

CONDÉ-SUR-NOIREAU

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

CONDÉ- SUR-NOIREAU

par

F. DORÉ, I. DUPRET

La carte géologique à 1/50 000
CONDÉ-SUR-NOIREAU est recouverte par la coupure
FALAISE (N°45)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Tongni-sur-Vire	Villers-Bocage	Mézidon
Vire	CONDÉ-SUR-NOIREAU	Falaise
Mortain	Flers-de-l'Orne	Argentan

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CONDÉ-SUR-NOIREAU À 1/50 000**

par

F, DORÉ, L. DUPRET
avec la collaboration de
J. PELLERIN, M. RIOULT, A. LECOINTE, G. VERRON

1993

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

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

-pour la carte: DORÉ F., DUPRET L., DUMESNIL F., PELLERIN J., avec la collaboration de BÉRUBÉ F., DISSLER É., ENOUF C., GÉRARD J., LANGÉ M., LAOÛENAN J.P., GARLAN T. (1993) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Condé-sur-Noireau (175). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Doré, L. Dupret et coll. (1993), 74 p.

-pour la notice: DORÉ F., DUPRET L., avec la collaboration de PELLERIN J., RIOULT M., LECOINTE A., VERRON G. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Condé-sur-Noireau (175). Orléans: BRGM, 74 p. Carte géologique par F. Doré, L. Dupret, F. Dumesnil, J. Pellerin et coll. (1993).

© BRGM, 1993. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1175-0

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>PROTÉROZOÏQUE</i>	7
Briovérien	7
Auréoles thermo-métamorphiques de la granodiorite d'Athis	12
Roches plutoniques	14
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	18
Cambrien l.s.	18
Ordovicien	33
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	37
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	38
<i>QUA TERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	40
GÉOLOGIE STRUCTURALE	44
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	56
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	56
<i>MATÉRIAUX ET CARRIÈRES</i>	59
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	60
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE</i>	60
<i>ASSOCIATIONS VÉGÉTALES</i>	62
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	63
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	63
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	70
AUTEURS	71
<i>ANNEXE 1 : ANALYSES MODALES DE LA GRANODIORITE D'ATHIS</i>	72
<i>ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES IGNÉES</i>	73
<i>ANNEXE 3 : PRINCIPAUX FORAGES ET PUIITS</i>	74

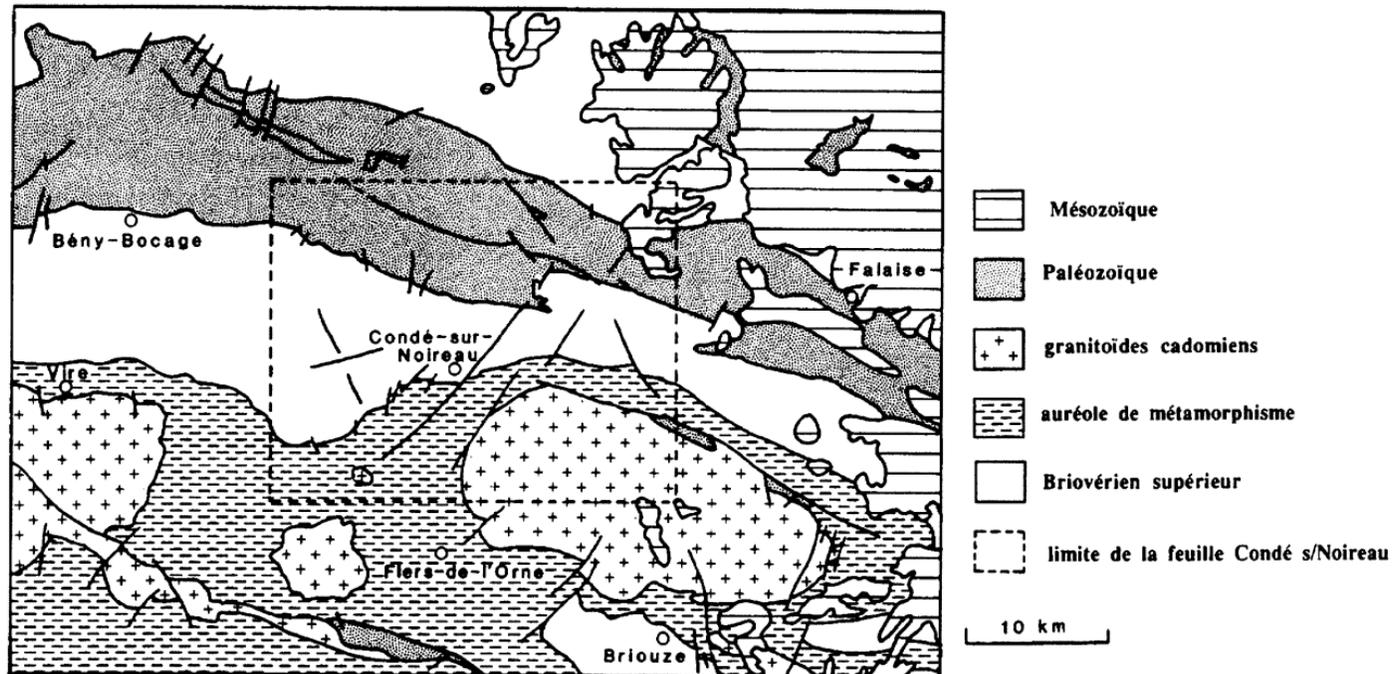


Fig. 1 - Situation de la feuille Condé-sur-Noireau à 1/50 000

INTRODUCTION

La nouvelle feuille Condé-sur-Noireau à 1/50 000, issue du découpage de Pancienne carte géologique Falaise à 1/80 000, s'étend sur une partie du département du Calvados au Nord et du département de l'Orne au Sud ; le massif granitique d'Athis et son auréole métamorphique correspondant approximativement à ce dernier territoire (fig. 1).

L'information géologique relative à cette feuille illustre une grande part de l'histoire géologique régionale : dans les deux tiers sud, les terrains grésoschisteux du Précambrien supérieur (Briovérien), déformés par l'orogénèse cadomienne et injectés de granitoïdes ; au Nord, les terrains paléozoïques, cambro-ordoviciens, engagés dans la structure varisque WNW-ESE du synclinorium de la Zone bocaine. Dans la partie orientale, la surface post-hercynienne porte quelques témoins horizontaux des transgressions mésozoïques, plus ou moins remaniés (argiles à silex) lors des altérations à l'époque tertiaire. L'organisation du relief, à la lecture des seuls documents topographiques ou de l'imagerie satellitaire (Spacelab), mémorise clairement cette histoire.

L'intérêt géologique de cette carte réside principalement dans les thèmes suivants: volcanisme sous-marin interstratifié dans le flysch briovérien (Vassy), discordance du Cambrien sur le socle cadomien tant sédimentaire (flanc sud de la Zone bocaine) que granitique (les roches d'Oëtre), récifs à algues (stromatolites) du Cambrien inférieur, anciennes mines de fer de Saint-Rémy, phénomènes d'arénisation sur le massif d'Athis.

Au plan géographique, on peut distinguer :

- un bas pays bocager où dominent les schistes briovériens (triangle Saint-Vigor-des-Mézerets, Vassy, Pont-d'OUILLY) et dont l'altitude dépasse rarement 200 m ; en dépit d'une dissection molle par l'érosion, la trame cadomienne y persiste selon une orientation WSW-ENE ;
- le plateau granitique d'Athis, empâté d'arènes, à pente générale vers l'Est ;
- un haut pays, aux emprises sylvestres, armé de roches résistantes : la ceinture de cornéennes du massif d'Athis et surtout les barres conglomératiques ou gréseuses du synclinal bocain, à direction armoricaine (WNW-ESE), où les altitudes dépassent souvent 250 m (point culminant à 306 m à Saint-Clair, Nord-Est de la carte). L'inversion de relief y est réalisée.

Le drainage de la région est assuré par l'Orne et ses affluents essentiellement de rive gauche, soit du Sud au Nord, la Rouvre, le Noireau grossi de la Vère, de la Druance et de ses tributaires d'orientation cadomienne (l'Odon, le Tortillon) ou guidée par la fracturation hercynienne (ruisseau de Cresme). La ligne de partage des eaux du bassin de l'Orne et du bassin de la Vire (ruisseaux de l'Allière et de Vaumousse) n'effleure, en direction sub-méridienne, que la bordure nord-ouest de la carte.

Quant aux centres d'intérêt morphologique, ils se doublent souvent d'attraits touristiques : la butte de Cerisi-Belle-Étoile, les méandres de l'Orne et de la Rouvre (roches d'Oëtre), le Pain-de-Sucre et les rochers de la Houle (tremplins de deltaplane), les conglomérats des rochers des Parcs (école

d'escalade de Clécy). Essentiellement rurale et bocagère à l'exception des vallées industrielles de la Vère et du Noireau, cette région canalise en effet ses ambitions touristiques sur le *val d'Orne*, terme plus adapté que celui de Suisse normande.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Des lambeaux de socle cristallophyllien du Protérozoïque inférieur, datés autour de 2 000 Ma*, existent dans le Nord du Massif armoricain (le Pentévrien de La Hague), mais l'histoire géologique relative à la présente région ne commence qu'au Protérozoïque terminal, avec le dépôt du Briovérien supérieur (entre 585 et 540 Ma). Le bassin marginal ouvert au Sud-Est de l'*arc constantien* (Dissler *et al.*, 1988) à partir de 585 Ma, date de l'intrusion de la diorite quartzique de Coutances (Guerrot *et al.*, 1989), s'étend largement sur la Normandie centrale, méridionale et le Maine. Ce *bassin mancellien* est le réceptacle de dépôts granoclassés et rythmés (turbidites), à base de vases, silts et sables argileux, dont l'accumulation monotone constitue le flysch. L'expansion du bassin est attestée par le volcanisme des basaltes tholéïtiques de Vassy. L'épaisseur du flysch atteint vraisemblablement plusieurs milliers de mètres. À cette époque et dans cet environnement profond, les manifestations de la vie (cyanobactéries) s'avèrent discrètes (Mansuy, 1983). La déformation plicative de *Yorogénèse cadomienne* imprime dans le flysch des plis isopaques orientés N 70° E. Ce plissement est daté relativement par l'intrusion de la granodiorite d'Athis vers 540 Ma, laquelle induit dans le Briovérien une auréole thermique de cornéennes et de schistes tachetés.

À la fin du Précambrien, la chaîne cadomienne est érodée. Les glacis de piémont de la pénéplaine alors réalisée se réorganisent en tresses fluviatiles dont les conglomérats et grès pourprés sont classiquement attribués au début du Paléozoïque, c'est-à-dire au Cambrien.

La véritable transgression marine du Cambrien inférieur ne commence qu'avec le dépôt d'alternances silto-gréseuses où divers membres carbonatés se localisent dans la partie orientale du domaine de la carte (succession de l'Orne en Zone bocaine, synclinal de La Forêt-Auvray contre le massif d'Athis). Dans ces boues carbonatées tidales, le piégeage par les algues (cyanobactéries) amène à l'édification de divers stromatolites (Doré, 1969, 1972). Suit un épandage deltaïque de sables feldspathiques (Grès de Caumont) axé sur la vallée de l'Orne. Les alternances silto-gréseuses violacées (Schistes de Gouvix) puis vertes (Schistes du Pont-de-la-Mousse) constituent une puissante accumulation (plus de 1 000 m) de dépôts épicontinentaux, avec de nombreuses traces fossiles, mais une faune à squelette rare (hyolithidés).

La série rouge (Schistes de Saint-Rémy) qui couronne la succession cambrienne et semble en clore le deuxième cycle sédimentaire, n'est pas datée. Un âge ordovicien basai n'est pas exclu.

* Ma : million d'années.

Les dépôts ordoviciens à faune llanvirnienne (Schistes d'Urville) s'étendent, à l'origine, sur toute la région. Vers la base, une séquence de minerai de fer oolitique appartient à Taxe richement minéralisé Halouze—May-sur-Ome du bassin ferrifère bas-normand (Raguin, 1958). D'autres formations ordoviciennes et même siluriennes ont probablement recouvert tout le territoire de la carte ; leur absence actuelle relevant de l'érosion hercynienne. C'est avec la régression mésodévonienne que la sédimentation paléozoïque régionale s'est interrompue.

Au Carbonifère supérieur (vers 310 Ma) et en raison de sa vergence régionale N-S, l'*orogénèse varisque* se traduit par des plis déversés au Sud, mais dont l'érosion fini-paléozoïque n'a laissé subsister que les synclinaux de la Zone bocaine et de La Forêt-Auvray.

Sur le territoire de la carte et seulement dans sa moitié orientale, les premiers sédiments identifiés sur la pénéplaine hercynienne sont des sables ou des calcaires du Pliensbachien (Lias moyen). Suivent des marnes et surtout des calcaires du Toarcien au Bajocien—Bathonien.

Au cours de la longue émergence fini-bathonienne à miocène s'élabore une surface morphogénétique prépliocène (Elhaï, 1963). Celle-ci peut coïncider localement et clinométriquement avec la surface d'aplanissement post-hercynienne (Vérague, 1970). Elle se solde par la silicification de sables du Lias (massif d'Athis) et surtout par l'élaboration des argiles à silex (bois de Saint-Clair, plateau d'Ouilly). L'arénisation profonde du granité d'Athis remonte probablement bien au-delà du Pliocène. Un bombement général, guidé par une fracturation de réemploi d'accidents de socle, pourrait être attribué au Pliocène terminal, voire au Pléistocène (*cf.* discussion *in* Pareyn, 1984). L'encaissement subséquent du réseau hydrographique se marque, lors des oscillations climatiques du Quaternaire, par quatre terrasses fluviales seulement conservées dans la cluse de l'Orne. La dernière période froide n'a laissé qu'une pellicule sporadique de loess.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE

Briovérien supérieur

Pendant ces dix dernières années, des études pétrographiques, sédimentologiques, géochimiques et structurales ont permis une meilleure connaissance du Briovérien du Nord-Est du Massif armoricain (Chantraine *et al.*, 1982 ; Dupret *et al.*, 1985 ; Garlan, 1985 ; Le Gall *et al.*, 1986 ; Dissler, 1987 ; Guerrot *et al.*, 1989). Elles ont conduit à de récentes synthèses sur l'évolution géodynamique de l'orogène cadomien (Dupret, 1988 ; Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990). Le lecteur pourra se reporter également aux notices des cartes géologiques à 1/50000 Granville (Doré *et al.*, 1988) et Coutances (Dupret *et al.*, 1989) dans lesquelles sont présentées des généralités actualisées sur le Briovérien.

En Normandie, le système Briovérien (Protérozoïque supérieur), tel qu'il est cerné par les données radiométriques, est d'âge probablement vendien. Sur la base d'arguments uniquement lithostratigraphiques, une division en deux groupes s'impose aujourd'hui (Dupret, 1988 ; Dissler *et al.*, 1988) :

—le *groupe inférieur* est seulement connu dans le val de Saire et le Cotentin méridional. Il débute par des épanchements volcaniques tholéïtiques (b1) auxquels font suite plusieurs formations sédimentaires (b2) tels les Schistes de Saint-Lô à intercalations de phanites et de grès tuffacés, les Calcaires de La Meauffe et les Schistes de Saint-Pair ;

—le *groupe supérieur* (b3), peu représenté dans le Cotentin, affleure très largement dans le domaine mancellien. Il correspond à une puissance série grésilo-siltiteuse à passées conglomératiques remaniant les formations antérieures. Localement, des coulées de basaltes à pillows (spilites de Vassy) s'y intercalent.

Le Briovérien sédimentaire de cette carte appartient uniquement au deuxième groupe, désigné dans cette partie de la Normandie centrale sous le terme de Formation de la Laize ; aucun repère ne permet de subdiviser cette dernière.

La prospection électromagnétique (procédé Input, doc. interne SNEA-P) a mis en évidence des anomalies positives dans le socle briovérien. Une suite d'anomalies est en relation avec les spilites de Vassy ; d'autres se situent dans le Briovérien sédimentaire métamorphique du Sud-Ouest du territoire de la carte, entre Montsecret et Montilly-sur-Noireau.

b3. Formation de la Laize. Flysch : grès, siltites, argilites noires. Cette formation exclusivement détritique terrigène, à caractère flysch, s'est déposée dans l'environnement marin profond du bassin marginal mancellien qui collecta, durant le Briovérien supérieur, les produits d'érosion de l'arc constantien situé plus au Nord.

Les meilleurs affleurements s'observent le long des vallées de l'Orne (La Lande, Le Moulin-à-Papier, Saint-Christophe, Pont-d'OUILLY, Le Bateau), de la Drance (Les îles, Pontécoulant) et du Noireau (La Rivière, Les Planches). À l'Ouest de Condé-sur-Noireau (Vassy, Lassy), les affleurements sont rares et de médiocre qualité.

Trois faciès lithologiques principaux composent cette formation : des siltites très largement dominantes, parfois finement straticulées, des grès grauwaqueux grossiers à fins, de rares niveaux d'argilites noires. Aucun faciès conglomératique polygénique comparable à ceux de la Formation de Granville, n'a été observé sur le territoire de cette carte ; le micropoudingue de type Averton, signalé par M.J. Graindor (1957) au Nord des Cours (commune de Berjou) n'étant pas cartographiable. Quelques niveaux de brèche sédimentaire intraformationnelle ont été reconnus localement (Est de MesnilVillement). Tous ces sédiments briovériens sont pyriteux, ce qui les distingue, entre autres caractéristiques, de ceux du Cambrien.

Les *siltites*, de couleur gris-bleu lorsqu'elles sont indemnes d'altération, peuvent être parfaitement homogènes ou présenter de très fines lamines claires plus quartzseuses. Elles se composent de grains très fins de quartz (25%) et d'une phase phylliteuse à 60% d'illite et 40% de chlorite ferromagnésienne. L'altération de ces chlorites conduit parfois au développement d'interstratifiés chlorite-vermiculite. Les études diffractométriques de la fraction inférieure à 2 μm ont montré que les indices de cristallinité des illites fluctuent de 2 à 3, ce qui traduit un degré de métamorphisme faible, anchizonal. Les rapports des intensités des pics (001), (002) et (003) des chlorites révèlent leur composition riche en fer, à l'exception de celles provenant des échantillons de la vallée de la Druance (Condé-sur-Noireau et Pontécoulant) et de la vallée de l'Orne dans le secteur du Bô, qui deviennent plus magnésiennes.

Les *grès*, de couleur grise, très immatures et mal classés, sont formés de clastes anguleux. L'analyse modale moyenne portant sur 24 échantillons de grès moyen (Garlan, 1985) donne: quartz (40%), feldspath (11%), fragments lithiques endogènes et sédimentaires (6,3%), micas (4%). Tous ces éléments sont englobés dans une abondante matrice (37 %) à très fins grains de quartz, chlorite, illite et feldspath. Dans le diagramme quartz-feldspath-fragments lithiques (fig. 2), les points représentatifs de ces grès se situent principalement dans les champs des grauwackes subfeldspathiques et des grauwackes feldspathiques à fragments lithiques. Selon les secteurs, des variations de composition sont enregistrées.

Ainsi, au Nord d'une ligne Pontécoulant—Pont-d'OUILLY, les grès ont des teneurs élevées en feldspath, toujours supérieures à 10%, tandis que les grauwackes de la vallée de la Druance et du Noireau montrent un net enrichissement en micas détritiques (11,2%). La nature des éléments lithiques remaniés varie également, déterminant deux domaines : un domaine occidental (vallée de la Druance, Vassy) uniquement à débris de roches sédimentaires (phtanite et grès) et volcaniques (andésites), et un domaine oriental (vallée de l'Orne) où apparaissent aussi des fragments de roches grenues et métamorphiques.

Les *argilites*, homogènes, noires, à grain moyen inférieur à 10 μm , sont rares à l'affleurement et n'apparaissent souvent que sous forme d'intercalations décimétriques. Toutefois, quelques niveaux plurimétriques ont été cartographiés dans l'aurole de schistes tachetés du granite d'Athis à Saint-Pierre-du-Regard et Calligny (cf. *infra*).

Tous les faciès précédemment décrits s'organisent en séquences élémentaires turbiditiques (Dangeard *et al.*, 1961) déposées dans un environnement de cônes sous-marins profonds (Garlan, 1985). Chaque unité de dépôt comprend toujours une phase gréseuse granoclassée (division «a» de A. Bouma, 1962) surmontée d'un épisode silteux laminitique (division « b ») ou homogène (division « e »).

Au Nord d'une ligne Pontécoulant—Pont-d'OUILLY, 60% des turbidites sont du type « ab ». De telles séquences gréseuses sont exposées sur la rive droite de la Druance (carrefour de la D 105 et du chemin de La Hiaule ;

carrière de la Duverie, $x = 385,42$; $y = 1\,134,02^*$), ainsi que dans la vallée de l'Orne, à Saint-Christophe (carrière de la Rustiquerie, $x = 398,40$; $y = 1\,135,85$). Elles comprennent des lits pluridécimétriques, voire métriques, de grauwwackes grossières, puis moyennes, passant à une phase silteuse réduite. De nombreuses figures sédimentaires sont visibles soit à la base des bancs (load-, flute-, rill-, crescent- et groove-casts), soit au sommet (rides asymétriques) ; les figures érosives polarisées indiquent deux directions principales de paléocourants : du Nord vers le Sud (carrière de Saint-Christophe) et du NNE vers le SSW.

Les turbidites situées au Sud de Pont-d'Ouille et dans la vallée du Noireau présentent une organisation séquentielle où domine le type «ae » (80 % des séquences), avec prépondérance de la phase sommitale fine sur l'épisode basai, le plus souvent infracentimétrique, de grauwwackes à grain fin. Les figures sédimentaires sont rares.

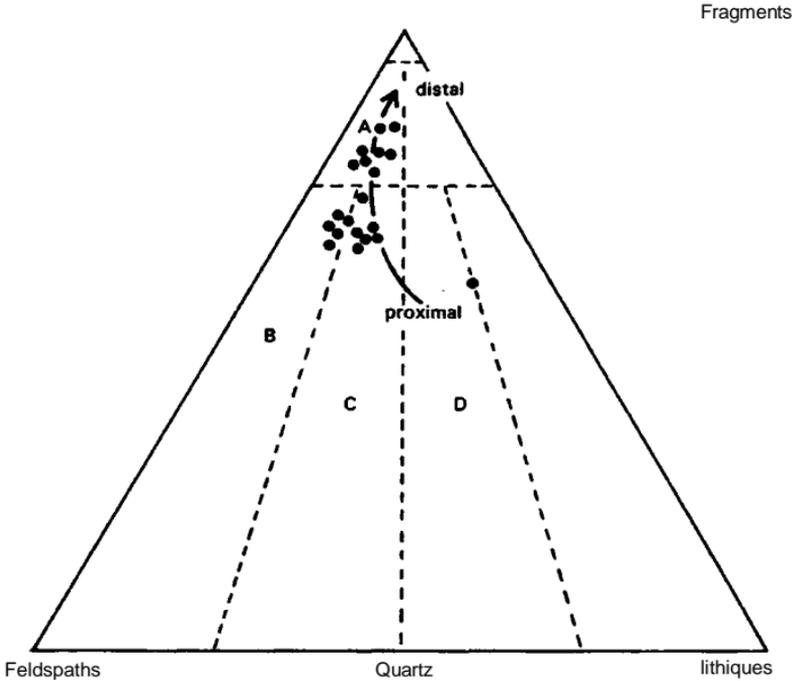


Fig. 2 - Composition modale des grauwwackes du Briovérien supérieur
de la feuille Condé-sur-Noireau dans le diagramme
quartz - feldspaths - fragments lithiques (d'après Garlan, 1985)

* Coordonnées Lambert, zone I.

Ainsi, les caractères pétrographiques et sédimentologiques du Briovérien supérieur situé au Sud de la Zone bocaine évoluent clairement du Nord au Sud : le type de séquence élémentaire varie, l'épaisseur des turbidites diminue, la granulométrie des grès s'affine, leur maturité de composition augmente (fig. 2), les figures sédimentaires se raréfient. Tout ceci s'accorde avec la disparition progressive des caractères proximaux vers le Sud. On passe en effet d'un environnement de cône moyen à celui de cône inférieur, puis à une sédimentation rythmée de plaine abyssale.

L'instabilité gravitaire, inhérente à ces dépôts de type flysch, s'enregistre au travers de nombreuses figures de resédimentation : bancs gréseux à intraclastes argileux (galets mous) ou plus rarement pyriteux, siltites à nodules grauwackeux (slump-balls), brèches intraformationnelles, slumps particulièrement fréquents dans la vallée de la Druance (Pontécoulant) et à Cosseville. Les directions reconstituées des paléocourants et la nature de certains éléments lithiques remaniés dans les grauwackes (phtanites et andésites caractéristiques du Briovérien inférieur de la région de Coutances) conduisent à rechercher vers le Nord les sources d'alimentation du bassin.

Σ^{β} b. **Spilites de Vassy. Tholérîtes (laves, brèches) interstratifiées dans le flysch.** L'existence d'un volcanisme basaltique sous-marin, interstratifié dans le flysch du Briovérien supérieur, a été révélée par le forage de La Chaise (5 km au Nord-Est de Vassy : $x = 383,5$; $y = 1\ 135,3$). La SNEA(P) a implanté ce dernier en 1981 sur une anomalie magnétique positive. La puissance réelle estimée des volcanites atteint 130 m (Bardin, 1981).

Nos levés cartographiques ont mis en évidence sa prolongation :
— vers l'Est : rive droite du ruisseau de la Ségande ($x=384,45$; $y = 1\ 135,45$) ; hameau Launay ; hameau Prépétit ($x = 386,6$; $y = 1\ 135,75$) ;
— vers l'Ouest : de part et d'autre du château de Vassy, borne 258 et carrière ($x = 376,35$; $Y = 1\ 133,40$), et sur le territoire de la feuille Vire (hameau La Bijude).

Les divers faciès des spilites de Vassy constituent ainsi une bande de plus de 12 km de longueur et orientée selon la direction cadomienne N 70°E.

Faciès pétrographiques (Dupret *et al.*, 1985). Ils sont représentés par des laves, des brèches et des dolérîtes :

— les laves spilitiques constituent des coulées massives ou à débit en coussins observées dans le sondage de La Chaise vers 142 m et dans l'ancienne carrière du château de Vassy. La partie interne des coussins présente une texture microlitique intersertale ; la morphologie de l'albite, squelettique et à terminaison fourchue, évoque les figures de trempe des épanchements sous-marins. La mésostase, partiellement calcitisée, contient des amphiboles fibreuses et des vacuoles à quartz, chlorite, épidote, minéraux opaques. À l'affleurement, ces roches sont très dégradées : teinte verdâtre imprégnée d'oxydes de fer, vacuoles. Les roches fraîches sont localement minéralisées en pyrrhotite, et accessoirement en pyrite et chalcopyrite ;

— les brèches sont particulièrement abondantes dans le forage carotté de La Chaise, sous forme d'éléments anguleux, centimétriques, réunis par un ciment vert, chlorito-carbonaté ;

— les faciès microgrenus doléritiques constituent les crêtes boisées du château de Vassy où l'ancienne cartographie (Falaise 1/80 000) les rapportait à des diabases varisques. La texture varie du faciès intersertal à microgrenu. Les plagioclases millimétriques (An40-An65) enserrent des clinopyroxènes limpides plus ou moins ouralitisés en actinote, et des oxydes ferro-titanés. Certains termes accusent cependant une altération prononcée: ouralitisation totale des pyroxènes, saussuritisations des plagioclases, remplacement de l'ilménite par le leucoxène.

Affinités géochimiques. Afin d'éviter les conséquences de la spilitisation et de l'altération, les analyses chimiques (annexe 2) ont porté sur trois termes doléritiques du château de Vassy. Ces laves basiques ont une composition moyenne de tholéïte à olivine normative. Les teneurs relativement élevées en TiO_2 , en éléments de transition (Cr = 269 ppm ; Ni = 90 ppm), rapprochent ces laves de tholéïtes océaniques. Ceci est confirmé par les diagrammes de terres rares réalisés sur des laves du forage de La Chaise et du château de Vassy : aucun fractionnement significatif des lanthanides n'apparaît, le rapport La/Yb étant faible, en moyenne égal à 2.

L'affinité tholéïtique distensive des spilites de Vassy s'accorde ainsi avec le régime en extension prévalant lors de l'initiation et du développement du bassin mancellien au Briovérien supérieur (Dissler *et al.*, 1988).

Signalons enfin que la minéralisation plomb-zinc interstratifiée dans les siltites noires du Briovérien du lieu-dit Morieux (2,25 km à l'Est de Saint-Denis-de-Méré) est probablement à relier au volcanisme des spilites de Vassy (études de l'agence régionale du BRGM).

Auréoles thermo-métamorphiques de la granodiorite d'Athis

Aux abords de la granodiorite d'Athis, le flysch du Briovérien supérieur a subi une recristallisation plus ou moins complète en fonction de sa lithologie initiale et de la distance au contact. La largeur horizontale de cette zone thermo-métamorphique est de 2 km au bord nord du massif d'Athis. Vers l'Ouest, une largeur plus grande, dont le leucogranite de Cerisi-Belle-Étoile ne peut seul être responsable, traduit probablement l'existence de plutons enfouis relayant les massifs d'Athis et de Vire. Depuis le Briovérien non métamorphique jusqu'au contact avec la granodiorite, sont distinguées une auréole externe (distale) de schistes tachetés, encore fissiles, puis une auréole interne (proximale) de roches compactes : les cornéennes.

bS². Schistes tachetés. Avant que n'apparaissent les taches de métamorphisme, les faciès fins du flysch (siltites : bS²[I]) prennent une teinte sombre résultant de la réduction des oxydes ferriques. La première apparition de taches dans certains de ces faciès permet de tracer la limite du Briovérien non métamorphique et des schistes tachetés. Cette dernière passe

approximativement par les communes du Mesnil-Villement, Cahan, Condé-sur-Noireau et Clairefougère.

Dans cette auréole distale, la direction des plis cadomiens, comme celle des anomalies magnétiques de Saint-Pierre-d'Entremont et de Frênes, reste orientée N 70 à N 80° E; elle n'est donc pas affectée par l'intrusion du pluton.

La bande de schistes tachetés, constituée de flysch hétérolithique, a été peu exploitée ; citons la carrière de Fréval, à l'Ouest de Clairefougère (angle sud-ouest de la carte), ouverte dans une séquence de turbidites grauwackeuses. Ces dernières (bS²[2]) constituent plusieurs crêtes entre Saint-Pierre-d'Entremont et Condé-sur-Noireau. Un faciès plus particulier de schistes noirs d'aspects charbonneux constitue plusieurs niveaux, en rive droite du Noireau, entre Cerisi et Saint-Pierre-du-Regard ; la liaison des anomalies magnétiques avec ces faciès noirs est soupçonnée.

La paragenèse métamorphique se traduit, de l'extérieur vers l'intérieur de l'auréole distale, d'abord par un enchevêtrement de chlorite plus ou moins rassemblée en taches, puis par des biotites vertes de petite taille ; des biotites brun-rouge, enfin, coïncident avec l'apparition de blastes de cordiérite pinitisée. Sur la bordure occidentale du massif d'Athis, l'isograde de la cordiérite est atteint au niveau de la vallée du Noireau. Ces minéraux de métamorphisme ne paraissent pas orientés, à l'inverse d'une phase phylliteuse fine qu'ils recourent.

bK²O. Cornéennes à biotite, muscovite et cordiérite. Aux abords de la granodiorite, un bourrelet topographique culminant entre les cotes 200 et 250 m, coïncide approximativement avec la limite schistes tachetés—cornéennes. À l'Ouest du massif, cette limite est jalonnée par un filon de quartz. Les cornéennes sont des roches extrêmement dures et compactes. Le rubanement présenté localement, concurrence avec des variations de teinte, grise à violacée, reflète l'hétérogénéité de la roche-parent. Des structures sédimentaires (litage oblique) peuvent subsister. L'enrichissement en blastes noirs de cordiérite souligne les anciens horizons silteux.

Ces cornéennes sont exploitées dans la vaste carrière du Plafond dans la vallée de la Vère, et l'étaient récemment dans celles de la rive droite du Casse-Cou, entre Pont-Érembourg et Berjou.

Dans cette auréole proximale, la direction des couches de cornéennes n'est plus strictement cadomienne (N 80 °E) ; dans la vallée de la Vère en particulier, sa variation résulte d'une part de l'intrusion tarditectonique de la granodiorite, d'autre part de la tectonique varisque exprimée selon des décrochements senestres orientés N 20°E.

Le faciès métamorphique est celui des cornéennes à cordiérite. Les paragenèses varient cependant en fonction de la nature grauwackeuse ou silteuse du substrat-parent. Les horizons grauwackeux, quand la matrice est peu abondante, présentent une texture polygonale équante, faite de quartz et de plagioclase. La biotite en paillettes brun-rouge, à vif pléochroïsme, y

est de petite taille (50 μm). Les blastes de cordiérite sont peu abondants. Dans les horizons silteux, la cordiérite forme au contraire de grandes plages millimétriques ; outre la pinitisation, elle est remplacée en bordure par de grands blastes de muscovite rétrograde. Entre les cordiérites, une mosaïque de quartz et feldspath est parsemée de biotite, accessoirement de bâtonnets de tourmaline brune. Au contact même, comme dans la vallée de la Vère, en amont de La Petite-Suisse, la cornéenne qui surmonte la granodiorite est enrichie en feldspaths potassiques.

Roches plutoniques

Υ^A c. **Granodiorite d'Athis, à cordiérite.** Le massif d'Athis constitue une ellipse orientée WNW-ESE avec 25 km de grand axe et 12 km de petit axe. Dans le nouveau découpage à 1/50 000, il est représenté sur les cartes Condé-sur-Noireau, Falaise, Argentan et Fiers. Le contour apparaît commandé par la tectonique varisque. Le massif est injecté dans le flysch du Briovérien supérieur avec développement d'une auréole thermique de cornéennes à cordiérite (cf. *supra*). L'âge antécambrien a été démontré par M.J. Graindor (1953) à partir du contact des roches d'Oëtre (synclinal de La Forêt-Auvray) où le conglomérat cambrien surmontant la granodiorite n'est pas métamorphique. Au plan de la radiométrie, les micas de la granodiorite d'Athis ont été d'abord analysés par M.J. Graindor et G. Wasserburg (1962) avec les méthodes (K-Ar et Rb-Sr) et constantes alors utilisées. Les données obtenues par M. Jonin et P. Vidal (1975) pour l'ensemble du batholite mancellien ont été réinterprétées par P. Graviou *et al.*, (1988) : l'isochrone de 551 ± 28 Ma (méthode Rb-Sr sur roches totales) reste compatible avec l'âge U-Pb de 540 ± 10 Ma des monazites de la granodiorite de Vire (Pasteels et Doré, 1982).

Sur le territoire de la feuille, de bons affleurements de granodiorite existent à l'Ouest le long de la vallée de la Vère, entre La Petite-Suisse et Pont-Grat, avec deux carrières (x = 388,75 ; y = 1 127,65 et x = 388,67 ; y = 1127,4), ainsi que dans la vallée du Coisel. Autres affleurements de cette partie occidentale : Les Vallées (2,5 km au Sud d'Athis), borne 264 (Sud-Ouest d'Athis), borne 247 (Nord-Est d'Athis), La Bunodière (vallée du Courteille), anciennes carrières à l'Ouest de Cingal. Dans la partie orientale, la vallée de la Rouvre, en amont ou en aval de Bréel, ainsi que la rive gauche de son affluent le Lembron, autorisent également l'observation de la roche saine et de sa fracturation.

Pour l'essentiel, ce massif est profondément altéré, en particulier dans la partie ouest. La géomorphologie, les formations superficielles de l'arénisation — laquelle peut atteindre 15 m d'épaisseur — ont été minutieusement étudiées par J. Vérague (1970, 1973). Au plan de la cartographie, la notation Υ^A c concerne les régions où la granodiorite affleure au moins à l'état de boules, et J/Yc celles où l'arénisation prédomine ; dans ce dernier cas, une fraction lœssique incorporée à l'arène est indiquée par le symbole $\mathcal{A}\Upsilon$ (cf. « Quaternaire et formations superficielles »).

Macroscopiquement, la roche présente une texture grenue, isogranulaire, à grain moyen, et une teinte gris-bleu en surface polie. La densité moyenne est de 2,75 mais, compte tenu des enclaves diverses, la densité réelle peut être ramenée à 2,6.

Les filons sont rares dans la granodiorite d'Athis. En dehors de ceux de leucogranite du Poirier et des Vallées, respectivement du Nord-Ouest et au Sud d'Athis, leur petite taille ou leur gisement en blocs volants ne permettent pas leur cartographie. Citons par exemple un mince filon d'aplite au Sud de Pont-Huan, des blocs de pegmatite au Nord-Ouest de Ronfeugerai (sur la D 255), à l'Est de Sainte-Honorine-la-Chardonne (cote 217).

Pétrographie. La paragenèse se compose de quartz, plagioclase (oligoclase à andésine), orthose, biotite, muscovite, cordiérite, minéraux accessoires. Au microscope, le plagioclase automorphe est moulé par l'orthose maclé Carlsbad (ou quelquefois perthitique comme à Bréel) et le quartz, lequel peut être cependant xénomorphe en bordure. La biotite, à inclusions de zircon et d'apatite, est souvent chloritisée avec expression de rutile maclé sagénite. L'altération de la cordiérite reste fréquente mais non systématique. Une liste exhaustive des minéraux accessoires est fournie par L. Berthois (1935) à partir des minéraux lourds extraits d'une arène en place : zircon, tourmaline magnésienne et indicolite, apatite, monazite, anatase, almandin. La hornblende verte, la brookite, la staurotite et la sillimanite n'ont été observées que localement. Le grossulaire n'existe que dans la station de La Gaillardière, ainsi qu'au NNE de Notre-Dame-du-Rocher où il est d'ailleurs abondant.

Dans une étude succincte du massif, M. Jonin (1981) a distingué une bordure septentrionale à grain plus fin et enrichie relativement en feldspath potassique et cordiérite. Nos propres analyses modales, limitées à des échantillons du territoire de la carte (annexe 1), semblent confirmer cette distinction de deux zones séparées approximativement par une ligne passant par Sainte-Honorine-la-Chardonne et Notre-Dame-du-Rocher. Placés dans un diagramme quartz—feldspaths alcalins—plagioclases (fig. 3), les échantillons s'étendent sur les champs des granodiorites et des monzogranites de la classification modale de A. Streckeisen (1976).

Géochimie. Les analyses chimiques de la granodiorite à cordiérite (annexe 2) ne concernent que les échantillons du domaine de la carte. Les analyses normatives montrent un taux de corindon variant entre 2 et 7 %. Le problème de l'origine de la granodiorite d'Athis n'est envisageable que dans le cadre plus large de celui du batholite mancellien. Ces granodiorites alumineuses, à biotite et cordiérite, sont issues d'une fusion crustale (granites de type C *sensu* Didier *et al.*, 1982) dont la relation avec la subduction nord-armoricaine est diversement envisagée (Dissler *et al.*, 1988 ; Graviou *et al.*, 1988). Il faut noter que les spectres de terres rares des granodiorites de la Mancellia et des ignimbrites cambriennes sont identiques.

Facturation. Le relevé de la fracturation n'est possible qu'au niveau des vallées (la Vère et le Coisel à l'Ouest, la Courteille et la Rouvre au centre et à l'Est) ou dans les anciennes carrières à l'Ouest de Cingal (hameau du Bos, toponymie coupure 7-8 à 1/25 000). Dans la partie occidentale du massif, la

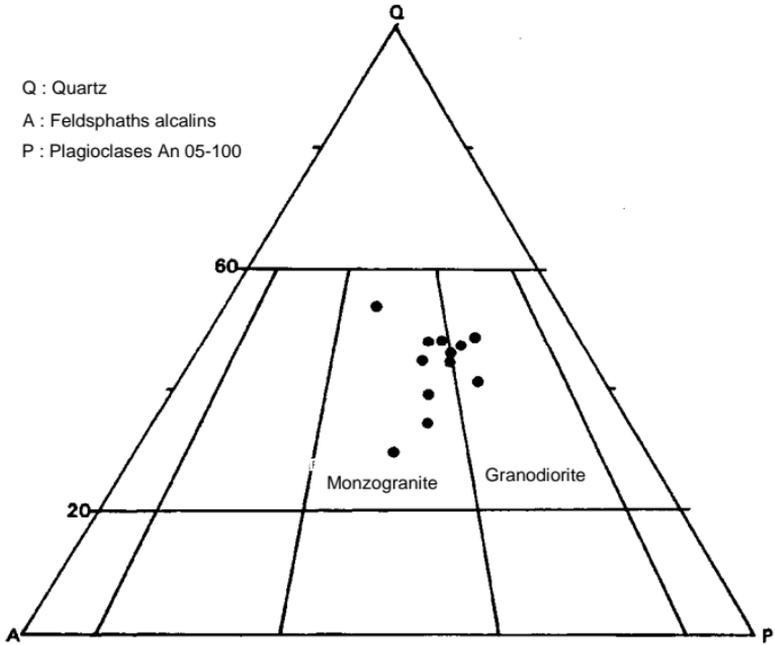


Fig. 3 - Position de la granodiorite d'Athis
du territoire de la feuille Condé-sur-Noireau dans le diagramme
quartz-feldspaths alcalins-plagioclases (classification de Streckeisen)

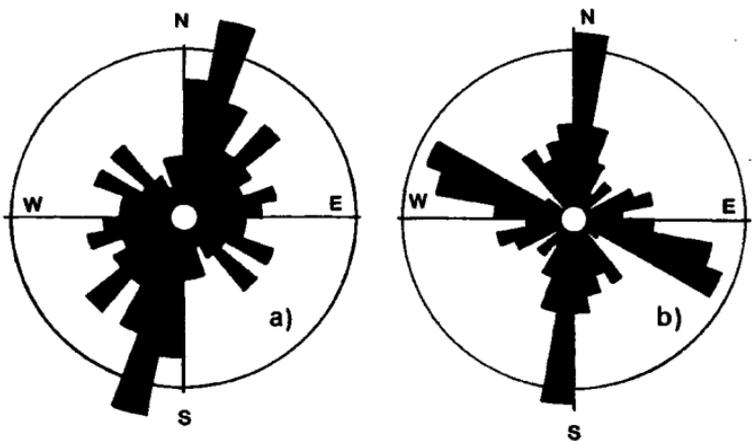


Fig. 4 - Direction de la fracturation dans la granodiorite d'Athis
du territoire de la feuille Condé-sur-Noireau
a) partie occidentale, principalement vallée de la Vère (81 mesures)
b) partie orientale, vallée de la Rouvre (67 mesures)

direction dominante N 25° E (fig. 4a) de grands joints subverticaux est également prépondérante dans les cornéennes, ainsi que dans le flanc sud du pli varisque bocain. Dans la partie orientale (fig. 4b), outre une direction sub-méridienne de fractures, apparaissent des joints N 115° E dont la fréquence croît à l'approche de la faille limite nord. Quand au cours rectiligne des rivières, il obéit à deux directions privilégiées : N 25 et N 150° E.

La fracturation qui peut être perçue de la granodiorite cadomienne, semble relever pour l'essentiel d'une origine varisque.

γ^4 . **Granodiorite d'Athis, faciès à tourmaline et enclaves.** En bordure nord du massif est individualisé un faciès où la tourmaline est particulièrement fréquente, en baguettes centimétriques souvent groupées en houppes, comme observé au Haut-Rocher (Nord-Ouest de La Lande-Siméon) ou entre le Mâly et la fontaine du Val des Érables (Ouest de Ségrie-Fontaine). Dans cette région, la fréquence de la tourmaline est liée à celle des enclaves.

De façon générale, la zone bordière est plus riche en enclaves, comme au Pont-Grat (Ouest du massif, vallée de la Vère) ou à la cote 188 (D 15 de Sainte-Honorine-la-Chardonne à Berjou), mais des affleurements internes isolés apparaissent parfois tout aussi riches, tels qu'au Mesnil (Nord de Taillebois, toponymie coupure 7-8 à 1/25 000) ou au Pont-Huan, en bordure sud de la feuille. La plupart des enclaves, à biotite et sillimanite, sont d'origine sédimentaire ; des textures migmatitiques s'y observent parfois. Les stations à l'Est de Bréel, La Lande-Siméon, La Groudière (2 km au Sud-Est de Bréel) montrent des enclaves microgrenues sombres avec de gros grenats almandin.

γ^1 . **Leucogranite potassique de Cerisi-Belle-Étoile.** Le mont de Cerisi (246 m) est constitué par un leucogranite injecté dans les cornéennes. Le leucogranite réapparaît en rive gauche du Noireau, au lieu-dit Les Vaux-de-Noirée. Ces roches ont été récemment étudiées par J.P. Laouenan (1983).

Le leucogranite de Cerisi, en de médiocres affleurements, dispense un débit en blocs tabulaires. La roche fraîche est de teinte bleu clair, ocre à blanchâtre dans les faciès altérés. En lame mince, le quartz est souvent automorphe, l'orthose perthitique ; la muscovite en nids ou en gerbes domine sur une biotite fortement dégradée. La distribution modale s'établit comme suit : quartz (36,5%), orthose (41,5), albite (7), muscovite (9), biotite (5), tourmaline (1) ; minéraux accessoires : apatite, zircon, sphène.

Les analyses chimiques (annexe 2, éch. 146 L et 1114V) accusent le caractère acide (75 % de SiO₂) et potassique de la roche. La composition normative fournit les minéraux virtuels suivants : quartz (37,95 %), orthose (26,03), albite (29,58), anorthite (0,99), corindon (2,40), hypersthène (0,25), hématite (1,90), magnétite (0,57).

Le leucogranite des Vaux-de-Noirée est constitué par une roche plus fraîche à grain fin ou très fin. L'analyse modale rend compte de sa composition : quartz (43,4%), orthose (40,4), albite (1,6), muscovite et biotite altérée (10,6), sulfures (0,8), minéraux accessoires et d'altération (3,2). L'analyse chimique (annexe 2, éch. 155L) indique une composition

similaire à celle du mont de Cerisi. Les affleurements en bordure de route montrent des faciès particuliers à l'interface leucogranite-cornéennes : endocontact de granite micropegmatitique, filonnets d'aplite à amandes de quartz criblé d'aiguilles de rutile, tourmalinites en filons centimétriques à décimétriques. Une ancienne carrière située au sommet de la butte des Vaux entamait l'apex du leucogranite coiffé de cornéennes : s'y observe un stockwerk avec filonnets de rhyolite sphérolitique et de quartz minéralisé en pyrite, mispickel et cassitérite. La déformation locale des cornéennes atteste d'une intrusion en force de la lame leucogranitique.

Aucune donnée radiométrique fiable et récente ne permet de dater ces leucogranites. Replacés à l'échelle du batholite mancellien, ils apparaissent tardifs par rapport aux granodiorites (Jonin, 1981 ; Laouenan, 1983), sans que leur origine crustale et les contraintes de mise en place puissent être dissociées de l'évolution cadomienne (Dissler *et al.*, 1988).

En dehors de ces affleurements de Cerisi, quelques minces filons de leucogranites se situent dans le massif d'Athis, associés à des faciès pegmatitiques ou micropegmatitiques. Le filon le plus important, orienté N 60° E à partir du Poirier (Nord-Ouest d'Athis), a été activement exploité ; il est enrichi localement en muscovite et gros cristaux de tourmaline isolés ou en houppes.

PALÉOZOÏQUE

Cambrien I.s.

Les formations attribuées au Cambrien sont représentées dans le synclinorium de la Zone bocaine, ainsi que dans le petit synclinal de La Forêt-Auvray (dit encore de Mesnil-Hermei), déversé sur la granodiorite d'Athis. La succession classique de la vallée de l'Orne, entre Caumont-sur-Orne et Clécy, a été initialement décrite par C. Renault (1888) et A. Bigot (1890). À la révision de F. Doré (1969), à laquelle il est largement emprunté, s'ajoutent les observations résultant des nouveaux levés. Si l'on rattache à un Cambrien *lato sensu*, les sédiments s'étendant depuis les conglomérats de base jusqu'aux schistes rouges de Saint-Rémy (non datés, *cf.* ci-après), la puissance de la succession atteint 1 800 m (fig. 5). La sédimentation s'organise selon deux cycles sédimentaires :

I.1. Conglomérats ; 2. Schistes et calcaires ; 3. Grès de Caumont ; 4. Schistes de Gouvix.

II. 1. Schistes du Pont-de-la-Mousse ; 2. Schistes de Saint-Rémy.

Des formations rubéfiées à caractère continental (I.1,I.3, II.2) scandent ces cycles.

Les formations marines présentent les caractères généraux suivants. Un fond commun est constitué d'alternances silto-gréseuses, le plus souvent millimétriques à centimétriques et de teinte verdâtre. Dans ces dépôts néritiques, les intercalations carbonatées portent des marques d'émersion ; les édifices algaires sont fréquents. Les grès sont toujours feldspathiques ;

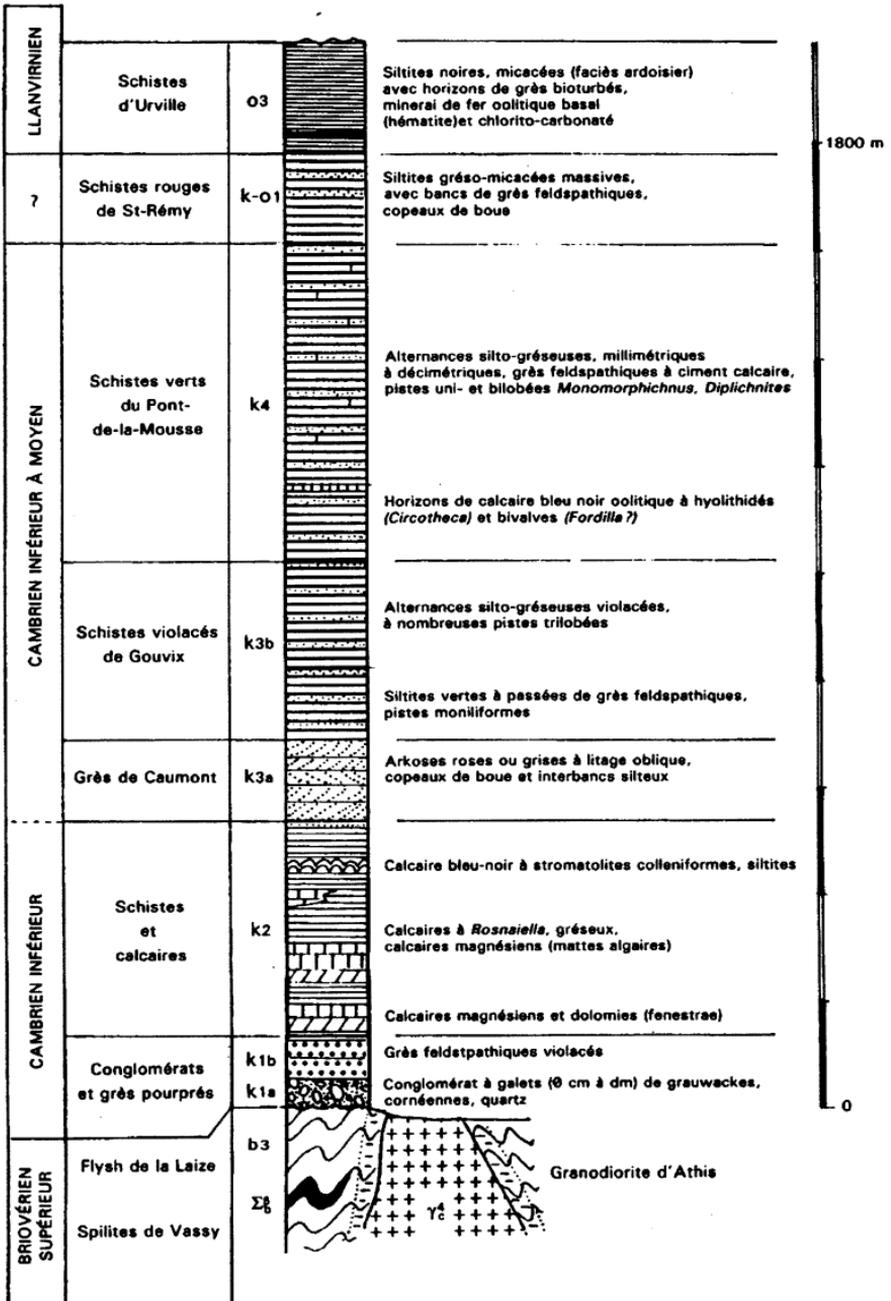


Fig. 5 - Succession synthétique du Paléozoïque de la Zone bocaine (vallée de l'Orne)

le cortège de minéraux lourds se limite essentiellement, dans l'ordre décroissant de fréquence, au zircon, l'apatite, la tourmaline, les oxydes de titane n'étant qu'accessoires. Le caractère anguleux des zircons et la présence d'apatite apparaissent spécifiques des grès cambriens par rapport aux grès ordoviciens de type Grès armoricain ou Grès de May.

L'analyse diffractométrique de la fraction argileuse (inférieure à 2 μm) montre un cortège constant à illite (75 à 55 %) et chlorite (25 à 45 %). Plus exceptionnellement, l'illite peut figurer seule (siltites des Grès de Caumont) ou être uniquement associée à la kaolinite (16 %), comme dans les siltites encaissantes des stromatolites (La Pommeraye). Ces illites de la fraction fine ont un indice de cristallinité (Kubler, 1968) compris entre 2 et 4, affirmant le caractère anchizonal du Paléozoïque régional ; les rapports d'intensité des réflexions (002) et (001) traduisent l'affinité avec les phengites. Les chlorites ont une composition constante, ferromagnésienne, mais plus proche du pôle Fe, comme montré par les intensités relatives des réflexions (001), (002) et (003).

L'analyse diffractométrique des argiles cambriennes ne révèle pas de différence sensible par rapport à celles du Briovérien supérieur.

Formation des Conglomérats et grès pourprés. D'une puissance totale de 100 à 125 m, les « poudingues pourprés » des anciens auteurs constituent des crêtes morphologiques sur les deux flancs du synclinal bocain, morcelées par de nombreuses cluses. Encore peu accusée sur le flanc nord redressé (entre 130 et 145 m), l'altitude culmine entre 240 et 280 m sur le flanc sud, à l'Ouest de l'Orne. La barre des rochers des Parcs, au Sud-Est de Clécy, domine l'Orne de plus de 120 m ; le dénivelé est presque de même ordre entre le point de vue des roches d'Oëtre et la vallée de la Rouvre.

La *discordance angulaire majeure* de ces dépôts continentaux de la base du Cambrien a été observée pour la première fois par H. de la Bèche (1822) au Sud de Clécy, en bordure de la D 562 (carrière dite de la Bruyère des Gouttes ; $x = 392,10$; $y = 1\ 136,10$). Dans cette localité historique de la discordance cadomienne, le flysch briovérien rubéfié est orienté N65°E et plonge au Sud-Est de 70° ; l'inclinaison des conglomérats cambriens est de 15° vers le Nord. La discordance s'observe également à l'Est des rochers des Parcs, au-dessus du tombeau de G. Morin ($x = 395,37$; $y = 1\ 138,15$). Dans la cluse de la Druance, dans la carrière de la roche aux Renards, les géométries respectives du Briovérien et du Cambrien expriment clairement la discordance. Aux roches d'Oëtre, autre site démonstratif (Graindor, 1953), les conglomérats du flanc sud du synclinal de Mesnil-Hermei reposent sur la granodiorite d'Athis et plongent de 20° vers N 40° E.

La cartographie a tenté de distinguer un membre inférieur surtout conglomératique (k1a) à galets de taille variable, céphalaira à pisaire, d'un membre supérieur (k1b) où dominent les grès feldspathiques violacés.

k1a. Conglomérats et grès alternants. La puissance de ce membre basai grossier est de 50 à 60 m. Dans le flanc nord du synclinal bocain, il est surtout constitué de graviers de quartz et de grauwackes briovériennes, avec quelques éclats de phtanite ; les galets de cornéennes paraissent absents.

Dans le flanc sud au contraire, la participation de l'auréole métamorphique du granite d'Athis s'exprime clairement dans les niveaux de base. La composition des conglomérats a été établie sur une classe granulométrique (grand axe des galets compris entre 2 et 8 cm). Non tenu compte des quartz, les pourcentages de galets de Briovérien métamorphique s'établissent comme suit, à partir de la vallée de l'Orne, dans diverses carrières, d'Est en Ouest: aérodrome de Condé-Clécy: 33%; La Haute-Bruyère (Nord de Proussy) : 30 % ; Le Vieux-Douet (Nord-Ouest de Proussy) : 25 % ; carrières de la roche aux Renards (Sud-Ouest de Saint-Pierre-la Vieille) : 24 % ; Saint-Vigor-des-Mézerets : 16% ; Le Bois-des-Monts (Nord de Lassy) : 5% (*).

À l'Est de l'Orne et en direction orientale, se note également le fléchissement de participation des métamorphites ; le pourcentage de celles-ci n'est plus que de 8% à Cordey (feuille Falaise, 1/50 000).

Une gouttière d'alimentation privilégiée en roches métamorphiques apparaît donc orientée approximativement S-N. Dans la station des roches d'Oëtre, le même protocole montre que le conglomérat contient plus de 90% de galets de cornéennes ; ceux de granite font défaut.

La sédimentation est particulièrement hétérolithique. Les bandes de conglomérat alternent avec des grès feldspathiques et des schistes violacés ou verts ; les carrières du Cornu (D 26, à 2,5 km au Nord-Ouest de Lassy) en sont des plus démonstratives. Le classement médiocre s'améliore lors du passage vertical à un conglomérat résiduel fait de graviers quartzeux en bancs métriques à décimétriques et à litage oblique.

La morphoscopie a été effectuée sur les seuls galets de Briovérien, métamorphique ou non, dans les classes granulométriques comprises entre 21 et 84 mm. Dans la semelle conglomératique du Sud de Clécy, la médiane des indices d'éroussé (2 000 r/L : cf. Cailleux et Tricart, 1959) varie entre 325 et 375 ; aux roches d'Oëtre, donc plus près de la source, elle se situe, selon les classes, entre 220 et 320. Dans cette dernière station, l'organisation en tresses fluviales apparaît bien exprimée dans le conglomérat violacé résiduel ; les mesures de paléocourants indiquent un sens dominant d'alimentation orienté WSW-ENE.

k1b. Grès feldspathiques bigarrés (70 m). Ce membre est observable en diverses localités : (1) sur le méridien de Proussy, en de nombreuses et anciennes excavations entre Pouclée, La Porte et le réservoir de La Bitardière; (2) sur la D 166, à l'Est de Saint-Vigor-des-Mézerets, entre les hameaux de La Varende et du Moulin-du-Bœuf ; et (3) rive gauche de la Druance, sur le méridien de Lassy.

Ces grès grossiers à très grossiers possèdent une teinte variable, le plus souvent violacée mais également verte, grise ou ocre. La cohésion varie également. Très hétérométriques et à fragments anguleux, ces grès feldspathiques ou lithiques se composent de quartz, feldspaths potassiques, microquartzites, grauwackes métamorphiques ou non, biotite. La teinte

(*) Sur la feuille voisine Vire, située à l'Ouest, les auteurs n'ont pas relevé la présence de galets métamorphiques dans le conglomérat (Minoux *et al.*, 1987).

violacée est due à un pigment d'hématite couvrant grains cristallins et fragments de roche ou insinué dans le clivage des biotites.

Rappelons enfin que l'attribution de l'ensemble de ces dépôts continentaux au Cambrien s'appuie d'une part sur leur superposition (roches d'Oëtre, Villedieu-les-Pôeles) aux granodiorites de la Mancellia datées, toutes méthodes comprises, de 540-550 Ma ; et d'autre part sur leur subordination à des sédiments marins où apparaît une faune du Cambrien inférieur (Doré, 1984).

k2. Formation des Schistes et calcaires. La puissance totale de cette formation marine transgressive avoisine 400 m, là où elle peut être mesurée dans le flanc nord de la Zone bocaine. La formation est également représentée au Nord du massif d'Athis, dans le synclinal de Mesnil-Hermei (Le Haut-Perron). Dans une sédimentation terrigène constituée d'alternances silto-gréseuses, s'intercalent plusieurs lentilles superposées de carbonates à valeur éventuelle de repères. Seront envisagées la lithostratigraphie régionale des Schistes et calcaires, les options adoptées dans la représentation, ainsi que les limites haut et bas de la formation.

• **Lithostratigraphie régionale des Schistes et calcaires.** Dans la Formation des Schistes et calcaires des synclinaux du Sud de Caen (May, Urville, Zone bocaine), F. Doré (1969, 1972) distingue trois membres carbonatés, soit de bas en haut :

—calcaires magnésiens (Laize-la-Ville, Jacob-Mesnil, Clécy Sud), plutôt massifs, de teinte claire, à structures *de fenestrae* (birdseyes) ; les horizons algaires éventuels sont de petite taille ou constituent des « mattes » finement laminées. Ces calcaires intertidaux contiennent des surfaces à grands polygones de dessiccation ;

—calcaires à *Rosnaiella*. Les faciès du type marbre de Laize y figurent encore à côté de grès feldspathiques grossiers calcareux, de calcaires détritiques à thalles calcifiés, buissonneux, sombres. Ces thalles (*Rosnaiella*) ressemblent à ceux de certaines cyanophytes actuelles. Les échantillons de la localité-type de Rônai (feuille Falaise à 1/50 000) ont livré, après décalcification lente par l'acide formique, une faune à squelette phosphaté (*Halkieridae*, *Lapworthellidae*). Cette première faune à squelette du Massif armoricain pourrait indiquer le Tommotien, soit l'étage prétrilobitique du Cambrien inférieur (Doré, 1990) ;

—schistes à stromatolites. Les édifices de calcaire bleu-noir qu'ils recèlent montrent une architecture de type *Collenia*, en dômes hémisphériques superposés et coalescents. L'appellation de « province stromatolitique de la vallée de l'Orne » rend compte de leur grande extension paléogéographique.

Sur le territoire de la feuille Condé-sur-Noireau, les terrigènes encaissants ont reçu le symbole k2, les intercalations carbonatées sont représentées en bleu avec des symboles indiquant éventuellement l'appartenance à un membre de la succession générale ci-dessus : Calcaires magnésiens de Clécy (k2C) ; Calcaires à *Rosnaiella* (k2R) ; Schistes à stromatolites (k2S). Aucune succession n'expose les trois membres superposés, mais souvent deux d'entre eux sont présents.

• **Sur le flanc nord de la Zone bocaine,** la Formation des Schistes et calcaires donne surtout lieu à une dépression large entre les crêtes des

Conglomérats pourprés et des Grès de Caumont Quelques affleurements de calcaires ont cependant été relevés, soit d'Ouest en Est : au Sud-Est du hameau des Fosses ; à l'Est du Bas-de-la-Courrière ; à 325 m au Sud-Ouest du Bas-Hamel ; entre Boulaye et Bonnceil, où la D 241 les recoupe. Sur le méridien du Val, les carbonates doivent être présents au Nord de la vallée, car des calcaires à birdseyes y sont emballés dans les dépôts de solifluxion.

Le membre des Schistes à stromatolites n'a pas été reconnu, mais il existe à l'Ouest, dans le ruisseau du hameau Cabourg, sur la commune de Saint-Martin-de-Sallen (feuille Villers-Bocage, 1/50 000).

• **Sur le flanc sud de la Zone bocaine**, les faibles pendages N autorisent de larges affleurements de la Formation des Schistes et calcaires. Les lentilles de carbonate cartographiées correspondent à des affleurements réels, ce qui ne préjuge pas de leur absence ailleurs.

La définition de la limite inférieure de la formation s'appuie sur un ensemble de critères: disparition relative des faciès pourprés de la formation précédente, apparition de grès ou siltites verdâtres porteurs de traces fossiles, apparition de carbonates souvent dolomitiques, en bancs individualisés ou au niveau du ciment. Le passage, d'ailleurs varié, entre les formations k1b et k2 peut être observé sur plusieurs coupes (fig. 6) :

— au Sud-Est de Clécy, rive gauche de l'Orne, sur la D168 ;

— au Sud-Ouest de Clécy, sur la D 562 (x = 393,12 ; y = 1 138,10) ;

— à 750 m au Sud-Ouest de Clécy, hameau de La Fontaine, rive gauche du ruisseau de la Porte ;

— carrière du Val-Rosaire, D 298, commune de Périgny (x = 383,75 ; y = 1 139,00).

À ce niveau du **membre des Calcaires de Clécy** (k2C), le passage consiste en une alternance de calcaires dolomitiques ou de dolomies et de siltites violacées. Au sein des séquences mineures carbonatées d'épaisseur décimétrique, des calcaires à *fenestras* passent à des calcaires à lamination fine et vacillante — caractéristique des mattes algaires —, ou à des brèches à intraclastes de dolomie. À titre d'exemple, les mattes algaires peuvent être observées dans les stations suivantes à Clécy : D 133a (x = 393,70 ; y = 1 138,80), D 562 (x = 393,10 ; y = 1 138,12).

La dolomitisation est précoce dans les doublets des mattes algaires et les brèches intraformationnelles. Une dolomitisation tardive paraît répartie de façon irrégulière, comme l'attestent les dolomies macrocristallines (D 562 : x = 393,07 ; y = 1 138,47).

Plus que ne l'indiquait l'ancienne cartographie (Falaise, 1/80000), ces niveaux de base plus ou moins dolomitiques se prolongent vers l'Ouest, avec des interruptions, jusqu'au cours N-S de la vallée de la Druance. Citons d'Est en Ouest, les hameaux où d'anciennes carrières signalent leur présence : Cantelou, Le Digard, Le Val-Mérienne, Le Val-Rosaire, Marsangle. Dans ces dernières localités n'existent plus que de minces lentilles de calcaire dolomitique souvent décalcifié ; la roche se réduisant parfois à une dolomie brune pulvérulente.

Le **membre des Calcaires à Rosnaiella** (k2R) n'existe — ou n'a pu être reconnu — que dans les successions du voisinage de la vallée de l'Orne. Il commence par des alternances de siltites et de grès feldspathiques plus ou moins grossiers, à éléments anguleux et mal classés. Ensuite, la

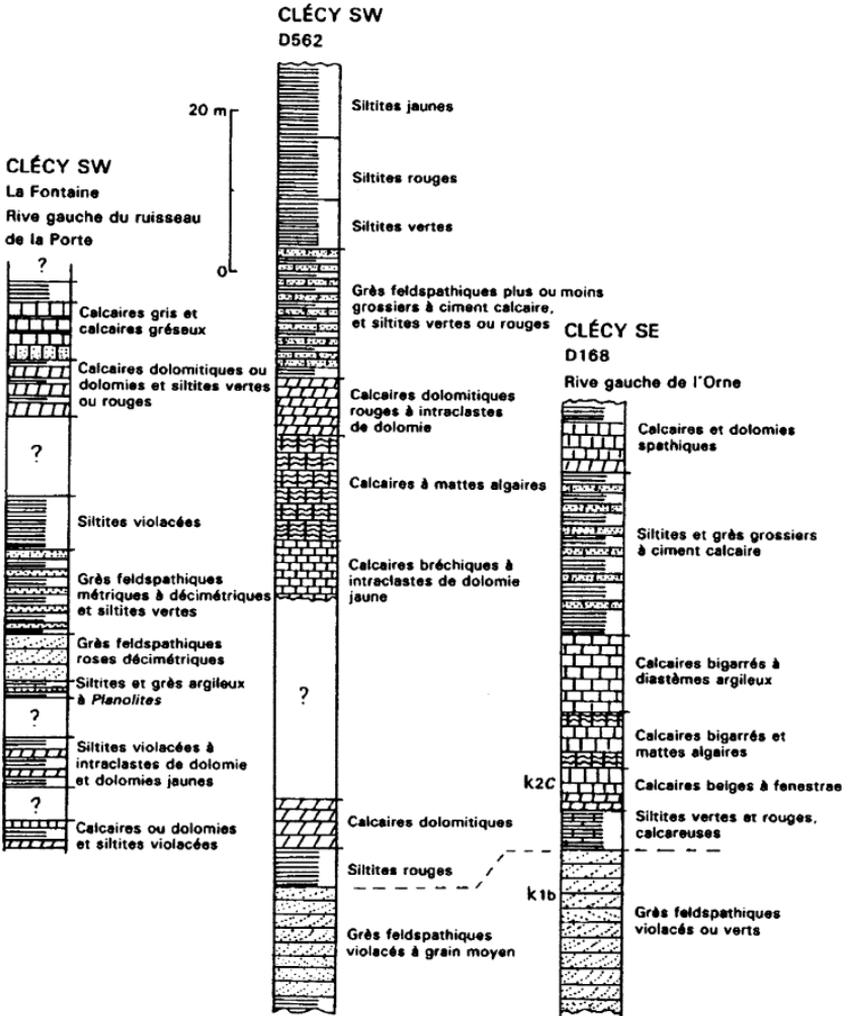


Fig. 6 - Succession lithologiques de la base des Schistes et calcaires (k2C) dans le flanc sud de la Zone bocaine (vallée de l'Orne)

sédimentation carbonatée comprend, entrelacés avec des faciès identiques à ceux des calcaires dolomitiques de base, des calcaires noduleux gris ou bleu-noir, des calcaires détritiques. La série qui affleure depuis l'ancienne carrière du four à chaux de Clécy (x = 393,65 ; y = 1139,05) jusqu'au hameau de Cantepie (D133 c), reste dans ce membre carbonaté.

Les faciès algaires caractéristiques — les Calcaires à *Rosnaiella* s.s. — peuvent être observés dans deux stations de la commune du Vey :
— départ du chemin (x = 394,37 ; y = 1 139,15) de l'église du Vey au Physicien ;
— anciennes carrières (x = 393,65 ; y = 1 139,05), hameau du Petit-Pré.

Ce sont des calcaires détritiques gris ou roux quand ils sont dolomitisés ; la fraction argileuse et quartzreuse peut être élevée, ce qui donne aux échantillons décalcifiés des affleurements un aspect scoriacé. Les surfaces polies verticales montrent des thalles noirs, tortueux, dressés verticalement sur 1 à 20 mm de hauteur. La croissance s'effectue de trois façons : addition verticale de colonies, ramification dichotome ou polytome, bourgeonnement latéral. En lame mince alternent des ménisques de calcite claire et de calcite pigmentée de matière organique ; mais, perpendiculairement à cette structure coloniale, les filaments algaires sont rarement conservés. Cette algue, qui rappelle les genres paléozoïques *Chabakovia* et *Renalcis*, peut être rapprochée de cyanophytes actuelles telles que les stigonémées (Doré, 1969).

L'accumulation sédimentaire procède de la rétention latérale de sédiments détritiques par les touffes coloniales dressées. Il n'y a pas de lamination comme dans les mattes algaires ou les stromatolites. J. Aitken (1967) a proposé le nom de *trombolites* pour de tels édifices.

Le membre des **Schistes à stromatolites** (k2S). Dans la partie supérieure de la Formation des Schistes et calcaires, tous les horizons de calcaire bleu-noir à patine blanchâtre sont des stromatolites, ce qui justifie l'appellation de ce membre.

La province stromatolitique de la vallée de l'Orne (Doré, 1969), identifiée dans les synclinaux de May, d'Urville et de la Zone bocaine, ne couvrirait que la moitié orientale du territoire de la carte. À l'Ouest du méridien de La Vilette—Proussy, ce membre des Schistes à stromatolites n'existe pas ; à l'Est, il est par contre très constant, comme en témoignent les nombreux gisements découverts et répertoriés ici, d'Est en Ouest, dans le flanc sud de la Zone bocaine :

— commune de Pierrefitte-en-Cinglais : lieu-dit Val-la-Hère (x = 401,55 ; y = 1 136,20) ; ruisseau d'Orival (x = 399,35 ; y = 1 137,15) ;

— commune de La Pommeraye : D 168b (x = 398,40 ; y = 1 137,65) ;

— commune du Vey : vallon au Sud-Ouest du Physicien (x = 392,40 ; y = 1 140,05) ;

— commune de Clécy : château de la Landelle (x = 392,40 ; y = 1 140,05) ; hameau des Férey, anticlinal du Val-Foumet (x = 391,10 ; y = 1 139,85) ; Hameau-Sébire, chemins au Nord (x = 391,92 ; y = 1 137,90) et à l'Ouest ; carrefour de la D 133a et du chemin des Binettes (x = 390,75 ; y = 1 137,70).

Les terrigènes encaissants sont tout à fait caractéristiques par leur teinte sombre et la régularité des alternances millimétriques de siltites et de grès fins calcaireux ; l'analyse diffractométrique de la fraction fine y révèle la présence de la kaolinite—ce qui est exceptionnel dans le Paléozoïque — à côté de l'illite toujours dominante.

La puissance des horizons stromatolitiques varie de quelques centimètres à un mètre. La médiocrité des affleurements ne permet guère d'observer plusieurs horizons superposés, exception faite toutefois pour les stations de la Landelle (fig. 7a) et du Val-la-Hère.

Par la géométrie de leurs enveloppes externes et des feuillets plus saillants des sections verticales, ces édifices entrent dans la catégorie des stromatolites stratiformes de HJ. Hofman (1969). Sont fréquentes les formes planes largement étalées, avec empilements contigus de calottes hémisphériques (Les Férey, la Landelle, Val-la-Hère). Des formes discoïdes, ourlées latéralement (Val-la-Hère) ou bourgeonnantes (La Pommeraye, fig. 7b) s'avèrent plus rares. L'expansion physique des carbonates entraîne localement des structures en *tee pee* (Adams et Frenzel, 1950), comme dans le gisement de la Landelle.

La texture interne montre une disposition fréquente chez les stromatolites : la lamination vacillante (Maslov, 1953), remplacée localement et surtout en bordure des édifices par une texture bréchique.

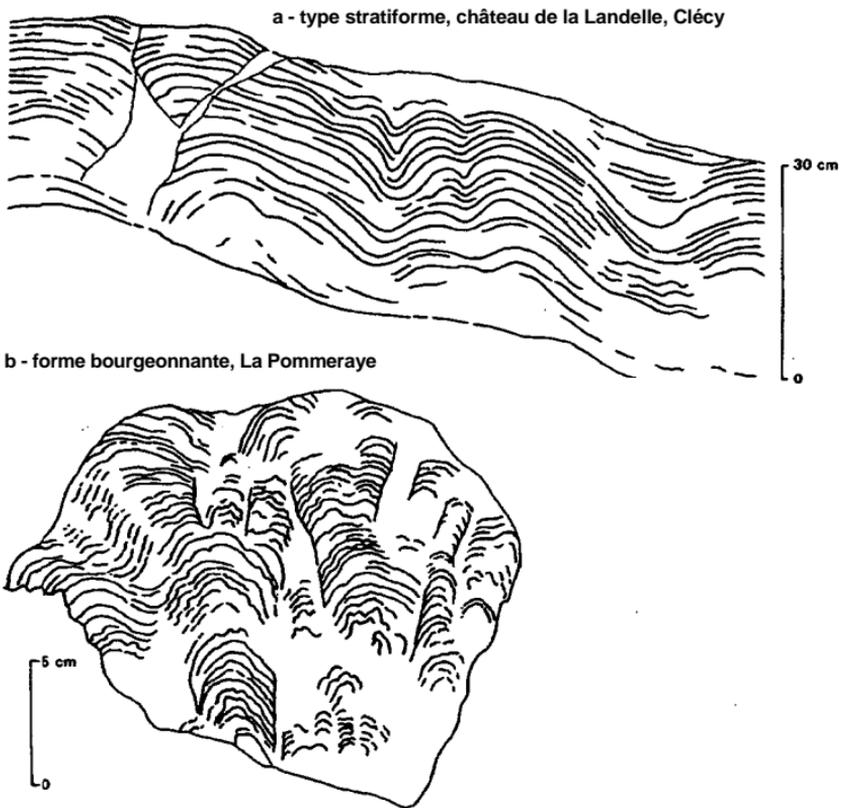


Fig. 7 - Stromatolites cambriens de la Zone bocaine

Les sections verticales présentent une alternance de couches claires et sombres, d'échelle millimétrique à demi-centimétrique, mais deux cycles de lamination apparaissent emboîtées, car les lames minces révèlent des lamines élémentaires d'épaisseur fort variable (150 à 800 μm), que sépare occasionnellement un film irrégulier de dolomite macrocristalline (taille moyenne des cristaux : 125 μm). Les lamines sont constituées de calcite plus ou moins chargée d'un pigment organique brun (taille moyenne des cristaux : 75 μm) et plutôt orientée perpendiculairement à la lamination. La recristallisation a rarement épargné les particules élémentaires de grumeaux micritiques. Le rôle des terrigènes est quasiment nul. Dans ces stromatolites, comme dans tous ceux de la province, les filaments ou cellules algaires n'ont pas été observés.

Notons enfin que si ces stromatolites constituent un repère lithostratigraphique régional, ainsi qu'un indicateur de milieu tidal ou subtidal, ils n'ont pas de valeur biostratigraphique réelle.

À son sommet, la Formation des Schistes et calcaires se termine par une alternance (65 m) où des grès arkosiques en bancs décimétriques à métriques deviennent dominants par rapport aux interbancs de siltites verdâtres micacées ; ce passage progressif à la formation suivante peut être observé au flanc nord de la Zone bocaine, au Sud-Est de Caumont (hameau des Rivières, D 562).

k3a. Formation des Grès de Caumont Arkoses dominantes. Cette appellation locale de Grès de Caumont a été donnée par A. Bigot (1890). Plus largement, ces grès feldspathiques (Doré, 1969) existent également dans les synclinaux de Ranville, May et Urville. Dans le domaine de la feuille Condésur-Noireau, la formation s'étend sur la moitié orientale du synclinal de la Zone bocaine, avec diminution d'épaisseur du Nord au Sud: 150m au niveau de la carrière de Caumont (D 562), 60 m dans l'anticlinal médian du Val-Fournet (Roche-Taillis), quelques mètres au Sud-Est de Saint-Pierre-la-Vieille (La Bremonnière), où en est tentée une ultime représentation.

Les limites haut et bas de la formation restent imprécises car progressives. L'appartenance aux Grès de Caumont commence avec le dépôt de grès feldspathiques ou d'arkoses de teinte claire, en bancs décimétriques à métriques, à litage oblique.

La meilleure succession s'observe au flanc nord, sur la rive droite de l'Orne (D 562), avec de bas en haut :

- alternance (60 m) de grès arkosiques gris ou roses, en bancs de 20 cm à 100 cm, et de siltites verdâtres épaisses de 10 à 20 cm ;
- alternance (60 m) de grès arkosiques roses de plus en plus massifs (20 cm à 5 m) et de minces intercalations (5 à 15 cm) de siltites rouges très micacées ; des copeaux de dessiccation sont fréquemment remaniés à la base des grès ;
- alternance (30 m) de grès arkosiques gris foncé ou roses (50 cm à 3 m), à interbancs de siltites verdâtres (5 à 20 cm).

Les bancs de grès sont constitués de faisceaux obliques (pente maximum : 20 à 25°), plans ou ondulés, de 10 à 15 cm d'épaisseur. Les rides de courant et d'oscillation, des chenaux, traduisent la dynamique du dépôt.

Occasionnellement s'observent des remaniements sédimentaires sous forme d'horizons de pseudo-nodules (Roche-Taillis, rive gauche de l'Orne, à Clécy).

Ces grès moyens à fins contiennent 20 à 50 % de feldspaths, les faciès fins paraissant plus riches en plagioclase. Quelques grès montrent des grains couverts d'une pellicule d'oxydes de fer, mais plus couramment les feldspaths non usés sont noyés dans un ciment quartzeux. Les phyllites détritiques sont des chlorites dans les faciès gris ou des biotites avec exsudation d'oxydes dans les faciès rouges. Les grains lithiques de volcanite s'avèrent rares, tout comme les phosphates en grains vermiculaires.

La faune manque ; les traces de vie sont rares, n'étaient quelques pistes unilobées et pistes en chapelet relevées dans la carrière de la localité-type. Cette sédimentation qu'interrompaient de fréquentes émerSIONS, a été interprétée comme s'étant effectuée dans des conditions deltaïques. Une origine septentrionale — et non mancennienne — de ces matériaux feldspathiques a été proposée par F. Doré (1969), sur la foi de plusieurs gradients : —de puissance : plus de 600 m dans les synclinaux de Ranville, May et le flanc nord du synclinal d'Urville, 315 m dans le flanc sud de ce dernier synclinal. En Zone bocaine, la réduction d'épaisseur, déjà soulignée, va dans ce même sens N-S ; à Saint-Rémy et sur la rive gauche de l'Orne, la carrière de La Méheudière (x = 392,20 ; y = 1 140,05) montre l'entrelacement des Grès de Caumont et d'alternances silto-gréseuses violacées ou vertes de la Formation de Gouvix ;

—de granulométrie : des grès très grossiers, y compris à grains pisaires de phtanite, ne se rencontrent que dans les synclinaux du Nord ;

—de courant : le sens final de transport est orienté N-S dans les synclinaux de May et d'Urville.

La province distributrice pouvait se situer au niveau de la Manche actuelle, entre le Cotentin et la baie de Seine. Dans cette dernière région, un forage de l'avant-port du Havre (GDF 496) a d'ailleurs atteint, à la profondeur de 446 m, une granodiorite d'affinité cadomienne probable (inédit).

k3b. Formation des Schistes violacés de Gouvix. Alternances silto-gréseuses. Entre les Grès de Caumont et les Schistes de Saint-Rémy, une accumulation terrigène, puissante de plus de 900 m, est constituée d'alternances silto-gréseuses dans laquelle nulle subdivision n'était distinguée sur la feuille Falaise (1/80 000, 4^e édit). La présente cartographie retient deux formations : les Schistes violacés de Gouvix, les Schistes verts du Pont-de-la-Mousse. L'appellation de Schistes de Gouvix a été introduite implicitement par A. Bigot (1904) dans la succession du flanc nord du synclinal d'Urville et étendue à la Zone bocaine (Doré, 1969). Du Nord au Sud, à travers les deux flancs de ces synclinaux, l'épaisseur des Grès de Caumont décroît cependant que celle des Schistes de Gouvix augmente ; ce qui a fait considérer ces derniers comme l'équivalent latéral des Grès de Caumont. Cette notion doit être amendée, car la Formation de Gouvix peut être reconnue sur l'ensemble du territoire de la feuille Condé-sur-Noireau.

L'identification de la Formation de Gouvix requiert plusieurs critères : alternances silto-gréseuses, centimétriques à décimétriques, où la teinte

violacée ne devient prépondérante que dans la moitié supérieure ; intensité de la bioturbation endogène par rapport aux traces fossiles exogènes dont les plus caractéristiques sont les pistes trilobées ; absence de carbonate même au niveau du ciment.

Ainsi, définie, la Formation de Gouvix a une puissance approximative de 300 m. Les meilleures stations d'observation ou successions se situent dans le flanc nord, rive droite (D 562) et rive gauche (D 166) de l'Orne ; dans un bel escarpement dominant l'angle droit de l'Orne ($x = 391,20$; $y = 1\ 140,50$) ; à Saint-Rémy où le GR 36 reliant La Serverie au « Pain-de-Sucre » recoupe la formation ; la butte de l'Éminence au Sud-Ouest de Clécy ; au Sud-Est de Périgny (vallée du ruisseau de Cresne), la « Pierre druidique » (faux mégalithe, cf. «Archéologie»),

Au plan de l'évolution sédimentaire verticale, on peut distinguer un membre basai (125 à 150 m) d'alternances où les siltites verdâtres, très fines à fines, dominent sur les minces passées de grès feldspathiques ou d'arkoses à grain très fin et ciment quartzo-phylliteux. Dans le membre supérieur, la teinte violacée des siltites apparaît plus généralisée, mais la fraction gréseuse est plus importante, ainsi que la bioturbation. Les grès très fins, micacés (à biotite oxydée), contiennent quartz, feldspaths et grains lithiques illitiques. Le défaut de calibrage et le caractère anguleux des grains caractérisent ces arkoses lithiques. Les anciennes carrières de la rive droite de l'Orne (D 562) étaient ouvertes dans ce membre supérieur.

Traces fossiles de la Formation de Gouvix. Celles-ci sont mieux identifiées dans les affleurements du flanc nord que dans ceux du flanc sud où le clivage de fracture occulte les structures. Le membre inférieur n'a livré que des pistes simples (*Planolites*) ou moniliformes. Le membre supérieur violacé se caractérise par l'abondance des pistes trilobées, observables dans la carrière de la D 562 ($x = 393,00$; $y = 1\ 143,10$) ou les escarpements de la D 166. Les contre-empreintes gréseuses de la semelle des bancs — occurrence plus fréquente — portent trois bourrelets (hyporelief positif). La largeur des pistes est remarquablement constante (1 cm). Cet ichnogène appartient au groupe *Scolicia* de Quatrefages {cf. Häntzschel, 1975} et peut être l'œuvre d'un gastropode. Une piste à tracé sinusoïdal (amplitude : 1,2 cm ; longueur d'onde : 1,5 cm) a été trouvée vers le sommet de la Formation de Gouvix, au bord de la D 562 ($x = 391,70$; $y = 1\ 143,05$) ; elle est à rapprocher de *Cochlichnus*. Mais fréquentes ou rares, aucune de ces pistes n'apporte d'information sur l'âge de la formation.

k4. Formation des Schistes verts du Pont-de-la-Mousse. Fines alternances de siltites bleu-vert et de grès calcitiques. La formation couvre une grande surface en Zone bocaine mais, dans la partie occidentale, des limons d'altération la masquent partiellement. À l'exception de quelques vallées (cours N-S de la Druance, ruisseaux de Cresme et d'Herbion, cours supérieur du ruisseau des Vaux), les meilleures successions sont offertes par la vallée de l'Orne : localité-type du Pont-de-la-Mousse où une carrière reste ouverte, sur la D 166 ($x = 391,90$; $y = 1\ 143,25$) ; ancienne voie ferrée et D 562. En rive droite de l'Orne, la formation constitue les escarpements des rochers de la Houle (Saint-Omer), ainsi que le sommet du « Pain-de-Sucre » (Saint-Rémy).

Les Schistes verts du Pont-de-la-Mousse (Bigot, 1904) ont une puissance d'au moins 600 m dans le flanc nord de la Zone bocaine. Notons que dans le flanc sud du synclinal d'Urville, où la formation existe également, son épaisseur n'y est que de 250 m.

Si le contact avec la formation sus-jacente des Schistes rouges de Saint-Rémy est relativement franc, celui avec la formation subordonnée des Schistes de Gouvix relève de choix de la part du cartographe : instauration d'un régime d'alternances fines de siltites bleu-vert et de grès feldspathiques à ciment fréquemment calcitique, traces exogènes (pistes) spécifiques et plus fréquentes que les terriers endogènes. Plusieurs horizons violacés existent cependant encore dans les Schistes du Pont-de-la-Mousse ; ils n'ont été que partiellement cartographiés (Saint-Omer, Nord-Est de Saint-Jean-le-Blanc).

La période des alternances silto-gréseuses reste relativement constante, millimétrique à centimétrique ; certains faisceaux évoquant tout à fait les tidalites. Cependant, à plusieurs niveaux de la succession, des intercalations de barres gréseuses, décimétriques à métriques, correspondent à des chenaux ou des mégarides. Les rides de courant sont fréquentes, même quand la fraction silteuse domine (flaser-bedding). La fluidité des dépôts est attestée par la présence de rides pénétrant dans la vase sous-jacente (load-casted ripple de S. Dzulinski et J. Kotlarczyk, 1962). On observe quelques remaniements sédimentaires tels que des grès à intraclastes de siltites (Pont-de-la-Mousse) ou des horizons de pseudo-nodules (Cauville). Aucun critère d'émersion n'a été relevé.

Pétrographie. Les siltites, très fines à fines, doivent en partie leur teinte bleu-vert — caractéristique de la formation — à une chlorite verte, vivement pléochroïque, distendue selon l'axe (c). S'y ajoutent des biotites dégradées en voie de chloritisation, de rares muscovites, ainsi qu'une fraction fine phylliteuse et quartzeuse. Il faut souligner que les chlorites vertes sont les plus gros minéraux (jusqu'à 750 μm) de ces siltites. La diffractométrie RX de la fraction inférieure à 2 μm révèle : illite, chlorite, chlorite gonflante. Occasionnellement, des surfaces sont couvertes de petits nodules phosphatés, comme dans la partie nord de la carrière du Pont-de-la-Mousse.

Les grès très fins (grain moyen : 80 à 150 μm) sont toujours micacés, avec les mêmes phases phylliteuses que dans les siltites, feldspathiques ou arkosiques. Le ciment de calcite semble surtout représenté dans la moitié inférieure de la formation où existent d'ailleurs de véritables carbonates. Les grains de feldspath et de quartz sont peu usés.

Les calcaires oolitiques et leur faune. Un banc de 0,60 m est d'abord signalé par A. Bigot et L. Sudry (1912-1913) à la base de la carrière du Pont-de-la-Mousse. Vingt mètres plus bas stratigraphiquement, et dans une ancienne carrière située au Nord de la précédente (D 166), existe un autre niveau (1 m). Ces calcaires oolitiques doivent être testés en tant que repères. Un faisceau de 6 m a été trouvé au flanc sud de la Zone bocaine (commune de Saint-Rémy) dans le bois au Nord-Est de La Serverie ($x = 393,90$; $y = 1\ 140,60$) ; ainsi qu'à l'Ouest, sur la feuille voisine Vire, au Sud du Tourneur (Doré, 1969).

Les calcaires oolitiques, bleu-noir ou gris, montrent un litage plan oblique, localement remanié par les fousseurs. Les oolites, jointives et bien classées (diamètre moyen : 300 à 350 μm), possèdent un nucleus carbonaté autour duquel s'organise une structure fibroradiée. Le ciment de calcite microcristalline contient des grains épars de quartz.

Ces niveaux d'oosparite, ainsi que les schistes encaissants, contiennent des hyolithes, cités initialement par A. Bigot (1929) dans la station du Pont-de-la-Mousse. L'appartenance à la famille des circothécidés a été proposée par L. Marek (inédit), qui rapproche des tests minuscules (2 mm), également trouvés dans les mêmes horizons, de bivalves du genre *Fordilla* (?). Cette faune pourrait indiquer le Cambrien inférieur, au moins pour le tiers inférieur des Schistes du Pont-de-la-Mousse.

Traces fossiles. L'ichnofaciès propre à la formation comprend :

- des pistes unilobées à corrugations transversales (largeur : 1,4 cm) ;
- des pistes bilobées, signalées dès 1890 par A. Bigot dans la carrière du Pont-de-la-Mousse, trouvées également à 300 m au Sud-Est de Val-Raffray (commune de La Villette), ainsi que dans la vallée d'Herbion ; ces traces en épirelief positif sont classiquement attribuées à des gastropodes à mode de locomotion ditaxique ; elles sont de largeur variable, et l'identification de *Taphrhelminthopsis* — genre commun en Zone bocaine occidentale et dans le Cotentin — nécessiterait un matériel complémentaire ;
- des traces de griffures, (appendices d'arthropodes ?) organisées en une seule rangée comme dans *Monomorphichnus* (Pont-de-la-Mousse ; Cresmes, au Nord de Saint-Pierre-a-Vieille) ou deux rangées symétriques comme dans le genre *Diplichnites* ou l'espèce *Monomorphichnus bilineatus* (Doré, 1990).

En conclusion, les Schistes du Pont-de-la-Mousse sont des sédiments marins de la zone infralittorale supérieure. La paléogéographie montre leur répartition entre deux domaines émergés : au Nord, la région de Caen (synclinaux de May et de Ranville) où le Llanvirnien repose directement sur les Grès feldspathiques ; au Sud, la Mancellia où l'Arénigien (Grès armoricain) transgresse sur le socle cadomien. Mais les contours de cette ingression marine des Schistes du Pont-de-la-Mousse ne peuvent être précisés davantage vers l'Ouest ou l'Est.

k-01. Formation des Schistes rouges de Saint-Rémy. Siltites rouges à intercalations de grès feldspathiques. Cette formation est commune à toute la Zone bocaine. Sa puissance ainsi que sa granulométrie croissent d'Est en Ouest : 50 m aux abords de Falaise, 250 m dans la vallée de la Vire (Doré, 1969).

Sur le territoire de la feuille Condé-sur-Noireau, elle constitue le soubassement du synclinal minier de Saint-Rémy et se poursuit à l'Est dans la fermeture périclinale de La Mousse. L'ancienne cartographie (Falaise, 1/80 000) l'étendait jusqu'à Saint-Omer, mais les schistes violacés de cette localité appartiennent à la Formation du Pont-de-la-Mousse. La meilleure station d'observation des Schistes rouges de Saint-Rémy est dans le flanc nord du synclinal minier, au bord de la voie ferrée ou sur le D 562, mais la formation y est incomplète (100 m) car tronquée à son sommet par la faille

occidentale du synclinal. Plus à l'Est, le tronçon sud de la route de La Maroisière au Nid-de-Chien expose une succession dont la puissance atteint au moins 170 m.

Les Schistes de Saint-Rémy possèdent une teinte rouge caractéristique (code couleurs Séguy n° 42 et 83), très présente dans le paysage bocain en raison de la solifluxion des altérites. Les siltites dominent largement; quartzo-micacées, moyennes à grossières (grain moyen : 40 μm), leur débit est plutôt massif. Les taches blanchâtres de réduction s'observent. Les diaclases sont couvertes d'un enduit noir d'oxydes de fer et de manganèse. L'analyse diffractométrique de la fraction inférieure à 2 μm ne révèle qu'un cortège à illite et chlorite.

Des bancs décimétriques de grès feldspathiques, fins à très fins (grain moyen : 70 μm), à litage oblique, sont intercalés dans les siltites. Comme dans ces dernières, les quartz sont anguleux et couverts d'une pellicule d'hématite, antérieurement à la cimentation. L'hématite infiltre également le clivage des biotites chloritisées. Les intraclastes éventuels de siltites (copeaux de boue) ainsi que des horizons à grand micas, ont enregistré la crénelation varisque.

Sur le territoire même de la carte, des critères d'émersion n'ont pas été relevés dans les Schistes de Saint-Rémy, non plus qu'une faune ou des traces fossiles. Dans la Zone bocaine occidentale (vallée de la Vire), des surfaces de dessiccation aérienne sont connues dans la même formation. La formation n'est pas totalement azoïque puisqu'une ichnofaune existe, toujours en Zone bocaine occidentale, dans le Saillant des Trois-Gots (carrière du Pré, commune de Condé-sur-Vire, feuille Torigny-sur-Vire à 1/50 000) : *Planolites*, *Monomorphichnus*, *Diplichnites* (F. Doré, inédit).

Quoi qu'il en soit, la formation régressive des Schistes rouges de Saint-Rémy traduit un environnement continental (laguno-lacustre ?) bordant au Nord le continent mancennien. Elle clôture le deuxième cycle sédimentaire du Cambrien *lato sensu*. Quel âge exact attribuer à cette phase épirogénique ornaise (Doré, 1969)?

Age des Schistes rouges de Saint-Rémy. L'âge de la formation reste problématique. Dans le travers-banc 0 du flanc nord du synclinal minier, les Schistes rouges de Saint-Rémy se terminent par un faisceau (9 m) de schistes verts ou gris straticulés de grès feldspathiques calcareux ; le cachet de cette sédimentation est celui des Schistes du Pont-de-la-Mousse. Le contact précis avec les schistes llanvirmiens du mur (*cf.* ci-après) est masqué. Par ailleurs, en Bretagne occidentale, les couches rouges anté-Grès armoricain de la presqu'île de Crozon contiennent des horizons volcanoclastiques dont les zircons ont été datés de 465 Ma, soit de l'Arenig (méthode U/Pb : Bonjour *et al.*, 1988). Si cet âge était applicable aux Schistes rouges de Saint-Rémy et compte tenu de la lacune régionale du Grès armoricain, cela pourrait impliquer une émigration de courte durée avant la transgression llanvirienne.

Ordovicien

Les terrains réellement attribuables à l'Ordovicien par leur faune n'existent que dans le synclinal minier de Saint-Rémy (Bigot, 1890). L'axe de ce dernier plonge d'une dizaine de degrés vers l'Ouest. À l'Est, l'extraction à ciel ouvert du minerai de fer a mis en évidence dans la topographie la fermeture périclinale de La Mousse. À l'Ouest, le gisement est interrompu par une faille NW-SE ; dans cette partie, le fond du synclinal descend à 50 m sous le niveau 0 du carreau de l'ancienne mine, soit à la cote absolue —12 m (fig. 8). La sédimentation ordovicienne régionale est caractérisée par la lacune du Grès armoricain (Arenig).

o3. Llanvirnien. Formation des Schistes d'Urville. Siltites micacées et grès quartzeux. Minerai de fer oolitique stratiforme. Les Schistes d'Urville et leur minerai de fer basai (banque de données du sous-sol : 175-3-4001) constituent la totalité du synclinal.

Le problème de l'âge de la minéralisation ferrifère oolitique passe par celui de la série du mur (Doré, 1969). Dans le flanc nord, dit de Beaumont, divers travaux miniers (travers-banc 0, étage 89) montrent la composition suivante, de bas en haut, de la série du mur (20 m) :

- siltites noires micacées (14 m) où apparaissent vers le haut des pistes fines et rectilignes ; ces schistes du mur contiennent un horizon de conglomérat (0,15 m), déjà signalé par G. de Tromelin (1878), où des galets roulés (diamètre moyen : 0,5 cm) de phosphate (collophanite) ou de siltites phosphatées, sont cimentés par un grès fin, quartzeux, mal calibré. L'altitude stratigraphique de ce conglomérat phosphaté varie : de 10 m sous le minerai dans le travers-banc 0, à 5 m dans une galerie aveugle. La faune est à l'état de débris : lingulidés, orthacés, trilobites (*Neseuretus*), ostracodes (*Beyrichiidaé*);

— grès quartzeux (6 m), constituant deux séquences séparées par un horizon à traces fossiles abondantes : fins scolites (diamètre : 1,5 mm) et *Daedalus* cf. *halli*. Des grès bioturbés à grands terriers laminaires, à cimentation variable, quartzitiques ou friables, précèdent immédiatement la minéralisation ferrifère qui s'annonce par des oolites chloriteuses dispersées.

La série du mur du minerai de Saint-Rémy est très vraisemblablement Uanvirnienne car les séries du mur comparables du synclinal d'Urville au Nord, de La Ferrière-aux-Étangs au Sud, contiennent *Didymograpsus purchi-soni*, *D. cf. stabilis* et *D. bifidus* (Doré, 1969).

Au toit du minerai, la Formation des Schistes d'Urville commence par 6 à 7 m de grès à oolites dispersées et grands terriers laminaires, passant aux siltites de la partie centrale du synclinal. En raison des éboulis, les affleurements sont rares. Au bord du CR45, un gisement fossilifère ($x = 393,05$; $y = 1\ 141,82$), riche en trilobites (*Neseuretus tristani*, *Crozonaspis* sp.) et brachiopodes, mériterait une révision.

Les anciennes mines de Saint-Rémy. Le minerai de Saint-Rémy a probablement été exploité dès l'antiquité. La première législation connue ne remonte cependant qu'au 15^e siècle où la « *Myne de Beaumont* » (flanc nord)

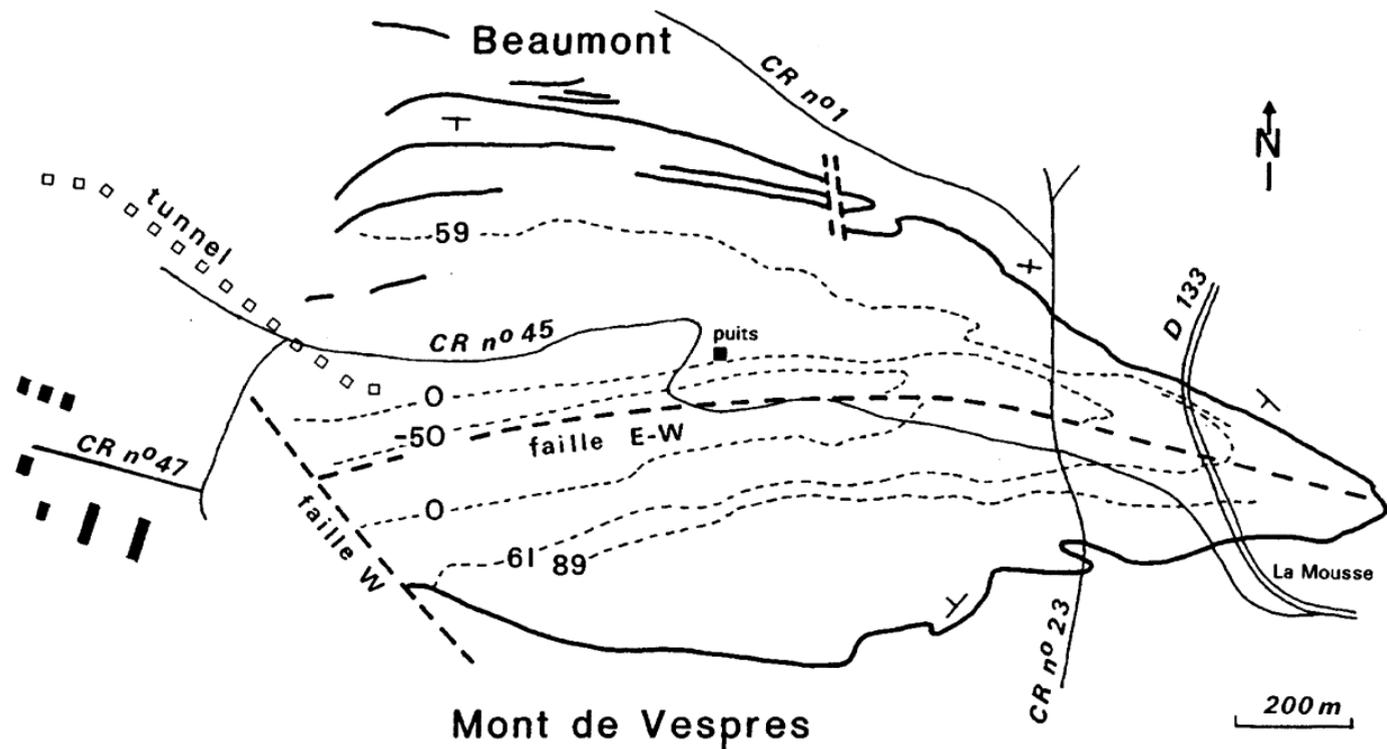


Fig. 8 - "Les Fosses d'Enfer" de Saint-Rémy :
traces des affleurements de minerais (trait fort), d'après les travaux miniers et projection de quelques étages d'exploitation (tiret)
avec cotes par rapport à la cote 0 du carreau (+ 38 m NGF)

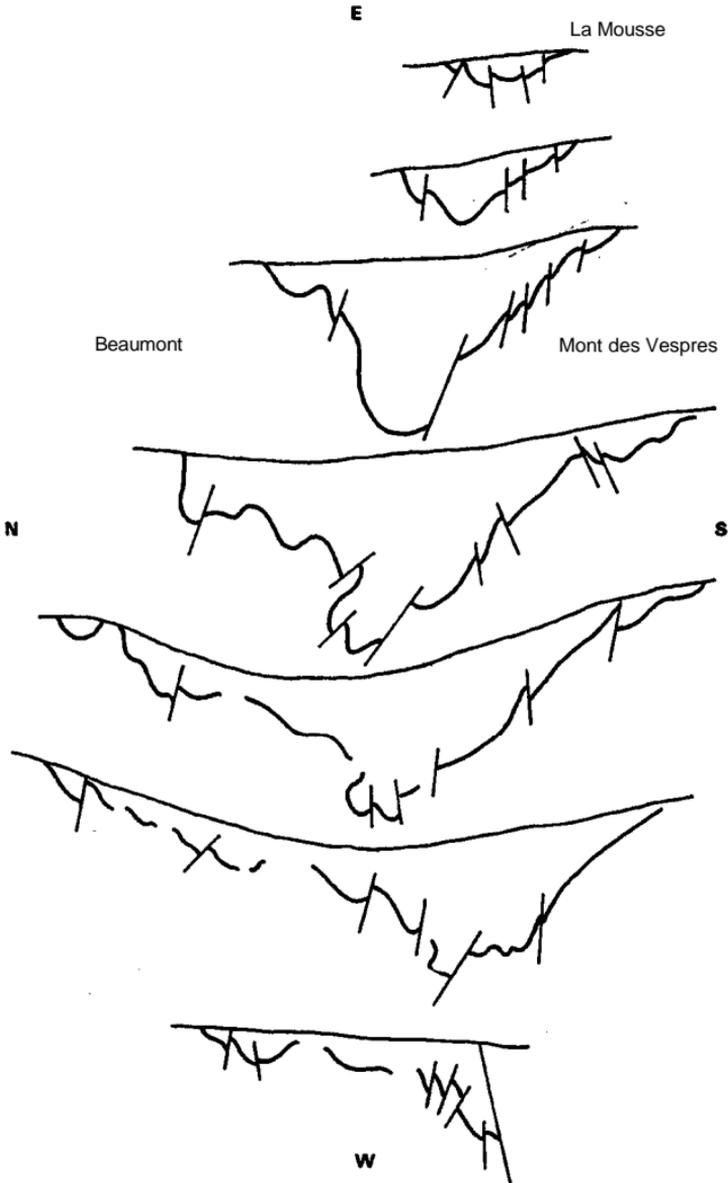


Fig. 9 • Dislocations de la couche de minerai de Saint-Rémy; coupes verticales subméridiennes, d'après les travaux miniers

dépendait de la justice seigneuriale de Thury-Harcourt, tandis que le « *Mont de Vespres* » (flanc sud) était sous juridiction royale (Puzenat, 1939).

La concession de Saint-Rémy est la première ouverte en 1875 en Basse-Normandie. Le tonnage de minerai extrait accuse le profil suivant : 1877 : 30 000 tonnes ; 1895 : 95 000 t ; 1927 : 169 000 t ; 1936 : 272 840 t ; 1957 : 219 000 t ; 1965 : 25 000 t. Dans les années soixante, la société des Mines de Saint-Rémy exportait l'essentiel de son minerai vers le Bénélux et la Grande-Bretagne.

L'irruption de minerai étranger à moindre prix sur le marché européen, jointe à l'épuisement proche du gisement, a contraint à abandonner l'exploitation de la mine de Saint-Rémy en 1966 (publication du retrait de concession, Journal officiel, déc. 1981).

L'exploitation avait débuté à ciel ouvert dans les flancs du mont de Vespres et surtout de Beaumont où le minerai réapparaît plusieurs fois en surface (fig. 8). Les coupes verticales N-S montrent la déformation intense et la discontinuité de la couche (fig. 9). Suivant les étages, les méthodes d'abattage variaient (chambres-magasins, tailles montantes ou chassantes). L'extraction s'effectuait par le tunnel du niveau 0 reliant au carreau du bord de l'Orne, et l'acheminement vers le port de Caen par l'ancienne voie ferrée Fiers—Caen.

La **minéralisation ferrifère** a une puissance de 7 à 10 m dont les mineurs exploitaient 2,5 à 3,5 m d'hématite du mur et 2,5 à 4,5 de carbonaté du toit. Outre des observations minéralogiques publiées entre 1960 et 1981, H. Courty retient la séquence-type suivante, de bas en haut : (1) faciès silicaté basai (0,5 m) ; (2) faciès oxydé (3 m) ; (3) faciès intermédiaire à oolites hématisées (6 m) ; (4) faciès silicaté sommital (3 m). Au sein de la sédimentation terrigène des Schistes d'Urville, la minéralisation ferrifère de Saint-Rémy s'inscrit donc dans une séquence majeure régressive dont l'analyse séquentielle détaillée reste à établir, à la lumière des travaux de P. Joseph (1982) sur les minerais de May-sur-Orne, d'Urville et de La Ferrière-aux-Étangs.

L'hématite de Saint-Rémy — le minerai rouge à reflet parfois métallique sur les diaclases — est une arénite à stratification oblique plane de mégarides. Les oolites jointives et souvent déformées réciproquement sont bien calibrées (diamètre moyen : 0,6 à 0,8 mm), les nucléi surtout quartzeux sont corrodés par la sidérite. L'hématite domine dans le ciment par rapport à la sidérite (Courty, 1961 a et b).

Le minerai chlorito-carbonaté est de teinte variable, gris sombre à violacé selon les proportions de chlorite (berthiérine) et de sidérite. Les oolites sont dispersées ou manquent totalement. Cette arénite vaseuse contient une forte proportion de quartz et d'argile. La bioturbation déränge fréquemment l'organisation des séquences mineures.

Les teneurs en fer métal diffèrent dans les deux types principaux de minerai : 53 % (50 à 62 ‰) pour l'hématite, 41 à 43 % pour le carbonaté ou 48 % après calcination. Le tableau ci-après donne des analyses moyennes en oxydes des deux catégories (Puzenat, 1939).

	<i>Hématite</i>	<i>Carbonaté</i>	<i>Carbonaté grillé</i>
<i>FeO*</i>	73,41	58,28	67,62
<i>SiO₂</i>	7,97	13,80	14,25
<i>Al₂O₃</i>	3,32	6,21	7,80
<i>CaO</i>	2,98	2,55	4,40
<i>MgO</i>	0,46	1,46	1,70
<i>MnO</i>	1,16	0,52	0,55
<i>SO₂</i>	0,26	0,08	0,13
<i>P₂O₅</i>	1,44	1,29	1,70
<i>perte au feu</i>	8,55	15,80	0,85
<i>H₂O</i>	1,76	0,70	1,05

* FeO + Fe₂O₃

ROCHES FILONIENNES

ε. *Dolérites varisques*. Quelques filons de dolérite sont localisés dans la moitié sud du territoire de la feuille : dans le massif d'Athis avec une direction N 20-30° E (La Cerftière, La Boderie) ou N 160 °E (La Pérée), dans le Briovérien où une direction subméridienne est empruntée par les filons de Montsecret et de La Halboudière. Fait plutôt rare, un sill de dolérite est hébergé par les calcaires cambriens de Bonnœil, au bord nord-est de la Zone bocaine ; l'indication de ce filon est apparue sur la 4^e édition de la feuille Falaise (1/80000); il n'a pas été retrouvé mais cette information a été conservée dans la cartographie. De façon générale, les dykes de dolérite ne se signalent que par un alignement approximatif de blocs (les « boullards » de la terminologie locale).

Le filon de La Halboudière, large de 7 m et développant une auréole thermique mince, à chlorite, dans le Briovérien, fut exploité dans deux carrières (x=379,5 ; y=1 130,05 et x=379,5 ; y = 1 130,5). La roche, à texture intersertale à subophitique, présente en lame mince une paragenèse primaire de plagioclase, augite titanifère, oxydes opaques ferro-titanés, avec de l'apatite aciculaire et quelques plages de quartz interstitiel. L'altération hydrothermale s'y traduit par la saussuritisation des plagioclases, l'ouralitisaiton des clinopyroxènes, suivie par le développement de chlorite et d'épidote.

L'analyse chimique des éléments majeurs (annexe 2), des éléments traces et de terres rares (J. Le Gall, travaux en cours), confirme l'appartenance au système de dykes doléritiques subméridiens de la Mancellia et plus généralement aux *tholéiites continentales*: teneurs en fer (15,76%) et en titane (3,63 %) élevées, faible teneur en K₂O, fractionnement positif des terres rares légères (La/Yb = 7,4).

Compte tenu des relations générales soupçonnées entre les tholéiites à quartz mancelliennes et le volcanisme du bassin de Laval, l'injection des dykes de dolérite pourrait se situer à la limite du Dévonien et du Carbonifère (Le Gall et Mary, 1983).

Q. *Quartz*. Deux filons ont été cartographiés : l'un en direction submérienne au Sud de Montilly, à la limite des cornéennes et des schistes tachetés, son épaisseur décroît du Sud vers le Nord ; l'autre filon, situé à La Groudière (4 km au Sud-Ouest de Condé-sur-Noireau), est minéralisé en mispickel.

La notation (Q) indique une fréquence ponctuelle en blocs volants de quartz soit dans le massif d'Athis, soit dans le Briovérien. Un indice plomb-zinc a ainsi été relevé dans des blocs à 1,9 km de Saint-Pierre-d'Entremont, en bordure de la D 911, de la stibine au Nord de Vatumerais (2 km au Nord-Ouest du massif d'Athis). Comme déjà souligné à propos du leucogranite des Vaux, le stockwerk couronnant cette apophyse montre des filons de quartz minéralisé en mispickel et cassitérite (Laouenan, 1983). A. Bigot (1946) a signalé la présence de quartz à mispickel aurifère aux environs de Pont-d'OUILLY.

Dans le Paléozoïque, citons seulement des blocs volants de quartz à galène du Hamel-Auvray (3 km au NNE de Lassy). L'existence régionale des mégalithes de quartz de La Plumeaudière n'est pas fortuite.

MÉSOZOÏQUE

Les transgressions mésozoïques, initialement plus étendues vers l'Ouest, n'ont laissé que des témoins du Lias et du Dogger, limités au territoire oriental de la carte : au Nord-Est, la butte-témoin d'Angoville ; au Sud-Est, une couverture de sables silicifiés sur la granodiorite d'Athis.

Jurassique de la butte d'Angoville (Pliensbachien—Bajocien)

Ces dépôts sont situés sur le versant occidental de la grande dépression triasique Falaise—Carentan, comblée par des séquences fluviales de galets, de sables et d'argiles rouges attribuées au Trias supérieur (Rhétien). Cette formation, discordante sur le socle cadomien, n'affleure qu'à la base de la butte-témoin, au Nord dans la vallée du Meslay (feuilles à 1/50 000 Villers-Bocage et Mézidon), à l'Est dans les ruisseaux affluents de la Laize (feuille à 1/50 000 Falaise). Sur le territoire nord-est de la feuille Condé-sur-Noireau, et débordant des limites de cette dépression triasique, une première ingression marine du Lias est datée du Pliensbachien. Dans la butte d'Angoville, l'épaisseur total du Jurassique, du Pliensbachien au Bajocien supérieur, n'est que d'une vingtaine de mètres. Le développement important d'une argile de décalcification, en relation avec celle du plateau du Cinglais située au Nord, n'autorise qu'une étude partielle de ce Jurassique, laquelle s'appuie sur la révision régionale de M. Rioult (1980).

15-6. **Pliensbachien (Carixien-Domérien). « Calcaire à bélemnites » à « Banc de Roc ».** Grès calcaires, calcaires gréseux, calcaires à oolites ferrugineuses. À Angoville, immédiatement au Nord de La Fontaine-Sainte-Anne, le Pliensbachien inférieur (Carixien) repose sur la tranche arasée du flysch briovérien supérieur, sous forme de grès grossiers à litage oblique. Les sables quartzeux sont remaniés du Trias supérieur, la matrice

calcaire contient des bioclastes perforés par les cryptogames et des pellicules ferruginisées. Des fragments de bélemnites (*Belemnites paxillosus*) et de bivalves (*Chlamys*, gryphées) indiquent le faciès du « Calcaire à bélemnites » de cette région.

Au-dessus (carrefour de la D 241 et de la route de Martainville) s'observent des calcaires gréseux alternant avec des marnes, puis des calcaires bioturbés de plus en plus riches en oolites ferrugineuses et que termine une surface perforée. Ce dernier faciès contient de grosses bélemnites (*B. bruguierianus*) et des ammonites (*Pleuroceras spinatum*) qui indiquent le Domérien supérieur, c'est-à-dire l'équivalent latéral du « Banc de Roc » connu au Nord.

17-jo. Toarcien—Aalénien. Marnes et calcaires plus ou moins décalcifiés.

Comme dans le Cinglais, les couches marno-calcaires du Toarcien et de l'Aalénien qui doivent reposer sur le toit du Pliensbachien semblent décalcifiées sur un léger replat topographique.

j1a. Bajocien inférieur à supérieur. Calcaires bioclastiques (zones à Humphriesianum et à Niortense). À mi-distance entre les deux hameaux d'Angoville (D 261), un calcaire jaune bioclastique, dont le faciès rappelle celui de l'Aalénien de Vignats (feuille à 1/50000 Falaise), est entaillé par une surface de ravinement. La séquence (0,30 à 0,50 m) de calcaire coquillier sus-jacente contient d'abord des graviers de quartz et de grès paléozoïques ; elle s'avère très fossilifère :

—dans les anfractuosités de la surface d'érosion, sont recueillis les fossiles de la zone à Humphriesianum (sommet du Bajocien inférieur), tels l'ammonite *Poecilomorphus cycloides*, le bivalve fousseur *Pleuromya uniformis* et le brachiopode *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* ;

—au-dessus apparaît un assemblage de la zone à Niortense (base du Bajocien supérieur), avec céphalopodes (*Belemnopsis fusiformis*, *Stenoceras bajocense*, *Spiroceras annulatum*, *Apsoroceras baculatum*), bivalves (*Entolium demissum*, *Chlamys* sp., *Astarte* sp., *Liostrea* sp.) et surtout de nombreux gastropodes (*Pleuromaria conoidea*, *Pyrgotrochus*, *Leptomaria*, *Amberleya orbignyana*, *Pseudomelania coarctata*, *Ataphrus*), ainsi que divers fragments d'éponges, de polypiers solitaires, de serpules.

Ce calcaire fossilifère semble terminé par une surface perforée. Il constitue un équivalent latéral de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux où la zone à Garantiana et la base de la zone à Parkinsoni peuvent être représentées.

j1b. Bajocien terminal. Calcaires à spongiaires (zone à Parkinsoni).

Depuis la sortie nord d'Angoville jusqu'à la borne altimétrique 220, soit sur une puissance d'une dizaine de mètres, viennent des calcaires blancs à jaunâtres, en bancs hémimétriques à métriques. De nombreuses carrières qui alimentaient les fours à chaux étaient ouvertes dans cette formation. Ces calcaires bioclastiques admettent des passées bioclastiques grossières. La macrofaune est mal conservée, mais ce faciès est riche en spicules isolés, débris d'éponges, de divers échinodermes (oursins, crinoïdes, astéries, ophiures), de bivalves, brachiopodes, serpules, bryozoaires.

Cet équivalent latéral des Calcaires à spongiaires (« Oolite blanche » des anciens auteurs) contient des bancs décimétriques de silex visibles dans une carrière profonde à l'Est de la D 241 ($x = 401,40$; $y = 1\ 142,75$) ; ces silex à cœur gris-noir, cortex blanc et poreux, rappellent ceux des carrières de Cesny-Bois-Halbout au Nord-Est, dans lesquels ont été récoltés des fragments de grandes *Parkinsonia* (*Durotrigensia*) des sous-zones à Densicosta—Bomfordi (zone à Parkinsoni, Bajocien terminal).

Sur le plateau d'Angoville, aucun dépôt calcaire ou silex du Bathonien inférieur n'a été reconnu.

Lias sableux du massif d'Athis

l5-6. Grès de Sainte-Opportune. Sables silicifiés à passées conglomératiques. Sur la granodiorite d'Athis, à l'Ouest de Sainte-Honorine-la-Guillaume, s'étend la Formation des Grès de Sainte-Opportune (Morière, 1853, 1863 ; Bigot, 1941). Celle-ci est mieux développée sur la feuille Fiers à 1/50 000 (Bambier *et al.*, 1983). Les galets d'un mince conglomérat de base pourraient être remaniés à partir du Trias. Les grès sont des sables consolidés à l'état de grès quartzeux ou de grès calcédonieux ; la granulométrie et le classement sont variables. L'âge cénozoïque de la silicification est admis.

Les gisements de Sainte-Honorine-la-Guillaume (feuille Condé), de La Piquerie et de Sainte-Opportune (feuille Fiers) ont fourni une faune à l'état de moules internes et externes : bivalves (*Entolium disciforme*, *Chlamys* sp.), brachiopodes (*Zeilleria indentata*, *Gibbirhynchia* sp.), gastropodes, bélemnites (*Passaloteuthis*) ; l'ammonite *Becheiceras* y indique la limite Carixien—Domérien (dét. M. Rioult, *in* Bambier *et al.*, 1983). Des empreintes d'une flore abondante ont été décrites à travers les publications de J. Morière (1878 à 1888), C. Renault (1889) et de O. Lignier (1895 à 1913) : équisétales, cordaïtales, cycadales, ptéridospermales.

Les Grès de Sainte-Opportune n'affleurent souvent qu'à l'état de **blocs isolés** (R15-6). À l'Ouest du massif d'Athis, des conglomérats au Sud du Poirier et à l'Ouest du Haut-Buat sont rattachés avec réserve à cette formation.

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations d'altération

Rs/lj. Argiles à silex. Les argiles résiduelles à silex du Nord-Est de la feuille (bois de Saint-Clair) sont la continuation des grands placages du Cinglais situés plus au Nord (feuille Villers-Bocage). Restes de l'évolution par altération *in situ* des calcaires du Lias et du Bajo-Bathonien (Pellerin, 1967, 1968), elles font partie des restes d'altérites préquaternaires de l'Ouest du bassin de Paris sur formations ici jurassiques, ailleurs crétacées. En profondeur (à partir de 1 m à 1,50 m), elles sont de couleur brun jaunâtre à brun rougeâtre et contiennent plus ou moins de silex selon le faciès calcaire altéré. Remaniées en surface lors des périodes froides (concentration de silex en partie

gélivés, poches de cryoturbation locale), elles sont surmontées actuellement de sols hydromorphes. Elles ont souvent plusieurs mètres d'épaisseur : 7 m dans un puits à la ferme de la Bosquie au Sud de Bonnœil.

Dans la région d'Angoville, elles contiennent beaucoup plus de silex (blocs de silex atteignant souvent 40 à 50 cm) et de restes de calcaire silicifié que plus au Nord. Le plus souvent, les argiles sont des kaolinites bien cristallisées, exclusives ou très dominantes. Toutefois, en périphérie des placages et en profondeur à proximité du front de décarbonatation des calcaires sous-jacents, la kaolinite est associée à des interstratifiés plus ou moins bien cristallisés ; une analyse minéralogique au Sud du lieu-dit La Vallée à Meslay a donné : kaolinite : 60%, interstratifiés 14c-14v : 40%.

∞^γC. **Arènes granitiques (massif d'Athis).** L'intense arénisation est le résultat d'une longue histoire géomorphologique reconstituée par J. Vérague (1973), à partir de nombreux profils et sondages. Les exemples étudiés par cet auteur, et qui entrent dans le cadre de cette carte, sont : la carrière du Poirier (x = 389,45 ; y = 1 128,10) à Athis-de-l'Orae, sur substrat de leucogranite ; la carrière du Logis (x = 397,55 ; y = 1 128,45) à l'Ouest de Ségrie-Fontaine ; et la carrière du Rocher (x=400,70 ; y = 1 127,10), à l'Est de Bréel, sur la granodiorite.

Le profil synthétique établi par J. Vérague (1973) présente une subdivision *per descensum*. Sous des sols bruns à bruns lessivés, dont la composition est avant tout liée à la pente, s'observent de haut en bas :

- un niveau Ci de mise en place mécanique (colluvions holocènes, dépôts de solifluxion périglaciaire) ;
- un niveau C2 d'arénisation *s.s.*, résultant surtout d'une microdivision des arènes cimentées sus-jacentes ; présence occasionnelle de gibbsite ;
- un niveau C3 de cimentation très épaisse ; à la base, exsudation ferrique des biotites et formation transitoire de smectite ; à la partie supérieure, néoformation de kaolinite.

La présence de kaolinite et de gibbsite dans ces arènes rubéfiées caractérise des paléoaltérations qui ont pu régner à diverses époques, dès l'installation de la surface posthercynienne et jusqu'au Pliocène.

∞^γL. **Arènes limoneuses (massif d'Athis).** Sur le massif granitique d'Athis, la partie supérieure des profils de sols sur arènes est systématiquement enrichie en loess.

Formations fluviatiées

Le profil longitudinal actuel de la vallée de l'Orne comporte deux sections séparées par une rupture de pente qui s'est accentuée au cours de l'enfoncement quaternaire de la vallée. De Sées à Écouché en amont, et de Clécy à la mer en aval de cette rupture, la vallée présente un complexe fluviatile assez bien conservé pour lequel on a pu proposer des datations relatives ; cette stratigraphie s'appuie sur des arguments morphologiques et des études de gradient et d'intensité d'altération (Pellerin, 1968, 1977, 1984). Ce complexe

fluvatile est en liaison avec deux systèmes morphogénétiques qui se sont succédés et sont à l'origine :

— d'épandages de graviers et de sables sur la Campagne de Caen ; ils sont en prolongement des épandages de blocs qui recouvrent les glacis du pied des hauteurs telles les barres quartzitiques d'Écouves (voir carte géologique Argentan) ;

— puis de dépôts fluviaux de vallée constitués par quatre grandes nappes étagées à caractères périglaciaires.

L'identification d'un élément isolé de nappe se fait à partir de l'altération des galets de schiste gréseux briovérien et de granite qui constituent d'excellents marqueurs de l'évolution qu'ont subi les nappes alluviales après leur dépôt. L'identification des minéraux argileux et des études de porosité sur ces galets ont donc été faites tout le long de la vallée de l'Orne, à partir de coupes de référence situées dans la région de Caen. Dans la nappe weichsélienne (Fy), les seuls minéraux présents sont l'illite (qui restera toujours dominante dans tous les stades d'altération), associée à des interstratifiés 14c-14v et parfois de la chlorite. Dans les nappes du Pléistocène moyen (Fw et Fx), il y a apparition de vermiculite aux dépens de la chlorite et des interstratifiés ; on note aussi l'existence d'un faible pourcentage de kaolinite (plus net dans la nappe Fw). La kaolinite reste seule associée à l'illite dans les nappes du Pléistocène ancien. Les feldspaths, encore présents au Pléistocène moyen, sont totalement transformés au Pléistocène ancien. Enfin, la porosité des galets de schiste gréseux, quasi nulle dans la nappe weichsélienne, atteint 4 à 5% dans la nappe Fx, 6 à 11% dans la nappe Fw.

De Saint-Philbert-sur-Orne au Bô, les dépôts fluviaux sont peu représentés : la vallée très encaissée, comme dans toute la traversée du massif granitique, ne présente que quelques replats élevés difficilement interprétables entre les affluents de la Rouvre et du Noireau. Cependant, des replats sont en continuité clinométrique avec les dépôts de la fin du Tertiaire ou du Pléistocène inférieur, d'amont et d'aval ; morphologiquement, ils se situent à la transition d'un paysage « mûr » aux versants relativement adoucis et aux restes d'altérites localement conservés, et d'un paysage où dominent les versants raides et où la roche saine est souvent subaffleurante. Il en est de même le long des affluents (la Rouvre, la Vère, le Noireau et la Druance). Dans cette section de la vallée en érosion linéaire très marquée au cours du Quaternaire, des coupes de routes nouvelles pourraient toutefois révéler localement des dépôts des dernières périodes froides, tel celui de Planquignon le long de la Vère (Vérague, 1970), ou permettre de mieux comprendre la place des alluvions que l'on peut localement repérer dans les méandres en amont et en aval de Pont-d'OUILLY.

À partir du viaduc de Clécy, les dépôts alluviaux qui se rattachent à la section inférieure de l'Orne sont beaucoup plus continus. Trois nappes (Fw, Fx et Fy) sont parfaitement identifiables dans une tranche d'altitude d'une vingtaine de mètres au-dessus du fond de la vallée actuelle.

Fv. Alluvions fluviales du Pléistocène inférieur. Dans la cluse de l'Orne, le seul reste de nappe élevée pouvant appartenir à cette série pourrait être représenté par les restes de galets de quartzite épars à l'altitude de 70-75 m près du hameau du Nid-de-Chien (commune de Saint-Rémy-sur-Orne).

Fw. Alluvions fluviales du Pléistocène moyen. Sur une terrasse qui va de Clécy—Placy au Goutil, à 20 m au-dessus de l'Orne, est conservée une nappe de 1,50-2 m d'épaisseur. Les galets (schiste gréseux et poudingues pourprés dominants, granite, quartz et quartzite secondaires, rares silex) sont compris dans une matrice sableuse rubéfiée et argilifiée (30 à 32 % d'argile dans la fraction inférieure à 2 mm). Dans une coupe située près du terrain de sports de Clécy, on peut voir que le gradient d'altération se prolonge dans le calcaire cambrien sous-jacent.

Fx. Alluvions fluviales saaliennes. Le seul grand ensemble visible en surface est le placage qui repose sur une terrasse dégradée qui va de La Méheudière à Saint-Rémy-sur-Orne. Cependant, à l'extrémité nord de la carte, débute en rive gauche une terrasse bien conservée (voir feuille Villers-Bocage). Enfin, à l'Ouest de Cantepie, un reste de nappe du même ensemble est fossilisé par les loess récents. La matrice des galets est sableuse, l'altération des galets de schiste et granite moins marquée que dans la nappe Fw.

Fy. Alluvions fluviales weichséliennes. Les alluvions weichséliennes forment en partie le substratum des alluvions fines holocènes qui les entaillent, mais constituent aussi une très basse terrasse en partie submersible au moulin du Vey, de part et d'autre de l'Orne au château de la Landelle, et enfin sur la rive gauche de l'Orne en face de Saint-Rémy et de Caumont-sur-Orne. Dans ces sites, soit à l'affleurement, soit lors du creusement des fossés de drainage, on a pu étudier la composition pétrographique de la nappe : galets de roche saine du bassin amont et apport local variable tout au long de la cluse, dans une matrice de sable grossier à fort pourcentage d'arène granitique remaniée. Les galets de schistes gréseux sont dominants dans la classe granulométrique inférieure à 15 cm, associés à des cornéennes et schistes gréseux cambriens (plus abondants à partir de Saint-Rémy) ; quartz, quartzite et quelques silex rares sont secondaires. Les gros blocs apportés par radeaux de glace lors des débâcles de printemps (*blocs glaciels*) sont toujours présents ; un comptage effectué au camping du moulin du Vey sur 40 blocs de plus de 30cm donnait les chiffres suivants: 6 granites (taille moyenne : 60 cm), 4 cornéennes (moyenne : 90 cm), 30 poudingues pourprés (de 30 à 1,20 cm). Des blocs de granite d'environ 1 m sont aussi visibles en aval du Vey et en face de Caumont-sur-Orne.

Au Mesnil-Roger, un remarquable cône d'alluvions, épais de plus de 3 m et constitué de galets émoussés de conglomérat pourpré et de grès feldspathique, se situe au débouché d'une vallée secondaire : il entaille la terrasse saalienne et se rattache par une petite pente à la nappe de fond weichsélienne.

Fz. Alluvions fluviales holocènes. Elles sont constituées de matériaux fins limoneux ou limono-sableux avec parfois quelques graviers dispersés. Leur épaisseur dépasse rarement 1,50 m.

Dépôts éoliens

Œy. Lœss weichséliens (wurmiens). Les placages d'épaisseur supérieure à 1 m sont assez peu étendus. Ils sont localisés dans des zones planes et en position d'abri des vents de Nord-Ouest dominants lors de la dernière période froide : Ouest de Condé-sur-Noireau et Le Grand-Camp, à Clécy, où localement le lœss atteint 2,95 m d'épaisseur. Le lœss non calcaire est généralement un peu plus fin que celui de la Campagne de Caen (médiane : 25 à 30 μm).

Colluvions

C. Colluvions indifférenciées. Les dépôts de pente et de fond de vallées remobilisant les altérites du Briovérien et du Cambrien, sont largement répandus dans les vallées peu encaissées (Noireau, Tortillon, rives concaves des méandres de l'Orne). Ils n'ont été qu'incomplètement cartographiés afin de conserver la précision des contacts de formations du sous-sol. De même, les éboulis périglaciaires du pied des barres gréseuses (Zone bocaine) n'ont pas été représentés.

Formations anthropiques

X. Remblais. Des terre-pleins d'implantation d'usines n'ont été figurés qu'au niveau du carreau de l'ancienne mine de Saint-Rémy, ainsi que dans la vallée de la Vère (Ouest d'Aubusson). La topographie naturelle du synclinal minier a été bouleversée par des travaux d'exploitation. Compte tenu du danger des abords, il a été choisi de privilégier la cartographie du minéral.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La structuration des terrains de la feuille Condé-sur-Noireau s'effectue pour l'essentiel à deux époques : vers 550 Ma au cours de la phase orogénique cadomienne qui affecte le socle briovérien avant l'intrusion de la granodiorite d'Athis, et entre 330-300 Ma au cours de l'orogène varisque qui déforme les terrains paléozoïques et briovériens. Ces déformations tectoniques engendrent des plissements synschisteux et de nombreux accidents cassants qui conditionnent, avec les derniers mouvements postvarisques, la morphologie actuelle du paysage bocager (fig. 10).

DÉFORMATION DU SOCLE PROTÉROZOÏQUE

Dans cette région nord-mancellienne, l'existence de la phase plicative cadomienne est bien établie ; elle se traduit par la discordance angulaire majeure du Cambrien transgressif sur le Briovérien (de la Bèche, 1822). Cette indépendance structurale s'exprime ici de façon claire : la direction N 70° E des structures cadomiennes, soulignée notamment sur la carte par l'orientation des bancs gréseux et l'alignement des volcanites interstratifiées de Vassy, est recoupée par la direction N 110° E des plis varisques de la

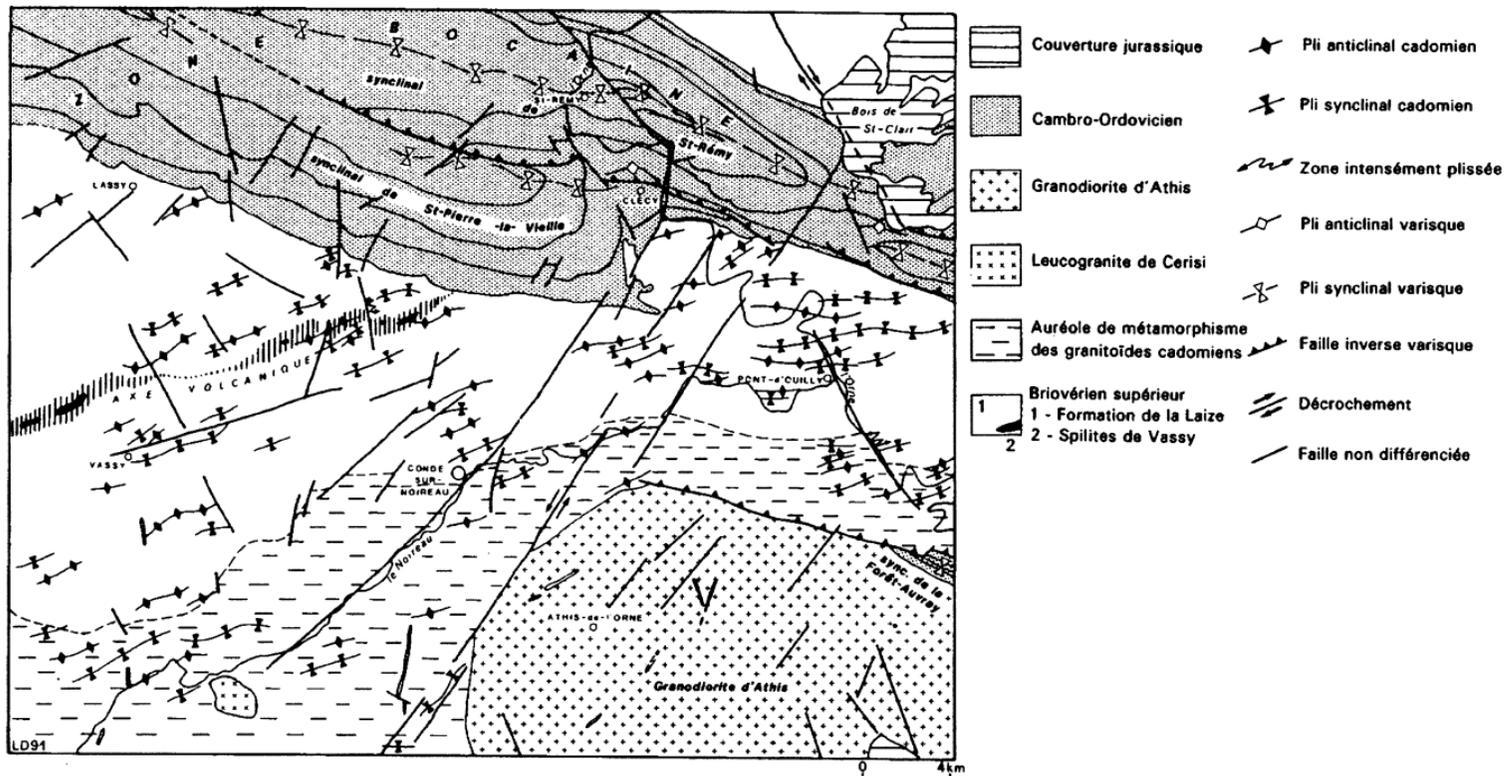
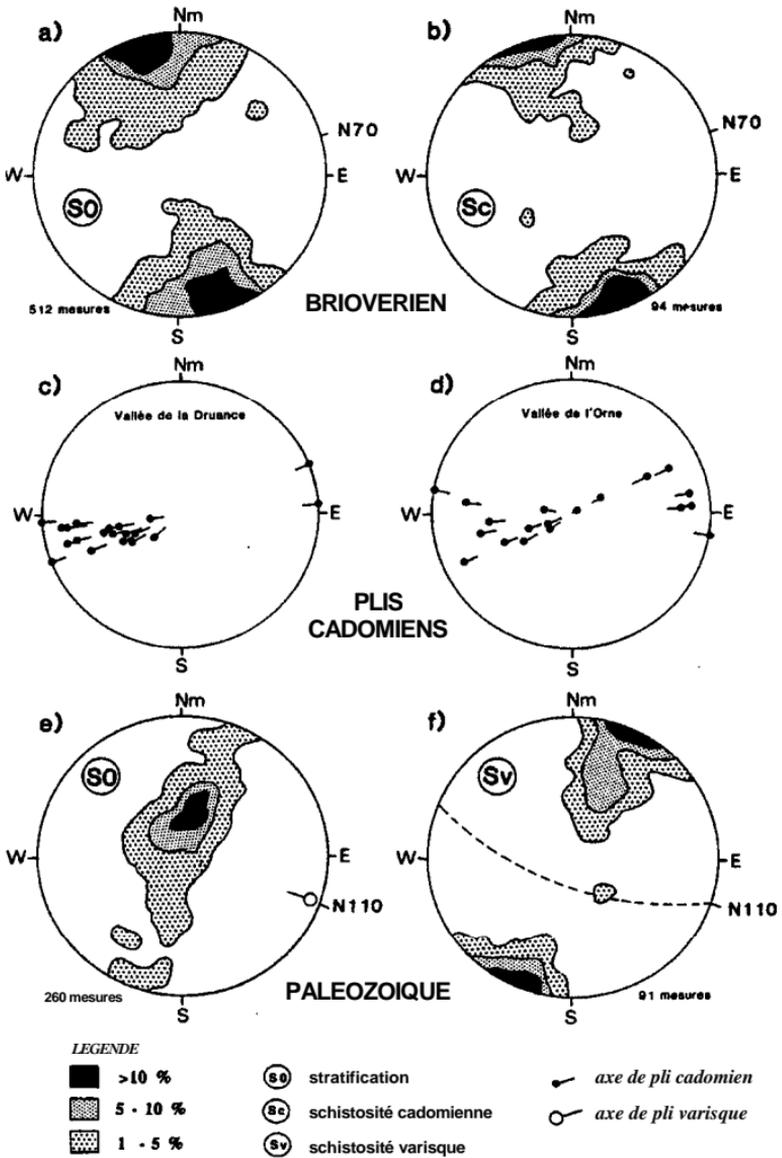


Fig. 10 - Schéma structural de la carte Condé-sur-Noireau à 1/50000



a - diagramme de fréquence des pôles de stratification (So) du Briovérien supérieur
 b - diagramme de fréquence des pôles de schistosité cadomienne (Sc)
 c . orientation des plis cadomiens mesurés le long de la Durance
 d . orientation des plis cadomiens mesurés en rive droite de l'Orne (Pont-d'Ouille - Le Bateau)
 e . diagramme de fréquence des pôles de stratification (So) du Paléozoïque en Zone bocaine
 f . diagramme de fréquence des pôles de schistosité varisque (Sv) en Zone bocaine

Fig. 11 - Diagrammes stéréographiques des éléments structuraux cadomiens et varisques de la feuille Condé-sur-Noireau
 (stéréogrammes a, b, e et f : canevas de Schmidt, hémisphère supérieur;
 stéréogrammes c et d : canevas de Wulff, hémisphère supérieur;
 les directions sont relatives au Nord magnétique)

Zone bocaine (schéma structural de la carte et fig. 10). Les stéréogrammes de fréquence réalisés à partir des plans de stratification et de schistosité, mesurés dans le Briovérien et le Paléozoïque de cette feuille, en apportent également une bonne démonstration (fig. 11).

La phase de déformation cadomienne s'accompagne d'un métamorphisme régional d'intensité faible (anchizonal) dans la zone de la chlorite. L'indice de cristallinité des illites reste voisin de 3. Il diminue vers le Sud lorsque l'on atteint la ceinture métamorphique au contact du granite d'Athis ($I_c = 2,6$) où s'observe également une paragenèse statique, liée aux effets thermiques de la mise en place du pluton.

Plis et schistosité

La structuration majeure des terrains briovériens consiste en des plis cylindriques synschisteux de type isopaque aplati, parfois à tendance isoclinale. Leur axe, généralement peu incliné, s'oriente autour de la direction N 70° E (fig. 11 c et d). Les plans axiaux sont subverticaux, à faible déversement vers le Nord ou le Sud suivant les secteurs. Parallèlement à eux, et uniquement dans les faciès les plus fins, se développe une schistosité de type fracture, toujours de faible intensité, matérialisée par de fines surfaces de discontinuité limitant des microlithons millimétriques (fig. 11 b).

En fait, la géométrie actuelle de ces plis résulte d'un polyphasage conduisant à une mise en harmonie de la déformation cadomienne avec la déformation varisque: l'orientation N 70° E et le caractère synschisteux de ces structures sont acquis lors de l'orogénèse cadomienne (Dupret et Le Gall, 1984 ; Dupret, 1988) avant la mise en place des granodiorites mancelliennes qui les recoupent ; le style isoclinal, le déversement des plans axiaux et certaines virgations axiales locales ne s'élaborent véritablement qu'au cours de la phase compressive varisque. Cette réactivation du socle précambrien au Paléozoïque supérieur, pressentie par C. Klein (1975), s'exprimera davantage, encore au travers des déformations cassantes.

Les seuls affleurements permettant l'observation directe des plis cadomiens (fig. 12) se situent au niveau des vallées de la Druance (entre Condé-sur-Noireau et le château de Pontécoulant), du Noireau et de son affluent la Vère (région de Pont-Érembourg) et de l'Orne (entre Pont-d'Ouille et Le Pont-des-Vers). En dehors de ces zones, la mise en évidence des plis est réalisée grâce aux inversions de pendage et de polarité.

Au Nord-Ouest de Condé-sur-Noireau, une trentaine de charnières de plis métriques à décamétriques (fig. 12 a) a été recensée en rive gauche de la Druance (tronçon F de la coupe Normandie : Chantraine *et al.*, 1982). Les axes plongent de 0 à 40° vers l'Est dans un plan moyen N 80° E déversé vers le Nord. La schistosité de fracture de plan axial ne s'exprime qu'au niveau des siltites qu'elle débite en feuillets millimétriques ; les pendages de ces plans sont toujours forts (70 à 80°), en majorité inclinés vers le Sud. À l'extrémité nord de la coupe, les alternances schisto-gréseuses briovériennes, ici rubéfiées, subissent une légère virgation qui les oriente N 90° E, 70° S. Elles sont recouvertes en discordance par les conglomérats et arkoses

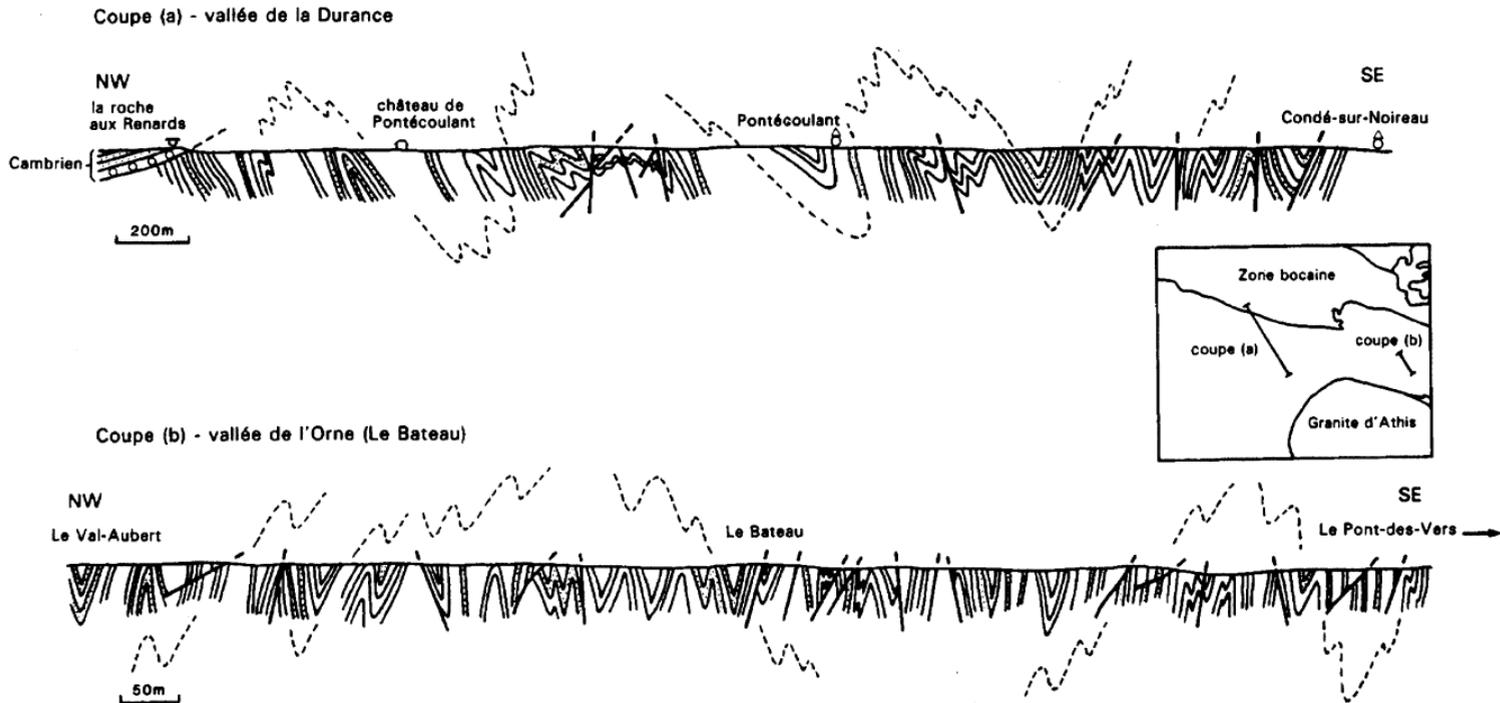


Fig. 12 - Coupes montrant le style des déformations plicatives et cassantes dans le Briovérien supérieur

- a - vallée de la Durance
- b - vallée de l'Orne
- c - vallées de la Vère et du Noireau

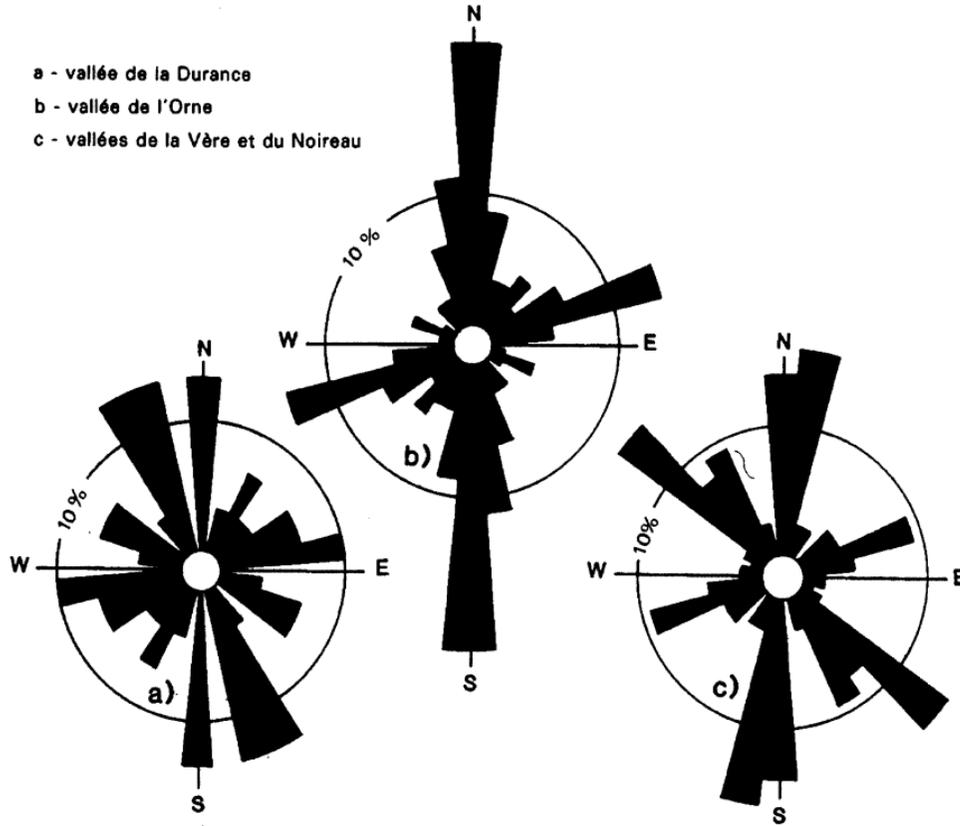


Fig. 13 - Rosace de fréquence des directions de fractures affectant le Briovérien

cambriens orientés N 110° E, 20° N, anciennement exploités dans la carrière de la roche aux Renards (le contact étant visible dans le talus de la route D 298, une cinquantaine de mètres au Sud de l'entrée de la carrière). Rappelez aussi l'existence dans cette coupe de plis métriques antéschisteux qui traduisent la déformation synsédimentaire (slump) liée au dépôt du flysch.

En rive droite de la vallée de l'Orne, au lieu-dit Le Bateau ($x = 399,35$; $y = 1132,30$), de nombreuses charnières de plis décimétriques à métriques sont bien exposées le long d'une ancienne tranchée de chemin de fer (fig. 12b). Leur axe, d'orientation générale N 80° E, plonge de 10 à 30° le plus souvent vers l'Est. La schistosité de fracture, toujours fortement pentée, est parallèle aux surfaces axiales des plis et indique statistiquement un déversement des structures vers le Nord. D'autres plis à axe subvertical semblent étroitement liés aux nombreux décrochements qui affectent cette série. Plus au Sud, des charnières de plis de style très pincé sont également visibles dans les cornéennes au Sud de Rouvrou (axe N 80° E, 15° W), ainsi que dans les schistes tachetés à la confluence de l'Orne et de la Rouvre ($x = 400,40$; $y = 1131,00$).

Failles

La discontinuité des affleurements et le manque de niveau-repère au sein du Briovérien rendent difficile le tracé des accidents cassants qui affectent le socle cadomien. Seules les failles majeures, mises en évidence cartographiquement, morphologiquement ou à partir des photos aériennes, ont été reportées sur cette feuille ; leur fréquence ne reflète donc pas l'intensité réelle de fracturation des roches.

Le recensement des fractures mesurées dans le Briovérien et le granite d'Athis (fig. 13 et 4) fait ressortir six grandes familles de cassures :

- des failles inverses directionnelles N 70-80° E, le plus souvent à fort pendage N ;
- de très nombreux décrochements verticaux, orientés N 10-20° E et N 170° E senestres et leurs conjugués N 120-140° E dextres, à rejet souvent modeste, mais engendrant des flexures plurimétriques ;
- des failles inverses N 110° E à fort pendage N, tel l'accident limitant le granite d'Athis au Nord ;
- des décrochements inverses N35-45° E senestres et leurs conjugués N 150° E dextres, correspondant à de grands linéaments bien visibles sur les images satellitaires.

Pour la plupart, ces fractures s'observent également dans la couverture paléozoïque. Elles doivent donc toutes être rattachées à Progorène varisque (Gresselin, 1990), à l'exception toutefois des failles directionnelles N 70-80° E qui correspondent à d'anciennes fractures cadomiennes réactivées au Paléozoïque. Certaines d'entre elles sont elles-même héritées d'anciennes failles normales apparues au cours de la distension qui engendra le bassin mancellien au Briovérien supérieur, stigmatisée sur cette carte par l'alignement des pointements spilitiques de la région de Vassy.

DÉFORMATION DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

Plis et schistosité

Dans cette région nord-mancellienne, l'accommodation des contraintes varisques par les terrains paléozoïques conduit à la formation de grands plis plurikilométriques, orientés N 110° E et déversés vers le Sud, associés puis repris par de nombreux accidents cassants. Les reliefs ainsi créés, de style jurassien, sont ensuite soumis à une longue période d'émersion et d'érosion qui les entame profondément. Les formations paléozoïques seront alors préservées au cœur des synformes — synclinaux de May, d'Urville, de la Zone bocaine et de La Forêt-Auvray — et entièrement décapées au niveau des têtes anticlinales où le socle cadomien affleure : anticlinaux de Fresnay-le-Puceux, de Thury-Harcourt et de Pont-d'Ouille (*cf* schéma structural de la carte).

Sur le territoire de la feuille Condé-sur-Noireau, les formations paléozoïques appartiennent à deux unités varisques (voir coupe schématique en marge de la carte) :

—la vaste structure synclinoriale de la Zone bocaine (Lecornu, 1891, 1892 ; Bigot, 1913), qui longe sur plus de 100 km le bord nord de la Mancellia granitique, depuis les environs de Granville jusqu'à la région de Falaise où elle s'ennoie sous la couverture mésozoïque ;

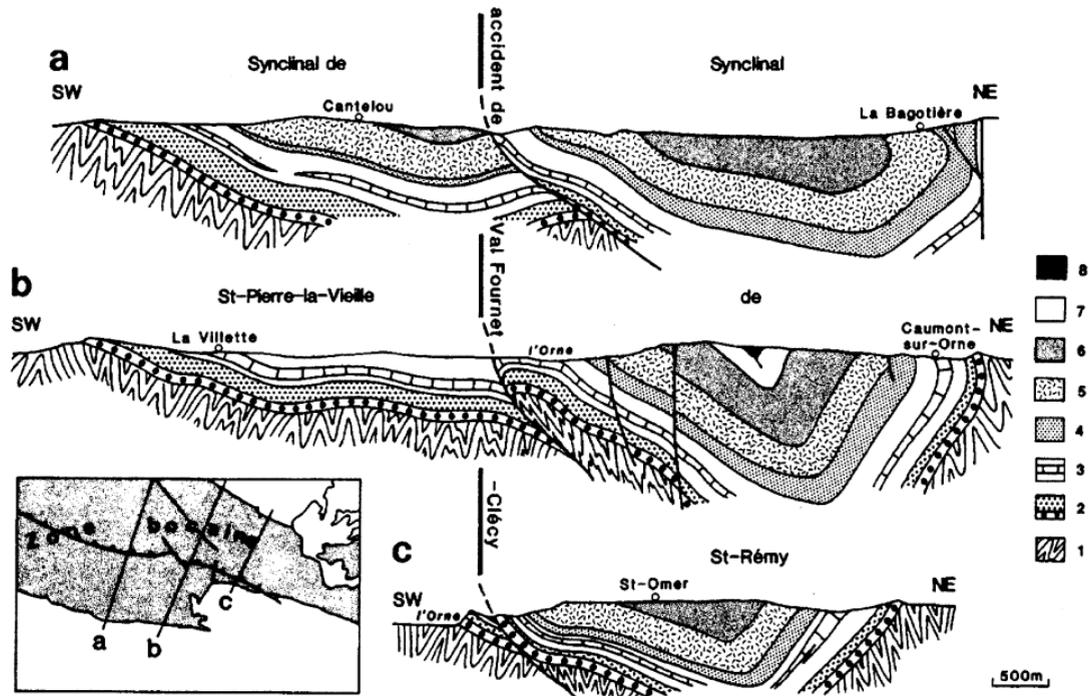
—le synclinal faillé de La Forêt-Auvray (encore appelé de Mesnil-Hermei), qui jouxte au Nord le massif d'Athis.

Dans le coin nord-est de la carte, les dépôts subtabulaires du Jurassique, localement décalcifiés, reposent en discordance angulaire majeure sur le socle cadomo-varisque.

• **Synclinorium bocain.** Le tronçon oriental du synclinorium bocain est représenté *pro parte* dans la moitié nord de cette carte par un large faisceau d'assises cambro-ordoviciennes qui se resserre fortement à l'Est de la cluse de l'Orne. Les récentes études structurales réalisées dans le cadre du levé de la carte permettent de proposer une nouvelle conception pour l'organisation de cette structure (fig. 14).

Comme déjà reconnu dans sa partie occidentale (feuilles Villedieu-les-Poêles et Vire à 1/50 000), le synclinorium bocain se divise en deux unités synclinales, nord et sud, séparées ici par l'accident majeur du Val-Fournet—Clécy.

L'unité nord, la mieux développée, correspond au *synclinal dissymétrique de Saint-Rémy*. Les pendages de son flanc sud restent modestes, de 20 à 50° vers le Nord, tandis que les couches du flanc nord sont redressées à la verticale, voire localement déversées vers le Sud, comme il arrive fréquemment dans le flanc nord de la Zone bocaine (*cf* Graindor et Robardet, 1969). Au niveau de la vallée de l'Orne, ce synclinal est coupé transversalement par une faille verticale N 135° E, la faille de Saint-Rémy, qui abaisse le compartiment oriental de plusieurs centaines de mètres. Cet accident a permis la préservation, au cœur de la structure, des termes les plus jeunes de la série stratigraphique tels les Schistes rouges de Saint-Rémy et les assises llanvirniennes du synclinal minier. À son extrémité orientale, cette unité nord est



Protérozoïque : 1 - Socle briovérien supérieur. Cambrien : 2 - Conglomérats et grès pourprés; 3 - Schistes et calcaires; 4 - Grès de Caumont; 5 - Schistes violacés de Gouvix; 6 - Schistes verts du Pont-de-la-Mousse; 7 - Schistes rouges de Saint-Rémy. Ordovicien : 8 - Schistes d'Urville

Fig. 14 - Coupes transversales dans le synclinorium de la Zone bocaine

affectée par un important accident décrochevauchant dextre N 150° E (accident du bois de Saint-Clair). Celui-ci décale le flanc nord du pli, créant une virgation des couches qui s'orientent alors N 60° E. Sous l'effet des poussées tangentielles au front de l'accident, des replis apparaissent sur le flanc sud, comme le petit synclinal de Pierrefitte-en-Cinglais qui chevauche lui-même le socle briovérien vers le Sud.

L'unité sud correspond au *synclinal de Saint-Pierre-la-Vieille*, très ouvert et caractérisé par un flanc sud très développé vis-à-vis du flanc nord considérablement tronqué. Les pendages de la stratification restent toujours faibles, de l'ordre de 5 à 20°. Au niveau de la vallée de l'Orne, les couches dessinent une fermeture périclinale engendrée par le relèvement axial de la structure qui plonge alors faiblement vers l'Ouest. À l'Est de l'Orne, cette unité sud se termine en biseau, réduite à une étroite bande de terrains cambriens (rochers des Parcs).

Ces deux unités paléozoïques sont en contact tectonique par l'intermédiaire d'une importante faille inverse directionnelle (accident du Val-Fournet-Clécy) qui conduit l'unité nord à chevaucher l'unité sud. Dans la vallée du ruisseau du Val-Fournet, cet accident met en contact les termes inférieurs de la série cambrienne (Schistes et calcaires) du flanc sud du synclinal de Saint-Rémy avec les Schistes du Pont-de-la-Mousse et les Schistes de Gouvix du synclinal de Saint-Pierre-la-Vieille. Plus à l'Est, au lieu-dit Les Thomas (x = 391,85 ; y = 1139,60), les Grès de Caumont situés sur le trajet de la faille sont affectés de replis anticlinaux métriques N 104°E et plongeant de 30° vers l'Ouest.

• **Synclinal de La Forêt-Auvray.** Représenté ici par sa terminaison occidentale, le petit synclinal de La Forêt-Auvray, allongé N 110°E, est constitué des termes les plus inférieurs du Cambrien. Les Conglomérats et arkoses du flanc sud, bien exposés aux roches d'Oëtre, reposent en contact stratigraphique et avec un faible pendage sur la granodiorite d'Athis, tandis que son flanc nord, en contact tectonique avec les cornéennes briovériennes, est déversé ou tronqué.

Associée au plissement varisque, une **schistosité de fracture** disjonctive de plan axial s'exprime préférentiellement dans les séries schisteuses cambriennes (Schistes de Gouvix, Schistes du Pont-de-la-Mousse) et dans les interbanes silteux des formations compétentes ; elle est du type dissolution, d'aspect stylonitique, dans les bandes carbonatées des Schistes et calcaires. Ces plans s'orientent autour d'une direction moyenne N 110° E et plongent statistiquement fortement vers le Nord (fig. 11 f).

Failles

Outre les failles directionnelles N 110°E et les accidents transverses N 135°E et N 150° E déjà mentionnés, les formations paléozoïques sont découpées par de nombreuses fractures. Il s'agit de décrochements N 10-20° E et N 170° E à jeu décamétrique généralement senestre, de décrochements inverses N 40° E senestres et leurs conjugués N 150° E dextres. Si certains de ces accidents sont clairement associés aux plis et d'autres plus tardifs, la chronologie relative de certaines familles reste difficile à établir, compte tenu notamment des éventuelles reprises postvarisques.

Conclusion

Les plis et failles qui affectent les formations paléozoïques de la région sont le résultat d'une déformation progressive varisque, contrôlée par une contrainte principale de compression NNE-SSW. Cette déformation est fortement conditionnée par le comportement rhéologique des séries cambro-ordoviciennes qui présentent une succession de termes incompetents (k2, k3b, k4, k-01 et 03), intercalés de niveaux compétents fragiles (k1a, k1b, k3a). Dans un premier stade, le raccourcissement conduira à la formation de plis isopaques, ouverts et symétriques, d'axe N 110°E. Compte tenu de la présence de formations très compétentes, le blocage du plissement interviendra relativement vite avec développement de la schistosité de fracture dans les formations schisteuses. Dans un stade suivant, l'accommodation des poussées venant du Nord s'effectuera de façon cassante. Apparaissent alors les failles inverses directionnelles chevauchantes vers le Sud, responsables du renversement du flanc nord de la Zone bocaine, du chevauchement du synclinal de Saint-Rémy sur l'unité de Saint-Pierre-la-Vieille, et des petits écaillages dans le socle briovérien. À ce stade, les plis s'accroissent par flexion passive. La présence d'hétérogénéités dans le socle cadomien, comme le massif granitique d'Athis qui joue le rôle de noyau dur, favorisera l'apparition de grands cisaillements conjugués dextres (accident du bois de Saint-Clair) et senestres (accident de la Vère). F. Gresselin (1990) envisage même un poinçonnement de la Zone bocaine par ce bloc cadomien remonté vers le Nord.

Peut-on préciser **l'âge de la déformation varisque** ? Classiquement, l'âge de cette phase tectonique était établie par référence au bassin paléozoïque de Laval où la déformation synschisteuse affecte les séries jusqu'au Namurien. Le caractère allochtone de certaines unités sud-mancelliennes (Gresselin, 1990) nous contraint aujourd'hui à rechercher ailleurs — en Mancellia ou au Nord de celle-ci — les éléments de datation.

En Mancellia, les effets de la compression varisque sur le môle granitique rigide conduisent à l'ouverture de fractures méridiennes permettant la mise en place de dykes doléritiques datant probablement de la limite dévono-carbonifère (Le Gall et Mary, 1983). Les plis s'initient sans doute à cette époque.

Au Nord de la Zone bocaine occidentale, la phase de serrage est mieux calée dans le temps : elle intervient après le dépôt du Viséen inférieur et moyen (synclinal de Montmartin) et avant le remplissage des bassins houillers au Westphalien C (Dupret *et al.*, 1989). L'homologie du style de déformation (plissement, cisaillements inverses à vergence S et fracturation transverse) affectant aussi bien le Carbonifère inférieur du Sud-Cotentin que le Cambro-Ordovicien de cette feuille, nous amène à admettre un âge postviséen pour la structuration majeure varisque du domaine nord-mancellien. Celle-ci semble plus précoce dans la région sud-mancellienne (Gresselin, 1990).

DÉFORMATION ET FRACTURATION POSTVARISQUES

Dans cette région de Basse-Normandie, la tectonique cénozoïque a surtout été appréhendée sur des considérations géomorphologiques (Elhaï, 1963 ; Klein, 1975 ; Vérague, 1973). Au niveau de cette carte, peuvent être tenues pour preuves de déformations posthercyniennes :

—le bombement général de type antéclise portant en altitude des terrains sensibles à l'érosion ; ainsi les ampélites siluriennes et la craie marneuse cénomaniennne (cote + 305 m) près du mont Pinçon (feuille Villers-Bocage), la surface d'érosion posthercynienne et sa couverture d'argiles à silex à 306m au signal de Saint-Clair;

—le cours rectiligne de certaines parties du réseau hydrographique, avec, de part et d'autre, un dénivelé qui ne peut être provoqué par érosion différentielle. Ainsi, le décrochement senestre N 25° E de la vallée de la Vère, d'origine varisque, a connu une réactivation récente puisqu'à l'Ouest d'Athis, le plateau d'arènes granitiques culmine à 240-260 m, dominant la barre de cornéennes résistantes de Montilly-sur-Noireau (200-220 m).

Cette famille d'accidents N 25° E (vallée de la Vère, cours du Noireau en amont de Condé) tronque à la fois le socle cadomien (briovérien et granitique) et la Zone bocaine dans la région de Clécy. Mieux que les levés cartographiques, l'image Spacelab permet de les suivre sur plus de 15 km.

Une autre réactivation d'accidents hercyniens, N 150° E, est inscrite dans le compartimentage du Lias silicifié de Sainte-Honorine-la-Guillaume {cf. également la feuille Fiers à 1/50 000), dans le cours rectiligne de l'Orme entre Mesnil-Villemont et Pont-d'Ouilly. Au Nord-Est du territoire de cette carte et avec cette même orientation N 150, les accidents du ruisseau d'Orival entre Pierrefitte-en-Cinglais et Saint-Clair, du ruisseau de Combray, semblent limiter à l'Ouest le plateau d'argiles à silex.

L'intersection des deux directions examinées amène à des dépressions tectoniques, tel l'*ombilic de Condé* (Vérague, 1973) où confluent le Noireau, la Druance et l'Odon.

En l'absence de couverture sédimentaire venant les sceller, l'âge de ces rejeux du socle cadomo-varisque est conjectural. Certains d'entre eux pourraient être postérieurs au Pléistocène ancien, comme proposé par C. Pareyn (1984) à partir de données de sondages hydrogéologiques dans le Cotentin. Dans le pays du Cinglais, auquel se rattache génétiquement le plateau du bois de Saint-Clair du Nord-Est de la carte, dissocier le problème des argiles à silex de décalcification de celui d'une carapace siliceuse (silcrète ?) surmontant des substrats quelconques, conduirait à envisager un âge quaternaire pour les dislocations ayant démantelé cette carapace (Salimeh, 1990).

Actuellement, on ne saurait considérer que la région est absolument stable, comme en témoignent les chroniques de la sismicité (Graindor, 1971-72 ; Vogt *et al.*, 1979). Citons à titre d'exemple le séisme du 30 mai 1889, perçu à Condé-sur-Noireau (intensité MSK: VT).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE (*)

Climat, pluviométrie, hydrographie

Le climat océanique de la région se caractérise par une grande variabilité. Les types cycloniques d'Ouest règnent un tiers de l'année, les anticyclones constituant un obstacle aux courants perturbés d'origine atlantique. Les pluies s'étalent largement sur l'année avec cependant un maximum entre septembre et janvier. Parmi les jours de gel (40 à 60 jour/an), le quart se situe au printemps.

La hauteur de lame d'eau annuelle, même dans une région aux reliefs modestes, reste tributaire de l'orographie. Sur le flanc nord de la Zone bocaine, du mont Pinçon (hors carte) au bois de Saint-Clair, la pluviométrie dépasse 1 100 mm ; mais il existe un ombilic de plus faible pluviosité (700 à 800 mm) qui suit la vallée de l'Orne et remonte le Noireau jusqu'à Condé. Le nombre annuel de précipitations journalières obéit à un tracé identique : 190 à 200 j/an sur les hauteurs nord-bocaines, 160 à 170 j/an dans l'ombilic de Condé. L'*ombre pluviométrique* de la zone bocaine est donc une réalité.

Les données suivies concernant la station de Lassy (fig. 15) apparaissent bien représentatives des conditions climatiques de la région.

La grande extension des terrains imperméables à dominante schisteuse se traduit par un chevelu dense de ruisseaux concourant vers les principales rivières (la Druance, le Noireau, la Rouvre) de la rive gauche de l'Orne. En outre, l'alimentation souterraine ne recueille, par suite de l'évapo-transpiration, que la moitié ou le tiers de la lame d'eau annuelle.

Aquifères

Il n'y a pas de formations perméables pouvant receler de véritables nappes aquifères, mais seulement des stockages phréatiques superficiels. Les aquifères relèvent de deux catégories principales :

—*type fissuré*, dans les formations gréseuses ou silto-gréseuses du Paléozoïque (cf. les forages du Héquet, indices de classement national 175-1-12 à 15, commune de Lassy), du flysch briovérien (forage de Villeneuve, 175-4-5, commune de Donnay), dans les cornéennes (puits d'Aubusson, 175-6-1) ;

—*type karstique*, par dissolution de diaclases, dans la Formation des Schistes et calcaires cambriens, avec l'exemple de la source du Goutil (175-3-9) à Clécy dont l'émergence est située à 6 m au-dessus de l'Orne (débit septembre 1953: 1620 m³/jour; janvier 1959: 1898m³/j).

(*) Consulter A. Bigot (1950), L. Dangeard et C. Pareyn (1960), ainsi que la documentation de l'agence régionale du BRGM à Caen.

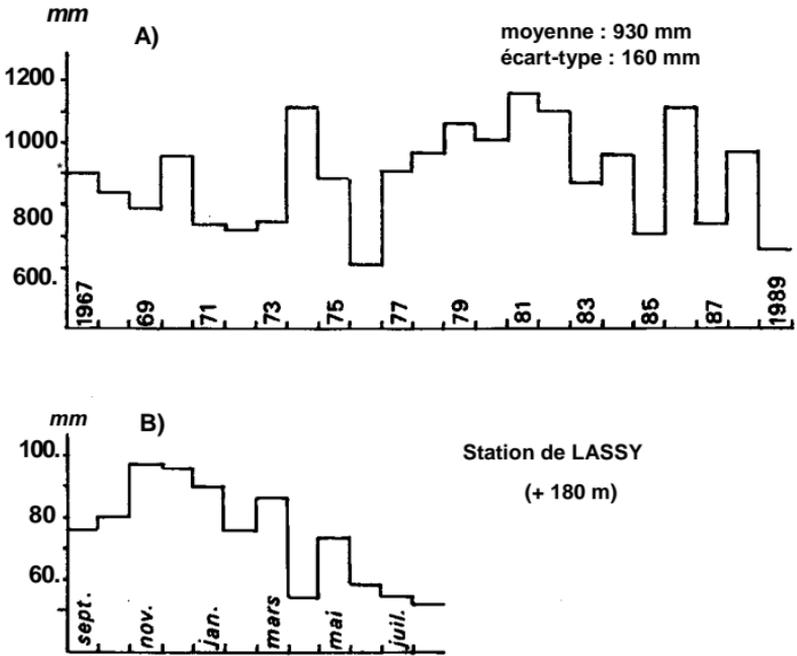


Fig. 15 - Statistiques sur 23 années de la pluviométrie à Lassy
A - hauteurs annuelles ; B - moyennes des hauteurs mensuelles
(d'après les données du Centre départemental de météorologie
du Calvados, Carpiquet)

Exploitation

Les procédés d'exploitation sont variés :

— le plus souvent, *captage* des émergences en tête ou sur le flanc des thalwegs;

— *puits avec galeries drainantes* : source du château d'Orbigny (175-2-2) à Saint-Pierre-la-Vieille (débit juillet 1948: 510m³/jour; 199 m³/j en septembre 1949). Un exemple intéressant de galerie drainante (Houel, 1920) est représenté par l'ancien tunnel ferroviaire des Gouttes (175-3-1), entre la station de Clécy-Lande et Berjou : traversant 1791 m de Briovérien avec une voûte située, à mi-parcours, à 116 m au-dessous du sol, ce tunnel draine une exhaure à débit très variable, entre 200 m³/j (septembre 1949) et 2000m³/j (mars 1966) ;

— *forages*, en général peu profonds; certains atteignent toutefois 80m comme celui de La Landrière (175-1-4) au Nord de Saint-Jean-le-Blanc, ou du Héquet (175-1-5) sur la commune de Lassy (voir liste des forages en annexe) ;

— *pompages d'eaux de surface*. Celles de la Druance sont traitées, en amont de Condé, à la station du Poncelet (175-6-7), la régularisation de débit de la rivière étant assurée par le barrage de Pontécoulant. Au moulin de Taillebois (175-8-4), les eaux de la Rouvre sont prélevées pour le syndicat d'Athis. Des prises d'eau pour l'industrie sont effectuées dans l'Orme, au Mesnil-Villement (175-8-3) et à Saint-Rémy (175-3-4), ainsi que dans l'Odon (175-6-5) et le Noireau (175-7-8) à Condé.

Une politique de recours aux eaux de surface doit prendre en compte les faibles débits relevés certaines années. À cet égard, le tableau ci-après fournit les données concernant l'année de sécheresse 1989 et, partiellement, 1990.

**Débits d'étiage 1989 et 1990 des cours d'eau de la feuille
Condé-sur-Noireau (SRAE)***

	1989	débit en m ³ /s	1990	débit en m ³ /s
le Noireau, à Caligny	19.07.89	0,290	17.09.90	0,070
	02.10.89	0,135	—	—
le Noireau, à Cahan	19.07.89	0,624	17.09.90	0,210
	02.10.89	0,285	—	—
le Tortillon, à St-Germain- du-Crioult	22.06.89	0,022	08.08.90	0,011
	21.09.89	0,006	08.10.90	0,010
la Druance, à St-Germain- du-Crioult	19.07.89	0,055	17.09.90	0,039
	02.10.89	0,034	—	—
la Vère, à Athis-de-l'Orme	—	—	08.08.90	0,104
			08.10.90	0,077
la Vère, à Pont-Érembourg	19.07.89	0,281	08.08.90	0,121
	02.10.89	0,153	08.10.90	0,080
la Rouvre, à Faverolles	15.06.89	0,155	07.08.90	0,049
	20.09.89	0,049	04.10.90	0,071
la Rouvre, à Ségrie-Fontaine	19.07.89	0,327	17.09.90	0,058
	02.10.89	0,186	—	—

* données aimablement communiquées par le service régional d'aménagement des eaux de Basse-Normandie.

Chimie des eaux souterraines

En pays briovérien (flysch et auréole métamorphique), les qualités physico-chimiques des eaux souterraines naturelles sont les suivantes: degré hydrotimétrique total entre 4 et 7° F ; pH entre 5,75 et 7,5 ; résistivité entre 3 500 et 6 500 ohms/cm. Ce sont des eaux faiblement à très faiblement minéralisées, agressives, ayant leur alcalinité sous forme de bicarbonate. La teneur en fer peut y être élevée (2 mg/l), comme dans le puits communal de Saint-Pierre-d'Entremont (175-5-1).

En Zone bocaine, les eaux circulent dans les formations lithologiques plus variées du Cambrien. On peut ainsi opposer :

—les eaux issues des réservoirs gréseux ou silto-gréseux (Formation des Conglomérats, Formation de Gouvix) dont les propriétés sont proches de celles du Briovérien ;

—aux eaux émergeant des Schistes et calcaires (sources du Goutil, 175-3-9, et de la Fontaine, 175-3-3, à Clécy ; de la Porte, 1753-3-8, à La Villette) et qui sont assez fortement minéralisées, bicarbonatées calciques (degré hydrochimique total : 20 à 30° F ; pH : 7 à 7,70 ; résistivité : 2 000 à 3 000 ohms/cm).

Gestion

L'alimentation en eau potable s'organise au sein de groupements intercommunaux. Le syndicat de la Druance intéresse quinze communes dont certaines aussi éloignées que Clécy, Condé-sur-Noireau et Lassy. Les points d'eau alimentant ce syndicat sont les captages ou forages de la Porte (La Villette), la Fontaine (Clécy), du château d'Orbigny (Saint-Pierre-la-Vieille), de Landrière (Saint-Jean-le-Blanc). En fonction de leurs besoins, des communes peuvent adhérer à deux syndicats, telles Proussy et Clécy vis-à-vis des syndicats de la Druance et de la Suisse normande.

MATÉRIAUX ET CARRIÈRES

L'extraction du minerai de fer oolitique ordovicien, longtemps ressource cardinale de la région, appartient à un passé ressuscité par le musée de Saint-Rémy (*cf.* « Description des terrains »).

Pour la construction ou l'empierrement traditionnel, toutes les formations géologiques, hormis celles du Mésozoïque, ont donné lieu à des exploitations, avec une densité particulière de carrières dans les roches résistantes : en Zone bocaine, les faciès arkosiques des Grès de Caumont dans la localité-type, et surtout la bande de conglomérats pourprés, à faible pendage, du flanc sud entre Lassy et Clécy. Les carrières du Val-Rosaire (D 298, commune de Périgny) et de La Méheudière (700 m à l'Est de l'église de Saint-Rémy) fournissaient des matériaux très hétérogènes du Cambrien,

Dans le Briovérien, de petites exploitations entamaient les affleurements naturels de la Druance. Dans la vallée de l'Orne, la carrière de La Rustiquerie (500 m au Nord de Saint-Christophe) exploitait une séquence de flysch grauwackeux, en bancs métriques. Les carrières de cornéennes de la vallée du Casse-Cou, entre Pont-Érembourg et Berjou, sont abandonnées depuis peu.

Les roches volcaniques, peu représentées sur la carte, ont pourtant été exploitées : les spilites du Briovérien dans une carrière à l'Ouest du château de Vassy, le filon de dolérite varisque de La Halboudière (commune de Moncy).

Jusqu'au 18^e siècle, le « granite roux » était utilisé pour l'habitat rural : carrière des Vaux-de-Noirée dans un filon satellite du leucogranite de Cerisi,

carrière du Poirier dans un filon de même nature dans le massif d'Athis, nombreuses et petites excavations dans les faciès altérés de la granodiorite. Ce « granite roux » a ensuite été remplacé par le « granite gris » (la granodiorite non altérée) pour la taille de linteaux, de bordures de trottoir ou de quai ; il était exporté sous le nom de « granite de Sainte-Honorine » vers Caen, Le Havre, Rouen et Paris. À Pont-Érembourg, le pont ferroviaire sur la D 256 est construit en granodiorite d'Athis, bien reconnaissable à ses nombreuses enclaves.

Des sablières de modeste importance exploitaient les arènes du massif d'Athis ; quelques extractions locales subsistent (carrière du Logis, Ségrie-Fontaine).

Parmi les roches calcaires, les calcaires cambriens de Clécy, matériaux durs et compacts, ont été largement utilisés pour l'édification d'ouvrages d'art sur l'Orne, tel le viaduc ferroviaire du Vey à la rigoureuse architecture. La chaux était fabriquée à partir de ces mêmes calcaires cambriens (ancien four à chaux du bourg de Clécy), mais également à partir des calcaires tendres du Bajocien supérieur de la butte d'Angoville (anciennes carrières de part et d'autre de la D 214).

Mais, actuellement, seules trois carrières d'importance très inégale restent actives sur le territoire de la carte : la carrière du Pont-de-la-Mousse, pour dallages et pierre d'appareil, une carrière dans les conglomérats pourprés (D 36, 1200 m au Nord-Ouest de Proussy), la grande carrière du Plafond (vallée de la Vère). Cette dernière est ouverte depuis 1920 dans les cornéennes proximales du massif d'Athis ; ces matériaux, très siliceux (70% de SiO₂), ont une densité de 2,75 à 2,77. La production totale de granulats (issus du broyage) et de tout-venant atteint 250 000 t/an. Destinés principalement à la viabilité, les granulats du Plafond sont enrobés avec 8 % d'émulsion.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

En raison de l'extension des prairies, le territoire de la feuille a livré peu de vestiges **paléolithiques**, si ce n'est quelques bifaces à Condé-sur-Noireau (Coutil, 1894 ; Verron, 1980).

Le **Mésolithique** se signale par des outils microlithiques à Saint-Pierre-Regard et sur le mont de Cerisi (Coutil, 1895).

Pour le **Néolithique**, la densité des vestiges augmente notablement avec plusieurs mégalithes : menhirs de La Lande-Siméon (Roulleaux-Dugage et Hubert, 1926), entre Le Mâly et Ronfil (x = 397,50 ; y = 1129,45) ; de Saint-Omer, lieu-dit La Fortinière (x = 397,10 ; y = 1140,15) ; de Culey-le-Patry, lieu-dit Belle-Roche (x = 388,75 ; y = 1142,80). À Lassy, entre Le Cornu et le GR 221, le menhir de la Pierre Grise est situé sur un sentier néolithique que réempruntera la voie romaine de Lisieux à Avranches, par Pont-d'Ouilley, Les Forges-d'Orbigny et Montchauvet (Gidon, 1912). Les alignements de

blocs de quartz de La Plumeaudière (Nord-Ouest de la carte, commune de Montchauvet) sont les seuls connus en Basse-Normandie ; ils sont fléchés « les mégalithes ». En revanche, l'indication « Pierre druidique », portée sur la carte topographique à 1,3 km à l'WNW de Saint-Pierre-la-Vieille, ne correspond pas à un mégalithe, mais à des roches en place : les Schistes de Gouvix, orientés N 120° E et plongeant de 14° vers le Nord, y sont affectés par le clivage régional N 115°-75°S.

Durant l'**âge du bronze**, la vallée de la Vère et ses alentours semblent avoir connu des activités importantes dont témoignent de nombreux dépôts : haches de bronze aux villages des Avenages et de La Raffinière près d'Athis, hache polie à Damescent (Est de Montilly). Dans la vallée de la Rouvre, le site de Pont-Huan (Sud de Notre-Dame-du-Rocher) a livré des haches de bronze ainsi que des lingots de cuivre. Condé-sur-Noireau apparaît particulièrement fréquenté : haches polies extraites du plus ancien cimetière, épées, bracelets et moules de bronze dans l'atelier d'un fondeur au Haut-Mesnil (Hubert, 1958, 1966).

L'occupation romaine, soixante ans avant notre ère, fonde *villae* et *mansiones* dans diverses localités : Saint-Pierre-la-Vieille, Lénault, Lassy, Cauville, La Villette, Proussy (Cautru, 1965). Au lieu-dit La Poterie, à l'Est de Vassy, ont été trouvés des fragments de poterie sigillée et de fioles de verre.

La configuration accidentée du paysage explique sans doute de nombreuses structures défensives ; leur construction et leur utilisation, souvent mal datées, relèvent plus souvent de l'**époque médiévale** que des temps préhistoriques : Clécy, Combray, La Pommeraye, Proussy, Saint-Jean-le-Blanc, Lassy dans le Calvados; Ménil-Hubert, Sainte-Honorine-la-Guil-laume, Taillebois, Sainte-Honorine-la-Chardonne, Athis, Saint-Pierre-d'Entremont, dans l'Orne.

La toponymie a conservé quelques traces de l'histoire qui suit. Avec Pont-Érembourg (de *Eremborc*, nom d'un chef nordique) et Écorchebeuf, lieu-dit à l'Ouest de Vassy, se trouvent mémorisées les invasions saxonnes du 3^e siècle. Clécy proviendrait de *Clicius*, nom d'époque carolingienne (Denis, 1981).

Du 9^e siècle subsistent la chapelle de la Plisse (Saint-Philbert-sur-Orne). L'église de Vassy possède une tour et un chœur du 13^e siècle. Le 16^e siècle est marqué par la chapelle Saint-Roch (DI, du Fresne à Pont-d'OUILLY), la chapelle de Corday à Bréel, le manoir de Placy (musée d'antiquités normandes) à Clécy. Le château de Pontécoulant (16^e et 17^e siècles) abrite le musée départemental.

Enfin, des roches de la terre Adélie (migmatites) ont été déposées à Condé-sur-Noireau par P.E. Victor au pied de la statue de l'amiral J. Dumont d'Urville, natif de cette ville (1790) et explorateur de l'Antarctique.

ASSOCIATIONS VÉGÉTALES

Si l'on excepte les quelques membres carbonatés du Cambrien bocain et les calcaires bajociens de la butte d'Angoville, les formations géologiques du domaine de cette carte sont de nature siliceuse. Les horizons de surface des sols qui en dérivent possèdent un pH variant entre 5 et 6. Il en résulte une végétation presque exclusivement acidiphile quoiqu'à des degrés divers.

Sur les schistes et le granite, la végétation prairiale permanente domine largement, encadrée par son maillage bocager. Les pentes et les croupes sont occupées surtout par des prairies mésophiles à ray-grass et crénelle (*Lolio-Cynosurion*) celles des fonds de vallées et bas de pente, plus hygrophiles, à agrostis et oseille crépue (*Agropyro-Rumicion*), localement agrémentées de jonquilles printanières.

Le bocage est à chêne pédonculé, hêtre et frêne pour les arbres de haut-jet, tandis que le noisetier, l'aubépine et le prunellier dominant dans les haies basses ou constituent le bourrage des haies composées. L'orme a presque complètement disparu par suite de l'épidémie de graphiose. Sur les schistes briovériens, les talus sont très couramment couverts de primevères à grandes fleurs au printemps.

Les bois sont nombreux, mais de petite taille, sur les fortes pentes et les sommets ; le plus grand, le bois de Saint-Clair, étant lui en position de plateau sur les argiles à silex. Ce sont essentiellement des chênaies-hêtraies acidiphiles à houx et à myrtilles (*Illici-Fagion*) les portions à sol plus riche relevant des frênaies à jacinthe des bois et noisetier (*Fraxini-Carpiniori*). Ponctuellement, on peut observer des lambeaux d'aulnaie (*Alno-Ulmion*), en bordure des rivières ou des ruisseaux. Des reboisements à base de sapins couvrent localement les conglomérats et grès de base du Cambrien en Zone bocaine (bois des Mézerets, rive droite de la Druance), ainsi que les cornéennes de la ceinture nord du massif d'Athis (bois de Ménil-Hubert, entre Le Hamel et Le Haut-Vardon).

Mais les éléments les plus caractéristiques et les plus originaux du paysage végétal sont liés à la rudesse de la topographie, à l'encaissement des vallées et aux forts reliefs des conglomérats, grès ou cornéennes : vallées de l'Orne, de la Rouvre et de la Vère. C'est là que se rencontrent les végétations les plus naturelles du territoire de la carte : landes sèches à bruyère cendrée et callune, landes hautes à ajoncs, formations à fougère grand-aigle, parmi les plus connues.

D'autres éléments enfin, moins visibles dans le paysage, n'en sont pas moins intéressants : ce sont les groupements de fissures de rochers, de replats ou de vires (rochers des Parcs, de la Houle aux environs de Clécy, roches d'Oëtre à Saint-Philbert-sur-Orne). Ils se caractérisent par des espèces xérophiles acidiphiles, de petite taille, vivaces ou annuelles: fougères, graminées, ombilic-de-Vénus, sédum parmi les plantes vasculaires; mousses et lichens pour les cryptogames (umbilicariacées, parmélioacées, cladoniacées, scapaniacées, dicranacées). Ces regroupements

d'importance spatiale très limitée sont très caractéristiques des pointements rocheux briovériens et paléozoïques de Basse-Normandie ; ils représentent des *végétations primitives* ne devant pratiquement rien à l'homme ou à son influence.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Des introductions à la géologie régionale avec itinéraires et sites classiques sont proposées dans :

— le **Guide géologique régional « Normandie—Maine »** (Doré *et ai*, 1987), Paris : Masson édit. ; le val d'Orne étant en partie décrit dans *l'itinéraire la* : le massif ancien au Sud de Caen et la transgression jurassique ;

— **Géologie des régions : Normandie—Maine** (Juignet et Doré, 1990), Paris : Nathan édit., avec commentaire de diapositives.

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS J., FRENZEL H. (1950) - Capitain barrier reef, Texas and New Mexico. *Journ. Geol.*, 58, p. 289-321.

AITKEN J. (1967) — Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. *Journ. Sedim. Petroi.*, 37,4, p. 1163-1178.

BAMBIER A., BEURRIER M., DORÉ F., ENOUF C., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P., RIOULT M., VERRON G., VILLEY M. (1983) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Flers-de-Torne (211). Orléans : BRGM, 44 p.

BARDIN M. (1981) — Étude pétrographique du faciès bréchiue du sondage A184 G1 (Condé-sur-Noireau 1-2). Rapport interne SNEA (P), n°95.

BÈCHE H. (de la) (1882) - On the geology of the coast of France, and of the inland country adjoining ; from Fécamp, department de la Seine-Inférieure, to St-Vaast, department de la Manche. *Trans. Geol. Soc. London*, 2, I, p. 73-89.

BERTHOIS L. (1935) — Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif armoricain. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, II, 190 p.

BIGOT A. (1890)—L'Archéen et le Cambrien dans le Nord du massif breton et leurs équivalents dans le pays de Galles. Cherbourg : Le Maout édit., 179 p.

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

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

BIGOT A. (1929) — Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Basse-Normandie et dans les Côtes-du-Nord (11 au 19 sept. 1929). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 181-200.

BIGOT A. (1941) - Notes de géologie normande. XXVII : Géologie de la région d'Athis. *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), II, p. 53-61.

BIGOT A. (1946) — Notice explicative de la Carte géologique de France à 1/80 000, feuille Falaise (n°45), 3^e édit.

BIGOT A. (1950) - Hydrogéologie du Calvados. *Bull. Serv. Carte, géol. Fr.*, 230, XLVIII, p. 1-88.

BIGOT A., SUDRY L. (1912-1913) - Structure et conditions de dépôt des calcaires cambriens de Basse-Normandie. *Mém. Soc. linn. Normandie*, XXIV, p. 29-42.

BONJOUR J.L., PEUCAT J.J., CHAUVEL J.J., PARIS F., CORNICHE J. (1988) — U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France) : a new constraint for the Lower Paleozoic time-scale. *Chem. Geol. (Isotop. Geosci. sect.)*, 72, p. 329-336.

BOUMA A. (1962) — Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam : Elsevier, 168 p.

CAILLEUX A., TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre doc. univ. Paris, 369 p.

CAUTRU C. (1965) - L'histoire de Condé-sur-Noireau. Condé-sur-Noireau : Corlet édit., 249 p.

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

COURTY G. (1960) - Sur les rapports de l'oligiste et de la sidérose dans l'hématite de Saint-Rémy (Calvados). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 250, p. 2237-2238.

COURTY G. (1961a) — Sur la sidéritisation d'oolithes chloriteuses au sommet de la couche de minerai de fer de Saint-Rémy (Calvados). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 252, p. 301-303.

COURTY G. (1961b) - Mode de cimentation des oolithes dans l'hématite de Saint-Rémy (Calvados). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 85-86.

COURTY G. (1981) - Paléogéographie du minerai de fer llanvirnien (Ordovicien) de Normandie. 106^e congrès national soc. savantes, Perpignan, 11 p

COUTIL L. (1894) — Résumé des recherches préhistoriques en Normandie. Département du Calvados. *Bull Soc. normande ét. préhist.*, II, p. 65-145.

COUTIL L. (1895) — Inventaire des découvertes d'archéologie préhistorique en Normandie. Département de l'Orne. *Bull Soc. normande ét. préhist.*, III, p. 37-100.

DANGEARD L., PAREYN C. (1960) - Enquête géologique et hydrogéologique, département du Calvados. *Bull. Inst. nation, hygiène*, 15,1, p. 122-193.

DANGEARD L., DORÉ F., 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. dyn.* (2), 4, p. 251-261.

DENIS P. (1981) — Pont-Érembourg, de la révolution à nos jours. Condé-sur-Noireau : Corlet édit.

DIDIER J., DUTHOU J.L., LAMEYRE J. (1982) - Mantle and crustal granites. Genetic classification and orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journ. Volcan. Geoth. Research*, 14, p. 125-132.

DISSLER E. (1987) — Évolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Thèse doct. univ. Caen, 255 p.

DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull Soc. géol. Fr.* (8), IV, 5, p. 801-804.

DORÉ F. (1969) — Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, Caen, 790 p. (CNRS AO 2837).

DORÉ F. (1972) — La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull Soc. géol Fr.* (7), 14, p. 79-93.

DORÉ F. (1984) — Aspects radiométriques et biostratigraphiques de la limite Précambrien/Cambrien dans le Massif armoricain. *In* : « Géodynamique du Massif armoricain ». R.C.P. 705, Le Mans, p. 18.

DORÉ F. (1990) — The Cambrian of the Armorican Massif. *In* J. Keppie and A. Piquet edit. : « The Pre- Mesozoic Terranes in France and related areas ». Springer Verlag (sous presse).

DORÉ F., DUPRET L., HOMMERIL P., LAUTRIDOU J.P. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Granville (172). Orléans : BRGM, 55 p.

DUPRET L. (1988) — The Proterozoic of northeastern Armorican Massif. *In* Zoubeck edit. : « Precambrian in younger fold belts ». Vol. I, Précambrien in the European Variscan belt. New-York: John Wiley, p. 444-461.

- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In R. D'Lemos, R. Strachan and C. Topley edit : «The Cadomian orogeny». *Geol. Soc.*, sp. publ., 51, p. 115-131.
- DUPRET L., LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogènes cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10^e réunion ann. sci. Terre, Bordeaux, p. 200.
- DUPRET L., LE GALL J., DORÉ F., GATINOT F., DISSLER F. (1985) - Les Spilites de Vassy (Calvados) témoin d'un volcanisme sous-marin tholéïitique et distensif, dans la sédimentation du Briovérien supérieur de Normandie (NE du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 300, p. 687-692.
- DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.P., HOMMERIL P. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Coutances (142). Orléans : BRGM, 57 p.
- DZULINSKY S., KOTLARCZYK J. (1962) - On load-casted ripples. *Ann. Soc. géol. Pologne*, XXXII, 2, p. 147-160.
- ELHAÏ H. (1963) — La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. Bordeaux : Bière imp., 624 p.
- GARLAN T. (1985) — Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, Caen, 166 p.
- GIDON F. (1912) - Le Mégalithique du Calvados. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 6^e sér., V, p. 65-103.
- GRAINDOR M.J. (1953) - Sur l'âge du granite d'Athis (Orne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 236, p. 504-506.
- GRAINDOR M.J. (1957) — Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 211 p.
- GRAINDOR M.J. (1971-1972) - Notes de Géologie normande. IX : Chronique de la sismicité en Normandie. *Annuaire Assoc. normande*, 129^e congrès, p. 85-104, et 130^e congrès, p. 59-60.
- GRAINDOR M.J., ROBARDET M. (1969) - Nouvelles preuves sur le sens des poussées tangentielles en Normandie : la Roque-Poret (Zone bocaine). *Bull. Soc. linn. Normandie* (10), 10, p. 19-23.
- GRAINDOR M.J., WASSERBURG G. (1962) - Déterminations d'âges absolus dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 254, p. 3875-3877.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) - The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, Rennes, IV, p. 1-13.

GRESSELIN F. (1990) — L'évolution varisque du Massif armoricain oriental ; insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse doct. univ. Caen, 339 p.

GUERROT C, PEUCAT J.J., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 308, II, p. 89-92.

HANTZSCHEL W. (1975) - Trace fossils and problematica. In «Treatise on Invertebrate Paleontology», Teichert édit, part W.

HOFMAN H.J. (1969) — Attributs of stromatolites. *Geol. Surv. Canada*, pap. 69, 43 p.

HOUEL P. (1920) — Le problème des sources et des cours d'eau dans ses rapports avec l'atmosphère, le sol et la végétation. *Bull. Soc. linn. Normandie* (7), III, p. 11-106.

HUBERT G. (1958) — Répertoire bibliographique des travaux, communications et notes concernant l'archéologie antique du département de l'Orne. *Le Pays Bas-Normand*, 2, 108, p. 102-175.

HUBERT G. (1966) - L'Âge du Bronze dans le département de l'Orne. *Le Pays Bas-Normand*, 4, p. 82-106.

JONIN M. (1981) — Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France). Thèse État, Brest, 319 p.

JONIN M., VIDAL P. (1975) — Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Canadian J. Earth Sci.*, 12, p. 920-927.

JOSEPH P. (1982) — Le minerai de fer oolitique ordovicien du Massif armoricain : sédimentologie et paléogéographie. Thèse doct. ing. ENSMP, 325 p.

KLEIN C. (1975) — 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.

KUBLER B. (1968)—Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre rech. Pau, SNPA*, 2, 2, p. 385-397.

LAOUEANAN J.P. (1983) — Les leucogranites de la marge nord de la Mancellia (Massif armoricain) dans leur cadre structural. Thèse 3^e cycle, Caen, 188 p.

LECORNU L. (1891) — Sur le massif silurien de Falaise et ses prolongements. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 4^e sér., V, p. 57-67.

LECORNU L. (1892) — Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 33, 4, p. 1-20.

LE GALL J., DISSLER E., DUPRET L. (1986) - Signification géodynamique des volcanismes briovériens dans le Nord-Est du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 303, p. 1587-1592.

LE GALL J., MARY G. (1983) — Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (C), 15, 2, p. 169-180.

LIGNIER O. (1895) - Végétaux fossiles de Normandie. II : Contribution à la flore liasique de Sainte-Opportune-la-Guillaume (Orne). *Mém. Soc. linn. Normandie*, XVIII, 2, p. 123-151.

LIGNIER O. (1913) — Végétaux fossiles de Normandie : Contribution à la flore jurassique de Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, XXIV, p. 60-105.

MANSUY C. (1983) — Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien), nature, répartition, affinités. Thèse 3^e cycle, Rennes, 108 p.

MASLOV V. (1953) — Principes de nomenclature et de systématique de stromatolithes. *Izv. Akad. Nauk., SSSR*, sér. géol. 4, p. 105-112.

MINOUX L., JANJOU D., LANGEVIN C. (1987) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Vire (174). Orléans : BRGM, 59 p.

MORIÈRE J. (1853) — Note sur un dépôt de grès situé dans la commune de Sainte-Opportune (Orne). *Mém. Soc. linn. Normandie*, IX, p. 184-193.

MORIÈRE J. (1863)—Note sur le Grès de Sainte-Opportune et sur le Lias de l'arrondissement d'Argentan. *Bull. Soc. linn. Normandie* (2), VIII, p. 151-170.

MORIÈRE J. (1873) — Excursion faite par la Société linnéenne de Normandie les 28 et 29 juin 1873 à Clécy et Condé-sur-Noireau. *Bull. Soc. linn. Normandie* (2), VII, p. 190-225.

MORIÈRE J. (1878) — Note sur un tronc fossile paraissant se rapporter à *Cycadeomyelon* (Saporta). *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), II, p. 51-55.

MORIÈRE J. (1888)—Note sur une Fougère trouvée dans le grès liasique de Sainte-Honorine-la-Guillaume (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (4), I, p. 45-57.

PAREYN C. (1984) — Les découvertes récentes sur les séries marines néogènes et pléistocènes ouvrent la voie à une conception nouvelle de l'évolution structurale et morphologique de Basse-Normandie. *In* : « Mélanges offerts à A. Journaux ». Condé-sur-Noireau : Corlet imp., p. 215-232.

PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Age of the Vire-Carolles granite. *In* G. Odin edit. : « Numerical dating in stratigraphy », p. 784-790.

- PELLERIN J. (1967) - Premiers résultats d'une étude des argiles d'altération à silex jurassique de la Campagne de Caen. *Mém. Soc. géol. Fr.*, h.s. n°4, p. 60-64.
- PELLERIN J. (1968) — La Campagne de Caen ; plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Étude géomorphologique. Thèse 3^e cycle, Caen, 343 p.
- PELLERIN J. (1977) — Les nappes alluviales de l'Orne, leurs altérations et leurs relations avec les dépôts marins sur la côte du Calvados. *Bull. Soc. géol. Normandie et Muséum du Havre*, t. LXIV, fasc. 4, journées Lennier n° 1, p. 75-89.
- PELLERIN J. (1984)—Relation entre les deux phases majeures du Weichsélien de l'Orne et les séquences de versant. *Bull. Ass.fr. ét. Quaternaire*, 1-2-3, p. 41-44.
- PUZENAT L. (1939) — La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, IV, 399 p.
- RAGUIN E. (1958) - Bassins de fer de l'Ouest de la France, étude géologique. Chambre syndicale des mines de fer de l'Ouest, 138 p. (rapport inédit).
- RENAULT C. (1888) — Quatre journées d'excursion géologique en Normandie. *Bull. mensuel Soc. Flammarion*, 9, p. 237.
- RENAULT C. (1889) — Note sur une Eryonidée nouvelle (*Eryon morierreii*) trouvée à Sainte-Honorine-la-Guillaume (Orne) dans le grès liasique. *Bull. Soc. linn. Normandie* (4), II, p. 13-19.
- RIOULT M. (1980) — Lias et Jurassique moyen (Normandie-Maine). In : « Synthèse géologique du Bassin de Paris », vol. I. Stratigraphie et paléogéographie. (C. Mégnien coord.). *Mém. BRGM*, 101, p. 102-106,111-113,130-136.
- ROULLEAUX-DUGAGE H., HUBERT G. (1926) - Les menhirs de la Lande-Siméon. C.R. congrès A.F.A.S.S., Lyon, p. 471-472.
- SALIMEH H. (1990) — Pièges aquifères en Basse-Normandie ; essai sur les anomalies stratigraphiques et structurales révélées par l'exploration et la mise en valeur de ces concentrations aquifères locales. Thèse doct. univ. Caen, 304 p.
- STRECKEISEN A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, p. 359-362.
- TROMELIN G. (de) (1878) — Présence de la faune du Grès armoricain dans le Calvados. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3^e sér., II, p. 267.

VÉRAGUE J. (1970) — Contribution à l'étude des formations superficielles et de l'évolution géomorphologique de la région d'Athis-de-l'Orne. Mém. Maîtrise de géographie physique, Caen, 195 p. (carte couleurs h.t. à 1/50000).

VÉRAGUE J. (1973) - L'arénisation du massif d'Athis-de-l'Orne (Basse-Normandie). *Bull. Centre géomorph.*, CNRS (Caen), 16, 59 p.

VERRON G. (1980) - Préhistoire de la Normandie (coord.). Centre rég. doc. péd., Caen, 103 p.

VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, 96, 220 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Falaise* (n° 45) : 1^{re} édition (1892) par L. Lecornu ; 2^e édition (1916) par A. Bigot ; 3^e édition (1946) par A. Bigot ; 4^e édition (1962) par C. Pareyn (réimpression).

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000. Feuilles *Rouen* (1978) et *Nantes* (1979), par J. Méloux (coord.)

Carte hydrogéologique du département du Calvados à 1 /100 000, par C. Dassibat, P. Pascaud. BRGM, 1985.

Carte de la végétation de la France à 1 /200 000. Feuille *Caen*, 1973, par R. Corillion, M. Guerlesquin.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et paléontologiques sont conservés au laboratoire de géologie de Normandie occidentale, université de Caen, 14032 Caen.

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire de sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille, et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Basse-Normandie, 2 rue du Général Moulin, 14000 Caen, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Le guide agronomique des sols de Basse-Normandie (Chambre régionale d'agriculture de Normandie, 1987) décrit les propriétés physico-chimiques des sols en fonction de divers substrats, ainsi que les techniques d'amélioration.

AUTEURS

— Francis DORÉ, professeur à l'université de Caen : introduction, histoire géologique, Paléozoïque, roches métamorphiques, plutoniques, volcaniques et filoniennes, ressources du sous-sol (hydrogéologie, matériaux et carrières), documentation complémentaire *p.p.*

— Lionel DUPRET, maître de conférences à l'université de Caen : Briovérien, géologie structurale.

— Michel RIOULT, chargé de recherche au CNRS, université de Caen : Jurassique d'Angoville.

— Joël PELLERIN, ingénieur au Centre de géomorphologie du CNRS (Caen) : formations superficielles et Quaternaire.

— Alain LECOINTE, maître de conférences à l'université de Caen : associations végétales.

— Guy VERRON, chargé de mission près des Antiquités préhistoriques régionales : archéologie préhistorique et historique.

Coordination : F. DORÉ

Présentation au CCGF : 20 novembre 1990

Acceptation de la carte et de la notice : 28 novembre 1991

Impression de la carte : 1993

Impression de la notice : avril 1993

ANNEXE I : ANALYSES MODALES DE LA GRANODIORITE D'ATHIS

	Facès-type à grain moyen					Facès septentrional à grain fin						
	EC8	EC13	EC14	EC17	EC30	EC39	EC40	EC41	EC44	EC45	EC46	EC53
Quartz	37,00	37,33	35,00	36,40	33,00	27,25	38,50	37,17	29,63	35,75	25,50	46,20
Plagioclase	27,86	26,67	26,78	35,40	33,20	29,63	24,87	29,00	27,38	25,00	29,80	17,40
Feldspath K	14,57	13,83	10,44	11,00	13,40	21,87	17,00	14,33	19,25	17,75	29,00	21,80
Biotite	16,58	14,50	22,11	14,60	17,40	14,50	15,50	12,83	14,12	18,75	11,80	09,56
Muscovite	1,43	3,17	2,89	1,80	1,20	4,13	1,63	2,67	2,12	0,37	1,20	2,40
Cordiérite	2,00	4,50	2,44	1,00	1,60	0,50	1,63	2,30	7,25	2,13	2,20	6,00
Divers	0,57	0,00	5,00	0,20	0,20	2,12	3,00	0,33	0,25	0,25	1,00	1,00

Localisation :

EC8 : bords de la Rouvre, Sud-Ouest de Notre-Dame-du-Rocher

EC13 : bords de la Rouvre, Sud de Pont-Huan

EC14 : bords de la Rouvre, Sud de Pont-Huan

EC17 : Sud de La Houssaie

EC30 : Sud de La Dieurie

EC39 : bords de la Rouvre, Nord de Bréhel

EC40 : Ouest de La Lande-Siméon

EC41 : La Lande-Siméon

EC44 : Est de La Lande-Siméon

EC45 : cote 221, Ouest de Ségrie-Fontaine

EC46 : Ronfil, Nord-Ouest de Ségrie-Fontaine

EC53 : contact granite-cornéennes, D43, Nord de Ségrie-Fontaine

Analyses : C. Enouf, 1980

ANNEXE II : ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES IGNÉES

	Granodiorite d'Athis					Leucogranite de Cerisi			Spillites de Vassy			Dolérite
	AC1	AC2	AC3	AC4	AC5	AC6	AC7	AC8	AC9	AC10	AC11	AC12
	39EL	1094V	A3J	E	1127V	146L	155L	1114V	ED1B	ED1D	ED1H	1439KL
SiO ₂	64,21	65,70	66,75	64,00	66,70	75,70	74,90	74,40	47,74	46,24	46,50	47,68
Al ₂ O ₃	15,24	15,09	15,16	17,15	15,30	13,30	13,40	11,12	14,92	15,26	14,67	12,82
Fe ₂ O ₃	00,85	02,32	05,71	01,87	02,28	01,30	01,30	02,46	10,81	11,01	11,05	16,76
FeO	04,34	03,09	*	03,73	03,14	*	*	*	*	*	*	*
MnO	00,05	00,13	00,06	00,05	00,12	–	–	00,07	00,19	00,19	00,18	00,24
MgO	02,26	01,55	01,92	02,50	01,51	00,10	00,30	00,47	07,47	09,33	09,53	04,31
CaO	01,62	02,28	01,54	01,00	00,82	00,20	00,20	00,59	09,63	09,45	09,22	07,41
Na ₂ O	02,99	02,82	03,06	02,40	02,52	03,50	02,90	03,16	03,25	02,10	02,08	03,18
K ₂ O	03,77	03,61	03,47	03,80	03,43	04,40	05,40	04,32	00,39	00,17	00,32	01,05
TiO ₂	00,81	00,82	00,65	00,65	00,78	00,30	00,10	00,23	01,84	01,59	01,52	03,63
P ₂ O ₅	00,16	–	–	–	–	–	–	–	00,16	00,60	00,11	00,81
H ₂ O+	–	02,09	01,68	–	02,35	–	–	02,89	–	–	–	–
H ₂ O–	00,10	–	00,11	–	–	–	–	–	–	–	–	–
PF	02,10	–	–	01,98	–	–	–	–	03,17	03,11	03,19	02,77
Total	98,35	99,49	100,10	99,13	98,97	98,80	98,50	99,71	99,57	98,51	98,82	99,66

FeO* : fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

AC1 : Le Douit-de-Bréel ; AC2 : Bréel ; AC3 : Bréel ; AC4 : vallée de la Vère ; AC5 : Planquivon ; AC6 et AC8 : mont de Cerisi ; AC7 : Les Vaux-de-Noirée

AC9 à AC11 : château de Vassy ; AC12 : dolérite varisque de La Halboudière (Sud de Vassy)

Analyses 1, 2, 5, 8 : Centre de géomorphologie du CNRS, Caen ; 3 : Départements sciences de la Terre, université de Brest ; 6 et 7 : SNEA (P) Pau ; 4, 9 à 12 : CRPG Nancy.

ANNEXE III : PRINCIPAUX FORAGES ET PUIITS

N° Archiv. S.S.N. 175	Commune Lieu-dit	Objet de l'ouvrage	Année	Profond. en m	Terrains traversés	Coordonnées, cote de sol
1-10	Vassy Les Glivets	Recherche eau	1955	24,5	Briovérien : siltites et grauwackes	x = 378,15 y = 1134,90 z = + 199,05
1-14	St-Jean-le-Blanc Landrière	Exploitation eau, AEP	1980	80	Cambrien : siltites et grès verts localement calcaireux	x = 381,20 y = 1142,41 z = + 218
1-15	Lassy Le Néquet	Exploitation eau	1980	80	0-37 m : conglomérat et grès du Cambrien 37-80 m : siltites et grauwackes du Briovérien	x = 378,11 y = 1140,73 z = + 223
2-11	Périgny Le Val-Mérienne	Recherche eau	1990	120	Holocène et Pliocène supérieur : 0-8 m : limons argileux 8-19 m : blocs de grès et schistes cambriens 19-120 m : graviers de grès et schistes cambriens	x = 384,70 y = 1138,43 z = + 122
2-13	Vassy La Chaise	Recherche minéralisation	1981	198	Briovérien : 0-36 m : siltites et grauwackes 36-198 m : brèches et laves (spilites)	x = 383,50 y = 1135,30 z = + 160
3-3	Clécy La Fontaine	Exploitation eau, AEP	1966	16	Cambrien : alternance de dolomies et siltites violacées	x = 392,44 y = 1138,28 z = + 73,14
3-17	Clécy Le Grand-Béron	Exploitation eau industrielle	1990	120	Briovérien : siltites et grauwackes	x = 391,47 y = 1134,84 z = + 163
4-2	Pierrefitte-en-Cinglas Mathan	Exploitation eau agricole	1990	17	Cambrien : siltites et grès feldspathiques roses	x = 400,11 y = 1137,86 z = + 269
4-5	Donnay Vileneuve	Exploitation eau agricole	1970	70,15	Briovérien : siltites et grauwackes	x = 399,15 y = 1142,25 z = + 217
5-1	St-Pierre d'Entremont Pont-Dienne	Exploitation eau, AEP	1967	30	0-1,5 m : alluvions 1,5-30 m : schistes tachetés (Briov. métam.)	x = 380,22 y = 1127,55 z = 128,26
5-5	Vassy Le Besnier	Exploitation eau domestique	1975	22,8	Briovérien : siltites et grauwackes	x = 380,54 y = 1133,26 z = + 173
5-6	St-Germain-du- Crioult Les Quatre-Croix	Exploitation eau, AEP	1986	75	Briovérien : siltites et grauwackes	x = 381,46 y = 1129,54 z = + 185
6-1	Aubusson Le Coudray	Exploitation eau domestique	1973	20,75	Coraëennes (Briovérien)	x = 386,86 y = 1124,05 z = + 170
6-2	Condé-sur-Noireau La Conterie	Exploitation eau industrielle	1946	19	Briovérien : siltites et grauwackes	x = 387,46 y = 1191,51 z = + 116
6-3	Condé-sur-Noireau Le Haut-Mesnil	Exploitation eau industrielle	1970	35	Briovérien : siltites et grauwackes	x = 387,40 y = 1132,58 z = + 87
6-4	Athis-de-l'Orne Le Hamel-des-Bots	Exploitation eau domestique	1979	15	Arène et granodiorite altérée	x = 388,39 y = 1126,11 z = + 91