

Étude de deux formations carbonifères du Morvan méridional dans le cadre de l'orogénèse hercynienne (Région du Creusot, Saône-et-Loire)

Benjamin BRIGAUD, Georges GAND et Jacques BONVALOT*

Résumé

Dans la région creusotine, deux formations sédimentaires, l'une d'un âge incertain, Dévonien, Dévono-Dinantien, Dinantien, selon les auteurs, et l'autre du Stéphanien supérieur, ont été étudiées.

La première nommée Formation (Fm) des Alouettes, est bordée au nord par le granite d'Uchon responsable d'un métamorphisme de contact. Des filons de microgranite la recoupent. Elle est d'abord constituée par une alternance de grès et de siltites laminées charbonneuses dans lesquelles on rencontre des rides de courant, figures d'érosion ainsi que des racines de Lépidophytes (*Stigmaria*) et des tiges d'Equisétales (*Bornia*). Cette partie est recouverte par des conglomérats à éléments souvent pluridécimétriques dont certains sont faites de lydiennes ; l'ensemble constituant une séquence progradante avec le passage d'un environnement de type littoral, deltaïque à un milieu fluviatile de fort hydrodynamisme. Cette séquence témoigne probablement de l'érosion des reliefs continentaux liés aux mouvements compressifs de la phase tectonique bretonne (355-350 Ma ; LELOIX, 1998).

Comparée avec l'organisation de la série dinantienne du Morvan occidental, la Fm des Alouettes présente des analogies séquentielles et paléontologiques certaines avec sa base datée du Tournaisien. Pour cette raison, nous suggérons d'attribuer le même âge à la Fm creusotine qui appartient à la période médio-varisque.

La série houillère du Creusot a une flore qui a permis de la dater du Stéphanien supérieur donc du Gzhélien, période néo-varisque II. Nommée dans cette étude, Fm des Riaux, elle s'est constituée dans le cadre d'un étalement gravitaire de la chaîne hercynienne qui a engendré des bassins post-orogéniques comme celui du Creusot. Le milieu fut d'abord de type marécageux dans lequel la nature et la répartition des dépôt détritiques et phytogènes ont été contrôlées par le climat et la forte subsidence liée à une tectonique active. La partie supérieure de la Fm houillère suggère le passage à un environnement lacustre. La nature rhyolitique de certains galets et les quelques quartz automorphes trouvés dans les grès suggèrent un possible volcanisme acide lors du fonctionnement du bassin.

Les deux formations carbonifères creusotines sont caractéristiques de deux stades distincts de l'évolution de la chaîne varisque dans le nord-est du Massif central.

Mots-clés : Tournaisien, Gzhélien, sédimentologie, paléoenvironnements, tectonique, conglomérats, siltites, charbon.

Abstract

Two Carboniferous formations (Tournaisian and Gzhelian) observed in Le Creusot characterise the evolution of the Hercynian belt. These formations show changes in deposit environment during the Carboniferous. Such variations are directly linked to the evolution of the Hercynian chain.

Recent palaeontological discoveries and the study of lithological outcrops in the "Formation des Alouettes" indicate that it dates from the Tournaisian. Wavy bedding is strongly suggestive of a tidal environment. The planar bedding of fine deposits (siltstone), which can become mixed during storms, indicates a lagoonal environment. Root traces show a palaeosol. The coarser deposits (conglomerates) found towards the top of the formation indicate a deltaic environment. Similar formations are present further south (towards Bourbon-Lancy and Ternant) and also to the north (towards Lucenay-l'Évêque and Mont Beuvray). Towards Ternant, they are fossiliferous (e.g. *Fenestrella*, *Productus*, *Spirifer*, *Conocardien*, *Aviculopecten*, and *Orthoceras*) and show a marine environment. Further south (Brenne to the north of the "Monts du Lyonnais"), the Bretonic phase (350-355 Ma, LELOIX 1998) led to erosion, followed by the deposit of thicker layers of conglomerates, sandstones and siltites.

Folding, during the first Sudetic phase (intra-Visean, 335-325 Ma, LELOIX 1998) and more particularly the second Sudetic phase (320-300 Ma, LELOIX 1998) led to orogeny in the Morvan, following the collision of Gondwana and Laurasia.

During the Gzhelian (Upper Stephanian), a mode of extension linked to the gravitational extension of the Hercynian chain allowed the installation of a late orogenic basin. Its filling was initially conglomeratic, in a zone located at the bottom of a slope. Then the environment became more protected and marshy, allowing phytogenic accumulation resulting in coal. Continuous deepening led to a lake environment. This deepening, shown at one site, proves the importance of tectonics in the structuring of the late orogenic basin of Le Creusot. This structuring controlled the type of sedimentation which developed during the Gzhelian in the basin.

These two formations characterise two distinct phases in the evolution of the Variscan chain.

Key words : Tournaisian, Gzhelian, sedimentology, paleoenvironment, tectonics, conglomerate, siltstone, coal.

* UMR-CNRS 5561 Biogéosciences - Centre des Sciences de la Terre - Université de Bourgogne - 6 bd Gabriel - 21000 DIJON - benjamin.brigaud@u-bourgogne.fr, georges.gand@wanadoo.fr

Introduction

La ville du Creusot s'étend sur la limite séparant le Morvan méridional du bassin Permien de Blanzey-Bert. Au nord affleure le granite porphyroïde à biotite d'Uchon appartenant au batholithe de Luz. La formation sédimentaire la plus ancienne affectée par un métamorphisme de contact est recou-

pée par des filons de microgranite et est surmontée par une Fm houillère.

La première appelée Fm des Alouettes n'est pas d'étude sédimentologique facile en raison d'affleurements fort météorisés. Elle le fut néanmoins dans le secteur de Montcenis par PRZYBYLA (1984) à la faveur de la rectification de la N 80 et de la construction d'un tunnel. La seconde, dénommée dans ce travail, Fm des Riaux est beaucoup mieux connue car on y a extrait du charbon selon "les règles de l'art", de 1767 à 1943. Son exploitation métho-

dique par SCHNEIDER & Cie permit de connaître, en détail, la lithologie et la géométrie de ce petit bassin minier. On peut d'ailleurs s'étonner qu'aucune étude sédimentologique moderne n'ait concerné cette Fm des Riaux bien qu'il y eut abondance de coupes de galeries et de puits qui ont été conservées dans les archives. Un tel "oubli" s'explique en réalité par la nécessité incontournable qu'a le sédimentologue d'étudier les affleurements, devenus malheureusement inaccessibles pour ce qui concerne les travaux miniers et trop rares pour les affleurements naturels, car depuis longtemps anthropisés par l'extension de la ville. Il faut ajouter à ce tableau la pseudo-absence des "archives de la mine" qui fut longtemps expliquée par le bombardement de la cité en 1943. En réalité, une grande partie d'entre elles était conservée dans le site industriel du Polygone. C'est, en effet, à cet endroit que Georges GAND put les consulter et les étudier avec l'aimable autorisation de M. l'Ingénieur GIROT. Les plus significatives d'entre elles furent ensuite réduites et publiées in FEYS & GAND (1983).

Vers les années 1997, la décision de mettre en valeur le site pay-sager du Creusot amena la municipalité à construire une petite ligne touristique de chemin de fer entre la gare SNCF et la route des Crêtes. Ce qui entraîna l'ouverture de tranchées dans la base de la série houillère (Fm des Riaux) et dans la totalité de la Fm des Alouettes du Bois des Teurets dite aussi localement, la montagne des Craques. Il en résulta une précieuse coupe, quasi continue de la Rue Chaptal à la route des Crêtes où affleure le granite d'Uchon. Son étude ajoutée à celle d'autres affleurements naturels rajeunis par des travaux publics, complétée par les données des archives Schneider, a finalement permis d'appréhender la dynamique de mise en place des dépôts des deux Fm sédimentaires creusotines. Ce qui était l'objectif des recherches.

Si la Fm des Riaux est bien datée du Stéphanien supérieur (Gzhélien) par sa macroflore, il en est différent de la Fm des Alouettes dont l'âge a varié selon les auteurs, allant du Dévonien au Viséen inférieur. L'étude sédimentologique ainsi que son contenu fossilifère vont permettre d'en préciser l'âge.

Cadre géologique et structural de la région étudiée

Le Creusot se situe le long d'un accident majeur du socle hercynien français : le sillon de Blanzky-Bert orienté N 45-50. Celui-ci sépare la zone morvano-vosgienne, au nord, de la zone ligéro-averne au sud (FAURE *et al.*, 1997). On peut le suivre au sud-ouest jusqu'à Bort-les-Orgues où il se connecte avec le sillon houiller orienté N 20. Au nord-est, il se prolonge jusque dans les Vosges (figure 1A). Ces grandes failles sont l'héritage de la suture de différents blocs ou terranes qui a contribué à l'édification de la chaîne varisque par obduction-collision.

Le bassin permo-houiller de Blanzky-Montceau-Le Creusot d'orientation N 45-50 s'étire sur une centaine de kilomètres. Il est limité par les granites du batholite de Luzy, au nord-ouest et par le horst granito-gneissique du Charollais, au sud-est (figure 1B). Les formations stéphanien se localisent le long des deux bordures du bassin dont la partie centrale est remplie par une épaisse série permienne atteignant plus de 1500 m par endroits (FEYS & GREBER, 1958 ; GAND *et al.*, 1992, 1994). Sur la bordure sud-est, le Houiller forme une bande large de plusieurs centaines de mètres sur une distance de quarante kilomètres. Il est peu déformé ou juste quelque peu décalé par des failles normales. Au nord-ouest, par contre, la bande stéphanienne est discontinue, très tectonisée au point que les séries y sont inversées. Elle présente plusieurs petits gîtes houillers, jadis productifs : Neuvy-Granchamp, Nully, Bois-de-Toulon, Petits-Châteaux et Le Creusot ; ce dernier ayant été le plus riche.

I. LA FORMATION DES ALOUETTES

1. CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Elle affleure assez bien sur la bordure nord-ouest du bassin permo-houiller de Montceau-Le Creusot où elle y forme une lentille de 9,5 km de long entre Charmoy-la-Ville et le Creusot (figure 1C). Sa largeur maximum est de 2 km dans le secteur de la butte des Alouettes. Au nord, elle est limitée par le granite porphyroïde du batholite de Luzy. À son contact, elle se trouve métamorphisée et présente alors un faciès de cornéenne et/ou de schistes tachetés. Elle est recoupée par des filons de microgranites, bien visibles dans la tranchée du petit train touristique des "deux vallées", dans le bois des Teurets. Dans le granite porphyroïde à biotite, des enclaves de siltites de la Fm des Alouettes, ont été reconnues au niveau du parking du parc touristique des Combes (GAND, 2003). Au sud-est, comme la Fm des Riaux, elle est brutalement interrompue par la faille permienne qui les met en contact avec les Fm des Grès Rouges du Permien.

Elle forme le socle du bassin Houiller du Creusot (figure 2) et constitue l'anticlinal de la butte des Alouettes (420 m). Un faible pendage, orienté nord-nord-est, affecte les couches de la bordure nord, près de la Combe-des-Mineurs. Plus généralement, elles font partie, dans ce secteur, de petites structures anticlinales. D'après VALLE (1984), les fractures se distribuent en cinq directions : N 10, N 45, N 55-70, N 120 et N 135. Nous avons relevé beaucoup de diaclases de direction N 45 et N 135. Le pli anticlinal des Alouettes a une direction N 70 (figure 1D).

2. LOCALISATION ET PRÉSENTATION DES TROIS AFFLEUREMENTS ÉTUDIÉS

Le premier se situe le long de la rue Chaptal et jusque dans le Bois des Teurets (figure 1D, affleurement B). Une coupe d'environ 25 m d'épaisseur a été levée (figure 3A). Elle est caractérisée par des bancs, pluri-décimétriques à métriques, de grès plus ou moins fins alternant avec des siltites de couleur vert-sombre. Des joints argileux blanchâtres ne dépassant pas 5 cm d'épaisseur s'intercalent parfois entre les bancs de siltites et de grès. Le faciès dominant est un grès fin. La

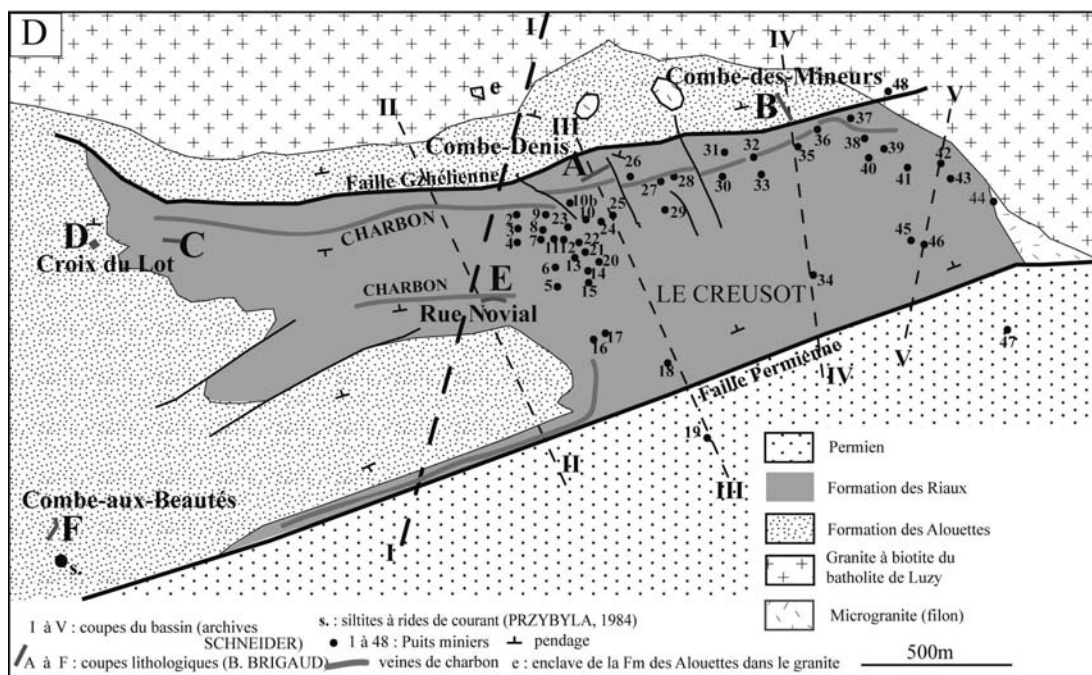
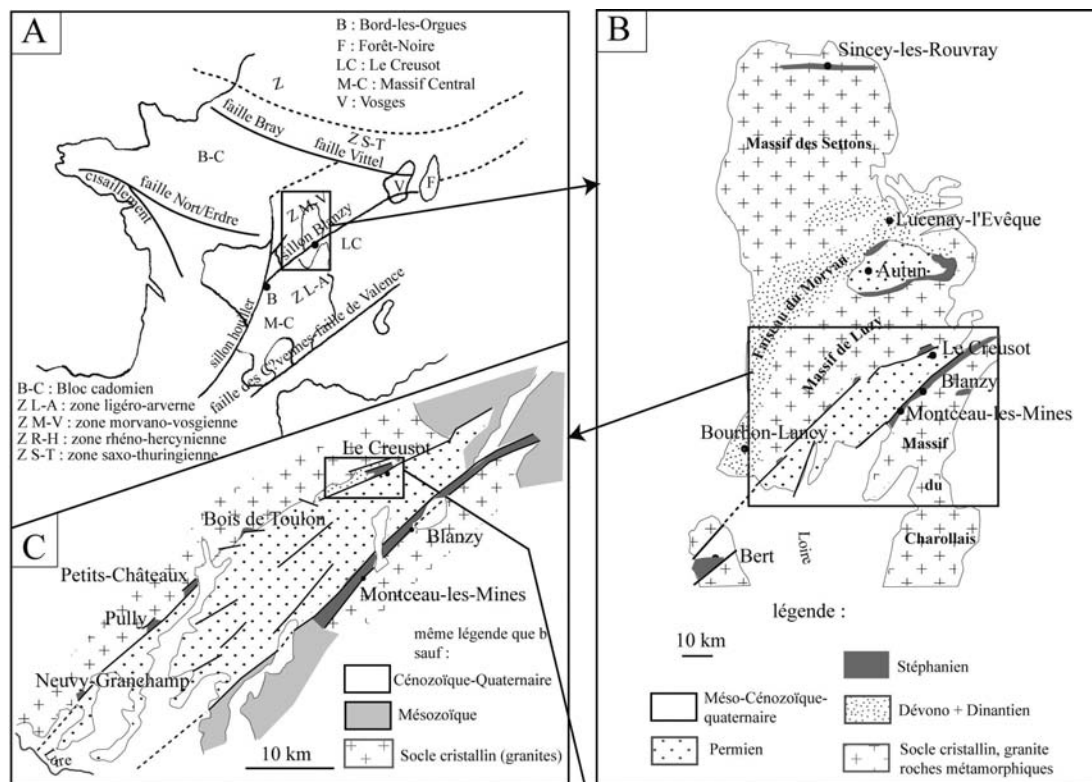


Figure 1. Situation de la région étudiée. **A** = grandes structures de la France d'après FAURE *et al.* 1997; cartes géologiques avec **B** = le Morvan d'après P. RAT (1972, modifié), **C** = le bassin Blanzy-Montceau-Le Creusot d'après B. VALLE (1984, modifié), **D** = le bassin houiller du Creusot d'après FEYS & GAND (1983, modifié).

roche est intensément diaclasée si bien qu'elle se débite en petits parallélépipèdes brouillant le litage. Les diaclases ont des directions N 135 et N 45 matérialisant les directions des contraintes hercyniennes.

Le deuxième affleurement étudié se trouve à la Croix-du-Lot (figure 1D affl. D). Une coupe de 11 m d'épaisseur a pu être levée, le long du chemin des Hauts-de-Baudot. Elle montre des bancs conglomératiques pluri-métriques constitués de galets jointifs très arrondis à émoussés pouvant atteindre plusieurs décimètres de longueur. Des joints argileux et des siltites sont aussi présents.

Le troisième affleurement se localise au niveau du tunnel de la route N 80, dans la Combe-aux-Beautés (figure 1D, affl. F). Des sols de végétation à *Stigmara* et des tiges de *Bornia* (Equisétales) y ont été observés (GAND in NECTOUX, 1974).

3. ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

Les faciès définis par MIALL (1996) seront utilisés dans cette étude. Cette nomenclature prend en compte le litho-faciès et les structures sédimentaires associées.

3.1. Description des faciès et des micro-faciès

a. Les conglomérats (Gm) de l'affleurement D de la Croix-du-Lot (figure 1D et figure 3)

Gm = conglomérats jointifs, massifs ou faiblement lités

Les conglomérats se présentent sous la forme de bancs de plusieurs mètres d'épaisseur. Ils contiennent des galets jointifs, très usés, arrondis à émoussés répartis dans une matrice grés-silteuse. L'ensemble correspond au faciès Gm de MIALL (1996). Cinq séquences granodécroissantes vers le haut sont décelables (figure 3C). Elles commencent par un dépôt, généralement à base érosive, de galets et de blocs arrondis pouvant atteindre une épaisseur de 30 cm. La taille des éléments diminue pour atteindre celle des sables, relayés par des siltites et des argilites en fin de séquence (figure 3C).

L'étude des micro-faciès montre que les galets sont des fragments lithiques de siltites, de grès, de quartz et de lydienne (photographie 1). La matrice silto-gréseuse contenant des cristaux de quartz et de feldspath est liée par un ciment phylliteux de chlorite (échantillon 8).

b. Les grès (Sh) des affleurements B, D et F (figure 1D et figure 3)

Sh = Grès très fins à grossiers parfois micro-conglomératiques à litage plan

Ils se présentent en bancs pluri-décimétriques à métriques de grès apparaissant homogènes et assez fins. Les observations de lames minces et de surfaces polies révèlent des interbancs silteux ou des lamines de siltites noires charbonneuses. Un granoclassement est visible.

D'autres niveaux, plus tourmentés, sont constitués de grès fins mélangés avec de la matière organique. Certains l'englobent permettant ainsi sa préservation.

L'observation des lames minces montre que ces grès sont faits principalement de quartz jointifs, généralement anguleux répartis dans un ciment de microcristaux de chlorite (éch. 3 et 6). Ces quartz sont soit monocristallins avec des contours plutôt arrondis et une extinction nette au microscope, soit polycristallins avec des formes anguleuses à émoussées. Il existe aussi des grains de feldspaths, plagioclases et des paillettes de micas.

c. Les siltites (Fsc) des affleurements B, D et F (figure 1D et figure 3)

Fsc = siltites à litage plan et lamination horizontale

Le faciès Fsc s'observe dans les bancs décimétriques à métriques mais on peut également le trouver dans les grès sous forme de lits centimétriques. Des passages sont fortement riches en

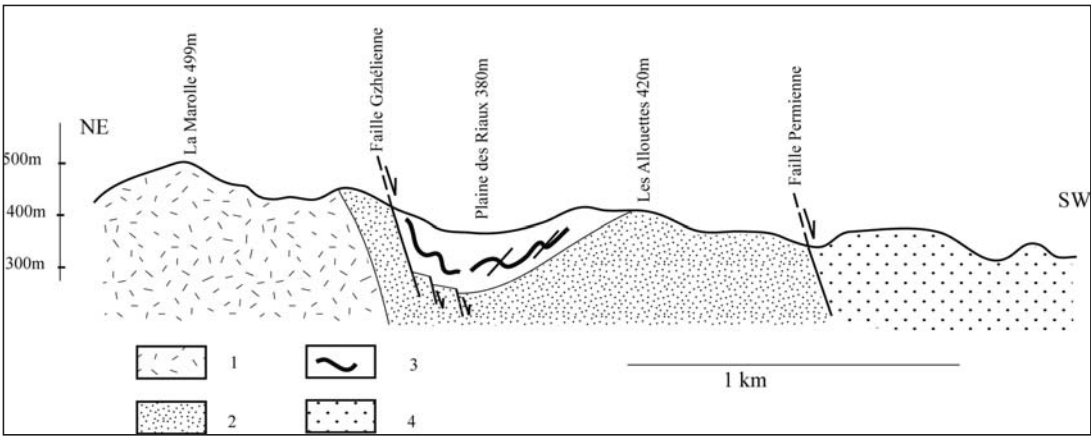


Figure 2. Coupe I dans le bassin du Creusot ; 1 = Granite porphyroïde à biotite ; 2 = Formation des Alouettes ; 3 = Formation des Riaux avec couches de charbon ; 4 = Groupe des Grès rouges (Permien). La faille gzhélienne du Creusot affecte la Fm des Alouettes et permet une création d'accommodation. L'espace disponible est comblé par les dépôts de la Fm des Riaux riches en débris organiques. La poursuite de la subsidence lors du Gzhélien provoque un glissement gravitaire des couches de charbon.

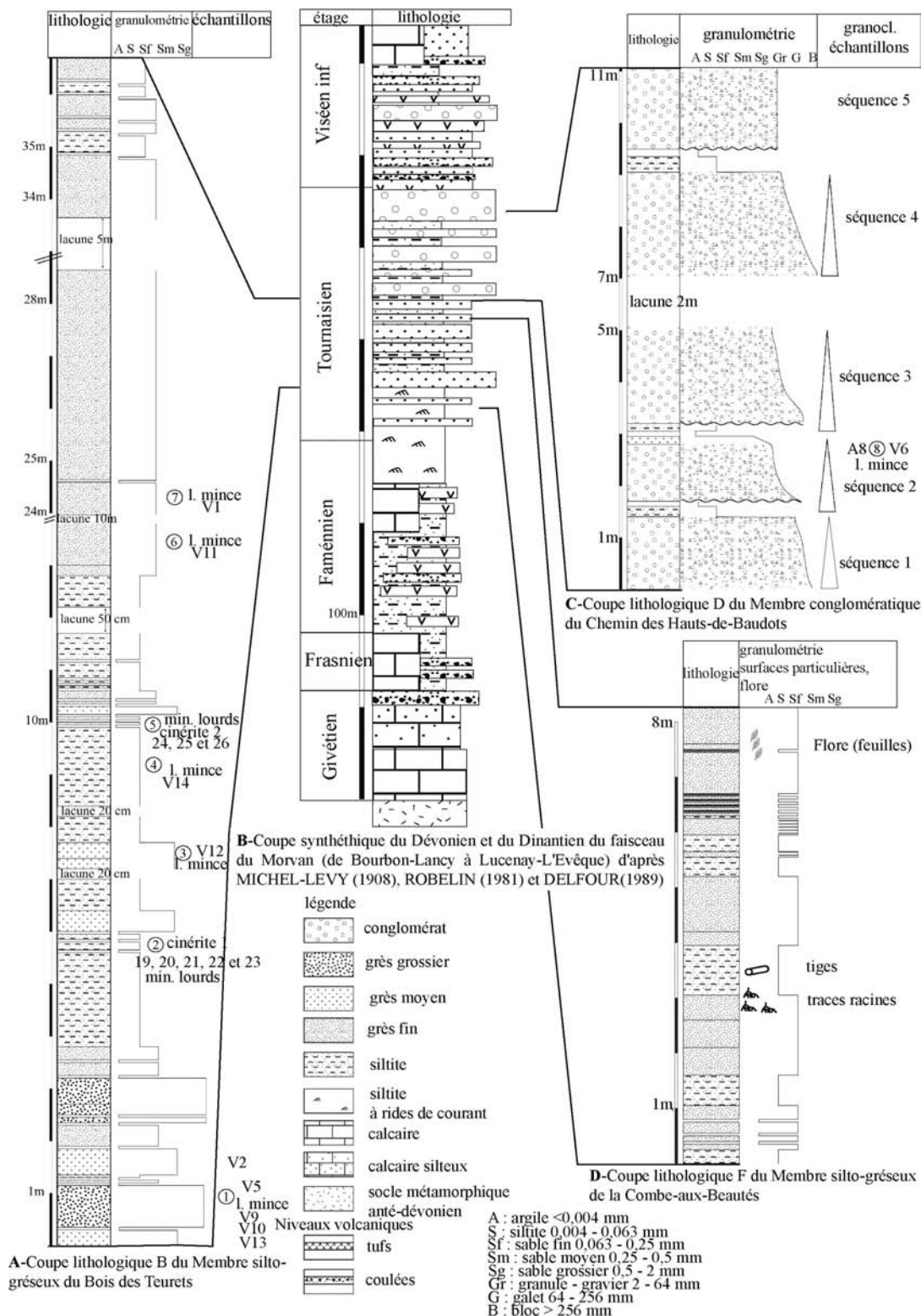


Figure 3. A, C, D : log des trois affleurements étudiés de la Fm des Alouettes (figure 1D) et essai de corrélation avec les Fm du Dévonien et du Dinantien du Faisceau du Morvan. **A** = Coupe lithologique N-S du Bois des Teurets. **B** = coupe synthétique du Dévonien et du Dinantien du Faisceau du Morvan. **C** = coupe lithologique de l'affl. D, Croix-du-Loir, chemin des Hauts-de-Baudots. **D** = coupe lithologique de l'affl. D de la Combe-aux-Beautés.

matière organique et tachent alors les doigts. Des laminations planes sont observables en surface polie. Les siltites sont érodées et remaniées par les grès. Des niveaux à flore constituée de tiges et de rhizomes (*Stigmaria* et *Bornia*) sont localisés dans ces faciès silteux (GAND in NECTOUX, 1974). PRZYBILA (1984) a trouvé des siltites à rides de courant dans le secteur de la Combe-aux-Beautés (localisées sur la figure 1D par s). Des lits d'arénites fines forment de petites rides asymétriques. Le litage sécant à la base indique que cette ride est de type 2D. Elles sont recouvertes par des lits plans de siltites (faciès Fsc). Ces dernières sont constituées de petits grains de quartz répartis dans un ciment phylliteux de chlorite (éch. 4).

d. Les joints argileux des affleurements B et F (figure 1D et figure 3)

Une étude de minéraux lourds et légers a été faite sur la partie grossière contenue dans ces joints. Dans les échantillons, les minéraux lourds sont très minoritaires puisqu'ils ne constituent que 0,25 % de l'ensemble. Ils sont représentés par des zircons zonés, du disthène, de la tourmaline bleu-vert et de la staurotite. Les minéraux légers sont principalement du quartz anguleux associé à des feldspaths et à des micas.

3.2. Interprétations des environnements de dépôt

a. Les conglomérats (Gm) avec passages de siltites et d'argilites ; affleurement D de la Croix-du-Lot (figure 1D et figure 3)

Les conglomérats Gm se sont mis en place par des courants de traction. La séquence qui a été décrite, ci-dessus, suggère le remplissage d'un chenal méandrique ; les blocs étant apportés lors d'une crue et déposés au fond du chenal. Vers le sommet de la barre de méandre, le courant diminue et les dépôts sont de moins en moins grossiers. Puis, la séquence se termine par les silts et les argiles qui se déposent dans la plaine d'inondation. Leur incision par les conglomérats marque le retour du chenal et limite ainsi l'épaisseur de la séquence.

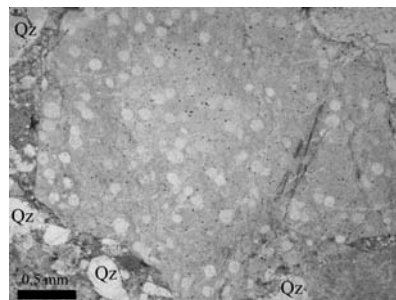
L'affleurement de la Croix-du-Lot semble donc témoigner de l'existence d'un système fluvial méandrique.

b. Les grès (Sh), affleurements B et F (figure 1D et figure 3)

Des sables régulièrement laminés (Sh) s'observent sur les plages actuelles (COJAN & RENARD, 1999) ou dans un milieu à faible hydrodynamisme comme une lagune dans laquelle se déposent des niveaux riches en matière organique. Ceux-ci peuvent être remaniés et mélangés lors de tempêtes ou de crues. Les grains majoritairement très anguleux supposent une origine proche.

c. Les siltites (Fsc), affleurements B et F (figure 1D et figure 3)

Les laminations horizontales de silts traduisent un faible hydrodynamisme et suggèrent une mise en place par simple décantation. Les faciès Fsc de MIAL (1996) indiquent des dépôts de débordements de crues, de traction sous faible courant laminaire voire des dépôts de marais. Dans les affleurements B et F où se rencontrent ces faciès, il n'y a jamais les termes grossiers qui indiqueraient un milieu fluvial. Il ne semble donc pas s'agir d'une plaine alluviale dans ce cas. Des sables fins viennent perturber la sédimentation silteuse. Ils érodent et sédimentent sur les silts sous-jacents. De telles situations peuvent se produire lors de tempêtes dans une lagune ou un marais. Les niveaux à sol de végétation avec *Bornia* et *Stigmaria* suggérant une pédogenèse possible, sont compatibles avec un environnement de marais.



Photographie 1. Microphotographie : galet de lydienne (radiolarite) dans le Membre conglomératique de la Fm des Alouettes. La plaque centrale correspond au galet de lydienne et les tâches claires aux pseudomorphoses de radiolaires. Des grains de quartz de la taille des sables sont visibles autour du galet (Qz).

Par endroit, la sédimentation qui se produit dans un milieu calme et réducteur permet l'accumulation de matière organique. Les rides de courant trouvées dans ces faciès résultent de déplacements laminaires de faible intensité. La taille des grains qui est celle des sables fins, est compatible avec des vitesses de 30 à 40 cm. s⁻¹ (HARMS *et al.*, 1982) qui se sont développées dans une tranche d'eau de 20 à 30 cm (REINECK & SINGH, 1975). Ces dépôts de sables à rides de courant alternant avec un drapage argilo-silteux s'apparentent aux structures de type stratification ondulée (wavy bedding). Elles indiquent un plan d'eau calme, peut-être soumis à l'influence des marées en milieux intertidaux et infratidaux bien que nous n'ayons pas trouvé des rides de directions opposées qui permettent de les caractériser d'après REINECK & WUNDERLICH (1968).

Deux environnements sont identifiés. Le premier correspond à une plaine côtière dans laquelle s'effectue une sédimentation calme qui se développe dans un espace lagunaire au bord duquel croissent des végétaux. Le deuxième pourrait être un littoral soumis aux marées. Ces milieux sont proches des terres émergées comme l'indique l'abondance des grains anguleux.

3.3. Origine des sédiments terrigènes détritiques de la Fm des Alouettes

La nature du matériel sédimentaire est assez variée. Les quartz polycristallins proviennent de roches métamorphiques voire aussi de granites cataclastiques puisque l'extinction est roulante. Certains minéraux lourds trouvés dans la fraction grossière des joints argileux

tels la staurotide et le disthène confirment l'apport d'origine métamorphique. Des fragments de siltites à radiolaires montrent aussi un héritage de matériel sédimentaire.

4. ÂGE DE LA FORMATION DES ALOUETTES

Dans le Faisceau Médian du Morvan, des formations datées du Dévonien et du Dinantien affleurent de Bourbon-Lancy jusqu'à Lucenay-l'Évêque (figure 1B). Ces Fm ont été successivement étudiées par MICHEL-LEVY (1908), GUFFROY (1957 et 1966), GUFFROY & PILLET (1966), BEBIEN (1970), ROBELIN (1981), DELFOUR (1989), LEGRAND-BLAIN & GAND (2005). Dans cette région occidentale du Morvan, le Tournaisien débute par une Fm de grès riches en plantes à passées charbonneuses qui a fourni des *Stigmaria* et des *Bornia* en de nombreux endroits, notamment dans les environs de Saint-Aubin. Cette Fm est surmontée par des poudingues de quartzites, de grès, de lydiennes et d'albitophyes qui constituent un horizon très constant et facilement reconnaissable (MICHEL-LEVY, 1908). L'ensemble est recouvert par des schistes gréseux très fossilifères dans lesquels l'auteur précédent avait identifié une faune marine surtout riche en Spiriféridés, Rhynchonellidés et en petites espèces de Productidés qui caractérise un faciès néritique d'eau peu profonde ; l'abondance locale de lamellibranches et des gastropodes lui faisant suggérer des milieux de vie ayant une grande proximité avec des rivages. L'ensemble était daté par MICHEL-LEVY (1908) du Tournaisien terminal/Viséen basal. Le Viséen inférieur est ensuite représenté par des bancs de calcaires marins intercalés dans des schistes ou des grès arkosiens à faune riche en Crinoïdes, Brachiopodes, Gastéropodes et Lamellibranches viséens. Il s'enrichit rapidement de dépôts volcano-sédimentaires ; coulées et ignimbrites de dacites et rhyodacites.

Si on compare les caractères sédimentologiques et le contenu fossilifère à *Stigmaria*, *Bornia* et à galets de siltites à radiolaires (lydiennes) (figure 1D, affl. D) de la Fm des Alouettes avec celles du Tournaisien-Viséen des autres parties du Morvan (cf supra), c'est assurément avec celle du Tournaisien inférieur qu'il y a le plus d'analogies. De là, nous suggérons de déduire que l'âge de la Fm creusotine est similaire, donc

du Tournaisien, rejoignant ainsi, en partie, MICHEL-LEVY (1908) FOURNIQUET *et al.* (1988) et COUREL *et al.* (1989). Le premier auteur attribuait les conglomérats de la Fm des Alouettes au Tournaisien et les siltites sous-jacentes au Famennien. Les seconds ont rapporté cette Fm creusotine au Dinantien.

Nous nous séparons ainsi de BARAS *et al.* (1968) pour leur âge Viséen inférieur puisque la Fm des Alouettes ne montre pas de caractères volcaniques lesquels sont fréquents dans le Viséen mais très rares dans les dépôts silto-grés-conglomératiques du Tournaisien du Faisceau du Morvan (DELFOUR, 1989). De plus, l'âge Tournaisien supérieur du granite porphyroïde à biotite du Batholite de Luz (348 +/- 6 Ma ; SUPPLY, 1985), provoquant le métamorphisme de contact de la Fm des Alouettes, conforte la datation tournaisienne ou anté-tournaisienne de cette Fm sédimentaire. Les galets de lydienne des niveaux conglomératiques de la Fm des Alouettes ont probablement la même origine que ceux du Tournaisien inférieur du Morvan occidental. Ils proviennent probablement de radiolarites connues dans le Famennien régional (ROBELIN, 1981). La Fm des Alouettes est donc post-Famennienne, ce qui confirme par encadrement un âge tournaisien.

5. ÉVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS AU COURS DU TOURNAISIEN

Deux membres ont été distingués dans la Fm des Alouettes. Le premier est grés-silteux (affl. B et F, figure 1) et le second conglomératique (affl. D figure 1). Les interprétations conduisent à imaginer le milieu de sédimentation proche des zones d'apports et faisant partie d'environnements de littoral, de plaine côtière et de plaine alluviale.

En absence d'horizons repères, il n'a pas été possible d'établir la lithostratigraphie complète de la Fm des Alouettes. Mais en se basant sur la valeur des pendages et les altitudes, il est établi que la coupe de la Croix-du-Lot (D figure 1D) est sus-jacente aux logs de B et F (figure 1D) ; les structures "wavy bedding" se localisant donc sous l'affleurement F. Ainsi pour la région creusotine, est-il possible de retracer, au cours du Tournaisien, l'évolution des milieux de sédimentation, passant du littoral à la plaine côtière pour aboutir au fluvial. Cette progradation a été aussi démontrée dans le secteur de Ternant par ROBELIN (1981). Ces résultats confirment les données de MICHEL-LEVY (1908) qui parlait de transgression suivie d'une régression au Tournaisien.

II. LA FORMATION DES RIAUX

1. PRÉSENTATION

1.1. Les informations apportées par l'exploitation minière

a. L'exploitation et la production du charbon : quelques jalons historiques (GAND, 1982 ; FEYS & GAND, 1983 ; GAND, 2003 ; Anonyme, 2003a et 2003b)

L'exploitation remonte au XVI^e siècle et jusqu'au milieu du XVIII^e, le charbon est utilisé principalement par les taillandiers/maréchaux-ferrants de la région. Il est extrait en creusant des Crots (= trous) pouvant atteindre 25 m de profondeur. L'activité minière devient ensuite beaucoup plus importante à partir de la seconde moitié du XVIII^e siècle. A cette époque, la production de la fonte va valoriser les bassins houillers français. C'est ainsi que le 11 octobre 1767, la société de Lachaise et C^{ie} est créée au Creusot. De sorte, qu'à partir de cette date, on peut parler d'une exploitation industrielle du charbon réalisée par puits et galeries. La houille sert principalement à alimenter la

fonderie royale du Creusot créée en 1782 avec un rendement qui atteignit jusqu'à 30 000 tonnes de combustible par an, entre 1785 à 1836.

C'est l'arrivée des frères Schneider qui amplifia l'exploitation du bassin du Creusot en raison de leurs besoins pour la grande industrie métallurgique locale. D'après les archives SCHNEIDER inédites, Georges Gand *in* FEYS & GAND (1983) a estimé qu'environ 10 500 000 tonnes de charbon furent prélevées dans le sous-sol creusotin jusqu'en 1943, année de la cessation de l'activité houillère (GAND, 1982).

b. Le charbon du Creusot

Le charbon exploité au Creusot "était très pur" puisqu'il ne contenait que 1 à 5% de cendres. C'était du charbon gras au centre du bassin qui devenait maigre et anthraciteux en se dirigeant en profondeur et sur les bordures. Sur la bordure nord du bassin, les galeries ont recoupé la "grande veine" d'épaisseur irrégulière, atteignant 30 mètres en certains points. Elle y est associée avec deux couches sous-jacentes et métriques (figure 4 ; FEYS & GAND, 1983). Les couches de charbon sont souvent "barrées" par des lentilles gréseuses.

c. Structure du bassin en surface et en profondeur (figures 1, 2 et 4)

Le bassin du Creusot forme une petite combe large de 800 m qui s'allonge sur 3 km dans la direction ouest-est. Il recouvre, au nord et au sud, la Fm des Alouettes ; l'ensemble étant "sectionné" obliquement au sud-est par la grande faille permienne (figure 1). Le flanc nord du bassin Houiller présente des couches verticales ou/et inversées, bien visibles dans la tranchée du petit chemin de fer du train des "deux vallées" (Combe-Denis) et le long de l'ancienne rue

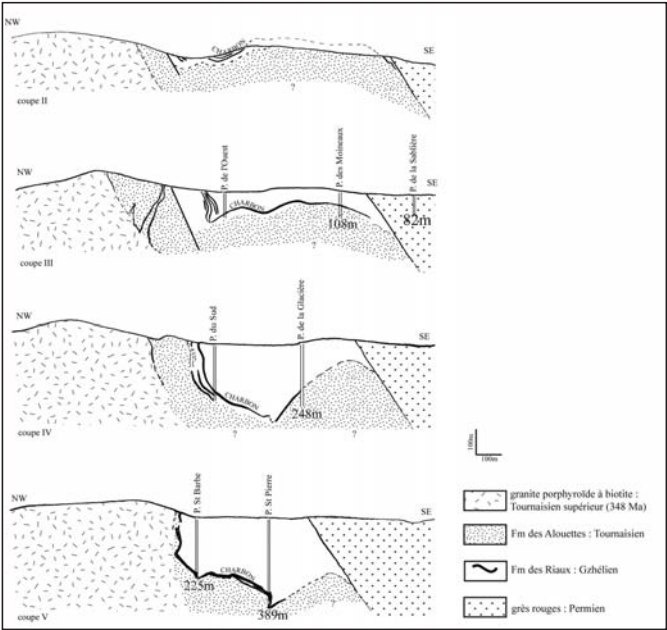


Figure 4. Coupes sérieées faites dans le bassin houiller du Creusot. II, III, IV et V : coupes localisées sur la figure 1D avec Puits de l'Ouest = n° 24 ; Puits des Moineaux = n° 18 ; Puits de la Sablière = n° 19 ; Puits du Sud = n° 35 ; Puits de la Glacière = n° 34 ; Puits St Barbe = n° 42 ; Puits St Pierre = n° 46 ; d'après archives Schneider *in* FEYS & GAND (1983, modifié). La couche de charbon de la Fm des Riaux, proche de la surface, à l'est (coupe II) s'approfondit vers l'ouest (400 m, coupe V). Elle est souvent verticale à renversée sur le flanc nord du bassin.

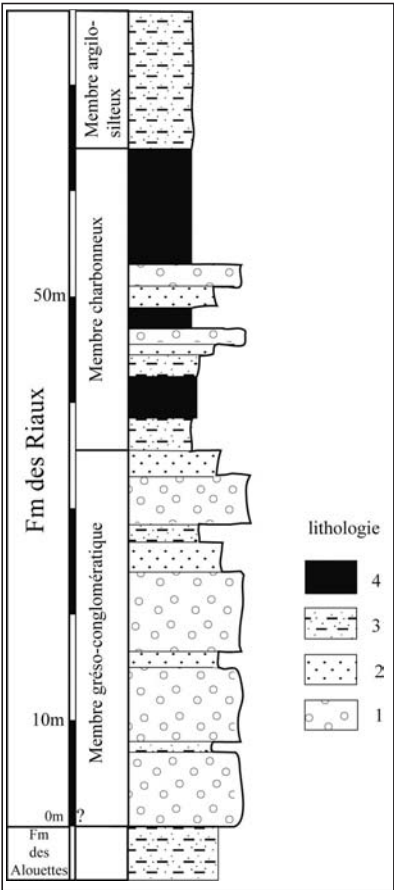


Figure 5. Coupe synthétique des 3 Membres de la Fm des Riaux ; 1 = conglomérats, 2 = grès, 3 = siltites, 4 = charbon. La Fm des Riaux repose sur la Fm des Alouettes. Elle commence par un Membre gréséo-conglomératique de 35 m d'épaisseur auquel lui succèdent le Membre charbonneux (30 m) et le Membre argilo-silteux pouvant atteindre 300 m par endroit.

Chaptal, parallèle à l'actuelle (photographie 2). Cette disposition fut remarquée par BÜRAT (1851) et explicitée par DELAFOND (1902). Elle est clairement exprimée sur les coupes des archives SCHNEIDER, notamment de la fin du XIX^e siècle, publiées *in* FEYS & GAND (1983).

La totalité de la série stéphanienne, dite ici Fm des Riaux, est plissée en un vaste synclinal orienté N 70. A l'intérieur de celui-ci, une série d'anticlinaux et de synclinaux sont déversés vers le Sud (DELAFFOND, 1902) (figure 2). Ce sont, selon le cas, des plis anisopaques étirés, renversés, laminés et des plis failles dont la portée peut-être importante (FEYS & GAND, 1983 ; GAND *et al.*, 2003).



Photographie 2. Bois Teurets, Fm des Riaux le long de la "voie du Tacot" dite "petit train des Combes", Membre Grés-conglomératique. Les couches sont renversées vers le sud ; âge Ghzélien ou Stéphanien supérieur.

1.2. La stratigraphie

A partir des archives SCHNEIDER *in* FEYS & GAND (1983) et des observations de terrains, une coupe synthétique de la Formation des Riaux est proposée (figure 5). Trois Membres y ont été distingués en se basant sur des critères pétrographiques et sédimentologiques.

Le premier débutant la Fm des Riaux est dit Membre grés-conglomératique dont la matrice rouille contient des galets émoussés et anguleux. Il mesure entre 30 et 60 m d'épaisseur. Sa base est principalement constituée par des bancs conglomératiques à gros galets bien représentés sur la partie nord du bassin. Ils sont localement absents à la base de la Fm (figure 4, coupe V) et sont de moins en moins grossiers et épais en se dirigeant vers l'ouest et vers le sud.

Ce membre s'affine dans sa partie supérieure puis laisse place au Membre charbonneux qui mesure entre 10 et 40 m d'épaisseur. Dans sa partie inférieure, les bancs de grès sont encore nombreux, alternant avec des siltites plus ou moins charbonneuses. Ensuite, apparaissent les veines de charbon qui contiennent des bancs de grès lenticulaires.

La Fm des Riaux se termine par le Membre argilo-silteux qui atteint environ 300 m d'épaisseur au niveau du puits St-Pierre (figure 4).

1.3. Localisation et présentation des trois affleurements étudiés dans la Fm des Riaux.

Une coupe lithologique, d'environ 65 m d'épaisseur, a été levée dans le Membre grés-conglomératique affleurant dans la tranchée du petit chemin de fer, près de la rue Chaptal (figure 1D affl. A ; figure 6). À cet endroit, près de la Combe-Denis, la base de la Fm des Riaux montre des couches en position inverse ayant un pendage d'environ 60° vers le sud. La base de la Fm commence par des dépôts assez fins passant à d'épais bancs conglomératiques de plus en plus grossiers. L'ensemble fait partie du Membre grés-conglomératique détaillé sur la figure 6 qui est recouvert par la Fm des Alouettes au nord. Lui fait suite, vers le sud, le Membre charbonneux (27 m d'épaisseur) contenant la «grande veine» qui affleure sur plus de 12 m. C'est en cet endroit de la Combe-Denis, qu'elle fut exploitée de manière artisanale par des crots au XVIII^e siècle.

L'affleurement Houiller de la Croix-du-Lot se trouve sur la bordure nord-ouest du bassin (figure 1D, affl. C). La Fm des Riaux y repose en discordance, par contact normal, sur la Fm des Alouettes. Il s'agit ici d'une partie du Membre grés-conglomératique dont les couches montrent un pendage de 35° vers le nord. Une coupe d'une dizaine de mètres a été levée.

Le troisième affleurement de la Fm des Riaux est situé sur la bordure sud-ouest du bassin (figure 1D, affl. E) où le contact avec la Fm des Alouettes se fait probablement par faille. La partie supérieure du Membre grés-conglomératique est visible sur 7 m. Il fait place au Membre charbonneux épais de 16 m (une couche de charbon de 10 m y a été observée) auquel succède le Membre argilo-silteux visible seulement sur quelques mètres. Toutes les couches montrent un pendage de 20° vers l'est.

1.4. Données paléontologiques et datation de la Formation des Riaux

La flore du bassin houiller comprend 27 espèces qui ont été rangées dans les genres *Cordaïtes*, *Sphenopteris*, *Pecopteris*, *Alethopteris*, *Sphenophyllum*, *Calamites*, *Annularia* et *Walchia* par ZEILLER (1906). Longtemps daté du Stéphanien B, après la révision de la macroflore de cet étage continental par DOUBINGER *et al.* (1995), il paraît plus approprié de lui donner un âge Stéphanien supérieur. Ce qui l'inclus dans le Ghzélien.

2. ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

2.1. Les faciès de MIAL (1996) et les micro-faciès

a. Conglomérats

Deux types de conglomérats Gm et Gms ont été distingués dans la Fm des Riaux. Les Gms présentent une texture «matrix-support» avec des éléments centimétriques atteignant 20 cm de longueur, emballés dans une matrice assez foncée de grès très fins. La taille moyenne des galets est comprise entre 5 et 6 cm. Ce conglomérat Gms se présente sous la forme de bancs pluri-décimétriques à métriques dans lesquels il n'y a pas de structure interne. La base est souvent nette et plus ou moins érosive. Le sommet montre un passage progressif vers un conglomérat plus fin de type Gm (avec des laminations planes) puis à des grès. Dans certains bancs, on peut trouver des feuilles de *Cordaïtes*.

Les conglomérats Gm ont la texture «grain-support». Les éléments y sont de taille plus faible (2-3 cm) que dans les précédents. Les galets sont jointifs avec des interstices occupés par des grains de la taille des sables. La base de ces bancs pluridécimétriques à métriques montre une stratification horizontale diffuse avec un passage vertical à une granulométrie plus fine, le plus souvent rapide.

Les galets des conglomérats Gm et Gms étudiés en lames minces se rapportent principalement à des éléments provenant de la Fm

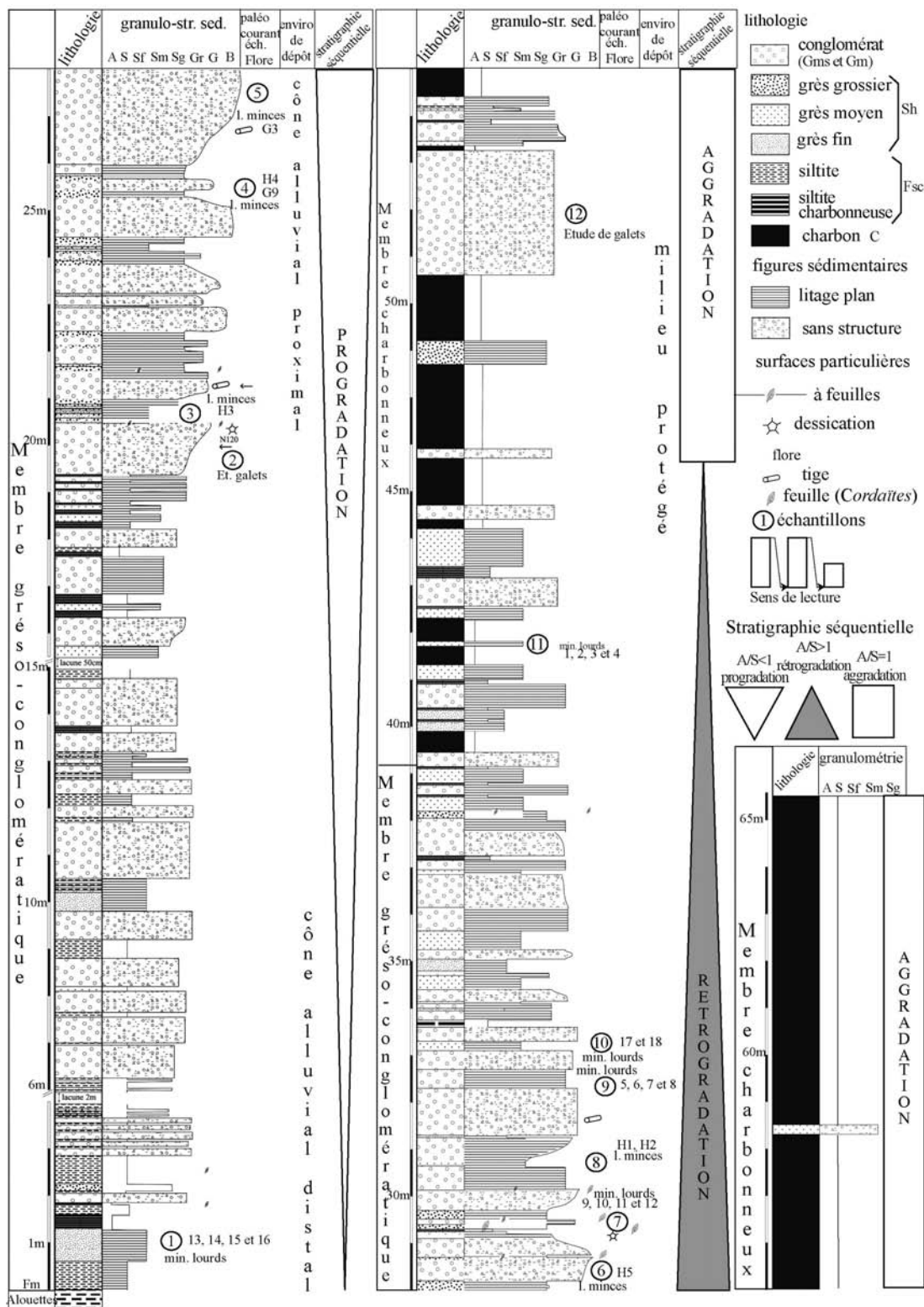


Figure 6. Coupe lithologique de la Fm des Riaux dans la Combe-Denis. L'affleurement A se trouve près de la rue Chaptal dans la tranchée de la ligne du train touristique des deux vallées. Deux membres y sont distingués: le Mmb grés-conglomératique et le Mb charbonneux. Dans le premier, une phase de progradation y est d'abord observée suivie d'une rétrogradation.

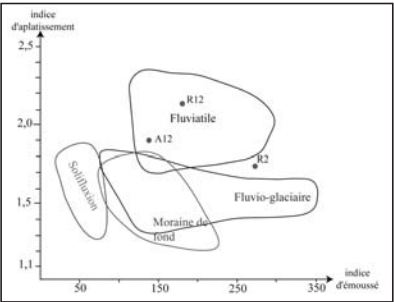


Figure 7. Type de transport déduit des indices d'aplatissement et d'émoussé de 3 populations de galets : R2 = galets de rhyolite (éch. 2), R12 = galets de rhyolite (éch. 12) et A12 = galets de siltite de la Fm des Alouettes (éch. 12).

des Alouettes (siltites, grès et conglomérats). Mais on y remarque aussi des galets de quartz filonien, de rhyolite, hérités du socle cristallin ; ceux de siltites charbonneuses anguleux et plats proviennent des niveaux sous-jacents de la Fm des Riaux. Il n'y a pas de galets de granite ; cette absence pouvant s'expliquer par une forte hydrolyse, sous climat tropical chaud et humide, du socle granitique environnant.

Un comptage de galets compris entre 2 et 8 cm de longueur a montré une évolution verticale de leur nature au sein de la Fm des Riaux. Dans le banc 2 (figure 6, cote 19 m) qui se situe au milieu du Membre grès-conglomératique, environ les trois-quarts des galets sont rhyolitiques (tableau I). Dans le banc 12 du Membre charbonneux (figure 6, cote 52 m), 80 % d'entre eux proviennent de la Fm des Alouettes (tableau I).

b. Étude morphologique des galets de la Fm des Riaux (éch. 2 et 12)

L'agent de transport des galets peut être caractérisé à l'aide des indices d'aplatissement (indice de forme) et d'émoussé (indice d'usure) (CAILLEUX & TRICART, 1963). Deux bancs conglomératiques présentant des galets extractibles ont été choisis pour l'étude. Dans le banc 2, 35 galets ont été prélevés et dans le banc 12, 119 galets ont été analysés (figure 6).

Résultats

Ils sont consignés dans le tableau I. Seules trois populations présentent un nombre suffisant de mesures pour que les indices soient interprétables : population R2, R12 et A12 (tableau I ; figure 7).

Échantillon 2	Indice d'aplatissement	Indice d'émoussé	Nombre de galets	Pourcentage	Longueur max. (cm)	Longueur min. (cm)
rhyolite	1,74	285,71	25	71,4	5,9	2,2
quartz	2,14	105,26	5	14,3	5,5	1,8
siltite de la Fm des Alouettes	2,21	380,95	5	14,3	3,3	2,1
Échantillon 12						
rhyolite	2,12	179,26	20	16,8	7,1	3,1
quartz	2,23	228,57	3	2,5	5,9	3,5
siltites de la Fm des Alouettes	1,9	144,16	96	80,7	8	2

Tableau I. Indices d'aplatissement et d'émoussé de 6 populations de galets tirées de 2 échantillons. Ceux-ci sont formés de galets de rhyolite, de quartz et de siltite. Les trois populations surlignées en gras ont un effectif suffisant pour être interprétées.

Interprétation

La méthode consiste à calculer le pourcentage des galets ronds (aplatissement < 2 = ap) par rapport au pourcentage des galets plats (ap > 2). Les galets de rhyolite du banc 2 ont 28 % de plats et 72 % de ronds. Ceux du banc 12 en présentent, dans le même ordre 35 % et 65 %. On voit que les proportions sont proches. Ce qui implique un mode de transport peu différent. Pour les émoussés, on peut voir que les galets de rhyolite des bancs 2 et 12 (R2 et R12) sont plus usés que ceux provenant de la Fm des Alouettes (A12).

Les trois populations de galets montrent un transport de type fluviale (figure 7). Ce qui paraît normal pour ceux de rhyolite du banc 2 (R2) qui ont été récoltés dans les conglomérats Gm d'origine fluviale mais problématique pour ceux du banc 12 (R12) recueillis dans les conglomérats Gms, typiques d'un transport en masse (coulee de débris) et non fluviale. L'explication proposée est que ces derniers galets de rhyolite et de siltites aient été d'abord transportés par un torrent puis repris par une coulée de débris.

c. Orientation des galets dans un banc de conglomérat Gms

Le but de la méthode est de déterminer le sens des écoulements. Selon DÜRINGER (1988), les dépôts de type coulée de débris (debris flow) génèrent une imbrication des galets dont les grands axes s'orientent dans le sens du courant. Les mesures ont été faites dans le banc 2 (figure 6) selon la démarche qui est explicitée sur la figure 8.

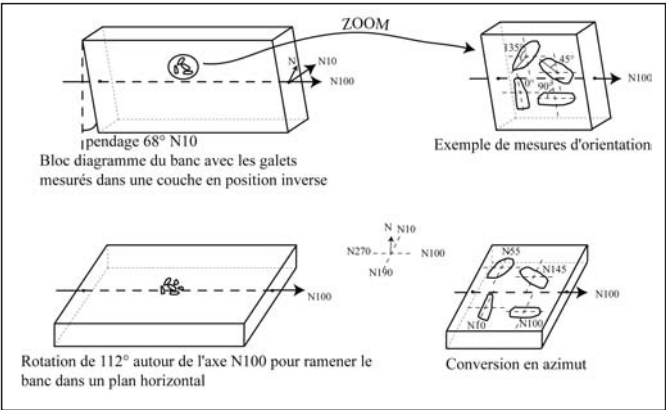


Figure 8. Méthode employée pour convertir les valeurs d'angles mesurés en valeurs originelles sur une couche inclinée. Une rotation autour de l'axe de direction N100 permet de ramener le banc dans un plan horizontal.

L'angle entre la verticale et le plus grand axe du galet est mesuré à l'aide d'un rapporteur. Les valeurs des angles sont comprises entre 0 et 180°. Il faut ramener cette surface dans un plan horizontal en opérant une rotation (figure 8) afin d'avoir les valeurs originales.

Résultats

Deux échantillons ont été étudiés. Le premier a fourni 100 mesures d'orientation de galets par rapport à la verticale. Ils font un angle préférentiel avec la verticale de 30° à 80° (figure 9A). La médiane est 71,5°. Après conversion, les galets s'orientent selon une direction N 160 à N 110 avec une médiane à N 118, 5. Le second échantillon de 50 mesures est plus explicite puisque le spectre d'orientation s'affine avec des directions de 50° à 70° (figure 9B). Les directions définitives sont comprises entre N 140 et N 120 avec une médiane égale à N 126,5.

Test statistique

Les deux échantillons de galets ont été mesurés dans le même banc conglomératique mais en deux endroits différents, distants de 2 m. Pour cette raison, il était intéressant de comparer statistiquement les deux orientations. Comme la répartition des valeurs ne suit pas la courbe de Gauss, nous avons dû utiliser le test non paramétrique de Mann et Whitney qui est le plus approprié pour ce type d'étude. Le logiciel StatView a permis d'obtenir une valeur de $p = 0,9571$ qui suggère que les deux résultats d'orientation ne présentent pas de différences significatives au seuil 5 %.

Interprétation

En considérant la moyenne des deux résultats, les galets sont orientés N 122, 5 (figure 6, éch. 2). La direction des apports fait donc un angle de 50° par rapport à l'axe du bassin actuel N 70. En absence d'imbrication et de litage oblique, il n'a pas été possible de définir le sens des apports mais en se basant sur la nature pétro-

graphique des galets (rhyolite, quartz filonien), il est probable que les matériaux du Membre grés-conglomératique de la bordure nord du bassin houiller actuel viennent de l'altération du socle morvandiau. Le sens des écoulements se serait donc réalisé du nord vers le sud (figure 10). Ce que conforte aussi la diminution de la taille des galets dans le Membre grés-conglomératique qui s'effectue du nord (Combe-Denis) vers le sud (Rue Novial).

d. Les grès Sh

Les grès forment des bancs décimétriques à stratification horizontale diffuse montrant souvent des lamines très riches en matière organique. La macroflore peut y être aussi abondante avec des tiges pluridécimétriques. L'examen de lames minces montre la présence majoritaire de quartz dont beaucoup sont polycristallins et quelques uns authigènes avec des golfes de corrosion, donc caractéristiques d'un volcanisme acide. Ils sont associés à des feldspaths, biotites et à quelques muscovites.

e. Les siltites Fsc

Ce sont des roches noires très riches en matière organique à lamination frustre, friables formant des couches centimétriques à métriques que les mineurs et les géologues ont longtemps nommé "schistes charbonneux".

f. Le charbon C

Le charbon de la Combe-Denis se débite en petits feuillets. Il est schisteux et tache les doigts. Des passées conglomératiques s'intercalent à l'intérieur de la veine.

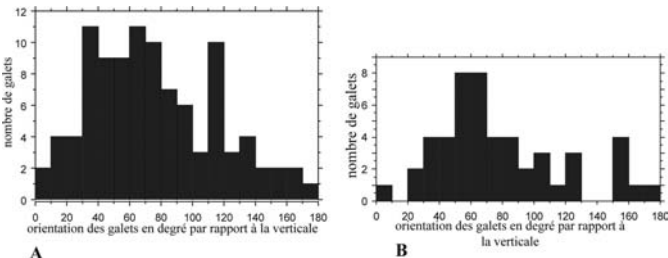


Figure 9. Répartition des galets selon leur orientation. A = 1^{er} échantillon avec une direction principale située entre 30 et 40°, B = 2nd échantillon avec une direction principale N 50-70°.

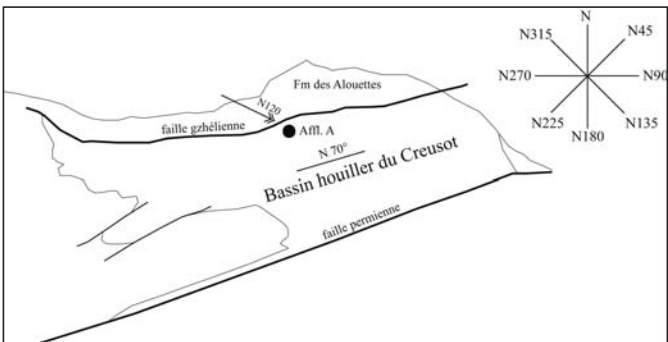


Figure 10. Schéma montrant la direction de la coulée de débris (éch. 2 de l'affl. A). Elle provient du nord-ouest donc du socle morvandiau.

2.2 . Fonctionnement du bassin post-orogénique du Creusot et importance du charbon dans sa compréhension

a. Le Membre grés-conglomératique

Description (figure 3)

La base de ce membre recouvrant en contact normal la Fm des Alouettes n'a pas été observée à l'affleurement. Le contact par faille de la Fm des Alouettes et de la Fm des Riaux a pu néanmoins être vu clairement lors de la construction de la tranchée du chemin de fer, près de la Combe-Denis (figure 1, A). La coupe levée débute alors par une succession de grès et de siltites charbonneuses atteignant 2 m d'épaisseur. Ces dernières ont livré une flore abondante du Stéphanien

supérieur. Le reste du membre, épais de 37,5 mètres, est constitué par une alternance de bancs conglomératiques Gms et Gm contenant des intercalations de grès et de siltites parfois riches en matière organique. De nombreuses surfaces à feuilles de *Cordaites*, d'autres à fentes de dessiccation y ont été observées.

En se basant sur la taille des galets et l'épaisseur des couches, nous avons mis en évidence dans la partie conglomératique, une grano- et strato-croissance sur 32 m, relayée par le phénomène inverse dans sa partie sommitale.

À partir des données d'archives (FEYS & GAND, 1983 ; figure 4, coupe III), nous savons que l'épaisseur du Membre grés-conglomératique peut atteindre 60 à 70 m d'épaisseur. Celle-ci est moins grande dans le sud du bassin, le long de la rue Novial, par exemple (figure 1, E) où sa base est faite par l'alternance de conglomérats Gms et Gm contenant des intercalations de grès et de siltites riches en matière organique et en macroflore. En cet endroit, les bancs conglomératiques sont beaucoup moins grossiers que ceux de la Combe-Denis au nord.

Interprétation : mise en place des dépôts et origine du matériel.

L'interprétation sédimentologique et séquentielle des coupes levées dans le Membre grés-conglomératique est schématisée dans la figure 11.

La sédimentation s'est d'abord effectuée dans un milieu marécageux jouxtant la partie proximale d'un cône alluvial : des coulées de débris apportant des sédiments grossiers qui forment les bancs conglomératiques. Quand la compétence diminua, sable et micro-conglomérats se déposèrent enrichis par la matière organique et la macroflore. Des émersion survinrent comme en témoigne l'existence de fentes de dessiccation.

À l'échelle du bassin à l'affleurement, la variation verticale de la taille des galets montre une progradation des dépôts suivie d'une rétrogradation. La variation latérale de leur taille indique que la bordure nord constitue la partie proximale de ce bassin.

La présence majoritaire de quartz polycristallins, associés à des feldspaths, biotites et à quelques muscovites suggère une origine à rechercher dans l'altération du socle morvandiau (granites, gneiss et filons de quartz). Mais celle des quelques quartz authigènes avec des golfes de corrosion et

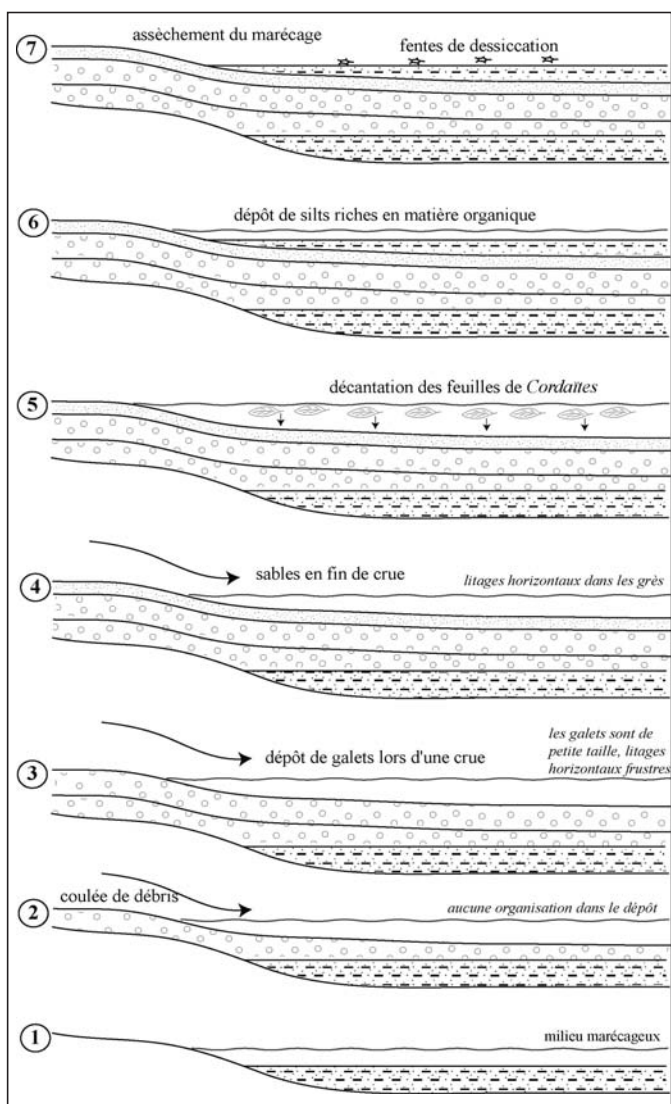


Figure 11. 1-7 : Séquence de dépôts possibles dans le Membre grés-conglomératique de la Fm des Riaux. 2-3 = Les galets arrivent dans le marécage, transportés lors par une coulée de débris. 4 = Lorsque l'hydrodynamisme de la crue diminue, des sables à litage horizontal. 5 = le marécage redevient calme, les feuilles de *Cordaites* décantent. 6 = la sédimentation est très fine (<0,063 mm) et riche en matière organique. 7 = Parfois le marécage s'assèche. Des parties émergent et s'y forment des fentes de dessiccation.

des galets rhyolitiques très majoritaires dans ce membre, caractéristique d'un volcanisme acide, restent encore problématique. Les quartz automorphes proviennent soit de l'érosion de rhyolite ou des projections de cendres volcaniques acides. Dans les deux cas, il s'agit d'éléments issus d'un volcanisme acide dont les affleurements actuels ne sont pas reconnus à proximité immédiate du bassin du Creusot mais à une trentaine de kilomètres ; au nord du bassin d'Autun.

b. Membre charbonneux

Description

Cette unité est granodécroissante. Son épaisseur est d'une trentaine de mètres, en moyenne mais elle diminue du nord vers le sud,

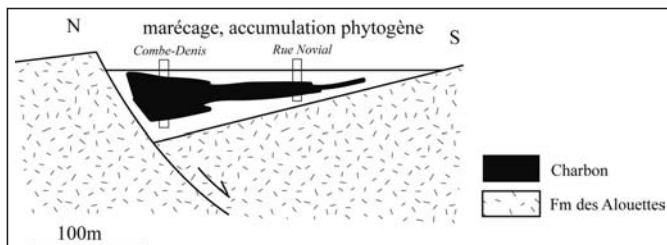


Figure 12. Faille normale permettant une accumulation phytogène différentielle dans la Fm des Riaux. Elle est plus importante en pied de faille (tranchée du petit train vers la Combe-Denis) qu'en tête de bloc (Rue Novial).

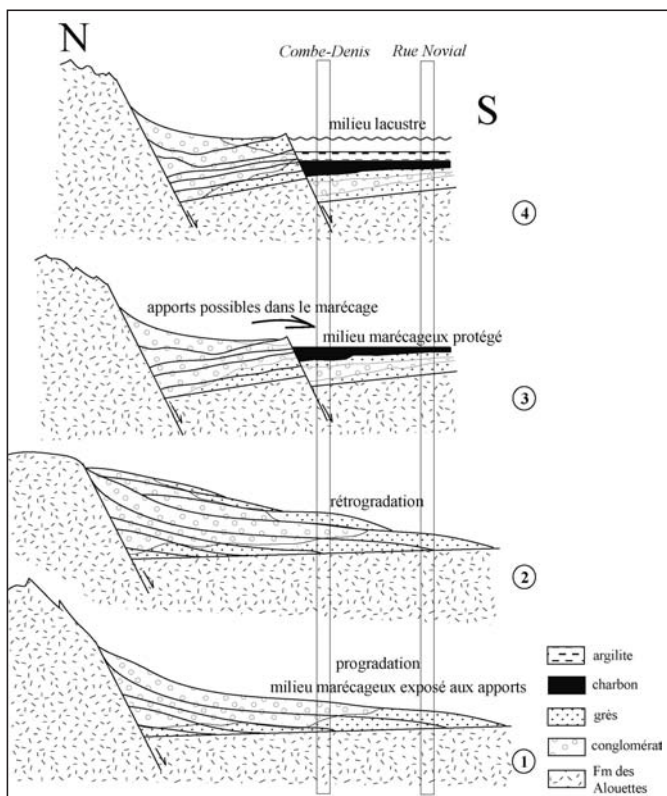


Figure 13. Mise en place des dépôts dans le bassin du Creusot (Fm des Riaux) entre la Combe-Denis et la Rue Novial. 1-2 = une progradation laisse place à une rétrogradation. 3 = une importante accumulation phytogène s'effectue dans milieu marécageux protégé. 4 = un milieu lacustre succède au marécage.

sa puissance étant par exemple, de 27 m dans l'affleurement de la tranchée du train touristique (figure 1, A) mais seulement de 16 m, le long de la rue Novial (figure 1, E).

On y a exploité plusieurs veines de charbon, souvent barrées de détritiques. Elles alternent avec des couches gréseuses et conglomératiques mais celles-ci sont plus nombreuses à la base de ce membre comme nous avons pu l'observer dans la coupe située vers la Combe-Denis (figure 6).

Interprétation

L'importance du charbon montre clairement que le milieu de sédimentation est phytogène. Il s'agit, vraisemblablement d'un marécage, envahi de temps à autre, par des coulées de débris. Ce

dernier point suggérant qu'il était localisé à proximité de la faille bordière, sans doute dans une zone plutôt protégée.

Les variations d'épaisseur du charbon indiquent l'importance de la subsidence qui est plus grande en pied de faille qu'en tête de bloc (figure 12). Sans doute fut-elle active si on se rappelle qu'il faut 100 m de débris végétaux pour produire 10 m de houille et pour permettre le maintien d'une faible tranche d'eau tout en évitant le comblement du marais.

Le changement de nature des galets dans ce membre par rapport au membre grés-conglomératique montre un possible changement des réseaux de drainage apportant plus de galets provenant de la Fm des Alouettes ou une raréfaction des événements volcaniques acides.

c. Membre argilo-silteux

Sa base a été observée sur quelques mètres le long de la Rue Novial où elle est constituée de siltites. Avec une épaisseur de 300 m, ce membre est par ailleurs identifié dans les nombreuses coupes des archives SCHNEIDER (FEYS & GAND, 1983). Son organisation séquentielle suggère la mise en place d'un milieu lacustre probablement suite à un approfondissement dû au fort jeu de la faille bordière.

2.3. Reconstitution des milieux de dépôts

a. Dans le temps à l'échelle du bassin (figure 13)

Étape 1

Des dépôts grossiers, sous la forme de coulées de débris, sont précipités dans un milieu marécageux. Les accumulations se font d'abord en pied de faille puis gagnent des milieux plus distaux. La granocroissance indique une progradation avec des dépôts devenant de plus en plus proximaux (HOMEWOOD *et al.*, 1992 et 2000). Celle-ci traduit une tectonique active et un climat chaud, humide, favorable à l'érosion.

Étape 2

Dans la partie terminale du Membre grés-conglomératique, les dépôts de moins en moins grossiers indiquent une rétrogradation. Elle est liée à une baisse de l'activité tectonique ou/et à un climat moins favorable à l'érosion (plus sec).

Étape 3

Une sédimentation phytogène se produit dans une zone effondrée et relativement protégée des apports grossiers. Les détritiques sont piégés vers le pied de la faille bordière et ne dépassent qu'exceptionnellement la tête de ce bloc. L'espace créé par la subsidence est rempli au fur et à mesure par des sédiments organiques aggradant et maintenant ainsi constamment une faible tranche d'eau dans le marécage.

Étape 4

La subsidence augmente et ne permet plus le fonctionnement du marécage. Une phase rétrogradante est à nouveau enregistrée avec l'apparition d'un milieu lacustre où se déposent des siltites et des argilites conservant des écailles de poisson. Comme la subsidence est responsable de la création de reliefs, il est étonnant que son augmentation n'entraîne pas plus d'érosion et donc de sédiments détritiques grossiers dans le bassin. Ainsi, la disparition de l'épisode charbonneux peut être la combinaison d'une subsidence accrue et d'un climat plus sec moins favorable à l'érosion.

b. Durant la formation du charbon (figure 14)

Les observations réalisées dans le bassin du Creusot sont à rapprocher de celles faites dans le bassin de Montceau-les-Mines où les accumulations phytogènes se sont réalisées dans des compartiments subsidents à l'abri des apports détritiques (COUREL, 1983, 1985 et 1987 ; VALLE, 1984 et 1986 ; COUREL & PAQUETTE, 1981 ; COUREL *et al.*, 1985). Les variations d'épaisseur du Membre charbonneux soulignent l'importance de la tectonique dans l'accumulation des débris végétaux. Les failles syn-sédimentaires qui ont été vues, confirment le rôle d'une tectonique précoce (VALLE *et al.*, 1988).

III. PLACE DES DEUX FORMATIONS CREUSOTINES DANS L'OROGENÈSE HERCYNIENNE

1. LA FORMATION DES ALOUETTES DANS L'OROGENÈSE HERCYNIENNE

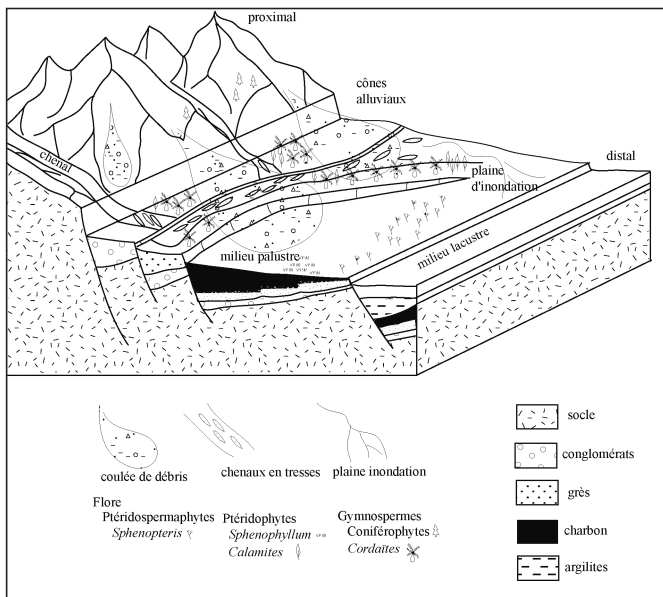


Figure 14. Bloc diagramme du bassin de Blanzay-Montceau, d'après Courel (1985, modifié). La structuration du bassin contrôle les milieux de dépôt. La partie proximale est affectée par des coulées de débris. Des chenaux en tresses alimentent ensuite un marécage. La partie la plus distale est occupée par un lac.

Au Dévonien supérieur, le Morvan correspond à un arc magmatique installé sur une zone de subduction du type Japon (LELOIX, 1998) responsable de la fermeture de l'océan Rhéique. Celle-ci engendrera, au Carbonifère inférieur, la collision entre la Laurasia et le Gondwana (FAURE *et al.*, 1997) conduisant à la mise en place des nappes du Massif central français générant un métamorphisme dalradien. Il est constitué de deux bassins, d'avant-arc et d'arrière arc (figure 15). Il en résulta le dépôt d'une série volcano-sédimentaire très épaisse qui atteint 300 m d'épaisseur dans le Morvan occidental.

Au Tournaisien (360-345 Ma), la fermeture de l'océan Rhéique est presque achevée (figure 15). Plus au sud, l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais subit la phase tectonique bretonne (355-350 Ma) qui provoqua des plissements et un métamorphisme bien visibles dans la série métamorphique du Lyonnais. Cette phase tectonique entraîna une intense érosion des reliefs d'où la formation dans le Morvan d'une importante série de conglomérats, grès et siltites. Au Creusot, la Fm des Alouettes en est un témoin (figure 15).

Au Viséen inférieur (345-340 Ma), dans le faisceau médian du Morvan, l'activité volcanique prend le pas sur la sédimentation terrigène détritique. En profondeur, les formations de plutons granitiques sont à relier avec une période de distension syn-orogénique (post-phase bretonne). Le granite porphyroïde à biotite du batholithe de Luzy (348 +/- 6 Ma, SUPPLY, 1985) se constitue dans ce contexte.

A la fin du Viséen moyen, la phase intra-viséenne ou Sudète I (335 Ma) affecte les terrains du Morvan. Les dépôts du Viséen supérieur sont discordants sur ceux du Viséen inférieur. C'est durant cette dernière période que s'édifient de nouveaux plutons accompagnés d'une intense activité volcanique qui entraîne le dépôt des Tufs anthracifères dans le faisceau médian du Morvan.

Durant le Serpukhovien, Bashkirien, Moscovien, et le Kasimovien (325-304 Ma) donc entre le Namurien et le Stéphanien

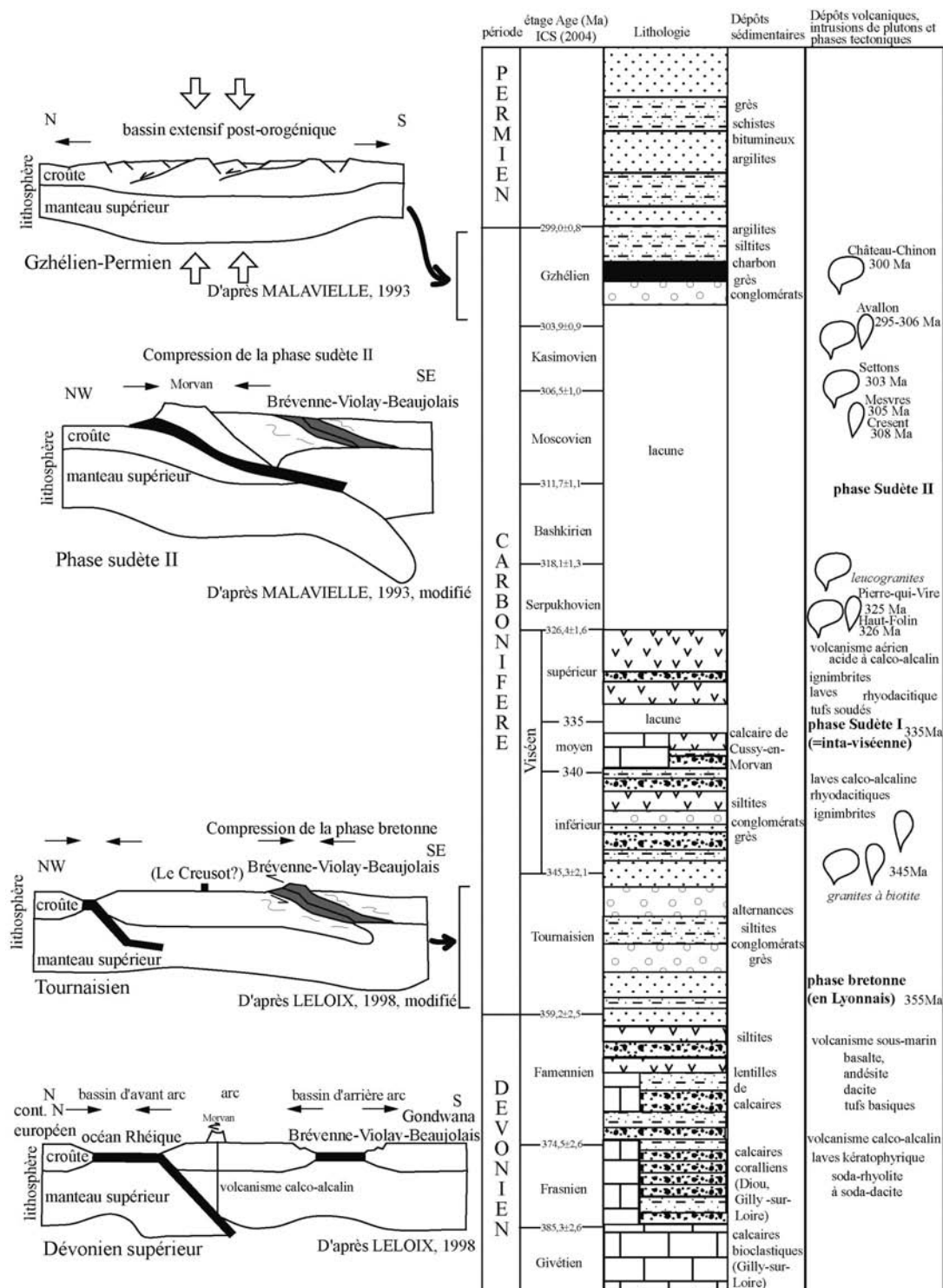


Figure 15. Evolution de la chaîne hercynienne à l'échelle lithosphérique entre les périodes médio-varisque (400 – 315 Ma) et néo-varisque II (315 – 280 Ma). Les coupes lithosphériques sont replacées dans une échelle chronostratigraphique associée à une colonne lithologique. Les principaux événements telles que les phases tectoniques, volcaniques ou la mise en place de plutons granitiques sont signalés.

A, la phase tectonique hercynienne majeure de la région, Sudète II, provoque la surrection puis le début de l'érosion de la chaîne hercynienne. Dans l'évolution orogénique de la chaîne Hercynienne, la Fm des Alouettes appartient à la période médio-varisque qui s'étale de 400 à 315 Ma.

2. LA FORMATION DES RIAUX DANS L'OROGENÈSE HERCYNIENNE

Dans l'orogénèse hercynienne, le Stéphanien supérieur (Gzhélien) appartient à la période néovarisque II (315–280 Ma). Les bassins s'y seraient formés et structurés de deux manières qui sont encore débattues. Pour la première, ils ont été engendrés sur un décrochement initié durant une phase compressive tardi-hercynienne ; celui de Blanz y - Le Creusot étant un décrochement dextre (GRAS, 1970 ; ARTHAUD & MATTE, 1975 ; ARTHAUD *et al.*, 1977 ; BONIJOLY & GERMAIN, 1984 ; COUREL *et al.*, 1984 ; DELENIN, 1990 ; GENNA & DEBRIETTE, 1994). Pour la seconde, les bassins houillers seraient post-orogéniques donc liés à l'étalement gravitaire de la chaîne hercynienne (VAN DEN DRIESSEHE & BRÜN, 1989 et 1992 ; BURG *et al.*, 1990 ; ECHTLER & MALAVIELLE, 1990 ; MALAVIELLE *et al.*, 1990 ; FAURE & BECQ-GIRAUDON, 1993 ; BECQ-GIRAUDON & VAN DEN DRIESSEHE, 1993 et 1994 ; BRÜN et VAN DEN DRIESSEHE, 1994 ; BURG *et al.*, 1994a, b ; BECQ-GIRAUDON *et al.*, 1996 ; DJARAR *et al.*, 1996). Dans cette conception, le bassin houiller du Creusot se serait formé dans un contexte distensif et non compressif (figure 15). Les plis, les structures inverses et les failles affectant les dépôts de charbon peuvent être interprétés, par analogie avec le bassin stéphanien d'Alès (DJARAR *et al.*, 1996) par une tectonique gravitaire provoquée par la montée d'un horst granitique. Dans le Morvan méridional, ce serait alors celui du Massif de Luzy.

Conclusion

Des affleurements favorables ont permis d'étudier deux formations sédimentaires du Morvan méridional, dans la région creusotine.

La plus ancienne désignée dans la littérature comme "Grauwacke" a été

nommée Fm des Alouettes. Elle représente une Fm progradante sur le socle de l'époque dont l'organisation verticale est faite d'une alternance de grès et de siltites charbonneuses à sols de végétation terminée par des conglomérats à gros galets. Un tel profil suggère le passage d'un environnement littoral à fluvial probablement lié à la phase tectonique bretonne (355-350 Ma).

Les caractères sédimentologiques et paléontologiques analogues à ceux de la série du Tournaisien inférieur du Morvan occidental dictent de donner le même âge à la Fm creusotine. Notre proposition est consolidée aussi par l'âge Tournaisien supérieur du granite porphyroïde à biotite du batholithe de Luzy responsable du métamorphisme de contact de la Fm des Alouettes.

Le Houiller du Creusot est indemne de métamorphisme. Il est constituée par la Fm des Riaux débutant par le Membre conglomératique dont l'étude sédimentologique a montré qu'il y eut sur la bordure nord du bassin, progradation de détritiques suivie d'une rétrogradation liée au jeu de la faille bordière moins intense et/ou à un climat plus aride. Après le dépôt de ces conglomérats, des zones effondrées, humides et protégées d'apports grossiers, ont permis une accumulation phytogène importante. Puis, la subsidence devenant majoritaire devant les apports sédimentaires, une phase de rétrogradation est enregistrée par des faciès lacustres. Ainsi, une forte subsidence associée à un climat plus aride peut expliquer la fin de l'épisode charbonneux.

La nature du matériel lithique suggère l'altération et l'érosion du socle morvandiau tout proche mais l'origine des galets de rhyolite et des quartz authigènes des grès nous reste encore énigmatique. Un volcanisme acide actif, aux alentours du bassin du Creusot à cette période, semble toutefois probable.

La Fm des Riaux est intensément plissée et présente des couches renversées sur la bordure nord du bassin. Une telle disposition a été classiquement et longtemps expliquée par des mouvements horizontaux dans le cadre de l'orogénèse hercynienne. Mais il semble actuellement que l'étalement gravitaire et la montée des plutons rendent mieux compte de la structuration des bassins stéphanien.

Remerciements

Ce travail a été réalisé par Benjamin BRIGAUD dans le cadre d'un TER de Master 1 (Maitrise) sous la conduite de Georges GAND et Jacques BONVALOT qui ont été ses tuteurs.

Benjamin est heureux de remercier tous ceux de l'UMR-CNRS 5561 Biogéosciences et du Centre des Sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne qui l'ont aidé dans la réalisation de cette étude : Nathalie GUICHARD pour la préparation et la manipulation de séparation des minéraux lourds, Pascal TOBATY pour la réalisation des lames minces, Michel GUIRAUD pour ses discussions fructueuses concernant les aspects tectoniques de la mise en place des dépôts ainsi qu'Annie BUSSIÈRE pour la documentation.

Les auteurs remercient vivement le Pr. Louis COUREL qui a revu cet article ainsi que Dominique CHABARD, Conservateur du Musée d'Histoire Naturelle d'Autun, qui a accepté d'abriter les échantillons de cette étude.

Bibliographie

- ANONYME, (= GAND, G.). 2003a. Le bassin permien de Blanz y - le Creusot et ses bordures carbonifères. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **40**(3): 4-19.
- ANONYME, (= GAND, G.). 2003b. Circuits et arrêts. Les affleurements permo-carbonifères des environs du Creusot. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **40**(3): 20-28.
- ARTHAUD, F. & P. MATTE. 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de corrélation des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**(1-2): 139-171.
- ARTHAUD, F. MEGARD, F. & M. SEGURET. 1977. Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Centre Recher. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **1**: 147-188.
- BARAS, L. BARRÈRE, A. CARRAT, H.-G. DESPOIS, J. DUCLOS, P. FEYS, R. GEOFFROY, (de) J. GREBER, Ch. & H. SANSELMÉ. 1968. Notice de la carte géologique à 1/80.000 Autun, 3^e édition. *Ministère de l'Industrie, Service de la carte géologique, Paris*: 8 p.
- BEBIEN, J. 1970. Étude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévonodanantiennes de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan (Massif Central Français). Thèse 3^e cycle Nancy, 110p.
- BECQ-GIRAUDON, J.-F. & J. VAN DEN DRIESSEHE. 1993. Continuité de la sédimentation entre le Stéphanien et l'Autunien dans le bassin de Graissessac-Lodève (sud du Massif Central): implications tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **II**, **317**: 939-945.
- BECQ-GIRAUDON, J.F. & J. VAN DEN DRIESSEHE. 1994. Dépôts périglaciaires dans le Stéphanien-Autunien du Massif Central : témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau

- hercynien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**, II, 5: 675-682.
- BECQ-GIRAUDON, J.F. MONTENAT, C. & J. VAN DEN DRIESSCHE. 1996. Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central: tectonic implications. *Paleo.*, **122**: 227-241.
- BONJOLY, D. & H. GERMAIN. 1984. Histoire tectonique post-hercynienne du bassin d'Alès (Gard). Chronologie des déformations et contrôle structural des minéralisations barytiques. *Doc. B. R. G. M.*, **76**, 53 p.
- BRUN, J.P. & J. VAN DEN DRIESSCHE. 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. Géol. France*, **165**, 6: 519-530.
- BURAT, A. 1851. De la Houille. Langlois & Leclercq, éditeurs, Paris: 482 p.
- BURG, J.P., VAN DEN DRIESSCHE, J. & J.P. BRUN. 1994b. Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, **319**: 1019-1032.
- BURG, J.P., BRUN, J.P. & J. VAN DEN DRIESSCHE. 1990. Le sillon houiller du Massif Central français: faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, **311**: 147-152.
- BURG, J.P., VAN DEN DRIESSCHE, J. & J.P. BRUN. 1994a. Syn- to post-thickening extension in the Variscan belt of Western Europe: Modes and structural consequences *Géol. France*, **3**: 33-51.
- CAILLEUX, A. & J. TRICART. 1963. Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre de documentation universitaire Paris, 369p.
- COJAN, I. & J. RENARD. 1999. Sédimentologie. Ed. Dunod, 418p.
- COUREL, L. & Y. PAQUETTE. 1981. Place du charbon dans le remplissage de trois bassins limniques du Massif Central français. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*: 473-490.
- COUREL, L. 1983. Place du Charbon dans le bassin d'effondrement stéphanien de Blanzv-Montceau (Massif Central français). *Mém. Géol. Univ. Dijon*: 71-82.
- COUREL, L. 1985. Charbons et lignites, perspectives actuelles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, I, 7: 1087-1098.
- COUREL, L. 1987. Les bassins houillers du Paléozoïque supérieur continental du Massif Central français; dynamique sédimentaire. *Ann. Soc. Géol. Nord*: 229-237.
- COUREL, L., VALLE, B. & M. BRANCHET. 1985. Le Bassin houiller de Blanzv-Montceau, cadre géologique et structural, succession et dynamique des paléoenvironnements. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, **114**: 7-26.
- COUREL, L., ARENE, J., FEYS, R., GAND, G., MENOT, J.C., CORNET, J. & J.P. GUILLAUMET. 1989. Notice explicative de la carte géologique de la feuille Le Creusot à 1/50 000, Orléans, BRGM, Orléans-la-Source, 54 p.
- COUREL, L., LAURENT, P. & P. VETTER. 1984. Coal position in the coal bearing sequences of the limnic basins : importance of the subsidence rate. Proceedings, 27th Intern. Geol. Congress, Moscou, 4. *Sedimentology*: 87-98.
- DELA FOND, F. 1902. Bassin houiller et permien de Blanzv et du Creusot. I: Stratigraphie. Études des gîtes minéraux de la France, Ministère des travaux publics, Paris, 125 p.
- DELENIN, P. 1990. Dynamique du remplissage du bassin stéphanien des Cévennes. Structuration et mise en cause des charriages. Thèse de 3^e cycle. Univ. de Bourgogne, inédit: 217 p.
- DELFOUR, J. 1989. Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien du Morvan. *Géol de la Fr.*, **4**: 49-77.
- DJARAR, L., WANG, H., GUIRAUD, M., CLERMONT, J., COUREL, L., DUMAIN, M. & J. LAVERSANNE. 1996. Le bassin stéphanien des Cévennes; un exemple de relation entre sédimentation et tectonique extensive tardi-orogénique dans la chaîne varisque. *Géol. Acta*, **9**(5): 193-222.
- DOUBINGER, J., VETTER, P., LANGIAUX, J., GALTIER, J., & J. BROUTIN. 1995. La flore fossile du bassin houiller de Saint-Etienne. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, **64**, 355 p.
- DURINGER, P. 1988. Introduction à la pétrographie sédimentaire, aux figures sédimentaires et aux environnements. *Inst. Géol. Strasbourg*, 236p.
- ECHTER, H. & J. MALAVIELLE. 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.
- FAURE, M. & J.F. BECQ-GIRAUDON. 1993. Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaissement carbonifère du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **316**, II: 967-973.
- FAURE, M., LELOIX, C. & J.Y. ROIG. 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **168**(6): 695-705.
- FEYS, R. & G. GAND. 1983. Gisement houiller du Creusot. Une tectonique de serrage dans le sillon permo-houiller de Blanzv-Creusot. *Géol. de la Fr.*, **2**, I, 1-2: 97-122.
- FEYS, R. & C. GREBER. 1958. Le bassin houiller de Blanzv et du Creusot. Revue de l'industrie minière. BRGM publication, **21**, 42p, 34fig.
- FOURNIGUET, J., COUREL, L., GAND, G., MENOT, J.C., FEYS, R., ARENE & J.P. GUILLAUMET. 1988. Carte géol. France à 1/50.000, feuille Le Creusot n°552, BRGM, Orléans-la-Source.
- GAND G., COUREL L. & P. DEBRIETTE. 1994. La série permienne du bassin de Montceau-les-Mines. In C. Poplin & D. Heyler: Quand le Massif Central était sous l'équateur. *Éditions du Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Mémoire de la Section des Sciences*, **12**: 47-52.
- GAND G., COUREL, L. & P. DEBRIETTE. 1992. Le bassin permien Blanzv-Le Creusot, Massif Central, France. *Bull. Soc. Hist. Naturelle, Autun*, **39**: 5-44.
- GAND, G. 1982. L'importance du charbon dans le développement industriel du Creusot. *Bull. Soc. H. N. du Creusot*: 6-13.
- GAND, G. 2003. Le socle hercynien et les séries marines bourguignonnes. Livret-Guide de l'excursion de l'A.G.B.P. et de l'A.G.P., inédit, 82 p.
- GENNA, A. & P.J. DEBRIETTE. 1994. Structures en fleur dans le bassin houiller d'Alès. Implications structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, **318**: 977-984.
- GRAS, H. 1970. Étude géologique détaillée du bassin houiller des Cévennes (Massif Central français). Houillères des Cévennes, 305p.
- GUFFROY, J. & J. PILLET. 1966. Découvertes d'un nouveau gisement de trilobites dans le Morvan. *C.R. Acad. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **6**: 236-237.
- GUFFROY, J. 1957. La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Paris*. **244**-5: 632-635.
- GUFFROY, J. 1966. Découvertes de nouvelles espèces d'Attrypidae dans le Morvan. *C.R. Acad. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **8**: 302-304.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J. B. & R.G. WALKER. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. S. E. P. M. *Short Course*.
- HOMWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & T.A. CROSS. 1992. Corrélations hautes résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf Aquitaine*, **16**(2): 357-381.
- HOMWOOD, P., MAURIAUD, P. & F. LAFONT. 2000. Vade-Mecum de Stratigraphie Séquentielle. Elf Edition, mem. 25, 81p.
- LEGRAND-BLAIN, M. & G. GAND. 2005. Réévaluation de la faune à Brachiopodes du Famennien supérieur (Strunien) de la région de Bourbon-Lancy (Morvan, Massif-Central français). *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, **189**: 7-26.
- LELOIX, C. 1998. Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Thèse doct. Univ. Orléans: 248p.
- MALAVIELLE, J., GUIHOT, P., COSTA, S., LARDEAUX, J.M., & V. GARDIEN. 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.
- MALAVIELLE, J. 1993. Late orogenic extension in mountain belts : insights from the basin an range. *Tectonics*, **12**(5): 115-1130.
- MIALL, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, Basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag. Berlin, 582p.
- MICHEL-LEVY, A. 1908. Les Terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, **120**, XVIII: 297.
- NECTOUX, P. 1974. Terrains primaires du Creusot. *Soc. Hist. Nat. Le Creusot*, **32**: 23-28.
- PRZYBYLA, A. 1984. Cartographie de la Bordure NO du Bassin de Blanzv (Saône-et-Loire) de Charnoy au Creusot. DEA Univ. Dijon, 58p.
- RAT, P. 1972. Guide géologique Bourgogne-Morvan. Ed. Masson, 216p.
- REINECK, H.E. & F. WUNDERLICH. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**: 99-104.
- REINECK, H.E. & I. SINGH. B. 1975. Depositional sedimentary Environments. Springer-Verlag, 439p.
- ROBELIN, C. 1981. Le Dévono-Dinantien dans la région de Boubon-Lancy. Enchaînements des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3^e cycle, Univ. Dijon, 159p.
- SUPPLY, J.P. 1985. Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3^e cycle Montpellier, 146p.
- VALLE, B. 1984. Structuration du Bassin de Blanzv (Saône-et-Loire). Dynamique du remplissage stéphanien et place du charbon, tectonique précoce et tardive. Thèse 3^e cycle Univ. Dijon, 203p.
- VALLE, B. 1986. Evolution structurale du fossé stéphanien de Blanzv (Massif central, France) depuis la fin du carbonifère. Implications tectoniques régionales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **302**, II, 8: 593-598.
- VALLE, B., COUREL, L. & J.P. GELARD. 1988. Les marqueurs de la tectonique synsédimentaire et syndiagenétique dans le bassin stéphanien à régime cisailant de Blanzv-Montceau (Massif central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, IV, 4: 529-540.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. & BRUN, J. P. 1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (Southern French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, **5**, 1-2: 85-99.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. & J.P. BRUN. 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le sud du Massif central. *C. R. Acad. Sci. Paris*. II. **309**: 1607-1613.
- ZEILLER, R. 1906. Étude sur la flore fossile du Bassin Houiller et Permien de Blanzv et du Creusot, 2, Flore Fossile. Imprimerie Nationale, Paris, 261 p.