

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

COUTANCES

par

L. DUPRET, J. PONCET, J.-P. LAUTRIDOU, P. HOMMERIL

avec la collaboration de

A. BAMBIER, P. de la QUÉRIÈRE

COUTANCES

La carte géologique à 1/50 000
COUTANCES est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord-ouest : BARNEVILLE (N° 27)
au nord-est : ST-LÔ (N° 28)
au sud-est : COUTANCES (N° 44)

	La Haye- du Puits	Carentan
	COUTANCES	St-Lô
	Granville	Villedieu



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
COUTANCES A 1/50 000**

par

L. DUPRET, J. PONCET, J.P. LAUTRIDOU, P. HOMMERIL

avec la collaboration de A. BAMBIER, P. de la QUERIERE

1989

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

— *pour la carte* : DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.P., HOMMERIL P. et coll. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille COUTANCES (142) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.P., HOMMERIL P. et coll (1989), 58 p.

— *pour la notice* : DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.P. HOMMERIL P. et coll (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille COUTANCES (142) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 58 p. Carte géologique par DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.P., HOMMERIL P. et coll. (1987).

© BRGM, 1989. 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 écrite préalable de l'éditeur.

N° ISBN : 2-7159-1142-4

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>MORPHOLOGIE-HYDROGRAPHIE</i>	5
<i>ORGANISATION DU LITTORAL</i>	5
<i>LE SOUS-SOL DE LA PARTIE CONTINENTALE</i>	6
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>FORMATIONS DU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	8
Groupe inférieur du Briovérien	9
Groupe supérieur du Briovérien	15
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	17
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	20
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	22
<i>FORMATIONS PALÉOZOÏQUES</i>	25
Cambrien	25
Dévonien supérieur	26
Carbonifère inférieur	27
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	29
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i>	32
GÉOLOGIE STRUCTURALE	35
<i>LA DÉFORMATION DES TERRAINS PRÉCAMBRIENS</i>	35
<i>LA DÉFORMATION DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES</i>	36
LITHOLOGIE SOUS-MARINE	39
SITES PRÉHISTORIQUES	46
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	46
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	46
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	48
<i>MATÉRIAUX ET CARRIÈRES</i>	48
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	49
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	49
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	49
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	53
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	54
AUTEURS DE LA NOTICE	57

INTRODUCTION

MORPHOLOGIE-HYDROGRAPHIE

Situé sur la côte occidentale du Cotentin(*), à mi-distance entre la pointe de la Hague et la baie du Mont-Saint-Michel, le territoire couvert par cette carte est coupé en deux par le trait de côte.

Dans la partie marine, la profondeur des fonds reste modeste, n'atteignant jamais l'isobathe - 15 m. Les deux tiers de la surface immergée sont compris entre 0 et - 5 m, avec deux hauts-fonds redoutés en période de vives-eaux, la Chaussée des Bœufs au Nord-Ouest et le banc de la Catheue au Sud-Ouest. La faible pente sous-marine, alliée aux fortes amplitudes des marées (12,70 m au Sénéquet), permet ici le développement d'un estran démesuré pouvant s'étendre jusqu'à 4,5 km de la côte en basse mer de vives-eaux. C'est, après la baie du Mont-Saint-Michel, la plus large zone intertidale du littoral bas-normand.

La partie continentale présente une physionomie bocagère faisant suite aux paysages bas de la Lande de Lessay. Les altitudes supérieures à 100 m se localisent entre Coutances et La Vendelée, dans la diorite et les terrains métamorphiques qui la bordent au Nord. Cette bande de relief NE-SW culmine ici à 147 m (Nord-Est du lieu-dit la Cousinière) et se prolonge sur la feuille Saint-Lô, guidée semble-t-il par les directions structurales de la chaîne cadomienne. Les altitudes diminuent ensuite régulièrement vers le littoral jusqu'à l'escarpement des falaises mortes (30 m). Dans le Sud-Ouest de la feuille, entre Montmartin-sur-Mer et Hyenville, la courbe isohypse + 50 m souligne des échines E-W des grès paléozoïques de Hyenville impliqués dans les plissements varisques (synclinal de Montmartin).

Sur le plan hydrographique, trois rivières principales arrosent cette région : l'Ay draine uniquement le quart nord-est du territoire de la feuille avant de traverser la Lande de Lessay jusqu'à Saint-Germain ; le cours supérieur de la Sienne coule vers le Nord et recoupe en cluse surimposée le synclinal de Montmartin pour s'élargir ensuite jusqu'à la mer ; la Soulle descend des hauteurs de Coutances pour se jeter dans la Sienne au Pont-de-la-Roque. Un réseau de petits ruisseaux parallèles, orientés grossièrement E-W, assurent le drainage de la bande côtière (ruisseaux des Landelles, des Épaisses et de Bretteville, du Moulin de Gouville, de Gidron, etc.).

ORGANISATION DU LITTORAL

La côte est exclusivement sableuse, constituée d'étroits cordons littoraux et de dunes bordières holocènes (les *mielles*) passant vers l'intérieur aux prairies alluviales sur lesquelles se pratique une culture vivrière dynamique.

Le tracé quasi rectiligne de cette côte basse est interrompu par les brèches des havres de Geffosses, Blainville et Regnéville. Ces zones de marais mari-

(*) de *Constancia* (ville fortifiée par Constance Chlore vers l'an 400, sur l'ancienne Cosédia des Unelles), origine de Coutances.

times, où convergent les eaux de l'arrière-pays avant leur évacuation à la mer, font l'originalité de la frange côtière de l'Ouest-Cotentin.

Le plus vaste de ces havres, celui de Regnéville, correspond au spacieux et pittoresque estuaire de la Sienne dont le cours est ici fortement dévié vers le Sud par la puissante flèche sableuse de la pointe d'Agon (2 km de large, 4 km de long). Les fréquentes incursions marines, qui pénètrent au gré des marées ces domaines, permettent le développement d'herbus à plantes halophyles caractéristiques de la haute slikke et du schorre (*Obione*, *Spartina*, *Puccinellia*, *Suaeda*, *Salicornia*). De tous temps, ces prés salés se sont révélés être des sites de pacage recherchés pour l'élevage des ovins. Jusqu'au début de ce siècle, ces havres servaient également de lieux d'extraction intensive de la tanguie (sédiment sablo-silto-argileux contenant jusqu'à 50 % de carbonates) utilisée par les agriculteurs pour l'amendement des terres acides de l'intérieur.

Enfin, tout au long de la côte, une importante industrie conchylicole (bouchots à moules, huîtres) s'est implantée sur le vaste platier rocheux et sableux de la zone intertidale. Une base d'affinage a d'ailleurs été récemment créée dans le havre de Blainville, à l'abri du banc du Nord.

LE SOUS-SOL DE LA PARTIE CONTINENTALE

Le substratum rocheux de la partie continentale concernée par cette carte appartient dans son ensemble aux terrains anciens du Massif armoricain, datés du Protérozoïque supérieur (Briovérien) et du Paléozoïque. Du Nord au Sud, plusieurs unités disposées en bandes grossièrement E-W peuvent être distinguées :

- l'extrémité méridionale du bassin de Lessay (*cf.* feuille La Haye-du-Puits à 1/50 000) représentée par les formations cambriennes des Schistes de la Feuillie (k_{1b}) et des Grès de Lessay (k_2). Ces derniers constituent aussi l'essentiel du platier rocheux qui s'étend au Nord jusqu'au phare du Senéquet ;
- une première bande de terrains précambriens, où s'expriment plus largement les volcanites du Briovérien inférieur (formation de Montsurvent) recouvertes des sédiments du Briovérien supérieur (b_3), l'ensemble étant percé de petits massifs granitiques cadomiens ;
- une bande centrale de roches métamorphiques précambriennes encadrant la Diorite quartzique de Coutances (η_2) ;
- et une unité méridionale, séparée de la précédente par un accident majeur (accident de Coutances), où les terrains sédimentaires du Briovérien, localement recoupés par le granite de Montchaton, sont recouverts par les formations paléozoïques (d_5-7 , h_1 et h_2) du synclinal de Montmartin.

Sur ce socle sont plaquées de maigres formations cénozoïques et quaternaires.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique des terrains correspondant à la feuille Coutances s'est façonnée durant une période d'environ 650 Ma au cours de laquelle

bien des épisodes n'ont pu être enregistrés sous forme de dépôts ou d'intrusions magmatiques. Trois grands chapitres se succèdent, les deux premiers aboutissant respectivement à la surrection des chaînes cadomienne et varisque.

L'histoire cadomienne (650-540 Ma) : la genèse du bâti

Elle débute avec les épanchements volcaniques du Briovérien inférieur (formation de Montsurvent), témoins d'un arc insulaire lié à la subduction NW-SE de « l'Océan de la Manche ». De part et d'autre de cet arc se déposent les séries détritiques — siltites, grès fins et phanites — du groupe inférieur (b2). Cette première partie de l'histoire cadomienne se termine vers 585 Ma avec une première phase de serrage et d'activation magmatique provoquant l'intrusion syncinématique de la Diorite de Coutances (η_2) et le métamorphisme de ses épontes. L'érosion de l'arc constantien ainsi formé va alimenter la sédimentation terrigène turbiditique à l'origine des siltites, grauwackes et conglomérats du Briovérien supérieur (b3).

L'histoire briovérienne s'achève avec la phase de plissement synschisteux N 70°E à vergence Nord, qui affecte différemment selon les régions l'ensemble des séries précambriennes. Elle conduit à l'émersion de la chaîne cadomienne. La fusion de la croûte continentale entraîne alors la montée des granitoïdes fini-cadomiens, tels ceux de la Hague et de la Mancellia datés à 540 Ma, représentés dans cette région coutançaise par plusieurs petits stocks qui jalonnent les accidents crustaux cadomiens (granite à biotite de Montchaton, granodiorites de Gouville et de Brainville, leucogranites de la Coquière et de la Planquerie). Ces intrusions entraînent la recristallisation de leurs épontes sédimentaires ou volcaniques, avec développement de blastes de cordiérite et d'actinote (auréole thermométamorphique). S'ensuit une longue période d'érosion qui aboutira au façonnement de la plaine cadomienne.

L'histoire varisque (540-280 Ma) : sédimentation épicontinentale, plissement modéré et cisaillement de blocs

La transgression paléozoïque atteindra la partie nord du territoire de la carte au Cambrien inférieur avec le dépôt des Schistes de la Feuillie (k1) qui seront recouverts ensuite par les Grès feldspathiques de Lessay (k2). Au Sud des reliefs hérités de l'arc constantien cadomien, le retour de la mer s'effectuera plus tardivement avec les schistes et grès de la série de Hyenville (d5-4) dont l'âge dévonien supérieur, reconnu jusqu'à présent, est maintenant controversé (ordovicien probable).

Après une période d'émersion correspondant aux mouvements épirogéniques de la phase bretonne, la sédimentation marine reprend au Carbonifère inférieur, avec le faciès culm des Grès du Robillard rapportés au Tournaisien inférieur et moyen, sur lesquels se déposent ensuite les calcaires fossilifères de Regnéville datés du Tournaisien supérieur à Viséen moyen.

Vers 310-300 Ma, la région subit la compression N-S de l'orogénèse varisque (ou hercynienne), à l'origine de plissements synschisteux orientés ici

N 90 °E (synclinal de Montmartin), congénères d'importants cisaillements inverses réactivant *pro parte* les accidents cadomiens. Toutes ces structures sont ensuite affectées par de nombreuses fractures verticales sub-méridiennes (N 20-150 °E). Les événements tardi-hercyniens, comme la distension post-orogénique qui contrôle l'installation des petits bassins houillers wesphalo-stéphaniens (Littry—Le Plessis) ou le comblement des dépressions de la pénéplaine hercynienne par les séries rouges du Permien, ne laissent aucun témoin dans le secteur de Coutances.

Du Mésozoïque au Quaternaire : une émerision pérenne, puis des variations climatiques

Après la surrection de la Chaîne varisque et l'active érosion qui suivit, cette région fut soumise à une très longue période d'émerision qui se prolongera pendant tout le Mésozoïque et une partie du Cénozoïque. De cette dernière époque seuls quelques épandages de sables et graviers fini-éocènes seront conservés, piégés notamment dans le karst de Montmartin. Plus tard, une nouvelle transgression marine permettra le dépôt des faluns miocènes.

Dans un environnement général périglaciaire, le Quaternaire ancien (Pléistocène) se caractérise par une alternance de périodes froides où la mer régresse et de stades interglaciaires transgressifs. Les sables éoliens et les loëss, issus du fond de la Manche asséchée, stigmatisent les unes ; les tourbes et les terrasses marines marquent les autres. A l'Holocène (période post-glaciaire) la transgression flandrienne mettra en place des tourbes et des cordons de sables et galets. Enfin, les dunes récentes (post XIII^e siècle) surmontent ces anciens cordons tandis que les tangles se déposent dans les havres.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS DU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR (BRIOVÉRIEN)

Stratigraphie du système Briovérien. Compris entre le socle polymétamorphique du Pentévrien (Cogné, 1959), d'âge Protérozoïque inférieur (2 200 Ma), et la couverture cambrienne discordante (Bigot, 1890, 1925 ; Doré, 1969, 1984, 1985), les terrains volcaniques et sédimentaires du système Briovérien appartiennent au Protérozoïque terminal, appelé Vendien. Telle que nous la concevons aujourd'hui, l'histoire briovérienne s'inscrit entre deux bornes radiométriques (Guerrot *et al.*, 1989) ; elle débute vers 656 ± 5 Ma, d'après l'âge U/Pb sur zircons d'un orthogneiss remanié dans le Conglomérat de Cesson (Guerrot *et al.*, 1986), et s'achève vers 540 ± 10 Ma d'après l'âge U/Pb sur monazites de la granodiorite tardi-cadomienne de Vire (Pasteels et Doré, 1982). Entre le dépôt des premiers conglomérats et les derniers événements plutoniques cadomiens, cette histoire a donc duré une centaine de millions d'années.

L'étude des microorganismes phytoplanctoniques, présents dans certaines formations briovériennes (Chauvel et Schopf, 1978 ; Choubert *et al.*, 1982), n'habilite aucun découpage biostratigraphique précis (Mansuy, 1983). Aussi, la stratigraphie du Briovérien ne peut s'élaborer qu'à partir des

remaniements sédimentaires d'unités lithologiques caractéristiques (volcanites, phtanites). Deux groupes sont maintenant reconnus au sein de ce système (Dupret, 1988 a et b ; Dissler *et al.*, 1988).

Le **groupe inférieur** comprend à sa base plusieurs formations volcaniques d'affinité tholéitique en contexte de subduction (Dupret *et al.*, 1985a ; Le Gall *et al.*, 1986), associées puis surmontées par des formations sédimentaires diverses d'où ressortent quelques faciès lithologiques remarquables tels les phtanites de la Lande des Vardes, les calcaires oolithiques de la Meauffe, les grès tufacés de Rampan ou les schistes rubanés de Saint-Pair.

Le **groupe supérieur** consiste en une épaisse série détritique terrigène, à caractère flysch (Dangeard *et al.*, 1961 ; Garlan, 1985), constituée de turbidites grésilo-silteuses et d'intercalations conglomératiques mises en place par courant de débris (*debris flow*). Dans le bassin mancennien, les spilites à pillows de Vassy (Dupret *et al.*, 1985b) témoignent d'une distension contemporaine du remplissage sédimentaire.

La limite entre ces deux groupes est fixée par l'âge de la Diorite de Coutances à 584 ± 4 Ma (Guerrot *et al.*, 1986), puisque cette intrusion syncinématique métamorphose certains termes du groupe inférieur mais jamais les alternances schisto-gréseuses du groupe supérieur.

Groupe inférieur du Briovérien

La formation de Montsurvent

Cette formation volcanique (Dupret *et al.*, 1985) occupe très largement le quart nord-est du territoire de la feuille et figure plus modestement sur le platier rocheux au Nord-Ouest du havre de Blainville (Rocher Clément, le Brébier). La nouvelle cartographie présentée ici, profondément modifiée par rapport à l'ancienne (feuilles Saint-Lô et Coutances à 1/80 000), distingue deux groupes de volcanites selon leur teneur en silice : des volcanites à chimisme principalement basique (b_1K^3) et celles à chimisme intermédiaire à acide dominant (b_1K^1). Au sein de ces deux grands ensembles — et là où la qualité des affleurements rendait le diagnostic possible — le caractère pétrographique plus spécifique de ces roches (laves, brèches, tuffites...) a été indiqué au moyen de surcharges. Néanmoins, cette cartographie, qui a nécessité l'examen de nombreuses lames minces pour confirmer la reconnaissance macroscopique, ne peut rendre compte des étroites imbrications lithologiques constatées à la faveur des affleurements en carrières, des carottes de sondages ou de certaines coupes (ruisseau des Épaisses, par exemple).

Les produits volcaniques émis sont très diversifiés : laves à composition basaltique à rhyolitique, avec prédominance des termes andésitiques ; abondants dépôts volcanoclastiques de tuffites et pyroclastites. Les paragenèses de basse température (albite, chlorite, épidote) et les textures rencontrées dans ces paléovolcanites briovériennes sont du type spilito-kératophyrique.

En volume, l'essentiel de ce matériel volcanique est représenté par les roches effusives basiques et les volcanoclastites acides. Les meilleurs affleu-

rements se rencontrent sur les rives des vallées de l'Ay et du ruisseau des Épaisses, et sur le platier rocheux de Blainville-sur-Mer.

b1K³. **Roches volcaniques basiques.** Sont regroupées au sein de cet ensemble, des laves, des pyroclastites et des tuffites.

● Les **laves** ont une composition de spilites finement microlitiques, à texture intersertale ou fluidale, renfermant une paragenèse classique à albite-chlorite-épidote (pistachite ou zoïsite) et minéraux accessoires (leucoxène, calcite, quartz, opaques). Ce sont des roches sombres, bleu-vert, généralement très altérées. Elles possèdent, en outre, la propriété de se fragmenter suivant une multitude de petites fractures enduites d'oxydes de fer et manganèse. Ces derniers donnent aux cassures une patine brun violacé très caractéristique.

Au sein de ces laves spilitiques se différencient quelques faciès particuliers :

- les *spilites à texture vacuolaire* montrant de nombreuses vésicules (lithophyses) remplies de chlorite, quartz secondaire ou épidote, emballées dans un fond de chlorite, quartz microcristallin et fins microlites d'albite (le Grand-Moulin : $x = 321,85$ et $y = 1\ 163,70$; au Nord de la Vassière : $x = 319,00$ et $y = 1\ 164,25$; le Haut-Binguard : $x = 319,85$ et $y = 1\ 166,50$);
- les *spilites à clinopyroxènes* (endiopside—augite) affleurant dans de rares gisements (ancienne carrière au Nord-Ouest de Brainville : $x = 1\ 163,55$ et $y = 313,40$; platier rocheux de la plage de Blainville : $x = 310,60$ et $y = 1\ 160,50$);
- les *spilites porphyriques* à phénocristaux d'albite et grandes plages chloriteuses, baignant dans une mésostase microlitique à albite, chlorite et épidote (ruisseau des Épaisses : $x = 318,40$ et $y = 1\ 163,55$);
- les *spilites microgrenues*, à texture doléritique, correspondant au faciès hypovolcanique de ces venues basiques (remplissage de cheminée d'alimentation).

● Les **pyroclastites basiques**, moins importantes en volume que le groupe précédent, sont représentées par des cinérites grossières (hameau Vichard : $x = 316,62$ et $y = 1\ 164,73$) et des brèches spilitiques. Ces dernières renferment de nombreux éléments anguleux et hétérométriques (de 1 à 10 cm) de spilites microlitiques ou vacuolaires, dispersés dans un fond microlitique feldspathique et chloriteux, parfois riche en pyroxènes. La calcite et la pistachite d'origine secondaire y sont communes. Parmi ces brèches, s'individualisent de véritables hyaloclastites à fond chloriteux vésiculé, témoin d'une mise en place explosive sous-marine.

Les gisements les plus remarquables de ces pyroclastites grossières se situent au Sud-Ouest de Bretteville ($x = 315,20$ et $y = 1\ 164,65$) et dans la carrière du ruisseau des Épaisses ($x = 319,15$ et $y = 1\ 163,45$) où ce matériel basique s'insère avec d'autres pyroclastites plus acides.

● Les **tuffites**. Sous ce terme sont distinguées des roches litées, interstratifiées dans les faciès déjà décrits, provenant du remaniement par l'eau, prati-

quement *in situ*, de fragments de roches volcaniques (laves spilitiques) et de débris de roches sédimentaires (siltites, grauwackes). Selon la nature et la fréquence des éléments remaniés, on distingue des roches riches en pyroclastes (tuffites *s.str.*) et des termes où prédominent les éléments épiciastiques (grauwackes tufacées), avec tous les intermédiaires entre ces deux pôles. Leur caractérisation passe donc obligatoirement par un examen microscopique. La granulométrie de ces roches, souvent mal calibrées, varie des arénites aux lutites.

b₁K¹. Roches volcaniques acides. On a rassemblé sous ce terme des faciès laviques à chimisme intermédiaire et acide, et des volcanoclastites riches en quartz.

● Compte-tenu de leur minéralogie et leur chimisme, les **laves** relèvent de trois principaux types :

— les *laves à composition andésitique* : ce sont des roches massives, vert clair, à texture microlitique porphyrique, remarquables par l'abondance en phénocristaux de plagioclases (An₅₋₁₀) associés à d'anciens minéraux ferromagnésiens pseudomorphosés en chlorite. Le fond microlitique ou vitreux est essentiellement chloriteux avec un peu de calcite, quartz secondaire, pyrite et granules d'épidote (platier du Sénequet : x = 310,17 et y = 1 160,20) ;

— les *laves à composition kératophyrique* : ces roches leucocrates à texture trachytique, montrent l'assemblage de microlites de feldspath alcalin, sans phénocristaux de quartz ni ferromagnésiens, dans un fond felsitique à quartz, chlorite et opaques ;

— les *laves à composition rhyolitique* : ce sont des laves hyalomicrolitiques ou hyalines dévitrifiées à cristaux d'albite (An₅), feldspath potassique et quartz automorphe, emballés dans un agrégat quartzo-feldspathique microgrenu provenant de la dévitrification de la mésostase (Est de la Grande Halle : x = 323,10 et y = 1 162,55). Certaines laves présentent parfois des niveaux plus vitreux sphérolitiques. Exceptionnellement, les restes d'une texture vitroclastique visibles dans la mésostase permettent d'envisager une origine ignimbrétique pour ces roches (platier du Sénequet : x = 311,00 et y = 1 161,65).

● Très largement représentées au sein de cette formation de Montsurvent, les **volcanoclastites acides** regroupent des roches pyroclastiques grossières (brèches) ou fines (cinérites) et d'abondantes tuffites :

— les *brèches kératophyriques* renferment de nombreux éléments volcanogènes de nature variée : débris de lave microlitique, hyalomicrolitique ou hyaline à mésostase chloriteuse, fragments tufacés et ponceux, reliés par un ciment quartzo-chloriteux riche en calcite ;

— les *cinérites* sont des roches pyroclastiques à grain très fin (2 µm) de couleur verte ou violacée, d'aspect silexoïde. Elles renferment parfois des fragments de ponce (la Chênerie : x = 323,70 et y = 1 162,90 ; la Cléroterie : x = 324,10 et y = 1 166,55) ;

— dans les *tuffites*, les éléments volcanogènes (quartz automorphe, débris de lave) se mêlent aux particules détritiques en proportion variable. On passe ainsi de tuffites riches en pyroclastes à des grès ou siltites tufacés dans lesquels les épiciastes dominent.

Sur le terrain, tous ces faciès volcanoclastiques semblent étroitement mêlés les uns aux autres et alternent souvent avec des niveaux plus ou moins épais de laves acides ou parfois basiques.

**Tableau des analyses chimiques moyennes
des volcanites de Montsurvent**

		Basaltes	Andésites basaltiques	Andésites	Dacites	Rhyolites
	nb	9	7	15	2	5
SiO ₂		51,16	54,26	59,29	67,90	76,50
Al ₂ O ₃		17,86	16,78	15,86	14,85	13,13
Fer total		11,16	10,64	11,25	7,86	4,21
MnO		0,24	0,22	0,16	0,18	0,08
MgO		7,00	5,81	3,68	1,62	1,09
CaO		8,13	6,58	4,70	0,67	0,20
Na ₂ O		2,98	4,14	3,88	5,35	2,37
K ₂ O		0,54	0,77	0,42	0,48	1,96
TiO ₂		0,79	0,75	0,69	0,96	0,42
P ₂ O ₅		0,14	0,05	0,07	0,13	0,04
PF		4,05	3,14	3,57	2,35	2,54
	nb	3	3	8	1	
Cr		79	80	22	12	
Ni		42	29	13	<10	
Ba		206	89	142	87	
Sr		210	116	112	46	
V		229	224	151	<10	
La/Yb		2,80	2,1-2,7	1,3-3,2	-	

Mise en place des volcanites. Les contacts entre les différents faciès volcaniques sont rarement visibles sur le terrain. Toutefois, la cartographie, l'étude des textures (taille et agencement des cristaux, présence ou non d'un verre, de vésicules, etc.) et l'observation des carottes de sondage (sondage BRGM de Boisroger et de l'Hôtel-Piquet) apportent quelques données sur la mise en place, sinon la chronologie, de toutes ces venues.

L'installation des laves microlitiques s'effectue principalement sous forme de coulées massives sous-aquatiques. L'absence de « pillow » dans les laves basiques indique vraisemblablement une tranche d'eau de faible épaisseur.

Les cinérites et brèches spilitiques ou kératophyriques représentent un volume supérieur à celui des coulées de laves. Cet important cortège de pyroclastites témoigne de manifestations volcaniques explosives, déposées dans un environnement marin peu profond (voire sub-aérien pour certains faciès). Les spilites vacuolaires et les rares textures vitroclastiques soulignent également le caractère explosif de certaines laves.

Les tuffites, abondamment représentées et à granulométrie souvent mal classée, attestent du remaniement plus ou moins rapide d'une grande partie de ce matériel.

L'association de deux types de volcanisme, acide et basique, où selon les endroits l'un domine l'autre, et le mélange intime des fragments de spilites et de k ratophyres dans les pyroclastites, semblent indiquer leur contemporan  t  . On peut toutefois observer très localement des cheminées d'alimentation du volcanisme acide recoupant les coulées spilitiques (ruisseau des épaisses : $x = 318,70$ et $y = 1\,163,60$).

Caractères géochimiques de la formation de Montsurvent (Dupret *et al.*, 1985). En accord avec leur composition minéralogique, les laves de Montsurvent présentent les caractéristiques géochimiques d'une série spilite-k ratophyre : faible teneur en K_2O (souvent inférieure à 0,05 %), déficit fréquent en CaO indiquant des processus de lessivage, caractère sodique bien marqué (teneur en Na_2O en moyenne supérieure à 3 %), importante phase fluide en liaison avec la présence de minéraux secondaires hydratés et carbonatés (voir tableau d'analyses chimiques).

L'utilisation des diagrammes géochimiques de Miyashiro (fig. 1) – où les pourcentages en SiO_2 , fer total et TiO_2 varient successivement avec le rapport fer total/ MgO – révèlent clairement l'appartenance des volcanites de Montsurvent à une série tholéiitique qui, d'après la teneur en titane, offre une étroite affinité avec les tholéiites d'arc insulaire actuelles. Cette affinité est confirmée par l'étude des éléments hygromagmaphiles qui montrent des valeurs élevées du rapport Th/Ta (> 10) et Th/La ($> 0,2$), caractéristiques des sites en compression, et par les spectres de terres rares, relativement plats ou faiblement enrichis.

En conclusion, le volcanisme de Montsurvent témoigne de l'existence, au Briovérien inférieur, d'un arc insulaire, centré sur la région de Coutances, en liaison avec les premiers stades de l'évolution géodynamique de la chaîne de subduction cadomienne (Dupret *et al.*, 1985a et 1989 ; Dissler *et al.*, 1988).

Roches sédimentaires

b2. Siltites, grès et phtanites du groupe inférieur du Briovérien. Les roches sédimentaires du Briovérien inférieur, cartographiées sous le symbole b2, ont une extension très limitée sur cette feuille. Les meilleurs affleurements s'observent à marée basse sur le platier rocheux du Passous. D'autres pointements sont visibles dans la vallée du Gidron (au Sud-Est de Gouville) et, plus difficilement, dans la ville de Coutances.

Cette formation terrigène se compose d'alternances de siltites fines, d'argilites noires satinées et de grès grauwackeux plus ou moins tufacés, dans lesquelles s'intercalent plusieurs bandes d'épaisseur variable de phtanites (de 1    10 m). Tous ces faciès sont intensément déformés, affectés d'une schistosité de flux quelquefois recoupée par une seconde schistosité de crénulation. Le climat métamorphique est épizonal (zone de la chlorite).

Les **phtanites** constituent une unité lithologique repère au sein du Briovérien inférieur (formation de la Lande des Vardes, feuille Saint-L      1/50 000). Il s'agit de roches silico-carbonées noires, très résistantes, résultant de la précipitation de silice en milieu réducteur. Elles se présentent sous

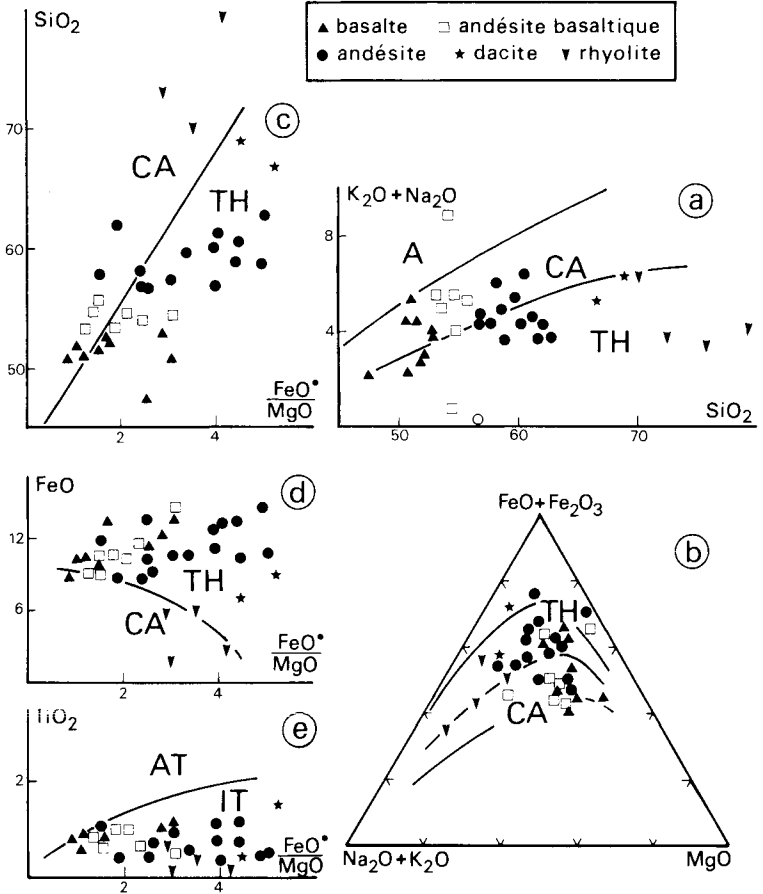


Fig. 1 - Caractéristiques géochimiques des volcanites de Montsurvent
a - diagramme alcalins-silice : limite des champs des roches alcalines (A), calco-alcalines (CA) et tholéiitiques (TH) d'après Kuno (1968)
b - diagramme AFM : limites des champs tholéiitiques (TH) et calco-alcalin (CA) d'après Kuno (1968)
c, d, e - diagrammes de Miyashiro (1974) : variations des pourcentages en SiO_2 , FeO^* et TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO . Limite des champs des roches anisotitanées (AT) et isotitanées (IT) selon Bébien (1980)

la forme de microquartzites à pigment charbonneux (98 % de SiO₂), souvent riches en pyrite et recoupés par un lacs de veinules quartzieuses. Ces roches renferment également les plus anciens microorganismes du Briovérien, tels *Palaeocryptidium* et *Bavlinella*, des algues bleues mono-cellulaires sans valeur stratigraphique précise (Mansuy, 1983).

L'origine de ces phthanites est discutée ; leur étroite association avec les volcanites basiques, constatée plus à l'Est dans la région de Saint-Lô, nous conduit à relier cette précipitation siliceuse à l'activité volcanique de l'arc de Montsurvent. Cette dernière se marque également dans le caractère tufacé des grès encaissants.

Les phthanites du Passou ont été anciennement très utilisés dans la construction des habitations et murs de clôture de la commune d'Agon.

Groupe supérieur du Briovérien

La sédimentation du Briovérien supérieur est exclusivement détritique terrigène, à caractère flysch. Elle résulte du démantèlement de l'arc constantien avant la phase de serrage final de l'orogène cadomien. Les dépôts silto-gréseux et conglomératiques, issus du remaniement des séries inférieures (volcanites, phthanites, ...), vont s'accumuler dans deux bassins situés au Nord et au Sud de l'arc, respectivement les bassins du Nord-Cotentin et mancennien (Garlan, 1985). Le cortège des minéraux argileux à illite dominante (60 %) et chlorite, pour lesquelles l'indice de cristallinité est faible, indique un climat métamorphique anchizonal. Faute de repères lithostratigraphiques, la puissance de cette série plissée est impossible à préciser, vraisemblablement plusieurs milliers de mètres.

b3. Alternances de siltites, grauweekes et conglomérats. Sous cette notation sont représentés les faciès caractéristiques du Briovérien supérieur, composés d'alternances rythmiques gréso-silteuses et d'intercalations lenticulaires de conglomérats polygéniques. Au Nord de la Diorite de Coutances et des métamorphites, ces terrains constituent les bandes étroites de Geffosses, la Sorière, l'Hôtel-Bouchard et une grande partie du platier rocheux de Blainville (le Grand Herbot, où les sédiments du Briovérien supérieur n'avaient pas encore été reconnus). Au Sud de la diorite, ces faciès s'étalent plus largement entre la ceinture métamorphique et le synclinal de Montmartin ; les meilleurs affleurements se situant dans l'estuaire de la Sienne, la vallée de la Soule et la tranchée de chemin de fer au Nord d'Orval.

- Les **siltites** de couleur gris-vert, homogènes ou finement zonées, sont constituées d'une fraction quartzieuse très fine (40 %) et d'une fraction phylliteuse à illite abondante et chlorite ferrifère, associées accessoirement à quelques interstratifiés réguliers à chlorite-vermiculite se développant au détriment des chlorites.

- Les **grès**, très immatures et plus ou moins grossiers, ont une composition de grauweekes lithiques. L'examen en lame mince révèle un matériel peu usé, mal calibré, formé de clastes de quartz mono- ou polycristallin, feldspath, roches endogènes et sédimentaires, le tout enrobé dans une matrice

quartzo-phylliteuse abondante (20%). Au Nord de l'axe dioritique, les éléments lithiques remaniés sont principalement d'origine volcanique (andésite, spilite, rhyolite, tuffite) auxquels s'ajoutent quelques fragments de grès et de siltite. Les grains de phtanite sont absents. Par contre, au Sud de la diorite, les lithoclastes de phtanites sont toujours présents, associés aux autres éléments déjà cités (grès, siltites et volcanites).

● Les **conglomérats**, intercalés en lentilles décamétriques à plurihéctométriques dans les faciès précédents, contiennent des galets jointifs, arrondis et mal classés, de roches endogènes et sédimentaires, noyés dans un ciment grauwaqueux grossier peu abondant. Comme pour les grès, la nature des éléments remaniés varie de part et d'autre de l'axe dioritique :

– au Nord de l'accident de Gouville, la formation conglomératique de la Sorière (révélée par cette cartographie) renferme des galets centimétriques à décimétriques (jusqu'à 30 cm) d'andésite, spilite, rhyolite, tuffite fine ou grossière, hyaloclastite, grès tufacé, siltite, auxquels s'ajoutent quelques microgranites, métamorphites rubanées et de rares roches grenues foliées à amphibole (*). La morphoscopie des galets traduit une bonne usure du matériel (indice d'émoussé = 406). Signalons aussi l'existence de passées conglomératiques à granulométrie plus fine dans les siltites vertes du platier rocheux de Blainville ;

– au Sud de la diorite, les conglomérats constituent une bande discontinue passant par Grimouville, la Hercenterie, la Rousserie, Blanchet et le Haut d'Orval. Ils existent également au Nord de la Soulle (Bricqueville-la-Blouette, Saint-Pierre-de-Coutances). La composition des galets diffère essentiellement par la présence des phtanites qui peuvent représenter jusqu'à 25% des éléments. Associés à ces conglomérats, notons la présence de microbrèches et schistes noirs emballant de gros blocs plurimétriques de phtanite (le Rousserie, le Haut d'Orval et Saint-Pierre-de-Coutances). Certains de ces olistolites avaient été anciennement interprétés comme des gisements de phtanite en place (Roblot, 1961 ; Juignet et Sainsaulieu, 1962) ; ils traduisent la proximité des sources émettrices.

Ainsi, l'existence au Briovérien supérieur de deux bassins sédimentaires, disposés de part et d'autre de l'arc constantien, se trouve confirmée. Au Nord, le bassin du Nord-Cotentin se nourrit principalement des volcanites de la formation de Montsurvent, tandis qu'au Sud l'alimentation du bassin mancellien s'effectue aussi à partir des formations phtanitiques.

b2-3. Formation de Quetteville. Cette formation schisto-gréseuse occupe le quart sud-est de la feuille. Elle est limitée au Nord par les terrains paléozoïques du synclinal de Montmartin. Les affleurements, peu nombreux, sont souvent de mauvaise qualité si l'on excepte ceux de la vallée de la Sienne (Quetteville-sur-Sienne) et quelques rochers de la plage d'Hauteville-sur-Mer.

Elle se compose d'alternances décimétriques et rythmiques de siltites fines plus ou moins zonées et de grès grauwaqueux à patine gris-beige.

(*) ceci ne permet pas d'affirmer avec certitude la présence de Diorite de Coutances dans ces conglomérats.

L'examen au microscope révèle le caractère très immature de ces grauwackes feldspathiques à fragments de quartz, feldspath (parfois noir), et à lithoclastes de roches volcaniques acides ou plus rarement basiques, siltites, grès et quelques microquartzites assimilés aux phtanites. Une schistosité de type flux naissant engendre une orientation des grains et un début de recristallisation de la matrice argileuse.

La notation b2-3 donnée à cette formation indique l'incertitude de sa position stratigraphique au sein du Briovérien. Elle enregistre vraisemblablement les premiers stades du comblement du bassin mancennien, postérieurement au dépôt des phtanites. En cela, elle est tout à fait identique à la formation de Lingreville qui la prolonge vers le Sud sur la feuille Granville à 1/50 000.

ROCHES PLUTONIQUES

La Diorite de Coutances est une intrusion cadomienne confirmée par la radiochronologie (584 ± 4 Ma). L'âge des autres granitoïdes de la carte n'est pas si clairement établi. Toutefois, l'absence d'événements magmatiques varisques dans cette région du Cotentin — l'âge hercynien du granite de Millières n'est plus reconnu — et certaines analogies de faciès avec les plutons mancenniens, permettent de les relier raisonnablement au cycle cadomien. Ainsi, ces granitoïdes représenteraient une lignée de roches plutoniques évoluant depuis des termes dioritiques à granodioritiques jusqu'à des termes plus acides leucogranitiques.

η^2 . **Diorite quartzique de Coutances.** La partie cartographiée sur cette feuille ne représente que le tiers occidental du massif dioritique de Coutances, qui se développe plus largement vers le Nord-Est avant de disparaître sous la couverture permotriasique (feuilles Saint-Lô et Carentan à 1/50 000). Elle forme ici deux bandes intrusives, allongées NW-SE et larges de 1 à 2 km. L'une s'étend de Saint-Malo-de-la-Lande à Coutainville ; la seconde de Coutances — où elle constitue le soubassement des quartiers nord de la ville — jusqu'à Agon. Dans sa partie orientale, cette deuxième bande se dédouble pour se continuer en s'élargissant vers l'Est (feuille Saint-Lô à 1/50 000). Trois petits pointements submersibles s'observent également sur l'estran rocheux de la zone intertidale, au niveau d'une pêcherie du Passous, au Sud des Rochers aux Anes (plage de Coutainville) et au Nord des bouchots de la plage d'Annoville-sur-Mer. Rappelons également qu'à l'Ouest et hors de la limite de la feuille, cette roche constitue les écueils de la Chaussée des Bœufs.

L'altération profonde de ce massif s'exprime au travers de son arénitisation très poussée. Corrélativement, les bons affleurements sont rares : anciennes carrières de Coutainville et du Village-de-Bas dans la bande nord ; vallée du Ruisseau des Vaux (Est de Tourville-sur-Sienne) pour la bande sud.

Dans son faciès banal, la Diorite de Coutances est une roche foliée, à gros grain, dont la composition minéralogique s'établit comme suit : andésine An_{40-45} (54 % ; en gros cristaux automorphes zonés), quartz (21 %), horn-

blende verte (13 % ; en grandes lattes orientées), orthose (2,05 %), biotite (8,5 % ; souvent chloritisée), auxquels s'ajoutent accessoirement sphène, zircon, apatite, épidote, chlorite, calcite, muscovite et de rares grenats. Dans les faciès altérés, les feldspaths sont séricitisés, la chlorite et l'épidote se substituent à l'amphibole. Les valeurs modales moyennes citées précédemment, reportées dans le diagramme de Streckeisen, situent cette roche dans le champ des tonalites.

Un faciès de bordure leucocrate à grain plus fin (non différencié sur la carte) s'observe localement dans la région de Coutances, en limite sud du massif. Plus riche en quartz et en feldspaths alcalins, sans amphibole, cette roche a une composition de trondhémite. Elle est fréquemment sillonnée d'une résille de microfractures où diffusent des oxydes noirs. Quelques exploitations anciennes, situées au Nord de Coutances, ont alimenté la construction locale en ce faciès particulier plus différencié.

Signalons qu'aucune enclave basique n'a été observée sur le territoire de cette feuille. Celles-ci, toujours rares, semblent cantonnées à l'extrémité nord-est du massif et à quelques gisements plus au Nord (cf. feuille La Haye-du-Puits à 1/50 000).

Les analyses chimiques, réalisées sur 16 échantillons de diorite quartzique provenant de l'ensemble du massif, donnent la composition moyenne suivante : SiO_2 : 60,30 % ; Al_2O_3 : 17,21 ; fer total : 5,55 ; MnO : 0,19 ; MgO : 3,21 ; CaO : 4,79 ; Na_2O : 3,78 ; K_2O : 1,49 ; TiO_2 : 0,61 ; P_2O_5 : 0,16 ; perte au feu : 2,30. Ceci corrobore la composition minéralogique avec, pour ces roches à chimisme intermédiaire, des teneurs élevées en fer total, MgO et CaO , faibles en K_2O . Dans le diagramme normatif d'O'Connor (fig. 2), cette roche se place dans le champ des tonalites. Par contre, le faciès de bordure montre un enrichissement en alcalins et en silice.

Les diagrammes géochimiques classiques (AFM, diagramme alcalins-silice et diagramme de Miyashiro) mettent en évidence l'affinité calco-alcaline de cette intrusion cadomienne (fig. 3).

Une datation radiométrique récente, utilisant la méthode U/Pb sur zircons, fixe l'âge de la Diorite de Coutances à 584 ± 4 Ma (Guerrot *et al.*, 1986 et 1989). Cette intrusion marque le début de la maturation de l'arc insulaire cadomien.

γ^4 . Granodiorite (massifs de Gouville et Brainville). Le **massif de Gouville**, allongé NE-SW, est faillé sur sa bordure nord. Il disparaît vers l'Ouest sous les dépôts quaternaires pour réapparaître sur l'estran au Rocher des Mouettes. Là s'observe son contact avec les grès feldspathiques de Lessay non métamorphisés, sillonnés de petits filons de quartz et de barytine.

Cette granodiorite à amphibole se compose de quartz, albite séricitisée, orthose, hornblende verte fréquemment transformée en chlorite et épidote, biotite chloritisée. Certains faciès présentent une importante cataclase conduisant à de véritables mylonites localisées sur le bord nord.

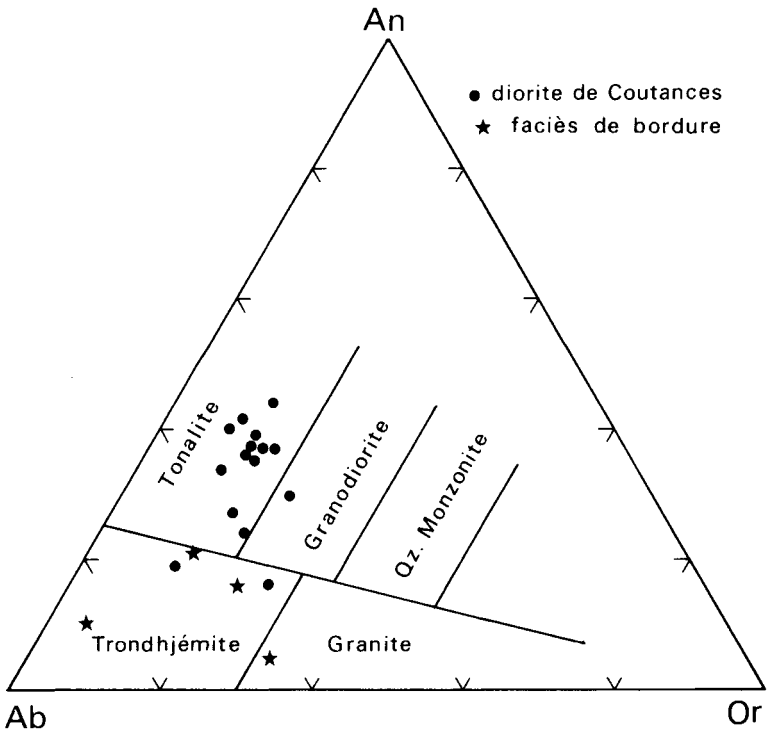


Fig. 2 - Classification des échantillons du massif dioritique de Coutances d'après la composition normative des feldspaths. Diagramme d'O'Connor (1965) : anorthite (AN), albite (Ab) et orthose (Or)

La composition chimique de cette roche (Rocher des Mouettes : $x = 311,68$ et $y = 1\,162,53$) s'exprime ainsi : SiO_2 : 61,85 % ; Al_2O_3 : 16,68 ; Fe_2O_3 : 1,89 ; FeO : 3,04 ; MnO : 0,19 ; MgO : 3,13 ; CaO : 2,81 ; Na_2O : 4,37 ; K_2O : 1,41 ; TiO_2 : 0,67 ; perte au feu : 2,57.

Le **massif de Brainville**, de dimension plus modeste, ne figure pas sur les cartes éditées antérieurement. Cette granodiorite affleure mal ; elle s'observe dans le talus de la D 144, en rives gauche et droite du ruisseau de Cahot. C'est une roche à quartz, gros plagioclases zonés à pigment noir, feldspaths potassiques, biotites chloritisées et nombreuses taches ou filonnets d'épidote.

γ^3 . **Granite à biotite de Montchaton**. Ce granite, cartographié à tort en diorite quartzique sur la feuille Coutances à 1/80 000, affleure en rive gauche de

la Sienne, à proximité du bourg de Monchaton et du Pont-de-la-Roque. Une écaïlle de ce même granite existe également plus à l'Ouest, à la Hercenterie. Il s'agit d'un granite monzonitique leucocrate à quartz, albite zonée séricitisée, orthose légèrement perthitique, beaucoup de biotite et quelques minéraux accessoires (apatite, opaques).

Un échantillon provenant d'un ancien site d'extraction artisanale (Sud du Pont-de-la-Roque : $x = 318,90$ et $y = 1\,153,45$) a fourni l'analyse chimique suivante : SiO_2 : 67,15 % ; Al_2O_3 : 15,26 ; FeO_3 : 1,66 ; FeO : 4,24 ; MnO : 0,20 ; MgO : 2,31 ; CaO : 0,62 ; Na_2O : 2,05 ; K_2O : 4,07 ; TiO_2 : 0,97 ; perte au feu : 1,91.

Ce granite métamorphose à son contact les siltites et grès du Briovérien supérieur.

γ^2 . **Leucogranite.** Ce granite leucocrate à grain fin, de couleur rose, constitue plusieurs gisements — pour la plupart non cartographiés auparavant — localisés dans l'angle nord-est de la feuille : la Coquière, l'Aunay, la Planquerie, la Cléroterie. Les minéraux essentiels sont : quartz, orthose perthitique souvent albitisée, plagioclase acide cerné par des syncristallisations micropegmatitiques, et un peu de biotite chloritisée. Les associations graphiques du quartz et du feldspath alcalin sont très fréquentes et caractérisent ce type de granophyre. Cette composition minéralogique est très semblable à celle du granite de Millières, situé quelques kilomètres plus au Nord (feuille La Haye-du-Puits à 1/50 000). Sur la commune de Boisroger, un petit pointement de leucogranite (figuré par erreur en γ^4) affleure dans une ancienne carrière près du Fouche ($x = 317,88$ et $y = 1\,161,33$).

Analyse chimique du leucogranite de la Cléroterie ($x = 324,06$ et $y = 1\,166,43$) : SiO_2 : 77,95 % ; Al_2O_3 : 13,07 ; Fe_2O_3 : 0,62 ; FeO : 0,25 ; MnO : 0,14 ; MgO : 0,16 ; CaO : 0,06 ; Na_2O : 5,48 ; K_2O : 0,82 ; TiO_2 : 0,25 et perte au feu : 0,85.

L'âge de la mise en place de ces termes leucogranitiques n'est pas situé précisément. Les terrains les plus jeunes métamorphosés à leur contact appartiennent au Briovérien supérieur : les relations avec les terrains paléozoïques sont inconnues. Toutefois, des observations récentes effectuées plus au Nord établissent avec certitude le remaniement du granite de Millières dans les formations cambriennes basales du bassin de Lessay. Si on admet l'analogie évidente entre ces leucogranites, on reconnaît dès lors leur appartenance au cycle cadomien. Ils pourraient être contemporains des leucogranites tardi-cadomiens situés en marge nord de la Mancellia (Laouénan, 1983) et datés à 525 ± 6 Ma au Rb/Sr sur roche totale (Jonin et Vidal, 1975).

ROCHES FILONIENNES

$\mu\gamma^3$. **Microgranite calco-alcalin.** Quelques filons de microgranites, orientés N-S, sont injectés en dyke dans les volcanites du Briovérien inférieur (à l'Est de la Grande Ybertine et au Sud du Fouche) et dans les formations sédimentaires du Briovérien supérieur (Hôtel-Bouchard et au Nord des Luats). Dans

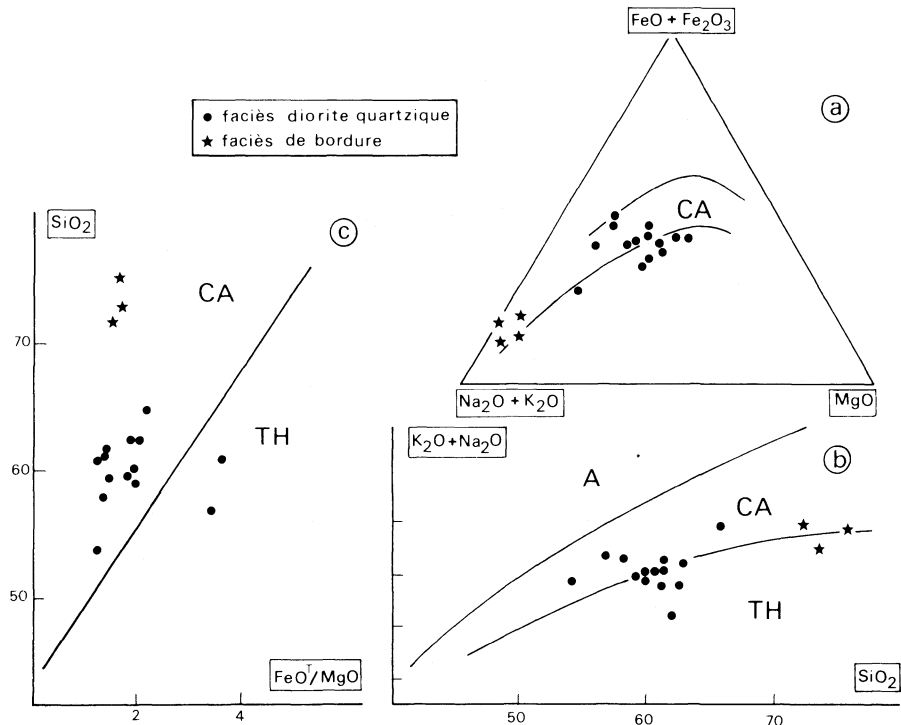


Fig. 3 - Caractéristiques géochimiques de la Diorite de Coutances

a - diagramme AFM, b - diagramme alcalins-silice, c - diagramme de Miyashiro donnant SiO_2 en fonction de FeO^*/MgO

cette roche à grain fin, les phénocristaux de quartz automorphe, de feldspath potassique et de plagioclase sont noyés dans une pâte quartzo-feldspathique finement microgrenue. La biotite est rare, souvent chloritisée.

Le filon de Longueval (Sud de Geffosses), orienté N 30 °E, doit plutôt être interprété comme un faciès différencié de dolérite. Le quartz, en association micropegmatitique avec un feldspath alcalin, est entouré de grandes lattes de plagioclases damouritisés et de ferromagnésiens entièrement chloritisés.

$\Sigma\beta$. **Diabase.** Ces filons de roche mésocrate à texture intersertale jalonnent les accidents orientés N 30 °E à N 60 °E. Les plagioclases zonés, fortement altérés, entourent les ferromagnésiens chloritisés (anciennes amphiboles). Un peu de quartz primaire comble les interstices de la roche, parfois en association graphique avec un feldspath alcalin (filon de la Croix, au Sud d'Annoville, et celui du Val, au Sud de Hyenville).

$\Sigma\varphi$. **Rhyolite.** Cette roche aphyrique, quartzo-feldspathique, très finement microgrenue, est sillonnée de nombreux filonnets de quartz. Elle affleure en dyke dans le Briovérien supérieur du platier rocheux de la plage de Blainville-sur-Mer.

Q. **Quartz.** Quelques filons de quartz blanc laiteux, orientés N 50 °E, ont été représentés dans la bande dioritique et les amphibolites au Nord de Coutances. Notons que sur les anciennes éditions de la carte Saint-Lô à 1/80 000, le quartz filonien cartographié au Nord de Montsurvent s'avère être une lave acide aphanitique du complexe volcanique briovérien inférieur.

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Auréole thermométamorphique des leucogranites

L'influence thermique des leucogranites cadomiens γ^2 intrusifs dans les formations briovériennes du quart nord-est de la feuille, engendre des auréoles métamorphiques souvent très réduites. Elle s'exprime de différentes manières selon la nature des terrains encaissants.

$b_1K^3\gamma^2$. **Métavolcanites basiques.** De nombreuses petites amphiboles vert pâle de la série trémolite-actinote se développent dans les spilites et les brèches spilitiques du Briovérien inférieur.

$b_1K^1\gamma^2$. **Métavolcanites acides.** Les volcanoclastites acides de la formation de Montsurvent enregistrent plus discrètement le métamorphisme lié à ces petites intrusions ; seules des structures de recuit (mosaïque de quartz à points triples, recristallisations) s'observent dans les lits quartzeux plus grossiers.

$b_3\gamma^2$. **Schistes tachetés.** Au contact du petit pointement de leucogranite altéré du Sud de l'Aunay, les siltites grauwackeuses du Briovérien supérieur se constellent de cordiérite en petits amas, entièrement transformée en pinnite.

Auréole thermométamorphique du granite à biotite de Montchaton

$b_3\gamma^3$. **Cornéennes et schistes tachetés.** L'étroite ceinture métamorphique du granite de Montchaton arme les reliefs sur lesquels ont été implantés l'ancien camp romain et l'église de Montchaton, et provoquent également l'étranglement de la vallée de la Sienne qui la franchit en cluse à l'Ouest d'Orval. L'auréole de cornéennes et schistes tachetés se développe aux dépens des grauwackes et siltites du Briovérien supérieur. Dans les cornéennes apparaissent de nombreuses petites biotites brunes associées à des blastes de tourmaline, muscovite et cordiérite. En s'éloignant du granite, les faciès silteux se chargent en blastes de cordiérite altérée, caractéristiques des schistes tachetés.

Un contact granite—cornéenne peut s'observer au Sud du Pont-de-la-Roque, dans l'escarpement rocheux qui borde la D 20.

Auréole thermométamorphique des granodiorites (Gouville, Brainville)

Les granodiorites cadomiennes de Gouville et de Brainville se sont mises en place dans les volcanites du Briovérien inférieur en y développant des paragenèses à actinote dans les faciès spilitiques ($b_1K^3\gamma^4$), à biotite et muscovite dans les laves et volcanoclastites acides ($b_1K^1\gamma^4$), avec recristallisations quartzeuses.

Auréole thermométamorphique de la Diorite de Coutances

Les faciès métamorphiques cartographiés au Nord et au Sud de la Diorite de Coutances sont des roches plus ou moins foliées résultant de la transformation d'un matériel essentiellement volcanique et volcano-sédimentaire, à chimisme acide, intermédiaire ou basique. Certaines roches montrent encore, en lame mince, des textures de laves conservées. Compte tenu du contexte régional, l'origine des roches-parents est à rechercher dans les volcanites de la formation de Montsurvent (Briovérien inférieur).

L'analyse microscopique des associations minérales permet de diviser cette ceinture métamorphique, large de 5 km, en deux auréoles (fig. 4) : une auréole externe de cornéennes à albite—épidote et une auréole interne de cornéennes à amphiboles.

$b_1K^1\eta^2$. **Métavolcanites acides.** Les métavolcanites acides de l'auréole interne sont des roches foliées, à texture granoblastique, caractérisées par des paragenèses à biotite et muscovite. Certains faciès laviques présentent des amandes de quartz polycristallin et quelques gros feldspaths — correspondant aux anciens phénocristaux des laves rhyolitiques — noyés dans une trame quartzo-feldspathique recristallisée où apparaissent des paillettes de biotite verte à brune et muscovite. Les meilleurs affleurements de ces roches s'observent dans la vallée du ruisseau de la Siame ($x = 318,00$ et $y = 1\ 158,40$). Dans l'auréole externe, un feutrage de micas thermiques, constitués principalement de biotite verte, envahit les laves et volcanoclastites acides (carrière de Gruchy, au Sud de Blainville-sur-Mer).

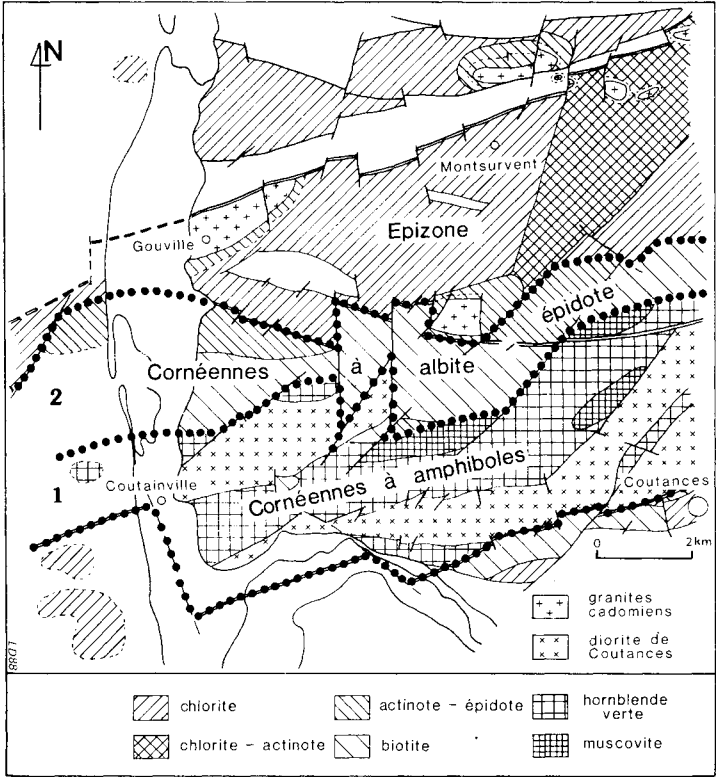


Fig. 4 - Répartition des paragenèses métamorphiques dans les formations du Briovérien inférieur
(1 - auréole interne, 2 - auréole externe)

$b_1K^3\eta^2$. **Métavolcanites basiques.** Les amphibolites rubanées de l'auréole interne, issues de la transformation d'un matériel spilitique, montrent une alternance de lits fins et grossiers de hornblende bleu-vert à verte, petits plagioclases séricitisés et flocons d'épidote, accompagnés accessoirement de quartz, sphène, ilménite et divers opaques. Dans les amphibolites de la lame intra-dioritique (Nord de Coutances) les blastes de hornblende verte représentent 50% des minéraux. L'analyse chimique moyenne des éléments-majeurs de ces roches s'établit ainsi : SiO_2 : 57,12 % ; Al_2O_3 : 16,27 ; Fe_2O_3 : 9,34 ; MnO : 0,14 ; MgO : 2,72 ; CaO : 5,50 ; Na_2O : 5,03 ; K_2O : 0,59 ; TiO_2 : 0,87 ; P_2O_5 : 0,19 ; perte au feu : 2,33.

Dans l'auréole externe, les métavolcanites basiques, tirant leur origine de laves et de brèches spilitiques, contiennent une paragenèse à chlorite—actinote—épidote (région de Gonnevillle et platier rocheux au Nord du havre de Blainville).

Aucune amphibolite calcique à amphibole, pyroxène et grenat, comparables à celles de la carrière des Vallées (feuille Saint-Lô à 1/50 000), tirant leur origine de roches carbonatées magnésiennes, n'a été observée sur le territoire de cette feuille. Ceci confirme la rareté des sédiments carbonatés dans les séries briovériennes normandes.

Le gradient d'intensité de métamorphisme croissant vers la diorite, couplé avec la parfaite identité typologique et géométrique des foliations synmétamorphe et syncristalline (fig. 7 et 8b), prouvent, selon nous, l'étroite dépendance entre l'intrusion syncinématique de la Diorite de Coutances et l'existence de ces métamorphites (*). Autrement dit, nous reconnaissons ici un thermométamorphisme du Briovérien inférieur, provoqué par la mise en place sous contraintes de la Diorite de Coutances. Ces événements interviennent vers 584 Ma au cours d'une première phase de serrage de l'orogène cadomien.

Postérieurement à la foliation, des rétro-morphoses dans le faciès des schistes verts (chlorite-actinote) s'observent très localement.

En dehors de la ceinture de roches foliées, la paragenèse à chlorite, relevée dans les formations volcaniques et sédimentaires du Briovérien inférieur, indique un métamorphisme régional de type épizonal ; l'isograde de la biotite n'étant jamais atteinte. Dans la partie nord-est de la carte, on note de plus l'apparition de petits blastes d'actinote dans les niveaux spilittiques (fig. 4).

FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

Cambrien

k1b. **Formation des Schistes et grès de la Feuillie.** Reconnus également sur la bordure nord de la feuille, ces schistes et grès se rattachent à la puissante formation des Schistes et grès de la Feuillie qui couvre plus de la moitié du bassin de Lessay.

Du point de vue lithologique les schistes apparaissent avec des couleurs variables allant du bleu-vert au rouge lie-de-vin ; il en est de même pour les grès qui peuvent être verdâtres, ocre ou rouge lie-de-vin. Pour plus de détails, l'utilisateur est prié de se reporter à la notice de la feuille La Haye-du-Puits à 1/50 000.

Les Schistes et grès de la Feuillie, dont l'âge cambrien a été précisé depuis l'édition de la feuille Saint-Lô à 1/80 000, passent géométriquement sous les Grès de Lessay (*cf.* feuille La Haye-du-Puits).

k2. **Formation des Grès de Lessay.** Cette formation se situe sur la bordure nord de la feuille. Elle est la continuation des affleurements qui s'étendent au Sud du bassin de Lessay (feuille La Haye-du-Puits), et qui sont tronqués par la surface d'aplanissement occupée par la Lande de Lessay.

(*) ce caractère est pourtant contesté par P. Bardy (1988).

Pour ce qui est du faciès, l'utilisateur se reportera à la notice explicative de la feuille La Haye-du-Puits à 1/50 000. Pour mémoire, il est rappelé que le faciès est continental, probablement deltaïque. Dans l'ordre d'importance décroissante figurent des grès feldspathiques roses à feldspaths blancs et grains noirs clairsemés de phtanite, des arkoses rouges, des psammites rouges à grands micas « flottés », des grès quartzeux et localement des grès hématifères.

Malgré de nombreuses recherches cette formation demeure azoïque. L'âge cambrien proposé par A. Bigot (feuille Saint-Lô à 1/80 000) a été maintenu.

Dévonien supérieur (Formation de Hyenville)

d5-7a. **Conglomérat.** Ce conglomérat est discordant sur les schistes briovériens. Il est visible au Sud de Coutances dans les talus qui bordent la D 971 au niveau du pont du chemin de fer. Il affleure également le long de la tranchée du chemin de fer à l'Est du pont qui enjambe la D 971.

Ce conglomérat est composé de galets dont le plus grand axe peut atteindre 10 cm. Ces galets, ainsi que la matrice argilitique qui les emballe, sont rubéfiés. La nature pétrographique de ces galets est variée : quartz filonien, grès, quartzite, phtanite. L'épaisseur de ce conglomérat varie de 15 à 20 mètres.

d5-7b. **Argilites et grès verts.** Des argilites verdâtres comportant des passées gréseuses soit en bancs, soit lenticulaires, font suite au conglomérat. L'épaisseur de cet horizon est difficile à préciser.

d5-7c. **Argilites, grès et quartzites rouges.** Cet ensemble lithologique affleure à Hyenville, en bordure de la D 971 sur la rive gauche de la Sienne. L'analyse granulométrique et minéralogique des grès fait apparaître qu'ils peuvent être subdivisés en deux types : l'un composé de grès relativement bien calibrés, l'autre regroupant des grès aux grains totalement dénués de triage. Les grès offrent soit l'aspect de quartzite, soit celui d'un grès aux grains réunis par un ciment de silice fine avec quartz en feston. La muscovite est toujours rare et la biotite inexistante. Des éléments de roches remaniées : fragments de schistes et grains de phtanite, sont associés aux grains de quartz. Il convient de souligner que ces grès ne renferment jamais de fragments de calcaire ou de dolomie.

L'analyse diffractométrique des argiles révèle qu'elles sont constituées à 90 % au moins d'illite bien cristallisée. Accessoirement, on note la présence de trace de montmorillonite ou de chlorite.

La stratification peut être plane, entrecroisée, ou oblique avec souvent changement de direction d'un banc à l'autre, ce qui donne en coupe une disposition en chevrons. De place en place s'observent des sections de chenaux dont le matériel de remplissage s'affine vers le haut. Dans le talus de la D 971 à Hyenville un banc silto-gréseux présente un alignement de load-casts (figures de charge).

Dans les niveaux pélitiques rouges existent des traces correspondant soit à des traces de passage, soit à des traces d'habitation d'organismes dont la morphologie devrait être proche de celle des vers actuels.

En 1964 (Doubinger et Poncet) des microorganismes représentés par des chitinozoaires, spores et acritarches ont été découverts dans des argilites rouges micacées provenant du talus de la D 971 à Hyenville. Dans un premier temps, ces microorganismes ont permis de rapporter cette formation au Dévonien moyen ou supérieur. Par la suite, un âge néodévonien (Drot, Doubinger et Poncet, 1966) devait être adopté.

Il convient de signaler que des recherches récentes, effectuées dans le but de retrouver ces microorganismes dans les argilites rouges, se sont avérées négatives. De ce fait, un courant d'opinion tend à remettre en cause la datation de la formation de Hyenville.

Carbonifère inférieur

h1. Formation des grès à débris de végétaux du Robillard. C'est A. Bigot (1927) qui a créé le terme de « Grès du Robillard » pour définir une formation gréseuse limitant au Sud, entre Regnéville et Hyenville, le Calcaire de Montmartin-sur-Mer. Cette formation gréseuse tire son nom du lieu-dit le Robillard où les grès ont été exploités.

Ces grès apparaissent en bancs d'épaisseur variable (quelques centimètres à 20 cm) alternant avec des lits argilo-gréso-micacés et charbonneux de quelques centimètres d'épaisseur. Tous les géologues qui ont étudié ce faciès ont noté sa couleur claire à l'affleurement qui résulte d'une décoloration des bancs normalement sombres en profondeur. La taille des éléments remaniés est variable. Certains bancs sont grossiers alors que d'autres à tendance quartzitique sont plus fins. Ces éléments sont le plus souvent disposés en laminations obliques conférant à l'ensemble du banc une stratification oblique. Les grains de phanite sont abondants. Le cortège des minéraux lourds (Poncet et Giresse, 1972) renferme des zircons (plus de 80 %), des rutiles (5 % en moyenne) et des tourmalines.

Les grès peuvent être assimilés à un faciès « culm » car ils contiennent des restes de végétaux à l'état charbonneux. De tels restes sont parfois abondants comme dans la carrière du lieu-dit le Robillard, ou dans la petite carrière à l'Est du bourg de Montmartin-sur-Mer. Dans cette dernière A. Bigot (1927) a pu observer des « tubulures d'origine végétales, perpendiculaires au plan des strates, traversant un banc de quartzite ». Grâce à cette observation des niveaux de cette formation peuvent être regardés comme formant le « sol » même sur lequel croissaient certains de ces végétaux.

Des passées argilo-gréso-micacées et charbonneuses ont livré l'association suivante de spores (détermination J. Doubinger) : *Calamospora exigua*, *Retusotriletes* cf. *incohatus*, *Cyclogranisporites parvulus*, *C. tripapillatus*, *Rotaspora* cf. *fracta*, *Granulatisporites* sp., *Laevigatosporites* sp., *Waltzisporea albertensis*, *Reticulatisporites rudis*, *R. camillae*, *Densosporites* cf. *variomarginatus*, *Densosporites* sp., *Knoxisporites* sp. Cette association de spores per-

met d'assigner un âge carbonifère inférieur à cette formation ; l'état de conservation des spores n'autorisant pas à plus de précision. Cet âge peut toutefois être précisé grâce aux premiers niveaux visibles du Calcaire de Montmartin-sur-Mer dont la microfaune indique un âge viséen inférieur (Pelhâte et Poncet, 1970). Étant donné qu'une dizaine de mètres de calcaires non visibles existent au contact des grès à débris de végétaux du Robillard, on peut supposer qu'ils représentent le Tournaisien supérieur, et, par voie de conséquence, la formation des grès à débris de végétaux du Robillard serait d'âge tournaisien inférieur et moyen.

h2. **Formation du Calcaire de Montmartin-sur-Mer.** Par suite de lacunes sédimentaires locales du Grès du Robillard, la formation du Calcaire de Montmartin-sur-Mer repose tantôt sur la formation de Hyenville, tantôt sur le Grès du Robillard.

Les calcaires de Montmartin-sur-Mer représentent la formation paléozoïque la plus récente occupant l'aire du synclinal de Montmartin-sur-Mer. Leur limite supérieure est une limite d'érosion qui ne permet pas d'apprécier leur puissance réelle. Ces calcaires, dont l'exploitation a totalement cessé, sont encore visibles dans plusieurs carrières. Ils se présentent en bancs d'aspect massif, recelant parfois des lits de silexites. Ces calcaires sont parcourus par un important réseau karstique.

Pétrographiquement ce sont des calcarénites gris-bleu dont l'étude des microfaciès (Pelhâte et Poncet, 1975) montre leur grande homogénéité sur toute leur épaisseur. Ces microfaciès se répartissent en quatre microfaciès-types : calcaires bioclastiques à éléments crinoïdiques dominants ; calcaires bioclastiques à foraminifères dominants ; calcaires bothrolitiques ; calcaires à algues. L'étude sédimentologique indique que ces calcaires se sont mis en place sous forme de bancs de calcarénites sur des fonds contrôlés par des eaux en mouvement en zone euphotique et infralittorale.

L'étude de la riche macrofaune contenue dans le Calcaire de Montmartin-sur-Mer remonte à 1930, date à laquelle G. Delépine lui consacra une monographie portant essentiellement sur la description des brachiopodes et des polypiers. La détermination de la microfaune (foraminifères) a permis de reconnaître des associations identiques à celles du bassin de Laval, et d'établir des corrélations stratigraphiques avec le Dinantien de Belgique, d'Allemagne, de Moravie et d'URSS (Pelhâte et Poncet, 1975). En ce qui concerne les algues calcaires, aux genres *Koninckospora* et *Girvanella* signalés par M. Weyant (1967), on peut ajouter les genres *Kamaena* et *Goksuella*.

L'étude des foraminifères a permis de préciser l'âge de ces calcaires dinantiens (Pelhâte et Poncet, 1970, 1975). Leur sédimentation pourrait avoir débuté au Tournaisien supérieur, tandis que les bancs les plus récents appartiennent à la base du Viséen moyen. On peut supposer que cette sédimentation carbonatée s'est vraisemblablement poursuivie pendant le Viséen moyen, comme dans le bassin de Laval. Le Viséen supérieur n'a pas été reconnu dans le synclinal de Montmartin-sur-Mer, cette absence relève soit d'une érosion, soit d'une lacune stratigraphique. Il est possible, compte tenu des indications fournies par les petits bassins carbonifères du synclino-

rium Châteaulin—Laval, qu'une régression liée aux prémices de la phase sudète se soit aussi produite dans cette région du Massif armoricain, témoin le plus septentrional d'une sédimentation carbonatée dinantienne.

FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

H. Gravieres de Montmartin-sur-Mer. Sables et graviers de 1 à 3 cm de quartz situés au-dessus du Calcaire de Montmartin-sur-Mer. Conservés surtout dans les entonnoirs de dissolution au Nord, ils sont plus épais et plus continus au Sud (plus de 6 m d'épaisseur). On distingue deux stocks : des sables marins fins à moyens, bien classés, à épidote, amphibole et un peu de grenat, conservés au pied nord de la barre de Montmartin, et mélangés ailleurs à un deuxième stock de graviers de quartz, de grès et de phtanites, sub-émoussés, de type épandage, à minéraux de métamorphisme dominants. L'ensemble est rubéfié et à matrice argileuse kaolinique. Quelques dragées de silex (Crétacé ?) noir, différentes des silexites du Calcaire de Montmartin-sur-Mer, ont été trouvées.

La datation précise des graviers du deuxième stock ne peut être faite : post-crétacé à pré-pliocène (présence au sommet d'importantes silicifications qui sont toujours anté-pliocène en Normandie et dans le Bassin parisien). Par corrélation avec des formations tertiaires de type épandage à fluviatile des feuilles Domfront (Céaucé) et Saint-Hilaire (Landéan—Parigné), il semble que ces dépôts détritiques ont été mis en place de la fin de l'Éocène au début de l'Oligocène.

Grès et poudingues silicifiés de Montmartin-sur-Mer. Très nombreux, ces blocs de grès proviennent de silicifications aux dépens des graviers de Montmartin-sur-Mer. On peut localement distinguer (carrière de la Rousseirie) deux silicifications : la première donnant des boules et la deuxième des dalles minces où le remplissage des vacuoles par le ciment est fréquemment incomplet. On observe parfois des tubulures de 1 à 3 mm de large (traces d'anciennes racines).

Les grès sont fréquemment patinés (patine jaune clair) et éolisés. Si on admet un âge Éocène final à Oligocène pour les graviers de Montmartin-sur-Mer, ces silicifications peuvent dater du Sannoisien ou du Stampien. Les grès peuvent aller du faciès fin à conglomératique, en passant par grossier. Le ciment est constitué par une fine poussière de quartz et parfois d'argile. On relève des traces nettes de bioturbation.

Bois silicifié. Débris de bois de cyprès, séquoïa ou *Taxodium* trouvés (F. Levivier) au sommet des graviers de Montmartin-sur-Mer. Age possible : Paléogène à Miocène.

m_{2a}. **Faluns helvétiques.** Ces faluns formés de débris calcaires à bryozoaires et à polypiers correspondent au faciès savignéen. Ils sont conservés dans un petit chenal sur la plate-forme littorale, près du phare du Sénéquet.

Formations cénozoïques sous-marines

Courbes isopaques du Lutétien reconnu en sismique (Giresse, Hommeril et Lamboy, 1972). Le bassin du Lutétien supérieur placé entre Jersey et le

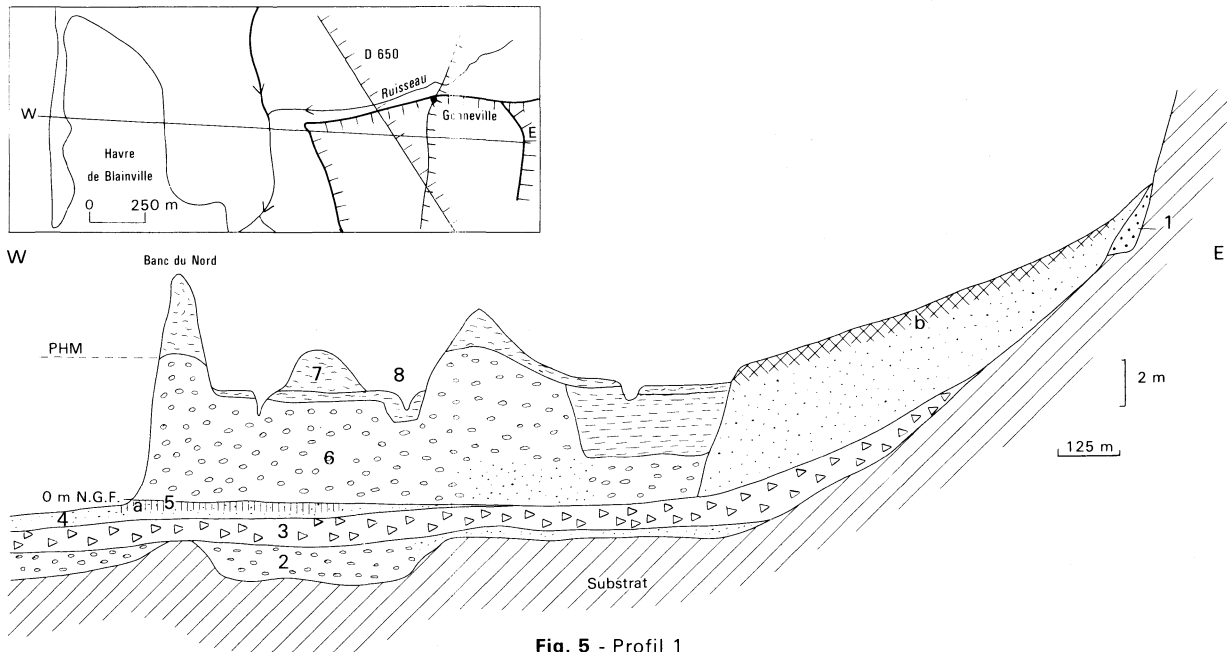


Fig. 5 - Profil 1

1 - sables marins (Mv) anté-saliens, 2 - sables et galets marins de l'Éémien final (Mx) (Sables d'Annoville-Hauteville), 3 - dépôt de solifluxion du Weichsélien ancien, 4 - sables éoliens (Ny) du Weichsélien, 5 - tourbe sableuse (Tourbe d'Hauteville), 6 - sables et galets du cordon flandrien (Mz2), 7 - dunes récentes (Dz3), 8 - tangues récentes (Mz3) et formations saumâtres (FMz2), a - tourbeux ou humifère, b - sol podzolique

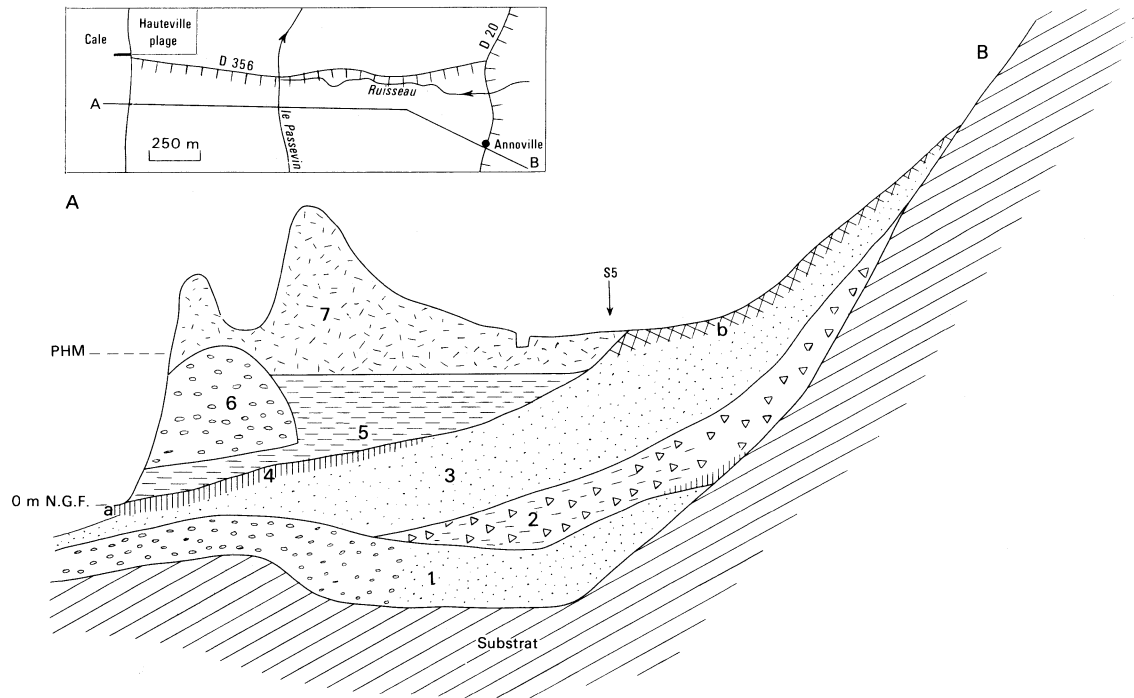


Fig. 6 - Profil 2

1 - galets et sables éémiens (Mx) (Sables d'Annoville-Hauteville), 2 - dépôts de solifluxion du Weichsélien ancien, 3 - sables éoliens pléniglaciaires weichséliens (Ny), 4 - Tourbe d'Hauteville, 5 - Argile de Lingreville (FMz2), 6 - galets du cordon flandrien (Mz2), 7 - dunes récentes (Dz3), a - tourbeux ou humifère, b - sol podzolique

Cotentin se prolonge dans l'angle nord-ouest de la feuille, jusqu'à la latitude de 49°05. Néanmoins, comme il existe une diminution d'épaisseur, au niveau des paléoreliefs du socle formant la Chaussée aux Bœufs, il n'est pas impossible que le bassin nord-ouest de cette feuille soit à rapporter au Miocène, comme les affleurements du platier intertidal gouvillais ou le dragage devant Annoville.

Il existe, enfin, le reliquat d'une série sédimentaire au Sud de la feuille devant Hauteville-sur-Mer et Annoville. Elle est relayée par une série identique beaucoup plus vaste, sur la feuille Granville. La présence de galets de calcaire paléogènes sur cette autre feuille, ainsi que celle, en grande quantité, de rotaliidés et d'alvéolinidés plus ou moins roulés dans les sédiments meubles entre Agon et Blainville, c'est-à-dire entre le bassin nord-ouest et le placage sud, laisse à penser que ces deux entités sont le reliquat d'un vaste bassin du Lutétien supérieur.

Affleurements d'Helvétien (devant Annoville et Gouville). Il s'agit de faluns à bioclastes de mollusques, bryozoaires, arthropodes, liés par un ciment microcristallin vacuolaire, avec un gastéropode, *Bittium reticulatum* var. *miocoenicum* qui permet de les rapporter au faciès savignéen. Ces faluns forment notamment un entablement continu entre les pointements antémésozoïques sur la plature rocheuse de Gouville-sur-Mer.

FORMATIONS QUATERNAIRES

Mv. **Sables marins anté-saaliens**. Localisés en lambeaux très limités, ce sont des sables fins rubéfiés ou des galets (Coutainville), vers 12 m NGF. Ils comportent parfois des galets de silex. Le stock des plages actuelles, à épidoite, amphibole, grenat (rare), est présent mais en moins abondant, alors que les minéraux lourds ubiquistes et de métamorphisme sont plus nombreux. Ces lambeaux très localisés sont la continuation sud d'un dépôt plus étendu appelé M2 sur la feuille La Haye-du-Puits. L'âge de ces sables ne peut être défini avec précision : pré-saalien, vraisemblablement Pléistocène moyen à inférieur. Signalons la faune de Blainville trouvée par Chavan et Coatman (1943) : coquilles de mollusques analogues à celles du Walton Crag anglais (fin Pliocène). En fait la faune est remaniée dans le cordon de galets. Les sondages nombreux, les tranchées de canalisation, les observations sur le terrain n'ont pas permis de retrouver le gisement en place ni dans le havre, ni dans la zone intertidale ; ces coquilles proviennent sans doute d'un petit dépôt conservé en creux de la plate-forme littorale comme les faluns helvétiques.

Fw. **Saalien**. Alluvions fluviales grossières, périglaciaires de la Sienne, situées légèrement au-dessus de la plaine alluviale actuelle, légèrement altérées.

Mx. **Éémien final. Sables d'Annoville—Hauteville**. Formation marine carbonatée, sableuse à sablo-silteuse ou graveleuse située sous les sables éoliens weichséliens Ny. Elle n'affleure pas, mais a été atteinte dans de nombreux sondages. Dans le sondage type S5 (fig. 5), à la limite des communes

d'Hauteville et d'Annville, les sédiments brunâtres, silto-sableux, à intercalations tourbeuses et argileuses ont fourni :

— des pollens (M. Clet) indiquant la présence d'une forêt de pins. L'épicéa et le bouleau sont très minoritaires, mais ce dernier croît au sommet du dépôt ; à la base, le chêne, le charme et le noisetier sont représentés, mais en faible proportion ;

— une microfaune littorale de foraminifères (J..P. Margerel) : *Bolivina variabilis*, *B. pseudoplicata*, *Oolina hexagona*, *O. squamosa*, *O. lineata*, *Patellina corrugata*, *Lagena clavata*, *L. semistriata*, *Elphidium pulvereum*, *Angulogerina angulosa*, *Astrononion sidebottomi*, *Cibicides advenus*, *Fissurina* sp., *Planorbulina mediterraneensis*, *Rosalina globularis*, *Gavelinopsis praegeri*, *Neoconorbina orbicularis*, *Rosalina nitida*, *Quinqueloculina ungeria*, *Rosalina* aff. *granulosa* ;

— des ostracodes (M. Weyant) : *Hemicythere villosa* (40%), *Hemicytherura clathrata*, *Selerochilus contortus*, *Loxovioneira rhomboidea*, *Semicytherura* sp., *Cythere lutea*, *Finmarchinella finmarchica*.

Dans le faciès graveleux, plus à l'Ouest (fig. 5 et 6), on trouve quelques rares gastéropodes (P. Brebion) et bivalves (A. Lauriat-Rage) : faune banale ; toutefois à Coudeville (feuille Granville) la présence de *Tectonatica affinis* indique une influence nordique possible.

La faune est donc banale et actuelle, excepté *Rosalina* aff. *granulosa* disparue depuis le Pliocène ; les ostracodes de faune boréale de l'Atlantique nord et *Tectonatica affinis* indiqueraient sans doute une température des eaux un peu plus fraîche que l'actuelle. L'altitude des dépôts ne dépasse pas 0 m NGF. La datation est basée sur la position stratigraphique sous la séquence weichsélienne et sur la flore caractéristique de la fin de l'Éémien (page E 6b).

Les sables sont très émoussés et l'association des minéraux lourds à grenat-épidote-amphibole est semblable à celle de la plage actuelle.

Ny. **Sables éoliens weichséliens (wurmiens)**. Faciès sableux passant latéralement vers l'Est aux loëss Cey. Ils sont épais (fig. 5 et 6) sur la plate-forme littorale (parfois 8 à 9 mètres). Sables fins (médiane 150-200 micromètres) bien classés, éolisés, comportant des lits de cailloutis anguleux de schistes, parfois subdivisés en deux (Pléniglaciaire moyen et supérieur) par un cailloutis plus épais. A la base des sables on observe des dépôts variés de type *head*, cailloux anguleux, sables et silts, argiles brunâtres, correspondant au Weichsélien ancien. Ces heads n'affleurent pratiquement pas et n'ont donc pas fait l'objet d'une dénomination particulière. Il y a toujours un peu de head visible sur le rebord nord de la barre de Montmartin. L'épidote, l'amphibole et le grenat (pratiquement inexistant dans les loëss) caractérisent l'association des minéraux lourds des sables.

CeyS. **Loëss sableux weichséliens (wurmiens)**. Faciès de transition, d'extension limitée, entre les loëss Cey et les sables weichséliens Ny. La macrofaune signalée à Orval par Fortin (1894) se place vraisemblablement à la base des loëss CeyS et peut dater du Weichsélien. Elle se compose de : *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorinus*, *Equus caballus*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus*.

Œy. **Loess weichséliens (wurmien)**. Limons éoliens de faciès normand, appelés « limons à doublets ». Ce sont des loess jaunes à brun-jaune, non carbonatés, finement lités excepté lorsqu'ils sont peu épais. La granulométrie est typiquement éolienne : courbe granulométrique cumulative en sigmoïde dissymétrique (branche argile plus développée que la branche sable), avec une médiane vers 25 micromètres, une proportion d'argile de 12 à 18 %, une proportion de sables (fins uniquement) inférieure à 15 %, une majorité des particules entre 2 et 50 micromètres. Le quartz est le minéral nettement dominant, le feldspath restant minoritaire, et la muscovite très irrégulière. La kaolinite et, dans une moindre mesure, l'illite, sont les minéraux argileux directeurs, et au niveau des minéraux lourds l'épidote, l'amphibole, le zircon.

Les placages de loess sont dans l'ensemble assez restreints par rapport à ceux des feuilles Granville, Avranches, Saint-Hilaire, et leur épaisseur dépasse rarement 2 m. De ce fait, ce n'est pas la zone propice à établir une chronostratigraphie des loess. La datation est faite grâce à l'intégration cartographique et lithostratigraphique de ces placages dans le système de la couverture limoneuse du Bocage normand, plus épaisse vers le Sud (Granville, Sartilly), elle-même raccordée aux stratotypes de Haute-Normandie définissant la séquence weichsélienne normande. Cette dernière comprend à la base des limons argileux ou argilo-sableux du Weichsélien ancien, puis deux loess du Pléniglaciaire moyen et supérieur ; en général le loess inférieur est érodé, seul subsiste le loess du Pléniglaciaire supérieur (29 000 à 13 000 B.P. environ).

Au sommet du loess s'est formé le sol brun lessivé post-weichsélien, assez peu développé et à tendances hydromorphes.

Fz. **Alluvions fluviales holocènes indifférenciées**. Peu épaisses (moins d'un mètre, excepté dans la vallée de la Seine), limoneuses dans la zone des loess à l'Est, sablo-argileuses et pratiquement inexistantes dans la zone occidentale des sables éoliens weichséliens.

Tz1. **Tourbe de Hauteville**. Tourbe sableuse avec alios, à intercalation silteuse saumâtre, affleurant sur le littoral au niveau moyen des mers (0 m NGF). Datée $6\,500 \pm 130$ B.P. au C^{14} à Hauteville, on la retrouve vers Coutainville où son âge exact peut être légèrement différent, dans la mesure où ce dépôt tourbeux à intercalations saumâtres, formé en arrière d'un cordon littoral, jalonne la remontée de la mer flandrienne, inondant progressivement le substrat de sables éoliens weichséliens Ny (fig. 6).

Mz2. **Cordon de sables et galets flandriens (6 500 à 1 500 B.P.)**. Cordon marin de sables et de galets, continu le long du littoral excepté à l'ouverture des havres et de l'estuaire de la Seine. Il se met en place entre 6 500 B.P., au-dessus de la tourbe de Hauteville Tz1 (fig. 6), qu'il érode parfois (fig. 5), et 1 500 B.P. Il est retouché depuis cette époque avec des fluctuations limitées : recul au XIV^e Siècle (Dunkerquien III), au XVIII^e siècle (voir Dz) et actuellement, avancée au XIX^e Siècle.

FMz2. **Argile de Lingreville. Tanguet et formations saumâtres (6 500 à 1 500 B.P.)**. Dépôts gris-bleu à verdâtre, fréquemment carbonaté, silto-

sableux à la base, argilo-silteux au sommet. Cette formation est encadrée à la base par la tourbe de Hauteville ($6\,500 \pm 130$ B.P.) et au sommet par le sol tourbeux de Lingreville (feuille Granville) daté $1\,521 \pm 95$ B.P.

Mz3. **Tangue récente (post V^e siècle).** Tangue des havres constitués, ou du moins nettement agrandis, à partir de la rupture du cordon de galets au Dunkerquien III (vers le XIII^e siècle) : datation à partir du havre de Lingreville, feuille Granville.

Dz3. **Dunes récentes (post V^e siècle).** Elles sont peu élevées, mais elles constituent une barrière littorale au-dessus du cordon de galets flandrien (Mz2) (voir fig. 5 et 6). A l'arrière de ce cordon côtier on retrouve un deuxième cordon, au Nord du banc du Nord, à la limite des communes de Gouville et Annoville ; un ancien corps de garde de douane construit en 1774 montre un recul de la mer depuis cette date jusqu'à une période récente (début du XX^e siècle). On assiste à nouveau à une érosion du littoral comme le montrent les observations et l'étude des cadastres. La datation de ces dunes repose sur des arguments botaniques, archéologiques et sur des datations au C¹⁴ dans le havre de Lingreville immédiatement au Sud de la feuille Coutances, sur la feuille Granville. Les dunes recouvrent un sol tourbeux comportant des témoins d'époque romaine datés au C¹⁴ à $1\,521 \pm 95$ B.P. ; toutefois la plus grande partie des dunes est postérieure à un lit tourbeux daté 680 ± 80 B.P. (soit 1270 après J.C.) et s'est donc constituée à partir du Dunkerquien III.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La géométrie actuelle des terrains protérozoïques et paléozoïques de cette feuille est acquise pour l'essentiel au cours d'événements tectoniques superposés cadomiens et/ou varisques, où alternent déformations souples et cassantes (fig. 7). Le jeu récent (pléistocène) de certains accidents, quoique probable, n'est pas démontré ici.

LA DÉFORMATION DES TERRAINS PRÉCAMBRIENS

Sur le stéréogramme de fréquence de la fig. 8a ont été reportés les pôles des plans de stratification des formations sédimentaires briovériennes mesurés sur l'ensemble de la feuille. La forte dispersion de ces mesures, contrastant fortement avec les orientations mieux ciblées du Briovérien situé plus au Sud (*cf.* notice de la carte Granville à 1/50 000), montre l'importance dans cette région de la reprise varisque superposée au Cadomien.

La première période d'activation tectonique cadomienne apparaît précocement vers 585 Ma avec l'intrusion diastrophique de la Diorite de Coutances. La diorite et les métamorphites qui l'entourent sont affectées par une foliation principale S (fig. 8b), d'orientation moyenne actuelle N 50 E, à laquelle se superposent localement des joints de cisaillement C. L'étude des différentes phases minérales de la tonalite montre une croissance orientée des minéraux ferromagnésiens (hornblende, puis biotite) logés parfois dans les zones abritées des plagioclases. Ces recristallisations synschisteuses sont

créées par aplatissement pur avec intervention d'une composante rotationnelle plus ou moins marquée. Sur les sections parallèles à S, la linéation d'étirement de la matière s'exprime par l'orientation statistique des grands axes des cristaux d'amphibole et par l'allongement des plagioclases. Dans cette partie occidentale du massif, la linéation d'étirement est toujours sub-horizontale, portée par des plans de foliation syncristalline ou symmétamorphe à fort pendage Nord ou Sud. Les sens de cisaillement sont dextres ou senestres.

Des cisaillements marginaux transcurrents senestres, entraînent parfois la mylonisation des épontes. Sur la bordure sud du massif, l'accident de Coutances représente un trait structural majeur du bâti cadomien, correspondant à la limite septentrionale du domaine mancennien.

Les plis serrés à schistosité de flux pénétrative, visibles localement dans les volcanites de la formation de Montsurvent, peuvent être rattachés à cette première phase de serrage. Celle-ci conduira à la surrection et l'émersion de l'arc constantien dont l'érosion alimentera les bassins intra- et arrière-arc du Briovérien supérieur.

Après le remplissage de ces bassins et antérieurement à la mise en place des granodiorites cadomiennes (540 Ma), une nouvelle phase de serrage à vergence S-N affectera à des degrés divers l'ensemble de la chaîne. Cette déformation coaxiale s'effectue en régime d'aplatissement pur prolongé par un épisode de cisaillement simple de faible intensité. Des plis et des grands accidents crustaux apparaissent. La typologie des plis synschisteux, orientés ici N 70 E à N 110 E (fig. 8c et 8d), varie depuis un style isopaque ouvert dans les formations supérieures jusqu'à des plis isoclinaux plus en profondeur. Corrélativement, l'intensité de la schistosité de plan axial évolue également du type fracture au type flux. Au cours de cette phase plicative s'expriment également des accidents profonds orientés NE-SW, comme l'accident de Gouville jalonné d'intrusions cadomiennes.

Les affleurements montrant le contact entre le Paléozoïque discordant sur le Briovérien plissé sont rares. Le meilleur d'entre eux se situe dans le talus de la D971 à la sortie sud de la ville de Coutances. Là, la surface de discordance est localement renversée vers le Sud et découpée par des failles décrochantes. Les effets de l'orogène varisque se marquent également dans le Briovérien supérieur qui s'étend au Nord du synclinal de Montmartin par le déversement des structures cadomiennes vers le cœur de la synforme, et le développement de plis coniques N 120 E et N 30 E, liés aux cisaillements, provoquant la torsion des strates briovériennes (fig. 7 et 8e). La fracturation varisque tardive réactive en partie les accidents cadomiens et conduit au morcellement du bâti cadomien.

LA DÉFORMATION DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

Les séries paléozoïques, reposant en discordance sur le socle Briovérien, sont conservées dans des unités synclinales plurikilométriques (bassin de Lessay, synclinal de Montmartin), orientées E-W et créées au cours d'une phase de serrage de l'orogène varisque (fig. 7). Celle-ci intervient dans cette

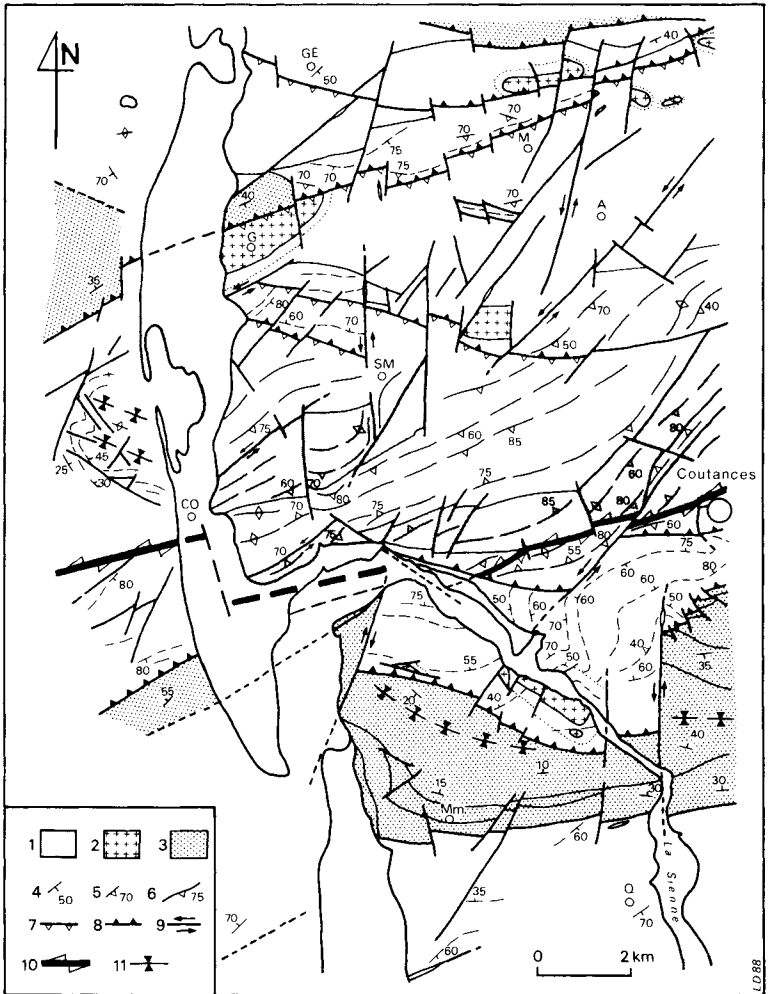


Fig. 7 - Schéma structural de la feuille Coutances

1 - diorite de Coutances, 2 - granites cadomiens, 3 - paléozoïque, 4 - stratification, 5 - schistosité, 6 - foliation syncristalline ou symmétamorphe, 7 - faille inverse cadomienne, 8 - faille inverse varisque, 9 - décrochement, 10 - accident de Coutances, 11 - synclinal. G : Gouville, M : Montsurvent, CO : Coutainville, SM : Saint-Malo-de-la-Lande, GE : Geffosses, Mm : Montmartin-sur-Mer, Q : Quetteville-sur-Sienne, A : Anctoville

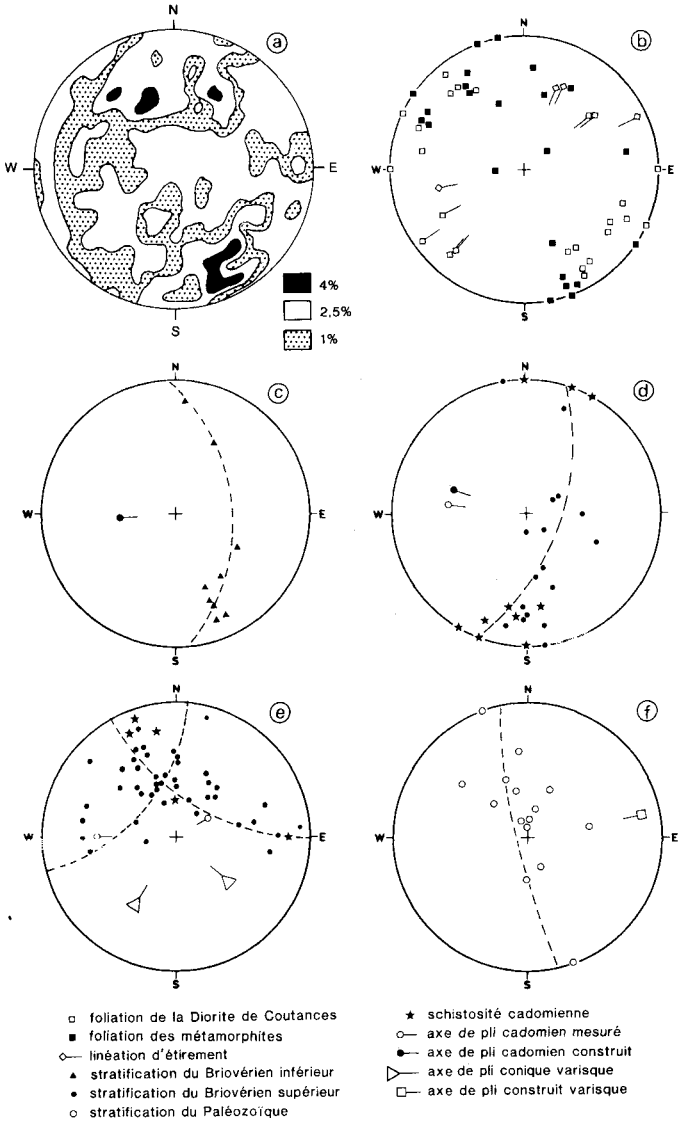


Fig. 8 - Diagrammes stéréographiques des éléments structuraux

a - stéréogramme de fréquence des plans de stratification du Briovérien sédimentaire (canevas de Schmidt, hémisphère supérieur. 150 mesures)

b à f - stéréogrammes des éléments structuraux cadomiens et/ou varisques (canevas de Wulff, hémisphère supérieur) affectant :

- la Diorite de Coutances et les amphibolites briovériennes (b)
- le Briovérien inférieur du Passous (c)
- le Briovérien supérieur du platier de Blainville-sur-Mer (d)
- le Briovérien supérieur situé au Nord du synclinal de Montmartin (e)
- le Paléozoïque du synclinal de Montmartin (f)

région après le dépôt du Viséen inférieur et avant le Westphalien C. Le plissement de style très ouvert, avec peu ou pas de schistosité, s'effectue en climat anchizonal peu profond. Il est suivi d'une importante fracturation entraînant l'écaillage partiel des structures dans un système conjugué de décrochements et de failles inverses à vergence Sud.

L'unité paléozoïque principale de cette carte est représentée par le synclinal de Montmartin, dont nous n'avons ici que la partie occidentale. Les deux flancs de ce synclinal ne sont visibles qu'à l'Est de la Sienne. Leurs pendages restent en général faibles (fig. 8f), ne dépassant pas une trentaine de degrés vers le Nord ou le Sud, à l'exception de la bordure nord où les couches conglomératiques de base sont très localement rebroussées vers le Sud sous l'action de mouvements inverses. Dans la partie ouest, ces mouvements entraînent l'ablation complète du flanc nord (Graindor, 1964 ; Robardet, 1981) et l'écaillage du socle cadomien. Le raccourcissement varisque se traduit également par de nombreuses fractures transverses sub-méridiennes qui tronçonnent le pli.

L'analyse de la fracturation des calcaires carbonifères de Regnéville, illustrée par la figure 9, permet de mettre en évidence un premier système de fractures composé de failles inverses N 100°E et de cisaillements senestres N 50°E, auquel fait suite un système conjugué de décrochements dextres N 110°E et senestres N 10°E, associé à des fractures de dissolution N 80°E. La plupart de ces grandes fractures se retrouvent avec des fréquences variables (fig. 10) dans les autres terrains du socle.

LITHOLOGIE SOUS-MARINE

La lithologie sous-marine représentée indique essentiellement la nature du fond sous-marin dans la zone infratidale toujours submergée, mais aussi dans la zone intertidale, alternativement immergée et émergée. En outre, des courbes isopaques de la couverture lithologique meuble ont pu être tracées pour la zone infratidale.

BASES CARTOGRAPHIQUES

Zone intertidale

Les échantillons ont été prélevés à marée basse par P. Hommeril aidé de C. Laverne (pour le havre de Regnéville et l'estran d'Agon - Coutainville). Les 259 prélèvements se répartissent ainsi :

- havre de Geffosses : 23 (en 1962) ;
- havre de Blainville : 33 (en 1977) ;
- havre de Regnéville : 50 (en 1977) ;
- grande découverte de Gouville : 75 (de 1960 à 1963) ;
- autres profils entre ces zones : 78 (en 1963-1964 et en 1977).

Zone infratidale

54 dragages ont été effectués à la drague « Rallier de Baty » par P. Hommeril lors des missions de mai 1962 (30), mai 1966 (5) et mai 1969 (19) du N.O.

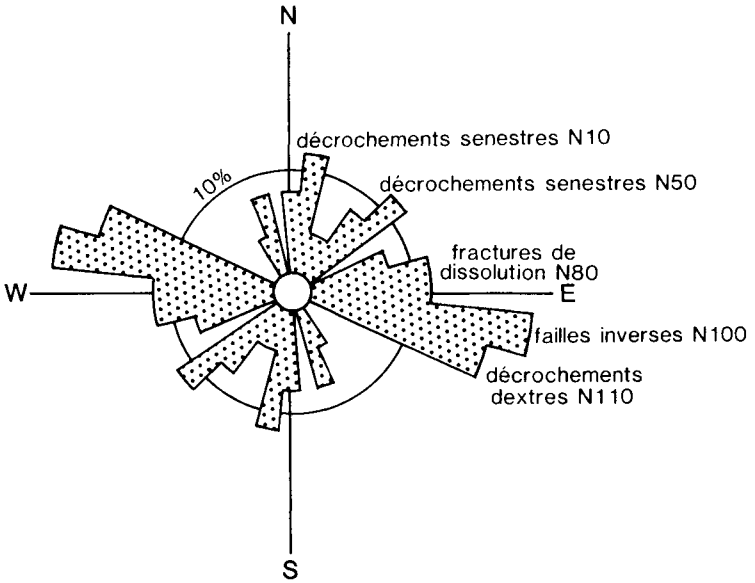


Fig. 9 - Rosace de fréquence des directions de fractures affectant les calcaires carbonifères de Montmartin (66 mesures)

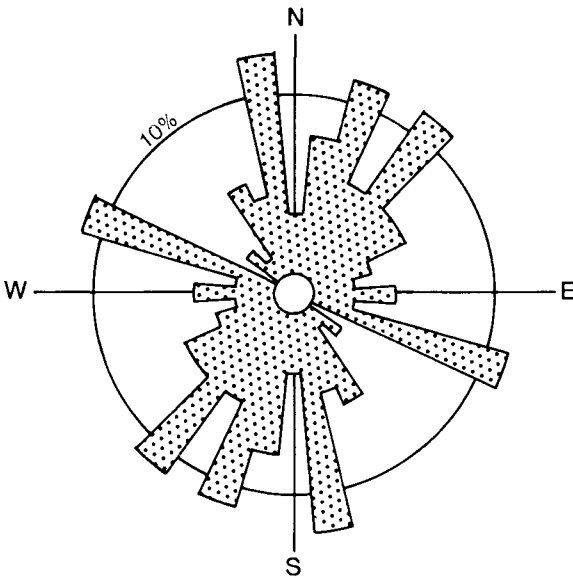


Fig. 10 - Rosace de fréquence des directions de fractures mesurées sur le territoire de la carte (90 mesures)

Gwalarn armé par le CNRS. Ils ont été complétés par 15 stations dues à C. Retière lors d'une mission du N.O. *Pluteus* de la Station de biologie marine de Roscoff. Les stations se trouvent, en moyenne, éloignées de 1 à 2 km.

Les analyses sédimentologiques ont été effectuées au Laboratoire de bio-sédimentologie marine de l'université de Rouen, les caractérisations de faciès et les reports cartographiques effectués par P. Hommeril et C. Laverne.

Les courbes isopaques de la couverture meuble proviennent des résultats de la mission de sismique réflexion légère (sondeur S.I.G., type Sparker) effectuée par P. Giresse et M. Lamboy à bord du N.O. *Gwalarn* (1970).

MÉTHODES CARTOGRAPHIQUES

Par souci d'homogénéité, les principes définis pour la feuille à 1/500 000 des sédiments superficiels de la Manche ont été adoptés sans aucune modification. Seule la technique cartographique a été simplifiée, n'employant que quelques couleurs, par superposition de trames caractérisant, les unes la granulométrie, les autres la teneur en calcaire. Ceci permet de conserver les à-plats pour la géologie du substratum rocheux, notamment dans la zone intertidale.

Toutefois, la typologie des sédiments de surface est exactement définie selon les critères de la carte à 1/500 000, la légende de la feuille Coutances ne retenant de la nomenclature générale que les types de sédiment effectivement cartographiés.

Cette méthode consiste à représenter chaque prélèvement étudié par un type défini d'après sa granulométrie et sa teneur en calcaire (*cf.* légende).

Rôle de la granulométrie

Quatre catégories ont été retenues : cailloutis, graviers, sables, sédiments vaseux, étant entendu qu'un sédiment, le plus souvent composite, se place dans une de ces catégories sans appartenir exclusivement à la fraction pilote. Ainsi, les critères retenus donnent une importance privilégiée au matériel fin (lutites) d'une part, au matériel grossier d'autre part, fractions qui jouent un rôle déterminant sur les propriétés physiques et chimiques des dépôts et par conséquent sur l'aspect général qui peut être appréhendé d'un coup d'œil par l'utilisateur de la carte. D'autre part, les propriétés du biotope induisent fortement les biocénoses qui l'occupent de telle sorte que la méthode cartographique employée permet dans la pratique une utilisation pluridisciplinaire.

Rôle du calcaire

Pour sa quasi-totalité la fraction calcaire des sédiments est d'origine organogène, tout autant, ici, zoogène que phycogène, bien que les débris phycogènes, exclusivement constitués de frondes d'algues *Lithothamnium*, appe-

lées « maërl », forment des corps sédimentaires bien délimités, alors que les débris zoogènes sont éparpillés beaucoup plus largement. En ce qui concerne les sédiments vaseux, l'origine bioclastique du calcaire est également principale sinon unique.

Nomenclature

Les deux variables invoquées permettent de définir, *a priori*, 48 types de sédiments, sur un tableau à double entrée comportant 12 colonnes verticales granulométriques et quatre coupures horizontales basées sur la teneur en calcaire. Pour la feuille Coutances, 28 types sont représentés et figurent seuls dans la légende.

CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DE LA RÉGION

Le cadre géologique étant déjà traité dans cette notice, nous préciserons seulement les données morphologiques et hydrodynamiques.

Morphologie

La côte est échancrée de trois havres (du Nord au Sud : Geffosses, Blainville, Regnéville) qui correspondent à des estuaires macrotidaux de petites rivières dont la plus importante est la Sienne et son affluent la Soulle. La mer peut remonter de 1 à 2 km dans les havres de Geffosses et Blainville (plus ou moins aménagés et réduits par l'intervention humaine) et sur plus de 10 km dans celui de Regnéville. Dans ces havres se dessine la morphologie classique des waddens avec : chenaux zigzagants, slikkes de faible pente et, au plus haut, schorres quasi horizontaux.

La zone intertidale ouverte est habituellement large de 1 à 2 km, mais elle s'agrandit, d'une part devant le havre de Regnéville (jusqu'à 4 km) du fait des accumulations estuariennes de la Sienne, d'autre part devant Gouville-sur-Mer et Blainville-sur-Mer (jusqu'à 5 km) du fait de l'exhaussement des fonds liés à la présence de platurs rocheuses ayant résisté à l'érosion (Est du phare Sénéquet).

La zone subtidale atteint la cote de - 10 m à la « Basse le Marié » au Sud-Ouest, alors qu'elle remonte à la cote - 5 m au Nord-Ouest où se situe la terminaison orientale de la « Chaussée des Bœufs » qui relie le Cotentin à la pointe sud-orientale de l'île de Jersey.

Caractères hydrodynamiques

La zone cartographiée, appartenant au golfe normand-breton, lequel possède les plus hauts marnages d'Europe, est le siège de courants hydrauliques importants, pouvant dépasser 1 m/s en vive-eau. Ces courants sont essentiellement alternatifs et les deux rosaces dressées par le Service hydrographique de la Marine indiquent :

- devant Gouville (49°06 lat. et 1°40 long., profondeur - 10 m) une dominante vers le SSW et une autre vers le Nord ;
- devant Annoville (48°58 lat. et 1°37 long., prof. - 1 m) une dominante vers le SSE et une autre vers le Nord.

Il s'agit de courants de compensation hydraulique qui s'établissent le long du littoral ouest du Cotentin, pour rétablir la différence de niveau de la mer entre le fond du golfe normand-breton et la passe devant Cherbourg. Schématiquement ils portent vers le Nord pendant la haute mer locale et vers le Sud pendant la basse mer, sans que cela corresponde donc, ni au flot, ni au jusant local. Précisons que ces mesures sont faites en surface et que les vitesses s'atténuent vite près du fond, mais sans changer de direction. Les vitesses restent toutefois suffisantes pour remettre du sable siliceux grossier en mouvement, voire même des petits graviers. Les débris calcaires, non sphériques, peuvent être déplacés pour des tailles très supérieures.

Quoiqu'il en soit, la résultante des courants de marée, d'abord orientée au SSW, oblique vers l'ESE. Elle est donc schématiquement parallèle au littoral et contourne ainsi les hauts-fonds du Sénéquet. Par ailleurs, le courant de flot pénètre dans les havres, si le coefficient de la marée le permet, notamment dans le havre de Regnéville où il s'établit vers le NNE à l'embouchure, et se fait sentir jusqu'au Pont-de-la-Roque.

Hormis les havres, dans la zone intertidale et même partiellement au-dessus de l'isobathe de 5 m, l'influence prépondérante dans le transit sédimentaire appartient aux houles. Elles sont dominantes de secteur nord-ouest, ce qui crée une dérive littorale NNW-SSE. Cette dérive complète donc harmonieusement le rôle de la résultante des courants de marée. Elle a provoqué le détournement de l'embouchure de la Sienne vers le Sud, avec progression de la flèche dunaire de la rive droite et érosion du littoral de Regnéville. En outre, lorsque les tempêtes coïncident avec des marnages de vive-eau, les houles érodent partiellement le trait dunaire. En période calme, la constitution d'un meilleur cordon littoral n'est pas suffisant pour réalimenter la dune.

DESCRIPTION GÉNÉTIQUE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

Les havres ou zone intertidale abritée

Le havre de Regnéville. Les deux rivières, Sienne et Soulle, n'apportent que très peu de sédiment vaso-siliceux. L'essentiel du colmatage de l'estuaire provient de la mer et notamment les carbonates d'origine bioclastique (une partie des animaux à coquille pouvant habiter la slikke de l'estuaire).

La zonation met en évidence le double contraste entre la slikke (sables lithoclastiques, donc peu carbonatés) et le schorre (vases calcareuses) :

- le schorre est fait de marne sableuse (VL_{2b}) ou de marne (VL_{2c}), ce qui indique au moins 25% de lutites et de 30 à 50% de carbonates ;
- la slikke, entièrement constituée par des sables lithoclastiques, présente un double gradient d'affinement depuis un pôle de sables lithogreveux (SL_{1b}) et de sables lithoclastiques grossiers (SL_{1c}), placé au débouché de l'estuaire, vers un pôle de sables (SL_{1d}) ou de sablons (SL_{1e}). Ces derniers,

vers l'amont, monopolisent la slikke à partir du Nord de Regnéville et, vers l'aval, le bas de la zone intertidale.

Les havres de Blainville et de Geffosses. La même zonation apparaît sans toutefois atteindre, pour les slikkes, le pôle sablon lithoclastique. En outre, la cartographie ayant été effectuée avant les travaux de développement de la mytiliculture à Blainville et avant l'endiguement du havre de Geffosses, les modalités naturelles de la sédimentation ont été, depuis, très perturbés.

La zone intertidale exposée et son annexe subtidale

Zonation type. Si l'on excepte le platier du Sénéquet, la zone de moindre énergie, correspondant à l'estran plat en aval du cordon, est constituée de sablons peu calcaires (SL_{1e}), sauf au Nord et au Sud de la feuille (SL_{2e}). Plus haut, le cordon, la haute-plage et la dune sont formés de sable lithoclastique fin (SL_{1d}) avec généralement un liseret de graviers (GL_{1b}) vers le bas du cordon. Plus bas et y compris dans le proche subtidal, se déposent, au Sud, des sables lithoclastiques fins (SL_{1d}) ou, au Nord, des sables plus grossiers et aussi plus carbonatés (SL_{2c}).

Devant le havre de Geffosses, des sédiments silto-argileux ou marneux (VL_{2a} et VL_{2b}) sont plaqués sur des sables bio-graveleux dans une sorte de fosse (profondeur entre -5 et -10 m), qui se ferme au Nord, devant Pirou, hors de la feuille. Par ailleurs, chaque affleurement de socle est environné de cailloutis lithoclastiques (CL_{1b}) ou de graviers litho-bioclastiques (GL_{2b}), reliques des effets du gel des périodes glaciaires et notamment wurmiennes.

Le platier de Sénéquet. La schématisation voulue de la cartographie ne rend qu'approximativement la grande complexité lithologique de ce secteur. S'y retrouve le rôle des reliques de l'époque wurmienne, cailloutis à peine arrondis et graviers avec, dans les passes déclives, du sable lithogriveleux plus ou moins riche en bioclastes (SL_{1b}, SL_{2c}).

En outre, les prairies de « verdrière » (*Zostera marina*, phanérogame marine), provoquent le piégeage des silts et argiles carbonatés (VL_{2a} et VL_{2b}) en un sol arrimé par le réseau racinaire.

Rôle de la mytiliculture. Le développement rapide de la mytiliculture est en passe de modifier considérablement l'estran en provoquant notamment la pollution des sables et des sablons par les vases. La filtration branchiale effectuée par les mollusques, enrobant de mucus les particules fines, conditionne leur adhérence rapide au fond sédimentaire et empêche leur transit habituel vers les pièges naturels (« verdrière » ou schorre).

Les accumulations de maërl

Les bancs de « maërl » occupent la totalité de la partie infratidale de la feuille, à partir de la cote -5 m (cote marine) au Nord et quasiment 0 m au Sud.

Il est possible d'établir une correspondance, tout au moins approximative, entre la typologie des sédiments et la teneur en maërl, indiquée par des

symboles additionnels caractérisant quatre catégories (cf. légende). Les graviers bioclastiques (GB_{2b}) et les graviers litho-bioclastiques (GB_{1b}) constituent les zones les plus riches, avec notamment des arbuscules ou des nodules entiers de *Lithothamnium*. Les sables bio-graveleux (SB_{2b}) ou bio-litho-graveleux (SB_{1b}) forment les zones appauvries en maërl, situées en bordure amont du banc (au Sud-Est) mais aussi selon un couloir orienté NW-SE, parallèle à la résultante des courants de marées, et séparant le premier banc s'étendant vers le Nord bien au-delà de la Chaussée des Bœufs, du second banc commençant dans le coin sud-ouest de la feuille pour se prolonger, au Sud, sur la feuille Granville, jusqu'aux îles Chausey. Un petit couloir de direction W-E, marqué par des accumulations caillouteuses et graveleuses (GL_{2a} et CL_{2b}) contenant toutefois 10 % de maërl, isole la pointe sud du banc, à la latitude du Vieux-Coutainville. Enfin, certaines zones du premier banc sont nettement envasées (VB_{2a}) et sont alors le refuge d'une endofaune particulièrement importante, notamment de mollusques bivalves.

Lithothamnium corallioides compose les biotopes où la concentration est la plus dense et se présente sous forme de fragiles arbuscules. *L. calcareum*, le plus souvent à la périphérie des nappes, forme des nodules du type oncolithe. En général, la quantité de maërl vivant n'excède que rarement 50 % du total du maërl dragué. Les échantillons les plus riches en maërl vivant (qui peut atteindre 90 % du total du maërl), se situent en bordure de nappe et notamment de chaque côté du couloir entre-nappes déjà décrit. Pour vivre les algues ont besoin d'une bonne oxygénation des eaux, apportée par le jeu des courants de marée. Il est ainsi possible de distinguer les zones de formation du maërl, zones bordières des bancs et souvent zones les plus profondes, des zones d'accumulation où l'algue ne peut plus vivre, n'étant plus assez brassée par les courants. La migration active des biocénoses vers l'extérieur des bancs peut d'ailleurs renforcer le mécanisme de dispersion courantologique.

D'après les courbes isopaques de la couverture sédimentaire infratidale, l'épaisseur de ces accumulations génétiquement liées à l'activité de *Lithothamnium* varie entre 1,5 m et 12 m. Toutefois le report des tracés de levés sismiques apporte des précisions en partie inattendues. Pour la moitié nord de la feuille, les épaisseurs de 6 à 12 m correspondent à des richesses en maërl d'au moins 20 % (SB_{1b}, GB_{1b}, GB_{2b}), les dunes hydrauliques apparaissant pour des teneurs supérieures à 50 %, mais dans les sables (SB_{1b}). Pour la moitié sud, les fortes épaisseurs et les dunes hydrauliques se localisent au contraire dans le couloir pauvre en maërl (moins de 20 %), mais toujours de faciès sableux (SB_{2b}). Par conséquent, les fortes accumulations ne sont pas liées strictement à la teneur en maërl. Par contre, les dunes hydrauliques ne se créent qu'avec un matériel sableux grossier. Elles sont d'ailleurs localisées à proximité des zones riches en *Lithothamnium* vivant, ce qui confirme donc, aussi bien le rôle des courants de marée dans la genèse des dunes, que l'importance du brassage hydraulique pour la croissance des frondes algaires.

CONCLUSION : SYNTHÈSE SÉDIMENTOLOGIQUE

Lors des régressions quaternaires, et notamment celle du Würm, la gélifraction des platiers exondés a entraîné la formation de cailloutis et de gra-

viers. Ceux-ci, peu remaniés par la transgression flandrienne, se retrouvent aux alentours des plateaux rocheux de la basse zone intertidale, une partie en ayant été roulée à la base du cordon littoral.

Par contre, la fraction sablo-silteuse de ces dépôts émergés au Würm a été repoussée en amont par le vent et érigée en dunes bordières ou bien entraînée par la houle et le flot pour constituer, en deçà, l'essentiel du cordon littoral et de la zone subtidale ouverte. Profitant des coupures estuariennes du littoral, cette fraction a également envahi les havres, y constituant de vastes slikkes. Il est d'ailleurs impossible de faire la part du sable apporté dans l'estuaire lors de débâcles cataglaciales, du sable qui y est réintroduit depuis par le flot.

Actuellement, ces sédiments résiduels siliceux ne subissent plus guère de transport. Par contre s'y incorporent des sédiments organogènes calcaires qui subissent l'influence prépondérante des courants de marée. Sur cette feuille le bioclastique phycogène domine largement le bioclastique zoogène, lequel ne reprend l'exclusive que dans la zone intertidale. Les frondes de *Lithothamnium* constituent l'essentiel de vastes accumulations séparées par un couloir où affleurent, au contraire, des sables bioclastiques zoogènes.

La fraction pélitique (résiduelle siliceuse ou organogène calcaire) est entraînée vers des pièges sédimentaires divers : havres où elle est retenue par les végétaux du schorre, zosteraies des zones intertidales ouvertes, abri à l'intérieur des nappes de maërl. Le développement de la mytiliculture a, en outre, enclenché un processus qui tend à se généraliser, d'envasement de la zone intertidale inférieure.

SITES PRÉHISTORIQUES

Sur la plage d'Agon—Coutainville, vers le Passous, des silex à affinité clactonienne ont été découverts (Graindor, 1959, 1964). Étant donné la faible épaisseur des dépôts sur la plage (fig. 5), il n'est pas possible de situer ces silex par rapport aux formations de l'Éémien (Mx) ou des sables weichséliens (Ny). Cette industrie ancienne serait plutôt en rapport avec les niveaux notés Mx, puis aurait été fossilisée par les sables weichséliens.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

La région définie par les limites de la feuille est soumise à l'influence marine qui induit un climat océanique tempéré. La hauteur de pluie moyenne annuelle atteint environ 800 mm et fournit une hauteur estimée à 200-250 mm pour l'écoulement superficiel et souterrain.

Les formations géologiques susceptibles de contenir de l'eau sont représentées par des aquifères du type milieu microfissuré. On peut définir les formations aquifères suivantes.

Sables quaternaires récents.

Ces formations de type milieu poreux sont peu étendues en bordure de côte et ont une trop faible capacité d'emménagement pour donner lieu à une exploitation de la ressource.

Terrains du Houiller (Grès de Robillard) et du Dévonien (conglomérat de base).

On remarque sur la carte topographique l'absence, d'une part, de sources dans ces formations et d'autre part, de correspondance des affleurements du Dévonien avec des crêtes topographiques. Ces formations ne paraissent pas être aquifères. Dans d'autres sites, le Dévonien, très dur, est improductif.

Formations du Briovérien.

Grauwacke et siltites, formation schisto-gréseuse de Quetteville. On note que dans ces formations apparaissent un certain nombre de sources ; l'écoulement se produit par des microfissures dues au décollement entre les bancs à tendance lithologique différente, soit plus argileuse, soit plus gréseuse.

Complexe volcanique de Montsurvent.

Dans ces formations qui occupent le Nord de la feuille, on peut noter la présence de sources assez nombreuses dont le débit est faible ; un certain nombre d'entre elles paraissent liées à des failles. Il s'agit, là encore, d'un écoulement de type fissural, développé du fait de contraintes tectoniques qui ont pu favoriser aussi l'altération du milieu.

Auréoles métamorphiques.

Les terrains sont constitués d'alternance de bancs schisteux plus tendres et de bancs plus durs où la microfissuration se développe à leur interface, comme dans les formations précédentes.

L'eau souterraine circule dans ces réseaux en général superficiels, et donnent lieu à des émergences à faible débit. Un certain nombre d'entre elles paraissent liées à des failles qui ont favorisé la microfissuration de la formation.

Du point de vue chimique, on peut retenir que les eaux des terrains sédimentaires anciens et des roches métamorphiques sont peu minéralisées et acides (pH 5 à 6). Les eaux des sables dunaires sont très riches en matières organiques et en ammoniacque ; ceci empêche leur stérilisation par le chlore par suite de formations de chloramine qui rend les eaux imbuables (goût amer).

Les sables dunaires sont exploités par quelques forages à Gouville-sur-Mer, l'été seulement, pour faire l'appoint. Les collectivités distributrices exploitent les eaux des rivières pour l'alimentation en eau potable des populations et vont être rattachées au Centre-Manche. A terme, les ressources en eau souterraine seront abandonnées.

GÎTES MINÉRAUX

Quelques minéralisations en cuivre, plomb et fer sont signalées dans la littérature :

- au lieu-dit Montcarville, commune de Gouville-sur-Mer, Duhamel (1792) signalait que le cuivre et le plomb avaient été exploités avant la Révolution. Il devait s'agir de travaux insignifiants car il n'a subsisté aucune trace ;
- à la Maugerie, près de Coutainville, des travaux pour la recherche de fer ont été effectués en 1912 dans les grès et schistes du Briovérien ;
- près de Coutances, au lieu-dit Orval, Kerforne (1927) indique la présence d'un filon de quartz à pyrite et chalcopyrite dans les schistes briovériens.

En fait, la reconnaissance des gîtes métallifères de la feuille Coutances n'est pas encore achevée. Les volcanites du Briovérien inférieur (formation spilito-kératophyrique de Montsurvent), métamorphiques ou non, constituent le principal métallotecte. Ainsi, sur la commune de Boisroger, des forages de reconnaissance, implantés par le BRGM sur des anomalies prospectées en géochimie stratégique alluvionnaire, ont recoupé un petit amas plurimétrique de sulfures massifs à pyrite presque seule. Un autre sondage BRGM, réalisé dans les métavolcanites acides de la limite orientale de la feuille (Hôtel-Piquet), a intersecté une minéralisation plombo-zincifère d'origine hydrothermale à argent, or et barytine.

Par ailleurs, comme l'a révélé la prospection alluvionnaire par bateyage, un important district à cinabre (sulfure de mercure) semble se localiser sur le synclinal faillé de Montmartin (Guigues et Devismes, 1969).

MATÉRIAUX ET CARRIÈRES

Matériaux consolidés

Toutes les carrières ouvertes dans le socle briovérien sont aujourd'hui abandonnées, à l'exception de la carrière du ruisseau des Épaisses (Sud-Est de Montsurvent) qui produit des granulats pour la viabilité et la construction à partir des volcanoclastites du Briovérien inférieur. La diorite de Coutances était encore exploitée jusque dans les années 60 dans la carrière de Coutainville.

Les calcaires carbonifères de Montmartin-sur-Mer ont fait l'objet de nombreuses carrières. Leur exploitation pour l'empierrement a totalement cessé il y a une vingtaine d'années, et la dernière carrière à avoir été en activité est maintenant convertie en terrain de tennis municipal. Ces calcaires étaient essentiellement exploités pour la fabrication de la chaux qui servait à l'amendement des terres, mais aussi pour la construction locale (moellons et pierre d'appareil). Leur extraction a culminé au XIX^e siècle, époque à laquelle ils étaient exportés jusque dans les îles anglo-normandes à partir du petit port de Regnéville.

Matériaux meubles

La tangué a été extraite principalement dans l'estuaire de la Sienne, et utilisée comme amendement des sols, du Moyen âge jusqu'à une époque récente.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et itinéraires dans le **guide géologique régional : Normandie – Maine** par F. Doré et collaborateurs, Masson, Paris, 1987 ; *itinéraire 3 B* : le col du Cotentin ; *itinéraire 6* : de Coutances au Mont-Saint-Michel.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BARDY P. (1988) – L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif armoricain et en Manche occidentale. Étude tectonométamorphique et géophysique. Thèse d'Université, Rennes, 380 p.

BIGOT A. (1890) – L'Archéen et le Cambrien dans le Nord du massif breton et leurs équivalents dans le Pays de Galles. *Mémoires de la Société Nationale des Sciences Naturelles et Mathématiques de Cherbourg*, **27**, 202 p.

BIGOT A. (1925) – Sur la présence de Trilobites et d'Archaeocyathidés dans les couches cambriennes des environs de Carteret (Manche), Paris, **180**, 1237-1239.

CHAUVEL J.J., SCHOPF J.W. (1978) – Late Precambrien microfossils from Brioverian cherts and limestones of Brittany and Normandy, France. *Nature*, **275**, 640-642.

CHAVANA., COATMAN J. (1943) – Étude paléontologique et stratigraphique du havre de Blainville-sur-Mer (Manche). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, XIII, 159-176.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A., TIMOFEIEV B.V. (1982) – L'âge des tillites (tilloïdes) de Granville (Normandie). 9^e Réunion des Sciences de la Terre, Paris, 139.

COGNÉ J. (1959) – Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **1**, 112-118.

COUTARD J.P., GIRESSE P., LAUTRIDOU J.P. (1972) – Les limons du Nord-Ouest du bocage normand. *Bull. Soc. linn. Normandie*, **103**, 58-68.

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. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **4**, 251-259.

DELÉPINE G. (1930) — La faune du calcaire de Regnéville. *Mém. Soc. linn. Normandie*, **1**, fasc. 1, 1-24.

DISSLER E. (1987) — Évolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Thèse d'Université 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.*, **IV**, (5), 801-814.

DORÉ F. (1969) — Les formations cambriennes de Normandie. Thèse de Doctorat, université de Caen, CNRS : A.O. 2837, 790 p.

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, 18.

DORÉ F. (1985) — Premières méduses et premières faunes à squelette dans le Massif armoricain. Problème de la limite Précambrien-Cambrien. *Terra Cognita*, **5**, 237.

DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PARREYN C., RIOULT M. (1987) — Normandie-Maine. Guides géologiques régionaux, Masson édit., 216 p.

DOUBINGER J., PONCET J. (1964) — Découvertes de microorganismes dans la série rouge de Montmartin (Manche). Attribution de cette série au Dévonien moyen ou supérieur. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, **258**, 1004-1006.

DOUBINGER J., DROT J., PONCET J. (1966) — Présence d'une série ordovicienne dans le Synclinal de Montmartin-sur-Mer (Manche). *C.R. Ac. Sci.*, Paris, **262**, 961-963.

DUPRET L. (1974) — Relations structurales entre les formations briovériennes de la région de Granville—Saint-Pair (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Caen, 125 p.

DUPRET L. (1988a) — The Proterozoic of Northeastern Armorican Massif. In : Zoubeck V. (ed.). Precambrian in Younger fold belts ; vol. I, Precambrian in the European Variscan belt. John Wiley, 1988, New-York, 444-461.

DUPRET L. (1988b) — Le Protérozoïque du Massif armoricain nord-oriental (Normandie et Maine). *Bull. Soc. linn. Normandie*, Caen, **110-111**, 75-100.

DUPRET L., CABANIS B., LE GALL J., DORÉ F. (1985a) — Les tholéiites d'arc briovériennes de Montsurvent (Manche) ; leur place dans l'évolution orogénique cadomienne du nord de l'Armorique. *Hercynica*, Rennes, **1**, 39-46.

DUPRET L., LE GALL J., DORÉ F., GATINOT F., DISSLER E. (1985b) — Les spilites de Vassy (Calvados), témoin d'un volcanisme sous-marin tholéiitique et distensif, dans la sédimentation du Briovérien supérieur de Normandie (NE du Massif armoricain). *C.R. Ac. Sci.*, Paris, **300**, 687-692.

DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1989) — Cadomian geodynamic evolution of the Northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In : The Cadomian Orogeny, Oxford 1988, *Special Publication of the Geological Society, London*, (sous presse).

ELHAI H. (1963) — La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand-breton. Bière édit., Bordeaux, 624 p.

GARLANT T. (1985) — Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, Caen, 166 p.

GIRESSÉ P. (1969) — Essai de sédimentologie comparée des milieux fluvio-marins du Gabon, de la Catalogne et du Sud-Cotentin. Thèse, univ. Caen, 730 p.

GIRESSÉ P., HOMMERIL P. (1969) — Les fonds sous-marins de la carte Granville au 1/100 000. *Rev. Soc. sav. Haute-Normandie, Sci.*, **56**, p. 23-50.

GIRESSÉ P., HOMMERIL P., LAMBOY M. (1972) — Résultats préliminaires d'une campagne de sismique réflexion dans le Golfe normand-breton. *Mém. BRGM*, **79**, p. 193-201.

GIRESSÉ P., LAUTRIDOU J.P. (1973) — Les formations quaternaires du littoral du Golfe normand-breton entre Coutainville et Avranches. *Bull. Ass. fr. Ét. Quaternaire*, **2**, 89-101.

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

GRAINDOR M.J. (1958) — Niveaux marins quaternaires dans le Cotentin et corrélations avec les Iles anglo-normandes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 31-34.

GRAINDOR M.J. (1959) — Informations archéologiques. Circonscription de Caen. In : Gallia - Préhistoire, **II**, 84.

GRAINDOR M.J. (1964) — Contribution à l'étude du Quaternaire marin de Normandie. *Bull. Soc. géol. Normandie*, **54**, 1-15.

GRAINDOR M.J. (1964) — Tectonique tangentielle au Sud de Coutances (Manche). *C.R. Ac. Sci.*, Paris, **259**, 1985, 1987.

GUERROT C., PEUCAT J.J., DUPRET L. (1986) — Age du Précambrien sédimentaire (Briovérien) dans le Massif armoricain. 11^e Réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, 86.

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. Ac. Sci.*, Paris (sous presse).

GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) — La prospection à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, **71**, 171 p.

HOMMERIL P. (1967) – Étude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand. Thèse, univ. Rouen, 304 p.

JÉRÉMINE E. (1924) – La prétendue syénite de Coutances. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, **178**, 99-101.

JONIN M., VIDAL P. (1975) – Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **12**, 920-927.

JUIGNET P., SAINSAULIEU J.C. (1962) – Sur quelques nouveaux gisements de phanites et de tillites dans le Briovérien de Normandie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **10**, 289-290.

LAOUÉNAN J.P. (1983) – Les leucogranites de la marge nord de la Mancellia (Massif armoricain) dans leur cadre structural. Thèse 3^e cycle, Caen, 185 p.

LAUTRIDOU J.P. (1980) – Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin parisien. In : Problèmes de stratigraphie du Quaternaire en France et dans les pays limitrophes. Colloque Dijon, 1978. *Suppl. Bull. Assoc. fr. ét. Quaternaire*, 1980, **1**, 180-189.

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

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

PASTEELS P., DORÉ F. (1982) – Age of the Vire-Carolles granite. In : Odin G.S. (ed.). *Numerical Dating in Stratigraphy*. John Wiley, New-York, 784-790.

PELHATE A. (1956) – Contribution à l'étude des dépôts littoraux du Golfe normand-breton. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, **2**, 217-290.

PELHATE A., PONCET J. (1975) – Les Calcaires dinantiens du synclinal de Montmartin (Massif armoricain, France). In : 7^e Congrès International sur le Carbonifère, Krefeld (1971), **IV**, 65-73.

PELHATE A., PONCET J. (1970) – Précisions sur l'âge de la partie basale du Dinantien du « synclinal » de Montmartin (Manche). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **4**, 109-110.

PONCET J., GIRESSE P. (1972) – Nouvelle datation des niveaux gréseux entre Hyenville et Cerisy-la-Salle - Synclinal de Montmartin-sur-Mer (Manche). *Bull. BRGM*, **1**, 49-58.

ROBARDET M. (1981) – Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **20**, Rennes, 1-342.

ROBLOT M.M. (1961) – L'étage à niveaux charbonneux du Briovérien normand (X2a). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 27-32.

SAINSAULIEU J.C. (1962) – Contribution à l'étude de la région de Montmartin-sur-Mer (Manche). D.E.A., faculté des Sciences de Caen, (mémoire dactylographié).

WEYANT M. (1967) – Algues calcaires du Viséen de Montmartin-sur-Mer (Manche). *Bull. Soc. linn. Normandie*, **10**, v. 8, 63-68.

Cartes géologiques à 1/80 000

- | | |
|--------------------------------------|--|
| – Feuille <i>Saint-Lô</i> (n° 44) : | 1 ^{re} édition (1884) par L. Lecornu
2 ^e édition (1928) par A. Bigot
3 ^e édition (1966) par M.J. Graindor |
| – Feuille <i>Coutances</i> (n° 28) : | 1 ^{re} édition (1891) par L. Lecornu
2 ^e édition (1926) par A. Bigot
3 ^e édition (1967) par M.J. Graindor |

Carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000 (1980)

Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France à 1/100 000

- Feuille *Bricquebec* (1968)

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouvelles données. Les documents peuvent être consultés au Service géologique régional de Basse-Normandie, 2, rue du Général Moulin, 14000 Caen, ainsi qu'au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Les documents de terrain, les échantillons pétrographiques et les lames minces concernant la partie continentale de la feuille sont conservés au Laboratoire de géologie de Normandie occidentale de l'université de Caen, Esplanade de la Paix, 14032 Caen cedex.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Communes	Coordonnées Lambert			Prof. (en m)	Coupe sommaire	Stratigraphie	Z toit
	X	Y	Z				
Blainville-sur-Mer	312,32	1 160,9	+7	9	<ul style="list-style-type: none"> - sable moyen et gros, jaune marin - silt sableux, calcaire, gris, tangué - sable gros, calcaire, graveleux, coquillier - même sable mais plus fin et silteux - sable fin blanchâtre, calcaire devenant noirâtre vers le bas, sable marin interglaciaire - schistes 	<ul style="list-style-type: none"> Flandrien supérieur Éémien 	<ul style="list-style-type: none"> + 9 + 7,50 + 6,50 + 3 + 1,50 0
Blainville-sur-Mer	211,92	1 161,14	+6	7,4	<ul style="list-style-type: none"> - sable fin jaune = dune - graviers, sable grossier, granules roulés - coquilles = cordon littoral flandrien - sable fin jaune - tourbe d'Hauteville - sable argileux vert, grossier vers le bas - schistes vert-noir, altérés 	<ul style="list-style-type: none"> Atlantique Weichsélien 	<ul style="list-style-type: none"> + 6 + 5 + 0,80 + 0,20 - 0,20 - 1,40
Blainville-sur-Mer	313,26	1 159,9	+7	5,8	<ul style="list-style-type: none"> - sol podzolique - sable moyen à grossier gris-brunâtre : éolien du Pléniglaciaire - sable argileux verdâtre à lits d'argile - même sable comportant des quartz émoussés (2-3 cm) et des schistes (> à 2 cm) - sable fin, limoneux, micacé, non calcaire - schistes altérés - schistes durs 	<ul style="list-style-type: none"> Weichsélien Weich. ancien Éémien Briov. infé. 	<ul style="list-style-type: none"> + 7 + 5,5 + 4,6 + 3,8 + 2,3 + 1,2
Gouville-sur-Mer	312,84	1 161,45	+7	8,4	<ul style="list-style-type: none"> - sable fin à dune - sable fin et moyen - graviers roulés - silt sableux gris, tangué - sable grossier et graviers peu roulés, jaunes à jaune-ocre non calcaires - argiles, graviers - sable fin, calcaire marin interglaciaire - graviers de schistes verts, peu roulés, marin probable - schistes rouge-violacé 	<ul style="list-style-type: none"> Fland. sup. Weich. ancien Weich. ancien Éémien 	<ul style="list-style-type: none"> + 7 + 5,50 + 3,50 + 2,40 + 1,50 + 1,10 - 0,50 - 1 - 1,40

Communes	Coordonnées Lambert			Prof. (en m)	Coupe sommaire	Stratigraphie	Z toit
	X	Y	Z				
Gouville-sur-Mer	313,62	1 164,27	+ 4	6	<ul style="list-style-type: none"> - tange grise, silto sableuse - sable moyen calcaire, marin - tourbe d'Hauteville - sable moyen à gros, vert à nombreux débris de schiste - graviers de schistes verts sub-émoussés (diamètre supérieur à 4 cm) 	<p>Atlantique Weichsélien</p> <p>Weich. ancien</p>	<p>+ 4 + 2,40</p> <p>+ 0,50 + 0,20</p> <p>- 1</p>
Annoville	315,25	1 147,65	+ 9	9	<ul style="list-style-type: none"> - sable moyen jaune de dune récente - vase brune, humifère - vase bleue, calcaire à passées silteuses saumâtre - tourbe sableuse = tourbe d'Hauteville - sable fin, gris, éolien 	<p>Sub-Atlant.</p> <p>Atlantique</p> <p>Weichsélien</p>	<p>+ 9</p> <p>+ 6,40 + 3</p> <p>+ 2,50</p> <p>+ 0,50</p>
Annoville	315,24	1 148,24	+ 8	14	<ul style="list-style-type: none"> - sable jaune, fin, coquillier de dune récente - argile silteuse à silto-argileuse, bleue, calcaire, argile jaunâtre - sable fin, non calcaire, éolien avec petits débris de schistes - sable blanc, calcaire, marin interglaciaire - argile noirâtre, schiste altéré 	<p>Sub-Atlant.</p> <p>Weichsélien</p> <p>Éémien</p>	<p>+ 6,50</p> <p>+ 6</p> <p>+ 2</p> <p>- 3</p> <p>- 5,80</p>
Annoville	315,74	1 148,25	+ 7	9,85	<ul style="list-style-type: none"> - sol hydromorphe - sable gris fin, très rares débris de schiste - sable gris fin avec plus de débris de schiste plats anguleux à sub-émoussés (1 cm) ; quelques fragments de 2 à 3 cm de diamètre - sable gris fin avec très nombreux granules et cailloutis de schiste (1 cm) et fragments de schistes et de quartz (1 à 4 cm) anguleux à sub-émoussés - sable fin à moyen, gris av. débr. de schiste et de quartz (0,5 à 4 cm) - sable argileux brunâtre à débris de schiste : petit paléosol 	<p>Holocène Weichsélien (Pléniglaciaire supérieur)</p> <p>Weich. moyen</p> <p>Weich. ancien</p>	<p>+ 7 + 5,5 + 4,3</p> <p>+ 3,85</p> <p>+ 3</p> <p>+ 1,16</p>

Communes	Coordonnées Lambert			Prof. (en m)	Coupe sommaire	Stratigraphie	Z toit
	X	Y	Z				
					<ul style="list-style-type: none"> - sable gris assez grossier légèrement argileux à granules de quartz et de schiste; filets d'argile brune (1 à 2 mm) vers le sommet - sable gris assez grossier avec nombreux fragments (2 à 6 cm) argileux à sub-émoussés de schiste et de quartz - sable argileux vert à petits débris de schiste - argile brune, verdâtre: petit paléosol - lits de sable brun et d'argile grise ou brune de 1 à 3 mm, quelques fragments de quartz émoussés ou sub-émoussés - sable fin, gris-clair, à fine mouture de coquilles, micacé. Nombreux foraminifères et ostracodes; quelques coquilles - lit tourbeux - lits sableux gris et silteux gris-foncé (devenant noirs organiques vers le bas) quelques galets et gravillons émoussés quelques coquilles - idem, plus tourbeux, présence de coquilles et de feuilles. Lit tourbeux à -2,34 de 2 cm - sables et graviers marins (schistes noirs et quartz) émoussés - lits de sable fin noirâtre et d'argile silteuse gris-vert de 1 à 3 mm - schistes noirs en place 	Éémien	<ul style="list-style-type: none"> + 1,10 - 0,75 - 0,95 - 1,04 - 1,15 - 1,70 - 1,72 - 2,19 - 2,36 - 2,63 - 2,85
Montmartin-sur-Mer	318,20	1 150,65	+ 35	50	<ul style="list-style-type: none"> - argile ocre - argile beige à beige-foncé - calcaires gris-clair - diaclasés, diaclases agrandies par dissolution - argile noire - grès gris-foncé à noir-passées schisteuses noires 	<ul style="list-style-type: none"> base du Viséen moyen Tournaisien inférieur et moyen 	<ul style="list-style-type: none"> + 35,00 + 34,00 + 27,50 + 5,40 + 5,20

AUTEURS DE LA NOTICE

La rédaction de la notice a été assurée comme suit :

- introduction, histoire géologique, description des formations protérozoïques, roches plutoniques, filoniennes et métamorphiques, géologie structurale par Lionel DUPRET, maître de conférences à l'université de Caen ;
- description des formations paléozoïques, sites préhistoriques, par Jacques PONCET, chargé de recherches au CNRS, université de Caen ;
- description des formations cénozoïques et quaternaires, par Jean-Pierre LAUTRIDOU, directeur du Centre de géomorphologie du CNRS à Caen ;
- description des sédiments meubles de la partie marine, par Pierre HOMMERIL, professeur à l'université de Rouen ;
- hydrogéologie, par Philippe de la QUERIERE, ingénieur géologue au BRGM ;
- gîtes minéraux, matériaux et carrières, par Lionel DUPRET, Jacques PONCET et André BAMBIER.

Coordination Lionel DUPRET.

