Beccaletto, L., Capar, L., Serrano, O., Marc, S. (2015). Structural evolution and sedimentary record of the Stephano-Permian basins occurring beneath the Mesozoic sedimentary cover of the southwestern Paris basin (France). *Bull. Soc. Géol. France*, 186(6), 429–450.
- Becq-Giraudon, J.F. (1983). Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord. *Mémoire BRGM*, 123, 1–67.
- Becq-Giraudon, J.F. (1994). Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif Central : témoin de l'effondrement d'un haut plateau hercynien. *C. R. Acad. Sciences, sér. II A*, 318, 675–682.
- Bergues, J., Grolier, J., Soula, J.-C., Travert, P. (1983). Interprétation de la structure du bassin houiller de St Eloy d'après les résultats d'essais mécaniques et les modèles tectoniques. *5th Int. Cong. Rock Mechanics (Melbourne, Australia)*, proceedings B, E1–E5.
- Bixel, F. (1984). *Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées*. Thèse Sciences Univ. Toulouse. 640 pp.
- Blanalt, J. G., Doubinger, J. (1973). Contenu paléontologique du gisement frasnien de la carrière Wenger et Petit à Hersbach (Vallée de la Bruche, Vosges). *Sci. Géol., Bull. et Mém.*, 26(1), 75–90.
- Blanalt, J.-G., Lillié, F. (1973). Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains sédimentaires dévono-dinantiens de la vallée de la Bruche (Vosges septentrionales). *Sci. Géol., Bull. et Mém.*, 26(1), 69–74.
- Bleck, A., Brice, D., Feist, R., Guillot, F., Majeste-Menjoulas, C., Meilliez, F. (1988). The Devonian of France and Belgium. *Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, 14(1), 359–400.
- Bonjoly, D., Castaing, C. (1984). Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 103, 187–199.

- Bonte, A. (1969). Le Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 89(1), 23–46.
- Botquelet, A., Gourvennec, R., Loi, A., Pillola, G.L., Leone, F. (2006). Replacements of benthic associations in a sequence stratigraphic framework, examples from Upper Ordovician of Sardinia and Lower Devonian of the Massif Armorican. *Palaeogeo., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 239(3-4), 286–310.
- Bouckaert, J. (1961). Le Namurien à Namur. *Bull. Soc. Bel. Géol.*, 70, 358–375.
- Boulvain, F., Coen-Aubert, M. (1998). Le monticule frasnien de la carrière du Nord à Frasnes (Belgique) : sédimentologie, stratigraphie séquentielle et coraux. *Prof. Paper, Serv. Géol. Bel.*, 285, 1–47.
- Bouquet, C., Stoppel, D. 1975. Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (Hautes vallées de la Garonne et d'Aure). *Bulletin BRGM*, 1 (1), 7–61.
- Bourges, P., Rolando, J.-P., Souquet, P. (1987). Le Permien de la partie occidentale du détroit de Rodez (France) : systèmes de dépôt, dynamique du bassin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 106, 173–182.
- Bouroz, A. (1969). Le Carbonifère du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 89, 47–65.
- Bouroz, A. (1978). Essai de synthèse tectonique du bassin houiller de Saint Etienne. *Rev. Ind. Miné.*, 60 (10), 319–493.
- Bourrouilh, R. (1973). *Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et de l'extrême NE de l'île de Majorque, Espagne. La terminaison nord-orientale de Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale*. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 822 pp.
- Bourrouilh, R., Bourque, P.-A. (1995). Marqueurs d'évolution de marges continentales paléozoïques : les monticules carbonatés à stromatactis. *Bull. Soc. géol. France*, 166(6), 711–724.
- Brice, D. (1988). Le Dévonien de Ferques (Boulonnais–France). Synthèse des données nouvelles en stratigraphie, sédimentologie, paléontologie et tectonique. Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). *Biostrat. du Paléozoïque*, 7, 7–24.
- Brigaud, B., Gand, G., Bonvalot, J. (2006). Étude de deux formations carbonifères du Morvan méridional dans le cadre de l'Orogénèse hercynienne (Région du Creusot, Sâone et Loire). *Rev. sci Bourgogne-Nature*, 3-2006, 37–54.
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., Préat, A., Stainier, X., Steemans, P., Streel, M., Tourneur, F. (1991). Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Explic. cartes géol. min. Bel.*, 30, 1–106.
- Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., (1994). Syn- to post-thickening extension in the Variscan Western Europe: Modes and structural consequences. *Geol. France*, 3, 33–51.
- Cartier, C., Faure, M. (2004). The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). *Int. J. Earth Sci.*, 93, 945–958.

- Cazétien, R. (1982). *Le Stéphanien des Corbières orientales*. Thèse 3ème cycle, Univ. Toulouse III, Paul Sabatier, Toulouse, 341 pp.
- Chardon, D., Aretz, M., Roques, D. (2020). Reappraisal of Variscan tecotnics in the southern Frence Massif Central. *Tectonophysics*, 787, 227477.
- Christophoul, F., Aretz, M., Chardon, D., Nardin, E., Soarès, J., (2019). Tectono-sedimentary and sediment source evolution of a Stephanian basin of the French Massif Central the Decazeville Basin. *Kölner Forum Geol. Pal.*, 23, 60–61.
- Clément, G., Christophoul, F., Aretz, M., Nardin, E., Chardon, C. (2019). The Stephanian Graissessac Basin: recording the collapse of the Variscan Orogen in Southern France. *Kölner Forum Geol. Pal.*, 23, 64–65.
- Clin, M., Mirouse, R. (1963). Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen, à la veille de l'orogenèse hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 256, 216–218.
- Clin, M., Taillefer, F., Pouchan, P., Muller, A. (1989). *Notice explicative de la feuille Bagnères-de-Luchon à 1/50000 (1084)*. Orléans : BRGM, 53 pp.
- Contini, D., (2000). *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Lure (443)*. Orléans : BRGM, 68 pp.
- Coquel, R. (1974). *Étude palynologique de la série houillère dans l'unité de production de Valenciennes du bassin houiller du Nord de la France*. Thèse, Univ. Sc. Tec. Lille, 218 pp.
- Corradini, C., Pondrelli, M., Schönlau, H.P., Suttner, T.J. (2017). The Palaeozoic of the Carnic Alps: an overview. *Ber. Inst. Erdw., K.-Fr. Uni. Graz*, 23, 203–211.
- Coulon, M., Fourquin, C., Heddebaud, C., Paicheler, J. C. (1975). Mise au point sur l'âge des faunes de Bourbach-le-Haut et sur la chronologie des différentes séries du Culm des Vosges du Sud. *Sci. Géol., Bull. et Mém.*, 28(2), 141–148.
- Coulon, M., Fourquin, C., Paicheler, J. C., Conil, R., Lys, M. (1978). Stratigraphie du Viséen des Vosges méridionales et datations obtenues par l'étude de plusieurs niveaux à microfaunes et algues. *Sci. Géol., Bull. et Mém.*, 31(2), 77–93.
- Courel, L., Vallé, B., Branchet, M. (1985). Le bassin houiller de Blanzy-Montceau. Cadre géologique et structural, succession et dynamique des plaéoenvironnements. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 114, 7–26.
- Couzinié, S., Laurent, O., Poujol, M., Mintrone, M., Chelle-Michou, C., Moyen, J.-F., Bouilhol, P., Vezinet, A., Marko, L. (2017). Cadomian S-type granites as basement rocks of the Variscan belt (Massif Central, France): Implications for the crustal evolution of the north Gondwana margin. *Lithos*, 286–287, 16–34.
- Cózar, P., Izart, A., Aretz, M., Coronado, I., Vachard, D. (2019). Environmental controls on the development of Mississippian microbial carbonate mounds and platform limestones in southern Montagne Noire (France). *Sedimentology*, 66 (6), 2393–2424.

- Cygan, C., Raymond, D. (1979). Nouvelles données stratigraphiques sur le Dévonien des Aspres [nord-est du massif du Canigou (Pyrénées orientales)]. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, 35–38.
- Cygan, C., Perret, M.F., Raymond, D. (1980). Le Dévonien et le Carbonifère du “Synclinal de Villefranche-de-Conflent” (Pyrénées orientales, France) : datation par conodontes et conséquences structurales. *Bulletin BRGM (Sect. 1)*, 2, 33–38.
- Dauch, C., Viallard, P. (1987). Stade initial d'un duplex dans une aire à faible taux de raccourcissement : interprétation du pli chevauchant de la Grésigne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 304, 663–668.
- Delfaud, J., Toutin-Morin, N. (1993). Le Rocher de Roquebrune (Var) : Un cône alluvial exemplaire permien supérieur de bassin intramontagneux. *Géol. France*, 2, 31–41.
- Delfour, J. (1989). Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (NE Massif Central français). *Géol. France*, (4), 49–77.
- Delfour, J., Gigot, C. (1985). Données stratigraphiques apportées par l'étude de conodontes du Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). *Géol. France*, 4, 331–340.
- Delmer, A., Dusar, M., Delambre, B. (2001). Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). *Geol. Belgica*, 4(1/2), 95–103.
- Delsahut, B. (1981). *Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du stéphano-permien des environs (entre Réalmont et Najac) – Étude préliminaire à la recherche de houille*. Thèse Univ. Toulouse III, Paul Sabatier, Toulouse. 232 pp.
- Delvolvéd, J.J. (Coord.), et al. (1996) Carbonifère à faciès Culm. In : Barnolas A., Chiron, J.C. (Eds), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol 1. Editions BRGM-ITGE, Orléans, Madrid, pp. 303–338.
- Delvolvéd, J.J., Perret M. F. (1989). Variations de l'âge des sédiments calcaires et "Culm" carbonifère de la chaîne varisque du Sud de la France au Carbonifère. *Geodin. Acta*, 3(2), 117–126.
- Delvolvéd, J.J., Vachard, D., Souquet, P. (1998). Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees with emphasis on Pays-de-Sault (France-Spain). *Geol Rundsch*, 87, 363–372.
- Demange, M. (1999). Evolution tectonique de la Montagne noire : un modèle en transpression. *C. R. Acad. Sciences*, sér. IIA, 329, 823–829.
- Denayer, J. (2014). Viséan Lithostrotionidae (Rugosa) from Zonguldak and Bartın (NW Turkey). *Bull. Geosc.*, 89(4), 737–771.
- Denayer, J. (2019). Revised stratigraphy of the Eifelian (Middle Devonian) of S. Belgium: sequence stratigraphy, global events, reef development and basin structuration. *Geol. Belgica*, 22(3-4), 149–173.

- Denayer, J., Prestianni, C., Mottequin, B., Poty, E. (2019). The Uppermost Devonian and Lower Carboniferous in the type area of Southern Belgium. *Kölner Forum Geol. Pal.*, 24, 5–41.
- Denayer, J., Prestianni, C., Mottequin, B., Hance, L., Poty, E. (2020). The Devonian–Carboniferous boundary in Belgium and surrounding areas. *Palaeobiodiv. Palaeoenv.*, <https://doi.org/10.1007/s12549-020-00440-5>.
- Deroïn, J.-P., Bonin, B., Broutin, J., Cabanis, B., Châteauneuf, J.-J., Damotte, R., Durand, M., Gand, G. (2001). The Permian of southern France: an overview. *Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia*. Monografia n. 25, 189–202.
- Dewalque, G., 1868. *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Liège, Decq, 442 pp.
- Doubinger, J. (1965). Sur l'âge des gisements houillers des Vosges. *Bull. serv. carte géol. Alsace Lorraine*, 16(3), 125–136.
- Doubinger, J., Álvarez-Ramis, C. (1971). Contribution à la connaissance de la flore carbonifère des Pyrénées basques (Larrouet et Ibantelly). *Acta Geol. Hisp.*, 6(5), 121–122.
- Doubinger, J., Vetter, P., Langiaux, J., Galtier, J., Broutin, J. (1995). La flore fossile du bassin houiller de Saint-Etienne. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 64, 1–355.
- Drozdzewski, G. (1992). Zur Faziesentwicklung im Oberkarbon des Ruhrbeckens, abgeleitet aus Mächtigkeitskarten und lithostratigraphischen Gesamtprofilen. *Z. angew. Geol.*, 38, 41–48.
- Drozdzewski, G. (2005). Zur sedimentären Entwicklung des Subvariscikums im Namurium und Westfaliium Nordwestdeutschlands. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 254, 271–320.
- Ducassou, C. (2010). Age et origine des premiers reliefs de la chaîne varisque : Le Dévono-Carbonifère du Bassin d’Ancenis. *Mém. Géosc. Rennes*, 135, 513 pp.
- Ducassou C., Strullu-Derrien C., Ballèvre M., Dabard M.-P., Gerrienne P., Lardeux H., Robin C. (2009). Age and depositional environment of the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): the oldest (Emsian) evidence for mountain erosion in the Variscan belt. *Bull. Soc. géol France*, 180, 529–544.
- Ducassou, C., Mercuzot, M., Bourquin, S., Rossignol, C., Pellenard, P., Beccaletto, L., Poujol, M., Hallot, E., Pierson-Wickmann, A.-C., Hue, C., Ravier, E. (2019). Sedimentology and U-Pb dating of carboniferous to Permian dries of the Northern Massif Central (France): paleogeographic evolution and geodynamic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 533, 109228.
- Dumont, A.H. (1832). Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. *Mém. Acad. Sci. Bel.-Let. Bruxelles*, 8, 374 pp.
- Durand-Delga, M., Rossi, P. (1991). La Corse / Corsica. *Sci. Géol. Bull.*, 44(3-4), 311–336.
- Echtler, H., Malavieille, J. (1990). Extensional tectonics, basement uplift and Stephano - Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177, 125–138.

- Eder, W., Engel, W., Franke, W., Sadler, P.M. (1983). Devonian and Carboniferous limestone-turbidites of the Rheinische Schiefergebirge and their tectonic significance. In: Martin, H., Eder, W. (Eds.), *Intracontinental Fold Belts*. Berlin (Springer). pp. 93–124.
- Eisele, J., Gertisser, R., Montenari, M. (2000). Geochemistry and provenance of Devon-Carboniferous volcano-sedimentary sequences from the Southern Vosges Basin and the geodynamic implications for the western Moldanubian Zone. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 179, 433–444.
- Engel, W. (1984). Migration of folding and flysch sedimentation on the Southern flank of the Variscan belt (Montagne Noire, Moutoumet massif, Pyrénées). *Z. dt. geol. Ges.*, 135, 279–292.
- Engel, W., Feist, R., Franke, W. (1978). Synorogenic gravitational transport in the Carboniferous of the Montagne Noire (S-France). *Z. dt. geol. Ges.*, 129, 461–472.
- Engel, W., Feist, R., Franke, W. (1980–1981). Le Carbonifère anté-Stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. Carte géologique du flysch carbonifère entre le Mont Peyroux et Cabrières. 1:25 000. *Bulletin BRGM*, (2) I-4, 341–389.
- Erben, H. K. (1962). Zur Analyse und Interpretation der Rheinischen und Hercynischen Magnafazies des Devon. In: Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960 (2. Internat. Arbeitstagung über die Silur/Devon-Grenze und die Stratigraphie von Silur und Devon. Bonn-Bruxelles 1960). pp. 42–61, Stuttgart (Schweizerbart).
- Feist, R. (1985). Devonian Stratigraphy of the southeastern Montagne Noire (France). *Cour Forsch Inst Senckenberg*, 75, 331–352.
- Feist, R., ed. (2002). *The Palaeozoic of the Montagne Noire, Southern France. Guidebook of the Field Trip Excursion. ICCP 421 North Gondwana mid-Palaeozoic Biodynamics and ECOS VIII*. SDS, Montpellier. 82 pp.
- Feist, R., Galtier, J. (1985). Découverte de flores d'âge namurien probable dans le flysch à olistolithes de Cabrières (Hérault). Implication sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne Noire (France méridionale). *C. R. Acad. Sci. Paris, sér. 2*, 300, 207–210.
- Feist, R., Cornée, J.J., Corradini, C., Hartenfels, S., Aretz, M., Girard, C. (2020). The Devonian–Carboniferous boundary in the stratotype area (SE Montagne Noire, France). *Palaeobiodiv. Palaeoenv.*, <https://doi.org/10.1007/s12549-019-00402-6>.
- Firction, F., 1957. Les éléments paléontologiques dévoniens du Val de Bruche. *Annales Universitatis Saraviensis*, 6(2-3), 1–85.
- Flays, G., Hüssner, H. (1993). A Microbial Model for the Lower Devonian Stromatactis Mud Mounds of the Montagne Noire (France). *Facies*, 29, 179–194.
- Fluck, P., Edel, J.-B., Gagny, C., Montigny, R., Piqué, A., Schneider, J.-L., Whitechurch, H. (1987). Géologie du socle vosgien. *Doc. BRGM*, 146, 1–97.

- Franke, W. (1991). Devon und Unterkarbon des Waldecker Landes - Ein paläogeographischer Querschnitt (Exkursion C am 4. April 1991). *Jhbe. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N-F.*, 73, 57–78.
- Franke, W., Engel, W. (1986). Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 8, 2(1), 25–33.
- Gand, G. (1989). Stratigraphie. Les apports de la paléochirologie des vertébrés tétrapodes à la connaissance du Permien français. *Mém. BRGM*, 128, 159–175.
- Garcia-Lopez S, Garcia-Sansegundo J, Arbizu M. (1991). Devonian of the Aran Valley Synclinorium, Central Pyrenees, Spain: stratigraphical and paleontological data. *Acta Geologica Hispanica*. 26(1), 55–66.
- Genna, A., Roig, J-Y., Debriette, P-J., Bouchot, V. (1998). Le bassin Houiller d'Argentat (Massif Central français), conséquence topographique d'un plissement de son substratum varisque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2a, 327(4), 279–284.
- Gèze, B. (1949). Étude Géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Geol. France*, 62, 215 pp.
- Girard, C., Cornée, J.-J., Corradini, C., Fravalo, A., Feist, R. (2014). Palaeoenvironmental changes at Col des Tribes (Montagne Noire, France), a reference section for the Famennian of north Gondwana related areas. *Geol. Mag.*, 151, 864–884.
- Godefroid, J., Cravatte, T. (1999). Les brachiopodes et la limite Silurien/Dévonien à Muno (sud de la Belgique). *Bull. Ins. Roy. Sci. Nat. Bel., Sci. Terre*, 69, 5–26.
- Godefroid, J., Blieck, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L., Meilliez, F., Stainier, P., Steemans, P. (1994). Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. Ser. géol. Bel.*, 38, 1–144.
- Gosselet, J. (1888). *L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*. Baudry et Cie, Paris, 881 pp.
- Grand'Eury, F.C. (1877). *La Flore Carbonifère du département de la Loire*. Librairie Polytechnique de J. Baudry, Paris, 348 pp.
- Guillocheau, F., Rolet, J. (1982). La sédimentation paléozoïque ouest armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 14, 45–62.
- Hahn, G., Hahn, R. (1993). Revision of the Trilobites described by Julien, 1896 from the Lower Carboniferous of France. *Geobios*, 26(1), 85–104.
- Hance, L., Poty, E., Devuyst, F.-X. (2001). Stratigraphie séquentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélation avec le Nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bull. Soc. Géol. France*, 172(4), 411–426.
- Hance, L., Poty, E. (2006). Hastarian. *Geol. Belgica*, 9(1-2), 111–116.

- Heckel, P.H. (2008). Carboniferous Period. In Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M. (eds.), *The Concise Geologic Time Scale*. Cambridge University Press. p. 73–83.
- Heckel, P.H., Clayton, G. (2006). The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages. *Geol. Acta*, 4, 403–407.
- Heddebaut C. (1965). Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses Pyrénées). *Bulletin de la Société Géologique de France*. 7, 631–639.
- Heddebaut, C. (1973). *Études géologiques dans les massifs paléozoïques basques*. Thèse, Univ. Sc. Tec. Lille, 263 pp.
- Henk, A. (1993). Late orogenic basin evolution in the Variscan Internides: the Saar-Nahe Basin southwest Germany. *Tectonophysics*, 223, 273–290.
- Herbig, H.-G. (1984). Rekonstruktion eines nicht mehr existenten Sedimentationraumes. Die Kalkgerölle in Karbon-Flysch der Malagiden (Betische Kordillere, Südspanien). *Facies*, 11, 1–108.
- Herbig, H.-G. (1998). The late Asbian transgression in the central European Culm basins (Late Viséan, cd IIIa). *Z. dt. geol. Ges.*, 149(1), 39–58.
- Herbig, H.-G. (2016). Mississippian (Early Carboniferous) sequence stratigraphy of the Rhenish Kulm Basin, Germany. *Geol. Belgica*, 19(1-2), 81–110.
- Herbig, H.-G., Korn, D., Amler, M.R.W., Hartenfels, S. (2019). Field trip C1: The Mississippian Kulm Basin of the Rhenish Mountains, western Germany – fauna, facies, and stratigraphy of a mixed carbonate-siliciclastic foreland basin. *Kölner Forum Geol. Pal.*, 24, 143–217.
- Hübner, N., Körner, F., Schneider, J., (2001). Tectonics, climate and facies of the Saint Affrique Basin and correlation with the Lodève Basin (Permian, Southern France). *Z. dt. Ges. Geow.*, 162(2), 157–170.
- Izart, A. (2007). Analyse des sédiments, séquences et minéraux argileux des forages HD10 et HD20 (Bassin Houiller du Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2^{ème} sér., 14, 87–94.
- Izart, A., (2017). *Geological synthesis and 2D modelling of paleotemperatures and hydrocarbon generation and storage in the Carboniferous Lorraine Coal Basin*. LAP Lambert Academic Publishing, ISBN-13: 978-3-330-04783-9.
- Jansen, U. (2019). Pragian-Emsian brachiopods from the Rhenish Massif (Germany): new data on evolution and biostratigraphy. *Riv. It. Pal. Strat.*, 125, 735–759.
- Jessen, W. (1961). Zur Sedimentologie des Karbon mit Ausnahme der festländischen Gebiete. *Congr. Strat. Géol. Carbonif. Heerlen*, 1958, C.R. II, 307–322.
- Johnson, J.G., Klapper, G., Sandberg, C.A. (1985). Devonian eustatic fluctuations in Euroamerica. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 96, 567–587.
- Joseph, J. (1973). *Le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie entre le cirque de Troumouse et le gave de Pau : étude stratigraphique et structurale*. Thèse, Univ. Toulouse III, Paul Sabatier, 211 pp.

- Joseph, J., Brice, D., Mouravieff, N. (1980). Données paléontologiques nouvelles sur le Frasnien des Pyrénées centrales et occidentales : implications paléogéographiques. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 116(1–2), 16–41.
- Kaiser, S.I., Becker, R.T., Aretz, M. (2015). The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition) : review of a first-order mass extinction. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 423, 387–437.
- Klapper, G., Feist, R., House, M. (1987). Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary. *Episodes*, 10(2), 97–101.
- Klapper, G., Feist, R., Becker, R.T., House, M. (1993). Definition of the Frasnian/Famennian Stage boundary. *Episodes*, 16(4), 433–441.
- Knight, J.A., Álvarez-Vázquez, C. (2021). A summary of upper Pennsylvanian regional substages defined in NW Spain – the chronostratigraphic legacy of Robert H. Wagner. *Newsletter on Stratigraphy*, 54(3), 275–300. DOI: 10.1127/nos/2021/0616.
- Königshof, P., Nesbor, H.-D., Flick, H. (2010). Volcanism and reef development in the Devonian: A case study from the Lahn syncline, Rheinisches Schiefergebirge (Germany). *Gond. Res.*, 17, 264–280.
- Korn, D. (2008). Early Carboniferous (Mississippian) calciturbidites in the northern Rhenish Mountains (Germany). *Geol. J.*, 43, 151–173.
- Korn, D. (2010). Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Kulm succession in the Rhenish Mountains. *Z. dt. Ges. Geow.*, 161, 431–453.
- Krebs, W. (1974). Devonian carbonate complexes of Central Europe. *SEPM Spec. Publ.*, 18, 155–208.
- Lacquement, F., Mansy, J.L., Hanot, F., Meilliez, F. (1999). Retraitemet et interprétation d'un profil sismique pétrolier méridien au travers du Massif paléozoïque ardennais (Nord de la France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329, 471–477.
- Laveine, J.-P. (1987). La flore du bassin houiller du Nord de la France, biostratigraphie et méthodologie. *Ann. Soc. géol. Nord*, 106, 87–94.
- Lees, A. (1997). Biostratigraphy, sedimentology and palaeobathymetry of Waulsortian buildups and peri-Waulsortian rocks during the late Tournaisian regression, Dinant area, Belgium. *Geol. J.*, 32, 1–36.
- Legrand, R. (1964). Coupe résumée du forage de Booischot (Province d'Anvers). *Bull. Soc. bel Géol., Pal., Hydro.*, 72, 407–409.
- Legrand, X., Soula, J.-C., Rolando, J.-P. (1991). Effets d'une inversion tectonique négative dans le Sud du Massif Central français : la structure « roll-over » du bassin permien de Saint Affrique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 312, 1021–1026.
- Legrand, X., Soula, J.-C., Rolando, J.-P. (1994). The Saint-Affrique permian basin (southern France): an example of a roll-over controlled alluvial sedimentation during regional extensional tectonics. *Geodin. Acta*, 7(2), 103–120.

- Letourneau, J. (1953). Le Grand Sillon Houiller du plateau central français. *Bull. Serv. carte géol. France*, 51(238), 1–236.
- Ligouis B., Doubinger J. (1991). Petrology, palynology and depositional environments of the “Grande Couche de Bourran” from the Stephanian Basin of Decazeville, France. *Bull. Soc. géol. France*, 162, 2, 307–323.
- Lin, W., Faure, M., Li, X., Yang, C., Ji, W., Xue, Z. (2016). Detrital zircon age distribution from Devonian and Carboniferous sandstone in the Southern Variscan Fold-and-Thrust belt (Montagne Noire, French Massif Central), and their bearings on the Variscan belt evolution. *Tectonophysics*, 677–678, 1–33.
- Lucas, C. (1987). Fossés stéphano-permiens des Pyrénées : dynamique sédimentaire. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 106, 163–172.
- Maass, R., Schneider, J. L. (1995). Die südlichen Vogesen. (Exkursion E am 20. April 1995). *Jhbe. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F.*, 77, 139–153.
- Majesté-Menjoulas, C., Debat, P., Mercier, A. (1991). Les massifs anciens des Pyrénées. *Sci. Géol., Bull.*, 44(3-4), 337–369.
- Majesté-Menjoulas, C., Ríos, L.M. (Coord.), et al. (1996). Dévonien – Carbonifère inférieur. In: Barnolas A., Chiron, J.C. (Eds), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol 1. Editions BRGM-ITGE, Orléans, Madrid, pp. 235–301.
- Malavieille, J., Guichot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M., Garden, V. (1990). Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St-Etienne Late carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139–149.
- Mamet, B. (1968). Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. BRGM*, 1(2), 57–62.
- Marteau, P. (1983). *Le bassin permo-carbonifère d'Autun : stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux*. Thèse de l'Université de Dijon, Document du BRGM, 64, 198 pp.
- Martín-Closas, C., Galtier, J. (2005). Plant Taphonomy and Paleoecology of Late Pennsylvanian Intramontane Wetlands in the Graissessac-Lodève Basin (Languedoc, France). *Palaios*, 20 (3), 249–265.
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorican microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122–128.
- May, A. (1991). Korallen und andere Riffbildner aus dem Mitteldevon des Sauerlandes. *Dort. Bei. Naturk., Nat-wiss. Mitt.*, 25, 139–146.
- May, A. (1993). Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Palökologie von Korallenkalken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nordwestlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). *Geol. Pal. Westfalen*, 24, 1–93.
- Mazur, S., Aleksandrowski, P., Kryza, R., Oberc-Dziedzic, T. (2006) The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Q.*, 50, 89–118.

- Meilliez, F. (1984). La Formation de Fépin (Gédinnien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 53, 37–53.
- Meilliez, F., André, L., Blieck, A., Fielitz, W., Goffette, O., Hance, L., Khatir, A., Mansy, J.-L., Overlau, P., Verniers, J. (1991). Ardenne-Brabant. *Sci. Géol. Bull.*, 44, 3–29.
- Ménard, G., Molnar, P. (1988). Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334, 235–237.
- Mercuzot, M., Bourquin, S., Pellenard, P., Beccaleto, L., Schnyder, J., Baudin, F., Ducassou, S., Garel, S., Gand, G., (2020). New insight on Carboniferous-Permian equatorial paleolakes: basin scale sequence stratigraphy correlation of the late Variscan Autun basin. *Basin Res.* (in press).
- Michot, P. (1980). *Introduction à la géologie générale de Belgique*. Excursion 211A. Livret-guide 26^{ème} Cong. géol. Inter. Paris, pp. 487–576.
- Minguely, B., Mansy, J.L. Hanot, F., Everaerts, M., Lacquement, F., Averbuch, O. (2006). Synthèse des données de sondage et des données gravimétriques depuis l'Avesnois jusqu'au méridien de Lens : résultats préliminaires. *Géol. France*, 1-2, 2006, 93–98.
- Mirouse, R. (1962). *Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées*. Thèse Sciences, Université de Toulouse, 451pp.
- Mirouse, R., Barrouquère, G., Bessière, G., Delvolvè, J.-J., Perret, M.-F. (1983). Amorce de la sédimentation synorogénique dans les Pyrénées varisques. Données chronologiques; implications paléogéographiques. *Geol. Rundsch.*, 72, 253–281.
- Montañez, I.P., Poulsen, C.J., (2013). The Late Paleozoic Ice Age: An Evolving Paradigm. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, 41, 629–656.
- Montenari, M., Leppig, U., Weyer, D. (2002). Heterocorallia from the Early Carboniferous of the Moldanubian Southern Vosges Mountains (Alsace, France). *N. Jhb. Geol. Paläont.-Abh.*, 224(2), 223–254.
- Morzadec, P., Paris, F., Plusquellec, Y., Racheboeuf, P., Weyant, M. (1988). Devonian stratigraphy and palaeogeography of the Armorican Massif (NW France). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 141, 401–420.
- Mottequin, B. (2008). The ‘black marble’ of Denée, a fossil conservation deposit from the Lower Carboniferous (Viséan) of southern Belgium. *Geol. J.*, 43, 197–208.
- Mottequin, B., Denayer, J., Poty, E., Devleeschouwer, X. (2015). Middle to Upper Frasnian succession, Kellwasser events and the Frasnian-Famennian Boundary in the Namur-Dinant Basin. In IGCP 596—SDS Symposium Climate change and Biodiversity patterns in the mid-palaeozoic—field guide books. *Strata, sér. I*, 17, 24–45.
- Mottequin, B., Poty, E. (2016). Kellwasser horizons, sea-level changes and brachiopod–coral crises during the late Frasnian in the Namur–Dinant Basin (southern Belgium): a synopsis. *Spec. Pub. Geol. Soc. London*, 423, 235–250.

- Muchez, P., Langenaeker, V. (1993). Middle Devonian to Dinantian sedimentation in the Campine Basin (northern Belgium) : its relation to Variscan tectonism. *Intern. Ass. Sedim. Bull.*, 20, 171–181.
- Nyhuis, C.J., Rippen, D., Denayer, J. (2014). Facies characterization of organic-rich mudstones from the Chokier Formation (lower Namurian), south Belgium. *Geol. Belgica*, 17(3-4), 311–322.
- Ovtracht, A. (1963). Bassin Houiller de Durban-Corbières (Aude, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*. Séance du 25 Mars 1963.
- Paproth, E., Dusar, M., Bless, M. J., Bouckaert, J., Delmer, A., Fairon-Demaret, M., Houleberghs, E., Laloux, M., Pierart, P., Somers, Y., Streel, M., Thorez, J., Dricot, J. (1983). Bio-and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium, a review. *Ann. Soc. Géol. Bel.*, 106(2), 241–283.
- Paproth, E., Feist, R., Flajs, G. (1991). Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes*, 14(4), 331–336.
- Paris, F., Morzadec, P., Le Hérisson, A., Pelhate, A. (1986). Late Devonian-Early Carboniferous events in the Armorican Massif (Western France): a review. *Ann. Soc. Géol. Bel.*, 109, 187–195.
- Pedder, A.E.H., Feist, R. (1998). Lower Devonian (Emsian) Rugosa of the Izarne Formation, Montagne Noire. *J. Pal.*, 72 (6), 967–991.
- Pelhate-Péron, A. (1971). Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval, Massif armoricain. Stratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 15, 1–315.
- Pellenard, P., Gand, G., Schmitz, M., Galtier, J., Broutin, J., Stéyer, J-S. (2017). High-precision U-Pb zircon ages for explosive volcanism calibrating the NW European continental Autunian stratotype. *Gond. Res.*, 51, 118–136.
- Pereira, M.F., Gutierrez-Alonso, G., Murphy, J.B., Drost, K., Gama, C., Silva, J.B. (2017). Birth and demise of the Rheic Ocean magmatic arc (s): Combined U–Pb and Hf isotope analyses in detrital zircon from SW Iberia siliciclastic strata. *Lithos*, 278, 383–399.
- Perret, M.F. (1993). Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (Conodontes-Foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen. *Strata*, sér. 2, 21, 1–597.
- Pfeifer, L.S., Soreghan, G.S., Pochat, S., Van Den Driessche, J., Thomson, S.N. (2018). Permian exhumation of the Montagne Noire core complex recorded in the Graissessac-Lodève Basin, France. *Basin Res.*, 30, 1–14.
- Pirlet, H. (1968). La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c inférieur dans les synclinoriums de Namur et de Dinant. *Mém. Acad. R. Bel., Cl. Sci., coll. 4, sér. 8*, 17(4), 1–98.
- Pochat, S., Van den Driessche, J., Mouton, V., Guillocheau, F. (2005). Identification of Permian palaeowind direction from wave-dominated lacustrine sediments (Lodève Basin, France). *Sedimentology*, 52(4), 809–825.

- Poty, E. (2007). The Avins event: a remarkable worldwide spread of corals at the end of the Tournaisian (Lower Carboniferous). *Erdwiss. Kom. Öster. Aka. Wiss.*, 17, 231–250.
- Poty, E. (2016). The Dinantian (Mississippian) succession of southern Belgium and surrounding areas: stratigraphy improvement and inferred climate reconstruction. *Geol. Belgica*, 19(1-2), 177–200.
- Poty, E., Aretz, M., Barchy, L. (2002). Stratigraphie et sédimentologie des calcaires à *Productus* du Carbonifère inférieur de la Montagne noire (Massif central, France). *C. R. Géosci.*, 334(11), 843–848.
- Poty, E., Aretz, M., Hance, L. (2014). Belgian substages as a basis for an international chronostratigraphic division of the Tournaisian and Viséan. *Geol. Mag.*, 151, 229–243.
- Poty, E., Chevalier, E. (2007). Late Frasnian phillipsastreid biostromes in Belgium. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 275, 143–161.
- Poty, E., Delculée, S. (2011). Interaction between eustacy and block-faulting in the Carboniferous of the Visé–Maastricht area (Belgium, The Netherlands). *Z. dt. Ges. Geow.*, 162(2), 117–126.
- Poty, E., Devuyst, F.-X., Hance, L. (2006). Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and northern France: a tool for Eurasian correlations. *Geol. Mag.*, 143, 829–857.
- Poty, E., Hance, L. (2006). Livien. *Geologica Belgica*, 9(1-2), 133–138.
- Poty, E., Hannay, D. (1994). Stratigraphy of rugose corals in the Dinantian of the Boulonnais (France). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 35, 51–82.
- Pruvost, P. (1930). Sédimentation et subsidence. *Liv. Jub. Centenaire de la Soc. géol. de Fr.*, t. II, p. 545.
- Raymond, D. (1987). Le Dévonien et le Carbonifère inférieur du sud-ouest de la France (Pyrénées, Massif de Moutoumet, Montagne Noire) : sédimentation dans un bassin flexural en bordure sud de la chaîne de collision varisque. *Geol. Rundsch.*, 76, 795–803.
- Raymond, D., Weyant, M. (1982). Individualisation de deux séries hétéropiques au sein du Dévonien et du Carbonifère inférieur de la zone axiale pyrénéenne entre les vallées de l’Aude et de l’Ariège (France). *Bull. Soc. Géol. France*, 24, 265–274.
- Renier, A., Stockmans, F., Demanet, F., van Straelen, V. (1938). Flore et faune houillères de la Belgique. Introduction à l’Étude paléontologique du Terrain houiller. *Mém. Musée royal d’Histoire nat. de Belgique*, 1–317 (vol. 1), 1–144 (vol. 2).
- Ricken, W., Schrader, S., Oncken, O., Plesch, A. (2000). Turbidite basin and mass dynamics related to orogenic wedge growth; the Rheno-Hercynian case. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 179, 257–280.
- Robardet, M., Paris, F., Racheboeuf, P.R. (1990). Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. *Geol. Soc. London, Mem.*, 12, 411–419.

- Robardet, M., Bonjour, J.D., Paris, F., Morzadec, P., Racheboeuf, P.R. (1994). Ordovician, Silurian and Devonian of the Medio-North-Armorican Domain, pp. 142–151. In: Keppe, J.D., Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Area*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Robardet, M. (2003). The Armorica microplate: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 195, 125–148.
- Rouchy, J.-M., Groessens, E., Laumondais, A. (1984). Sédimentologie de la formation anhydritique viséenne du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut ; Belgique). Implications paléogéographiques et structurales. *Bull. Soc. Bel. Géol.*, 93(1-2), 105–145.
- Sanz-López, J. (2002). Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. In *Palaeozoic Conodonts from Northern Spain: Eight International Conodont Symposium Held in Europe*, Vol. 1, eds. S Garcia-Lopez, F Bastida, pp. 367–389. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. (2012). Lower Bashkirian conodonts from the Iraty Formation in the Alduides-Quinto Real Massif (Pyrenees, Spain). *Geobios*, 45(4), 397–411.
- Saspiturry, N., Cochelin, B., Razin, P., Leleu, S., Lemirre, B., Bouscary, C., Issautier, B., Serrano, O., Lasseur, E., Baudin, T. (2019). Tectono-sedimentary evolution of a rift system controlled by Permian post-orogenic extension and metamorphic core complex formation (Bidarray Basin and Ursuya dome, Western Pyrenees). *Tectonophysics*, 768, 228180.
- Schneider, J.W., Körner, F., Roscher, M., Kroner, U., (2006). Permian climate development in the northern peri-Tethys area – the Lodève basin, French Massif Central, compared in a European and global context. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 240, 161–183.
- Schönlau, H.P. (1992). Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its implications for Plate Movements. *Jhb. Geol. B-Anst.*, 135(1), 381–418.
- Schrader, S. (2000). Die sedimentär-geodynamische Entwicklung eines variszischen Vorlandbeckens: Fazies- und Beckenanalyse im Rhenohercynischen Turbiditbecken (Spätes Viseum, cd III). *Kölner Forum Geol. Pal.*, 5, 1–104.
- Schubert, M. (1996). Die dysaerobe Biofazies der Wissenbacher Schiefer (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Devon). *Göttinger Arb. Geol. Pal.*, 68, 1–31.
- Scotese, C.R. (2001). *Atlas of Earth History*. PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 pp.
- Siegmund, H., Trappe, J., Oschmann, W. (2002). Sequence stratigraphic and genetic aspects of the Tournaisian “Liegender Alaunschiefer” and adjacent beds. *Int. J. Earth Sci.*, 91, 934–949.
- Soula, J-C., Debat, P., Brusset, S., Bessière, G., Christophoul, F., Déramond, J., (2001). Thrust-related and extensional doming in a frontal orogenic wedge: Example of the Montagne Noire, Southern French Hercynian Belt. *J. Struct. Geol.*, 23(11), 1677–1699.
- Steemans, P. (1982). L'âge du poudingue de Fépin (base du Gedinnien) à Lahonry (Belgique). *Bull. Soc. Bel. Géol.*, 90, 331–340.

- Steemans, P. (1989). Paléogéographie de l'Edévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Bel.*, 112, 103–119.
- Stets, J., Schäfer, A. (2002). Depositional environments in the Lower Devonian siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany) – Case studies and a model. *Contrib. Sed. Geol.*, 22, 1–78.
- Strullu-Derrien, C., Ducassou, C., Ballèvre, M., Dabard, M.-P., Gerrienne, P., Lardeux, H., Le Hérisse, A., Robin, C., Steemans, P., Strullu, D.-G. (2010). The early land plants from the Armorican Massif: sedimentological and palynological considerations on age and environment. *Geol. Mag.*, 147, 830–843.
- Struve, W. (1982). The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 55, 401–432
- Süss, M.P. (1996). Sedimentologie und Tektonik des Ruhr-Beckens: Sequenzstratigraphische Interpretation und Modellierung eines Vorlandbeckens der Varisciden. *Bonner Geowiss. Schrif.*, 20, 1–148.
- Süss, M.P. (2005). Zyklotheme, Zyklen und Sequenzen - steuernde Faktoren der Sedimentation im Ruhr-Becken. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 254, 161–168.
- Süss, M.P., Drozdzewski, G., Schäfer, A. (2000). Sequenzstratigraphie des kohleführenden Oberkarbon im Ruhr-Becken. *Geol. Jhb.*, A 156, 45–106.
- Ternet, Y., Barrère, P., Debroas, E.J. 1995. Notice explicative de la feuille Campan à 1/50000 (1071N). Editions du BRGM. 117pp.
- Thorez, J., Streel, M., Bouckaert, J., Bless, M.J.M. (1977). Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 28, 17–32.
- Thorez, J., Dreesen, R., Streel, M. (2006). Famennian. *Geol. Belgica*, 9(1-2), 27–45.
- Tsien, H.H. (1971). The Middle and Upper Devonian reef-complexes of Belgium. *Pet. Geol. Taiwan*, 8, 119–173.
- Vachard, D., Cázar, P., Aretz, M., Izart, A. (2016). Late Viséan-Serpukhovian foraminifers in the Montagne Noire (France): Biostratigraphic revision and correlation with the Russian substages. *Geobios*, 49, 469–498.
- Vachard, D., Izart, A., Cázar, P. (2017). Mississippian (middle Tournaisian-late Serpukhovian) lithostratigraphic and tectonosedimentary units of the southeastern Montagne Noire (Hérault, France). *Géol. France*, 1, 2017, 47–88.
- Van Den Driessche, J., Brun, J-P. (1989). Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le sud du Massif Central. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 309, 1607–1613.
- Van der Voo, R. (1993). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney : Cambridge University Press. ix + 411 pp.

- Vellutini, P.-J., Rossi, P., Michon, G., Hervé, J.-Y. (1996). *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Galeria-Osani (1109)*. Orléans : BRGM, 109 pp.
- Vetter, P. (1968). *Géologie et Paléontologie des bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du Détroit de Rodez*. Thèse, Université de Toulouse. 637 pp.
- Walliser, O.H. (1984). Geologic processes and global events. *Terra cognita*, 4, 17–20.
- Weller, J.M. (1930). Cyclic sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. *Jour. Geol.*, 38, 97–135.
- Weyant, M., Bultynck, P., Plusquellec, Y., Racheboeuf, P.R. (2010). Reassessment of Lochkovian - Pragian conodont faunas from the Rade de Brest and the Presqu'île de Crozon (Massif Armoricain, France). *N. Jhb. Geol. Pal.*, 258, 73–88.
- Weyer, D. (1965). Etroeungt im Morvan (Zentral-frankreich). *Abh. Zent. Geol. Inst.*, 1, 290–302.
- Wickert, F., Eisbacher, G. H. (1988). Two-sided Variscan thrust tectonics in the Vosges Mountains, northeastern France. *Geodinamica Acta*, 2(3), 101–120.
- Wrede, V. (2005) (avec une contribution de Ribbert, K.-H. Ribbert). Das Oberkarbon (Silegium) am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges (Ruhrkarbon). *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 254, 225–254.
- Wrede, V., Brix, M.R. (2009). Geologie des Ruhrgebietes. *Exku.-führer u. Veröff. Dt. Gesell. Geowiss.*, 238, 30–41.
- Wrede, V., Drozdowski, G., Juch, D., Leipner, A., Sowiak, M. (2019). FT A2 : The Pennsylvanian of the Ruhr Basin and Osnabrück region. *Kölner Forum Geol. Pal.*, 24, 43–80.
- Young, G.C. (1987). Devonian palaeontological data and the Armorica problem. *Palaeogeo., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 60, 283–304.