

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

MONTFORT- SUR-MEU

par

É. THOMAS, J.M. OUTIN, A. CARN,
J.M. RIVIÈRE, S. BLANCHET

MONTFORT-SUR-MEU

La carte géologique à 1/50 000
MONTFORT-SUR-MEU est recouverte
par la coupure RENNES (N° 75)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

	Broons	Caulnes	Combourg
St-Méen- le-Grand	MONTFORT- SUR-MEU	Rennes	
Ploërmel	Guer	Janzé	

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MONTFORT-SUR-MEU À 1/50 000**

par

**É. THOMAS, J.M. OUTIN, A. CARN
J.M. RIVIÈRE, S. BLANCHET**

1999

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

Référence bibliographique. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : OUTIN J.M., THOMAS É. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Montfort-sur-Meu (316). Orléans : BRGM. Notice explicative par É. Thomas *et al.* (1999), 63 p.

– *pour la notice* : THOMAS É., OUTIN J.M., CARN A., RIVIÈRE J.M., BLANCHET S. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Montfort-sur-Meu (316). Orléans : BRGM, 63 p. Carte géologique par J.M. Outin, É. Thomas (1999).

© BRGM, 1999. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1316-8

Impression BRGM
Dépôt légal : décembre 1999

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	5
INTRODUCTION	6
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	6
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>PROTÉROZOÏQUE TERMINAL À PALÉOZOÏQUE BASAL</i>	8
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	11
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	15
<i>NÉOGÈNE</i>	15
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	17
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	25
ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE	29
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	35
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	39
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	39
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	40
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	46
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	47
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	47
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	47
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	48
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	49
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	49
AUTEURS	54

ANNEXE 1 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES	55
ANNEXE 2 : ANALYSES PÉTROGRAPHIQUES À LA MICROSONDE	60
ANNEXE 3 : FORAGES D'EAU DE LA FEUILLE MONTFORT- SUR-MEU	62
ANNEXE 4 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHÉTIQUE	<i>(hors texte)</i>

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 - Carte géologique simplifiée de la vallée du Casse Exemple de dépôts de cônes alluviaux	12
Fig. 2 - Profil d'altération type	20
Fig. 3 - Relations morphologiques entre les différents systèmes alluvionnaires	22
Fig. 4 - Affleurement de la Carrière des Marettes	28
Fig. 5 - Environnement de dépôts proposé pour le Briovérien de la feuille Montfort-sur-Meu. Système turbiditique alimenté par un delta	32
Fig. 6 - Proposition d'une colonne stratigraphique simplifiée en Bretagne centrale	36
Fig. 7 - Structuration du Massif armoricain	36

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Puits utilisés comme captages d'adduction d'eau potable (AEP)	41
Tabl. 2 - Forages au socle	44

RÉSUMÉ

Les roches les plus anciennes de la région de Montfort-sur-Meu sont les grès et les schistes briovériens, âgés d'environ 600 Ma (Protérozoïque). Elles sont recouvertes par les séries sédimentaires déposées durant les grandes incursions marines paléozoïques (séries rouges et Grès armoricain). Au Carbonifère, ces roches sont impliquées dans la formation d'une chaîne de montagnes (Chaîne hercynienne : 320 à 280 Ma) ; cette déformation confère à la région ses grands traits structuraux (plis et failles). Depuis cet évènement et jusqu'au Tertiaire, il ne subsiste à l'échelle de la carte aucune trace de dépôts permettant de retracer avec précision l'évolution géologique.

Lors des grandes périodes chaudes et humides du Tertiaire (65 à 45 Ma), ces roches ont été dégradées en latérites en tous points semblables à celles que l'on peut rencontrer actuellement en Afrique occidentale ou au Brésil. Elles couvrent la quasi totalité de la carte, à l'exception des reliefs de la « Butte de Montfort » et de la forêt de Paimpont.

Il y a 16 Ma (limite Miocène inférieur – Miocène moyen), le domaine armoricain est recouvert par la mer. Le climat, chaud et aride, favorise le développement d'une faune marine abondante et diversifiée, qui a donné d'importantes accumulations de sables calcaires coquilliers : les faluns. Sur cette carte, les faluns occupent une étroite dépression de direction NW-SE sur les communes de La Chapelle-du-Lou et du Lou-du-Lac. Il y a 11 Ma (limite Miocène moyen – Miocène supérieur), à la faveur du retrait de la mer qui a déposé les faluns, un premier réseau hydrographique s'est constitué. Il s'agissait de paléo-abers, en tous points semblables à ceux actuels du Finistère nord ou de la rade de Brest. Durant le Pliocène, ce premier réseau a été comblé par des sables. L'évolution quaternaire, en climat périglaciaire, est enregistrée dans les systèmes alluviaux successifs, témoins des différents épisodes de creusement du réseau hydrographique actuel.

ABSTRACT

The map area is underlain by Brioverian schists and sandstones, commonly highly weathered, that are unconformably overlain by Paleozoic formations (Pont-Réan Formation and Grès armoricain Formation) in the south. The main structures were developed during the Hercynian orogeny and are cut by large N40°W-striking Late Hercynian faults. The reactivation of these faults during the Meso-Cenozoic locally allowed the preservation of Tertiary sediments ("faluns" of Chapelle-du-Lou). The Quaternary history was strongly influenced by periglacial phenomena, as recorded by slope formations and successive alluvial systems.

This first 1:50,000-scale edition is more particularly focused on the mapping of different surficial formations (terraces, loess, weathered rocks) because, contrary to a generally accepted idea, Brittany is not an area of impermeable rock covered by only a few metres of permeable soils. Within the topmost 50 m, the undersoil is totally heterogeneous and comprises rather permeable deposits of varied shape and size. This heterogeneous environment has significant effects on the location of groundwater bodies, their recharge and their vulnerability.

Mapping of the basement rocks has revealed large hectometre-size folds in the Brioverian, similar to the structures described in the Brioverian of central Brittany, and more specifically in the Janzé, Château-Gontier, Baine-de-Bretagne map areas. The main axial direction of these folds varies between N70°E and N90°E, which makes an angle of 10 to 15° with those of the Paleozoic folds of Hercynian age.

From the sedimentological standpoint, the regional studies and observations made in the Montfort-sur-Meu map area indicate that the depositional environment of the Brioverian turbiditic sediments was relatively shallow water subjected to the action of storm waves; no canyon or synsedimentary deformation suggesting steep slopes has been observed. This depositional environment hardly fits with that of a deep sea fan and a more coherent conclusion is that it was a turbidite system located on the distal part of a prodelta.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Montfort-sur-Meu se situe à l'Ouest du département d'Ille-et-Vilaine (35). On peut y distinguer trois ensembles morphologiques. Les reliefs paléozoïques, d'une altitude moyenne de 100 m, occupent le quart sud-ouest de la carte. Les cours d'eau qui en descendent, empruntant le plus souvent les zones de fractures du socle, forment d'étroites vallées à forts taux d'incision (ruisseaux du Casse, de Boutavent, de la Noé Noguette). Le Briovérien, à proximité du contact avec les séries paléozoïques, offre un paysage de vallées et de buttes gréseuses. Ces dernières contrôlent l'écoulement du réseau hydrographique principal (Meu et Comper) d'Ouest en Est, parallèlement à l'orientation des structures géologiques. Le reste de la feuille représente l'essentiel de l'aire drainée. Cet ensemble se caractérise par un plateau en pente douce vers le Sud, à vallées larges et peu incisées (Garun et Vaunoise).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Montfort-sur-Meu se situe dans le domaine structural centre-armoricain, entre le synclinorium paléozoïque du Ménez - Belair au Nord et, au Sud, la partie septentrionale du synclinorium paléozoïque du Sud de Rennes.

L'essentiel de la feuille est constitué de terrains briovériens (schistes et grès) souvent fortement altérés. Les formations paléozoïques (Formations de Pont-Réan et du Grès armoricain) viennent les recouvrir en discordance au Sud de la feuille. La structuration principale (plis et failles) est héritée de l'orogène hercynien. De grandes failles tardi-hercyniennes N140 (et conjuguées) perturbent cette structuration. Durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, ces failles sont réactivées et permettent localement la préservation des sédiments tertiaires, comme dans le bassin de Rennes ou, sur cette carte, les faluns de La Chapelle-du-Lou. L'histoire quaternaire est fortement influencée par les phénomènes périglaciaires enregistrés par les formations de versants et les systèmes alluviaux successifs.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés cartographiques de cette première édition à 1/50 000 de la feuille Montfort-sur-Meu ont été effectués de janvier 1996 à juin 1997 par J.M. Outin et E. Thomas, doctorants à Géosciences Rennes (université de Rennes 1). Le périmètre de cette carte est compris dans la couverture de la feuille Rennes à 1/80 000 (1^e éd. (1894) C. Barrois et P. Lebesconte ; 2^e éd. (1941) identique à la 1^e éd. ; 3^e éd. (1966) réimpressions et modifications de S. Durand).

La discordance du Paléozoïque sur le Briovérien a fait l'objet d'études détaillées, résumées et actualisées dans les travaux de C. Le Corre (1977, 1978) où l'on trouvera une bibliographie exhaustive jusqu'en 1978. Cette discordance généralisée de l'Arénig sur le Briovérien est particulièrement spectaculaire à la carrière des Marettes (Sud de Saint-Malon-sur-Mel). L'étude de la discordance, comme celle des Marettes, en d'autres endroits du synclinorium du Sud de Rennes, a donné naissance au modèle d'extension ordovicienne, toujours défendue aujourd'hui (Ballard *et al.*, 1986 ; Brun *et al.*, 1991).

Comme pour les éditions récentes des feuilles à 1/50 000 (Chateau-Gontier, Janzé, La Guerche-de-Bretagne, Rennes), une distinction a été effectuée dans les faciès du Briovérien. Toutefois, sur cette carte, ces faciès n'ont pas de valeur chronostratigraphique, ce sont uniquement des ensembles lithologiques.

Cette première édition à 1/50 000 est plus particulièrement focalisée sur la cartographie des formations superficielles dans toute leur diversité (altérites, alluvions, loess,...). En ce qui concerne les altérites, une cartographie

précise, ainsi que de nombreux forages, ont permis d'avoir accès à la géométrie de ces formations. Cette nouvelle approche cartographique intègre toutes les hétérogénéités de surface (formations superficielles). En effet, contrairement à une idée reçue, la Bretagne n'est pas une surface imperméable recouverte de quelques mètres de sols perméables. Sur les cinquante premiers mètres, le sous-sol est profondément hétérogène et peut présenter des roches relativement perméables, de volumes et de formes variés. L'évolution géologique des 60 derniers millions d'années a profondément modifié la nature des granites, schistes et autres gneiss qui constituent le sous-bassement de la Bretagne. Cette hétérogénéité a d'importantes répercussions sur la localisation des nappes d'eaux souterraines, leur alimentation et leur vulnérabilité. Elle conditionne la localisation de matériaux potentiels (granulats, calcaires pour l'amendement des sols, kaolins,...).

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE TERMINAL À PALÉOZOÏQUE BASAL

Les terrains les plus anciens couvrant la majeure partie de la feuille Montfort-sur-Meu sont rapportés au Briovérien post-phtanitique par opposition à un Briovérien plus ancien, à niveaux interstratifiés de phtanite, rencontré en Normandie, en Bretagne occidentale et constituant la formation de Lamballe au Nord du synclinorium médian. Longtemps considérés comme azoïques, ces dépôts ont néanmoins fourni des associations de cyanophycées (Mansuy, 1983) ainsi que des traces fossiles, attribuées au genre *Planolites* (Trautmann et al., 1994) dans les niveaux les plus calcaires. Ces organismes n'ont malheureusement pas de valeur stratigraphique. Le Briovérien est classiquement rapporté au Protérozoïque supérieur, mais les données récentes permettent d'envisager, pour la partie terminale, un âge Cambrien (Guerrot et al., 1992).

Comme pour les feuilles à 1/50 000 récemment publiées, et lorsque les conditions d'affleurement le permettaient, il a été possible de différencier deux grands ensembles dont les critères distinctifs sont l'abondance et la puissance des niveaux gréseux.

Briovérien

bS. Alternances silto-argilo-gréseuses à siltites dominantes. Il s'agit de l'association de faciès la plus commune dans la partie sud de la feuille. Elle est constituée d'alternances de niveaux argilo-silteux et gréseux. Un rapport argilite/grès élevé (> 1) caractérise cet ensemble. Les bancs de grès sont relativement fréquents, mais d'épaisseur généralement inférieure à la dizaine de centimètres. À l'échelle de l'affleurement, les bancs sont

subparallèles, d'épaisseur constante, et les contacts entre bancs sont nets. Localement, les bancs gréseux creusent faiblement dans les niveaux argileux sous-jacents.

Les litages plans sont les figures sédimentaires les mieux représentées dans les niveaux argileux. Les faciès gréseux sont généralement massifs, sans figure sédimentaire et granoclassement. Cependant, on observe localement dans ces niveaux des litages obliques de rides de courant et, exceptionnellement, des litages obliques en « mamelons » de petite taille, traduisant un écoulement oscillatoire (HCS). Ces derniers sont visibles dans de bonnes conditions au lieu-dit Lorinou, au Sud d'Iffendic.

Ces associations de faciès, caractéristiques de turbidites, peuvent être rapprochées, malgré l'absence de figures de base de banc, de rides chevau-chantes et de convolutes, des termes Tb-c de la séquence turbiditique type décrite par A.H. Bouma (1962).

Péetrographiquement, l'analyse des lames minces montrent que les grès sont des grès grossiers feldspathiques mal classés contenant du quartz, de la séricite, de la muscovite et des feldspaths potassiques. Les minéraux accessoires sont représentés par le rutile, le zircon et la tourmaline, avec parfois de l'apatite. La sédimentation fine est représentée par une succession de bancs infracentimétriques de siltites argileuses. Elles ont la même composition péetrographique que les grès.

Calcaire oolithique. C. Barrois (1894), lors de l'établissement de la feuille de Rennes à 1/80 000, a signalé à Mordelles des affleurements de calcaires. Ces calcaires sont comparables aux « Calcaires de Saint-Thurial » dont l'origine et l'âge furent âprement discutés (Milon, 1923 ; Barrois et Pruvost, 1929). Comme à Saint-Thurial, l'affleurement de calcaires, à Mordelles, a aujourd'hui entièrement disparu du fait de l'aménagement urbain. N'ayant pas observé ces faciès ailleurs sur la feuille, il nous a paru néanmoins intéressant d'en donner la description qu'en faisait initialement Y. Milon (1923), complétée par celle de C. Barrois et P. Pruvost (1929). Il s'agit, à Mordelles, d'un « calcaire dont la structure est masquée par une recristallisation importante qui laisse à peine distinguer, dans les plages de calcite grenue, des fantômes d'oolites ou de groupes d'oolites dont les nuclei ne sont plus visibles ».

bG. Alternances silto-argilo-gréseuses à grès dominants. Cette association de faciès se marque particulièrement bien dans la topographie, et souligne la structuration du Briovérien. Elle se caractérise par l'abondance des niveaux métriques ou plurimétriques de grès grossiers et de conglomérats (diamètre des éléments ne dépassant pas 2 mm) à matrice dominante. Par opposition à l'ensemble bC, l'association de faciès bG se caractérise par un rapport argilite/grès faible (< 1).

Ici également, les grès sont majoritairement massifs, homogènes et sans structures. Néanmoins, sur quelques affleurements, on retrouve les mêmes figures sédimentaires que dans bC, à l'exception des litages obliques de rides de courant. Les indices de courant oscillatoire (HCS) sont plus fréquents que dans l'ensemble bC. De plus, on observe parfois des gouttières d'érosion à la base de certains bancs gréseux (Nord de Talensac ; le Val Beuzet) qui traduisent un écoulement hélicoïdal induit par un mouvement oscillatoire.

Les niveaux conglomératiques ne présentent pas de figures sédimentaires. Ils constituent des niveaux lenticulaires intraformationnels d'épaisseur métrique.

Ces grès grossiers, mal classés, sont parfois riches en feldspaths potassiques, en quartz d'origine volcanique, en grains lithiques de phanites, et, occasionnellement, en grains microquartzitiques. Les minéraux lourds sont représentés par le rutile et le zircon, accompagnés parfois de tourmaline. La matrice est composée d'une association de quartz, biotite, muscovite et chlorite en proportion variable.

bP. Poudingue à galets de quartz. Le poudingue à galets de quartz, connu régionalement sous la dénomination de « poudingue de Gourin », est très mal représenté sur la feuille Montfort-sur-Meu ; aucun affleurement en place n'a pu être découvert. Seules de nombreuses « pierres volantes » à proximité du lieu-dit Saint-Ahan, immédiatement au Sud de l'ancien étang de Careuil, ainsi qu'au lieu-dit la Roche Trébulente, au Sud de l'étang de Trémelin, marquent la présence de ce conglomérat. Les « volantes » présentent un des faciès classiques du « poudingue de Gourin » : galets jointifs et arrondis de quartz blanc (diamètre inférieur à 2-3 cm), de phanite et très rares galets de grès.

Dans le Bois de Boutavent ($x = 273,2$; $y = 2\ 350,90$), à l'Est de l'étang de Boutavent, on rencontre un faciès organisé en bancs décimétriques formés exclusivement de galets de quartz arrondis de faible diamètre (inférieur au centimètre) emballés dans une matrice silto-gréseuse. Les granoclassements y sont fréquents, et le matériel le plus grossier forme de petits niveaux chenalisants (1 m de large, 10 cm d'épaisseur maximum). Malheureusement, les relations de cet affleurement avec les autres faciès briovériens ne sont jamais visibles sur le terrain. À défaut d'observations sur d'autres affleurements, nous en faisons un équivalent latéral local des conglomérats de type Gourin.

b. Briovérien gréso-pélitique indifférencié. Les mauvaises conditions d'affleurement (altération, couverture limoneuse,...) ne permettent pas de suivre la classification élaborée pour la partie sud de la feuille. Cet ensemble « nord » est constitué d'alternances centimétriques de siltites fines et de grès tendres grossiers, souvent très altérés, dont l'épaisseur dépasse rarement 1 mètre. Les

rare figures sédimentaires observées sont des litages plans. La composition pétrographique est identique à celle décrite précédemment pour les grès et siltites de l'ensemble BC.

PALÉOZOÏQUE

Ordovicien

Le Paléozoïque débute sur la feuille Montfort-sur-Meu, comme dans l'ensemble du domaine centre-armoricain, par une série transgressive rapportée à l'Arénig (datation sur zircons dans les cinérites interstratifiées du cap de la Chèvre : Bonjour et *al.*, 1988), discordante sur le Briovérien et classiquement désignée sous le nom de Formation de Pont-Réan. Elle est constituée à sa base par des conglomérats (type Montfort) passant localement à des grès (type Courouët) surmontés par des siltites micacées pourpres (type Le Boël). La feuille Montfort-sur-Meu ne présente que des dépôts de la base de l'Ordovicien ; les formations paléozoïques classiques de Bretagne centrale (Traveusot, Chatellier, Radian,...) ne se rencontrent que plus au Sud, sur la feuille Guer.

Formation de Pont-Réan (Arénig inférieur)

o2P. Conglomérats (type Montfort). La carrière des Harelles ($x = 281,20$; $y = 2\ 356,30$), située au Sud-Est de Montfort, sur la route de Talensac, a servi de localité type pour la description et l'analyse du membre de base de la Formation de Pont-Réan.

Il débute généralement par un conglomérat polygénique à galets dominants ne présentant pas de classement. Les galets sont arrondis et leur taille varie de 3 à plus de 20 cm (carrière de la Harrelle au Sud de Montfort ; vallée du Moulin du Casse, au Sud d'Iffendic ; village de Talensac). Ce sont en majeure partie des galets de grès fins, de phanites et parfois de schistes (comme dans le banc de base mylonitisé de la carrière des Marettes). Le développement d'éléments centimétriques de quartz automorphe est fréquent. Il n'a pas été trouvé de galets constitués à partir du poudingue de Gourin. Au-dessus de cette série de base à gros éléments, le conglomérat de Montfort apparaît sous plusieurs faciès évoluant depuis un pôle de grès grossiers à petits galets, vers un pôle à dominante silteuse.

La remontée de la vallée du Moulin du Casse ($x = 275,80$; $y = 2\ 354,60$) depuis le contact avec le Briovérien (fig. 1) offre une coupe à travers ces alternances de faciès hétérolithiques. Les dépôts sont ici organisés en quatre séquences. Une séquence débute par un ou deux bancs plurimétriques de conglomérats à gros galets sans litage apparent. La séquence s'achève par des niveaux de grès grossiers ne renfermant pratiquement plus de galets, puis par

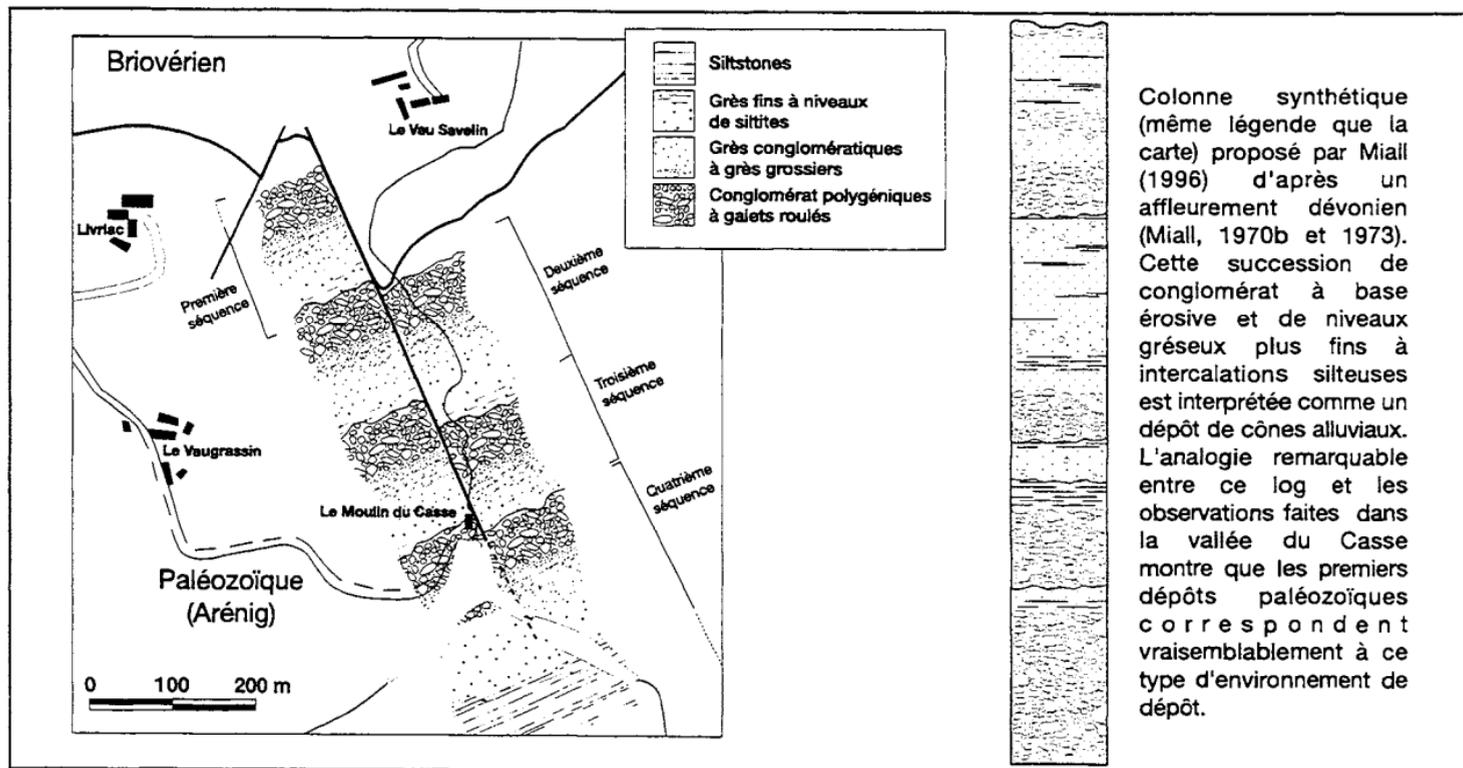


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée de la vallée du Casse. Exemple de dépôts de cônes alluviaux

des niveaux de grès fins à litage plan. Le sommet est tronqué par la surface d'érosion liée à l'installation de la séquence suivante. Cette succession de faciès correspond à la définition de A.D. Miall (1996) d'un "braided alluvial fan".

L'épaisseur du conglomérat de Montfort, très variable en Bretagne centrale, est ici difficile à estimer. Néanmoins, au Moulin du Casse, la puissance de l'ensemble conglomératique est d'environ 250 m.

o2C. Grès (type Courouët). Ce faciès de grès grossier, de couleur blanche à verdâtre, ne s'observe sur la feuille Montfort qu'en une seule localité, au lieu-dit Bransailé (x = 282,70 ; y = 2 353,10), au Sud-Ouest de Talensac (à 4 km au Sud-Est de Monterfil, sur la feuille Guer, la carrière des Rochelles montre un front de taille essentiellement ouvert dans ce faciès). Il s'agit d'un grès mal classé, à fragments de quartz anguleux, de phanite et de siltite. Il est fréquent que la roche soit colorée par l'hématite qui pourrait provenir de l'altération d'une chlorite ferrière (Trautmann, 1994). Il n'a pas été repéré de traces fossiles sur cet affleurement.

Les relations stratigraphiques entre ces grès et le conglomérat de Montfort ne sont pas visibles ici. Comme C. Barrois et P. Pruvost (1929), nous en faisons un faciès local, équivalent latéral des conglomérats de Montfort.

o2B. Siltites micacées pourpres (type Le Boël). La partie supérieure de la Formation de Pont-Réan est essentiellement constituée de sédiments d'une couleur lie-de-vin caractéristique, présentant parfois une décoloration verdâtre (village de Monterfil). La coloration violacée est due à la présence de pigments d'hématite abondants, témoins d'altération des chlorites. Sur le terrain, ces roches sont souvent massives, et il arrive fréquemment qu'il soit difficile d'y observer la stratification. Le faciès typique est une siltite grossière assez bien classée à quartz et micas blancs. La matrice recristallisée est composée principalement de quartz, de chlorite et de muscovite.

Le débit de la roche le plus marqué est une schistosité grossière, bien développée. L'hétérogénéité du sédiment à l'échelle centimétrique (répartition des grains de quartz) lui donne un aspect œillé ou en amygdales très caractéristique.

Les bioturbations y sont fréquentes et les traces fossiles abondantes mais peu diversifiées ; on retrouve ainsi de nombreux terriers de type *skolithos* déformés par la schistosité.

Dans les niveaux inférieurs de la Formation de Pont-Réan, il n'est pas rare de retrouver des strates gréseuses qui rappellent le faciès du membre de Courouët. Ces niveaux, métriques au début, parfois granoclassés, disparaissent ensuite totalement.

Ces faciès, à faibles apports terrigènes et à bioturbation associée sont caractéristiques d'une sédimentation côtière de faible énergie et d'un milieu marin peu agité.

cin. Cinérites. Les émissions volcaniques acides sont extrêmement rares sur le territoire de la feuille Montfort-sur-Meu. Un seul niveau a pu être découvert au cours du lever de la carte, interstratifié dans les silstones pourpres dans une des annexes de la carrière du Valet (Sud-Est d'Iffendic). D'autres affleurements avaient été signalés (le Refoul), mais n'ont pu être retrouvés. La roche, de couleur blanc-ocre, se caractérise par une texture porcelanée et une cassure conchoïdale typique.

L'analyse microscopique montre qu'il s'agit d'un matériel quartzo-sériciteux très fin, où les structures aciculaires sont encore bien visibles.

L'étude à la microsonde (voir tableau en annexe) montre une composition en tous points semblables à celle des cinérites de même âge décrites dans le synclinorium du Sud de Rennes (ex. : Val Hamon en Saint-Just).

Formation du Grès armoricain inférieur (Arénig moyen)

02. Quartzites massifs. La Formation du Grès armoricain affleure très mal et, le plus souvent, sa cartographie se résume au relevé des secteurs recouverts d'une argile d'altération ocre-blanc caractéristique. Néanmoins, à la carrière du Valet ($x = 277,20$; $y = 2\,355,60$), située au Sud-Est d'Iffendic – où le Grès armoricain est exploité comme matériau de construction et d'empierrement – le front de taille, de plusieurs dizaines de mètres de long sur quelques 20 m de haut, offre un bon point d'observation, malgré une forte concentration de fractures et de diaclases orientées N140, conjuguées à une autre famille N50. Le Grès armoricain (seul le membre inférieur est observé sur la feuille Montfort-sur-Meu) se présente comme une succession de bancs décimétriques de grès et de quartzites fins, à matrice réduite, composés principalement de grains de quartz et de grains lithiques anguleux, de quelques micas (muscovite).

Les études au microscope sur des échantillons provenant de feuilles voisines (Janzé : Trautmann, 1994 ; Malestroit : Plaine et *al.*, 1981) ont montré la présence de minéraux accessoires tels que le zircon en grains arrondis, la tourmaline, le rutile. Les interbancs sont constitués par des niveaux centimétriques d'une siltite blanchâtre. La sédimentation ferrugineuse (Chauvel, 1968), associée au membre du Grès armoricain inférieur, n'affleure pas.

L'état des affleurements ne permet pas ici de déterminer les milieux de sédimentation. Cependant, l'étude détaillée des associations de faciès et des associations fauniques de la formation du Grès armoricain (Chauvel, 1968 ; Robardet, 1981 ; Régnauld, 1981 ; Durand, 1985 ; Vannier, 1986) a montré que ces sédiments se sont déposés dans la partie supérieure d'une plateforme peu profonde sous l'influence des marées, des vagues, des courants côtiers et des tempêtes (Le Corre et *al.*, 1991). Sur la feuille Montfort-sur-Meu, aucun fossile n'a été découvert et les traces fossiles sont peu fréquentes. Seuls quelques rares *Skolithos* ont pu être observés.

ROCHES FILONIENNES

dβ. Dolérite. Sur l'ensemble de la carte, un seul filon de dolérite a pu être identifié (lieu-dit la Haute-Comtais, Talensac), avec un léger métamorphisme de contact de l'encaissant briovérien. Les autres filons de dolérite, décrits par C. Barrois et P. Lebesconte (1894), n'ont pas été retrouvés.

La dolérite de ce filon, très altérée (altération en « boules »), présente une texture ophitique. On observe des pyroxènes moulant des microlites de labrador, de la biotite et de la hornblende verte. L'ensemble des minéraux est partiellement chloritisé.

Sur la feuille Montfort-sur-Meu, le filon doléritique est localisé dans un encaissant briovérien. Néanmoins, à l'échelle régionale, il existe plusieurs générations de filons de dolérites ; certains filons traversent toutes les formations, y compris les massifs granitiques hercyniens (Lahaye, 1991).

Q. Quartz. Les filons de quartz, d'une taille suffisamment importante pour pouvoir être reportés cartographiquement, ont été observés uniquement dans le Briovérien. Leur mise en place est généralement associée aux deux familles de failles rencontrées sur la feuille (N140-160 et N40-60).

L'extension de ces filons est pluridécamétrique, voire kilométrique. Leur cartographie est problématique car ils sont très rarement observés en place (Saint-Uniac, Romillé).

Le champ filonien cartographié n'est vraisemblablement pas exhaustif. En effet, l'importance du quartz filonien, présent dans les argiles d'altération du Briovérien, suggère qu'il est beaucoup plus important.

μγ³. Microgranites. Deux filons ont été reconnus (lieu-dit le Fieu et la Noë Haminé), mais, du fait de l'intensité de l'altération, la texture de la roche n'est plus accessible. Seule l'analyse de la phase minérale, extrêmement riche en quartz, en plagioclase, en « fantômes » de biotite et muscovite altérées en chlorite, permet de penser qu'il s'agit de microgranites.

Étant donné la mauvaise qualité des affleurements et le degré d'altération de ces roches, il n'est pas possible de préciser l'âge de mise en place de ces filons. Toutefois, F. Trautmann (1994) a montré, pour des microgranites similaires (feuille Janzé), qu'ils étaient postérieurs à la déformation hercynienne.

NÉOGÈNE

Miocène

m4. Faluns (Serravallien). Les faluns sont des sables carbonatés coquilliers, plus ou moins bien classés. Ces faluns sont actuellement préservés dans une dépression délimitée à l'Ouest par une ligne Quessoy -

Nord-sur-Erdre, et par la famille de failles N160 qui bordent à l'Est le bassin de Rennes.

Au début du siècle, les faluns reportés sur cette carte, ont été exploités au Sud de La Chapelle-du-Lou et au lieu-dit la Chèze ($x = 277,42$; $y = 2\ 368,80$). Cette dernière carrière demeure le seul affleurement où ces dépôts peuvent être observés. Toutefois, le mauvais état de l'affleurement ne permet pas de distinguer de figures sédimentaires. Ces sables calcaires coquilliers sont riches en *Lithothamnium* (algues), bryozoaires, foraminifères, mollusques (bivalves et gastéropodes). Dans les faluns du Quiou (feuille Caulnes), dépôts analogues et de même âge, il a également été trouvé des restes de mammifères, de poissons et de crocodiliens (Paris, 1977). Ces associations suggèrent une bathymétrie faible (quelques dizaines à une centaine de mètres) et un climat de type semi-aride (Estéoule-Choux, 1970).

Les sondages effectués lors de l'implantation des stations de captage (la Saudrais et Tizon : Brunel et al., 1978) ainsi que ceux réalisés dans le cadre des levés de la carte, ont permis de bien contraindre la géométrie des sédiments. Les faluns se limitent à une bande étroite d'orientation N140 (Lan-dujan - La Chapelle-du-Lou), compartimentée par une faille de direction N60, et bordée par une famille de failles de direction N140. L'épaisseur moyenne des dépôts est de l'ordre de la vingtaine de mètres avec un dépôt-centre supérieur à 60 m au niveau de la Saudrais (sondage 2-27).

Pliocène

Les deux faciès pliocènes reportés sur cette carte n'ont pu être observés sur le terrain. Le gisement pliocène argilo-sableux de Saint-Gilles a été reconnu et délimité par sondages dans le cadre d'un projet d'ouverture de carrière par la Société Rennaise de Dragages. Les faciès argileux des carrières de Pelineuc ont été totalement exploités dans les années 50.

Une grande incertitude demeure sur la stratigraphie des dépôts pliocènes du Massif armoricain. Les gisements sont généralement très dispersés et azoïques, ce qui ne facilite pas les corrélations et les reconstitutions paléogéographiques. Le Pliocène peut se subdiviser en deux formations : des dépôts argilo-sableux fossilifères (« Redonien » des anciennes cartes) surmontés de la « Formation des sables rouges » (Gros et Limasset, 1984). Toutefois, les relations stratigraphiques entre ces deux faciès ne sont pas établies de façon certaine (Gros et Limasset, 1984 ; Fourniguet et al., 1985).

Plusieurs suppositions sont avancées quant au milieu de sédimentation de ces dépôts. Ils ont longtemps été interprétés comme résultant d'une sédimentation exclusivement marine, peu profonde (Milon et al., 1933 ; Durand, 1960). Toutefois, G. Denizot (1925) émettait déjà l'hypothèse d'une composante fluviale non négligeable. Plus récemment, des travaux de sédimentologie (Guillocheau et al., 1998) montrent que les sables correspondent

au remplissage d'un réseau hydrographique anté-Pliocène. Les faciès les plus marins, qui ont été reconnus, correspondent à des faciès d'estuaire.

p1-2. Sables et argiles fossilifères (Reuvérien). Les carrières de Pélineuc sont actuellement ennoyées ou comblées. Les seuls témoins de Pliocène qui subsistent sont des dalles de « roussard »¹ en bordure des carrières. En 1948, on pouvait observer, de haut en bas, le front de taille suivant (Durand, 1968) :

- 2 m de limon ;
- 2,50 de sables rouges plus ou moins concrétionnés en « roussard » ;
- 2,50 à 3 m d'argiles jaunes ;
- 1 m d'argiles grises ;
- 2,50 m d'argiles noires ;
- 1,50 m d'argiles grises ;
- de nouveau, des argiles noires au ras de l'eau.

Les sables sont azoïques. Par contre, à Pélineuc, les argiles pliocènes ont livré une flore qui permet de leur attribuer un âge reuvérien (Pliocène supérieur) (Cavelier et al., 1980). D'après S. Durand (1960), « ces argiles riches en spicules de spongiaires siliceux, renferment quelques diatomées et un peu de pollen ».

p. Sables et argiles (Pliocène indifférencié ?). Le gisement du Petit-Limeul (feuilles Montfort-sur-Meu et Rennes), à l'Est de Saint-Gilles, n'a été reconnu que dans le cadre d'un projet d'ouverture de carrières par la Société Rennaise de Dragages. Ces dépôts sont recouverts par des limons et des alluvions de haute terrasse. Ce gisement est de faible extension et d'une dizaine de mètres d'épaisseur maximum. La géométrie de ce gisement est bien contrainte, mais, du fait de l'absence d'affleurement, la pétrologie et la sédimentologie demeurent mal précisées. Il s'agit d'un faciès sablo-argileux. Aucun sondage n'a pu être effectué dans le périmètre de ce gisement.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Sous ce terme, est regroupé l'ensemble des formations dérivant de roches préexistantes, en domaine continental, ayant subi une transformation physique et/ou chimique (altération) ou un transport plus ou moins long (détritique) (Lebret et al., 1993). Ces formations, généralement meubles, sont susceptibles d'être remaniées sous l'action du climat (périodes de gel-dégel, d'inondations, etc.) ou de la tectonique (mouvements verticaux).

L'absence de méthodes fiables de datation des formations superficielles reste problématique. Toutefois, à l'échelle de la France, une chronologie relative calée sur le dernier cycle climatique du Pléistocène supérieur peut

¹ - Induration secondaire se formant dans un sédiment par précipitation d'oxyde de fer.

être dégagée. Ainsi, il est possible de distinguer une histoire du Tertiaire au Pléistocène ancien, au Pléistocène supérieur (dernier interglaciaire et dernière période froide) et à l'Holocène (post-glaciaire) (Lebret et al., 1993).

L'extension et l'épaisseur de ces formations sont extrêmement variables. En ce qui concerne la représentation cartographique, seules les formations possédant une homogénéité de faciès à l'échelle de la carte et dont l'épaisseur moyenne est supérieure à 0,60 m ont été prises en compte. Dans le cadre des levés cartographiques, la banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM ainsi que de nombreux sondages ont permis de compléter les observations de surface.

La cartographie de ces formations présente de nombreux intérêts, en particulier pour les altérites, qui peuvent atteindre en Bretagne des épaisseurs de l'ordre de 50 m. La mise en évidence cartographique systématique de ces hétérogénéités de surface est une donnée importante pour l'évaluation de la circulation des fluides et des polluants dans ces formations de porosité variable. Cette approche cartographique peut conduire à une meilleure localisation et protection des aquifères.

Altérites (Tertiaire probable)

La presque totalité du socle briovérien présent sur la carte est altérée à des degrés variables. On observe également des lambeaux de profil d'altération sur le substratum paléozoïque (Sud de Muel). L'ensemble de ces roches a subi des processus d'altération à différentes époques. L'altération du socle observée sur cette carte a vraisemblablement été maximale au Tertiaire (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970) et antérieure au Serravallien, étant donné la présence d'altérites sous les dépôts de faluns de La Chapelle-du-Lou (sondages 2-27 et 2-28). Cette observation a déjà été effectuée au niveau de l'accumulation sédimentaire tertiaire du Quiou (Estéoule-Choux, 1970).

De bas en haut, un profil d'altération type s'organise de la façon suivante (fig. 2) :

- la roche saine ;
- la roche kaolinisée à texture conservée, appelée isaltérite ;
- la roche totalement transformée en argiles (majoritairement des kaolins), appelée allotérite ;
- éventuellement, des cuirasses latéritiques et des silicifications.

Les allotérites, composées d'argiles compactes, sont imperméables. Les isaltérites, résultant de la dissolution de certains éléments de la roche originale, présentent une certaine porosité - perméabilité.

La présence d'isaltérites ou d'allotérites dans le sous-sol conditionne donc principalement l'alimentation (cas des isaltérites) ou la non alimentation (cas des allotérites) des aquifères profonds. Leur répartition constitue

une information capitale pour la connaissance des lieux d'alimentation des nappes profondes et, donc, de leur vulnérabilité à différents types de polluants. Ces différents termes ont pu être décapés par l'érosion postérieurement à l'altération.

La mauvaise qualité des affleurements rend problématique l'étude de ces profils et ne permet pas de savoir à quel niveau du profil d'altération se fait l'observation. Sur le terrain, il est nécessaire d'avoir recours à des outils géophysiques (résistivité) ou des forages, afin de connaître leur puissance et leur géométrie. Dans le cadre du lever de cette carte, plusieurs campagnes de forages sont venues compléter les observations de terrain (cf. coupes résumées des sondages : annexe 1).

Sur le territoire de la feuille Montfort-sur-Meu, ces altérites présentent communément une épaisseur de l'ordre de 5 m (partie nord), voire 30 m pour les profils d'altération les mieux préservés (La Chapelle-Thouarault, La Chapelle-du-Lou).

bs. Isaltérites sur Briovérien. Les isaltérites constituent le stade d'altération du substrat briovérien le mieux représenté à l'échelle de la carte. Elles couvrent la quasi totalité de la partie nord de la carte ainsi que certaines zones basses bordées par failles (Etang de Careuil, Etang de Boutavent,...).

À l'affleurement (coopérative agricole du Garun à la Brohinière $x = 269,80$; $y = 2\ 366,25$), bien que la roche soit altérée, elle conserve sa structure (stratification et schistosité visibles). La transformation en argile affecte de façon hétérogène l'ensemble de la roche. De nombreux fragments sains sont préservés.

ab. Allotérites sur Briovérien. Localement des zones d'altération profonde peuvent être individualisées (La Chapelle-Thouarault et La Chapelle-du-Lou). La roche a subi une transformation complète en argile pure (essentiellement kaolinite) sur plusieurs mètres, sans préservation des structures originelles. Seuls, des blocs de quartz filonien, résistants à l'altération, sont préservés.

oa. Isaltérites sur Paléozoïque. Sur le Paléozoïque (les Noës Pourries), sont observés des profils d'altération de 2 à 3 m d'épaisseur maximale. Ces altérites sont constituées d'argiles blanches (kaolinite) et de blocs de grès conservés dans la structure originelle de la roche. L'extension de l'altération sur le Paléozoïque et, en particulier le Grès armoricain, est difficile à préciser du fait des mauvaises conditions d'affleurement.

Dépôts fluviatiles

La classification en vigueur de ces formations repose sur des critères altimétriques (altitude relative par rapport aux lits actuels des cours d'eau).

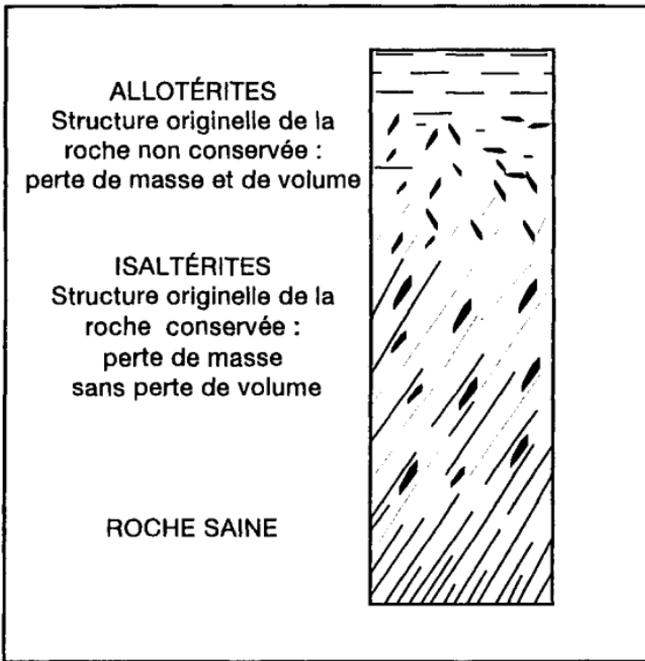


Fig. 2 - Profil d'altération type
(d'après R. Wyns - Géochronique n° 59, 1996, modifié)

Faute de datations fiables, il est souvent problématique pour un système alluvionnaire donné, à l'échelle d'une région, ainsi qu'à celle d'une carte, d'être catégorique quant au synchronisme des dépôts.

Toutefois, la cartographie de ces différents systèmes alluvionnaires permet de dégager deux familles et leur chronologie relative. La première, représentée par les alluvions de « haute terrasse », met en évidence un réseau hydrographique sans lien apparent avec le réseau actuel. Cet épisode, postérieur aux dépôts pliocènes (alluvions surmontant le gisement pliocène du Petit Limeul [Saint-Gilles]), se situe vraisemblablement à la limite Pliocène – Pléistocène. Les alluvions de « moyenne et basse terrasses » traduisent, quant à elles, une évolution postérieure, strictement quaternaire, aboutissant au creusement du réseau hydrographique actuel ; une évolution que l'on retrouve dans les relations morphologiques entre ces deux familles de systèmes alluvionnaires. En effet, les alluvions de « moyenne et basse terrasses » sont emboîtées, tandis que les alluvions de « haute terrasse » sont, en partie, étagées par rapport à celles-ci (Est de Talensac) (fig. 3). Toutefois, cette observation morphologique pourrait être un artefact cartographique, car les systèmes alluviaux anciens (Fw) sont les témoins de vastes nappes alluviales mises en place avec une dynamique d'« épandage », alors que les systèmes plus récents (Fx, Fy) sont liés à des systèmes plus organisés, plus chenalisés.

Ces dépôts fluviatiles sont généralement de faible extension et affleurent dans de mauvaises conditions. Bien que des figures sédimentaires, de type litage oblique tabulaire (rides et mégarides 2D), soient visibles, il est impossible de préciser le style de mise en place (Miall, 1996).

Fw. Alluvions de haute terrasse ; 20 à 35 m au-dessus du cours actuel (Pléistocène inférieur ?). Ces alluvions sont constituées de galets de quartz roulés, bien triés, dans une matrice sableuse rubéfiée. Les affleurements sont rares et mal préservés, aucune analyse de faciès n'a pu être effectuée. D'un point de vue descriptif, on peut observer (sortie de l'Hermitage en direction de Montfort $x = 290,75$; $y = 2\,355,90$) des mégarides à litage oblique tabulaire recoupant des niveaux lenticulaires sableux correspondant vraisemblablement à des faciès de débordement. Ce système alluvionnaire repose, à l'Est de Saint-Gilles, sur le gisement de sable pliocène du Petit-Limeul.

Fx. Alluvions de moyenne terrasse ; 10 à 20 m au-dessus du cours actuel (Pléistocène moyen à supérieur ?). Les alluvions de « moyenne terrasse » sont difficilement distinguables. Outre le critère altimétrique, ces alluvions sont moins affectées par les phénomènes périglaciaires que les alluvions de « basse terrasse ». Ils présentent ponctuellement des indurations provoquées par précipitation d'hydroxyde de fer.

Ces dépôts alluvionnaires sont volumétriquement les plus préservés (quart sud-est de la carte). Un nombre important d'anciennes gravières, dans la région de Mordelles, a été recensé.

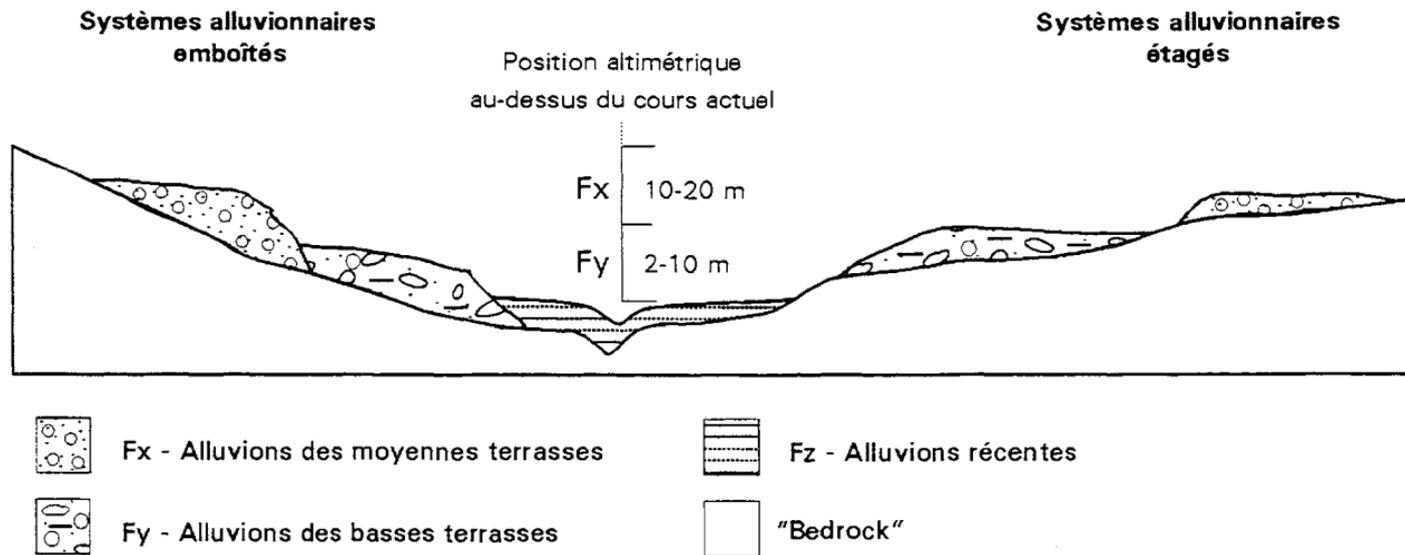


Fig. 3 - Relations morphologiques entre les différents systèmes alluvionnaires

Fy. Alluvions de basse terrasse ; 2 à 10 m au-dessus du cours actuel (Pléistocène supérieur ?). Ces dépôts sont très hétérogènes en maturité et en granulométrie. Le matériel varie de blocs anguleux décimétriques à des éléments centimétriques, enrobés dans une matrice argilo-sableuse en pourcentage variable. La stratification est généralement absente ou frustre (moulin de Travan, $x = 277,80$; $y = 2\ 357,50$).

En termes de processus de dépôt, les alluvions de « basse terrasse » présentent une dynamique mixte. En effet, à une mise en place purement fluviatile vient se superposer ponctuellement des écoulements gravitaires liés à la dynamique périglaciaire (période de gel – dégel) affectant les versants du système hydrographique. Ces épisodes se traduisent par la sédimentation de matériel très immature provenant du substratum proche.

Fz. Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes (Holocène). Ces dépôts occupent le fond plat des vallées du réseau hydrographique actuel, leur limite d'extension correspond souvent aux zones inondables.

Le matériel argilo-sableux, riche en fragments subanguleux de quartz, provient principalement du remaniement des formations superficielles, tels que les altérites, colluvions et dépôts fluviatiles antérieurs. Leurs épaisseurs varient de quelques décimètres à 5 m pour les cours d'eaux principaux (Meu et Vaunoise).

Une datation au C^{14} , effectuée sur un tronc d'arbre fossile trouvé dans les gravières de Cramoux-sur-le-Meu ($x = 283,70$; $y = 2\ 354,00$), a donné un âge de 5140 ± 100 ans B.P. (Holocène) (Jigorel, 1978).

Dépôts de versants

L'ensemble des dépôts de versants obéit aux mêmes processus physiques conjuguant gravité et ruissellement le long des pentes. Si les conditions climatiques périglaciaires (Pléistocène supérieur) favorisent la mise en place de ce type de dépôt (gélifraction, « fauchage », etc.), ces processus affectent encore actuellement l'ensemble des versants.

S. Dépôts périglaciaires. Ils représentent la majorité des dépôts de versants présents sur cette carte. Ils résultent d'une dynamique périglaciaire mise en place vraisemblablement lors de la dernière glaciation (Pléistocène supérieur, Weichsélien). Ces dépôts sont constitués de fragments du substratum dans une matrice sablo-argileuse issue de processus de « fauchage » et de mélange avec les formations superficielles antérieures (altérites, dépôts fluviatiles). Comme pour la totalité des dépôts de versants, le transport est

faible et se fait généralement lentement sous l'action de la gravité et du ruissellement. Leur épaisseur est métrique, voire plurimétrique au pourtour des reliefs, marquant le contact entre le Briovérien et le Paléozoïque (étang de Careuil, carrière du Valet).

Bien que ces dépôts s'initient au Pléistocène supérieur, ils se poursuivent actuellement sous l'action de la gravité, et remanient des systèmes alluvionnaires postérieurs (Nord de Talensac, les Vaux du Meu).

C. Dépôts de versants, ruissellement dominant (colluvions) (Holocène). Il s'agit de dépôts de bas de versant, de faible extension, mis en place par ruissellement, qui colmatent principalement les fonds de vallon des drains secondaires du réseau hydrographique. Ces sédiments sont argilo-sableux et contiennent parfois des fragments du substratum et de quartz. Leur épaisseur est variable, mais généralement métrique.

CF. Colluvions et alluvions étroitement associées (Holocène). Ce sont des dépôts mixtes d'alluvions et de colluvions découlant du même processus de mise en place que les colluvions, mais se développant au détriment de matériel alluvionnaire. La granulométrie est plus grossière que celle des colluvions et présente un enrichissement en quartz alluvionnaire.

Ce type de dépôt est observé principalement dans les zones de confluence (confluence de la Vaunoise et du ruisseau de la Cotardière à l'Hermitage), là où les systèmes alluvionnaires sont les plus développés.

Dépôts éoliens

CE. Limons éoliens, loëss. Ce sont des sédiments détritiques meubles, de couleur brune, mis en place au cours de la dernière glaciation (Pléistocène supérieur). Leur composition est principalement argilo-silteuse ($< 62,5 \mu\text{m}$), avec une faible fraction sableuse. À leur origine, en partie éolienne, se combine un remaniement des altérites sous-jacentes. L'horizon, qui sépare les deux formations, est généralement marqué par un niveau de fragments de quartz filonien, résidus d'altération du substratum, et par un enrichissement en argiles des limons éoliens.

Cette formation couvre la quasi totalité de la feuille, à l'exception des terrains paléozoïques et briovériens présents à proximité du contact avec ces derniers. La transition avec les dépôts de versants, en particulier les colluvions, est souvent difficile à distinguer. Du fait de sa grande extension et de son épaisseur importante (3 m au maximum dans la partie nord), cette formation représente une couverture gênante pour l'observation des autres entités géologiques.

Formations superficielles consolidées

F **Ferricrètes (d'âge indéterminé)**. Ces indurations secondaires, de faible extension et épaisseur (quelques mètres maximum), forment ponctuellement des dalles qui coiffent les reliefs au Nord de Montauban-de-Bretagne. Elles affectent aussi bien les niveaux sableux du Pliocène des carrières de Pelineuc (Durand, 1968), que les alluvions des « haute et moyenne terrasses » (Saint-Uniac, La Chapelle-du-Lou), ou les formations solifluées quaternaires (La Chapelle-du-Lou). Ces ferricrètes se développent généralement à l'interface de ces formations et des argiles sous-jacentes, qui sont généralement, soit les argiles d'altération, soit les argiles pliocènes constituant des barrières de perméabilité. Aux carrières de Pélineuc, cette induration secondaire, appelée « roussard », reste le seul témoin du Pliocène qui a été totalement exploité. On retrouve ces « roussards » associés à des blocs ferrugineux à éléments bréchiques gréseux au lieu-dit Calou ($x = 271,80$; $y = 2\ 366,50$), où des traces d'exploitation subsistent (les Ferrières, les petites et grandes Ferrières ; Puzenat, 1939).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DÉFORMATION

La feuille Montfort-sur-Meu couvre la partie la plus septentrionale du synclinorium du Sud de Rennes. L'analyse cartographique montre— excepté dans la partie nord de la feuille à couverture de limon omniprésente et médiocre préservation des formations briovériennes— que les couches briovériennes sont orientées généralement N80-110 ; elles présentent localement des pendages avec des polarités inverses. La cartographie des différents faciès du Briovérien a permis de mettre en évidence de grandes structures d'ordre hectométrique à kilométrique pouvant être assimilées à des plis. La validité de ces structures est discutée plus loin.

Événements anté-hercyniens

Les levés cartographiques des différents faciès du Briovérien montrent l'existence de grandes « structures » d'ordre hectométrique à kilométrique, orientées N80-110. De telles structures cartographiques, présentant les mêmes orientations, ont déjà été décrites dans le Briovérien de Bretagne centrale, notamment sur les feuilles Janzé, Château-Gontier, Bain-de-Bretagne et récemment Rennes². Des arguments permettent d'émettre l'hypothèse de plis antépaléozoïques.

² - Maquette de la feuille Rennes à 1/50 000 par F. Trautmann (BRGM ; édition prévue en 2000).

À l'échelle de l'affleurement, il n'est pas rare de rencontrer, dans le Briovérien, des plis droits ou légèrement déversés, d'ordre métrique ou inframétrique (Iffendic, Talensac,...) dont les axes ont une direction moyenne N80. Le meilleur exemple, sur la feuille Montfort-sur-Meu, est le pli métrique des Marettes (fig. 4) dont la charnière est tronquée par les dépôts de l'Arénig. D'autres exemples sont connus dans le Briovérien de Bretagne centrale. Citons notamment les plis isoclinaux resserrés de la carrière de la Pierre-au-diable près d'Orgères (Trautmann et *al.*, 1994). À l'échelle kilométrique, l'analyse des pendages des séries, qui présentent localement des polarités inverses, permet de trancher en faveur de l'existence de ces plis, et ce, en dépit du fait que les conditions d'affleurement ne soient pas optimales. Ces plis sont tronqués par la discordance avec le Paléozoïque (Saint-Malon-sur-Mel, Est d'Iffendic, feuille Janzé [Trautmann, 1994]). Les axes de ces plis ont des directions oscillant entre N70 et N90 qui font, avec celles des plis paléozoïques, un angle de 10 à 15°.

Ces arguments cartographiques suggèrent que les sédiments briovériens ont été structurés avant le dépôt des séries paléozoïques. En Bretagne centrale, aucune schistosité associée à cette phase de déformation n'a été observée dans le Briovérien (Le Corre, 1977). Comme pour les cartes précédemment citées, il demeure problématique de rattacher cette phase de plissement avec un épisode de déformation reconnue et localisé dans l'histoire géologique du domaine centre armoricain.

L'affleurement de la carrière des Marettes a été utilisé dans la conception du modèle de distension du domaine centre-armoricain au début de l'Ordovicien (Ballard et *al.*, 1986). Ce modèle, basé sur l'évaluation de l'épaisseur des séries rouges et des angles de discordance entre Briovérien et Paléozoïque, propose une structuration du Briovérien en blocs basculés articulés sur des failles N60-80.

Si ce modèle n'est pas remis en cause par l'existence de plis dans le Briovérien antérieurement aux dépôts des séries paléozoïques, il convient, par contre, de reconsidérer l'argumentation concernant les discordances angulaires entre le Briovérien et le Paléozoïque.

Événements hercyniens

La phase varisque de l'orogène hercynienne affecte l'ensemble du domaine centre-armoricain. Elle s'exprime, dans les séries paléozoïques, par des plis de grandes longueurs d'onde (synclinal de Montfort). Dans les séries briovériennes, l'influence de la déformation hercynienne est plus difficile à estimer. Dans le Sud du domaine médio-armoricain, la déformation s'enregistre de façon un peu plus marquée avec le développement de chevauchements mineurs à vergence sud (coupe Sérent, Chantraine et *al.*, 1982).

Les plissements hercyniens s'accompagnent d'une schistosité subverticale orientée en moyenne N100. Cette schistosité pénétrative, plan axial des structures paléozoïques (Le Corre, 1978), se retrouve dans le Briovérien avec des directions et pendages moyens comparables. Il s'agit le plus souvent d'une schistosité de fracture, avec, parfois, début de recristallisation. En de rares secteurs, la schistosité est plus évoluée (schistosité de flux), et les argilites briovériennes acquièrent un « faciès ardoisier ». Ce sont ces ardoises (Les Grippeaux, La Ville Méen, Changée) qui furent exploitées autrefois.

Événements post-hercyniens

D'autres phases mineures de déformation sont observables aussi bien dans les séries briovériennes que dans les séries paléozoïques. Dans de très rares cas, elles se manifestent par la crénulation de la schistosité hercynienne traduisant localement des phénomènes tardi-hercyniens. Le plus souvent, ces phases se traduisent par le développement de zones étroites de « kink bands » qui déforment la schistosité et qui sont vraisemblablement associées à des déformations cassantes plus tardives. Ces figures tectoniques sont les plus facilement observables dans les siltites rouges de l'Arénig où l'on peut en distinguer deux familles principales subverticales : l'une sénestre, orientée N140-160, l'autre dextre, orientée N40-60.

Fracturation

• **Failles et fractures.** Les deux grandes familles de failles connues en Bretagne centrale sont clairement à l'origine de la traduction cartographique exceptionnelle du contact entre séries briovériennes et séries rouges (réapparition brutale de terrains plus anciens ou basculement de blocs). Elles sont cependant rarement visibles sur le terrain ; les indices de zones de fractures (stries, plans de glissement, recristallisations) ne sont le plus souvent observables que dans les zones de contact entre Briovérien et Paléozoïque. Les études à partir du modèle numérique de terrain (pixel de 20 m et 50 m), de l'ombrage artificiel associé et des photos aériennes se sont parfois avérées nécessaires pour localiser des failles majeures. Les failles N140-160 sont subverticales ou fortement pentées vers le Nord-Est (70 à 80°). Elles ont joué pour l'essentiel en décrochement dextre, mais une composante verticale importante explique la disposition cartographique des contacts principaux, comme par exemple sur les collines de Monterfil. Les failles N40-60 forment les structures de dimension régionale. Leurs rejeux sont toutefois moins faciles à estimer que ceux des failles N140-160. Ce sont des décrochements subverticaux principalement senestres à composante verticale importante.

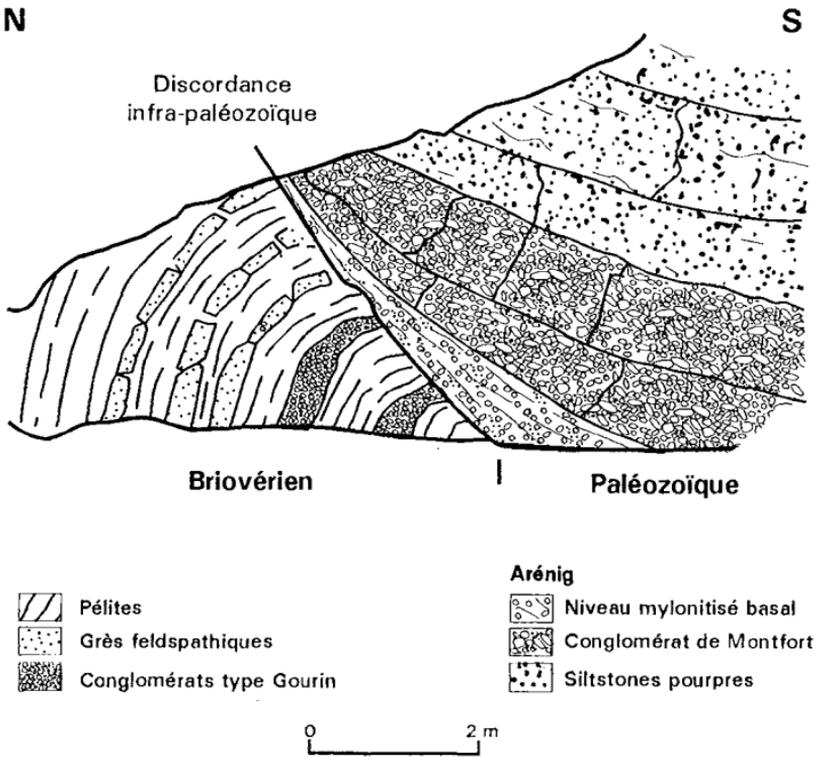


Fig. 4 - Affleurement de la Carrière des Marettes

• **Diaclases.** Les familles de diaclases possèdent généralement des orientations identiques à celles des failles dominantes sur le terrain. Les pendages sont toujours subverticaux et les rejets très faibles.

Métamorphisme

La feuille Montfort-sur-Meu se trouve relativement éloignée des corps magmatiques qui se sont mis en place, soit à la fin du Cadomien (granite de Bécherel, au Nord), soit lors de l'orogénèse hercynienne (granite de Pontivy). On ne retrouve donc pas ici de faciès de métamorphisme de contact. De la même façon, les grands décrochements armoricains sont éloignés de la feuille ; jamais aucune déformation de type mylonitique liée au jeu de ces grands accidents, n'a été observée.

Très localement, des roches briovériennes métamorphisées sont reconnues. Ainsi, les siltites briovériennes du Moulin de Compennette présentent des marques évidentes d'un métamorphisme d'assez faible grade, vraisemblablement lié à une faille d'importance régionale.

En sondage (n° 2-29), une altérite de type arène a été reconnue. La dégradation trop marquée n'a pas permis de préciser avec exactitude la nature de la roche originelle (granite ou gneiss). Un sondage (n° 2-30), situé à proximité, a permis de remonter des fragments de schistes faiblement métamorphisés. Ce métamorphisme pourrait être lié à une intrusion granitique filonienne, mais sans que l'on puisse estimer sa nature réelle et son importance par manque d'affleurement.

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

ÉVOLUTION PROTÉROZOÏQUE TERMINAL À PALÉOZOÏQUE BASAL

Âge du Briovérien

L'âge du Briovérien de Bretagne centrale est débattu depuis une vingtaine d'années sans qu'il y ait eu d'avancées déterminantes dans la dernière décennie. Les sédiments briovériens renferment néanmoins une microflore qui n'a malheureusement aucune valeur comme marqueur chronologique (Chauvel et Schopf, 1978 ; Mansuy, 1983). Les différentes reconstitutions lithostratigraphiques, aussi bien en Bretagne qu'en Normandie, ont permis de subdiviser le Briovérien en deux grands ensembles : un Briovérien inférieur dans lequel sont interstratifiés des niveaux de phtanite, et un Briovérien supérieur dans lequel sont remaniés des fragments de phtanite, mais où il n'existe pas d'intercalations. Ce découpage reste d'actualité ; cependant, des travaux récents (Dabard, 1996) ont montré que la présence de phtanites

remaniés ne peut constituer un argument irréfutable pour distinguer le Briovérien inférieur du Briovérien supérieur.

En Bretagne septentrionale, le Briovérien inférieur débute par la mise en place du poudingue de Cesson, qui remanie des roches plutoniques de 650 Ma. Les déformations des terrains du Briovérien inférieur sont scellées par la mise en place des plutons tardi-cadomiens datés à 593 ± 15 Ma (diorite de Coëtmieux : Vidal et *al.*, 1974). Les dépôts du Briovérien supérieur sont donc postérieurs à 593 Ma.

Au Nord du synclinorium médian et jusqu'en Normandie, les dépôts du Briovérien supérieur sont intrudés et métamorphisés par les granites post-orogéniques mancelliens datés aux alentours de 540 Ma. En Bretagne centrale, ils sont recouverts en discordance par les premiers dépôts paléozoïques dont l'âge arénig (486 ± 12 Ma, méthode U/Pb : Guerrot et *al.*, 1992) a été calculé sur des volcanites interstratifiées à Réminiach. Des données radiométriques, obtenues récemment sur une population de zircons provenant d'affleurements mayennais (Guerrot et *al.*, 1992), donnent, pour un groupe de zircons, un âge de cristallisation de 540 Ma. Ils sont remaniés dans les sédiments détritiques du Briovérien dont l'âge de dépôt est postérieur à la limite Protérozoïque - Paléozoïque fixée à 540 Ma (Odin et *al.*, 1990). Enfin, le Briovérien turbiditique à phanites remaniés de Jersey renferme des niveaux d'andésite datés à 521 ± 15 Ma (Duff, 1978), ce qui en fait des sédiments cambriens. Ils sont recouverts en discordance par des séries rouges en tous points semblables à celles de Bretagne centrale. Il est donc tout à fait vraisemblable que les sédiments briovériens de Bretagne centrale soient, au moins pour une partie d'entre eux, d'âge cambrien.

Sédimentologie des sédiments briovériens de Bretagne centrale

Le Briovérien supérieur de Bretagne centrale est une puissante série dont les variations verticales et latérales sont encore méconnues, principalement du fait de la rareté des affleurements. Il se caractérise par des alternances rythmiques de bancs gréseux et de bancs silto-argileux. Aucune étude régionale en terme de sédimentologie de faciès n'a pour l'instant été entreprise afin de connaître les environnements de dépôts des sédiments Briovérien. Néanmoins, les quelques observations disponibles permettent une première approche des milieux de sédimentation. Les figures sédimentaires sont essentiellement représentées dans les deux ensembles par des lamines sub-planes et parallèles, même s'il n'est pas rare de trouver des rides de courant, des figures de charge et parfois un granoclassement frustré dans les bancs gréseux. Dans les alternances silto-argilo-gréseuses supérieures (bG), des litages obliques en « mamelons » plus nombreux et des gouttières d'érosion ont été observés.

Ces dépôts présentent les caractéristiques d'une sédimentation turbiditique peu profonde, car soumise sporadiquement à l'influence des vagues de tempêtes. Il n'a jamais été découvert dans les sédiments briovériens de Bretagne centrale de conglomérats ayant la particularité des écoulements de débris ou des écoulements en masse. Les apports en matériel grossier sont donc rares et peu importants, ce qui traduit un éloignement des sources d'alimentation. D'autre part, l'absence de figures de décollement, de glissements synsédimentaires et de canyons traduit un profil de dépôt sans rupture de pente significative contrairement à celui du Briovérien turbiditique de Douarenez, où l'on observe de nombreux « slumps ».

Les conglomérats de type Gourin forment, au sein des séries briovériennes, des chenaux de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de large. Il est admis que ces conglomérats se situent dans la partie supérieure du Briovérien. Cependant, ils n'ont manifestement pas de position stratigraphique bien déterminée dans le Briovérien supérieur, et le terme de « récurrence » est souvent employé. Les études détaillées des galets ont montré qu'il s'agissait d'un matériel d'origine fluvio-deltaïque (Phillipot et Chauvel, 1957). Du fait de l'absence d'architecture interne, les « conglomérats de Gourin » ne peuvent être classés précisément dans un type d'environnement de dépôt. Deux solutions restent concevables : ou bien s'agit-il d'un matériel longuement façonné, remobilisé et déposé dans une dynamique turbiditique, ou bien s'agit-il d'un matériel strictement fluvial.

Les grès calcareux (type Corps-Nuds et Vern) ne peuvent être dissociés des sédiments turbiditiques décrits précédemment, sur la base de critères sédimentologiques. Leur position stratigraphique se situe dans la partie sommitale du Briovérien supérieur. Des litages obliques en « mamelons » (HCS) de grande taille (Guillocheau et Dabard, comm. pers.) ont également été observés à Corps-Nuds.

Les travaux régionaux et les observations effectuées sur la feuille Montfort-sur-Meu conduisent à l'établissement d'un profil de dépôt (fig. 5). La sédimentation turbiditique, représentée par les termes bC et bG, traduit des dépôts tractifs évoluant localement en écoulement gravitaire dans une zone ponctuellement soumise à l'action des vagues de tempêtes (bathymétrie inférieure à 300 m). Aucun canyon et aucune figure de déformation synsédimentaire, traduisant de fortes pentes, n'ont été observés. L'environnement de dépôt s'accorde donc mal avec celui d'un cône turbiditique profond alimenté par une pente continentale. Un système turbiditique, situé dans la partie distale d'un prodelta, et alimenté par ce dernier, intègre, d'une façon plus cohérente, toutes ces données. Dans ce modèle, les conglomérats de Gourin pourraient représenter le remplissage des chenaux distributaires du delta. Quant aux grès calcareux, ils traduisent une diminution significative de la tranche d'eau de l'environnement de dépôt.

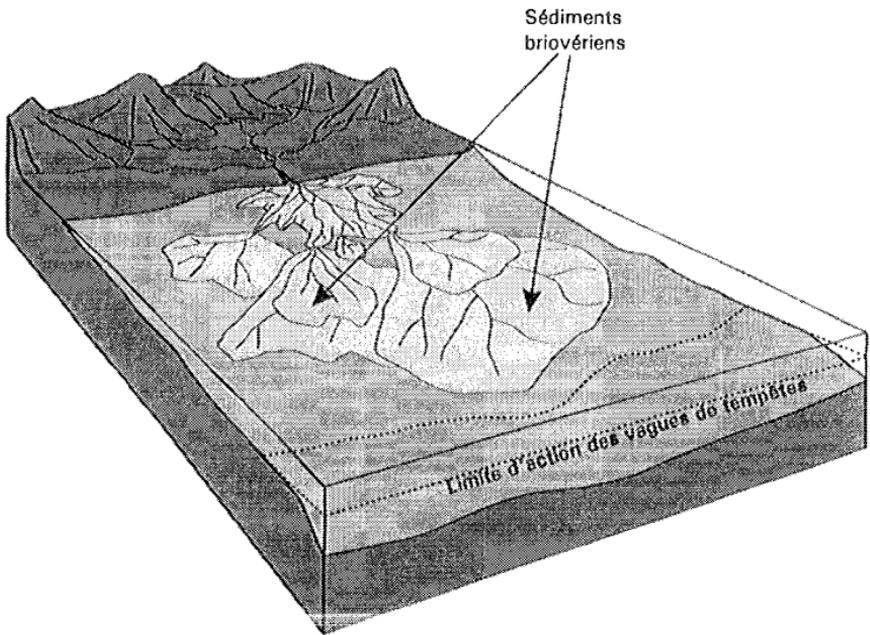


Fig. 5 - Environnement de dépôts proposé pour le Briovérien
de la feuille Montfort-sur-Meu.
Système turbiditique alimenté par un delta

Cet environnement de dépôt présente des analogies avec celui proposé par M. P. Dabard (1996) pour le Briovérien inférieur de la Formation de Lamballe.

Bassin et dynamique

Le soubassement du Briovérien supérieur, dans le domaine centre-armoricain, n'est pas connu. Trois hypothèses sont communément évoquées : ce soubassement peut-être soit un Briovérien inférieur semblable à celui de Bretagne nord, soit un socle granito-gneissique d'âge cadomien, soit encore un socle beaucoup plus ancien comme on peut en observer des fragments dans le Trégor (socle icartien).

Les études réalisées en Bretagne centrale au cours des vingt dernières années (Le Corre, 1977, 1978 ; Chantraine et al., 1982, 1988 ; Louvel, 1988) ont conduit à l'élaboration d'une succession lithostratigraphique type pour le Briovérien supérieur. Les sédiments les plus anciens sont vraisemblablement les turbidites de Néant-sur-Yvel caractérisées principalement par l'immaturation des faciès sédimentaires. Au-dessus, s'individualisent les alternances d'argilites et de grès de plus en plus matures et où les fragments de phtanites deviennent de plus en plus rares. Le sommet des formations briovériennes est caractérisé par l'apparition de conglomérats évolués et siliceux (type Gourin), de bancs calcaro-gréseux et de niveaux de quartzites dont le faciès n'est pas sans rappeler celui des Grès armoricains inférieurs. Si cette évolution fait sensiblement l'unanimité, les interprétations en terme de succession d'environnement de dépôt font défaut.

La feuille Montfort-sur-Meu ne présente que les alternances d'argilites et de grès (termes bC et bG). En intégrant les travaux précédemment cités, ainsi que les observations faites sur le Briovérien de la feuille Montfort-sur-Meu, nous proposons que cette évolution s'inscrive dans l'histoire continue du comblement d'un bassin sédimentaire.

La mégaséquence de comblement débute par des sédiments turbiditiques profonds (type Néant-sur-Yvel). À ces dépôts, succède une sédimentation rythmique de front de delta, qui persiste vraisemblablement pendant une longue période. Les termes bC et bG correspondent à des sédiments plus ou moins distaux du profil de dépôt. L'empilement vertical observé enregistre les variations du niveau marin relatif dont l'amplitude et la durée sont difficiles à préciser (fig. 6, p. 36).

Dans une telle chronologie, le stade final de comblement du bassin est représenté par la sédimentation des niveaux calcaro-gréseux qui apparaissent au sommet de la série. L'association à ces faciès de traces fossiles de type Planolites, ainsi qu'une augmentation de la taille des HCS, témoignent d'une nette diminution de la tranche d'eau. La sédimentation des quartzites

matures (feuille Janzé ; Trautmann, 1994) pourrait indiquer des conditions de plate-forme relativement stable et peu profonde.

En ce qui concerne les dépôts lenticulaires de conglomérats, deux solutions restent envisageables : il peut s'agir soit de dépôts témoins de systèmes fluviaux, soit d'un matériel façonné dans un environnement fluvial, repris dans les chenaux alimentant les cônes deltaïques plus profondément dans le bassin. Le problème ne pourrait être résolu que par une étude sédimentologique systématique des conglomérats de type Gourin et de leur relation avec les autres faciès du Briovérien.

La mise en place de tels dépôts turbiditiques nécessite la présence d'une source importante de matériaux. Les études (Chantraine *et al.*, 1982, 1988) montrent qu'il est difficile d'attribuer l'origine de cette mégaséquence au démantèlement de la chaîne cadomienne située immédiatement au Nord (régions de Saint-Brieuc et de Saint-Malo) ; ceci serait en contradiction avec les indices de maturation des sédiments et les proportions en éléments volcaniques qui témoignent plutôt d'une source d'apports située au Nord-Est du domaine centre-armoricain.

Le type de bassin sédimentaire est lui-même très controversé. On a longtemps attribué aux sédiments du Briovérien supérieur le terme de « flysch » ou de « molasses » caractéristiques des bassins d'avant-pays ou des zones de piémont de chaîne de collision ou d'accrétion (Cogné, 1962, 1970 ; Cogné et Wright, 1980 ; Le Corre, 1977 ; Le Corre *et al.*, 1991). Ces termes, ne peuvent plus être employés aujourd'hui depuis la découverte de métavolcanites d'affinité tholéitique interstratifiées dans le Briovérien près du complexe de Plouguenast (Saunier et Chauvel, 1986). La plus grande partie de la sédimentation briovérienne en Bretagne centrale s'effectue donc dans un contexte d'amincissement crustal, dans une mer marginale située au front de la chaîne cadomienne, dans le domaine intraplaque (Chantraine *et al.*, 1988). C'est vraisemblablement suite à cet amincissement que se produit l'épisode compressif à l'origine des premiers plissements des séries briovériennes. Aucune étude n'a, pour l'instant, été entreprise à l'échelle régionale, afin de caractériser (contraintes, intensité) cette déformation (cadomienne ?).

ÉVOLUTION DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR VERS UNE SÉDIMENTATION DE PLATE-FORME

En Bretagne centrale, l'absence de témoins fossilifères rend difficile la connaissance de l'évolution cambrienne. Le développement d'une plate-forme carbonatée, dont les témoins seraient les olistolites des Rochelles et de Saint-Thurial, a été envisagé. Ces calcaires oolitiques ou bréchiques sont azoïques ou trop recristallisés et ne peuvent être rapportés de façon formelle au Cambrien. Une ou plusieurs périodes d'émersion, ou bien l'effet de la

transgression ordovicienne, expliqueraient alors le démantèlement et l'érosion quasi complète de cette plate-forme ainsi que d'une partie des sédiments briovériens.

La géométrie des formations de l'Arénig, discordantes sur celles du Briovérien, traduit une reprise de l'activité tectonique extensive. Les cônes alluviaux de la série syntectonique de Pont-Réan (conglomérat de Montfort et siltites rouges) se disposent au droit de failles normales orientées N60-80 (Ballard et *al.*, 1986) délimitant de larges blocs basculés. L'existence d'épisodes volcaniques rhyodacitiques et andésitiques (Quéty et *al.*, 1972 ; Quéty, 1975), datés aux alentours de 480 Ma (Guerrot et *al.*, 1992), s'intègre bien dans ce modèle d'extension éo-ordovicienne. Ensuite, progressivement, les dépôts du Grès armoricain viennent sceller la phase distensive et inaugurent une longue période calme qui se prolonge durant tout l'Arénig.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Les grandes lignes structurales du Massif armoricain sont héritées de l'orogène hercynien (360 à 290 Ma). On distingue de grands décrochements N100-120 (cisaillements sud- et nord-armoricain), ainsi qu'une fracturation N40-60 et N140-160. Durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, la partie de la plaque Eurasie, qu'occupe le Massif armoricain, ne subit pas de grande déformation (Ziegler, 1990 ; Gros et Limasset, 1984). Les contraintes sont principalement dues aux mouvements de réorganisation des plaques au pourtour du système. L'ouverture du golfe de Gascogne (Ziegler, 1990), ou la poussée de l'Afrique sur la plaque Eurasie, initiée durant le Crétacé supérieur (Turonien) (Ziegler, 1990), se traduisent par des mouvements verticaux (subsidence ou surrection).

Durant cette période, l'absence de grandes phases orogéniques rend difficile l'étude des déformations affectant le Massif armoricain. Les seuls marqueurs, permettant de suivre l'évolution des déformations, sont les altérites et la sédimentation (marine ou continentale) qui donnent des indications sur les périodes d'immersion et d'émersion, donc sur les variations du niveau marin relatif.

Le Tertiaire du Massif armoricain et, plus particulièrement les sables pliocènes, ont été largement étudiés. Ces dépôts, compte tenu de leurs positions topographiques anormalement élevées, soulignent l'importance des mouvements verticaux positifs (Durand, 1960 ; Durand et Esteoule-Choux, 1977 ; Gros et Limasset, 1984 ; Guillocheau et *al.*, 1998). Des travaux récents, basés sur les principes de la sédimentologie de faciès (Guillocheau et *al.*, 1998), permettent de préciser les milieux de dépôt des sables pliocènes. Suite au retrait de la mer des faluns, s'établit un premier réseau hydrographique anté-Pliocène, totalement indépendant du réseau actuel. Ce système

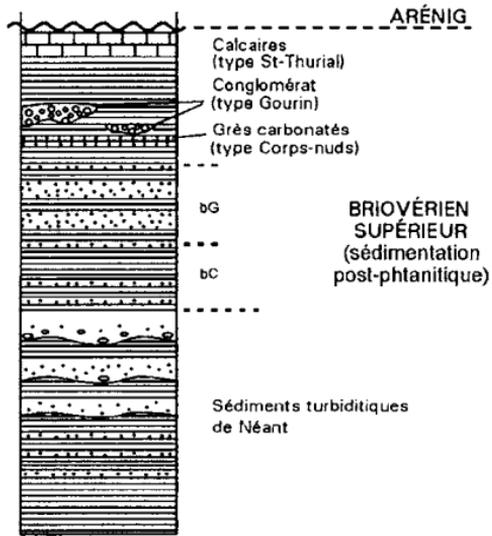


Fig. 6 - Proposition d'une colonne stratigraphique simplifiée en Bretagne centrale (d'après Louvel, 1988, modifié)

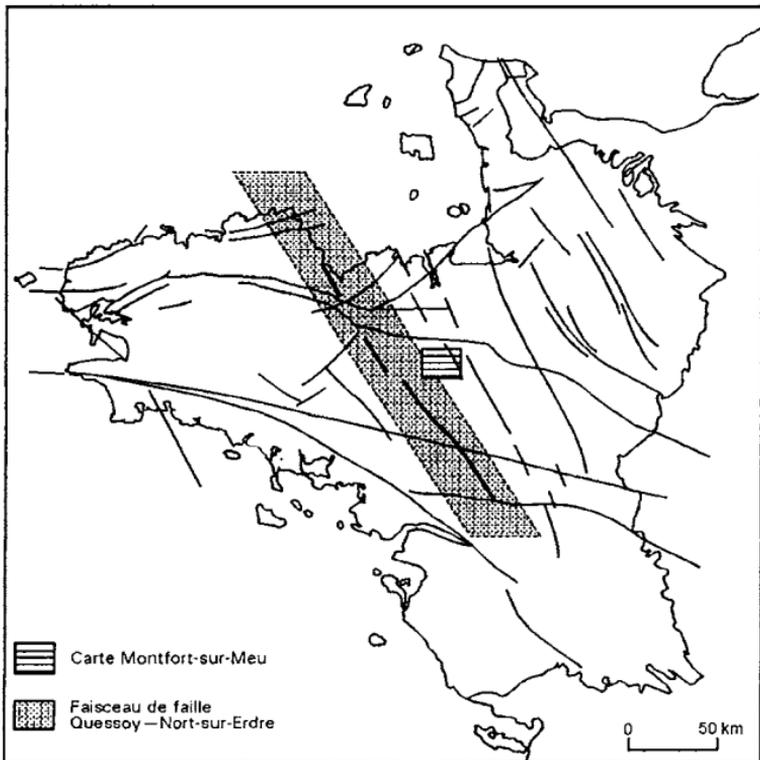


Fig. 7 - Structuration du Massif armoricain

fluviale a ensuite été comblé par les sables pliocènes (Morzadec-Kerfourn, 1977 ; Guillocheau et *al.*, 1998). L'évolution ultérieure, marquée par les systèmes alluvionnaires successifs, aboutit à l'établissement du réseau hydrographique actuel (Meynier, 1947 ; Guillocheau et *al.*, 1998 ; Bonnet, 1998). L'étude du nivellement du Massif armoricain sur une période de 100 ans (Lenotre et *al.*, 1997) montre que cette surrection se poursuit actuellement.

Sur la feuille Montfort-sur-Meu, la faible préservation des dépôts pliocènes ne permet pas de tester ces hypothèses. Toutefois, comme sur l'ensemble de la Bretagne, ces gisements se trouvent en position topographique haute.

Par contre, la mise en place des systèmes alluvionnaires marque très bien l'évolution de la fin du Pliocène qui aboutit au creusement du réseau hydrographique actuel (cf. § « Formations superficielles cénozoïques ; dépôts fluviaux »). Ces observations vont dans le sens d'une grande tendance à la surrection depuis la fin du Pliocène, et d'un âge pléistocène, donc très récent, de modelage du relief actuel de la Bretagne (Bonnet, 1998).

La quasi totalité des « bassins » tertiaires bretons, dont l'accumulation sédimentaire de Landujan – La Chapelle-du-Lou, se localisent dans des zones délimitées par une famille de failles N140-160. Ces orientations, héritées de l'orogène hercynien, peuvent être perturbées le long des grands cisaillements armoricains N100-120. La ligne Quessoy – Nord-sur-Erdre (fig. 7) (Veinante-Delhate et Santoire, 1980 ; Vignerresse, 1988) fait partie de ces grandes structures sismiquement actives en Bretagne. La carte Montfort-sur-Meu se situe à l'Est de cette zone. Cependant, sa structuration est fortement contrôlée par les grands accidents subméridiens (failles du Meu, de la Chapelle-du-Lou, de la Vaunoise). Ils sont associés à une famille de failles conjuguées de direction N40-60 (failles de La Chapelle-du-Lou, Saint-Malon-sur-Mel – La Nouaye) qui confère à cette région un découpage structural en « coin ». La comparaison du développement de différents bassins versants bretons par l'observation des différentiels d'incision (Bonnet, 1998) permet de mettre en évidence une surrection différentielle de part et d'autre de ces grands accidents. Les valeurs du nivellement sur une période de 100 ans (Lenotre, 1997) montrent également que cette surrection se poursuit actuellement de façon hétérogène. L'étude de cette déformation récente (Tertiaire à actuel) est problématique, car il n'existe pas de marqueurs bien définis.

La « cartographie thématique probabiliste » proposée par R. Wyns (1991a, 1991b) montre qu'il est possible d'utiliser les altérites tertiaires comme marqueurs de la composante verticale de la déformation récente. Au Crétacé et, plus récemment, au Tertiaire, pendant les phases d'émersion du Massif armoricain, de fortes épaisseurs d'altérites se sont formées (Estéoule-Choux, 1970, 1983).

Les altérites, d'âge tertiaire (Estéoule-Choux, 1970, 1983), de la feuille Montfort-sur-Meu présentent une grande répartition cartographique. Les

nombreuses campagnes de sondages effectuées ont permis d'avoir accès à l'épaisseur préservée des profils sur les différents secteurs de la carte. Les profils d'altération présentent des épaisseurs variables : 2 à 10 m dans la majorité des cas, 30 m et plus pour les profils les plus développés. Ces différences de préservation ne sont vraisemblablement pas liées à des conditions locales qui auraient permis ponctuellement de développer des profils d'altération plus importants. En effet, les zones, où sont préservés ces profils d'altération intense du socle, sont soit bordées, soit associées aux failles N140 et N60.

Un exemple typique se situe au niveau du « bassin » tertiaire de Landujan – La Chapelle-du-Lou. L'épaisseur des faluns est en moyenne de la vingtaine de mètres (sondages n° 2-4, 2-8, 2-28) au Nord de la faille N60 qui compartimente le bassin, alors qu'au Sud de cette faille, elle passe à environ 60 m (sondage n° 2-27). Le jeu de cette faille est également marqué par une préservation différentielle des profils d'altération. Dans la partie nord de la carte, les profils d'altération ont quelques mètres d'épaisseur (2 à 10 m). On retrouve cette faible préservation au Nord de la faille où les profils d'altération sont épais de quelques mètres (sondage n° 2-31) voire inexistants (lieu-dit l'Aubrias), tandis qu'au Sud de la faille, l'épaisseur de ces profils dépasse la trentaine de mètres (sondages n° 2-26).

Dans le secteur sud de la carte couvrant les terrains paléozoïques et les proximités du contact avec le Briovérien, les profils d'altération n'ont pas été conservés. Ils ne subsistent que dans des dépressions contrôlées par failles (étang de Careuil, le Bout, etc.) (sondages n° 6-7, 6-8, 6-11). Cet argument confirme que, vraisemblablement, le substratum a été affecté d'une façon homogène par l'altération, et que la préservation des profils résiduels résulte de mouvements verticaux le long des accidents bordant ces dépressions.

De manière identique, au Sud de la carte, on peut individualiser deux compartiments séparés par la faille du Meu (Mordelles–Montfort de direction N140). À l'Est de cet accident, les profils d'altération sont préservés, ce qui n'est pas le cas à l'Ouest. Dans cette grande zone d'altération, il est possible, comme dans la région de la Chapelle-du-Lou, de mettre en relation des zones d'altération d'intensité variable et la localisation des grands accidents d'orientation N140 (cf. Coupes résumées des sondages : annexe 1).

La cartographie de ces zones d'altération a longtemps été négligée au profit de celle de la roche saine. Il apparaît pourtant que ce type d'information est important pour la compréhension de la structuration du socle et, notamment, lorsque les conditions d'affleurement de ce dernier sont de mauvaise qualité, comme c'est le cas généralement en Bretagne centrale et plus particulièrement sur la feuille Montfort-sur-Meu.

S'il n'est pas encore démontré de façon formelle que les altérites peuvent servir de marqueurs de la déformation récente, la carte Montfort-sur-Meu

illustre bien que la préservation des profils d'altération est fortement contrôlée par le facteur tectonique. Comprendre les relations entre préservation des profils d'altération et déformation récente nécessite une meilleure connaissance des cinétiques de formation et dégradation de ces profils et une cartographie systématique à l'échelle régionale ; ceci afin de pallier au manque actuel d'informations sur leur répartition et leur importance.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La nature acide des roches locales implique que les sols qui en sont issus soient, eux aussi, acides. Il en est de même pour les sols issus des faluns de la région du Lou-du-Lac, car la décarbonatation superficielle y a été amplifiée du fait de leur forte perméabilité.

Cependant, les agriculteurs ont fortement amendé ces sols afin d'améliorer leur productivité, en particulier pour supprimer la toxicité aluminique qui apparaît en conditions naturelles : actuellement le pH se situe aux environs de 6 à 7.

La conséquence directe d'une acidité naturelle (pH de l'ordre de 5 à 5,5) est une tendance naturelle au lessivage, c'est-à-dire à l'entraînement en profondeur des argiles, dans la mesure où le matériau meuble, constituant le sol, est assez épais : le sol typique est un sol brun lessivé où la couleur brune traduit la libération du fer à l'état d'hydroxyde ferrique à partir des minéraux primaires de la roche mère.

Lorsque l'épaisseur du manteau meuble ne dépasse pas une cinquantaine de centimètres (région de Monterfil, Saint-Malon-sur-Mel, etc.), compte tenu de la faible perméabilité du socle, il n'est pas possible aux eaux météoriques de circuler verticalement dans le sol brun, et sa composition granulométrique est homogène de la base au sommet. Cette imperméabilité globale des roches mères n'est cependant pas suffisante pour entraîner la stagnation de l'eau pluviale dans les sols : les sols sont naturellement sains.

Cependant, de nombreuses zones présentent une altérite, qui, elle, est beaucoup plus imperméable que la roche dont elle est issue. Cette altération entraîne, alors, une mauvaise évacuation naturelle des eaux de pluie, et, ce, d'autant plus que sa conservation n'a été assurée que sur des topographies particulièrement planes. Dans ce cas, le sol est hydromorphe, souvent dès la surface, et la forte acidité qui en résulte, pendant la sécheresse de l'été, a pour conséquence de détruire partiellement les minéraux argileux en solubilisant l'aluminium beaucoup plus que dans les sols simplement acides. Les sols, de types sols lessivés, dégradés et perdant leur perméabilité de surface, sont très sensibles à l'érosion hydrique : sans drainage, leur vocation est prairiale.

Globalement, tous les sols sont limoneux. Ceci leur confèrent une capacité de rétention de l'eau des pluies hivernales grâce à une importante capillarité : les sols de plus d'un mètre d'épaisseur ne manquent pas d'eau en été. Ceci explique l'importance locale de la culture de plantes estivales comme le maïs.

Par contre, les sols plus minces, souvent d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur, très fréquents sur les pentes bordant les rivières dans le bassin de Rennes et quasi systématiques sur le socle briovérien, sont des sols manquant d'eau en été, ce qui leur confère une vocation plus céréalière.

RESSOURCES EN EAU

L'eau souterraine est présente sur la feuille Montfort-sur-Meu dans deux types d'aquifères :

- des formations sédimentaires tertiaires, peu représentées sur la carte, connues essentiellement dans le bassin de Landujan avec des caractéristiques de nappe libre ;
- des formations anté-secondaires de socle, aux caractéristiques hydrogéologiques de milieu fissuré.

Formations tertiaires

L'eau souterraine n'est connue que dans le bassin miocène de Landujan et elle est exploitée pour l'adduction d'eau potable.

Géométrie et géologie du site (Brunel et Talbo, 1972).

Le bassin tertiaire de Landujan s'étend selon une direction approximativement Sud-Nord sur un peu plus de 3 km, avec une largeur qui varie de 200 à 400 m. Ce bassin est, en fait, constitué de deux compartiments principaux, situés à chaque extrémité, entre lesquels la section plus resserrée qui les relie est moins profonde. Chacune des trois parties ainsi définies a sensiblement la même longueur (environ 1 km).

Le compartiment sud, dit de la Saudrais, est le plus profond. Le captage qui s'y trouve a, en effet, atteint le substratum schisteux à 69,80 m de profondeur, soit à la cote NGF + 7,20 m. Le compartiment nord, secteur du captage de Tiron est nettement moins creusé, les schistes ayant été rencontrés à 33,50 m de profondeur maximum, soit à la cote NGF + 38,20 m. Enfin, la partie centrale, moitié moins large que les précédentes est, en outre, caractérisée par un seuil situé pratiquement au milieu du bassin, là où le socle remonte à la cote NGF + 55 m. Le remplissage du bassin est constitué de faluns décrits dans cette notice.

Caractéristiques hydrogéologiques (Brunel et Talbo, 1978).

Les faluns contiennent une nappe libre dont la transmissivité est comprise entre $T = 2,2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et $9,7 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, le coefficient d'emmagasinement est de l'ordre de 4 %.

Les pompages effectués en deux points du bassin (puits de Tiron au Nord et puits de la Saudrais au Sud) prélèvent en moyenne 1 350 000 m³ par an. Cette eau provient de la nappe des faluns, mais aussi de l'encaissant pour une part importante, de l'ordre de la moitié des prélèvements.

L'eau extraite a des caractéristiques d'eau à dominante bicarbonatée calcique, avec un pH un peu supérieur à 7 et une dureté autour de 22°F. Les teneurs en nitrates se situent autour de 25 mg/l et demeurent stables. Par contre, les teneurs en pesticides sont toujours au-dessus des normes actuelles (norme = 0,5 µg/l) et fluctuent au cours de l'année.

Captages d'adduction d'eau potable.

Deux ouvrages captent l'eau du bassin : l'un au Nord (Tiron) situé en dehors du territoire de la carte, l'autre au Sud (la Saudrais), situé sur la carte (tabl. 1).

Commune	N° BSS	Lieu-dit	Syndicat d'exploitation	Profondeur (m)	Diamètre (m)	Production annuelle (m ³ /h)	Teneur en nitrates (mg/l)
LANDUJAN	281-6X-020	Tiron	Montaubar	12	2,5	600 000	≈ 25
LA CHAPELLE-DU-LOU	316-2-001	la Saudrais	Montaubar	67,50	0,6	750 000	≈ 25

Tableau 1 - Puits utilisés comme captages d'adduction d'eau potable (AEP)

Formations du socle

L'eau souterraine est présente dans les formations anté-secondaires fracturées et/ou fissurées du socle, ou dans leurs altérations de surface. Sur la feuille Montfort-sur-Meu, aucun captage d'adduction d'eau potable n'existe à partir du socle.

Présentation du contexte géologique

Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes, générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle.

Celui-ci est toujours d'extension limitée, autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui la surplombe directement, d'un pourcentage d'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 15 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains,... Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être indépendante du bassin versant topographique.

L'eau de pluie, qui s'infiltre, participe tout d'abord à la recharge de la réserve utile en eau du sous-sol (évaluée à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol, selon une vitesse de 1,75 à 2,5 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage,...).

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, reste long (de l'ordre de 10 à 30 ans) selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltre et rejoint la nappe. Il s'agit, bien entendu, de « valeurs moyennes » ; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

Cette lenteur des transits de l'eau, au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification de pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Dispositifs de captage

Puits

Traditionnellement, ces dispositifs de captage traversent les niveaux d'altération des formations du socle et sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur :

– soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;

– soit coiffant des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potables en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont de l'ordre de 100 à 600 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

- aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée) ;
- et à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides, ce qui est fortement marqué pour tous les captages exploités.

Forages

Depuis l'apparition, à la fin des années 1970, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé (marteau fond-de-trou), les forages réalisés dans le socle se multiplient ; les résultats qu'ils obtiennent sont souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins.

• **Débit instantané et débit d'exploitation.** Il faut distinguer le **débit instantané** d'un forage (débit obtenu à la foration), qui rend compte de la perméabilité locale autour de l'ouvrage et le **débit d'exploitation pérenne** qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

Le débit susceptible d'être fourni par un forage donné, lors de son exploitation, peut être limité essentiellement par quatre types de paramètres intervenant à des échelles différentes et dont l'importance relative, variable selon les conditions locales, définit une hiérarchie des contraintes qui imposent la limitation finale.

– Le *forage lui-même* constitue, dans un certain nombre de cas, la limitation principale, compte tenu de la façon dont il est réalisé, équipé, développé, du pourcentage de vides que présente sa partie crépinée, de son diamètre,... Un forage donné n'est capable de produire dans de bonnes conditions qu'un certain débit, qui peut être inférieur aux possibilités de l'aquifère traversé.

Si le forage est exploité au-delà de sa capacité « mécanique » (débit critique), ou s'il n'est pas entretenu, il peut se dégrader et se trouver colmaté en quelques années. Dans un tel cas, des exemples connus en Bretagne ont montré que la non pérennité du débit produit est indépendante de l'aquifère et de ses ressources (exploitables ou naturelles) : elle est due à une mauvaise conception et à une mauvaise utilisation de « l'outil » forage.

– Les *caractéristiques hydrodynamiques ponctuelles*. La transmissivité de l'aquifère aux environs immédiats du forage et les possibilités de rabattement qui y existent imposent un débit maximum ne pouvant être dépassé, quelles que soient les dimensions du système. Le débit instantané obtenu en

fin de foration est une image de ce débit maximum de production, fonction de caractéristiques ponctuelles de l'aquifère capté.

– *Les dimensions de l'aquifère.* Pour des débits plus importants, les réflexions multiples sur les parois du « couloir fissuré » de l'onde de décompression engendrée par le pompage constituent, le plus souvent, la limitation prépondérante. Cela conduit à exploiter le forage à un débit très inférieur au débit instantané fourni au moment de sa réalisation, ou à un débit voisin de ce débit instantané, mais de façon discontinue (temps de pompage séparés par des arrêts permettant à la nappe de retrouver un niveau de pression suffisant).

Il convient de rappeler que les dimensions physiques de l'aquifère ne sont pas seules en jeu. La vitesse de propagation de l'onde de décompression est fonction du paramètre « diffusivité » (rapport du coefficient d'emmagasinement à la transmissivité).

Un pompage d'essai de durée suffisante permet d'identifier les effets de limites et de définir le débit qui reste possible en exploitation.

– *Le renouvellement des ressources.* Indépendamment des limitations évoquées ci-dessus, et des autres contraintes qui peuvent être prises en compte (contraintes économiques, manque à gagner admissible pour le réseau hydrographique, voisinage d'autres forages,...), les précipitations efficaces n'apportent annuellement qu'un volume fini à la recharge des nappes. Dans la mesure où la conception du forage, la transmissivité des horizons aquifères et la distance aux limites permettent des débits d'exploitation importants, ceux-ci ne seront pérennes que s'ils n'excèdent pas cette capacité de renouvellement. Une approche de la valeur des ressources naturelles peut être réalisée, à l'échelle des bassins versants (sens hydrographique du terme), à partir des historiques de précipitations et de débits des cours d'eau.

• **Forages de la feuille Montfort-sur-Meu.** Trois formations géologiques sont concernées : les schistes et grès briovériens, les Grès armoricains et les schistes pourpres de l'Ordovicien. Soixante quatre forages ont été recensés (tabl. 2).

Géologie	Feuille Montfort-sur-Meu			Département d'Ille-et-Vilaine (35)		
	Effectif	Moyenne débit m ³ /h	Moyenne profondeur (m)	Effectif	Moyenne débit m ³ /h	Moyenne profondeur (m)
Schistes et grès briovériens	48	5,3	64	783	9,2	54
Grès armoricains (Ordovicien)	11	3,9	45	127	12,1	50
Schistes pourpres de Montfort (Ordovicien)	5	2,5	73	26	3,3	56
TOTAL	64	4,8	62	936	9,4	54

Tableau 2 - Forages au socle

À l'échelle de la carte, la profondeur moyenne des forages est de 62 m (valeurs extrêmes : 12 et 120 m) et le débit instantané est de 4,8 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 20 m³/h). Les débits des forages de la feuille sont nettement inférieurs à ceux obtenus, en moyenne, dans le département d'Ille-et-Vilaine alors que les forages sont plus profonds.

Les schistes pourpres de Montfort ont, dans tous les cas, des résultats médiocres. La moyenne élevée des débits des Grès armoricains à l'échelle du département sont dus à l'existence de nombreux forages très productifs sur la commune de Paimpont, implantés sur un accident tectonique important de direction N160 ; en dehors de ce secteur, les Grès armoricains ont des résultats modestes équivalents à ceux trouvés sur la feuille.

Cependant, la moyenne des débits des forages du Briovérien, également inférieure à celle obtenue à l'échelle du département, semble démontrer que, sur la feuille de Montfort, la fracturation ouverte est moins développée sur la hauteur de terrain prospectée que sur le reste du département ; ceci peut conduire à deux hypothèses opposées :

- soit le secteur de la feuille a été peu affecté tectoniquement et il ne sera jamais productif en eau ;
- soit, au contraire, l'activité tectonique a été inverse, mais la hauteur des terrains traversés par les forages n'a recoupé que des fractures et fissures comblées par de l'argile d'altération ; il faudrait alors nettement approfondir les forages pour rencontrer, en profondeur, des failles ouvertes, propres et productives en eau.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité, et le demeure à l'exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précautions, de même que les puits en général, peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, il serait souhaitable qu'un cahier des charges définissant les « règles de l'art » puisse être imposé à toute réalisation de forage.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 µs/cm) et une agressivité marquée : la teneur en CO₂ libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH

entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10°F.

Par ailleurs, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut rendre un traitement indispensable.

Dénitrification naturelle en sous-sol

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : il s'agit de réactions biochimiques, liées à la présence de pyrite en profondeur qui, consommant le réactif qui les produit, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est incertaine, elle est probablement chiffrable en décennies, peut être en siècles. Quelle qu'en soit la longueur, la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse le délai nécessaire pour agir. L'eau exhaurée, si elle est riche en fer ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités dans le forage et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

La dénitrification naturelle des eaux souterraines est une découverte de ces dernières années : elle est relativement fréquente, et peut être présente dans la plupart des formations géologiques, mais de façon plus intense dans certaines (cornéennes, micaschistes) que d'autres (granites en général).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Sables et graviers

De nombreuses gravières ont exploité les alluvions récentes (Fz, Fy) du Meu (gravières de Mordelles et de Cramoux). La gravière de Cramoux est la seule qui demeure épisodiquement en activité. Les anciennes gravières sont laissées en eau.

Ces matériaux, ainsi que les sables du Pliocène de Saint-Gilles, sont utilisés comme tout-venant et comme sables à béton.

Argiles

Les argiles pliocènes des carrières de Pelineuc (le Crouais) ont été totalement exploitées de 1930 à 1960. Ce gisement, appartenant à une briqueterie de Saint-Méen-le-Grand, était utilisé pour la confection de briques, de tuiles et de poteries.

Faluns

Les carrières de La Chapelle-du-Lou ont été exploitées jusqu'au début du siècle. Ces faluns servaient principalement à l'amendement des terres cultivées.

Ardoises

Des ardoisières (les Grippeaux, la Ville Méen, Lorinou) ont été exploitées durant le XIX^e siècle. Elles n'ont jamais dépassé le stade artisanal et ont fourni les ardoises et les pierres de construction des villages avoisinants.

Grès, quartzites et conglomérats

La carrière du Valet est la seule carrière industrielle en activité sur le périmètre de la feuille. Les grès et quartzites sont utilisés pour la construction et l'aménagement routier.

Les conglomérats des carrières de la Harelle (Montfort) ont fourni les moellons de poudingue inclus dans les vieilles maisons de Montfort et de sa région. Ces carrières sont aujourd'hui fermées.

De nombreuses petites excavations parsèment les grès paléozoïques et briovériens. Ces « trous » sont exploités par des particuliers pour l'empierrement des chemins agricoles.

Fer

De petites excavations ont été localement exploitées de façon artisanale au début du siècle (Calou, les Ferrières, les petites et grandes Ferrières). Le minerai possède des teneurs de 50-51 % en fer et de 14-15 % en silice. L'épaisseur maximale de ces gisements ne dépasse pas 5 m (Puzenat, 1939).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les prospections effectuées sur la carte concernent la recherche d'or, soit alluvionnaire (Mordelles, Romillé), soit dans des filons de quartz (lieu-dit le Placis-Roualt, Romillé). Les gîtes prospectés se sont avérés médiocres avec un maximum de teneur en or de 250 ppm.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Sur le secteur couvert par la feuille, l'occupation humaine est attestée dès le Mésolithique. De récentes prospections pédestres ont, en effet, permis de recueillir des séries lithiques caractéristiques de cette période (la Marette en Saint-Malon-sur-Mel, la Chambre-au-Loup en Iffendic).

La totalité du territoire livre des vestiges attribuables au Néolithique et, notamment, de très nombreuses haches polies. Quelques monuments en élévation sont conservés (menhir de la Pierre Longue en Iffendic, allées couvertes de Bellevue en Montfort-sur-Meu,...). Aucune structure d'habitat n'a été identifiée, mais certains gisements de surface, qui livrent parfois de l'industrie lithique en abondance, indiquent l'emplacement de probables habitats (la Riolais en Bédée,...).

L'occupation à l'âge du bronze est relativement mal connue. Seules quelques découvertes anciennes de dépôts d'objets métalliques ont été effectuées (dépôts de haches en bronze sur la commune de Gaël, limite ouest de la feuille).

L'installation humaine est également bien représentée à l'âge du fer et, en particulier, au travers des prospections aériennes qui livrent de nombreux enclos caractéristiques de cette période (le Bas-Trédian en Muel,...). De récents sondages archéologiques ont permis l'étude d'un de ces enclos (le Valet en Iffendic). Ce dernier correspond à une ferme gauloise occupée entre la deuxième moitié du III^e siècle av. J.C. et la fin du II^e siècle av. J.C.

À l'époque gallo-romaine, la région est intégralement fréquentée. De nombreux sites sont matérialisés au sol par des concentrations de tuiles, de briques et de céramique (Vaunoise en Romillé,...). Les prospections aériennes ont, quant à elles, permis de mettre en évidence des bâtiments (*villa* de la Bonnemais en Cintré, *fanum* de la Ville ès Nouvelles en Iffendic,...). Plusieurs voies romaines présumées sont signalées sur le secteur. Jusqu'à présent aucun tronçon n'a été reconnu avec certitude. Enfin, on peut mentionner la découverte d'un dépôt de plus de 700 monnaies à Saint-Uniac.

Les données sur le Haut Moyen-Âge restent limitées. On peut cependant signaler l'église du Lou-du-Lac qui présente des éléments du IX^e siècle. L'occupation médiévale est surtout matérialisée par des structures terroyées (la Motte-Jubin en Bédée,...) ou des fortifications (château de Montfort, château de Boutavent en Iffendic,...).

NB : cette note a été rédigée à partir des informations contenues dans la base de données du service régional de l'Archéologie de Bretagne. Rappelons que cette base est en partie alimentée par les travaux que les prospecteurs bénévoles mènent sur la région.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

La région est traversée par deux chemins de grandes randonnées (GR 37 et GR 38) dont on trouvera le détail dans les ouvrages édités par la Fédération française de la randonnée pédestre (topo-guide des sentiers). Ces itinéraires permettent d'observer, en des lieux remarquables, les différentes unités géologiques précédemment décrites. Pour plus de renseignements, le

lecteur pourra se référer au Guide géologique régional Bretagne (Lardeux, 1997. Paris : Masson édit.).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés à Géosciences, campus universitaire de Beaulieu, Rennes, ou au Service géologique régional Bretagne du BRGM, 4 bis, rue du Bignon, 35000 Rennes.

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Bretagne (voir adresse ci-dessus), soit à la Maison de la géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris .

Pour plus de renseignements, il est également possible de consulter :

- l'écomusée de Montfort, Tour de Montfort, 2, rue du Château, 35160 Montfort ;
- la collection de l'Institut de géologie, campus de Beaulieu, bât. 5, 35000, Rennes.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLARD J.F., BRUN J.P., DURAND J. (1986) - La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci*, Paris, sér. 2, vol. 303, n° 14, p. 1327-1332.
- BARROIS C., LEBESCONTE P. (1894) - Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000), feuille Rennes (75). 1^{ère} édit.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1929) - Le Calcaire de Saint-Thurial. *Ann. Soc. géol. Nord*, LVI, p. 142-185.
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences Rennes*, n° 86, 352 p.
- BONJOUR J.L. (1988) - Sédimentation paléozoïque initiale dans le domaine centre-armoricain. Thèse Doc. univ. Rennes, 257 p.
- BONJOUR J.L., PEUCAT J.J., CHAUVEL J.J., CORNICHE J. (1988) - U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in western Brittany (France) : a new constrain for the Lower Paleozoic time scale. *Chem. Geol.* (Isotope geosci. sect.), 72, p. 329-336.

- BOUMA A.H. (1962) - Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier publishing Company*. Amsterdam, 167 p.
- BROSSÉ R., GUÉRANGÉ B., GUÉRANGÉ-LOZES J., HERROUIN Y., HOULGATTE E., MOGUEDET G., PELHÂTE A. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Château-Gontier (391). Orléans : BRGM, 48 p. Carte géologique par R. Brossé, B. Guérangé, J. Guérangé-Lozes, Y. Herrouin, E. Houlgatte, G. Moguedet, A. Pelhâten, J. Rolet.
- BRUN J.P., BALLARD J.F., LE CORRE C. (1991) - Identification of Ordovician block-tilting in the hercynian fold belt of Central Brittany (France) : field evidence and computer models. *Struct. geol.*, 13, 4, p. 419-429.
- BRUNEL L., TALBO H. (1978) - Bassin Tertiaire de Landujan, Ile-et-Vilaine. Mém. BRGM, 78 SGN 268 BPL, mai 1978.
- CAVELIER C. *et al.* (1980) - In Synthèse géologique du Bassin de Paris : Éocène, Oligocène et Miocène basal, Miocène et Pliocène. - Mém. BRGM n° 101, p. 351-455.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINO F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. Bull. BRGM, Orléans, n° 2-3, 3, p. 3-17.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHAUVEL J.J., PHILLIPOT A. (1961) - Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes (Ille-et-Vilaine). Trois carrières démonstratives. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, fasc 1, p. 1-7.
- CHAUVEL J.J. (1968) - Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur en Bretagne (thèse Rennes). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 16 (1971), 244 p.
- CHAUVEL J.J., SCHOPF J.W. (1978) - Late precambrian microfossils from brioverian cherts and limestones of Brittany and Normandy, France. *Nature*, 275, 5681, p. 640-642.
- COGNÉ J. (1962) - Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographique de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (4), p. 413-430.
- COGNÉ J. (1970) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. *Coll. Int. C.N.R.S.*, Paris (1972), 192, p. 193-218.
- COGNÉ J., WRIGHT A.E. (1980) - L'orogène cadomien. in *Géologie de l'Europe*. Mém. BRGM, n° 108, p. 29-51.

- DABARD M.P. (1996) - Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne : genèse et signification géodynamique. Exemple du segment armoricain. Thèse d'État, univ. Rennes.
- DADET P., HERROUIN Y., BARDY P., LEBRET P., TRAUTMANN F., CARN A. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pipriac (387). Orléans : BRGM, 75 p. Carte géologique par P. Dadet, Y. Herrouin, C. Blanchet, P. Bardy, A. Colleau (1995).
- DENIZOT G. (1925) - Le Pliocène dans l'Ouest de la France. 59^e Congrès Ass. F. Av. Sci. Nantes, p. 535-538.
- DUFF B.A. (1978) - Rb-Sr Whole-rock age determination of the Jersey Andesite Formation. Jersey CI J. Geol. Soc. (Lond) 135, p. 153-156.
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain ; sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Mém. docum. Centre armoricain ét. struc. socles, Rennes, n° 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentaire et tectonique en Bretagne. Thèse 3^e cycle ; *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, t. 12, 389 p.
- DURAND S. (1968) - Miocène et Pliocène en Bretagne (introduction à la visite de quelques gisements). Compte Rendu du Colloque International pour l'étude du Néogène Nordique, France 1965. *Extrait Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, t. 13.
- DURAND S., ESTEOULE-CHOUX J. (1977) - Sédimentation tertiaire et tectonique dans le Massif armoricain. - 5^e RAST, Rennes.
- ESTEOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain - Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse 3^e cycle ; *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, t. 14, 319 p.
- ESTEOULE-CHOUX J. (1983) - Altérations et silifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, p. 345-351.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F. (1985) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Redon (419). Orléans : BRGM, 69 p. Carte géologique par Delfour J., Trautmann F., Fourniguet J., Scanvic J.Y., Dubreuil G.
- GOGUEL J. (1966) - Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000). Feuille Rennes (75). 3^e éd.
- GROS Y., LIMASSET O. (1984) - La Bretagne méridionale au Cénozoïque - Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Rapport BRGM, SGR/PAL, 80 p.
- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.P., OUTIN J.M., THOMAS E. (1998) - Les sables pliocènes armoricains : le remplissage d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) ; conséquences stratigraphiques et géodynamiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, X.

- GUERROT C., CALVEZ J.Y., BONJOUR J.L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 315, p. 1741-1746.
- JIGOREL A. (1978) - Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine : considérations géotechniques. Thèse univ. Rennes.
- KLEIN Cl. (1977) - Tectogenèse armoricaine et tectogenèse ardennaise. La notion de socle mou. *Bull. Soc. géol. Belgique*, t. 86, fasc. 3-4.
- LAHAYE Y. (1991) - Les filons doléritiques du nord de la Bretagne. Études pétrographiques et géochimiques. D.E.A., univ. Rennes.
- LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J.P., FOURNIGUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.P., LAVILLE P., MACAIRE J.J., MENILLET F., MEYER R. (1993) - Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes à 1/50 000. *Géol. France*, n° 4, p. 39-54.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM* (2), 1, 3, p. 219-254.
- LE CORRE C. (1978) - Approche quantitative des processus synschisteux. L'ensemble du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse État, Rennes, 381 p.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. In A. Piqué (coord.) : « Les massifs anciens de France ». *Sci. géol.*, Strasbourg, 44, 1-2, p. 31-103.
- LENOTRE N., THIERRY P., DELFAU M. (1997) - Current vertical movements in France (compared levellings). EUG 9, Strasbourg. Terra Nova, vol. 9, Abstract supplément n° 1, p. 242.
- LOUVEL R. (1988) - Sédimentologie et stratigraphie du Briovérien de Bretagne centrale. D.E.A., univ. Rennes.
- MANSUY C. (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition, affinités biologiques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 108 p.
- MEYNIER A. (1947) - Influence tectonique sur le relief de la Bretagne. *Ann. Géogr.*, n° 303, p. 170-177.
- MIALL A.D. (1996) - The geology of fluvial deposits - Sedimentary facies, basins analysis and petroleum geology. Ed. Springer Verlag - Berlin-Heidelberg-New-York.
- MILON Y. (1923) - Étude préliminaire des calcaires briovériens de Saint-Thurial et de leur microfaune. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV, fasc. 2, p. 113-116.
- MILON Y., LUCAS G. (1933) - Sur l'origine marine des sables pliocènes d'Ille-et-Vilaine - *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n°11, p. 175-176.

- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1977) - La limite Pliocène-Pléistocène en Bretagne. *Boréas*, t. 6, n° 3, p. 275-283.
- ODIN G.S., ODIN C. (1990) - Échelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, vol. 35, p. 1-4.
- PARIS F. (1977) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000). Feuille Caulnes (281). Orléans : BRGM, 28 p. Carte géologique par F. Paris, J. Estéoule-Choux (1977).
- PHILLIPOT A., CHAUVEL J.J. (1957) - Relations entre les niveaux de la base du Paléozoïque et les assises inférieures dans les synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Nlle série, fas. 2, p. 15-34.
- PLAINE J., QUÉTÉ Y., HALLÉGOUET B., BAMBIEP A. (1981) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Malestroit (1981). Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par J. Plaine, Y. Quété, B. Hallégouët, Y. Herrouin, Y. Alix (1981).
- PUZENAT L. (1939) - La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, t. 4, 399 p.
- QUÉTÉ Y., BOYER C., CHAUVEL J.J. (1972) - Position stratigraphique des manifestations volcaniques dans la région de Réminiac. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 141-142.
- QUÉTÉ Y. (1975) - L'évolution géodynamique du domaine centre-armoricain au Paléozoïque inférieur : l'ellipse de Réminiac. Thèse 3^e cycle, Rennes, 107 p.
- RÉGNAULT S. (1981) - Stratigraphie et structure du Paléozoïque dans le Menez-Bélaïr occidental (Synclinorium médian Armoricain). *Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, (C), XIII, 1, p. 1-105.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution dynamique du Nord-Est du Massif Armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, 20, p. 1-342.
- SAUNIER J.F., CHAUVEL J.J. (1986) - Les amphibolites du domaine cristallophyllien de Plouguenast. Un magmatisme tholeiitique dans le Protérozoïque de Bretagne centrale (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 302, p. 671-674.
- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.F., CARN A. (1994) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Janzé (353). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par F. Trautmann (1994).
- VANNIER J. (1986) - Ostracodes *Binodicopa* de l'Ordovicien (Arénig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Paleontographica*, (A), 193 : p. 77-143, 70 fig., 13 pl.
- VEINANTE-DELHATE A., SANTOIRE J.P. (1980) - Sismicité récente de l'arc sud-armoricain et du Nord-Ouest du Massif central. Mécanismes au foyer et tectonique. *Bull. Soc. géol. France*, n° 22, p. 93-102.
- VIGNERESSE J.L. (1988) - La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géol. France*, n° 4, p. 3-10.

- WYNS R. (1991a) - Utilisation des paléosurfaces continentales en cartographie thématique probabiliste. *Géol. France*, n° 3, p. 3-9.
- WYNS R. (1991b) - Évolution tectonique du bâti armoricain au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géol. France*, n° 3, p. 11-42.
- ZIEGLER P.A. (1990) - Geological atlas of western and central Europe. Shell Int. Petroleum Maastchappij B.V., distributed Geol. Soc. London, 239 p.

AUTEURS

La participation des différents auteurs à la rédaction de la présente notice s'établit comme suit :

- *Introduction, description des terrains, évolution tectono-métamorphique et géodynamique, substances utiles et carrières, sites classiques et itinéraires*, par É. Thomas et J.M. Outin, doctorants à Géosciences Rennes (université de Rennes 1).
- *Ressources en eau*, par A. Carn, hydrogéologue au BRGM, Service géologique régional Bretagne.
- *Occupation du sol*, par J.M. Rivière, maître de conférence de Science du Sol, École nationale supérieure agronomique de Rennes.
- *Préhistoire et archéologie*, par S. Blanchet, service carte archéologique, Direction régionale des affaires culturelles, Service régional de l'archéologie.

Les auteurs remercient pour leur collaboration F. Trautmann (ingénieur géologue au BRGM, SGR Bretagne), J. Estéoule-Choux, J.J. Chauvel et Y. Quéty (Université de Rennes 1), H. Lozac'h et J.F. Lozach (BRGM, Orléans).

ANNEXES

- Coupes résumées des sondages (annexe 1).
- Analyses pétrographiques à la microsonde (annexe 2).
- Forages d'eau de la feuille Montfort-sur-Meu (annexe 3).
- Colonne lithostratigraphique synthétique (annexe 4).

Présentation au CCGF : 26 mars 1998.

Acceptation de la carte et de la notice : 3 novembre 1998.

Impression de la carte : 1999.

Impression de la notice : 1999.

ANNEXE 1

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES
(coordonnées X, Y en Lambert zone II étendue)

N° archivage BRGM	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z				
316-1-8	268,75	2 364,95	102	6	102 101 96	Silts, argiles Argiles sableuses Schistes	CE bx b
316-2-3	277,42	2 368,75	72	34	72 69 40	Argiles, sables Faluns Schistes	C m4 b
316-2-4	277,45	2 368,45	74	29	74 69 46	Argiles, sables Faluns Schistes	C m4 b
316-2-8	277,69	2 367,75	74	20	74 69 56	Argiles, sables Faluns Argiles	C m4 bx
316-2-10	277,87	2 366,65	77	47	77 70 32	Argiles, sables Faluns Argiles	C m4 sb
316-2-12	277,9	2 366,90	75	53	75 70 25	Argiles, sables Faluns Argiles	C m4 sb
316-2-15	278,02	2 366,35	80	23	80 57	Argiles, sables Argiles	sb sb
316-2-19	277,45	2 368,90	75	32	75 71 45	Argiles, sables Faluns Schistes	C m4 b
316-2-22	278,9	2 363,80	97	10	85 83 75	Sables, argiles, graviers Argiles, silts Schistes	Fw bx b
316-2-23	278,65	2 365,60	87	15	87 72	Sables, argiles, graviers Argiles blanches	C sb

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)
(coordonnées X, Y en Lambert zone II étendue)

N° archivage BRGM	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z				
316-2-24	278,45	2 365,8	87	14	87 73	Argiles, passées sableuses Argiles	a/b a/b
316-2-26	278,6	2 366,00	90	29	90 61	Argiles blanches Argiles	a/b a/b
316-2-27	277,8	2 367,10	78	65	78 74 14 13	Sables, argiles, graviers Faluns Argiles blanches Arrêt technique	C m4 a/b a/b
316-2-28	277,5	2 368,00	74	22	74 70 68 54	Sables, argiles, graviers Sables, silts Faluns Argiles	C ? m4 a/b
316-2-29	276,45	2 369,80	89	15	89 81 74	Argiles, blocs de quartz Argiles Arène	S ? a/b ou a/c
316-2-30	276,2	2 368,95	89	5	89 88 84	Silts Argiles bleu-noir Schistes métamorphisés	Ce b/a b
316-2-31	278,55	2 368,50	97	6	97 96 91	Silts, sables Argiles ocre Schistes	Ce b/a b
316-5-3	268,8	2 352,40	60	20	60 58 40	Sables, argiles, graviers Argiles, débris de schistes Schistes	Fz b/a bS
316-6-7	275,6	2 350,75	82	14	82 80 74 62	Sables, argiles, graviers Silts, sables, quartz Argiles bleues Schistes	Fz S b/a bS

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)
(coordonnées X, Y en Lambert zone II étendue)

N° archivage BRGM	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z				
316-6-8	276,1	2 350,45	77	20	77	Argiles, sables, graviers	Fz
					75	Argiles, débris de schistes	bx
					57	Schistes	bS
316-6-11	272,65	2 351,25	80	14	80	Argiles, silts, galets	Fz
					78	Argiles, débris de schistes	bx
					66	Schistes	bS
316-7-54	282,75	2 355,80	31	5	31	Argiles, sables, graviers	Fy
					28	Argiles, débris de schistes	bx
					26	Schistes	bS
316-7-56	284,5	2 354,60	43	4	43	Argiles, débris de schistes	bx
					39	Schistes	bS
316-8-75	288,35	2 358,20	39	28	39	Sables, silts, graviers	Fx
					35	Argiles bleues	sb
					30	Argiles, débris de schistes	bx
					11	Schistes	bS
316-8-76	289,25	2 356,40	51	23	51	Sables, graviers	Fw
					46	Argiles blanches	sb
					36	Argiles, débris de schistes	bx
					28	Schistes	bS
316-8-77	289	2 356,25	43	25	43	Silts, argiles, graviers	CF
					40	Argiles, sables	sb
					18	Schistes	bC
316-8-78	289,95	2 354,80	42	19	42	Argiles, débris de schistes	bx
					23	Schistes	bS
316-8-79	288,15	2 358,00	50	28	50	Silts, sables, galets	CF
					48	Argiles, sables	sb
					32	Argiles, débris de schistes	bx
					22	Schistes	bS

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)
(coordonnées X, Y en Lambert zone II étendue)

N° archivage BRGM	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z				
316-8-80	287	2 355,70	52	26	52	Argiles, silts	CE
					51	Argiles blanches	ab
					41	Argiles, débris de schistes	bx
					26	Schistes	bS
316-8-81	287,15	2 355,45	50	23	50	Silts, argiles	CE
					48	Argiles blanches	ab
					27	Schistes	bS
316-8-82	286,2	2 355,50	60	23	60	Silts, sables	CE
					58	Argiles vertes	ab
					55	Argiles, débris de schistes	bx
					37	Schistes	bS
316-8-83	289,6	2 353,20	35	12	35	Sables, argiles	bx ?
					23	Refus	?
316-8-84	289,65	2 353,15	34	21	34	Sables, argiles	bx ?
					13	Refus	?
316-8-85	289,15	2 353,35	43	27	43	Silts, galets	CE
					41	Argiles, sables	ab
					16	Refus	?
316-8-86	287,25	2 353,15	28	7	28	Sables, argiles	Fz
					25	Sables, galets, argiles	Fx
					22	Argiles, débris de schistes	bx
					21	Schistes	bS
316-8-87	291,35	2 354,00	42	14	42	Silts, sables	CE
					41	Argiles, débris de schistes	bx
					28	Schistes	bS
316-8-88	291,2	2 354,65	45	14	45	Sables, silts	CE
					43	Argiles blanches, sables	bx
					31	Schistes	bS

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)
(coordonnées X, Y en Lambert zone II étendue)

N° archivage BRGM	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z				
316-8-89	290,3	2 356,45	37	14	37	Argiles, galets de quartz	Fx
					38	Argiles, silts	Bx
					23	Schistes	bS
316-8-90	290,5	2 357,65	37	14	37	Silts, galets	CE
					35	Argiles, silts, sables	Bx
					23	Schistes	bS
316-8-91	286,5	2 358,00	50	9	50	Silts, galets	CE
					48	Argiles ocre, jaunes	Bx
					41	Schistes	bS
316-8-92	285,85	2 356,95	57	5	57	Silts jaunes	CE
					55	Argiles, débris de schistes	Bx
					50	Schistes	bS
316-8-93	286,3	2 354,35	50	18	50	Sables, argiles, galets	Fw
					48	Argiles blanches, sables	ab
					37	Argiles, débris de schistes	Bx
					32	Schistes	bS
316-8-94	285,4	2 354,45	50	23	50	Argiles bariolées	ab
					45	Argiles bleues	Bx
316-8-95	285,3	2 353,60	37	12	37	Argiles, débris de schistes	Bx
					25	Schistes	bS
316-8-96	286,3	2 353,25	49	6	49	Silts, galets	CE
					48	Argiles, sables	Bx
					43	Schistes	bS
316-8-97	290,9	2 352,35	37	20	37	Silts	CE
					36	Argiles blanches	Bx
					17	Schistes	bS
316-8-98	291	2 351,60	35	5	35	Sables, argiles	CE
					34	Argiles, débris de schistes	Bx
					30	Schistes	bS
316-8-99	285,65	2 351,40	25	5	25	Argiles, sables grossiers	Fz
					20	Schistes	bS
316-8-100	288,8	2 348,50	27	8	27	Argiles, sables, galets	Fz
					22	Argiles, débris de schistes	Bx
					19	Schistes	bS

ANNEXE 2

ANALYSES PÉTROGRAPHIQUES À LA MICROSONDE (J.J. Chauvel)

Composition des niveaux gréseux

Les niveaux gréseux du Briovérien correspondent, pour la plupart, à des wackes. La matrice à quartz, chlorite, séricite est abondante, et la phase particulière est caractérisée par la présence quasi constante de feldspath potassique et d'albite et par une fraction lithique bien exprimée. À côté de fragments provenant du remaniement d'un socle quartzo-feldspathique, on rencontre un héritage volcanique comprenant des quartz rhyolitiques, des feldspaths pigmentés, des fragments de laves microlitiques et des fragments d'une lave de type kératophyre. La fraction lithique la plus caractéristique est constituée par des grains cryptocristallins et par des grains microcristallins, pigmentés ou non. L'étude à la microsonde d'un échantillon de wacke grossière provenant de Tréjouan permet de montrer que cette phase particulière contient, à côté de grains de phtanite, une population importante de grains provenant du remaniement de laves felsitiques acides.

Composition des siltites

Deux échantillons de siltstones ont été analysés à la microsonde avec un faisceau défocalisé (cf. fig. p. 61). Les compositions sont conformes aux données déjà acquises sur le Briovérien ; ces sédiments sont totalement dépourvus de calcium, les teneurs en Na₂O, voisines de 2 %, traduisent la présence d'une phase albitique ; la présence d'une phase chloriteuse est soulignée par la très nette corrélation entre FeO et MgO.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Total
A	57,6	19,1	8,27	2,85	0,03	0	1,91	2,57	0,19	0,66	93,4
B	67,8	13,7	4,03	1,27	0,03	0,11	2,26	1,48	0,13	0,58	91,4
C	82,5	13,3	0,42	0,10	0,04	0,05	0,15	2,01	0,01	0,09	98,7
D	81,95	12,35	0,51	0,10	0,05	0,06	0,61	2,28	0,10	0,32	98,33

A : Briovérien : siltite. Moyenne de 10 analyses. Diamètre du faisceau : 40 µm.

B : Briovérien : siltite. Moyenne de 10 analyses. Diamètre du faisceau : 80 µm.

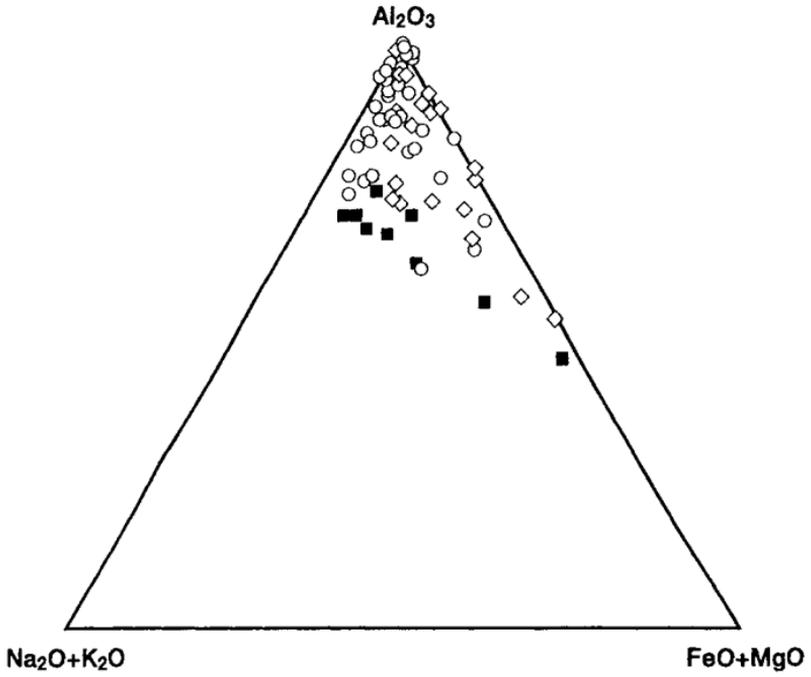
C : Formation de Pont-Réan : cinérite - carrière du Valet.

Moyenne de 10 analyses. Diamètre du faisceau : 40 µm.

D : Formation de Pont-Réan : cinérite - Le Val Hamon (Saint-Just).

Moyenne de 2 analyses sur roches totales.

ANNEXE 2 (suite)



- grains cryptocristallins
- ◇ grains microcristallins
- grains de k eratophyre

Grès briovérien ( chantillon J 336) : analyse des grains polycristallins
Microsonde Ovest - Analyste : M. Bohn
Diamètre du faisceau : 20  m

ANNEXE 3

FORAGES D'EAU DE LA FEUILLE MONTFORT-SUR-MEU

FORAGES DE LA FEUILLE A 1/50 000 DE MONTFORT SUR MEU - N°316								
CODE	CODE	DATE	DEBIT	PROF	GEOLOGIE	CDX	CDY	CDZ
MINIER	INSEE		m3/h	m		km	km	m
3161004	35302	31084	20	40	Schistes et grès briovériens	266.52	63.84	97
3168044	35198	10181	18	22	Schistes et grès briovériens	288.4	349.67	25
3167031	35188	70278	15	90	Schistes et grès briovériens	281.51	356.9	40
3168060	35196	10176	15	61	Schistes et grès briovériens	289.5	361.07	46
3161903	35234	161183	12	102	Schistes et grès briovériens	266.2	68.17	101
3168047	35196	10785	9.7	34	Schistes et grès briovériens	289.88	349.82	32
3167033	35188	10180	9	58	Schistes et grès briovériens	280.75	356.85	60
3167036	35188	250281	9	41	Schistes et grès briovériens	282.26	356.79	49
3167901	35040	271289	7.5	76	Schistes et grès briovériens	286	57.83	62
3167902	35040	180490	7	89	Schistes et grès briovériens	284.76	65.91	45
3168048	35196	10176	6.5	40	Schistes et grès briovériens	285.8	352.36	35
3168902	35275	100990	6.5	95	Schistes et grès briovériens	286	68.09	63
3161003	35091	131082	6	34	Schistes et grès briovériens	267	65.16	105
3181901	35302	280391	6	68	Schistes et grès briovériens	265.62	62.53	89
3163001	35023	10684	6	53	Schistes et grès briovériens	281.43	64.68	83
3163901	35203	50692	6	40	Schistes et grès briovériens	279.42	60.89	59
3164906	35216	90790	6	70	Schistes et grès briovériens	289.87	361.56	85
3167036	35040	180184	5.5	60	Schistes et grès briovériens	285.2	358.19	64
3168801	35131	210890	6	120	Schistes et grès briovériens	291.77	64.84	66
3167903	35040	80393	4.1	88	Schistes et grès briovériens	284.3	66.9	46
3164004	35275	10183	4	45	Schistes et grès briovériens	289.03	60.34	70
3165903	35201	90385	4	50	Schistes et grès briovériens	265.32	64.83	89
3167028	35331	300981	4	38	Schistes et grès briovériens	283.08	352.78	61
3161905	35184	140476	3.6	75	Schistes et grès briovériens	268.2	65.82	101
3162022	35135	261089	3.6	61	Schistes et grès briovériens	279.07	69	89
3168045	35196	100481	3.5	50	Schistes et grès briovériens	289.17	350.46	34
3161902	35302	280684	3	19	Schistes et grès briovériens	266.32	63.07	96
3161804	35234	230390	3	78	Schistes et grès briovériens	268.6	68.4	103
3163902	35023	240489	3	80	Schistes et grès briovériens	283	61.45	83
3164904	35227	240582	3	50	Schistes et grès briovériens	286.27	61.6	83
3164905	35245	260587	3	67	Schistes et grès briovériens	286.82	67.68	116
3164907	35216	291090	3	52	Schistes et grès briovériens	280.87	361.45	66
3166901	35290	160987	3	73	Schistes et grès briovériens	270.7	63.65	79
3168042	35131	10186	3	85	Schistes et grès briovériens	290.61	356.06	47
3164903	35227	30992	2.7	100	Schistes et grès briovériens	287.78	63.14	99
3162020	35320	80280	2.5	50	Schistes et grès briovériens	276	61	80
3164902	35227	792	2.5	53	Schistes et grès briovériens	288.72	84	106
3168043	35240	101080	2.5	53	Schistes et grès briovériens	291.24	352.81	43
3168048	35196	90986	2.5	25	Schistes et grès briovériens	289.02	349.33	24
3162021	35027	20392	2.3	52	Schistes et grès briovériens	272.87	61.17	97
3162901	35143	160294	2.2	93	Schistes et grès briovériens	276.61	67.71	94
3161906	35184	10684	1.9	82	Schistes et grès briovériens	270.8	64.6	100
3163002	35135	160883	1.8	106	Schistes et grès briovériens	282.01	68.32	117
3164908	35120	10190	1.7	92	Schistes et grès briovériens	291.86	66.57	89
3164901	35275	291090	1.5	92	Schistes et grès briovériens	287	68.88	48
3166902	35277	210989	1.5	74	Schistes et grès briovériens	271.3	66.03	61
3166905	35295	120990	1.4	41	Schistes et grès briovériens	271.36	367.94	70
3162023	35135	261089	0	70	Schistes et grès briovériens	278.97	68.92	91
3167050	35188	60977	18	62	Grès armoricains(primaires)	280.64	355.19	90
3167047	35188	270877	6	43	Grès armoricains(primaires)	280.11	355.3	100
3167046	35188	270677	4.5	12	Grès armoricains(primaires)	280.07	355.31	100
3167044	35188	210677	2.9	63	Grès armoricains(primaires)	280.68	355.18	90
3167040	35188	80677	2.8	64	Grès armoricains(primaires)	280.84	355.8	74
3167043	35188	200677	2	18	Grès armoricains(primaires)	280.68	355.41	86
3167048	35188	280677	2	60	Grès armoricains(primaires)	280.11	355.26	98
3167042	35188	150677	1.8	24	Grès armoricains(primaires)	280.42	355.22	93
3167041	35188	90677	1.5	42	Grès armoricains(primaires)	280.92	356.76	73
3167045	35188	230677	1.1	52	Grès armoricains(primaires)	280.03	355.37	109
3167049	35188	300677	0.8	60	Grès armoricains(primaires)	279.12	354.33	121
3166904	35201	220289	5	63	Schistes pourprés(primaires)	265.73	62.92	111
3167029	35331	270288	4	60	Schistes pourprés(primaires)	281.86	352.82	70
3167030	35331	10176	2	50	Schistes pourprés(primaires)	282.82	353.6	66
3166906	35133	180976	1.3	94	Schistes pourprés(primaires)	271.6	62.35	101
3166901	35133	170476	0.2	100	Schistes pourprés(primaires)	277.35	60.02	91
MOYENNE			4.8188	61.625				

