

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
VILLEDIEU-LES POÊLES A 1/50 000

par

F. TRAUTMANN, L. MINOUX, D. JANJOU, C LANGEVIN

avec la collaboration de PH. de la QUÉRIÈRE et CH. VAUTRELLE

1988

Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>SÉDIMENTS PROTÉROZOÏQUES</i>	7
Briovérien moyen et supérieur exempt de métamorphisme de contact	7
<i>SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES</i>	11
Cambro-Ordovicien	12
Dévonien	21
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	22
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	29
<i>ROCHES FILONIENNES POST-CADOMIENNES</i>	31
<i>SÉDIMENTS QUATERNAIRES</i>	32
Dépôts éoliens	32
Formations fluviales	32
GÉOLOGIE STRUCTURALE	33
<i>STRUCTURATION CADOMIENNE</i>	33
<i>STRUCTURATION HERCYNIENNE</i>	35
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	40
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	40
<i>MATÉRIAUX ET CARRIÈRES</i>	41
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	43
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	44
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	44
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	44
<i>CARTOGRAPHIE</i>	48
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	48
AUTEURS DE LA NOTICE	49
ANNEXES :	50
<i>COMPOSITION CHIMIQUE DE ROCHES MAGMATIQUES</i>	50
<i>DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES</i>	50

INTRODUCTION

La feuille Villedieu-les-Poêles couvre une grande partie de la Zone bocaine occidentale dont le trait dominant est représenté par le Mont Robin qui culmine à 276 m, au-dessus d'une dépression installée dans les sédiments protérozoïques de l'écaille de Percy.

Les conglomérats de base de la série cambro-ordovicienne délimitent parfaitement les flancs du grand synclinorium, par rapport aux dépressions du Briovérien en particulier sur le flanc nord, à Gavray, où le contact des deux zones géologiques est particulièrement spectaculaire.

Le Sud de la carte couvre une partie du bord nord du massif granodioritique de Vire — Carolles et son auréole de cornéennes qui déterminent ensemble une nouvelle ligne de relief.

Le réseau hydrographique est clairement déterminé par la topographie, cependant, contrairement à la plupart des rivières qui s'écoulent dans les dépressions schisto-gréseuses du Briovérien, deux principales rivières, la Sienne et son affluent l'Airou s'écoulent transversalement et en antécédence par rapport à la Zone bocaine. Leurs cours sont encaissés et manifestement liés à des lignes de fractures de direction N 160/170°E.

Le paysage de cette région est très morcelé par le bocage : les haies et les talus sont omniprésents, les cultures très rares, dominées largement par les prairies. Les vallées aux versants abrupts sont livrées aux bois, ainsi que les reliefs déterminés par les conglomérats : la forêt-relique de Gavray en est un exemple.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Villedieu-les-Poêles a été réalisée dans le cadre du programme de la carte géologique de la France à 1/50 000. Elle a été levée par une équipe du Bureau de recherches géologiques et minières ; les travaux ont bénéficié du soutien financier du Fonds interministériel de développement et d'aménagement rural.

Les conditions d'affleurement du socle granitique, des terrains briovériens et de la partie occidentale de la Zone bocaine sont très médiocres, étant donné l'importance de l'altération, du couvert limoneux et du terroir bocager ne permettant même pas une cartographie de "pierres volantes". Les observations sont donc souvent très ponctuelles, en particulier pour le Briovérien.

Les loess sont représentés lorsque leur épaisseur est supérieure ou égale à 1 mètre, ils ont toutefois une importance tout à fait considérable, en particulier dans la partie ouest de la feuille où ils ont été représentés principalement d'après la carte de J.P. Lauridou (thèse, Caen, 1984), complétée lors des levés.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de la région de Villedieu-les-Poêles débute vers la fin des temps précambriens, au Briovérien moyen, environ 650 millions d'années, par le dépôt d'une première série détritique, rythmique, monotone, de type

flysch (formation rubanée de Saint-Pair) ; une phase plicative précoce de l'orogénèse cadomienne met fin à ce cycle sédimentaire, mais elle est suivie dès le Briovérien supérieur par l'instauration d'un nouveau cycle sédimentaire également de caractère flyschöïde, donnant lieu à un empilement de séquences gréso-pélitiques, avec de rares intercalations de caractère tilloïdique.

La phase majeure de l'orogénèse cadomienne, qui survient au terme de cette évolution, est marquée non seulement par des déformations plicatives synschisteuses (accompagnées d'un métamorphisme général de faible intensité), mais aussi par l'intrusion, au sein des terrains briovériens, vers 550 millions d'années, de magmas granitiques issus du vaste batholite mancellien, dont le massif de Carolles — Vire représente l'un des apex affleurants ; cette mise en place produit, dans l'encaissant, un métamorphisme thermique générateur de cornéennes et de schistes tachetés.

Les reliefs créés par les mouvements cadomiens deviennent la proie d'une érosion intense, mettant notamment au jour le pluton granitique lui-même ; une partie des produits de démantèlement de la chaîne cadomienne s'accumule dans les zones déprimées, donnant lieu à une formation conglomératique de la base du Cambrien, fortement discordante sur les terrains du socle. A la faveur d'une transgression venue de l'Est, un régime marin s'installe dans un domaine dit "golfe bocain", compris entre la Mancellia au Sud et les restes de la cordillère constantienne au Nord. Les sédiments correspondants sont pour la plupart terrigènes, de granulométrie d'abord assez grossière (alternances gréso-pélitiques et conglomératiques), puis évoluant vers des arénites fines et des lutites. Des faciès carbonatés apparaissent très localement à certains niveaux. Vers la fin de la période cambrienne (environ 500 millions d'années), une phase de continentalisation engendre une puissante série gréseuse rouge monotone ; la sédimentation marine reprend ultérieurement, toujours sous un faciès gréseux, mais la formation correspondante (grès de Montabot) n'est pas observable jusqu'à son toit dans le cadre de la feuille Villedieu (lacune d'érosion) ; les formations ordoviciennes sont représentées dans le périmètre de la feuille Torigni-sur-Vire. Par contre des terrains dévoniens, de faciès marins, correspondant aux étages Gédinnien à Eifélien (400 à 380 millions d'années) sont conservés dans la petite unité tectonique du Mesnil-Aubert.

L'orogénèse hercynienne, et plus précisément la phase Erzgebirge, survenue au cours du Carbonifère supérieur (vers 320 millions d'années), engendre un dispositif synclinorial déversé vers le Sud, associant déformations plicatives et cisaillements, lesquels affectent aussi bien la couverture paléozoïque que le substratum cadomien.

Le bâti ainsi structuré est soumis ultérieurement à une facturation transverse particulièrement intense dans le secteur de Gavray — Hambye.

La lacune d'observation des terrains sédimentaires s'étend jusqu'à la fin du Pléistocène moyen, âge des terrasses fluviatiles observées sur les rives de la Sienne, à l'aval de Gavray.

La période plus récente (Weichsélien et Holocène) est marquée par le dépôt de limons éoliens (en provenance du golfe normand-breton, exondé au cours du Würm) et d'alluvions fluviatiles limono-sableuses.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SÉDIMENTS PROTÉROZOÏQUES

Briovérien moyen et supérieur exempt de métamorphisme de contact

Les terrains briovériens, d'origine terrigène, affectés ou non par le métamorphisme thermique du granitoïde mancennien de Vire — Carolles, occupent environ 40 % du territoire de la feuille Villedieu.

Leur appartenance au Précambrien est attestée par les datations radiométriques effectuées sur les granitoïdes intrusifs qui les recoupent et par la discordance angulaire des assises cambriennes de la Zone bocaine occidentale qui les surmonte (la Haye-Pesnel).

Aucun argument paléontologique ne peut être valablement avancé quant à l'âge de ces terrains, cependant des formes de micro-organismes ont été reconnues par J. Feuillade (1956) dans des grès à lamines de la région de Cérences. Des formes semble-t-il analogues, cantonnées dans la partie supérieure du Briovérien, ont été signalées en Bretagne par J.J. Chauvel et C. Mansuy (1981). Auparavant, des micro-organismes du même type avaient été décrits dans les phtanites du Briovérien moyen de Normandie par J. Graindor (1957) et M.M.Roblot (1971).

L'attribution au Briovérien moyen et supérieur des formations précambriennes de la feuille Villedieu est suggérée par des critères indirects, lithostratigraphiques, sédimentologiques et structuraux.

Sur le littoral de la région de Granville, L. Dupret (1974) a défini quatre formations suivant ces critères (formations de Saint-Pair, d'Hacqueville-Quetteville, de Granville et des Thar). Le recensement des déformations souples cadomiennes effectué par cet auteur met en évidence une disharmonie structurale majeure entre le Briovérien moyen polyphasé de la formation de Saint-Pair et celui des séries avoisinantes. En outre, des arguments tels que la présence de fragments remaniés de phtanites dans la formation de Saint-Pair évoquent une série postérieure à la sédimentation silico-carbonée du Briovérien moyen. Par ailleurs, les turbidites distales qui constituent cette formation sont affectées par deux phases principales de plissement : les phases cadomiennes I et II, dont les caractéristiques géométriques diffèrent (voir chapitre relatif à la tectonique). La formation de Saint-Pair, ainsi définie, appartient à la partie supérieure du Briovérien moyen (b2b), correspondant à l'étage de Villiers-Fossard de J. Graindor (1957).

La formation tillitique de Granville et les séries de type flysch d'Hacqueville et de la pointe du Thar sont uniquement impliquées dans le plissement cadomien II, elles appartiennent donc au Briovérien supérieur (b3).

La base du Briovérien supérieur en Normandie est classiquement représentée par les tillites ; cependant, à Granville, celles-ci sont interstratifiées dans des faciès à turbidites dont la base n'a pas pu être observée, ce qui implique que la position des formations d'Hacqueville et du Thar reste à préciser. Pour cette raison, mais également à cause du caractère sporadique des affleurements sur l'étendue de la feuille Villedieu et de l'homogénéité des faciès, les formations du Briovérien supérieur ont été regroupées sous la notation unique (b3).

En dehors de ces formations identifiées dans la partie nord-occidentale de la feuille Villedieu, on a été conduit à désigner sous le symbole unique bs l'ensemble très homogène des terrains briovériens, non affectés par le métamorphisme et situés au Sud de la Zone bocaine ainsi que dans l'écaille de Percy — Montabot ; ces terrains, comme il a été montré dans le cadre des feuilles Avranches et Vire (C. Langevin *et alii*, 1984 et L. Minoux *et alii*, 1987) appartiennent probablement à la partie supérieure du Briovérien.

b2b. Briovérien moyen. Formation de Saint-Pair. Flysch rubané. Définie en 1957 par M.J. Graindor, la série schisto-gréseuse rubanée de Saint-Pair a fait l'objet d'une étude détaillée par L. Dupret (1974), qui en précise les caractères pétrographiques, sédimentologiques et structuraux. L'extension de cette formation sur la feuille Villedieu, extrapolée à partir des levés de la feuille Granville (L. Dupret, en cours) correspond *pro parte* au X^{3b} de l'ancienne carte géologique à 1/80 000 feuille Coutances (M.J. Graindor et M.M. Roblot, 1966) que ces auteurs attribuaient à l'étage de la Laize (Briovérien supérieur). Les travaux récents permettent de situer cet ensemble flyschöide à un niveau supérieur aux phtanites mais inférieur aux tilloïdes de la formation de Granville.

Les sédiments de la formation de Saint-Pair s'organisent en alternances rythmiques d'aspect rubané, de séquences grésolutitiques, groupées en faisceaux de couches d'épaisseurs centimétriques à métriques. Les faciès caractéristiques sont des grauwackes grises à noires, des *siltstones* gris et noirs rubanés et des argilites silteuses noires.

Dans la région située au Nord de Gavray, quelques coupes permettent d'observer cette formation assez monotone : rive droite de la Sienne, au moulin de Valencay (*op. cit.*), talus au-dessus du moulin de Ver, rive droite de la Sienne au Nord-Est de Gavray, le long du chemin menant au moulin Foupleur. Il n'a jamais été possible d'observer les rapports structuraux entre cette formation et la formation voisine dite de Granville.

Au microscope, les grauwackes montrent une texture planaire, arénitique, composée d'éléments anguleux fins (quartz, plagioclases) dans un ciment phylliteux ; des lamines lutitiques millimétriques alternent avec les lamines arénitiques.

b3. Briovérien supérieur. Formation de Granville. Aucun des éléments qui caractérisent cette formation (tilloïdes, diamictites, conglomérats) ne figurent sur la feuille Villedieu. C'est donc par analogie avec la cartographie exprimée sur la feuille voisine Granville que l'on a prolongé cette formation (L. Dupret, à paraître).

En reprenant toutefois les observations de J. Feuillade (1956), puis de M.J. Graindor (1957), on a pu constater sur la feuille voisine Saint-Lô, près du lieu-dit le Village-au-Compte, la présence de diamictites (pélites verdâtres à galets hétérométriques épars de phtanites et de quartz) dans le prolongement de l'ensemble noté b3 sur la feuille Villedieu.

La formation de Granville est constituée d'une succession monotone de bancs de siltites jaunâtres à grisâtres et de bancs verdâtres ou jaunâtres de grès granoclassés. La coupe du moulin de Valencay, rive droite de la Sienne, à 1,5 km au Sud-Est de Cérences est la plus démonstrative : les grès se

présentent en gros bancs métriques séparés par de minces lits d'argilites auxquels succèdent des séquences plus rythmées de schistes et de grès.

Au microscope, les grès montrent un léger granoclassement sous forme d'alternances de lamines quartzieuses fines ou grossières millimétriques à centimétriques séparées par de la muscovite ; les fragments anguleux de plagioclases maclés albite sont relativement abondants.

Nous assimilons le Briovérien de l'écaille de Percy à la formation de Granville : les rares affleurements montrent des faciès tout à fait analogues, avec parfois des intercalations de schistes noirs.

Les *siltstones* noirs ont une texture très fine à ciment pélitique ; la stratification est marquée par des lits phylliteux anastomosés. De rares débris de plagioclases et de minéraux opaques sont les seuls éléments isolés remarquables. On observe parfois, à l'échelle de l'échantillon, des structures de *laser bedding* et des laminations plus ou moins convolutées. Au moulin de Valency, quelques *load-casts* sont visibles dans une ancienne carrière, face au moulin.

La formation de Saint-Pair est interprétée comme un flysch résultant de l'accumulation de turbidites distales, l'origine des sédiments pouvant être lagunaire ou sapropélieenne, du fait de leur teneur en matière organique.

bs. Briovérien indifférencié. Alternances rythmiques de siltites et d'arénites.

Les sédiments terrigènes briovériens de la partie méridionale de la feuille et ceux de l'écaille de Percy — Montabot présentent une grande homogénéité d'ensemble ; ils consistent en des alternances rythmiques d'arénites et de siltites s'organisant en séquences granoclassées d'épaisseur variable (quelques millimètres à un mètre et plus), chacune d'entre elles débutant par un niveau relativement grossier passant progressivement par granulométrie décroissante à un lit silteux.

Les arénites sont des roches dures, à grain généralement fin, à cassure grisâtre ; leur patine est gris verdâtre à gris-beige plus ou moins sombre. L'examen microscopique révèle une texture subjointive (la matrice représentant plus de 15 % du volume), une granulométrie hétérogène (la taille des éléments étant inférieure à 500 μm en général), avec granoclassement vertical ; les éléments, presque tous anguleux, sont constitués en majeure partie de quartz (fréquemment à extinction roulante) et secondairement de feldspaths et de débris lithiques variés (quartzites, microquartzites, phanites, schistes, volcanites) ; muscovite et biotite détritiques sont présentes, ainsi qu'accessoirement les minéraux lourds suivants : sphène, tourmaline, zircon.

Les siltites sont des roches assez tendres, de couleur gris clair à gris foncé, quelquefois presque noires ; elles s'altèrent facilement et prennent alors une teinte verdâtre clair à beige. Les intercalations régulièrement répétées de minces niveaux d'arénites très fines confèrent souvent à ces siltites un aspect rubané caractéristique. L'examen microscopique montre un assemblage de petits débris de quartz (largement dominant) mais aussi de feldspaths et de débris lithiques, le plus souvent anguleux, de dimension inférieure à 50 μm , et de phyllites en fines paillettes (séricite, chlorite), fréquemment orientées suivant la schistosité.

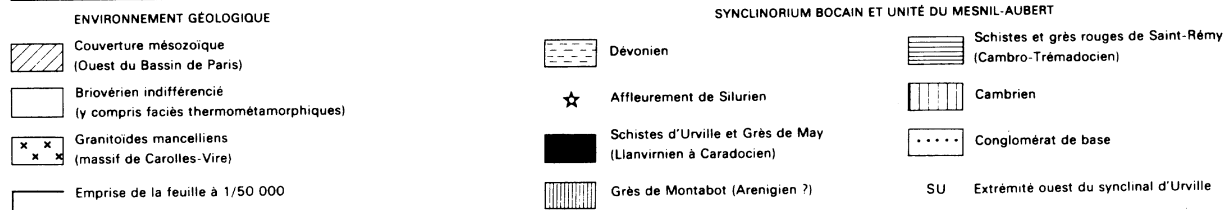
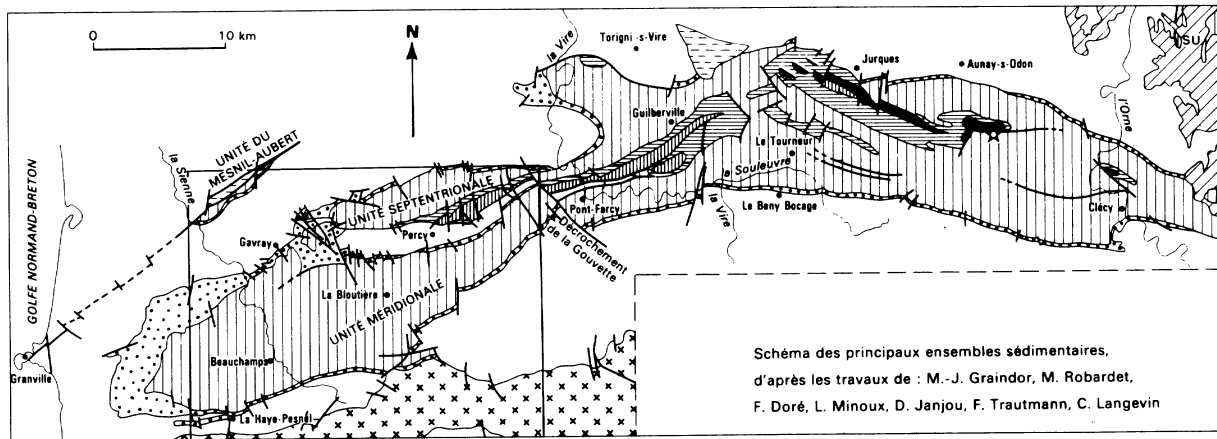


Fig. 1 - La zone bocaine centrale et occidentale

SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES

Près de la moitié de la surface couverte par la feuille Villedieu-les-Poêles est occupée par des terrains cambro-ordoviciens, transgressifs et discordants sur le socle cadomien. Ces terrains appartiennent à l'entité géologique connue sous le nom de "Zone bocaine", terme introduit en 1892 par L. Lecornu, pour désigner un vaste synclinorium hercynien s'allongeant au Nord de la Mancelia depuis les abords de Granville jusqu'à la marge occidentale du bassin de Paris (fig. 1).

Il existe en outre, dans le secteur du Mesnil-Aubert, une petite unité comprenant des formations cambriennes et dévoniennes, se prolongeant sur la coupure Saint-Lô à 1/50 000.

Un aperçu général sur la stratigraphie de la Zone bocaine a été développé dans une précédente notice (feuille Vire 1/50 000, L. Minoux *et alii*, 1986). Avant d'aborder la description méthodique des formations constitutives de la Zone bocaine occidentale et de l'unité du Mesnil-Aubert, nous donnerons quelques indications sur les connaissances acquises antérieurement, concernant plus précisément le domaine couvert par la présente feuille et ses environs.

Les anciennes cartes géologiques à 1/80 000 (A. Bigot, 1928, M.J. Graindor, 1967, *cf. quoque* F. Doré, 1969, *cum mappa*) font apparaître, dans ce domaine, au-dessus de l'assise du "poudingue pourpre", base de la série paléozoïque, une série terrigène, continue, faite de trois principaux termes lithostratigraphiques :

- un ensemble de "schistes et grès" verdâtres, dénommés "dalles de Campeaux",
- une formation de "schistes" et grès rouges,
- une formation de grès quartzites blancs dits "grès de Montabot".

Le seul passage carbonaté décrit antérieurement dans le cadre de la feuille (il fut signalé dès 1838, par A. de Caumont) consiste en des lentilles de calcaire magnésien, azoïque, intercalées dans les "dalles de Campeaux", près du village de Beaucoudray.

Par ailleurs F. Doré (1969, 1970) décrit, dans la vallée de la Sienne, au Nord de Villedieu-les-Poêles, un faciès particulier, dit "grès de Bloutière", caractérisé par une alternance de "gravier quartzeux, de grauwackes et de silts", dépourvu de fossiles, mais à nombreuses traces d'organismes ; cet auteur considère un tel faciès comme équivalent stratigraphique des "dalles de Campeaux inférieures".

L'attribution chronostratigraphique des différents termes de la série est demeurée longtemps imprécise, par suite du manque de marqueurs caractéristiques. Les "grès de Montabot" sont certainement antéellanvirmiens, ainsi que l'a montré F. Doré (1969) dans la zone des écailles de Jurques (feuille Torigni-sur-Vire), où ils sont surmontés en continuité par les schistes d'Urville ou "schistes à Calymènes" ; peut-être même sont-ils équivalents latéraux des "grès armoricains" de l'Arenig, comme le pensent L. Lecornu (1884), C. Klein (1960), M.J. Graindor (1967).

Récemment quelques arguments directs ont pu être apportés, ainsi l'identification d'une faunule tomotienne ou atdabanienne de *Circothecida*

(Hyalolithidés) et de *Fordilla* sp. dans les "schistes verts du Pont-de-la-Mousse" de la vallée de l'Orne (équivalent des "dalles de Campeaux" supérieures) (F. Doré *et alii*, 1977, F. Doré, 1984), ainsi que l'observation, près de Saint-Jean-le-Blanc (Zone bocaine centrale) d'une forme caractéristique du Cambrien inférieur (*Coleloides* sp.) (P. Pasteels & F. Doré, 1982).

Pour ce qui concerne le lambeau du Mesnil-Aubert, c'est A. Bigot en 1928 qui le premier subdivise en Cambrien et Dévonien les assises paléozoïques de ce secteur et souligne l'importance du rôle joué par les failles.

Cet auteur rapportait les conglomérats de base et les grès et schistes reposant sur le Briovérien aux "couches rouges" du Cambrien de la Zone bocaine ; il indiquait ensuite l'existence des "schistes et dalles de Campeaux", ce qui devait être contesté par la suite par J. Feuillade (1956). Pour M.J. Graindor et M.M. Roblot (1966), ces formations rouges sont considérées comme des "vieux grès rouges" du Dévonien moyen, cependant ils reconnaissent que les schistes et grès rouges alternants ne présentent pas de caractères spécifiques apparents les distinguant du Cambrien.

J. Feuillade (1956) compare la pétrographie des conglomérats de base du synclinal de Montmartin avec celle des conglomérats du flanc nord de la Zone bocaine et n'y trouve pas de différence fondamentale, aussi, pour des raisons de cartographie, inclue-t-il les couches rouges du Mesnil-Aubert dans le Cambrien. En 1964, F. Doubinger et J. Poncet attribuaient un âge Dévonien moyen ou supérieur aux schistes et grès de la "Formation rouge de Hyenville" (synclinal de Montmartin) grâce à une microfaune de Chitinozoaires. La découverte, dans les calcaires noirs du Mesnil-Aubert, de Conodontes du Dévonien inférieur exclut dans ce cas toute analogie des "couches rouges" du Mesnil-Aubert qui leur sont subordonnées avec celles du synclinal de Montmartin. On est donc conduit à considérer les conglomérats pourpres, les grès feldspathiques et pélites rouges du Mesnil-Aubert comme un lambeau de couches de bases cambriennes de la Zone bocaine.

Cambro — Ordovicien

Formations continentales de base de la série cambrienne

k1a. Conglomérat de base. La base de la série paléozoïque est constituée par des conglomérats et des grès souvent rougeâtres (d'où le terme de "poudingue pourpre" des anciens auteurs), formant une assise très continue, de 20 à 50 mètres de puissance, en discordance angulaire sur les différents termes du socle cadomien.

La discordance avec les terrains briovériens peut être observée à la faveur de certaines carrières jalonnant la bordure méridionale du synclinorium bocain, notamment la carrière de la Haye-Pesnel (route de Saint-Ursin, x = 325,50 ; y = 1128,50), aujourd'hui désaffectée, et celle de la Hausnière près de Montbray encore en activité (x = 346,40 ; y = 1138,10). Le contact avec la granodiorite γ^4_c plus ou moins altérée, est bien visible dans une ancienne petite carrière ouverte sur le bord ouest de la route de Villedieu à Brécéy, à 250 mètres au Sud de la voie ferrée Paris — Granville. Le caractère transgressif du contact avait permis à L. Chauris (1956) d'établir l'antériorité du batholite de Carolles — Vire par rapport aux premiers dépôts, supposés cambriens, de la Zone bocaine.

Le "poudingue pourpré", qui forme de gros bancs métriques à plurimétriques, est un conglomérat polygénique, hétérométrique. Parmi les éléments, on reconnaît :

- grauwackes et siltites fréquemment rubéfiées (hématite) de faciès très voisin de celui du substratum briovérien local (ces types peuvent être localement abondants, notamment à la base de la formation conglomératique) ;
- éléments quartzeux faits de grands cristaux peu déformés (origine à rechercher dans des filons recoupant le socle ?), ces éléments sont le plus représentés numériquement ;
- quartzites de granulométrie variable, plus ou moins déformés : texture équante à nettement orientée, avec étirement et engrenage des cristaux (origine métamorphique) ;
- microquartzites limpides au sein de la formation ou pigmentés de noir (phtanites).

L'hétérogénéité granulométrique des éléments du conglomérat est accusée, principalement vers la base de la formation où leur taille peut atteindre une trentaine de centimètres (il s'agit alors essentiellement de galets de grauwa-cke) ; à d'autres niveaux, les valeurs sont moins dispersées et les dimensions excèdent rarement 5 cm. La morphoscopie traduit une usure notable des produits de remaniement, d'ailleurs variable suivant leur nature pétrographique : les éléments grauwa-ckeux et silteux sont roulés-aplatés, les éléments quartzeux plus ou moins émoussés, parfois subanguleux.

Les éléments subjointifs sont englobés dans une gangue souvent rougeâtre^(*), de type arénite fine, à éléments anguleux ou subanguleux de quartz, feldspaths, fragments silteux, paillettes de muscovite détritique. Les espaces sont occupés par une matrice quartzophylliteuse, elle-même fréquemment remplacée par un ciment siliceux renforçant considérablement le caractère cohésif de la roche.

Bien qu'essentiellement conglomératique, la formation admet en son sein des passages microconglomératiques ou gréseux (grès feldspathiques, grauwa-ckes) de plus en plus importants vers son toit, assurant la transition graduelle avec le terme sus-jacent k1b ou k1-4.

La discordance n'est nulle part visible dans le massif du Mesnil-Aubert. Les conglomérats pourprés ou non reposent sur des schistes pâles du Briovérien ; leur puissance est de l'ordre de 25 mètres mais paraît diminuer vers le Nord-Est. On peut les observer dans une carrière envahie par la végétation, à 200 m au Sud-Est du passage à niveau du Mont Sienne, au Nord de Cérences (x = 324,05, y = 1143,10) ainsi que dans le chemin de la Perrelle, au Nord de Lengronne (x = 327,30, y = 1145,00). C'est un conglomérat polygénique à galets de quartz, de phtanites et de grès rouges ; localement il contient de rares fragments de schistes jaunes et peut être silicifié notamment à l'extrémité sud-ouest du massif (proximité de l'accident de Granville). On observe au chemin de la Perrelle, des intercalations d'arkoses violettes.

En lame mince, le conglomérat montre des grains engrenés de quartz à inclusions de chlorite vermiculaire, des fragments de quartzites à cristaux

(*) Cette teinte, plus ou moins accusée, est due à des oxydes de fer finement divisés.

étirés et engrenés (origine métamorphique), des éléments subanguleux de microquartzites pigmentés (phtanites ?) et des fragments silteux. Cette roche est en tous points identique au poudingue du synclinal de Montmartin : à titre indicatif, notons que les quartz à inclusions de vermiculite sont présents dans tous les conglomérats de base de la région (Zone bocaine, le Mesnil-Aubert, Montpinchon), également dans les "grès de la Bloutière" et les "grès de Montabot" (F. Doré, 1969) mais surtout dans les grauweekes de la formation de Saint-Pair, attribuée au Briovérien moyen post-phtanitique (L. Dupret, 1974).

k1b. Couches rouges (grès feldspathiques, pélites et conglomérats). Les couches rouges essentiellement représentées dans le quart nord-ouest de la feuille (secteur de Gavray) sont développées au toit de la formation conglomératique, en continuité avec celle-ci ; elles consistent en des alternances d'arénites rougeâtres, de siltites rouge sombre et de niveaux conglomératiques pourprés, généralement infra-avellanaires (puissance maximale de l'ordre de 25 mètres).

Les arénites, dominantes, en petits bancs de 5 à 20 cm d'épaisseur, dépourvues de granoclassement, sont des grès feldspathiques, de grain moyen ou fin, à éléments subanguleux et matrice quartzophylliteuse imprégnée d'hématite. Les siltites forment des niveaux au plus semi-métriques et présentent un aspect tantôt homogène, tantôt finement lité (du fait de la présence en leur sein de straticules gréseux). Les conglomérats sont polygéniques, à éléments quartzeux dominants (dans lesquels s'observent fréquemment des inclusions de chlorite vermiculaire) ; on y trouve également divers éléments quartzitiques, grauweekeux, silteux. Les éléments les plus volumineux (taille de l'ordre du centimètre) sont relativement émoussés, ceux de moindre dimension, subanguleux. Ils sont subjointifs à plus ou moins dispersés dans une matrice de type grauweeke.

Dans le massif du Mesnil-Aubert, des alternances d'arénites micacées feldspathiques lie-de-vin et de pélites succèdent au conglomérat de base ; ces assises se terminent par des grès fins durs micacés et feldspathiques rose clair, alternant avec des psammites roses en plaquettes. Les chemins creux de la Troche à Urville et de la Perrelle permettent d'observer ces faciès ; cependant, du fait de l'abandon de ces chemins, d'ici à quelques années, les affleurements auront disparus sous la végétation. En aucun point, le contact avec les grès quartzites dévoniens n'est visible ; toutefois, la silicification des grès roses laisse soupçonner la proximité d'un accident important.

Formations mannes ou laguno-marines

k1-4. Alternance de grès, pélites et conglomérats. On aborde ici la description d'un puissant ensemble lithologique affleurant largement dans la Zone bocaine occidentale, doté de caractères sédimentologiques propres, et qui correspond, *pro parte*, aux "dalles de Campeaux inférieures" *sensu* F. Doré (1969, 1970), groupant elles-mêmes les formations k2 et k3 distinguées lors de l'étude de la stratigraphie du Paléozoïque de la feuille Vire (L. Minoux *et alii*, 1986). Cet ensemble est partiellement exposé dans une grande carrière, ouverte sur le versant oriental de la vallée de la Sienne, près du hameau de la Bloutière, au coeur du synclinal hercynien méridional ; il a fait l'objet d'un travail détaillé de F. Doré (1970).

La série d'une puissance variant entre 50 à 200 mètres est fondamentalement grésopélimitique, mais admet de nombreux niveaux conglomératiques, irrégulièrement répartis, d'épaisseur variable (2-3 cm à 1 mètre). Bien qu'elle se soit révélée jusqu'à présent totalement azoïque, des traces d'organismes ont été observées dans cette série, lui assignant une origine au moins en partie marine.

Au sein de cet ensemble, certains faciès particuliers ont été reconnus et distingués sur la carte : pélimites et grès rouges, calcaires en lamines, grès à passées silteuses violacées, calcaires dolomitiques et dolomies. De plus, les passages à dominante pélimitique ont fait l'objet d'un figuré spécial.

Stratonomie. La stratification est bien exprimée, régulière. Les grès se présentent en petits bancs (-50 cm), au sein desquels se remarque souvent un discret litage dû à la présence de straticules silteux. Les passages pélimitiques eux-mêmes incluent fréquemment de minces filets gréseux.

Dans ces fines alternances arénites/siltites, le granoclassement vertical n'est pas rare. A noter qu'elles sont parfois affectées par des phénomènes de bioturbation. Les bancs conglomératiques sont plus ou moins continus latéralement, les plus minces étant souvent lenticulaires.

Lithologie(*). Les grès, de teinte brune à verdâtre, généralement de grain fin, présentent les caractères d'une immaturité accusée : absence de tri, forme anguleuse ou subanguleuse des éléments, hétérogénéité de composition, matrice relativement abondante. Les éléments monocristallins de quartz dominant (incluant parfois de la chlorite vermiforme), mais les feldspaths ainsi que divers fragments lithiques, tels que microquartzites, séricitoschistes, sont bien représentés. La matrice est de nature quartzophylliteuse, à chlorite plus ou moins abondante, responsable de la teinte souvent verdâtre de cette grauwaacke. Un ciment siliceux est présent par endroits, renforçant la cohésion du matériau.

Les siltites, de couleur brun jaunâtre à verdâtre, parfois bleutée, renferment comme minéraux argileux, l'illite, bien cristallisée, toujours prédominante, la chlorite en proportions variables et accessoirement des interstratifiés chlorite — montmorillonite, illite — chlorite, illite — montmorillonite ; la kaolinite est parfois présente en faible quantité.

Les conglomérats, non pourprés, infra-avellanaires, sont également très immatures, de par leur caractère hétérométrique, polygénique, la morphoscopie de leurs éléments et leur texture généralement non jointive. Les éléments exotiques proviennent essentiellement de quartzites, à cristaux plus ou moins engrenés et déformés, de microquartzites (dont phtanites), de volcanites de type rhyolite ; le plus souvent subanguleux, ils sont englobés dans une gangue de type grauwaacke. Il convient de mentionner certains niveaux riches en éléments silteux jaunâtres d'origine intraformationnelle.

Figures sédimentaires. Traces organiques. Plusieurs figures sédimentaires ont été observées tant en surface qu'à la base de bancs gréseux, notamment à la carrière de la Bloutière ; parmi les figures en hyporelief, on trouve :

(*) Les types décrits ici sont les types communs ; les faciès particuliers qui se distinguent dans l'ensemble sédimentaire considéré, sont traités plus bas.

- des traces de traînage (*drag casts* des auteurs anglo-saxons) d'objets de petite taille (inférieure au centimètre) ;
- des empreintes d'éraflure (*bounce casts*) d'objets ricochant sur le fond ;
- des empreintes de sillons d'érosion (*flute casts*).

La plupart de ces figures ayant été observées sur des blocs isolés, non en place, il n'a pas été possible de conclure quant à la direction et le sens des paléocourants générateurs.

Certaines faces supérieures de bancs sont affectées de rides parallèles, de longueur d'onde semi-décimétriques, anastomosées.

Aucun fossile n'a été découvert jusqu'à présent dans l'ensemble considéré ; toutefois des indices de faunes y ont été observés, qu'il s'agisse de phénomènes de bioturbation au sein des sédiments, ou de traces de locomotion ou de repos. Les principaux types ichnologiques représentés sont les suivants :

—*Monomorphichnus*, trace très caractéristique, à symétrie bilatérale, pouvant atteindre 6 cm de longueur, comportant jusqu'à huit paires d'encoches étroites et allongées, disposées subperpendiculairement à un axe lisse. Des empreintes de même type existent dans la formation des grès feldspathiques au flanc méridional du synclinal de May-sur-Orne ;

—pistes étroites (2-4 mm de largeur), unilobées, lisses, contournées, souvent méandriiformes.

Les caractères sédimentologiques décrits dans l'ensemble kl-4 correspondent vraisemblablement à un régime deltaïque. La nature de certains éléments détritiques (roches métamorphiques, phanites) semble indiquer une provenance septentrionale, plutôt que mancennienne.

Dans cet ensemble s'inscrivent quelques faciès particuliers qui ont pu être différenciés sur la carte, et seront décrits à la suite :

1 — passages pélitiques ou très finement gréseux brun jaunâtre, en plaquettes, exempts de décharges conglomératiques : il s'agit d'horizons lenticulaires, intercalés dans la série, et dont l'épaisseur peut atteindre une, dizaine de mètres ;

2 — faciès pélitiques (accessoirement finement gréseux) de couleur rouge sombre, intercalés dans la série normale sur des épaisseurs variables, mais généralement inférieures à 10 mètres. Dans l'unité méridionale du synclinorium bocain, ces intercalations apparaissent à deux niveaux stratigraphiques distincts, séparés par 20 à 30 mètres de série gréso-pélitique et conglomératique ; en revanche, dans l'unité septentrionale, un seul niveau paraît représenté. L'extension de ce faciès est limitée géographiquement ; ainsi vers l'Est, il ne semble pas dépasser la transversale du Chefresne, tandis qu'à l'Ouest, on ne le rencontre guère au-delà du méridien de Beauchamps. Ces intercalations rouges consistent essentiellement en des siltites tantôt homogènes tantôt en alternances serrées avec de minces lamines de grès fins feldspathiques, donnant lieu à un rubanement parfois affecté de bioturbation. L'analyse par diffractométrie de rayons X de la phase argileuse révèle la présence d'illite, prédominante, ainsi que d'interstratifiés chlorite — montmorillonite et chlorite — vermiculite. La kaolinite n'existe qu'à l'état de traces ;

3 — un gisement carbonaté a été mis en évidence 1,2 km environ au Sud-Est de Champrépus ; il constitue un niveau de faible épaisseur (environ 1,5 m), situé à la base du niveau inférieur de pélites rouges ; son extension latérale paraît très limitée : il n'a été possible de le suivre que sur une dizaine de mètres. Il s'agit d'un calcaire micritique partiellement dolomitisé (plages de cristaux rhomboédriques de 30 à 100 μm), azoïque, et renfermant des débris terrigènes anguleux dispersés (quartz principalement). L'absence de structures lamellaires différencie ces carbonates du faciès k2c observé dans le périmètre de la feuille Vire ; on ne peut exclure cependant une équivalence latérale, d'autant plus qu'ils se rencontrent à des altitudes stratigraphiques comparables ;

4 — le quatrième faciès distingué au sein de l'ensemble k1-4 se différencie principalement par l'existence de minces lits pélitiques de couleur violacée (épaisseur de ces lits 1 à 4 mm) ; il offre beaucoup d'analogies avec celui de la formation k3b représentée sur la feuille voisine Vire à 1/50 000, à laquelle il se raccorde. Cette formation bien stratifiée, très développée à l'Est de Pont-Farcy, voit son épaisseur diminuer notablement vers la limite des deux feuilles, par suite de l'apparition et du développement de l'ensemble grésopélitique et conglomératique qui tend à la supplanter. Le faciès à pélites violacées comporte, en dehors de ces dernières, des grès moyens à fins feldspathiques de couleur brun-jaune et des niveaux de 5 à 15 cm d'épaisseur de conglomérats pisaires très polygéniques (éléments de quartzites, microquartzites, quartz filonien parfois à inclusions de chlorite vermiculaire, volcanites) ;

5 — calcaires de Beaucourday : ce gisement se trouve sur le flanc nord du vallon du ruisseau de même nom, en contrebas du Village Ladroue ; il s'agit de lentilles décimétriques intercalées dans le faciès précédent, à la limite des "dalles de Campeaux supérieures" k4 ; ces carbonates, autrefois exploités, consistent en des dolomies ou des calcaires spathiques dolomitisés (taille des grains comprise entre 10 à 80 μm), azoïques, mais renfermant par places des pelotes cryptocristallines de dimension inférieure à 100 μm ; ils sont fréquemment entrecoupés de filets pélitiques violacés.

k4. Pélites et grès fins verdâtres rubanés ; pélites rouges, grès jaunes mica-cés. Cette formation affleure largement dans l'unité septentrionale, sous les "schistes et grès rouges", avec une puissance voisine de 200 mètres ; dans l'unité méridionale, on l'observe d'une part à l'Ouest de la Sienne, où son épaisseur résiduelle est d'environ 70 mètres, d'autre part à l'Est de la transversale de Gouvets. Elle correspond aux "dalles de Campeaux supérieures" *sensu* F. Doré (1970), elles-mêmes équivalentes des "schistes verts du Pont-de-la-Mousse" de la vallée de l'Orne, récemment attribués au Cambrien inférieur ou moyen sur la foi d'une faunule de Hyolithidés et de *Fordilla* sp. (*cf. supra*).

Quatre membres ont été distingués sur la feuille Villedieu : k4a et k4c, constitués de matériel terrigène fin et de teinte dominante verdâtre ; k4b, niveau de pélites rouge sombre tantôt séparant les deux membres précédents, tantôt situé à la base même de la formation k4d représentant (à l'Ouest de la Sienne) un équivalent latéral de granulométrie plus grossière de la partie supérieure du terme k4c.

- k4a et k4c : dans ces membres, pélites et grès fins, généralement de teinte verte, alternent de façon serrée, déterminant un fin rubanement (straticules millimétriques à centimétriques) ; certains lits sont affectés d'une lamination oblique ; les figures de charge ne sont pas rares. Ça et là ont été observées à la face inférieure des bancs, des traces d'activité biologique (pistes simples).

L'examen microscopique montre des grès très fins feldspathiques et des siltites particulièrement riches en phyllites (paillettes de muscovite et de biotite, d'une centaine de μm , chlorite et illite).

Vers l'Ouest, le membre k4c, dont l'épaisseur se réduit à une trentaine de mètres, présente localement un faciès caractérisé par l'abondance de pseudo-nodules gréséo-pélitiques vert sombre plus ou moins aplatis et oblongs. Ce faciès existe aux environs de Beauchamps ainsi qu'à l'Ouest de Villedieu-les-Poêles et le long de la rivière Bérence ; la tranchée de la D 924 dans la montée vers Beauchamps, a permis de nombreuses mesures d'orientation de ces pseudo-nodules à peu près ellipsoïdaux, dont la plus grande dimension atteint 50 cm ; leurs grands axes présentent des directions voisines de N 96°E, nettement obliques par rapport à l'axe N 65°E de la Zone bocaine occidentale.

Le sens du courant ou de la pente déterminé par l'orientation des pseudo-nodules aurait approximativement une direction N-S. Des structures d'un type analogue ont été étudiées par F. Doré (1969) dans le Cambrien inférieur de Carteret, dont il attribue la formation à des secousses sismiques déclenchant sur une pente la rupture de couches de sables très fins sus-jacents à des gels de silts ou d'argiles silteuses. Pour cet auteur, les pseudo-nodules seraient caractéristiques de formations lagunaires ou estuariennes.

Dans l'unité septentrionale, la partie supérieure du membre k4c, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, se caractérise par un enrichissement des lits gréseux en paillettes de muscovite détritiques pouvant atteindre 2 mm de longueur, disposées parallèlement à la stratification ; ce faciès à tendance psammitique annonce le passage à la formation sus-jacente, également très micacée, celle des "schistes et grès rouges de Saint-Rémy".

A noter que les faciès carbonatés oolithiques à Hyolithidés, décrits au Nord de Vire par F. Doré (1969) et situés vers la base du membre k4c, n'ont pas été retrouvés sur la feuille Villedieu.

Dans les deux unités tectoniques bocaines, le membre k4a disparaît vers l'Ouest par biseutage au profit de l'ensemble gréséo-pélitique et conglomératique sous-jacent.

- k4b. Vers la base de la formation, ou à sa base, s'observe un niveau de pélites rouge sombre homogènes (fréquemment affectées de schistosité), très continu, de 1 à 3 mètres d'épaisseur. Ces pélites renferment outre du quartz, des feldspaths, plusieurs phyllites : micas, illite, kaolinite, chlorite, ainsi que des traces d'hématite responsables de la couleur de la roche. Le niveau k4b semble avoir une grande extension dans la Zone bocaine occidentale ; ainsi, il est systématiquement associé aux "dalles de Campeaux supérieures" affleurant dans le cadre de la feuille voisine Vire. Cependant, à l'Ouest de la Sienne, ce niveau apparaît discontinu et n'est plus représenté au-delà de la transversale de Beauchamps.
- k4d. Le membre k4c passe latéralement vers l'Ouest à des faciès gréseux micacés jaunâtres à passées grossières, notés k4d ; ces grès micacés sont finement stratifiés et montrent fréquemment des laminations obliques noires à violacées. Ils sont quelquefois plus grossiers et plus tendres que les grès k4c et contiennent des niveaux gréséo-pélitiques lie-de-vin à leur partie supérieure (environs d'Equilly). L'épaisseur résiduelle de ce membre est d'environ 55 mètres ; sur la feuille Granville, il n'est séparé des conglomérats pourprés

que par quelques mètres d'alternances grésopélitiques micacées jaune verdâtre. Vers la base, des passages grossiers centimétriques sont observés : ils sont composés de fragments de 1 à 5 mm de quartz anguleux et de fragments lithiques schistosés (débris de Briovérien), emballés dans une matrice sablo-phylliteuse mal consolidée.

Il semble qu'il y ait passage progressif à la fois horizontal et vertical du membre k4c au membre k4d ; verticalement, celui-ci s'opère dans la région d'Equilly par des alternances de grès micacés jaunes et de pélites vertes. Horizontalement, la juxtaposition de coupes partielles à partir de la vallée de l'Airou et en direction de l'Ouest montre une condensation des faciès de la formation k4 au profit du faciès k4d.

Formation continentale

k-01. Schistes et grès rouges de Saint-Rémy. Cette formation, spéciale à la Zone bocaine et dont la localité-type se situe dans la vallée de l'Orne, se rencontre vers l'Ouest jusqu'au méridien de Villedieu-les-Poêles et ce uniquement dans l'unité septentrionale du synclinorium individualisée dans le cadre de la présente feuille. La série, qui se développe sur quelque 200 mètres de puissance au-dessus des "dalles de Campeaux supérieures" (le passage est rapide entre les deux formations), est bien stratifiée, en bancs de 10 à 30-40 cm d'épaisseur ; les bancs montrent fréquemment de fines alternances grésopélitiques ou un fin litage souligné par des filets micacés millimétriques, particulièrement abondants dans la partie inférieure de la formation ; ce litage est parfois disposé obliquement par rapport à la stratification générale.

Les grès, de teinte rosée, de granulométrie fine et assez bien calibrés, sont constitués de grains subanguleux de quartz et de feldspath (taille autour de 200 µm) ainsi que de paillettes de micas, pouvant atteindre 1 mm de longueur (biotite et muscovite) ; ces derniers sont orientés à peu près suivant la stratification, mais apparaissent souvent déformés par les mouvements hercyniens (développement d'une crénulation) ; leur abondance varie considérablement suivant les niveaux, déterminant le fin litage évoqué ci-dessus. Dans les méats laissés par les éléments clastiques subjoinctifs, s'insinue un ciment siliceux microcristallin. L'hématite, responsable de la couleur de la formation, se localise essentiellement dans les clivages des biotites ainsi qu'à la surface des grains détritiques.

Les *niveaux pélitiques* de teinte rouge sombre sont composés de petits quartz, de micas finement divisés, d'illite et d'hématite. A noter que certains lits gréseux remanient de petits copeaux pélitiques vraisemblablement d'origine intraformationnelle.

La nature des éléments exotiques, parmi lesquels on remarquera l'absence de clastes lithiques tels que microquartzites, phtanites, etc., semble refléter une origine mancellienne pour ce dépôt probablement continental, totalement azoïque et exempt de toute manifestation d'activité biologique (piste, bioturbation...), lequel serait consécutif à une émergence du "golfe bocain" vers la fin des temps cambriens.

En l'absence de marqueurs paléontologiques, l'âge du dépôt n'est pas connu avec précision : on sait seulement qu'il est anté-aréniénien (dans la région de Falaise, en Zone bocaine orientale, il est surmonté par le Grès armoricain).

Peut-être est-il (au moins en partie) trémadocien, âge assigné à cette formation par C. Klein (1960), par comparaison avec les psammites verts ou violacés de Sillé-le-Guillaume et les Grès de Blandouët dans le Maine. D'où la notation utilisée k-01.

Formation marine

o2. **Grès de Montabot.** La formation des "grès de Montabot"(*) qui couronne la série paléozoïque de la Zone bocaine occidentale, affleure dans l'unité tectonique septentrionale depuis l'accident décrochant de la Gouvette à l'Est jusqu'aux abords même de Percy ; elle détermine une crête allongée E.NE — W.SW, culminant au Mont Robin (cote NGF 276 m), point le plus élevé du domaine couvert par la feuille.

Basculée vers le Sud avec l'ensemble des terrains sous-jacents, cette formation est brusquement interrompue par les failles bordières de l'unité briovérienne médiane.

La puissance résiduelle des "grès de Montabot" peut être évaluée à 200 mètres environ. La transition avec les "schistes et grès de Saint-Rémy" se révèle graduelle, de nombreuses récurrences rouges s'intercalent dans les niveaux de base de la formation supérieure.

Plusieurs carrières aujourd'hui délaissées furent ouvertes dans ces roches dures et cohésives, parmi elles les carrières du Mont Robin ($x = 344,100$ et $y = 1142,750$; $x = 343,250$ et $y = 1142,200$), celle des Hauts Vents ($x = 342,775$ et $y = 1141,950$), celle du Signal de Montabot ($x = 346,500$ et $y = 1143,960$).

La formation, régulièrement stratifiée, en bancs de 20 à 80 cm, est constituée de grès-quartzites blanchâtres, jaunâtres à l'altération, d'aspect saccharoïde, de différentes classes granulométriques (les grès fins prédominent), et généralement bien triés. Des variations de granulométrie font souvent apparaître au sein des bancs des laminations tantôt parallèles, tantôt obliques par rapport au litage principal. Certains niveaux sont veinés de minces filets argileux noirâtres plus ou moins anastomosés.

A l'examen microscopique, on identifie, parmi les grains détritiques, outre le quartz dominant, différents feldspaths (par ordre d'abondance : orthose, plagioclase, microcline) et de rares éléments lithiques de type quartzite, micro-quartzite et phtanite. Les micas (muscovite et biotite) sont représentés tout à fait accessoirement et demeurent de petite taille (moins de 200 μm) ; les minéraux lourds sont essentiellement la tourmaline, le zircon et l'apatite. Les grains détritiques, anguleux sont subjointifs et liés par un ciment siliceux.

Aucun organisme fossile n'a été décrit à ce jour dans les grès de Montabot ; les "strophomènes" signalés par A. de Caumont (1838) près de Montabot et de Percy n'ont pas été retrouvés ; en revanche, diverses manifestations d'activité

(*) Bien qu'éponyme de la formation, le village de Montabot se situe en réalité dans l'unité briovérienne médiane ; ce village toutefois est dominé au Nord par un sommet individualisé dans Ladite formation et appelé "Signal de Montabot" cote NGF 273 m.

biologique ont été relevées çà et là, notamment des terriers ramifiés, traversant les bancs, des pistes simples ou bilobées, larges de 1 cm ou moins, de tracé irrégulier, avec intersections, des chondrites (traces horizontales composées de branches ramifiées divergeant à partir d'un point central).

L'âge de la formation des "grès de Montabot" reste incertaine, en l'absence de marqueurs paléontologiques ; ils sont certainement antérieurs au Llanvirnien, puisque surmontés par les "schistes d'Urville" dans la région de Jurques, au Nord-Est de la feuille. Ils occupent la même position géométrique que les "grès armoricains" de la Zone bocaine orientale, eux-mêmes subordonnés aux "schistes à Calymènes" et surmontant des schistes rouges. Pour cela divers auteurs, L. Lecornu (1884), C. Klein (1960, 1973), M.J. Graindor (1967), ont attribué les "grès de Montabot" à l'Aréngien. Cependant F. Doré à plusieurs reprises (1969, 1972, 1977) a réfuté cette assimilation, en soulignant les différences faciologiques entre ces deux formations gréseuses (granulométrie, cortège de minéraux lourds, ichnologie, faune) ; les variations de faciès invoquées ne sauraient toutefois exclure à elles seules une équivalence chronostratigraphique entre "grès de Montabot" et "grès armoricain", c'est pourquoi on a opté, à titre d'hypothèse, pour la notation o2, en toute logique d'ailleurs avec la précédente supposition d'âge au moins en partie trémadocien pour les "schistes et grès rouges de Saint-Rémy".

Dévonien

Il est représenté par deux assises fossilifères d'importance très inégale affleurant très mal dans l'angle nord-ouest de la carte, dans la région du Mesnil-Aubert étudiée en détail par J. Feuillade (1956 et 1961). Ces assises se terminent en biseau tectonique vers le Nord-Est, sur la rive droite de la Vanne (feuille Saint-Lô). A la hauteur du village du Mesnil-Aubert, le Dévonien est interrompu brusquement par une faille sub-méridienne.

Les niveaux dévoniens sont encadrés par des failles de décrochement hercyniennes, prolongements de l'accident de Granville, de direction N60°E et relais de l'accident de la Drôme (M. Villey, 1978). Ces failles mettent le Dévonien en contact anormal avec le Briovérien au Nord-Ouest et avec les couches rouges du Cambrien au Sud-Est.

d1b-2a. Gédinnien — Siegénien inférieur. Grès quartziteux jaunâtres (niveau à *Orthis (Dalmanella) monnieri*). Ces grès n'ont pas pu être observés en place mais uniquement en "pierres volantes" dans les rares labours du secteur ou emballés dans des formations solifluées à la station de broyage des ordures implantée au sommet de la côte de la Perrelle. La carrière de la Gâcherie (feuille Saint-Lô), décrite par J. Feuillade est le seul affleurement de ce niveau: on y observe des grès jaune-ocre plus ou moins caverneux, alternant avec des argilites bariolées. Au microscope, le grès montre des grains de quartz anguleux mal classés et engrenés, de très fines paillettes de muscovite et des fragments lithiques sombres (phtanites ?).

La stratification est confuse et bouleversée par de nombreuses petites failles ; des remblaiements au bulldozer perturbent les observations structurales. Dans les grès de la partie haute de la carrière, on observe des moules internes de Brachiopodes : *Platyorthis (Dalmanella) monnieri* (Rouault) associés à *Chonetes tenuicostata*. Pour J. Feuillade, faciès et fossiles sont identiques à

ceux provenant de la Mayenne et seraient caractéristiques de la limite Gédinnien — Siegénien.

Bien qu'aucun contact direct ne soit visible, l'assise supérieure est en continuité stratigraphique normale avec ces grès.

d2-3. **Coblencien—Eifélien. Schistes noirs, grauwackes, calcaires noirs (Horizon de Nehou).** L'horizon supérieur est réduit à l'état de lambeaux étroits mylonitisés et bisautés par un accident hercynien ; ce niveau est observable dans un chemin creux passant au Sud de la Guillerie. Il comprend vers la base des bancs de schistes noirs fossilifères alternant avec des niveaux grauwackeux vert sombre et des passées de calcaires noirs fossilifères très recristallisés, imprégnés de pyrite. Au microscope, les niveaux grauwackeux montrent trois phases de facturation matérialisées par des filonnets de quartz recristallisé, faillés et recoupés par des fissures ouvertes à enduit ferrugineux. Les calcaires sont des biosparites, à bioclastes abondants pyritisés, Lamellibranches, Gastropodes, articles d'Encrines, débris de Bryozoaires, Oursins ; la microfaune, étudiée par C. Gigot, du BRGM, comprend des Tentaculites et des Conodontes de l'espèce *Icriodus Simulator* Carls 69, indiquant un milieu très littoral. Cette forme serait caractéristique de la limite Gédinnien — Siegénien, cependant des formes voisines pourraient indiquer l'Eifélien.

La faune des schistes noirs de la base avait été étudiée par J. Feuillade ; il y avait reconnu : *Favosites punctata*, *Pleurotomaria larteti*, *Conocardium (marsii ?)*, des Brachiopodes. Cette faune plaçait ces faciès au niveau de l'horizon de Nehou à *Athyris undata* indiquant un âge Siegénien moyen.

En résumé, l'ensemble des faciès constituant l'assise supérieure dévonienne aurait un âge Coblencien pouvant peut-être monter jusqu'à l'Eifélien.

ROCHES PLUTONIQUES

Granitoïdes cadomiens

Les granitoïdes cadomiens occupent toute la bordure sud de la feuille Villedieu-les-Poêles et correspondent à une partie du grand massif de Vire — Carolles qui s'étend également :

- à l'Est sur la feuille Vire,
- au Sud-Est sur celle de Mortain,
- au Sud sur celle d'Avranches,
- au Sud-Ouest sur celle du Mont Saint-Michel.

Le massif de Vire — Carolles représente lui-même la limite septentrionale du vaste batholite mancelien établi sur le Sud-Ouest de la Basse Normandie et l'Est de la Bretagne.

La "granodiorite de type Vire" constitue le type très dominant au sein duquel s'individualisent cependant des granitoïdes pétrographiquement et chimiquement différents à caractères leucogranitiques.

γ^4_c . **Granodiorite à biotite et cordiérite.** Observée à l'oeil nu, la granodiorite de Vire apparaît comme une roche grenue (grain moyen : 2 à 4 mm) à texture équante, de couleur grise, ou gris-bleu lorsqu'extraite en carrière elle est très fraîche et très saine.

La granodiorite est constituée essentiellement des minéraux suivants :

- quartz xénomorphes grisâtres à éclat gras et aspect vitreux ;
- feldspaths automorphes gris-blanc à jaunâtres parfois un peu rosés ; quartz et feldspath représentent généralement environ 75 à 85 % de la roche ;
- biotite en lamelles automorphes noires (ou mordorées par début d'altération). La biotite, nettement moins abondante que les quartz et les feldspaths, entre pour 5 à 15 % environ dans la composition de la roche ;
- cordiérite repérable le plus souvent sous la forme altérée, c'est-à-dire en petits amas millimétriques, phylliteux, blanc verdâtre.

L'examen microscopique montre une roche à texture grenue isogranulaire associant les espèces minérales suivantes :

- Le quartz se présente en plages xénomorphes interstitielles (1-4 mm) à extinction roulante, rarement en petits cristaux subautomorphes inframillimétriques.
- Le feldspath calco-sodique est représenté par d'abondants cristaux trapus automorphes ou subautomorphes (1 à 10 mm), à macles polysynthétiques et de Carlsbad associées, souvent zonés : leur composition évolue alors de l'andésine (au coeur) à l'oligoclase (à la périphérie) ; leur altération (séricitisation) est plus ou moins poussée.
- Le feldspath alcalin, fréquemment perthitique, se trouve sous la forme de cristaux xénomorphes renfermant des inclusions diverses.
- La cordiérite apparaît en cristaux globuleux ou prismatiques (1-2 mm) souvent affectés par une intense pinitisation.
- La biotite se présente en lamelles automorphes pléochroïques de longueur atteignant 3-4 mm, incluant des zircons à auréole opaque, des rutiles ainsi que des oxydes et sulfures automorphes ; ces lamelles sont plus ou moins affectées par la chloritisation.
- La muscovite se développe souvent aux dépens de la cordiérite, mais existe également sous forme de lamelles indépendantes pouvant atteindre plusieurs millimètres de longueur.
- Les minéraux accessoires, outre ceux signalés dans la biotite, sont l'apatite et la tourmaline.

La granodiorite de type Vire renferme en abondance des enclaves centimétriques et même décimétriques. Pour les carrières travaillant la granodiorite (pierre ornementale ou funéraire), ces imperfections, ces "crapauds", dénatureront la beauté de la roche et sont donc dévalorisants. Ces enclaves sont de natures variées :

—enclaves surmicacées, en nodules et plus souvent en amas allongés et plats, centimétriques ou décimétriques. Elles contiennent presque uniquement de la biotite, mais aussi des feldspaths et un peu de muscovite, de quartz, de cordiérite ;

—enclaves de cornéennes, en fragments gris foncé à grain fin, souvent anguleux. Ces enclaves sont surtout présentes à proximité des bordures du massif ;

—enclaves quartzieuses, en amas polycristallins.

M. Jonin (1981) a pratiqué une série d'analyses modales d'échantillons prélevés sur l'ensemble du massif Carolles — Vire. Le tableau ci-dessous reproduit les résultats de ces analyses pour un seul échantillon localisé sur la feuille Villedieu-les-Poêles et quelques autres situés, à proximité sur la feuille Vire. Ces analyses modales donnent un aperçu de l'importance relative des différents minéraux entrant dans la composition de la granodiorite de type Vire.

<i>Echantillons</i>				
<i>Minéraux constituants (1)</i>	<i>Echant. (2) VI35</i>	<i>Echant.(2) V6</i>	<i>Echant.(2) V9</i>	<i>Type moyen (3)</i>
Quartz	31	27,8	31,4	30
Feldspath alcalin	12,5	17,2	18,3	20
Plagioclase	41,5	37,5	37,7	35
Biotite	13	15,4	9,6	12
Cordierite	0,1	0,8	1,5	1
Muscovite	0,7	1,1	1,2	1,5
Divers	0,8	0,3	0,3	0,5

Localisation des échantillons :

V 135 = (feuille Villedieu) D 81 entre le Bouvigny (50) et la D 181 (traux d'adduction d'eau).

V6 = (feuille Vire) Saint-Pois (50) ; carrière de la Sté coopérative "La Laborieuse".

V9 = (feuille Vire) forêt de Saint-Sever(14); carrière du Bois Rocher.

- (1) les proportions de chacun des minéraux, sont exprimées en pourcentages volumiques.
- (2) la numérotation des échantillons est celle utilisée par M. Jonin.
- (3) une composition moyenne portant sur 11 échantillons de granodiorite répartis sur l'ensemble du massif de Vire — Carolles a été établie par M. Jonin : elle représente la granodiorite type.

Ces analyses concrétisent l'existence d'une granodiorite (plagioclase nettement plus abondant que le feldspath alcalin dans un rapport proche de 2/3 pour 1/3) et les échantillons analysés par M. Jonin sont bien représentatifs du terme banal de la granodiorite de Vire.

Il faut cependant signaler qu'un certain nombre d'échantillons révèlent des proportions équivalentes de feldspaths alcalins et de plagioclase (environ 27 à 29 %), ce qui en fait des granites monzonitiques, selon la nomenclature de A. Streckeisen (1973) : c'est le cas d'échantillons prélevés sur les feuilles voisines à Gathemo (50), à Plomb (50). Ce granite monzonitique n'a pas été identifié par

analyse sur le territoire de la feuille Villedieu, mais son existence y est tout autant probable que dans le reste du massif.

γ_a^2 **Leucogranites**. De petits pointements de leucogranites ont été observés et cartographiés tout au long de la bordure nord du massif de Vire — Carolles. Pour la partie intéressant la feuille Villedieu-les-Poêles, on observe en particulier, d'Est en Ouest :

- entre Saint-Maur-des-Bois et la Chapelle-Cécelin, cinq pointements leucogranitiques de tailles variées ;
- alentours de Rouffigny, quatre petits massifs de leucogranites ;
- au Nord-Ouest de Rouffigny, quelques petits filons de leucogranites, témoins possibles d'un accident dont ils seraient un élément de suture ;
- à proximité de Noirpalu, deux petits pointements constitués de leucogranites ;
- au Sud-Est de Villedieu-les-Poêles dans une carrière abandonnée, au lieu-dit le Village Gueriaut, L. Chauris (1956) décrit un leucogranite sur lequel reposent les premières assises du Cambrien. Nous n'avons pas tenu cette roche, assez fortement arénisée, à gros grain, pour un leucogranite franc (c'est aussi l'attitude de J.P. Laouenan (1983)).

L'existence des formations leucogranitiques paraît liée à une phénomène de bordure. Plus à l'intérieur du massif, on rencontre cependant des termes leucocrates, ou hololeucocrates, mais il s'agit généralement de quelques blocs épars traduisant plutôt une origine filonienne.

Les roches considérées comme leucogranites, au sens de J. Lameyre (1966), sont précisément des granites hololeucocrates à feldspaths potassiques et albite ou oligoclase acide. Elles apparaissent sous forme de roches claires, à grain moyen à (souvent) fin, à structure homogène, équante.

Les feldspaths, plus abondants que le quartz, confèrent souvent à cette roche une couleur blanc jaunâtre.

Le quartz est présent en plages xénomorphes.

La muscovite est toujours assez bien représentée, parfois en lamelles assez grandes (3 à 4 mm).

La biotite existe en quantités variables, mais faibles toujours en petits cristaux (0,5 à 1 mm).

J.P. Laouenan (1983) signale l'existence de "différenciations pegmatitiques, avec tourmalinisations et greisenisations locales" dans le leucogranite de Noirpalu (appelé aussi leucogranite de la Mouche), et la présence de "pegmatites, aplites, pegmatites graphiques" associées aux leucogranites de Saint-Maur-des-Bois et de la Chapelle-Cécelin.

A l'examen microscopique, les leucogranites présentent une texture grenue hypidiomorphe ; les caractères des différentes espèces minérales sont les suivants :

- Le quartz forme des plages xénomorphes interstitielles craquelées, à extinction roulante, dont la taille atteint 4-5 mm.

- Le feldspath alcalin fréquemment perthitique se présente en cristaux également xénomorphes poeciloblastiques, maclés Carlsbad, presque aussi abondant que le feldspath calco-sodique.
- Le feldspath calco-sodique est une albite, en cristaux automorphes non zonés, plus ou moins altérés (séricitisation).
- Le muscovite forme des lamelles de plusieurs millimètres de longueur ou des amas résultant de l'altération de la cordiérite.
- La cordiérite est représentée par des cristaux millimétriques globuleux toujours plus ou moins pinitisés ou muscovitisés.
- La biotite est plutôt rare, fréquemment chloritisée.
- La tourmaline est présente accessoirement sous forme de petites baguettes automorphes ou de cristaux plus grands (quelques millimètres), poecilolitiques.
- On observe aussi l'apatite et des minéraux opaques.

M. Jonin (1981) nous fournit une analyse modale portant sur un échantillon de leucogranite prélevé à 1 km au Sud de Rouffigny (50) dans le fossé de la route nationale

<i>Echantillons</i>	/	<i>Type</i>
<i>Minéraux constituants (1)</i>	<i>V130 (2)</i>	<i>moyen (3)</i>
Quartz	38	36,5
Feldspath potassique perthitique	23	25,5
Plagioclase	33	32
Muscovite	3	4,5
Biotite	2	1
Divers	1	0,5

- (1) les proportions des différents constituants sont exprimées en pourcentages volumiques.
- (2) la désignation de l'échantillon est celle de M. Jonin.
- (3) une composition moyenne a été établie par M. Jonin, à partir de l'échantillon V 130 cité, et de deux autres échantillons appartenant aussi au massif de Vire — Carolles et situés sur les feuilles voisines Mortain (carrière du Mont-Buon à Saint-Pois) et Avranches (carrière Lamotte, à Sault-Besnon, commune de Plomb).

N^A **Granodiorite à biotite et cordiérite, arénisée.** Dans notre région à climat tempéré, les granitoïdes subissent des transformations sous l'action des eaux de lessivage qui s'infiltrent dans le sol, jusqu'à la roche saine. Ces phénomènes d'altération qui se produisent sous la surface et non à l'air libre

consistent en une dégradation progressive essentiellement des feldspaths et de la biotite sous l'action des eaux d'infiltration oxydantes et quelque peu acides ; le quartz et la muscovite ne sont pas attaqués et se retrouvent intacts dans le produit d'altération final, qui est un sable jaunâtre, ou arène, plus ou moins "propre" selon l'importance du lessivage, et dont la composition et la granulométrie restent évidemment liées aux caractères pétrographiques du granitoïde initial.

Les différentes étapes de la transformation sont les suivantes :

—les feldspaths se brisent, se désagrègent et se transforment partiellement en un mélange de minéraux argileux (l'orthose résiste généralement mieux que les plagioclases) ;

—la biotite prend des reflets mordorés puis se décolore et disparaît par dissolution. Le fer libéré se retrouve sous forme de limonite qui colore très souvent l'arène d'ocre et de rouille.

La granodiorite est ainsi arénisée en place et l'arène conserve souvent une certaine cohésion ; cependant, il est assez fréquent d'observer, à la partie supérieure des formations d'arène, une zone remaniée dans laquelle il y a eu déplacement latéral de la matière, lavage et début de classement.

La partie du massif granodioritique de Vire — Carolles comprise sur la feuille Villiedieu-les-Poêles montre de la granodiorite saine en limite nord et d'importantes plages d'arénisation vers le coeur du massif (en limite sud de la feuille). Le long de la limite nord du massif, la frange de granodiorite saine s'amenuise d'Est en Ouest :

—au Sud de Fontenermont, au Sud de Saint-Maur-des-Bois, il n'existe pratiquement pas d'arénisation sur toute la largeur du massif, soit environ 4 km ;

—au Sud de Villiedieu, la frange de granodiorite non altérée n'a plus qu'un à deux kilomètres d'extension ;

—au Sud de Bourguenolles, elle est réduite à 500 mètres.

Les arènes sont essentiellement observables dans les talus des routes et des chemins. Les puissances apparentes sont alors de 1 à 3 m maximum (le plus souvent, la base de la formation n'est alors pas visible et on observe seulement 1 à 3 m d'arène). Une petite carrière abandonnée, près du lieu dit le Mont Pelé, au Sud de Saint-Maur-des-Bois, montre une épaisseur d'arène un peu plus importante (environ 5 m).

Relations entre les formations

Relations granodiorite/leucogranites. Les affleurements n'ont pas permis d'observer directement un contact entre la granodiorite à biotite et cordiérite et les leucogranites. Ceux-ci semblent constituer des petits plutons vraisemblablement sans limites très nettes avec la granodiorite. La taille de ces petits plutons varie de 100 à 500 m de diamètre et ils sont toujours disposés soit à la limite même du massif granodioritique, soit au sein du batholite, mais à proximité de cette limite :

- A l'Est et au Nord-Est de Rouffigny, on rencontre deux plutons leucogranitiques situés à 750 m et 1 000 m de la bordure du massif.

- Au Nord et au Nord-Est de la Chapelle-Cécelin, trois plutons de leucogranite sont installés en bordure, au contact de la cornéenne.

Ces observations permettent d'envisager un phénomène de bordure, correspondant à la mise en place d'une venue magmatique postérieure à la phase intrusive principale, donc tardi-cadomienne. De ce même épisode magmatique résulteraient également les filons de leucogranite que l'on observe aussi bien en bordure qu'au sein du massif granodioritique, filons installés à la faveur des fractures déjà existantes.

En effet, un certain nombre de points d'observation laissent supposer que les blocs de leucogranite décelés proviennent plutôt de filons, car la rareté, la taille des blocs, leur répartition ne prête pas à accréditer l'existence d'un pluton. Par insuffisance d'affleurements, il n'est généralement pas possible de donner une orientation à ces filons qui ne sont donc pas représentés sur la carte.

C'est le cas :

- à l'Ouest de Cherencé le Héron, au lieu-dit le Tertre, dans le ruisseau ;
- entre Cherencé-le-Héron et Saint-Martin-le-Bouillant, dans le lit de l'Anguille et du ruisseau affluent ;
- au Nord de Cherencé-le-Héron (lieu-dit les Bas Chemins) ;
- au Nord-Ouest de Rouffigny, c'est dans les cornéennes qu'apparaissent des filonnets de leucogranites ; une éponte a été observée, mais la puissance, bien que vraisemblablement décimétrique ou pluridécimétrique, n'a pas pu être mesurée.

Ces filons pourraient être en relation avec un accident. En particulier, l'accident décrochant amorcé plus au Nord pourrait trouver là témoignage de son prolongement bien que ces filons de leucogranite semblent plus directement rattachés au petit accident NW — SE situé juste au Sud de Rouffigny.

Relations entre les granitoïdes et l'encaissant. A l'exception de l'exemple cité ci-dessus (filonnet de leucogranite dans les cornéennes), l'observation directe du contact entre les granitoïdes et l'encaissant n'a été faite qu'en deux occasions dans le cadre de la feuille Villedieu-les-Poêles.

- A l'Est de Saint-Martin-le-Bouillant, au lieu-dit les Biards, une petite carrière abandonnée montre un front de granodiorite altérée, arénisée en place et surmontée de 1 à 3 m de cornéennes. Le contact entre les deux formations apparaît net et franc, mais les relations entre ce contact et la stratification primitive ne sont pas observables par défaut de mesures dans l'encaissant.
- Au Sud de Fontenermont, en limite nord de la granodiorite, au lieu-dit l'Île Haupais, un autre témoin du contact avec l'encaissant est observable : sur un flanc assez abrupt de la vallée de la Sienne, à la faveur d'un gros hêtre déraciné, la roche sous-jacente a été mise à nu, précisément au niveau du contact granodiorite — cornéenne. On y constate une légère modification de la granodiorite. Elle se présente, à environ 20 m du contact, sous son aspect banal habituel, avec un grain moyen et de la biotite en abondance. Au contact le grain est plus fin, la biotite est moins bien représentée, l'ensemble a un aspect plus quartzeux. Le contact entre les deux formations est parfaitement net, et se fait selon un plan orienté N 100°E à l'affleurement avec un pendage de 78° vers

le Nord. La cornéenne très recristallisée montre une orientation N 70°E et un pendage de 80° vers le N.NW.

Si l'on rapproche ces observations de celles faites sur la feuille Avranches, on peut considérer que les contacts granodiorite — cornéenne sont généralement normaux, c'est-à-dire non tectoniques, et que l'interface entre les deux formations est pentée vers l'extérieur du massif plutonique lequel recoupe la stratification de l'encaissant.

Il est assez fréquent d'observer des influences réciproques de part et d'autre du contact :

- le massif plutonique émet dans l'encaissant des filonnets de matériel leucocrate de type leucogranite ou aplité ;
- des enclaves de cornéenne subsistent souvent dans la formation intrusive à proximité du contact.

Âges radiométriques des granitoïdes

De nombreux auteurs se sont intéressés à l'âge du massif granodioritique de Vire — Carolles. Les déterminations les plus récentes sont les suivantes :

- M. Jonin et P. Vidal (1975) attribuent à la granodiorite un âge de 617 ± 12 Ma (méthode Rubidium — Strontium) et aux leucogranites, un âge moindre de 525 ± 6 Ma.
- P. Pasteels et F. Doré (1982) concluent à un âge de 547 ± 10 et 543 ± 17 Ma pour deux échantillons différents de granodiorite (méthode Uranium — Plomb, appliquée à la monazite seule). Les auteurs indiquent un possible décalage entre l'âge obtenu et celui de la cristallisation de la roche.

Rappelons que l'âge attribué à la base du Cambrien est de 570 Ma (Colloque Holmes, 1967) et que les datations établies sur la granodiorite de Vire se répartissent en deçà et au delà de cette valeur.

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Briovérien métamorphisé au contact des granitoïdes cadomiens

La formation du Briovérien récent flyschöïde est la seule concernée par le thermo-métamorphisme de contact. Siltites et arénites ont subi sous l'effet des granitoïdes cadomiens intrusifs, un métamorphisme plus ou moins accentué provoquant des recristallisations et des néoformations minérales. L'auréole de métamorphisme est subdivisée en deux zones :

— *zone des schistes tachetés* : c'est la zone la plus externe ; elle est comprise entre une limite externe correspondant à l'apparition, dans les siltites, de "taches" qui sont en fait des blastes de néoformation et une limite interne marquée par le développement d'une recristallisation intense ;

— *zone des cornéennes* : c'est la zone la plus interne, comprise entre la seconde limite décrite ci-dessus et la bordure du massif intrusif au contact duquel elle s'est développée.

Les cornéennes, très dures, constituent tout autour du massif intrusif une ceinture de collines escarpées dominant toujours très nettement les reliefs plus calmes issus des schistes tachetés. Souvent, les cornéennes dominent également les granitoïdes, plus sensibles à l'altération.

L'importance de l'auréole métamorphique, très variable, est en relation avec la rapidité d'envoyage du massif intrusif sous l'encaissant : l'auréole est d'autant plus large que l'angle de pénétration du massif de granitoïdes dans le Briovérien est faible.

bS². **Schistes tachetés.** Ils sont caractérisés par l'apparition de minéraux néoformés sous l'action du thermométamorphisme dans les niveaux de siltites fines. Les niveaux d'arénites en sont le plus souvent exempt :

- la chlorite en amas oblongs de paillettes vert pâle et la cordiérite en cristaux isolés, d'aspect granulaire, plus ou moins altérés en pinite, constituent les taches qui affectent les siltites. Leur taille peut atteindre le centimètre ;
- la biotite, en paillettes minces, est éparse dans la roche.

Au microscope, les taches de chlorite et de cordiérite apparaissent généralement orientées au sein du feutrage quartzo-phylliteux primitif de la roche : les blastes se sont développés dans les plans de schistosité de flux, pratiquement sans perturbation. Dans le cas de phénoblastes très importants, on voit la schistosité se mouler autour des granules de cordiérite et l'extinction de la trame séricito-chloriteuse devenir roulante aux abords de ces granules, alors qu'elle est régulière et générale pour le reste de la roche. Les paillettes de biotite ne semblent pas orientées.

bK². **Cornéennes.** Les cornéennes sont particulièrement dures, homogènes et non affectées par la schistosité. Cependant, les minéraux de métamorphisme (essentiellement la cordiérite) soulignent la lithologie originelle par un développement accru dans les niveaux de siltites, ce qui confère souvent aux cornéennes un aspect rubané caractéristique.

Au microscope, les niveaux d'arénites présentent une texture équante à quartz recristallisé dominant et feldspaths. Les minéraux de néoformation, issus du thermo-métamorphisme sont :

- la biotite, en paillettes de petite taille ;
- la cordiérite, en plages, altérée en pinite ;
- la tourmaline, irrégulièrement présente, mais plutôt localisée au contact même du massif intrusif.

Les niveaux de siltite présentent un développement important des blastes de cordiérite quelquefois jointifs et toujours pinitisés. On y rencontre aussi des lamelles de muscovite exemptes d'orientation et des cristaux de tourmaline en quantité variable. La trame de la roche est constituée d'une fine recristallisation quartzo-feldspathique, à quartz dominant.

ROCHES FILONIENNES POST-CADOMIENNES

ε. **Dolérites.** Il n'existe que peu de filons de dolérites reconnus sur le territoire de la feuille Villedieu-les-Poêles. Situés en limite sud de la feuille, à proximité des lieux-dits le Mont Jouy et la Ridendière, ils constituent le prolongement d'un filon mieux développé au Sud, sur la feuille Avranches.

L'orientation générale de ce filon est sensiblement Nord-Sud. Sa puissance n'est pas facilement estimable, mais si l'on se réfère aux observations faites sur la feuille Avranches, il faut envisager un filon de 5 à 10 m de puissance. Quelques boules "volantes" de dolérite ont été trouvées à proximité de la Grande Poulinière (1,5 km environ au Nord du filon de la Ridendière), laissant présager d'un prolongement nord un peu plus accentué, mais les observations restent trop ténues pour autoriser une localisation cartographique.

Le filon du Mont Jouy se présente en blocs et en boules de teinte gris-bleu sombre, très dures lorsque la roche est saine. Quand la dolérite s'altère, les feldspaths apparaissent beaucoup plus nettement, et la roche prend un aspect "grêlé" de petites taches blanches. A un stade de dégradation plus avancé un cortex se forme autour des boules et des blocs qui tendent à s'amenuiser par desquamation de cette enveloppe d'altération.

L'examen microscopique montre une roche à grain fin (inférieur à 1 mm), à texture ophitique, avec lattes jointives subautomorphes de labrador, formant une charpente dont les espaces sont occupés essentiellement par des cristaux de clinopyroxène. Les opaques automorphes (pyrite, magnétite) représentent jusqu'à 10 % du volume total.

Ces dolérites sont l'expression d'un important système filonien intéressant la presque totalité de la Mancellia. Elles occupent un réseau de fractures du socle cadomien, sensiblement orienté N-S.

On connaît dans le synclinal de Menez-Belair des roches filoniennes de même nature qui recoupent les terrains du Dinantien. Ces observations permettent d'attribuer un âge Dévono-Carbonifère aux dolérites mancelliennes, ce que corroborent quelques datations radiométriques.

Q Quartz. Plusieurs importants filons de quartz recoupent la granodiorite, au Sud de Villedieu-les-Poêles et au Sud de Saint-Aubin-des-Bois.

Ces filons, liés à des fractures subméridiennes, ne se suivent pas toujours d'une manière continue, mais constituent plutôt un chapelet de tronçons jalonnant un plan de faille. Ils sont presque toujours morphologiquement marqués par des crêtes allongées sur les flancs desquelles dévalent des éboulis quartzeux. Ceux-ci se trouvent très souvent concentrés dans un ruisseau proche, en fond de vallon.

- Au Sud de Villedieu-les-Poêles, entre Saultchevreuil-du-Tronchet et la Montellerie, soit sur 3 km environ, un filon de quartz est installé à la faveur d'une fracture orientée N-S qui affecte au Nord la bordure du synclinal bocain. Le filon est bien développé, visible et accessible en deux endroits : il s'agit de quartz blanc, un peu ferrugineux, montrant un peu de pyrite et des cavités correspondant à des minéraux dissous (*box-works*). Autrefois exploité, le filon subsiste aujourd'hui sous forme d'une fosse allongée, profonde de 5 à 7 m et large de 2 à 10 m, révélant ainsi la puissance de la structure. A l'occasion de

l'installation d'une importante ligne électrique (1983-1984), des fouilles destinées à l'implantation d'un pylône ont touché le filon à son extrémité sud.

- Au Nord de Coulouvray-Boisbenâtre, un autre filon, également installé sur un accident N-S est observable sur 3 km environ ; le filon est particulièrement bien marqué à son extrémité sud (à proximité de la Chaussérie).

Une partie de la fosse résultant de l'extraction du quartz est aujourd'hui en voie de comblement à l'aide de détritiques variés, mais révèle encore une puissance de 10 m environ, et une exploitation sur plusieurs mètres de profondeur. Le quartz est blanc, coloré d'oxydes de fer ; il apparaît bréchique, quelque peu tectonisé, et présente des cristaux.

Au Nord de cette ancienne carrière, sur 500 m environ, on suit parfaitement dans les champs une légère dépression, large de quelques mètres, plus ou moins jalonnée de débris de quartz : l'excavation pratiquée par extraction du quartz a été comblée, depuis longtemps, pour rendre les terrains à l'agriculture. Dans sa partie nord, le filon butte sur la vallée de la Sienna au-delà de laquelle il ne réapparaît pas. Il n'est plus marqué, à l'Ouest du hameau la Foresterie que par de nombreux blocs volants éparpillés dans les labours ou rassemblés au pied des haies.

Au Sud de Coulouvray-Boisbenâtre, juste en limite de la feuille, une petite excavation ouverte dans un quartz grisâtre, à tendance saccharoïde, montrant des oxydes de fer, quelques minéraux et des traces de tectonisation doit appartenir au même réseau de fractures sub-méridiennes.

En plus de ces importants filons de quartz, il existe quelques affleurements quartzeux plus limités ou même ponctuels.

SÉDIMENTS QUATÉRNAIRES

Dépôts éoliens

Œy. **Loess weichséliens (wurmien)**. Étudiés par J.P. Lautridou (1984), les loess ont une importante extension dans la région, en particulier sur les grès cambriens à l'Ouest de Beauchamps où ils atteignent 3 à 4 m d'épaisseur. On en trouve encore d'importants placages dans le secteur de Noirpalu. À l'Est de la vallée de l'Airou, les limons éoliens ne subsistent qu'à l'état de minces lambeaux résiduels. Une lanière limoneuse assez importante existe cependant à l'Ouest d'Hambye où un sondage (J.P. Lautridou, 1984) effectué à la Donvillière (feuille Saint-Lô) a reconnu, sous 1,45 m de sol brun lessivé post-würm, trois couches limoneuses d'une épaisseur totale de 3,25 m dont la plus ancienne (limon argileux à granules de schistes) représente le Weichsélien ancien. Les deux niveaux lœssiques supérieurs représentent les deux stades du Pléni-glaciaire moyen et supérieur.

Les caractéristiques sédimentologiques sont communes à celles des loess sur les feuilles voisines : médiane vers 20-25 micromètres, fraction 10-40 micromètres dominante, fraction sableuse peu importante (autour de 10 %), faible teneur en argile (moins de 10 %), très bon classement sauf à la base où le limon est mélangé aux altérites du Briovérien sous-jacent.

Le stock de minéraux lourds d'origine marine (association épidote-amphibole) prédomine sur les ubiquistes dans les lœss supérieurs.

Formations fluviatiles

Fw. Alluvions fluviatiles saaliennes. Quelques lambeaux de terrasse moyenne subsistent à l'aval de Gavray, le long de la vallée de la Sienne. Ce sont des alluvions limoneuses ocre à gravillons de quartz et galets décimétriques de grès ou de grauwackes issus du Briovérien local.

Fz. Alluvions d'âge holocène. Ces alluvions sont peu épaisses (moins d'un mètre), limono-sableuses à gravillons ; elles recouvrent généralement des sables éoliens remaniés et cryoturbés (weichséliens) qui tronquent eux-mêmes des coulées de solifluxion à éléments stratifiés d'origine locale. L'ensemble de ces sédiments, dont la base représente des stades finals du Pléistocène supérieur, ne dépasse guère le mètre d'épaisseur.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

STRUCTURATION CADOMIENNE

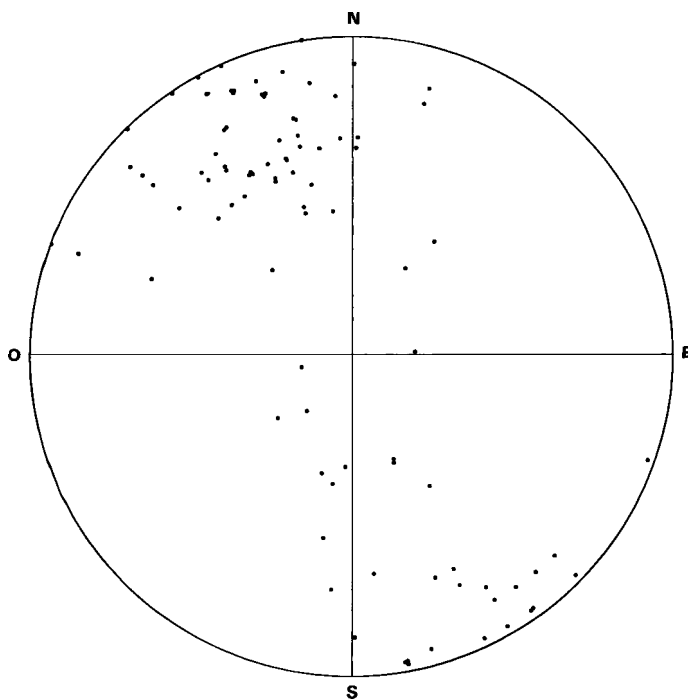
L'orogénèse cadomienne affecte les sédiments briovériens que perce la granodiorite tardi-tectonique de Vire — Carolles provoquant, dans l'encaissant, un métamorphisme thermique. La phase plicative cadomienne tardive (Viducaste) est matérialisée par la discordance cartographique du Cambrien sur le Briovérien, et sur la granodiorite, notamment à proximité de Villedieu où elle a été décrite par L. Chauris en 1956.

Le style du plissement est indiqué par le report sur stéréogramme (fig. 3) des pôles de plans de stratification : les couches sont assez redressées dans l'ensemble (valeurs des pendages de SO supérieures à 60°), la direction moyenne est N 65°E ; la répartition des pendages indique une tendance au déversement vers le Nord.

La dispersion et la mauvaise qualité générale des affleurements ne permettent pas de suivre totalement les arguments structuraux que L. Dupret (1974) utilise pour reconnaître cinq phases de déformation successives dans le Briovérien du littoral de Granville. Pour cet auteur, la formation de Saint-Pair, post-phtanitique et anté-tillitique, serait polyphasée, l'épisode plicatif le plus ancien correspondant à la phase constantienne de M.J. Graindor (1965). Cette formation serait donc plus ancienne que les formations voisines déformées par une seule phase plicative (phase Viducaste).

Le Briovérien de la partie nord de la feuille Villedieu n'a été séparé en deux formations (Saint-Pair et Granville *lato sensu*) qu'en fonction de certains éléments lithologiques distinctifs ; ceci n'a pas été possible pour le Briovérien du Sud de la feuille.

L'examen microscopique montre que toutes les formations du Briovérien sont affectées d'une schistosité matérialisée par des phyllites orientées. Une siltite chloriteuse de la formation de Saint-Pair, prélevée à la Lande Saint-Luc au Sud de Gavray, montre des plis centimétriques P1 déversés accompagnés d'une schistosité de plan axial syntectonique S1. Des filonnets de quartz sont



Canevas de Schmidt, projection sur l'hémisphère inférieur

Fig. 3 - Stéréogramme des pôles des plans de stratification
relevés dans les terrains briovériens de la feuille

découpés par des microcisaillements senestres (S2 de fracture). A l'échelle de l'échantillon, on observe une courbure des axes de plis P1, ce qui traduit bien l'existence d'une phase plicative P2 dans la formation de Saint-Pair. Toutefois, cette observation n'a qu'une valeur très locale (bordure nord de la Zone bocaine) dans la mesure où aucune autre structure plissée n'a pu être observée directement sur toute l'étendue de la feuille, du fait de la rareté et de la mauvaise qualité des affleurements.

Dans les sédiments briovériens du Nord de la feuille, les variations de pendages des couches permettent par construction, de constater qu'au Nord de l'accident de Granville les plis d'amplitude hectométrique sont déversés vers le Sud alors qu'au Sud de cet accident, entre le massif du Mesnil-Aubert et Gavray, les plis sont déversés vers le Nord.

STRUCTURATION HERCYNIENNE

Les sédiments paléozoïques déposés à la lisière nord de la Mancellia ont été affectés aux temps hercyniens de déformations plicatives et cassantes, induites par la tectonique de fond du socle cadomien. Il en est résulté une mégastructure dite "synclinorium bocain", dont la partie occidentale, de direction d'axe N.NE—S.SW, est représentée, *pro parte*, sur la feuille Villedieu ; entre les méridiens de Torgni (hors carte) et de Hambye, ce synclinorium est divisé longitudinalement en deux unités paléozoïques, séparées par une unité briovérienne mise en évidence dans la région de Pont-Farcy (feuille Vire) par L. Dangeard et M.-J. Graindor (1951). Les précédentes cartes géologiques à 1/80 000 avaient sous-estimé la surface affleurante de cette unité ; F. Doré dans sa thèse (1969) donne du Briovérien une répartition se rapprochant beaucoup plus de la réalité, l'élargissant au secteur de Sourdeval et Percy.

Les unités paléozoïques nord et sud qui se raccordent entre Gavray et Hambye dans le secteur, haché de failles, des méandres de la Sienne, présentent des traits structuraux distinctifs (voir coupes de la figure 4).

L'unité sud, la plus importante en superficie (elle comprend la quasi-totalité du domaine paléozoïque situé en rive gauche de la Sienne), se présente comme un synclinal très ouvert, nettement dissymétrique ainsi qu'il apparaît sur la transversale de la Sienne ; le flanc méridional, très étalé, affecté d'ondulations à différentes échelles ayant valeur de plis d'entraînement, affiche des pendages faibles, généralement inférieurs à 10° ; le poudingue pourpré repose en discordance stratigraphique sur les terrains précambriens(*). Le flanc septentrional du synclinal est plus redressé, avec des pendages de l'ordre de 20-30°, parfois plus, et se trouve recoupé, probablement sur toute sa longueur par une faille directionnelle soulevant le compartiment briovérien de Sourdeval — Montabot. Le contact anormal s'observe en de très rares localités, notamment dans la cluse de la Gièze au Sud-Ouest de Percy ; le miroir de faille est à fort pendage nord, ce qui implique un chevauchement du dit compartiment sur l'unité paléozoïque ; le rejet n'est pas connu, mais une forte cataclase affecte les terrains en présence sur 5-20 cm de part et d'autre de l'accident.

(*) Nous avons cité, dans le chapitre relatif aux formations paléozoïques, plusieurs localités où s'observe cette discordance angulaire.

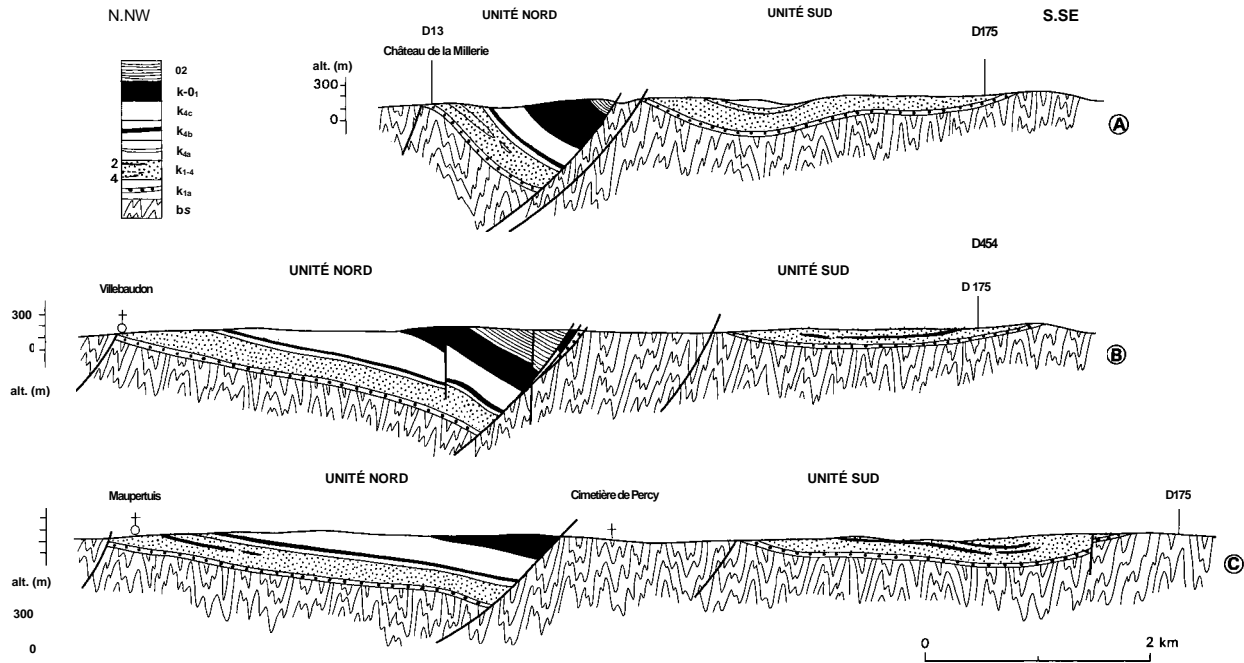


Fig. 4 - Coupes géologiques de la zone bocaine entre la vallée de la Sienne et l'accident de la Gouette

Un tel dispositif n'est pas sans analogie avec celui des synclinaux dissymétriques de la région de Domfront décrits par C. Enouf (1981) (*cf.* A. Bambier *et al.*, 1983), et caractérisés par l'ablation d'une partie au moins de leur flanc nord, par suite du chevauchement du socle cadomien (vergence méridionale). Le mécanisme de genèse de ces structures, sous l'action de contraintes compressives croissantes, comprendrait une phase de déformation souple, responsable du plissement à grand rayon de courbure et des plis d'entraînement associés, aboutissant à un stade cassant générateur de failles inverses directionnelles.

Dans la partie occidentale de la feuille Villedieu, le dispositif évoqué s'estompe à mesure que l'on se rapproche de la terminaison périclinale de la Zone bocaine, les pendages devenant insignifiants.

L'unité paléozoïque nord est de type monoclinale et sa structure a permis la conservation des termes supérieurs de la série stratigraphique, notamment des grès de Montabot. Les pendages tendent à augmenter vers le Nord-Est, au voisinage de l'accident décrochant de la Gouvette, où le faisceau de couches se resserre.

Sa limite septentrionale correspond, comme pour l'unité sud, à un contact tectonique mettant en présence le Briovérien et les assises cambriennes ; là encore, l'accident est une faille inverse, à miroir fortement plongeant vers le Nord ; les points d'observation sont sporadiques et de mauvaise qualité (parmi eux, citons la carrière de la Balnière, à 2 km à l'Est de Hambye, et le flanc d'un vallon à environ 200 mètres au Nord-Ouest de l'église de Beaucoudray).

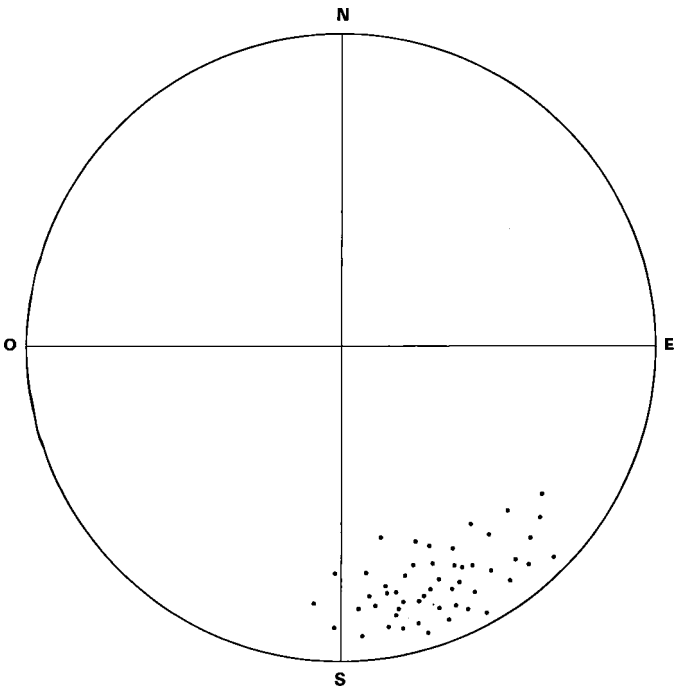
La limite méridionale de cette unité est également tectonique : il s'agit cette fois d'une faille normale, à miroir penté au Nord, de rejet au moins kilométrique, mettant au contact les termes supérieurs de la série paléozoïque ("Campeaux supérieur", "schistes et grès rouges de Saint-Rémy", "grès de Montabot") avec le flysch briovérien de l'unité de Sourdeval — Montabot.

Cet accident peut être particulièrement bien observé à la faveur d'un chemin creux montant de Percy à la ferme de la Fresnée, à environ 350 mètres au S.SW de celle-ci ; en cette localité, le miroir de faille, affiche un pendage 86 N 41, et la cataclase se développe sur plusieurs décimètres tant dans les grauwackes précambriennes que dans les grès rouges cambro-ordoviciens.

La faille se dédouble fréquemment, entraînant la formation de lames de matériaux arrachés à différents niveaux de la série paléozoïque : lame de grès rouges de Saint-Rémy en contact anormal avec les grès de Montabot (contact visible par exemple immédiatement au Sud des Hauts Vents près de Percy), lame de poudingue pourpré (anciennement exploité en carrière) entre le hameau des Aubrais et celui de la Bossardière.

Ainsi limitée par des accidents cassants parallèles à la direction des structures plissées, l'unité briovérienne apparaît comme une écaille de socle, à vergence sud, ayant affecté et découpé à l'emporte-pièce, à la suite probablement d'une brutale augmentation des contraintes N-S, la carapace du revêtement cambro-ordovicien, d'épaisseur au moins kilométrique.

Dans les deux unités paléozoïques, les structures plissées mésostructurales ne sont pas spectaculaires ; elles consistent essentiellement en deux ondulations



Canevas de Schmidt, projection sur l'hémisphère inférieur (49 mesures)

Fig. 5 - Stéréogramme des pôles des plans de schistosité de fracture hercynienne relevés dans les terrains paléozoïques de l'unité nord de la Zone bocaine

de faible amplitude et de longueur d'onde variable, ainsi que des flexures de rejet inframétrique.

Aux structures plissées est associée une schistosité de plan axial observable seulement dans les faciès peu compétents (essentiellement pélites) ; il s'agit d'une *schistosité de type fracture* dont les plans sont systématiquement pentés au Nord (voir diagramme de la figure 5), ce qui confirme le déversement d'ensemble des structures hercyniennes.

Ce type de schistosité se retrouve dans la plupart des terrains paléozoïques transgressifs sur le socle mancennien et s'oppose, par le niveau structural relativement superficiel qu'elle caractérise, à la schistosité de flux observée soit plus au Sud dans le synclinorium de Laval, soit au contraire tout à fait au Nord, dans la région de Cherbourg —Flamanville (*cf.* L. Dupret & J. Le Gall, 1984).

Dans les faciès psammitiques finement lités, représentés dans la formation des "schistes et grès rouges de Saint-Rémy" ou son équivalent occidental, les déformations hercyniennes ont provoqué le développement de microplis très réguliers d'environ 500 µm de longueur d'onde, affectant les paillettes de mica détritiques et déterminant à la surface des lits une linéation très apparente ; une schistosité très fruste recoupe habituellement ces faciès.

Ainsi la tectonique hercynienne de la Zone bocaine est marquée par une opposition entre la relative modération des déformations plicatives (plis à grand rayon de courbure, ondulations, schistosité fruste) et la vigueur des déformations cassantes directionnelles ; cette opposition peut trouver son explication dans une certaine rigidité du revêtement paléozoïque, solidaire du socle, conduisant, sous l'action de contraintes compressives croissantes, à de brutales ruptures affectant aussi bien le substratum mancennien que sa couverture.

Ceci est particulièrement net au Mesnil-Aubert où la faille directionnelle inverse de Granville se prolonge dans le Briovérien et tronque les formations du Cambrien et du Dévonien moyen. Cet accident de direction moyenne N 55°E serait prolongé dans la région de Balleroy (M. Villey, 1978) par un accident cisaillant senestre dit "de la Drôme". La faille de Granville est dédoublée et provoque l'écaillage des formations paléozoïques et un chevauchement du Briovérien sur le Dévonien. Elle est fragmentée par des petits décrochements senestres ; des zones mylonitiques ainsi que des filons de quartz avec indice de pyrite (carrière d'Urville) jalonnent le passage de ce grand accident hercynien.

L'âge de cette phase tectonique majeure peut être précisé par référence à des structures de style tout à fait comparable existant de part d'autre de la Zone bocaine, d'une part le synclinal de Montmartin-sur-Mer, au Nord-Ouest, d'autre part le synclinal de Mortain au Sud ; ici, l'accident directionnel tronquant le flanc nord de cette structure coupe également des filons doléritiques datant probablement du Dévonien supérieur ou du Dinantien précoce (voir feuille 1/50 000 Mortain) ; là, les poussées tangentielles de vergence sud ont affecté le "calcaire de Regnéville" d'âge Viséen. Ces faits excluent l'intervention, comme phase majeure, d'une phase varisque précoce, en l'occurrence la phase bretonne.

L'âge Westphalien des terrains houillers du bassin du Plessis, près de Carentan restreint les possibilités aux phases sudète et Erzgebirge.

Aussi bien, au Sud du domaine mancennien, dans le bassin paléozoïque de Laval, la déformation synchisteuse pénétrative affecte une série montant jusque dans le Namurien. Enfin, au Nord de ce domaine, le granite de Flamanville, pénécotemporain selon P. Ledru & J.P. Brun (1977) de la genèse des plis du Nord du Cotentin, se serait mis en place vers 310-330 Ma (déterminations radiométriques, F. Leutwein, 1968) ; ces événements sont à attribuer à la phase de l'Erzgebirge ; d'après tout ce qui précède, il paraît raisonnable d'attribuer à cette même phase la déformation du revêtement paléozoïque de la Mancennia et, partant, de la Zone bocaine en particulier.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

La région définie par les limites de la feuille à 1/50 000 Villedieu-les-Poêles est soumise à un climat de type océanique ; la hauteur de pluie annuelle moyenne est estimée à 1 100 millimètres. Sur cette quantité, on estime que la pluie efficace (non "évapotranspirée" par les plantes ou les phénomènes climatiques, soleil et vents secs) en représente une valeur comprise entre le tiers et la moitié ; ceci signifie que le bassin versant des eaux souterraines (ou bassin hydrogéologique) alimentant une source débitant 1 l/s en moyenne toute l'année atteint une surface comprise entre 7 et 9 hectares.

Concernant les formations aquifères, la vingtaine de captages d'eau (pour la plupart publics) connus en banque de données du sous-sol exploitent les eaux issues des formations suivantes :

- les cornéennes bK²_o du Briovérien ;
- la formation de Grainville b3 du Briovérien (non atteint par le métamorphisme de contact) ;
- les granodiorites γ^4_c soit en massif soit arénisées ;
- les niveaux du Cambrien, poudingue pourpre (k 1 a), les grès (kl-4), les schistes de Saint-Rémy (k-o1).

Ce sont des aquifères de type fissuré où l'eau circule par des microfissures au sein des bancs, dont l'existence est liée à des variations lithologiques, à des contraintes tectoniques et à des phénomènes d'érosion ; les sources qui constituent la quasi-totalité des captages d'eau appartiennent au type source de déversement ; elles surgissent sur le flanc des vallées, du fait de l'alternance au sein même de l'aquifère de bancs imperméables séparés par des zones microfissurées. Le cas typique est représenté par les captages d'eau potable du Mont-Fiquet (173-4-7) de la commune de Percy ; ce captage est constitué par 5 émergences s'éteignant entre les altitudes +198 NGF et +165 NGF sur le versant d'un vallon qui entaille les grès du Cambrien (kl-4). Les teneurs en nitrates mesurées sur les 5 sources décroissent avec la baisse de l'altitude de chaque émergence ; on en déduit que des fissures plus ou moins verticales traversent les bancs au sein de la formation et font communiquer les réseaux de fissures horizontales.

Bien que le nombre de données soit insuffisant pour en déduire des certitudes par analyse statistique, on constate la concomitance entre l'apparition d'émergences et la présence de failles ou de contacts géologiques plus ou moins anormaux ; on peut citer la source de la Haumonière sur la commune de Lucerne-d'Outremer, 173-5-5 (contact granite/cornéenne), captage du Fresne

sur la commune de Noirpalu, 173-6-6 (même chose), source du hameau de la Doublière à Sainte-Cécile, 173-2-7 (contact Cambrien/granite), captage du Fresne à Noirpalu, 173-6-4 et 5 (présence de faille et thalweg). Il faut rappeler que cette situation est semblable à celle observée sur la feuille Mortain, où une campagne de jaugeage des cours d'eau (rapport BRGM 82 SGN 982 HNO - données géologiques et hydrogéologiques des bassins versants topographiques et de Fougères par Cl. Dassibat et J.P. Matheron) avait montré l'existence de pertes d'eau ou de résurgence au contact des auréoles de métamorphisme du granite.

Les débits de ces émergences sont de l'ordre du litre/seconde en général et dépassent rarement 5 l/s ; le relief tourmenté délimite des bassins versants de petite taille et il paraît très probable que des bassins versants topographiques et hydrogéologiques se superposent la plupart du temps. Le mode de captage le plus courant consiste à coiffer l'émergence par un cuvelage de béton enfoncé plus ou moins dans l'aquifère ; l'arrivée d'eau est parfois facilitée par des barbacanes situées à la base des cuvelages. Ce mode rustique de captage des eaux ne permet d'exploiter que la partie supérieure des eaux souterraines et seulement au point où l'émergence est la plus forte.

Les caractéristiques chimiques de ces eaux souterraines sont les suivantes :

- pH compris entre 4 et 6, ce qui oblige les services des eaux à les neutraliser,
- conductivité comprise entre 100 et 140 micro-siemens notant une très faible minéralisation,
- TAC : 2 à 3°F
dh : 2 à 3°F,
- eau à caractère mixte, bicarbonaté calcique et chloruré sodique,
- les teneurs en nitrates varient de 10 à 30 mg/l et sont fonction de la vulnérabilité des eaux souterraines aux activités de surface productrices d'azote,
- les pollutions microbiennes sont faibles et intermittentes ; elles sont souvent dues à l'état du captage.

L'exploitation des eaux souterraines est assez faiblement développée et le volume annuel prélevé ne doit pas dépasser quelques millions de mètres-cubes compte tenu de la difficulté de leur captage ; ceci oblige les syndicats d'adduction d'eau potable à compléter leurs ressources par des prélèvements en rivière ; ce mode d'alimentation demande un traitement assez complet des eaux avant leur distribution et ne garantit pas un approvisionnement toujours suffisant en période sèche de longue durée.

MATÉRIAUX ET CARRIÈRES

La principale activité extractive de la région concerne les granulats pour la viabilité et la construction. Toutefois, quelques carrières artisanales produisent de la pierre de dallage extraite des "Dalles de Campeaux".

Granite. La bordure nord du massif granodioritique de Vire est trop altérée et arénisée pour avoir suscité une exploitation comme pierre de construction. Quelques emprunts abandonnés, à Noirpalu, à Bourguenolles ont dû être utilisés pour tirer du moellon brut en même temps que l'arène pour le sablage des chemins.

cm. **Cornéennes.** Elles sont largement exploitées dans de très vastes carrières (Saint-Maur-des-Bois, Bourguenolles), la carrière de Noirpalu étant abandonnée. L'aurole de métamorphisme de la granodiorite de Vire offre de grandes possibilités de réserves exploitables. Les cornéennes, grâce à leur dureté, font d'excellents granulats pour le béton et les enrobés. A titre indicatif, citons la production de la carrière de Bourguenolles qui est d'environ 50 000 t/an. Avant son abandon, la carrière de Noirpalu produisait, en 1974, 30 000 t/an d'agregats pour la viabilité.

cog. **Conglomérats.** Le Poudingue pourpré, lorsqu'il est silicifié, est une roche très dure ayant été largement utilisée dans la région pour la construction. C'est, par exemple, la "pierre de Mauny" à Hambye qui a servi, entre autres, à la construction du château médiéval de Gavray et de l'abbaye d'Hambye. De nombreuses carrières abandonnées jalonnent les deux flancs de la Zone bocaine : citons les carrières de Gavray, du Mesnil-Aubert, de la Lucerne-d'Outremer, de la Colombe et de Montbray ; cette dernière est encore exploitée et produit des granulats de viabilité.

grs, grsp. **Grès.** Les grès micacés cambriens se débitent en dalles plus ou moins épaisses et sont de ce fait exploités comme matériau de dallage au Mesnil-Villeman (carrières du Hamel Yvon et de l'Hotel Navet). Le faciès le plus propice à cette exploitation est le grès fin vert rubané k4c. Les autres faciès gréseux des "Dalles de Campeaux" ont surtout été utilisés comme granulats : carrières d'Hambye, de la Bloutière.

Des grès et schistes briovériens ont localement été extraits comme granulats de viabilité à Lengronne (carrière de la Perrelle), au Mesnil-Aubert (carrière d'Urville), à la Lucerne-d'Outremer (dépôt Ponts-et-Chaussées) ; toutes ces carrières sont à présent abandonnées.

Quartzites. La formation des Grès de Montabot, constituée de quartzites blancs massifs, a été exploitée au Mont Robin, vraisemblablement comme matériau de viabilité. Cette exploitation est abandonnée de nos jours.

Des expériences de comportement au gel d'un certain nombre de roches de la région ont été effectuées par J.P. Lautridou (1984) : globalement, il constate que les schistes briovériens de Lengronne sont gélifs, que les conglomérats de base cambriens de Villedieu et de la Colombe ne sont pas gélifs, ainsi que les grès et conglomérats de la Bloutière ; par contre, les grès de la formation k4 sont résistants au gel alors que les psammites de Mesnil-Rogues sont gélifs. Enfin, les grès de Montabot ne sont pas gélifs. Ces résultats, livrés à titre indicatif, sont évidemment liés à la texture et la porosité de chaque roche.

GÎTES MINÉRAUX

<i>Nom du gîte</i>	<i>Indice de classement national</i>	<i>Substance</i>	<i>Minéraux</i>	<i>Forme du Gîte</i>	<i>Roche encaissante</i>	<i>Remarques</i>
Le Grand Buisson	2.4001	Ba	Barytine	Filonnet	Phyllade	Filonnet de barytine trouvé au fond d'un puits pour eau
Brière-Castel ou Trou de l'Enfer, Trou du Diable	4.4001	Cu	Quartz Malachite	Filon	Grès Schiste	Excavation abandonnée depuis des siècles, fosse inondée. Selon la tradition orale, il s'agirait d'une ancienne mine
La Hervière	4.4002	Cu	Quartz Chalcopyrite	Filon	Grès Poudingue	En 1971, une campagne de géochimie à couvert l'ensemble de ces indices
Signal de Montbray	4.4003	Cu	Quartz Chalcopyrite	Filon	Grès Poudingue	Dans l'ancienne carrière de grès de Montbray
La Chapelle Celin	8.4001	W	Quartz Wolframite	Placer	Alluvions sur le granite de Vire	

L'inventaire du territoire métropolitain met en évidence, sur cette feuille, plusieurs anomalies en cours de développement.

La Chapellière, As-Pb, issue de la géochimie stratégique, est située dans la granodiorite mancellienne. Elle s'allonge au droit de la faille de Villedieu.

Des essais de points Pb-Zn-As liés à des occurrences leucogranitiques se situent à la Chapelle-Cécelin, la Gousserie, Coulouvray.

Un autre groupe d'anomalies :

- Cu-Zn lié à la transgression cambrienne : la Briancière, la Petite Brière
- Pb-Zn-Cu-As lié au Briovérien : le village Hecquart et Lengronne
- Pb-Zn lié à un synclinal dévonien : le Mesnil-Aubert
- Au : Courson, groupe de prélèvement positifs en géochimie stratégique alluvionnaire

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Dans le *guide géologique régional* de Normandie par F. Doré et collaborateurs, l'itinéraire n° 7 comporte quelques informations relatives au massif granitique de Vire, ainsi qu'une description succincte des terrains paléozoïques, exploités dans la carrière de la Bloutière (au Nord de Villedieu-les-Poêles).

BIBLIOGRAPHIE

AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.Y., COCHERIE A., FOUILLAC A.M. et ROSSI P. (1983) - Caractérisation des granitoïdes du batholite mancennien, implications métallogéniques. Colloque A.T.P., Géochimie et Métallogénie, Bonas, 16-17 juin 1983, p. 20-35 (inédit).

BAMBIER A., BEURRIER M., DORÉ F., ENOUF C., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.-P., RIOULT M., VERRON G. et VILLEY M. (1983) - Notice explicative de la feuille Flers-de-l'Orne à 1/50 000. Editions du BRGM, 44 p.

BERTON Y., CAUTRU J.-P. *et alii* (1974) - Inventaire des ressources en matériaux de carrière du département de la Manche. Rapport BRGM n° 74 SGN 411 PNO (inédit).

BIGOT A. (1904) - Le massif ancien de Basse-Normandie et sa bordure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), IV, p. 909-953.

BIGOT A. (1905) - Sur l'âge du granite de Vire. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 1.141, p. 739-740.

BIGOT A. (1913) - Sur la structure de la Zone bocaine. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 157, p. 1485-1488.

BIGOT A. (1928) - Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Coutances (n°44), 2e éd., 6 p.

BIGOT A. (1942) - Notes de géologie normande XXIII : Ouest de la Zone bocaine (feuille de Coutances). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), II, p. 37-43.

BONNISSENT M. (1870) - Essai géologique sur le département de la Manche. *Mém. Soc. Sc. nat. de Cherbourg et d'Avranches*, 430 p.

CARRON J.-P., DUJON S.-C. et JONIN M. (1978) - A propos des enclaves de la granodiorite de Vire : quelques indications préliminaires sur l'évolution des propriétés physiques des magmas granitiques au cours de leur cristallisation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 20, p. 739-744.

CAUMONT A. de (1835-1838) - Essai sur la distribution géographique des roches dans le département de la Manche. *Mém. Soc. linn. Normandie*, vol. 5, p. 239-281, vol. 6, p. 249-278.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C, RABU D., SAUVAN P. et VILLE Y M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM*, (2), sect. I,1-2, p. 3-18.

CHAURIS L. (1956) - Sur les relations du Cambrien et du granite de Vire (Normandie). *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 242, p. 3092-3094.

CHAURIS L., DANGEARD L., GRAINDOR M.J. et LAPPARENT A.-F. de (1956) - Les principaux batholites granitiques du Bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 243, p. 77-79.

CHAUVEL J.-J. et MANSUY C. (1981) - Le Protérozoïque du Massif armoricain (France) : données micropaléontologiques actuelles. *Precambrian Research*, 15, p. 25-42.

COGNÉ J.-(1962) - Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques structuraux et paléogéographiques (*sic*) de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 4, p. 413-430.

COGNÉ J. et WRIGHT A.E. (1980) - L'Orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. Colloque C6, 26e Congrès géol. intern., p. 29-55.

COGNÉ J. *et alii* (1980) - Notice explicative de la feuille Saint-Cast à 1/50 000. BRGM, Service géologique national, 41 p.

DANGEARD L., DORÉ F. et JUIGNET P. (1961) - Le Briovérien supérieur de Basse Normandie (étage de la Laize), série à turbidites, a tous les caractères d'un flysch. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, (2), vol. 4, p. 251-261.

DANGEARD L. et GRAINDOR M. (1951) - Sur la structure de la Zone bocaine dans la région de Pontfarcy, près Vire (Calvados). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 212-213.

DORÉ F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse Fac. Sc. Caen, 790 p. (inédit).

DORÉ F. (1970) - Sur une nouvelle formation du Cambrien de la Zone bocaine : les "grès de la Bloutière"(Manche). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 101, p.100-116.

DORÉ F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1.14, p. 79-93.

DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C, PAREYN C. et RIOULT M. (1977) - Normandie. Collection des Guides géologiques régionaux, dirigée par C. POMEROL. Masson éd., 190 p.

DORÉ F. (1984) - Le problème de la limite Précambrien-Cambrien : les données du Massif armoricain. 10e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 2-6 avril 1984, p. 187.

DOUBINGER F. et PONCET J. (1964) - Découverte de micro-organismes dans la série rouge de Montmartin (Manche). Attribution de cette série au Dévonien moyen ou supérieur. *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 258, p. 1004-1006.

DUPRET L. (1974) - Relations structurales entre les formations briovériennes de la région de Granville-Saint-Pair (Massif armoricain). Thèse Fac. Sc. Caen, 125 p. (inédit).

DUPRET L. et LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogènes cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 2-6 avril 1984, p. 200.

ELHAÏ H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude morphologique. Bière éd., 624 p.

ENOUF C. (1981) - Analyse stratigraphique et structurale de la couverture paléozoïque de la Mancellia : cartographie des feuilles de Fiers et Domfront (Orne) à 1/50 000. Thèse Fac. Sc. Caen, 134 p. (inédit).

FEUILLADE J. (1956) - Géologie de la région du Mesnil-Aubert (Manche). D.E.S. Fac. Sc. Caen, 37 p. (inédit).

FEUILLADE J. (1961) - Géologie de la région du Mesnil-Aubert (Manche). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), 2, p. 67-78.

GRAINDOR M.-J. (1953) - Sur l'âge du granite d'Athis (Orne). *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 236, p. 504-506.

GRAINDOR M.-J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Carte géol. France*, 211 p.

GRAINDOR M.-J. (1963) - Remarques sur les synclinaux paléozoïques de la feuille de Coutances au 80 000e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 273,59, p. 1-19.

GRAINDOR M.-J. (1965) - Plissements assyntiens, baïkaliens, cadomiens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 7, p. 93-101.

GRAINDOR M.-J. (1966) - Structure de la Zone bocaine dans la région de Percy (Manche). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), vol. 6, p. 38-45.

GRAINDOR M.-J. (1967) - Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Coutances (n°44), 3e éd., 8 p.

GRAINDOR M.-J. et WASSERBURG G.J. (1962) - Déterminations d'âges absolus dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 254, p. 3875-3877.

GUIGUES J. et DEVISMES P. (1969) - La prospection à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 71, 172 p.

JONIN M. (1973) - Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité dubatholitemanceau (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 277, p. 281-284.

JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancennien (Massif armoricain, France). Etude pétrographique et géochimique. Thèse Univ. Bretagne occid., Brest, 319 p. (inédit).

JONIN M. et VIDAL P. (1975) - Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancennia (Massif armoricain, France). *Journal canad. Sc. Terre*, vol. 12, n° 6, p. 920-927.

KLEIN C. (1960) - La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 2, p. 768-778.

KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Assoc. Publ. Univ. Strasbourg, 882 p.

LANGÉVIN C., MINOUX L., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.P., DASSIBAT C. et VERRON G. (1984) - Notice explicative de la feuille Avranches à 1/50 000. Editions du BRGM, 54 p.

LAOUENAN J.-P. (1983) - Les leucogranites de la marge nord de la Mancennia (Massif armoricain) dans leur cadre structural. Thèse Fac. Sc. Caen, 185 p. (inédit).

LAUTRIDOU J.-P. (1984) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Univ. Caen (inédit).

LECORNU L. (1884) - Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Coutances (n° 44), 1ère éd., 6 p.

LEDRU P. et BRUN J.-P. (1977) - Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusion granitique : exemple du granite de Flamanville (Manche). *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 285, p. 1199-1202.

LEUTWEIN F. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sciences de la Terre*, mém. 11, Nancy, p. 1-84.

LEUTWEIN F., SONET J. et ZIMMERMANN J.-L. (1972) - Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. Contribution à leur étude géochronologique. *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 275, p. 1327-1330.

MATHIEU G. (1942) - Le métamorphisme autour du granite de Vire et le gisement de ce granite. *C.R. Acad. Sc*, Paris, t. 214, p. 1006-1007.

MINOUX L., JANJOU D. et LANGÉVIN C. (1987) - Notice explicative de la feuille Vire à 1/50 000. Ed. du BRGM.

PASTEELS P. (1970) - Uranium-lead radioactive ages of monazite and zircon from the Vire — Carolles granite (Normandy). *Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, 63, p. 231-237.

PASTEELS P. et DORÉ F. (1982) - Age of the Vire-Carolles granite. Numerical dating in stratigraphy, part II, edited by G. S. ODIN. John WILEY and sons éd., p. 784-790.

ROBARDET M. (1970) - Etude tectonique de la partie centrale de la Zone bocaine (Normandie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t.12, p. 15-22.

ROBARDET M. (1981). Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. mineral. Bretagne*, 20, p. 1-342.

ROBLOT M.-M. (1971) - Etude des roches silico-carbonées du Précambrien armoricain. *Sciences de la Terre*, mém. 20, Nancy, 322 p.

VILLE Y M. (1978) - Décrochements hercyniens dans le Briovérien normand (Balleroy, feuille à 1/50 000). *Bull. BRGM*, (2), sect. I,4, p. 363-369.

CARTOGRAPHIE

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuilles *Coutances* (n° 44) : 1ère édition (1884) par L. LECORNU
2e édition (1928) par A. BIGOT
3e édition (1967) par M.J. GRAINDOR

Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Nantes* (1979), coordination par J.MÉLOUX

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique national, avenue de Concy, Orléans-la-Source, ou au Service géologique régional de Basse-Normandie, 2, rue du Général-Moulin, 14000 Caen.

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au SGR de Basse-Normandie, ainsi qu'au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la présente notice est définie comme suit :

- Introduction, sédiments protérozoïques du Nord-Ouest de la feuille, sédiments dévoniens, sédiments quaternaires, matériaux et carrières, par F. TRAUTMANN, géologue au BRGM.
- Sédiments protérozoïques (au Sud de la Zone bocaine), roches métamorphiques et plutoniques, structuration cadomienne par C. LANGEVIN, géologue au BRGM et F. TRAUTMANN.
- Sédiments cambro-ordoviciens, par L. MINOUX, géologue au BRGM et F. TRAUTMANN, avec la collaboration de D. JANJOU, géologue au BRGM.
- Structuration hercynienne par L. MINOUX et D. JANJOU.
- Histoire géologique, par L. MINOUX.
- Hydrogéologie, par Ph. de la QUÉRIÈRE, ingénieur géologue au BRGM
- Gîtes minéraux, par Ch. VAUTRELLE, géologue au BRGM.
- La coordination a été assurée par F. TRAUTMANN et L. MINOUX.

ANNEXE

COMPOSITIONS CHIMIQUES DE ROCHES MAGMATIQUES

Pourcentage pondéraux des oxydes	Leucogranite		Granodiorite à biotite et cordiérite
	a	b	c
SiO ₂	74,6	75,6	67,70
Al ₂ O ₃	14	13,51	15,30
Fe ₂ O ₃	0,7	0,93	4,43
MnO		0,02	0,04
MgO	0,1	0,05	1,65
CaO	0,1	0,37	1,57
Na ₂ O	4,1	3,94	3,26
K ₂ O	4,7	4,39	3,88
TiO ₂	0,1	tr.	0,65

a : La Haye-Pesnel (SNEA) MGO19 d'après J.P. Laouenan (1983)

b : Rouffigny, RN 176 (V130) d'après M. Jonin (1981)

c : ancienne carrière à 2 km au Nord de Plomb (feuille Avranches) d'après M. Jonin (1981)

DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Leucogranite	
Saint-Pierre Langers (carrière Sernery) n° 302 cf. M. Jonin (1981)	Villedieu (Village de Guérian)
méthode rubidium-strontium sur roche totale	Pa 76/C cf. P. Pasteels et F. Doré (1982)
rapport isotopique initial : ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr : 0.71610.002	méthode uranium-plomb sur monazite seule
525 ± 6 Ma	rapport isotopique initial ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb : 0.0583
	542 ± 9 Ma

Fig. 2 - Colonnes stratigraphiques des sédiments cambro-ordoviciens sur les transversales de Beauchamps, de Villedieu-les-Poêles et de Campeaux

