



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

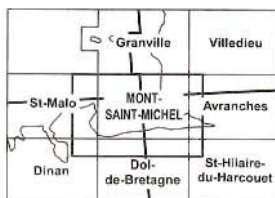
BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

par

A. L'HOMER, S. COURBOULEIX,
J. CHANTRAINE, J.P. DEROIN

BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

La carte géologique à 1/50 000
BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL est recouverte
par les coupures suivantes de la
Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'ouest : DINAN (N°60)
à l'est : AVRANCHES (N°61)
au nord-est : COUTANCES (N°44)



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



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL À 1/50 000**

par

**A. CHOMER, S. COURBOULEIX, J. CHANTRAINE,
J.P. DEROIN**

avec la collaboration de
**C. BONNOT-COURTOIS, B. CALINE, A. EHRHOLD,
J.P. LAUTRIDOU, M.T. MORZADEC-KERFOURN**

1999

***Editions du BRGM
Service géologique national***

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

pour la carte : L'HOMER A., COURBOULEIX S., BEURRIER M., BONNOT-COURTOIS C., CALINE B., EHRHOLD A., LAUTRIDOU J.P., LE RHUN J., SIMÉON Y, THOMAS Y, VILLEYM. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Baie du Mont-Saint-Michel (208). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. L'Homer, S. Courbouleix, J. Chantraine, J.P. Deroin, avec la participation de C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. Ehrhold, J.P. Lautridou, M.T. Morzadec-Kerfourn (1999), 184 p.

pour la notice : L'HOMER A., COURBOULEIX S., CHANTRAINE J., DEROIN J.P., avec la collaboration de C. BONNOT-COURTOIS, CALINE B., EHRHOLD A. LAUTRIDOU J.P., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Baie du mont-Saint-Michel (208). Orléans : BRGM, 184 p. Carte géologique par A. L'Homer, S. Courbouleix, M. Beurrier, C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. Ehrhold, J.P. Lautridou, J. Le Rhun, Y. Siméon, Y Thomas, M. Villey (1999).

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

ISBN : 2-7159-1208-0

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ	7
SUMMARY	9
INTRODUCTION	13
<i>LES RAISONS D'UNE COUPURE SPÉCIALE</i>	13
<i>PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	15
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	21
<i>RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	25
DESCRIPTION DES TERRAINS DU DOMAINE	
CONTINENTAL	43
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	44
<i>ÉVOLUTION STRUCTURALE</i>	53
<i>ALTÉRATIONS DES GRANITOÏDES</i>	54
<i>TERTIAIRE</i>	55
<i>QUATERNAIRE</i>	57
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	67
DESCRIPTION DES TERRAINS DU DOMAINE MARIN	68
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	68
<i>DONNÉES GÉNÉRALES SUR L'ENVIRONNEMENT MARITIME</i>	69
<i>SUBDIVISIONS DU DOMAINE MARIN ADOPTÉES</i>	71
<i>PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES INFLUANT SUR LA SÉDIMENTATION</i>	73
<i>MÉTHODES ET CONCEPTS CARTOGRAPHIQUES</i>	81
LITHOLOGIE DE LA COUVERTURE MEUBLE	
DU DOMAINE MARIN	85
<i>COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES SÉDIMENTS</i>	85
<i>RÉPARTITION DES FACIÈS</i>	87
<i>FACIÈS DU DOMAINE ZONE SUBTIDAL</i>	87
<i>FACIÈS DU DOMAINE INTERTIDAL INFÉRIEUR ET MOYEN</i>	92
<i>FACIÈS DU DOMAINE INTERTIDAL SUPÉRIEUR</i>	98
<i>FACIÈS DU DOMAINE ESTUARIEN</i>	101

OCCUPATION ET MODIFICATIONS ANTHROPIQUES	
DE LA BAIE	109
SITES PRÉHISTORIQUES ET HISTORIQUES ANCIENS	109
PÉRIODE HISTORIQUE	115
AMÉNAGEMENTS DE LA ZONE LITTORALE	116
AUTRES AMÉNAGEMENTS CONCERNANT LES RIVIÈRES ET LE LITTORAL	123
PRÉSERVATION DU SITE DU MONT ET DE LA BAIE	125
LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL : UN SITE PROTÉGÉ	125
ÉVOLUTION DE LA BAIE ESTUARIENNE DEPUIS 1858	126
LES ÉTUDES POUR PRÉSERVER LE CARACTÈRE MARITIME DU MONT	131
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	134
OCCUPATION DU SOL	134
ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE	136
RISQUES NATURELS	137
EXPLOITATION DU SOUS-SOL ET RESSOURCES	
NATURELLES	139
RESSOURCES EN EAU	139
SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES	144
GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	147
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	148
LA BANQUE DES DONNÉES DU SOUS-SOL	148
GLOSSAIRE	151
SITES D'OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES	154
DOCUMENTS CONSULTÉS	155
BIBLIOGRAPHIE	156
AUTEURS ET REMERCIEMENTS	173
ANNEXES	177
1 - COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES	178
2 - DATATIONS D'ÉCHANTILLONS DE SONDAGES PAR ¹⁴C	183
3 - ANALYSES CHIMIQUES DES LEUCOGRANITES DU MONT-SAINT-MICHEL	184

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 - Cadre géologique de la Baie du Mont-Saint-Michel	14
Fig. 2 - Répartition des grandes unités géologiques régionales	16
Fig. 3 - Coupe géologique à travers la baie passant par le Mont-Saint-Michel et Tombelaine	20
Fig. 4 - Isobathes de la base des terrains holocènes	24
Fig. 5 - Courbes d'égale épaisseur des sédiments récents (Holocène) de la baie	26
Fig. 6 - Coupe schématique à travers le prisme sédimentaire	28
Fig. 7 - La baie du Mont-Saint-Michel à la fin du Tardiglaciaire	34
Fig. 8 - Coupe du gisement paléolithique du Mont-Dol	58
Fig. 9 - Esquisse de l'histoire géodynamique régionale	66
Fig. 10 - Principaux ensembles morpho-sédimentaires de l'estran	70
Fig. 11 - Plans de vagues pour les houles de NW et NNW	72
Fig. 12 - Courants de marées en Manche centrale 4 heures avant la pleine mer à Saint-Malo	76
Fig. 13 - Front de pénétration de la marée 3 h après basse mer de coefficient 102	78
Fig. 14 - Succession des sédiments de l'entrée de la baie au fond de la zone estuarienne	88
Fig. 15 - Coupe de l'estran dans le secteur de Cherrueix- La Chapelle-Sainte-Anne	94
Fig. 16 - Carte du Grand banc des hermelles	96
Fig. 17 - Cours extrêmes des lits de la Sée et de la Sélune depuis 1932 (en hors-texte)	
Fig. 18 - Caractéristiques des dépôts en séquence estuarienne	106
Fig. 19 - Variation de faciès au sein des herbus de l'Est	108
Fig. 20 - Sites à sel gallo-romains découverts dans le Marais de Dol	114
Fig. 21 - Configuration de la baie estuarienne au début du 19 ^e siècle et extension des herbus depuis	118
Fig. 22 - Carte des polders de l'estuaire du Couesnon	120
Fig. 23 - Évolution des herbus de 1947 à 1986	128
Fig. 24 - Évolution récente des herbus de part et d'autre du Mont (1980-1996)	130
Fig. 25 - Évolution du littoral du Bec d'Andaine d'après les photos aériennes IGN	132
Fig. 26 - Précipitations mensuelles moyennes pour trois sites de la baie	140
Fig. 27 - Débits moyens interannuels de la Sélune, du Couesnon et de l'Oir	142
Schéma structural général (en hors - texte)	

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Principales subdivisions chronologiques du Pléistocène supérieur et de l'Holocène	32
Tabl. 2 - Fluctuations de l'espace intertidal en fonction du marnage	84
Tabl. 3 - Sismicité historique d'intensité supérieure à V (MKS)	138
Tabl. 4 - Valeurs moyennes des débit et profondeur des pompages	143
Tabl. 5 - Limites de la carte géologique « Baie du Mont-Saint-Michel »	149

RÉSUMÉ

La carte géologique à 1/50 000 « Baie du Mont-Saint-Michel », éditée par le Service Géologique National (BRGM), constitue une coupure spéciale (n° 208) couvrant l'ensemble de la baie. Ce site mondialement connu, tant par l'Abbaye-forteresse médiévale implantée en son sein que par ses marées exceptionnelles, justifiait une cartographie particulière.

C'est pourquoi cette feuille associe une cartographie géologique classique (formations rocheuses du pourtour de la baie) et une cartographie sédimentologique indispensable pour décrire en détail les sédiments récents de la partie marine.

Le texte du livret explicatif est conçu pour intéresser un large public. Il comporte des développements importants concernant la formation de la baie et son histoire géologique, depuis la fin du Quaternaire (dépôts holocènes) jusqu'à son évolution actuelle. Cinq tableaux et vingt-huit figures viennent illustrer les propos.

Dans une première partie sont présentées les formations rocheuses qui constituent le substrat et les reliefs du pourtour de la baie. Ce socle ancien fait partie d'un des blocs du Massif armoricain où subsistent des témoins de la très vieille chaîne calédonienne (540 Ma) qui, avant l'ouverture de l'Atlantique, se prolongeait jusqu'au nord du continent américain.

Sur cette carte, les terrains du socle sont rattachés au Briovérien supérieur (Protérozoïque terminal), constitué de schistes plissés, plus ou moins affectés par le métamorphisme. Ces roches sédimentaires très anciennes sont recoupées par des massifs cristallins intrusifs constitués de granitoïdes et de migmatites, mis en place au cours de l'orogénèse calédonienne. C'est à la fin de cette orogénèse que se mettent en place les célèbres pointements de leucogranites de la baie : Mont-Dol, îlot de Tombelaine et Mont-Saint-Michel (525 Ma).

Par la suite, le contrecoup de l'orogénèse hercynienne fractionne le vieux craton calédonien, ce qui permet la mise en place de filons de dolérite datés de 330 Ma (Carbonifère inférieur).

L'histoire géologique régionale explique l'actuelle absence des formations géologiques du Paléozoïque et du Mésozoïque, tandis que l'ère cénozoïque n'est représentée que par un témoin d'Oligocène marin qui date le tout début de la formation de la baie.

Le Quaternaire est principalement marqué par la fin de la dernière glaciation (weichsélienne) avec la mise en place d'une vaste couverture de loess

et de sables d'origine éolienne, qui masquent souvent les formations plus anciennes.

A l'Holocène, à partir de 8 000 BP, la remontée post-glaciaire du niveau général des mers aboutit à une invasion marine progressive de la baie. C'est alors que sur les bordures littorales s'accumule une succession de dépôts comprenant des niveaux de tourbe (Marais de Dol) ; ces horizons, datés grâce à l'étude des pollens fossiles et des analyses de ^{14}C , soulignent les principales étapes de la transgression marine.

Dans la deuxième partie de la notice, le contexte physique de la baie est abordé : avec une amplitude de marée de 14 m, pouvant atteindre exceptionnellement 15 m, la Baie du Mont-Saint-Michel vient au 5^e rang mondial. Les divers facteurs hydrodynamiques expliquent la répartition des sédiments et l'existence d'un gradient décroissant de la taille des constituants entre l'entrée marine de la baie (galets et graviers) et la partie estuarienne (sablons vaseux), à son extrémité orientale.

La description des sédiments est présentée suivant les divers contextes morpho-sédimentaires observés :

- en zone subtidale (en dessous des plus basses mers), à l'entrée de la baie, des sables grossiers localement riches en débris coquilliers et comprenant des secteurs à galets et graviers, coïncident avec des zones à forts courants de marée.
- en zone intertidale (zone de battement des marées), quatre environnements ont été distingués :
 - au Nord-Est, un cordon de plage sableux entre Saint-Jean-le-Thomas et le Bec d'Andaine ;
 - au Sud-Ouest, entre Saint-Benoît-des-Ondes et Cherrueix, un fond de golfe à pente très faible riche en vases, sables vaseux, cordons coquilliers et avec la présence du Grand banc des hermelles, récif construit par des annélides ;
 - au centre, entre ces deux contextes, se développe l'éventail d'un delta de marée constitué de sables fins, espace parcouru par des chenaux tidaux ;
 - vers l'Est, au-delà de l'îlot de Tombelaine, le delta de marée se prolonge par un large complexe estuarien produit par la convergence des débouchés des estuaires du Couesnon, de la Sée, de la Sélune et de nombreux ruisseaux drainant les eaux des prés-salés. La sédimentation y est représentée par des sablons et des tangues* (lutites plus ou moins argileuses).

Le Mont-Saint-Michel se trouve au sein de cette dernière zone qui se colmate activement. Ce phénomène entraîne l'extension régulière de l'espace occupé par les prés-salés qui tendent à encercler le Mont.

L'ensablement et l'envasement de la zone estuarienne est lié au fait que les courants de flot développent des vitesses d'écoulement 1,3 fois supérieures à celle des courants de jusant.

Le travail d'érosion par les rivières ne suffit pas à compenser un bilan sédimentaire positif qui oscille actuellement entre 400 000 m³ et 700 000 m³ par an.

Le livret apporte ensuite des informations sur les sites préhistoriques et historiques anciens de la baie, puis évoque brièvement la conquête du Marais de Dol.

L'histoire moderne de la baie est évoquée à travers les divers aménagements effectués depuis 1858, date de la dérivation-canalisation du Couesnon et du début de la poldérisation. L'évolution de la baie estuarienne depuis cette date est retracée par étapes, suivie d'un rappel des principales études effectuées depuis 1972 pour rétablir le caractère maritime du Mont, classé avec sa baie « patrimoine mondial » par l'UNESCO depuis 1979.

Les dernières modélisations, effectuées sous la direction de la Mission Mont-Saint-Michel, aboutissent au projet de remplacer l'extrémité de la digue-route par un pont et d'aménager le barrage du Couesnon pour créer des effets de chasse susceptibles d'entraîner les sédiments déposés par la marée dans l'estuaire du Couesnon.

Dans une dernière partie, cette notice traite plus classiquement des différents aspects de la géologie de l'environnement : risques naturels, ressources en eau, substances utiles et carrières, gîtes et indices minéraux, etc.

Enfin, quelques sites d'observation remarquables sont signalés pour ceux qui souhaitent approfondir leurs connaissances sur l'environnement géologique de la baie.

SUMMARY

The 1:50,000-scale geological map of the « Baie du Mont-Saint-Michel », published by the French Geological Survey (BRGM), is a special sheet (n° 208) covering the whole of the bay. The mapping of this site, world-famous for its mediaeval abbey-fortress and exceptional tides, warranted a specific approach that included standard geological mapping of the rock formations around the bay and detailed sedimentological mapping of the recent marine sediments.

Two distinct methodologies were adopted for the sedimentological mapping of the bay: 1) descriptive mapping of the intertidal zone based on an analysis of aerial photographs and a series of colour composites processed from a SPOT image (1986), accompanied by a field survey and sampling, and 2) interpretative mapping of the subtidal zone based on a study of dredged samples in relation to the sea-bed morphology determined from bathymetric data. The sediments are classified according to the scheme adopted for the English Channel, which is based on both grain size (subtidal pebbles to estuarine muds) and calcium carbonate content (15 to 85%), with the addition of new subdivisions for the fine estuarine sediments.

The colour codes and patterns adopted for the map have been selected so as to highlight the hydrodynamic processes responsible for the grain-size distribution and carbonate gradients, and for the bioclastic sediments deposited outside the channels followed by the incoming and outgoing tidal currents. The map provides an 'active' facies-distribution model of a macro-tidal environment under temperate climatic conditions, with sufficient detail for a better understanding of the silting up process of this world-famous bay.

The Explanatory Notes contain information concerning the formation and geological history of the bay, particularly detailed from the end Quaternary (Holocene) to the present. The first part describes the rock formations constituting the substratum of the bay and the surrounding relief. These ancient basement rocks of Late Brioverian (end Proterozoic) age belong to one of the blocks of the Armorican Massif, with outliers of the old Caledonian belt (540 Ma) that continued to the north of the American continent before the opening of the Atlantic.

The basement rocks comprise variably metamorphosed folded schist intruded by granite and migmatite massifs emplaced during the Caledonian orogeny. The famous leucogranite outcrops of the bay, i.e. Mont-Dol, Tombelaine island and Mont-Saint-Michel, date from the end of the orogeny (525 Ma).

The later Hercynian orogeny gave rise to major N-S trending faults that divided up the old Caledonian craton, thus enabling the intrusion of dolerite dykes dated at 330 Ma (Early Carboniferous).

The absence of Paleozoic and Mesozoic formations is explained by the regional geological history. The Tertiary is represented by a single Oligocene marine outlier, which dates the onset of the bay's formation.

The Quaternary is marked essentially by the end of the last glaciation (Weichselian) with the accumulation of aeolian sands in the littoral zone and an extensive loess cover farther inland commonly masking the older underlying formations. During the Holocene (from 8,000 BP), the widespread

post-glacial rise in sea level reached the mouth of the bay, which was then progressively overrun by the Flandrian transgression. Deposition in the coastal margins included peat horizons (Dol marsh), which, dated through a fossil pollen study and ^{14}C analyses, mark the main stages of the marine transgression.

The second part of the Explanatory Notes concentrates on the physical setting of the bay. With a tidal range of 14 m (exceptionally 15 m), the Baie du Mont-Saint-Michel is ranked fifth in the world, after the Severn Estuary in Britain (16.5 m) and Froshbisher Bay in Canada (16.3 m). The different hydrodynamic factors explain the sediment distribution and decreasing particle size from the marine mouth of the bay (pebbles and gravel) and the estuarine part (fine silty sand) at its eastern end.

The sediments are described according to the distinct morpho-sedimentary settings of the bay, i.e.:

- the subtidal zone (below the lowest spring tides) where coarse sand at the entrance to the bay, locally rich in shelly debris and including pebbly and gravelly patches, coincides with zones of strong tidal currents.
- the intertidal zone (between high and low tide) in which four environments are identified:
 - in the northeast, a sandy barrier beach between Saint-Jean-le-Thomas and Bec d'Andaine;
 - in the southwest, between Saint-Benoît-des-Ondes and Cherrueix, a very gently sloping gulf bottom with abundant silt, silty sand, shell bars and, along the lower part of the tidal flat, the Grand banc des Hermelles, a reef composed of annelids;
 - in the centre, between the above two environments, a tidal delta fan composed of fine sand cut by tidal channels;
 - to the east, beyond Tombelaine island, the continuation of the tidal delta is represented by a broad estuarine complex where the outlets of the Couesnon, Sée and Sélune estuaries converge with several streams and numerous creeks draining waters from the salt meadows. Here the sediments are very fine sand and calcareous sandy shelly mud (lutite with variable amounts of clay).

Mont-Saint-Michel is located within the estuarine complex, which is actively silting up. As a result, the Mont is gradually being surrounded by the regularly expanding salt meadows.

The Explanatory Notes also provide information on the historic and pre-historic background of the bay and briefly consider the reclamation of the Dol marsh. The more recent history of the bay is described in relation to the various developments carried out since 1858 when the Couesnon diver-

sion/piping system was installed and land reclamation began. The evolution of the estuarine bay since this date is recounted, with reference to the main studies carried out since 1972, so as to re-establish the island character of Mont-Saint-Michel, classified as 'world heritage' with the bay by UNESCO in 1979.

The latest modelling, conducted by the Mont-Saint-Michel Mission, has resulted in a project to replace the end of the causeway with a bridge and modify the Couesnon dam so as to create a flushing effect to remove the tidal sediments deposited in the Couesnon estuary.

The last part of the Explanatory Notes deals more traditionally with different geological aspects of the area: natural risks, water resources, industrial rocks and quarries, mineral deposits and occurrences, etc. Finally, a few outstanding localities are cited for those who wish to learn more about the geological environment of the bay.

Five tables and twenty eight figures complement and illustrate the text.

INTRODUCTION

LES RAISONS D'UNE COUPURE SPÉCIALE

Célèbre dans le monde entier par l'abbaye-forteresse implantée en son sein sur un îlot rocheux mais également par l'amplitude exceptionnelle des marées, la baie du Mont-Saint-Michel est inscrite sur la liste du Patrimoine Mondial de l'UNESCO depuis 1979.

À l'heure actuelle, le site prestigieux du Mont-Saint-Michel, « œuvre de la nature et des hommes » (Victor HUGO), est menacé de perdre, à brève échéance, son caractère maritime par la progression du colmatage de son environnement immédiat.

L'intérêt suscité par cette évolution géologique contemporaine a incité le Service Géologique National du BRGM à réaliser une feuille spéciale englobant la baie actuelle, ses rivages et ses marais maritimes, de façon à fournir une vision d'ensemble des dépôts présents et passés qui constituent la baie.

C'est pourquoi les limites de la présente carte intègrent autour de la coupe normale 1/50 000 IGN Mont-Saint-Michel, des bandes empruntées aux cartes voisines (Saint-Malo, Dinan, Dol-de-Bretagne, Saint-Hilaire-du-Harcouët et Avranches (tabl. 5, p. 149).

La carte réunit deux documents de conception distincte. D'une part une carte géologique classique représentant la géologie des terrains du pourtour de la baie et, d'autre part, une carte détaillée des sédiments actuels, conçue dans l'esprit d'une carte sédimentologique.

Le choix des teintes a donc été établi de façon à bien différencier le domaine continental du domaine maritime, ce qui distingue cette carte des coupures avoisinantes.

Cette partition se retrouve également dans le livret explicatif qui comprend trois parties. La première décrit le cadre géologique et géomorphologique de la baie, ainsi que les terrains de la partie terrestre, tandis que la seconde consacre des développements importants aux sédiments de la baie (domaine maritime). La fin du texte est consacrée à l'histoire de la baie, aux aménagements passés, et aux études récentes effectuées pour trouver des parades à l'ensablement du Mont-Saint-Michel.

La géologie du substrat rocheux et des terrains antérieurs à l'Holocène, contrairement à ce qui se fait d'ordinaire, a été traitée assez succinctement de façon à réserver les principaux développements à la géologie récente ; la

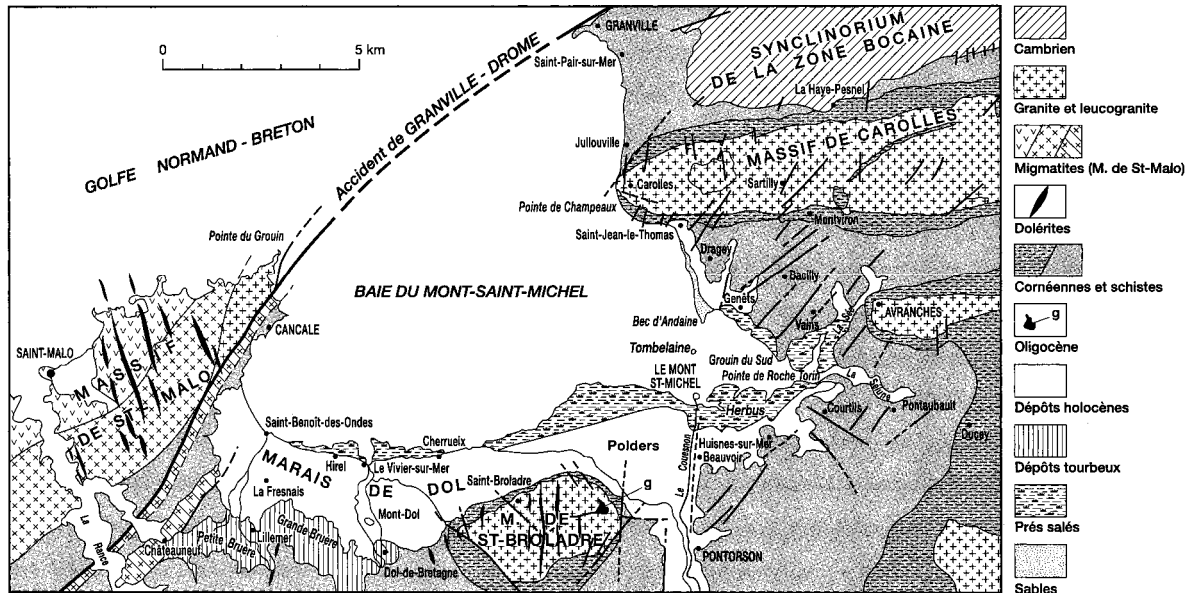


Fig. 1 - Cadre géologique général de la baie du Mont-Saint-Michel

géologie du substrat n'est détaillée que pour les terrains inclus dans la coupe normale 1/50 000 Mont-Saint-Michel.

Il est donc conseillé au lecteur intéressé par la géologie des terrains anciens de se reporter aux livrets explicatifs des cartes géologiques voisines. À l'inverse, le lecteur essentiellement intéressé par l'évolution historique de la baie et l'ensablement du Mont pourra se rendre directement à la troisième partie.

PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La feuille Baie du Mont-Saint-Michel à 1/50 000 couvre un territoire situé à cheval sur les départements de la Manche et d'Ille-et-Vilaine, dans une zone de socle ancien qui sert de cadre et de soubassement à la baie.

Située au fond du golfe normand-breton, dans l'angle formé par les côtes de la presqu'île du Cotentin et celles de la Bretagne septentrionale, la baie du Mont-Saint-Michel occupe une dépression de 500 km² (voir schéma structural en hors-texte).

Suivant une forme en « V », elle s'ouvre vers la mer de la Manche entre les pointes rocheuses du Grouin (près de Cancale) et de Champeaux (près de Carolles), distantes de 20 km (fig. 1). Certains auteurs étendent les limites de la baie jusqu'à la pointe de Granville et la rive sud des îles Chausey. La baie se termine vers l'Est et le Sud par les débouchés du Couesnon, de la Sélune et de la Sée, dont les cours estuariens serpentent au sein des schorres* (= les *herbus* ou *prés-salés*).

Suivant l'axe médian orienté NW, la distance entre l'entrée et les parties internes de la baie atteint 30 km.

L'amplitude exceptionnelle des marées de vive eau (14 m, exceptionnellement 15 m) explique l'extension spectaculaire de l'estran. Ce dernier, « fait de sables, de graviers parfois, de vases et de tangues, sillonné par les chenaux de marée qui prolongent vers le large les chenaux des rivières, compose un paysage étrange et mouvant d'où surgissent le Mont-Saint-Michel et Tombelaine » (Elhaï, 1967). Si l'on inclut les schorres, la superficie de l'estran à basse mer de vive eau est d'environ 250 km² (voir schéma structural en hors-texte).

Le domaine maritime actuel se prolonge en deçà des rives par des petites plaines littorales conquises et aménagées par l'homme : marais de Dol et d'Ardevon, anciens marais maritimes bordant les estuaires, polders à l'Ouest et à l'Est du Mont.

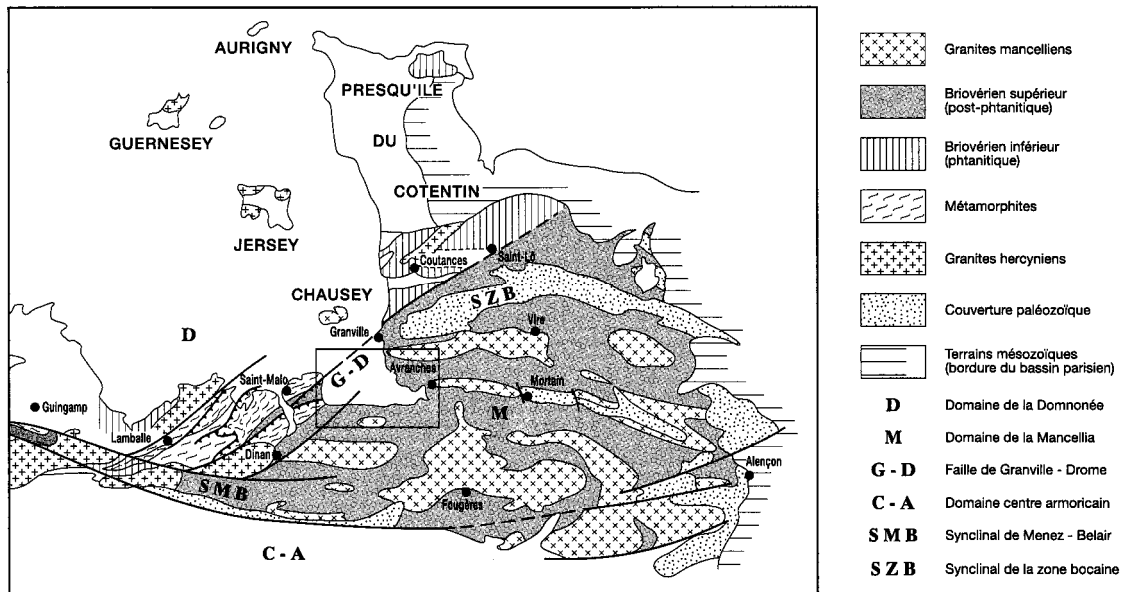


Fig. 2 - Répartition des grandes unités géologiques régionales
(D'après Debelmas 1974 et Vidal et al. 1981)

Les sédiments constitutifs de ces terrains gagnés sur la mer sont liés au processus de remblaiement de la baie. Ce dernier a débuté au cours de l'Holocène, il y a 8 000 ans, et se poursuit aujourd'hui par le colmatage progressif de la partie orientale de la baie.

Au-delà des marais bordant le littoral, les reliefs du pourtour de la baie (dénommés « le terrain » dans le pays de Dol) sont constitués de deux catégories de roches : des roches sédimentaires localement métamorphosées et des roches cristallines (ou plutoniques) qui affleurent mal, masquées généralement par une couverture de limons loessoïdes.

Les roches sédimentaires, fortement plissées, fréquemment redressées à la verticale, appartiennent à un unique et puissant ensemble de roches à grain fin présentant un aspect schisteux à l'affleurement. Ces roches plus ou moins résistantes à l'érosion évoluent vers des schistes indurés et des roches recrystallisées (cornéennes) sous l'effet du métamorphisme au contact des massifs intrusifs.

Ces formations sédimentaires mises en place au Briovérien¹ (~ 600 Ma*) forment une grande partie de la région au Sud et à l'Est de la baie (fig. 1). Elles constituent également le substrat de la baie elle-même. Les sondages et les profils sismiques effectués par EDF lors des études pour le projet d'usine marémotrice l'ont montré sans ambiguïté : le substrat est schisteux, surmonté de plusieurs mètres de sédiments récents (Elhaï, 1967 ; Graindor et Roblot, 1976 ; Ferrandes et Rougieux, 1980 ; Auffret, 1989).

Les roches plutoniques sont représentées par quatre massifs de granitoïdes (de type granodiorite) intrusifs dans les terrains briovériens. Au Nord-Est, le massif de Carolles représente l'extrémité de l'éperon granitique de Vire ; à son extrémité occidentale, l'aurole des terrains métamorphiques dégagés par l'érosion marine, fournit les plus beaux affleurements de cornéennes de la carte.

Le massif d'Avranches, dont ne figure ici que l'extrémité, forme une bande granitique large de 1 à 4 kilomètres. Celle-ci s'étend vers l'Est sur 30 kilomètres jusqu'aux abords de Mortain où le granite est recouvert en discordance par les assises des grès armoricains (Langevin *et al*, 1984).

Au Sud-Est, le massif de Chalandrey, situé aux confins des feuilles Avranches et Saint-Hilaire-du-Harcouët, se rattache au massif de Fougères dont il n'est séparé que par une dépression occupée par une couverture de schistes métamorphosés (fig. 1 et 2).

* Les astérisques renvoient au glossaire situé p. 151.

¹ Briovérien : de Briovéria, nom latin de Saint-Lô ; étage du Protérozoïque terminal (= Vendien) (cf. fig. 2. p. 16).

Au Sud-Ouest, la carte comporte la quasi-totalité du massif de Saint-Bro-ladre-Saint-Marc, de forme ovale, étiré suivant un axe E-W.

À l'échelle régionale, le substratum rocheux de la baie se situe au sein du Massif armoricain, tronçon d'une très vieille chaîne de montagne, (la chaîne calédonienne, ~570 Ma) dont on sait aujourd'hui qu'elle s'étendait, avant l'ouverture de l'Atlantique, jusqu'au Nord-Canada. Le socle de la baie fait partie d'un des blocs de la zone nord-armoricaine (la Mancellia²) qui constitue un des rares endroits de la chaîne hercynienne armoricaine (370-230 Ma) où il est possible de retrouver des terrains témoins de l'orogénèse cadomienne³ (chaîne calédonienne). En profondeur, les granitoïdes intrusifs se rattachent à une même zone crustale, le batholite granodioritique mancennien (Jonin, 1973) (fig. 2).

Des montées intrusives tardives sont à l'origine des petits pointements de granitoïdes clairs (leucogranites) du Mont-Dol, du Mont-Saint-Michel et de Tombelaine que l'érosion des terrains schisteux encaissants a fait apparaître en relief.

À l'extrémité WSW de la feuille, le vieux craton de la Mancellia est recoupé suivant une diagonale SW-NE par un accident majeur, le décrochement chevauchant de Saint-Brieuc, lequel se prolonge par la faille de Granville-Drome. Cet accident sépare le domaine mancennien de celui de la Domnonée⁴, représenté ici par l'extrémité des migmatites de Saint-Malo (fig. 1).

Des filons de dolérite recoupent à l'emporte-pièce le vieux bâti cadomien. Ils se sont mis en place à la faveur de fracturations postérieures affectant le substratum. Ces filons sont très fréquents à l'Ouest de la vallée du Couesnon. Celle-ci a débuté vraisemblablement en exploitant un accident méridien marquant une nette subdivision structurale au sein de la baie⁵, jalonné par les pointements leucogranitiques de Tombelaine et du Mont-Saint-Michel.

Dans la baie elle-même et au Sud de celle-ci, la faible résistance des schistes briovériens coincés en synclinal entre les massifs granitiques et les migmatites du massif de Saint-Malo a préparé de longue date, au cours des phases d'érosion successives, la formation de la dépression occupée par la baie.

Ainsi le Mont-Saint-Michel, et les deux autres pointements rocheux en inselberg (Tombelaine et Mont-Dol) qui se dressent au milieu des sédiments

² Mancellia (nom latin de la région du Maine).

³ Cadomien (du nom latin de Caen, Cadomo).

⁴ Domnonée, du nom d'une des principautés de l'Armorique au V^e siècle.

⁵ Accident interprété comme un cisaillement par Graindor et Roblot (1976).

de la baie, s'expliquent aisément par une plus grande résistance à l'érosion des leucogranites par rapport à l'encaissant schisteux briovérien. Pourtant la moindre résistance des schistes ne suffit pas à expliquer la morphologie en creux de la baie (Elhaï, 1967). En effet, le réseau hydrographique qui débouche dans la baie, après avoir irrigué les bassins versants, effectue aujourd'hui un « simple travail de finition » au sein « d'un cadre façonné au cours d'une longue période d'évolution » (Phlipponeau, 1956). La convergence des cours d'eau vers la baie a été initiée, à l'origine, par les déformations tectoniques qui ont déprimé la zone centrale du Massif armoricain au cours de l'Éocène (~55-37 Ma) et ont permis une première invasion-érosion marine suivant l'axe de la baie, vraisemblablement au début de l'Oligocène.

« Les reliefs qui bordent le golfe normand-breton, aussi bien en Bretagne qu'en Normandie, appartiennent à une même famille de formes : ce sont des plateaux, d'altitude modeste, dépassant rarement 70 à 80 m à proximité du littoral (Carolles, Saint-Broladre). Ces plateaux se relèvent assez rapidement en direction de l'intérieur jusqu'à dépasser 300 m, d'une part dans les monts du Méné, d'autre part dans les régions de Vire et de Mortain » (Elhaï, 1967).

L'aurole métamorphique de cornéennes ceinturant les massifs granitiques se traduit dans le paysage par des reliefs escarpés, entaillés de gorges provoquées par les écoulements des eaux météoriques accumulées sur les plateaux granitiques. La surface de ces derniers est faiblement ondulée. Les parties en dépression y forment des cuvettes à sols hydromorphes se juxtaposant aux zones où le granite est profondément altéré en profondeur, alors qu'à proximité peuvent s'observer des croupes de roche saine et dure. Ceci tient aux contraintes tectoniques diversement exercées dans le passé, qui ont généré des réseaux de fractures et diaclases soit ouvertes, soit fermées.

Modelées dans les schistes tachetés formant la partie externe de la zone métamorphisée, les reliefs escarpés des ceintures de cornéennes tranchent sur les croupes à relief peu accusé des massifs granitiques. Le passage entre les deux types de roches se marque par une nette rupture de pente, utilisée par les géologues pour cartographier cette limite lithologique.

Dans le détail, la morphologie du littoral de la baie est très diversifiée (fig. 1). À l'Ouest, au-delà de Cancale, la côte rocheuse, découpée, présente de petites anses sableuses bordées de falaises, caractéristiques du littoral septentrional de la Bretagne.

La forme concave que présente la bordure rocheuse entre Saint-Guinoux et Dol-de-Bretagne trouve son explication dans l'existence durant le Pléistocène d'une paléovallée de la Rance, responsable de l'entaille occupée

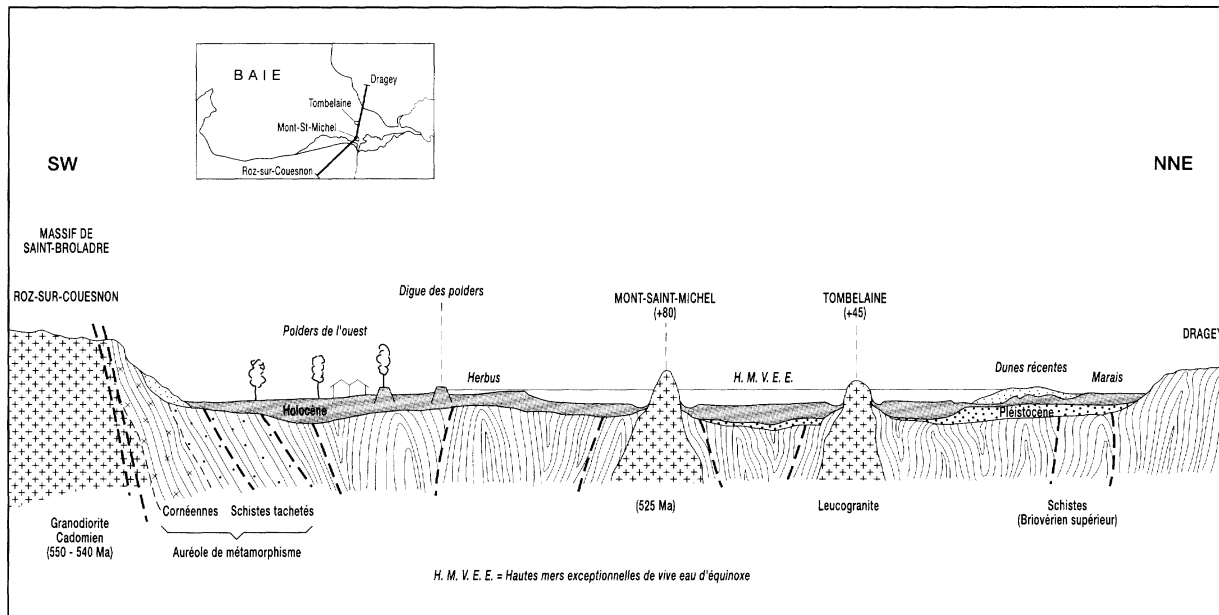


Fig. 3 - Coupe géologique à travers la baie, passant par le Mont-Saint-Michel et Tombelaine

aujourd'hui par le marais de Saint-Coulban. Ainsi au Quaternaire ancien, la Rance et ses affluents (Goyoult et Biez Jean) ont contribué au tracé de la côte (au niveau des falaises mortes), entre Dol-de-Bretagne et Cancale.

En face, sur la côte normande, l'extrémité du massif de Carolles présente des flancs encombrés par des dépôts de solifluxion* mêlés de loess. Ces dépôts sont relayés vers le Sud par un cordon littoral tendu entre Saint-Jean-le-Thomas et le Bec d'Andaine. Cette côte sableuse avec plage à pente bien marquée constitue l'extrémité méridionale des cordons littoraux avec dunes qui bordent la côte occidentale du département de la Manche. Sur la côte opposée des plages à très faible pente bordent le marais de Dol.

Le paysage de cette contrée offre encore, par place, un aspect très cloisonné, typique des pays de bocage avec une végétation arbustive bloquée sur les talus limoneux qui marquent les limites des champs. Ce paysage millénaire qui freinait les effets des vents et était très efficace pour limiter l'érosion des sols tend à disparaître sous l'effet d'opérations de remembrement excessives (suppression des talus implantés perpendiculairement aux lignes de plus grande pente). Les conséquences au niveau des bassins versants s'en font déjà sentir : accentuation des crues en basses vallées, envasement accéléré du lac de retenue du barrage hydroélectrique de Vezins, dessiccation des sols en été avec effets induits sur l'évapotranspiration et le niveau des nappes phréatiques.

Les pentes raides qu'affichent les cornéennes, encore accrues dans les vallons transverses, sont impropres aux activités agricoles, et pour cela couvertes de bois et de taillis : les massifs cristallins apparaissent ainsi soulignés d'une frange sylvestre qui les individualise clairement sur la carte topographique (Langevin *et al*, 1984).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Terrains anciens

La feuille Baie du Mont-Saint-Michel a été réalisée dans le cadre du programme de la carte géologique de la France à 1/50 000, à la suite des feuilles voisines de Saint-Hilaire-du-Harcouët (1983), Avranches (1984), Granville (1988) et Dol-de-Bretagne (1996).

Les levés relatifs aux terrains du substrat rocheux ont été effectués de façon classique sur fonds topographiques IGN à 1/25 000, avec utilisation de photos aériennes de missions récentes de l'IGN, suivis d'une généralisation des données sur fond à 1/50 000.

Les conditions d'affleurement sont en général médiocres par suite de la grande extension des placages quaternaires d'origine éolienne, omniprésents.

Les limites cartographiques reposent sur certains choix conventionnels. Ainsi pour éviter de trop masquer le substrat rocheux sous les formations superficielles quaternaires, ces dernières ne sont figurées que dans les portions de terrain où leur épaisseur excède un mètre (exception faite des alluvions récentes souvent pelliculaires). Pour les terrains du socle granitique, hormis la limite fondamentale entre granitoïdes et leur encaissant d'origine sédimentaire, les distinctions cartographiques portent essentiellement sur des variations de faciès, en général graduelles ; les limites, purement formelles, sont alors matérialisées par des traits fins discontinus.

En ce qui concerne les éléments structuraux, on a restreint l'apport de la télédétection à la représentation des photofractures les plus évidentes. Les principales mesures structurales, dans les zones limitées où elles ont été possibles, figurent sur la carte.

Terrains récents (Holocène)

En surface, la cartographie détaillée des terrains du marais de Dol s'est d'abord inspirée des interprétations géomorphologiques antérieures (Desdoigts et Verger, 1970). Elle reprend, en particulier, les contours des tourbes de la Grande Bruère définis par J.Y. Desdoigts (1970) et les traces d'un paléo-réseau de criches* reconnu par ce même auteur (1973) lors du survol du marais en période d'inondation. Les limites de faciès au sein du marais ont été dégrossies par l'examen de l'image SPOT de juin 1986, limites étudiées également par Barriou *et al.* (1988).

Les contours cartographiques des faciès du marais de Dol ont été affinés par l'examen des différenciations morphologiques (dépressions, anciennes levées de criches) ainsi que par la reconnaissance des sols en surface et en profondeur (tranchées des opérations de remembrement). Grâce à la collaboration apportée par Mme Bizien-Jaglin (Centre régional d'archéologie d'Alet), les vestiges archéologiques interstratifiés dans les couches ont aidé à comprendre la dynamique de mise en place des couches supérieures du marais, déposées lors de la transgression du Dunkerquien III. Les levés de terrain ont ainsi permis de distinguer quatre unités morpho-sédimentaires au sein du marais de Dol (cf. carte et L'Homer, 1999).

Pouvant atteindre une épaisseur de 25 m dans le marais de Dol, les dépôts holocènes ont été étudiés à partir de campagnes de sondages effectués avec les équipements du BRGM (Sondeuse FBE1). Financés sur le budget de la carte géologique de France, 10 sondages ont été réalisés par J.P. Lautridou

(1979) complétés par 24 sondages implantés par A. L'Homer et étudiés par J.P. Ferey (1980).

Ces données de forage viennent s'ajouter à celles des sondages exécutés antérieurement (Mazelier, Ponts & Chaussées, puis Equipement, SEUM, Entreprise Ménard, forages carottés de M.T. Morzadec-Kerfourn), ainsi qu'aux données des profils géophysiques. La collecte, l'interprétation et la synthèse de ces données ont permis de tracer les courbes d'égale profondeur (= isobathes) (Ferey, 1980) de la base des terrains holocènes (fig. 4). Ces données sur la morphologie du substrat anté-Holocène ont été complétées vers le large par l'exploration sismique réflexion de la couverture sédimentaire de la baie (Auffret, 1982), traduite en courbes d'égale épaisseur (= isopaques) (fig. 5). Une coupe orientée NW-SW à travers la baie montre l'organisation verticale et longitudinale du prisme sédimentaire holocène (fig. 6).

Le matériel de plusieurs sondages a fait l'objet d'études palynologiques par des chercheurs universitaires (M.T. Morzadec-Kerfourn, 1975, 1995 sur le marais de Dol et de M. Clet-Pellerin *et al*, 1981 sur les marais du littoral normand). Des études d'affleurements holocènes situés sur la côte en recul de Saint-Jean-le-Thomas ont précisé les données des sondages.

Les recherches sur les pollens fossiles conservés au sein des dépôts renseignent sur les paléoflores caractéristiques à la fois du milieu environnant et des phases climatiques qui se sont succédé au cours de l'Holocène (tabl. 1, p. 32).

Enfin, une série de datations par ^{14}C (tourbes, bois ou tests coquilliers) effectuées dans le cadre des levés géologiques ou antérieurement, a permis de dater certains niveaux flandriens.

Sédiments actuels

Les conditions d'établissement de cette partie de la carte géologique sont abordées en tête de la partie qui leur est consacrée.

Notations utilisées

(Autres que celles explicitées dans la légende de la carte géologique)

Coordonnées : les coordonnées X et Y définissent un point de la carte et se rapportent au quadrillage kilométrique Lambert de la zone.

Altitudes : les cotes sont données soit en NGF soit en IGN 1963. Pour la région, les cotes IGN 1963 sont à + 0,30 par rapport aux cotes NGF.

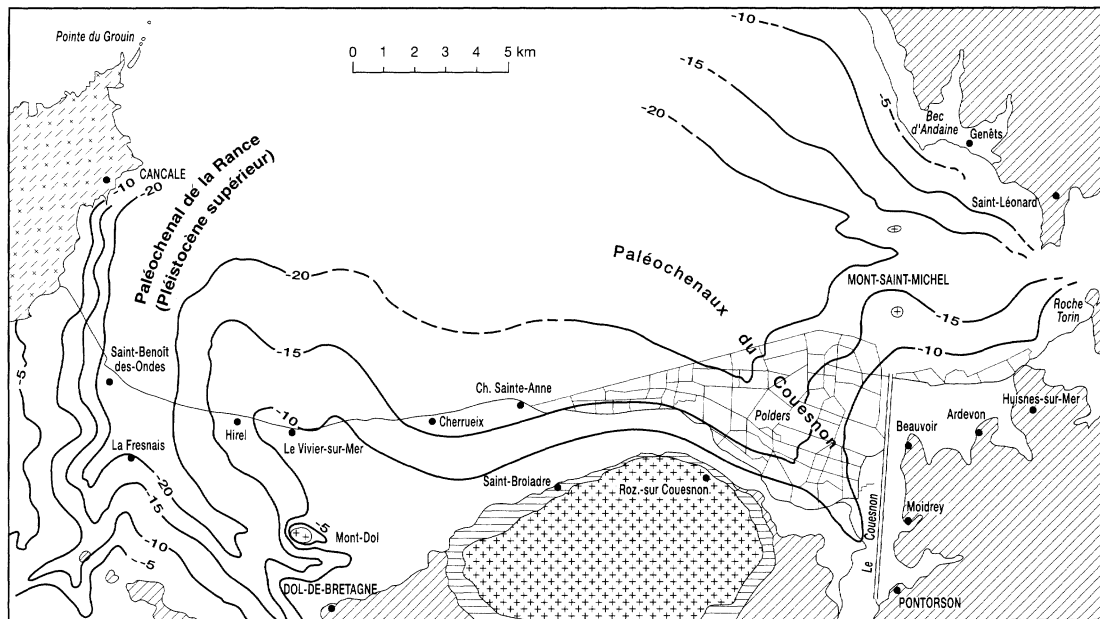


Fig. 4 - Isobathes (en mètres) de la base des terrains holocènes (D'après Ferey, 1980, modifié L'Homer, 1999)

Directions : ex. : N50° : direction définie par un angle de 50° par rapport au méridien (sens horaire).

Pendages des éléments structuraux planaires mesurés en surface de banc ex. : pour une valeur de 40 NW 70,40 exprime une direction N 40° et NW 70 représente la valeur du pendage soit 70° en direction du Nord-Ouest.

RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Terrains anciens

Protérozoïque

La baie du Mont-Saint-Michel fait partie du domaine nord-armoricain, érigé il y a 600 Ma environ (voir schéma structural en hors-texte). Les terrains y sont essentiellement constitués par deux types de formations géologiques : d'une part un ensemble sédimentaire métamorphisé, schistosé, plissé (schistes et grès) et d'autre part des massifs de roches granitoïdes (granodiorites et migmatites).

L'ensemble sédimentaire est constitué d'alternances de schistes, de grès et de wackes (ou grauwackes) appartenant au Briovérien du domaine armoricain. Ces formations occupent la majeure partie du pourtour de la baie du Mont-Saint-Michel, ainsi que le substrat même de cette baie, comme l'ont montré les sondages et les profils sismiques effectués par EDF lors des études pour le projet d'usine marémotrice. L'âge protérozoïque de cet ensemble est avéré dans le Bocage normand, où il est localement recouvert par des sédiments d'âge cambrien inférieur.

Les formations granitoïdes comprennent d'une part le massif des migmatites de Saint-Malo qui arme la Pointe du Grouin au Nord de Cancale, et d'autre part le batholite granodioritique mancellien² qui forme le massif de Saint-Broladre et les extrémités occidentales des massifs de Vire (autour de Carolles) et d'Avranches. Ce batholite mancellien, mis en place autour de 540 Ma (limite Protérozoïque-Paléozoïque), est intrusif dans les formations briovériennes qu'il métamorphise à son contact. Dans le massif d'Avranches, il est recouvert par des sédiments discordants d'âge ordovicien inférieur (région de Mortain).

Les formations briovériennes ainsi que le batholite mancellien sont traversés par des pointements de leucogranites. Certains sont remarquablement dégagés de leur gangue schisteuse et mis en relief par l'érosion comme : le Mont-Dol, Tombelaine et le Mont-Saint-Michel.

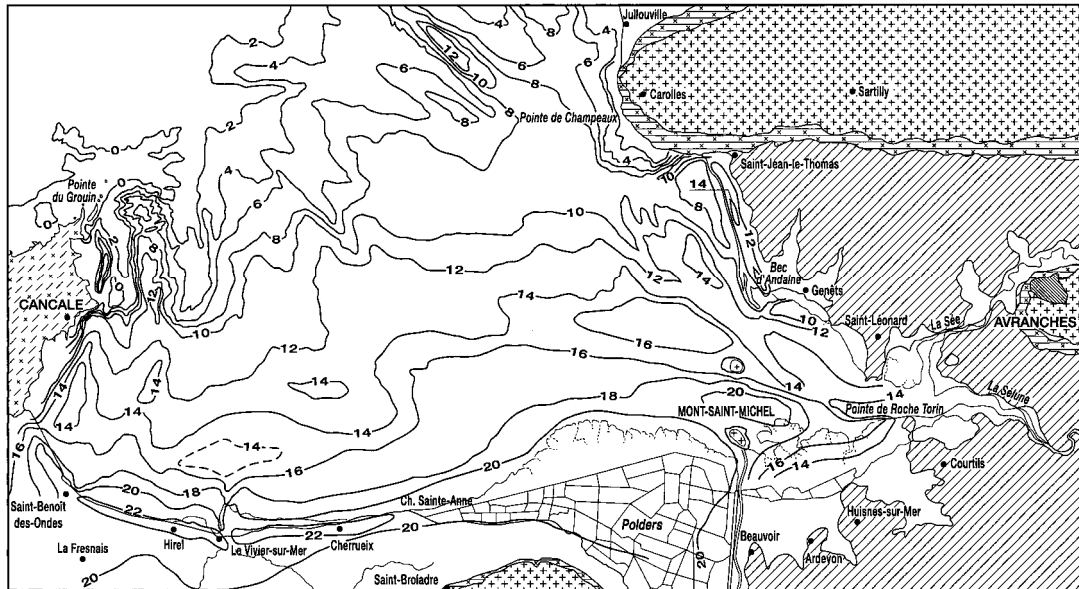


Fig. 5 - Courbes d'égale épaisseur (en mètres) des sédiments récents (Holocène) de la baie (D'après J.-P. Auffret, 1982)

Tous ces terrains du pourtour de la baie du Mont-Saint-Michel appartiennent au tronçon nord-armoricain de la chaîne cadomienne qui s'est formée vers 600 Ma (Panafricain) sur la retombée nord du palécontinent Gondwana. Cette cordillère en bordure de l'océan celtique séparait le bouclier continental Scandinave (Baltica) du bouclier canadien (Laurentia).

Dans le Nord du Massif armoricain, ce tronçon cadomien forme un petit craton (300 x 100 km environ) préservé de la tectonique varisque et actuellement partiellement immergé sous la Manche. Une faille majeure orientée SW-NE traverse le Golfe de Saint-Malo entre Lamballe et Coutances. Elle est interprétée comme l'accident cadomien principal et correspondrait au chevauchement de la cordillère (domaine orogénique) vers le Sud, sur son avant-pays (domaine continental). Cette faille sépare la baie en deux domaines (Cogné, 1972 ; Chantraine *et al.*, 1988 ; Graviou *et al.*, 1988) : au Nord-Ouest, le domaine dit domnonéen ou domaine orogénique et au Sud-Est, le domaine dit « mancellien » ou domaine continental.

Les terrains du pourtour de la baie du Mont-Saint-Michel appartiennent au domaine mancellien (ou continental) ;

Les migmatites de Saint-Malo (Unité de Saint-Malo) correspondent à la partie de l'avant-pays chevauchée par la cordillère, très déformée et métamorphique, et au moins en partie affectée par la fusion crustale (anatexie), source des migmatites.

Le massif est limité au Sud-Est par l'important faisceau d'accidents cisailants de Cancale-Plouer. Au-delà vers le Sud-Est, les formations briovériennes (Unité de Fougères) sont en position plus externe et sont peu affectées par la tectonique et le métamorphisme cadomiens. Ces formations encaissent le batholite mancellien dont la source est à rechercher à un niveau plus profond de la croûte, inconnu à l'affleurement.

Enfin, le craton cadomien est traversé par un remarquable champ filonien doléritique plus récent, d'âge probablement carbonifère inférieur (Perroud *et al.*, 1986 ; Lahaye *et al.*, 1995). Quelques-uns de ces filons traversent la carte Baie du Mont-Saint-Michel, en particulier dans le massif granitique de Saint-Broladre. Ces filons orientés N-S à N 15°E sont parallèles aux nombreuses fractures qui hachent le craton cadomien. Les rejeux récents de ces dernières sont sans doute à l'origine du découpage rectiligne de la côte du Cotentin, ainsi que de la sismicité notable du domaine maritime entre la côte et les îles anglo-normandes.

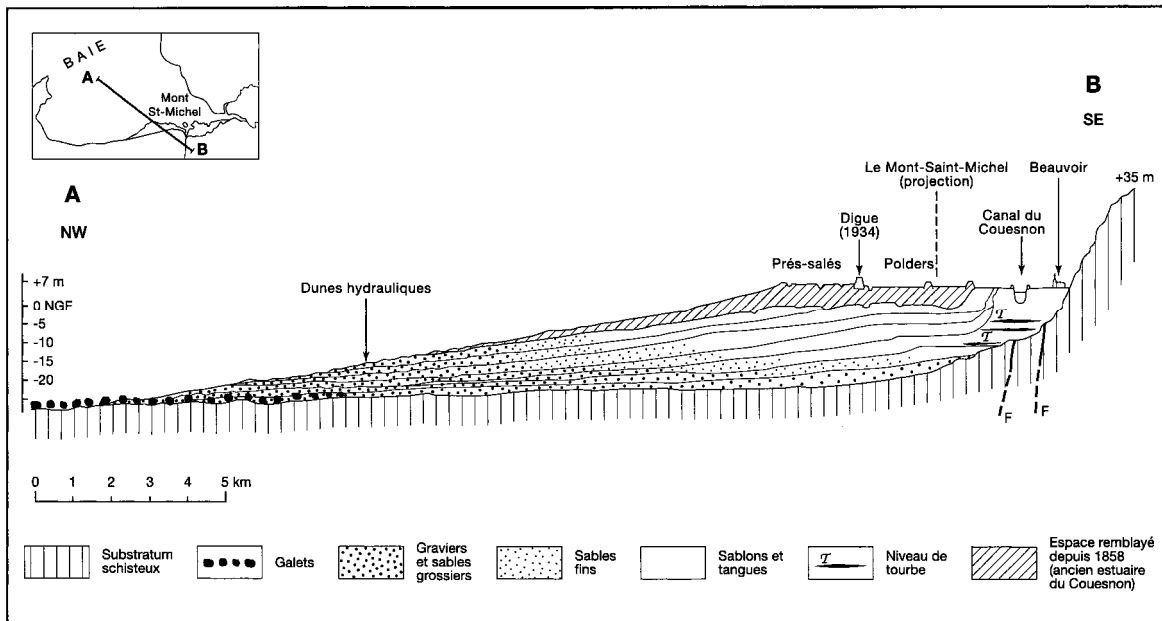


Fig. 6 - Coupe schématique à travers le prisme sédimentaire de la baie (A. L'Homer)
Coupe passant par l'ancien estuaire du Couesnon

Paléozoïque

L'érosion de la chaîne cadomienne, arasée en pénéplaine, marque la fin du cycle cadomien. Sur cette pénéplaine va se mettre en place la succession des formations paléozoïques, tout d'abord les dépôts discordants des Arkoses pourprés du Cambrien (= les *Poudingues pourprés* des anciens auteurs). Ces assises subsistent au Nord de la feuille, conservées à la faveur du synclinorium de la zone bocaine. En direction de l'Est, aux approches de Mortain, la couverture des terrains du Paléozoïque inférieur est conservée. À l'opposé, il ne subsiste aucun témoin de formations paléozoïques sur la feuille : la lacune d'observation des terrains s'étend, en effet, de la fin du Précambrien au Quaternaire (à l'exception de dépôts supposés d'âge oligocène).

Cependant, il y a tout lieu de penser que le substratum étudié ici a été recouvert par les séries paléozoïques, notamment par les grès armoricains de l'Ordovicien et, probablement aussi, par les grès du Dévonien inférieur puisque ces derniers sont connus dans le synclinal proche du Mesnil-Aubert (carte de Villedieu).

À la fin des temps dévoniens, la déformation des terrains protérozoïques et paléozoïques - qui donnera naissance à la chaîne varisque - s'amorce par la phase bretonne. Celle-ci s'exprime par une compression subméridienne qui provoque le bombement du vieux socle, et se marque essentiellement par une tectonique cassante, avec présence d'écaillages plus au Sud et, dans la zone étudiée ici, par l'ouverture de fractures subméridiennes à l'origine des filons de dolérite et de quartz (fig. 1).

Une seconde phase plicative de l'orogénèse varisque se produit vers 310-300 Ma orientée SW-NE, se faisant surtout sentir sur les bordures du domaine mancellien. Le déversement vers le Sud-Est des schistes briovériens dans le secteur de Granville date de cette époque (Doré *et al.*, 1988).

À la fin du cycle hercynien, le secteur délimité par la carte fait partie d'un anticlinorium, où les terrains paléozoïques sont exposés aux processus d'érosion-altération, à l'inverse du synclinal de la zone bocaine au sein duquel les assises inférieures du Paléozoïque pourront se conserver jusqu'à nos jours.

Mésozoïque

Petit à petit, l'érosion va transformer la région en pénéplaine. Il est impossible d'établir si au cours des temps jurassiques et crétacés les eaux océaniques ont pu recouvrir la pénéplaine de la Mancellia, dans la zone. Toutefois, l'existence de gisements d'argiles à silex dans le Nord du département de la Manche, l'abondance de galets de silex le long de la côte ouest du

Cotentin et la présence d'un témoin crayeux daté du Sénonien par sa microfaune, au Sud-Est du phare de l'île de Chausey (Graindor et Marie, 1959), permettent d'affirmer qu'au Crétacé supérieur, la mer a non seulement recouvert le plateau épicontinental entre Jersey et Chausey, mais qu'elle a également transgressé une partie de la presqu'île du Cotentin.

Cénozoïque

Au Lutétien (~ 45 Ma), des déformations liées à la phase orogénique majeure pyrénéo-provençale provoquent l'affaissement de la partie médiane du Massif armoricain et de sa marge septentrionale, jusqu'au large du Cotentin, tandis que les régions voisines s'exhaussent légèrement. En réaction, la mer envahit le plateau continental jusqu'au large du Golfe de Saint-Malo. Elle s'insinue au Nord de Jersey jusqu'à la Chaussée-des-Bœufs, zone où subsistent des calcaires caractéristiques de cet étage, probablement préservés à la faveur d'une gouttière d'origine tectonique (cf. carte géologique de la France à 1/1 000 000).

Aucun témoin de calcaire éocène en place n'a été trouvé aux approches de la baie, notamment lors des reconnaissances sous-marines effectuées par le SEUM*. Toutefois, des galets de cette formation ont été reconnus dans des sondages entre Granville et Chausey (Debyser-Fondeur, 1956).

En domaine continental, à la fin de l'Éocène et au début de l'Oligocène, le rejeu en détente d'accidents fini-permiens génère des petits bassins subsidés qui assurent le piégeage de sédiments détritiques datés du Ludien supérieur et du Sannoisien (~ 37 Ma) (cf. fossé de Ceaucé à contrôle tectonique N130, sur la carte de Domfront, Ollivier-Pierre *et al*, 1988).

Ces petits bassins conservent le témoignage de la « crise détritique fini-éocène » qui par dégradation, a contribué au façonnement du relief (Lautridou, 1993). Il semble qu'à la fin de l'Éocène ou au début de l'Oligocène, probablement à la faveur d'un nouvel affaissement, la mer soit parvenue à franchir l'obstacle constitué par le prolongement vers le Nord-Est du massif de Saint-Malo-Cancale en direction de Granville. En complément de ces rejeux tectoniques, s'individualise un petit fossé orienté N-S à l'emplacement actuel du débouché de la vallée du Couesnon. Sur les bordures de ce fossé, la mer accumule graviers, galets et sables grossiers. C'est donc au tout début de l'Oligocène que remonterait la première étape de la formation de la baie.

Au Miocène, au cours de la transgression langhienne (~15 Ma), la mer envahit le pays de la Loire (mer des Faluns), le bassin de Rennes et la région de Quiou dans la Ria de la Rance ; au large des côtes du Cotentin, elle s'avance jusqu'au Nord de Granville.

À la fin du Tortonien (~ 7 Ma), survient la première grande glaciation antarctique. Celle-ci provoque un abaissement du niveau marin qui se répercute sur la morphologie (creusement des premières amorces des vallées actuelles). La phase de réchauffement climatique qui suit se traduit par la transgression pliocène (- 5,5 Ma). Cette dernière, très étendue, a affecté la majeure partie du Massif armoricain et a joué un rôle majeur dans la formation des vastes surfaces de « la grande pénéplaine de l'Ouest » de la France, avec dépôts de sables glauconieux auxquels une altération ultérieure donnera une teinte rougeâtre (= les Sables rouges du Massif armoricain).

C'est à partir du Lutétien et jusqu'au Quaternaire récent que s'est façonnée la plate-forme marine peu profonde située à l'Ouest de la presqu'île du Cotentin. Cette plate-forme constitue le niveau de base auquel se raccorde la zone externe de la baie (Lautridou *et al*, 1999).

Terrains récents

Quaternaire

Vers la fin du Pliocène, à -2,4 Ma, s'installe la première grande glaciation de l'hémisphère nord (dite prétiligienne), dont on connaît les effets sur la sédimentation en plusieurs points de Normandie et de Bretagne.

Le Quaternaire débute officiellement il y a 1,8 Ma par le Pléistocène, caractérisé par plusieurs périodes de glaciation (s'accompagnant de fortes régressions marines), séparées par des stades interglaciaires à climats tempérés coïncidant avec des périodes de haut niveau marin ; il s'achève par l'actuelle phase interglaciaire de l'Holocène (tabl. 1).

À chaque période glaciaire, des volumes considérables d'eau sont immobilisés sous forme de glace (extension et épaissement des glaciers sur les massifs montagneux, et surtout des inlandsis aux pôles) ; par contrecoup, le niveau des mers s'abaisse de plus de 100 m lors des phases de froid maximum. Les abaissements du niveau de base des fleuves consécutifs aux glaciations successives modifient le profil d'équilibre des vallées ; celles-ci se creusent un peu plus à chaque glaciation. C'est ainsi que se sont formées les terrasses fluviatiles étagées au sein des vallées qui convergent vers la baie et ont contribué à son façonnement. Aux terrasses fluviatiles successives répondent des niveaux de plages soulevés. Aucune trace de plage ancienne n'a été repérée dans l'emprise de la carte. Toutefois, au Nord de Pleine-Fougères⁶, à une altitude d'environ 50 m, des dépôts reliques d'une haute plage quaternaire ont été identifiés (Lautridou *et al*, 1999). Il s'agirait d'une incursion marine pratiquée dans la dépression de l'ancien petit golfe déjà

⁶ Affleurements situés à 2 km au Sud-Est de la localité de Sains.

ÂGE ABSOLU EN ANNÉES BP	ÉTAGES	PHASES CLIMATIQUES	CHRONOLOGIE D'APRÈS LES GRANDES VARIATIONS CLIMATIQUES		TYPES DE DÉPÔTS	CHRONOLOGIE PRÉHISTORIQUE					
			EUROPE DU NORD	DOMAINE ALPIN (ET MÉDITERRANÉEN)							
3 000	HOLOCÈNE	Post-Glaciaire	Flandrien (Z)	Actuel		Historique					
5 700				Dunkerquien III	-1 150						
7 800				Dunkerquien II	-1 650						
9 000				Dunkerquien I	-2 475						
10 200	ancien	Boréal	Préboréal (transgression)	Dunkerquien 0	-3 450	Azilien ? Néolithique					
10 700				Versilien							
11 800	PLEISTOCÈNE	supérieur	Tardiglaciaire	Dryas III		Sablons, tangues, tourbes (FMz)					
12 000				Alleröd							
13 000				Dryas II (y)	Würm (récent) IV						
15 000				Bölling							
				Dryas							
				Périglaciaire	récent						
35 000					Weichsélien (y)		Würm III				
					ancien		Würm II				
80 000				moyen	Interglaciaire		Éémien (transgression marine)	Interglaciaire Riss-Würm	Terrasses fluviatiles (F-y) sables éoliens, loess	Paléolithique supérieur	
110 000											Cycle glaciaire saalien
127 000											
-250 000	moyen	Interglaciaire	Holsteinien (transgression marine)	Interglaciaire Mindel-Riss	Terrasses fluviatiles (F-x) loess (CE-y)	moyen					
-300 000											

Tabl. 1 - Principales subdivisions chronologiques du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (stratigraphie, types de dépôts et préhistoire)

(A. L'Homer, d'après données de Roeleveld, 1974, J. Renault-Miskovsky, 1992, M.-T. Morzadec-Kerfourn, 1975, et J.-P. Lauridou, 1985)

Concordance entre l'Europe du Nord et le domaine alpin

(D'après G. Farjanel, 1984, in Mém. BRGM n° 125, modifié)

modélé par la mer à l'Oligocène (ou au Pliocène). À une époque mal définie du Pléistocène, mais avant la glaciation saalienne (> 200 000 ans), les eaux de la Rance, d'abord bloquées par la barre d'anatexites qui reliait Plouër-sur-Rance et Ville-ès-Nonais, puis arrêtées par la barre du Mont Gareau, ont débouché dans la baie par débordement latéral, en rive droite⁷, en y créant l'incision occupée aujourd'hui par le marais de Saint-Coulban.

Les modelés sont également influencés par les déformations épirogéniques qui se produisent au cours du Pléistocène ancien et sont connues à l'échelle régionale. Au cours des deux dernières glaciations, les eaux des divers cours d'eau de la baie confluent au large de la Pointe-du-Grouin pour s'écouler dans une paléovallée présentant un surcreusement allant de 5 à 10 m (fig. 4 et 7). Vers - 127 000 ans, le radoucissement du climat et la remontée du niveau marin qui font suite à la glaciation saalienne ramènent progressivement le niveau des océans à une cote proche de l'actuelle (transgression éémienne de la phase interglaciaire entre le Saalien et le Weichsélien)(tabl. 1).

Entre 80 000 et 70 000 BP*, au début de la phase de refroidissement marquant l'amorce de la glaciation weichsélienne, la baie présente un paysage de steppe herbeuse habitée par la petite et la grande faune caractéristique de ce type d'environnement (cf. site du Mont-Dol, p. 57 et 58).

Glaciation weichsélienne

Les processus de gélifraction* et de solifluxion*, à l'origine de la formation du head*, et *pro parte* des colluvions en pédiments de reliefs, sont actifs dès le début du cycle weichsélien (Lautridou, 1977 et 1985).

Au Pléniglaciaire*, la baie se situe un peu au-delà de la limite méridionale de la zone à climat circumpolaire, avec présence de grandes fentes de gel liées à des pergélisols* (Lautridou et Sommé, 1981). Des vents violents balayent les surfaces planes et dénudées du plateau continental de la Manche, alors émergé. Ils transportent des sables à grains éolisés qui s'accumulent en nappe dans le golfe normand-breton, jusqu'au pied des falaises mortes du littoral normand, dans les fonds de vallons et sur les glacis en pente douce.

Au-delà, vers l'intérieur, les vents, freinés par les premiers reliefs, déposent des sablons fins puis des poussières qui sont à l'origine des vastes couvertures de loess et de limons loessoïdes, dénommés limons des plateaux sur les cartes anciennes.

Concernant les tracés des cours de la Paléo-Rance, voir Barrois 1893, Devoir 1908, Vacher 1919, Musset 1927, Moron 1931 et les cartes géologiques à 1/50 000 Dinan et Saint-Malo.

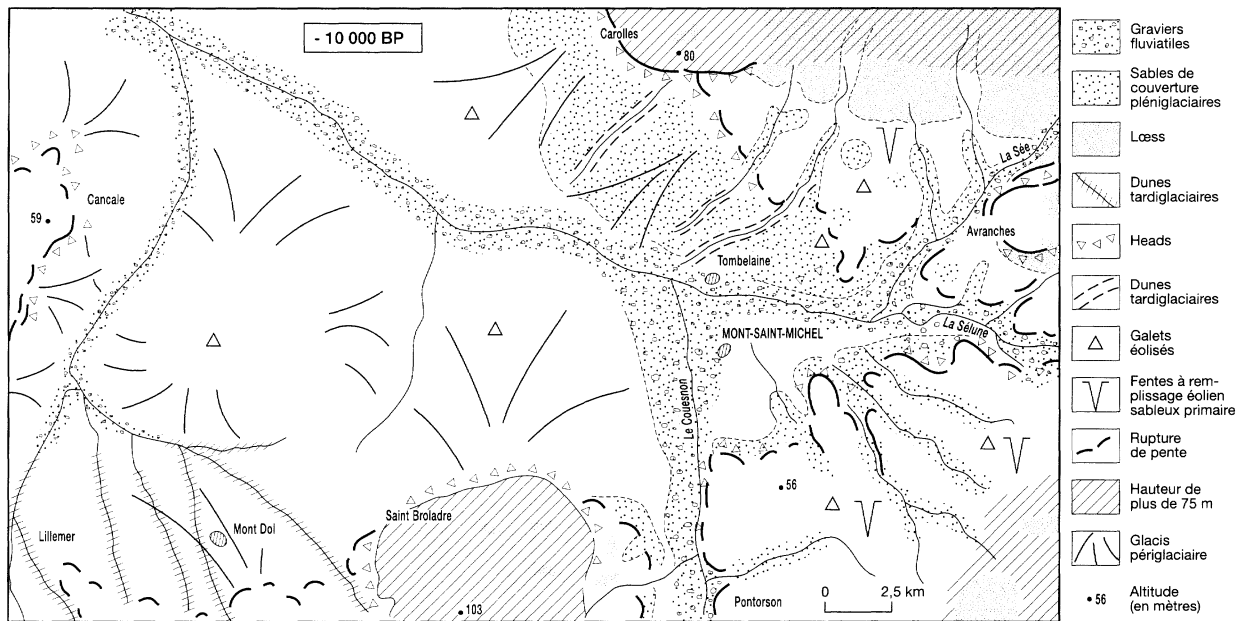


Fig. 7 - La baie du Mont-Saint-Michel à la fin du Tardiglaciaire (D'après Morzadec-Kerfourn et Lautridou, 1982)

Après la dernière phase de refroidissement, entre -27 000 et -15 000 BP, un réchauffement s'amorce progressivement.

Tardiglaciaire

À la fin du cycle glaciaire weichsélien, vers 15 000 BP, le réchauffement s'accroît et déclenche la fonte des glaciers et des inlandsis nordiques. Les volumes d'eau précédemment immobilisés retournent progressivement aux océans.

Sur le continent, l'alternance de phases de dégel et de gel, favorise les coluvionnements* sur les pentes des reliefs avec localement des processus de solifluxion. A la belle saison, les eaux de fonte ravinent les berges et le lit des rivières suivant des purges drastiques ne laissant subsister en fond de lit que les sédiments les plus grossiers (= gravier de base). Des décharges importantes de sédiments encombrant alors les fonds de la baie et du golfe normand-breton où ils se mêlent aux sables éoliens de couverture (fig. 7).

Après une dernière récurrence de climat très froid entre 12 500 et 11 000 BP (Dryas récent), survient une phase de réchauffement. La fonte des glaces qui en résulte provoque une rapide remontée du niveau marin qui atteint - 35 m vers 10 200 BP. La mer envahit la plate-forme de la Manche précédemment exondée et s'insinue dans les vallées fluviales en y générant des contextes estuariens qui migrent vers l'amont au fur et à mesure de la transgression holocène.

Holocène et remblaiement flandrien

• Phase climatique du Préboréal (tabl. 1, p. 32)

À l'abri des cordons littoraux qui se reconstituent après chaque nouvelle avancée de la mer, se forment des vasières de lagunes et de marais, avec parfois des horizons tourbeux (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Lautridou, 1991). A la fin du Préboréal vers 9 500-9 ± 200 BP, la mer recouvre toute la frange occidentale du golfe normand-breton et pénètre en vive eau dans le paléochenal de la Rance. Le sondage MK10 a reconnu à une cote - 12 m NGF un lit de tourbe saumâtre daté 9 800 ± 230 BP (Morzadec-Kerfourn, 1974) ; ce qui donnerait un niveau marin moyen situé vers - 18 m⁸. Par ailleurs, le forage GT 5⁹ (L'Homer-Ferey, 1980) a rencontré une tourbe datée 9 770 ± 450 BP à une cote de - 14,40 m), soit un niveau moyen marin vers -19 m.

⁸ Cette valeur est fautive par excès et n'est donnée qu'à titre indicatif. En effet, l'exhaussement propre au niveau marin s'additionne ici à un léger effet de subsidence lié au contrecoup négatif du rebond glacio-isostatique Scandinave qui fait suite à la fonte des glaces des inlandsis arctiques.

⁹ Les coupes résumées des forages sont données en annexe 1, p. 178).

• **Phase climatique du Boréal (zones polliniques V et VI)**

Entre 8 300 et 8 000 BP, à la faveur d'une poussée transgressive, la mer pénètre jusqu'au milieu de la baie et envahit les débouchés des cours d'eau qui s'y jettent (cf. carte Larsonneur, 1982). Durant cette invasion limitée de la baie, se met en place une première assise sableuse, plaquée sur les dépôts weichséliens.

Une tourbe située à une cote de -10 NGF (sondage MK7), reconnue comme étant une tourbe d'eau douce (zone pollinique VIc), avec une datation de $8\,200 \pm 150$ BP marque la remontée des nappes aquifères en réaction à l'élévation du niveau marin (Morzadec-Kerfourn, 1974).

• **Phase climatique de l'Atlantique (zone pollinique VIIa)**

Au début de la phase climatique « Atlantique », la mer monte à nouveau. En vive eau, les eaux marines parviennent jusqu'à une cote d'environ -6,50 NGF, comme l'indique un horizon de vase organique (à spectre pollinique de type VIIa), daté de $7\,500 \pm 250$ BP et reconnu en forage dans l'anse Duguesclin, en bordure occidentale de la carte (Bourcart et Boillot, 1960). Sur les bordures littorales du domaine envahi, la mer dépose des sables et sablons à tests de cardium.

Une nouvelle poussée transgressive amène, vers 7 050 BP, le niveau de la mer en vives eaux à une cote proche de - 2 m NGF (cf. faciès de schorre reconnu par M.T. Morzadec-Kerfourn sur le forage MK-12). Ce faciès implique un colmatage de l'anse de Chateaufort dès cette époque. Ce schorre est relayé vers le Nord par une slikke sablonneuse. Le Mont-Dol et Lillemer sont alors des pointements rocheux au sein d'un contexte intertidal (Morzadec-Kerfourn, 1974).

N.B. : La signification des milieux de dépôts reconnus en forage dans le marais de Dol a été définie par M.T. Morzadec-Kerfourn (1974, 1977, 1995b) d'après le contenu pollinique des sédiments ; ceux-ci ont été datés par mesure du ^{14}C (Delibrias et Morzadec-Kerfourn, 1977). Des cartes paléogéographiques reconstituent les principales phases d'évolution des environnements et de la ligne de rivage en réaction aux fluctuations passées du niveau marin. Ces reconstitutions ont été ensuite étendues à l'ensemble de la baie (Lautridou et Morzadec-Kerfourn, *in* Larsonneur, 1982a ; Morzadec-Kerfourn, 1997). Ces cartes peuvent être consultées dans plusieurs publications où elles ont été reproduites (Larsonneur, 1982b, 1989 ; Morzadec-Kerfourn, 1998, 1999).

La partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel est alors atteinte par la mer : les sables coquilliers de la base des sondages E2, E3¹⁰, reposant sur

¹⁰L'annexe 2 (p. 183) regroupe les datations ^{14}C obtenues sur des échantillons de forage, ainsi que les zones polliniques les concernant.

un substrat pleistocène ou briovérien, correspondent à cette transgression (Clet-Pellerin, Lautridou, Delibrias, 1981).

Après 6 800 BP, s'amorce une phase de stabilisation probablement suivie d'un épisode régressif avec la formation de tourbes (6 750 ± 170 BP) reconstruites par M.T. Morzadec-Kerfourn sur le sondage MK10. Selon cet auteur les tourbes se situeraient en limite des zones polliniques VIIb/VIIa. Un autre épisode régressif, faisant suite à un haut niveau vers 6 500 BP et connu par ailleurs, a été reconnu sur la basse plage de Saint-Martin-de-Bréhal (souches d'arbres datées 6 250 ± 170 BP)¹¹ et dans la vallée de la Sée près d'Avranches (tourbe datée 6 200 ± 100, Giresse, 1969 ; Giresse et Lautridou, 1973).

Vers 6 000 BP, la mer avance de nouveau et pénètre largement dans tous les estuaires de la baie, le niveau le plus haut en vive eau étant atteint vers 5 800 BP, entre + 3 et + 4 m.

A cette période de stabilité en haut niveau marin est associée la mise en place d'une unité progradante, s'accompagnant sur le littoral de Dol d'une nouvelle progression des schorres en direction du centre de la baie (Morzadec-Kerfourn, 1995). Ces schorres constituent l'amorce des bourrelets (les sillons) du futur Marais de Dol. En arrière des banquettes de schorre, des taux de sédimentation moindres vont progressivement entraîner la formation d'une zone déprimée de marais maritimes (= futurs Marais noir et Marais Labat)¹². Cette cuvette marécageuse va désormais fonctionner au gré des oscillations du niveau marin, tantôt en lagune saumâtre (prédominance des apports d'eaux marines) et tantôt en marécage palustre (prédominance des apports d'eaux douces).

• *Phase climatique du Subboréal (zone pollinique VI^b)*

La baisse du niveau marin qui s'amorce vers 5 600 BP s'affirme à partir de 5 500-5 450 BP. La lagune interne du marais de Dol n'est plus envahie par la mer que dans ses parties les plus basses. Ses bordures se couvrent d'une végétation dense à graminées et cypéracées entre le Mont-Dol et la falaise fossile (Morzadec-Kerfourn, 1974), en partie à l'origine des niveaux de tourbe recoupés par les sondages MK1, MK7, MK8, MK12 ; les datations s'échelonnent entre 5 450 et 5 000 ± 150 BP.

À l'Est du Mont, le forage E9 (Clet-Lautridou-Delibrias, 1981) a recoupé à la cote + 2,80 m un horizon de tourbe daté à 5 120 BP qui s'inscrit dans cet épisode régressif. Il en est de même de la tourbe reconnue au

¹¹ Échantillons recueillis et observations faites par Charles Piquois à qui vont nos remerciements - datations effectuées par les laboratoires du BRGM (DR/GPC 294/103).

¹²Par la suite, le tassement et l'oxydation des tourbes constituées dans cette zone déprimée accentueront encore cette morphologie en cuvette (cf. Morzadec-Kerfourn, 1995).

Sud d'Avranches (forage GT3, Ferey-L'Homer) dont la base, datée à $5\ 200 \pm 140$ BP, se situe vers + 3 m NGF.

Le niveau de la mer remonte ensuite à nouveau : dans le marais de Dol les dépôts antérieurs sont recouverts par des tangues (épisode transgressif de 4 950 à 4 800 BP, (cf. Morzadec-Kerfourn, 1974, 1995). Sur la côte de Saint-Jean-le-Thomas, des tangues à faciès de haute slikke et de schorre se déposent jusqu'à une cote d'environ + 4 m. La tendance régressive qui suit fait évoluer le schorre vers un sol recouvert par un mince horizon tourbeux daté $4\ 730 \pm 130$ BP (Clet-Pellerin, Lautridou, Delibrias, 1981). La régression est confirmée par l'analyse pollinique¹³ qui montre une nette diminution des chénopodiacées* au profit des noisetiers. La régression s'accroissant, ces dépôts sont localement ravinés avec formation de chenaux vers $4\ 420 \pm 80$ BP (mesure BRGM). Un épisode faiblement transgressif permet ensuite le colmatage des espaces ravinés par des tangues argileuses légèrement verdâtres en milieu saumâtre à palustre, auxquelles succèdent un sol et une tourbière d'eau douce à souches de saules, datée $4\ 030 \pm 70$ BP (mesure BRGM). Cet environnement va de pair avec un blocage des eaux, ce qui suppose à la fois la formation d'un cordon littoral sableux et une élévation relative du niveau marin (L'Homer *et al.*, 1999). La tourbière est surmontée par une couche subhorizontale de sables fins éolisés brunâtres, riches en matière organique, datés $3\ 720 \pm 60$ BP (mesure BRGM) ; couche dont le sommet est situé à une altitude de 4,90 m. Le spectre pollinique¹³ où coexistent espèces terrestres et chénopodiacées, plaide pour un sable d'arrière-cordon littoral déposé par le vent en lagune saumâtre. Cette configuration qui se corrèle bien avec la tourbe datée $3\ 770 \pm 110$ BP sur le forage E3 (2088X-5) (Clet-Pellerin *et al.*, 1881), annonce la transgression suivante et la transition climatique qui l'accompagne.

• **La transition climatique du Subboréal-Subatlantique (zone pollinique VII^P-VIII)**

Le passage subboréal-subatlantique (VIIb-VIII) a été reconnu dans un sondage effectué près de Pontorson (Clet-Pellerin, Lautridou, Delibrias, 1981). Selon M.T. Morzadec-Kerfourn, cette transition dans les associations végétales s'effectuerait dans le marais de Dol vers 3 600 BP, époque à laquelle s'amorce une brève remontée marine. Cette dernière s'accompagne sur le rivage de Dragey d'un recul du littoral avec destruction d'un ancien cordon littoral (édifié au cours de la période régressive précédente) dont les galets sont entraînés jusque sur les dépôts de marais maritime décrits ci-dessus. Ce recul permet l'installation par les hommes de l'âge du bronze

¹³ Déterminations par M. Clet-Pellerin - Centre de morphodynamique continentale et côtière - Université de Caen.

d'une pêcherie (pieux et fascines) sur l'estran à une cote proche de + 1 m NGF, et datée de $3\,440 \pm 110$ BP¹⁴ (L'Homer, 1994 et 1995).

Une couche épaisse de tourbe de marais dont le sommet est proche de la cote + 6 m (après correction de tassement) a été reconnue sur le sondage GT3 près d'Avranches, et également dans l'estuaire de la Guintre (sondage GT4). Les âges du sommet de ces tourbes sont respectivement de $3\,430 \pm 240$ BP et de $3\,590 \pm 170$ ¹⁵. Ces éléments plaident en faveur d'un bref haut niveau relatif (environ 2 m sous l'actuel aux plus hautes mers) entre 3 600 BP et 3 450/3 500 BP, niveau qu'il est logique de rattacher à la transgression du Dunkerquien 0, corréléable également avec le haut niveau de Camiers défini par M. Ters(1973).

Dans le marais de Dol, les schorres formés précédemment sont recouverts par une nappe transgressive de sablons de slikke qui s'étend jusqu'au Mont-Dol (Morzadec-Kerfourn, 1995).

• **Phase climatique du subatlantique (zone po/linique VIII)**

Après 3 450 BP, le niveau marin s'abaisse à nouveau. Le maximum régressif se situe avec une valeur minimum entre 3 000 et 2 900 BP. Il est attesté sur le littoral de Saint-Jean-le-Thomas par un large chenal rectiligne à faciès de schorre, fortement encastré dans les dépôts antérieurs et daté sur bois de $2\,910 \pm 90$ BP (BRGM, réf. 7617-1982). En Brière, à la même époque, s'opère une vidange des marais qui permet l'installation d'une éphémère chênaie entre $3\,090 \pm 65$ BP et $2\,830 \pm 50$ BP (Visset *et al*, 1994). Au Sud de la baie, les lagunes saumâtres du marais de Dol deviennent palustres, puis se vident, permettant également à une chênaie (futurs coërons) de s'y développer localement.

Le retour de la mer dans la dépression du marais noir après 2 800 BP pourrait expliquer la présence d'anciens réseaux hydrographiques à morphologie de criches, situés dans la partie basse du marais noir. Ces réseaux, reconnus par Desdoigts (1973), sont figurés sur la carte géologique. L'extinction de la chênaie qui s'était installée dans le marais au Nord-Est de Pontorson (Coëron* daté $2\,590 \pm 60$ BP¹⁵, cote + 6 m) (Girardclos et l'Homer, 1999) marque une nouvelle remontée du niveau marin. Le milieu redevenant saumâtre, les tourbières dégénèrent dans le marais de Dol et sont recouvertes par un sol tangeux recoupé par le sondage MK8 (cote +1,80 m) et daté $2\,390 \pm 100$ BP (Morzadec-Kerfourn, 1974).

¹⁴Datation Gif-sur-Yvette, 2903 - 1973 (G. Delibrias).

¹⁵Datation BRGM (196/104). Nous remercions le Syndicat mixte d'études touristiques de la Manche qui a financé cette analyse.

• **La transgression pré-romaine (2 300-2 050 BP = Dunkerquien I)**

De courte durée, cette invasion marine se marque dans le marais par le dépôt d'une nappe étendue de tangles sablonneuses puis silteuses se terminant vers le Sud par un biseau de sédiments argilo-silteux qui recouvre les tourbes ou les limons constitués précédemment. Il y a formation de nouveaux schorres en bordure de la baie de Cherrueix avec constitution du second bourrelet du marais de Dol.

Suivant M.T. Morzadec-Kerfourn (1974), le colmatage de l'estuaire de Goyoult provoque le détournement des eaux de cette rivière vers l'Ouest ; ce blocage des eaux douces concourt à l'installation d'un marais lacustre à ceinture de bouleaux.

N.B. : Selon J.-P. Lautridou, le processus de transformation du sol podzologique sur sables de couverture en tourbe et alios se poursuit pendant tout le Flandrien en liaison avec la montée du niveau des eaux (cf. affleurements de Genêts étudiés par Lautridou, 1980).

• **La régression du bas-niveau gallo-romain (1^{er} siècle BC.-III^e siècle AD*)**

Les multiples relevés sur les sites à sel du Marais rochefortais situent le passage à la phase régressive vers 2 050 BP (Gabet, 1969). Cet âge s'accorde bien avec celui des sites à sel les plus anciens du marais de Dol, datés par L. Langouët du 1^{er} siècle avant JC (cf. p. 113).

L'impact de la colonisation romaine apparaît dans les spectres polliniques des sédiments des rives du Couesnon par la présence de nombreuses espèces cultivées (sondage E-2, Clet-Pellerin, Lautridou et Delibrias, 1981).

• **La transgression post-gallo-romaine (Dunkerquien II)**

Le cordon littoral de Dragey est transgressé au cours du III^e siècle (cf. p. 43).

Dans le marais de Dol, dès le milieu du IV^e siècle, tous les sites à sel sont recouverts par des sablons (cf. p. 113).

C'est au V^e siècle qu'eurent lieu les progrès de la mer les plus marqués dans la baie du Mont-Saint-Michel, tout comme sur les littoraux des Flandres.

Les vestiges archéologiques de l'époque franque interstratifiés dans les sédiments (Lebesconte 1898 ; Clet-Pellerin, Lautridou, Delibrias, 1981) semblent indiquer que la transgression du Dunkerquien III n'était pas encore achevée dans les estuaires de la baie à la fin du V^e siècle (cf. p. 111).

Au VI^e siècle, le niveau marin se stabilise. Dans le marais de Dol, le colmatage de l'ancien estuaire oriental¹⁶ du Méleuc étant achevé, l'accumulation de rejets coquilliers en haut d'estran constitue un premier cordon littoral. Son édification s'achève entre 600 et 730 AD, d'après une datation donnant $1\ 320 \pm 60$ BP¹⁷ (L'Homer, Caline et Bonnot-Courtois, 1995).

• **La transgression du Haut-Moyen-âge (Dunkerquien III)**

L'ultime phase de la transgression s'amorce au IX^e siècle. C'est à cette époque que se serait constitué le deuxième cordon coquillier bien distinct du premier, entre Château-Richeux et Cherruex (L'Homer *et al.* 1995).

Après une période de répit relatif, les attaques de la mer reprennent au XII^e siècle et au cours de la première moitié du XIII^e siècle. L'ouverture définitive des brèches à travers les cordons au Nord de Carolles s'effectue au XII^e siècle suivant Prigent *et al.* (1981). La mer atteint vraisemblablement un niveau proche du niveau actuel, notamment par accroissement du marnage. Les chroniques locales rapportent qu'il fut nécessaire de surélever les digues du littoral du marais de Dol (L'Homer, 1982).

Un ancien sol de schorre sous la base des sables du cordon sableux de Saint-Jean-le-Thomas a donné un âge de $1\ 050 \pm$ BP (soit 900 AD en âge corrigé par calibration). Ceci se corrèle bien avec le littoral des Pays-Bas où la formation des dunes est postérieure à 1 090 BP. Cette datation et diverses données historiques permettent de situer le début de la formation des appareils dunaires actuels entre le XII^e et la fin du XVIII^e siècles.

**LA FORÊT DE SCISSY : LECTURE GÉOLOGIQUE
DE LA QUESTION**

Selon une version qui a encore cours dans la région, en 709 - soit un an après la fondation de l'abbaye du Mont-Saint-Michel - un raz de marée aurait détruit une forêt qui occupait l'emplacement actuel de la baie.

La présence sur les plages rongées par la mer d'horizons tourbeux renfermant des souches d'arbustes en place, et l'existence dans les sous-sols tourbeux des marais de troncs d'arbres couchés, (dénommés coërons* ou bourbans*) a longtemps contribué à accréditer l'existence d'une forêt submergée au 8^e siècle.

Ancien estuaire du Biez Jean et du Méleuc.

Nous remercions P. Rossi qui a fait effectuer cette datation par les laboratoires du BRGM.

Les sources écrites et leur interprétation

La forêt de Scissy¹⁸ a suscité des débats passionnés au 19^e siècle. Rappelons les prises de position les plus marquantes (voir également Phlipponneau, 1956 et Visset, 1998).

L'abbé Manet (1829) croyait à une montée progressive de la mer (6^e et 8^e siècles) incluant un raz de marée dévastateur en 709. Cette thèse reposait sur une interprétation erronée de deux manuscrits de l'abbaye (9^e et 12^e siècles)¹⁹.

Laisné (1865) démontra que la mer avait envahi la baie bien avant le 8^e siècle et que les changements constatés en 710 par les moines, de retour après une absence d'un an, tenaient non pas à la destruction d'une forêt autour du Mont, mais au défrichement de l'îlot rocheux survenu entre-temps.

Le chanoine Pigeon (1888) établit qu'à la suite d'un lent envahissement, la partie occidentale de la baie était déjà largement envahie par la mer au début du 6^e siècle, époque à laquelle, sur les rivages méridionaux de la baie, subsistait une forêt (dénommée Quokelunde* au 12^e siècle). Cet auteur démontra que la forêt de Scissy était le fruit de dérives successives dont celle due à l'abbé Rouault (1734), l'inventeur du nom de la forêt.

Quénault (1865, 1869), en se basant sur une carte prétendument ancienne, repoussera les limites de la forêt de Scissy jusqu'à Jersey. Pigeon (1891) démontra que cette carte était un faux (Nédélec, 1984).

Pour le vicomte de Potiche (1887), après un lent envahissement par la mer commencé au 3^e siècle, la formation de la baie et la disparition de la forêt seraient produites aux 5^e et 6^e siècles (Phlipponeau, 1956).

Données fournies par les premiers forages géologiques et les vestiges archéologiques

En 1856, l'ingénieur Durocher (auteur de la première carte géologique de la région) reconnaît (à partir de 40 forages) l'existence dans le marais de Dol, d'une alternance de couches de tangles et d'horizons tourbeux. Il affirme alors : « la forêt sous-marine ne se prolonge ni vers Pontorson, ni vers la digue de protection des marais et l'on doit considérer comme une fable la tradition d'après laquelle la baie avait été couverte d'une immense forêt ».

¹⁸ Nom dérivant de l'ancien nom de la localité de Saint-Pair.

¹⁹ Les manuscrits subsistant de l'abbaye du Mont-Saint-Michel sont conservés et exposés, pour partie d'entre eux, au fond ancien de la bibliothèque d'Avranches.

Lebesconte (1898), par l'étude détaillée des terrains recoupés par six sondages (travaux de voie ferrée, ingénieur Mazelier, 1878) fit progresser la connaissance stratigraphique des dépôts récents. En datant les vestiges archéologiques associés aux couches, il démontra que la transgression marine pos-romaine avait déjà débuté à l'époque franque (cf. livret explicatif de la carte géologique d'Avranches). Lebesconte pensait que l'invasion marine s'était produite lentement du 4^e au 10^e siècle.

Dubois (1933) considéra que la partie supérieure des sédiments du Marais de Dol était gallo-romaine et post-gallo-romaine ; il la rattacha à l'assise de Dunkerque, définie précédemment par Rutot (1923). Il remarqua également que les poteries anciennes trouvées au sein des tourbes dans le Marais de Dol étaient toutes antérieures au 3^e siècle. Dubois en déduisit que les tanges qui recouvrent la tourbe supérieure s'étaient déposées du 3^e au 8^e siècle.

Le diagnostic des datations d'horizons tourbeux et de coërons

Toutes les datations par ¹⁴C d'horizons tourbeux ou de coërons observés sur les estrans de la baie, ainsi que celles effectuées sur des niveaux rencontrés en sondage, ont donné des âges très nettement antérieurs à la date de 709, à l'exception d'un ancien niveau marécageux avec souches de petits arbustes découvert par l'érosion marine en 1999 sur une plage, près de Saint-Jean-le-Thomas. Ce niveau (recouvert par un lit sableux), précède le début de la transgression du Dunkerquien III. La datation ¹⁴C des bois effectuée par les laboratoires du BRGM a en effet donné un âge conventionnel de $1\ 700 \pm 60$ BP*, ce qui donne, après calibration, un âge calendaire se situant entre 225 et 445 AD*.

DESCRIPTION DES TERRAINS DU DOMAINE CONTINENTAL

Ces terrains appartiennent au domaine mancennien, élément du bloc cadomien nord-armoricain. Ils sont constitués de métasédiments briovériens (antécambriens), c'est-à-dire par d'anciennes roches sédimentaires plus ou moins métamorphosées, qui sont tectonisées et traversées par un vaste massif granitique : le batholite mancennien. Dans le cadre de l'évolution orogénique cadomienne (panafricaine ~ 600 Ma) le domaine mancennien est considéré comme faisant partie du rebord nord du continent Gondwana, avant-pays de la cordillère cadomienne, dont un tronçon est identifié en Bretagne-Nord, autour de la baie de Saint-Brieuc (domaine domnonéen).

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Les terrains constitutifs du substratum rocheux comprennent essentiellement des assises schisto-gréseuses plissées attribuées au Protérozoïque supérieur et affectées de plusieurs intrusions plutoniques, datées autour de 540 Ma. Ce domaine mancelien comprend deux unités géologiques qui affleurent toutes deux sur la carte du Mont-Saint-Michel : ce sont les unités de Saint-Malo, à l'Ouest et de Fougères, au Sud-Est et à l'Est.

Unité de Saint-Malo (Briovérien inférieur)

À l'Ouest de la carte, l'unité de Saint-Malo (fig. 1 et 2) est structurée autour d'un dôme antiformal orienté SW-NE (migmatites de Saint-Malo), contrôlé et limité par d'importants accidents cisailants senestres (faille de Saint-Cast au Nord-Ouest, faille de Cancale au Sud-Est). Ses enveloppes métamorphiques et sédimentaires sont caractérisées par la présence de niveaux de cherts noirs (phtanites), ce qui leur assigne un âge briovérien inférieur²⁰. Le faisceau de failles de Cancale-Plouer sépare cette unité de celle de Fougères.

MS. Les migmatites de Saint-Malo. Ces migmatites constituent un vaste dôme, orienté SW-NE, dont l'extrémité NE affleure sur la carte dans la région de Cancale et se termine en mer à faible distance de la côte.

Ce sont des roches hétérogènes, généralement foliées et plissées à structure rubanée ou nébulitique, de teinte relativement claire, localement d'aspect granitoïde.

Les migmatites rubanées sont des métatexites, constituées d'une alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques : le leucosome, et de lits micacés sombres : le mélanosome. Le leucosome est souvent isotrope, alors que le mélanosome est toujours très folié. Globalement, dans ces roches, la foliation est toujours très marquée.

Les roches nébulitiques, où le rubanement s'estompe, sont souvent à grain grossier. Ce sont des diatexites à composition essentiellement quartzo-feldspathique ; les minéraux sombres marquent encore une foliation fruste en forme de flammes (schlieren) micacées ou d'enclaves gneissiques dilacérées. Lorsque cette foliation disparaît totalement la roche prend un aspect granitique franc

²⁰ Le Briovérien armoricain était auparavant subdivisé en trois ensembles sédimentaires : inférieur, moyen et supérieur (Cogné, 1972) ; l'ensemble moyen étant constitué par le Briovérien à phtanites. L'étude structurale du domaine nord-armoricain a conduit ensuite à regrouper dans un ensemble inférieur les terrains précédemment attribués au Briovérien inférieur et moyen et à ne plus distinguer que deux ensembles : le Briovérien inférieur et supérieur (Cogné et Wright, 1980 ; Chantaine *et al.*, 1988).

(granite d'anatexie). Les migmatites de Saint-Malo ont fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et structurales (Jeannette, 1972 ; Brun, 1977 ; Brown, 1978 ; Brun et Martin, 1978 ; Brown, 1979 ; Brun et Martin, 1979).

Les cristallisations en arcs polygonaux dans les charnières de plis montrent que les paragenèses anatectiques sont synchrones de la déformation principale. Ces paragenèses sont proches du minimum ternaire dans le leucosome : quartz feldspath potassique et plagioclase sodique (albite-oligoclase). La biotite, souvent associée à la sillimanite, est concentrée dans le mélanosome des roches rubanées et se disperse dans les roches à structure nébulitique. La cordiérite est commune dans le mélanosome, et la muscovite, toujours secondaire, se développe en grands cristaux poecilites. La composition chimique des migmatites, faiblement peralumineuse, suggère qu'elles dérivent de la fusion de sédiments de type grauwacke.

En dehors des faciès granitiques francs, la foliation reste toujours bien marquée et ces roches montrent partout une linéation d'étirement à biotite et sillimanite. Les relations entre ces éléments structuraux et la cristallisation migmatitique confirment que la déformation principale s'est produite en contexte de fusion partielle. Ces migmatites contiennent de nombreuses enclaves de nature gneissique ou amphibolique. Elles sont recoupées par un réseau, parfois dense, de veines à composition quartzo-feldspathique (aplites, pegmatites).

b1 . Les micaschistes et paragneiss de Langrolay. Localisée sur le flanc est du massif de Saint-Malo et cisailée par la faille bordière de Cancale, cette formation n'affleure que très peu sur la carte. Elle est en revanche très bien exposée dans la vallée de la Rance de part et d'autre de Langrolay. Elle correspond à l'enveloppe métamorphique des migmatites et se compose d'alternances décimétriques à décamétriques de gneiss à grain fin et de micaschistes. Ces alternances sont considérées comme issues du rubanement sédimentaire du protolite.

Ces roches présentent une texture granoblastique et une paragenèse assez uniforme à quartz, plagioclase, biotite ; le feldspath potassique est subordonné ; la cordiérite se développe à l'approche des migmatites ; la muscovite semble, en majeure partie, secondaire. La taille du grain et l'abondance du plagioclase différencient les deux types de faciès. Cette paragenèse est synchrone d'une intense foliation qui porte une discrète linéation d'étirement.

La formation de Langrolay est traversée par des lames de granite déformé, parallèles à la foliation et dont la plus importante est celle de Cancale.

b1W. Les métasédiments briovériens « à phanites ». Ils se présentent suivant une bande étroite orientée SW-NE et insérée entre les deux failles du

faisceau de l'accident de Cancale-Plover. Cette formation affleure le long de la côte entre Port-Briac et Château-Richeux. Elle est constituée d'alternances schisto-gréseuses, décimétriques à plurimétriques, assez déformées mais peu métamorphiques (Darlet *et al.*, 1990). La variabilité lithologique est principalement due à la proportion de matrice argileuse et à la taille des éléments figurés dans les wackes, à grain plus ou moins fin, qui forment la majeure partie de ces roches. Les clastes feldspathiques sont du microcline et du plagioclase, tandis que les débris lithiques sont en majeure partie d'origine magmatique acide ; la matrice est faite de quartz, muscovite et chlorite.

Ces associations sédimentaires contiennent quelques intercalations notables. D'une part des quartzites souvent sombres, boudinés et dilacérés, qui ont une origine probablement filonienne (Darlet *et al.*, 1990). La bande de quartz la plus puissante et la plus continue jalonne l'accident de Cancale, de part et d'autre de la Rance, où il arme l'éperon rocheux du Mont Gareau. D'autre part, des lentilles ou niveaux calco-silicatés interstratifiés dans la formation à composition quartzo-plagioclasique à zoisite et grenat, sont interprétés comme d'anciennes intercalations volcano-détritiques (Darlet *et al.*, 1990).

Bien que ne contenant pas de phtanite dans la région de Cancale, cette formation est attribuée par Darlet *et al.* (1990) au Briovérien inférieur, en se basant sur des comparaisons lithologiques et géochimiques, en particulier avec la série de Binic située en baie de Saint-Brieuc. On peut noter aussi que, contrairement aux formations du Briovérien supérieur, ces métasédiments ne contiennent pas de débris de phtanites remaniées²¹.

^L _C^{2AL}. **Le granite de Cancale.** De part et d'autre de la pointe du Grouin, ce massif est composé de plusieurs lames granitiques intercalées dans les gneiss et les migmatites de la bordure orientale du dôme de Saint-Malo. Cette bordure orientale correspond à une importante zone de cisaillement où les formations plus ou moins dilacérées alternent de manière complexe. Les lames de granite présentent une fabrique piano-linéaire, associée à de nombreuses bandes sénestres de type CxS qui indiquent une mise en place synchrone de la déformation de leur encaissant. De bonnes observations sont possibles sur la plage de Port Briac, au Nord de Cancale, où une lame de granite intrusif développe un léger métamorphisme de contact synfolial dans les paragneiss encaissants. Les diverses lames de granites présentent des faciès semblables : ce sont des roches à gros grain, de teinte assez claire, à structure foliée à tendance rubanée ou œillée.

Le désaccord entre le schéma structural de la carte Baie du Mont-Saint-Michel et celui de la carte Dol-de-Bretagne (Bogdanoff, Jourdan et Lafond, 1977) reflète les incertitudes concernant l'âge de cette formation.

La texture est généralement granoblastique. Elle devient blastomylonitique dans les bandes de cisaillement où les feldspaths ovoïdes et le quartz globuleux forment des clastes au sein d'une matrice entièrement recristallisée.

La paragenèse est à quartz, deux feldspaths et deux micas. Les micas, biotite et muscovite, sont en proportions variables suivant les différentes lames granitiques. Le caractère alumineux de ces granites suggère qu'ils dérivent d'une source crustale, confirmée par la typologie des zircons. Une datation réalisée sur la lame granitique de Port-Briac a donné une mesure de bonne qualité à 555 ± 16 Ma (Pb/Pb sur zircon), interprétée comme l'âge de mise en place (Égal *et al.*, 1996).

Unité de Fougères (Briovérien supérieur)

L'unité de Fougères s'étend à tout le Bocage normand. Elle est constituée par une épaisse formation de sédiments peu tectonisés et peu métamorphiques. Remaniant des débris de phanite, ces sédiments sont attribués au Briovérien supérieur. Le batholite mancelien, d'origine crustale, est intrusif au sein de cette unité. A l'affleurement, il compose les massifs de Saint-Broladre, d'Avranches et de Carolles.

b2 . Les micaschistes et paragneiss de Port-Saint-Hubert. Ils forment une étroite bande de terrain au Sud de la Gouesnière (angle SW de la carte) et font partie d'une formation, encore mal délimitée, mais identifiée de part et d'autre du granite d'anatexie de Dinan (voir le schéma structural). Ils y présentent une double orientation : SW-NE comme l'accident de Cancale, et W-E comme le granite de Bonnemain (cf. carte géologique Dol-de-Bretagne).

Cette formation affleure assez mal dans le cadre de la carte mais peut être observée dans la vallée de la Rance, à Port-Saint-Hubert. Elle y est affectée par une déformation cisailante intense, explicable par la proximité de la faille de Plouer qui, parallèlement à l'accident de Cancale, juxtapose les unités de Saint-Malo et de Fougères. Elle est constituée, en majeure partie d'associations de faciès variant, suivant la taille du grain et l'abondance de la matrice micacée, de micaschistes à des gneiss fins ou grossiers. Les paragenèses de ces roches sont à quartz, un ou deux feldspaths et biotite essentiellement ; il s'y ajoute accessoirement la cordiérite et la sillimanite. Ces paragenèses sont rétrotransformées avec le développement de grandes muscovites blastiques en particulier aux abords du granite d'anatexie de Dinan. Cette formation contient de très nombreuses lames, d'épaisseur variable (quelques mètres à une centaine de mètres), de roches d'aspect « granito-gneissique » ; si leur origine granitique ne fait pas de doute, leur nature est difficile à préciser : orthogneiss granitique ou intrusion syn-cinématique ?

b2SG. Les métasédiments briovériens « post-phtanites ». À l'exception des formations précédentes qui affleurent sur le rebord ouest de la carte, le substrat rocheux encadrant la baie du Mont-Saint-Michel est en majeure partie constitué par la présente formation. Elle affleure largement au Sud de la carte (où elle encaisse le massif de granite de Saint-Broladre), et à l'Est où se trouvent les terminaisons occidentales des massifs granitiques de Carolles et d'Avranches.

Les terrains, là où ils sont exempts du métamorphisme développé au contact des plutons, ne fournissent que des affleurements de qualité médiocre, à cause d'une profonde altération et des recouvrements superficiels quaternaires (limons, loess). A l'inverse, les assises indurées par le métamorphisme thermique, notamment celles constituant l'auréole entourant les granodiorites, affleurent assez bien et forment souvent des reliefs, comme ceux cernant le massif granitique de Saint-Broladre.

Les effets érosifs des précipitations météoriques ayant été plus actifs sur la façade littorale, c'est dans cette zone ou dans d'anciennes carrières que se rencontrent les meilleurs affleurements (Grouin-du-Sud, Roche-Torin, Mont-Manet, Huisnes, Moidrey, Dol-de-Bretagne, Saint-Georges-de-Grehaigne).

C'est une formation terrigène très peu métamorphique où les faciès et les structures sédimentaires sont parfaitement conservés. Elle affleure dans tout le domaine mancennien situé au Sud-Est de l'accident de Cancale-Plouer et de sa prolongation en Normandie dénommée accident de Granville-Drôme. Elle a fait l'objet de nombreuses études lithologiques et structurales dont les plus complètes et les plus récentes sont celles de Chantraine *et al.* (1982) et de Garlan (1985).

Elle est composée d'associations rythmiques et monotones de sédiments détritiques de texture et de nature immatures. Ces associations sont organisées en séquences de type turbidite dans lesquelles alternent les wackes, les siltites et les argilites et où s'intercalent des niveaux plus grossiers. Les figures sédimentaires y sont fréquentes (slumps, load-casts, intraclastes, laminations et stratifications obliques, etc.) Elles sont particulièrement bien conservées et exposées à la Pointe du Grouin-du-Sud. Les levés n'ont pas montré la présence de niveaux conglomératiques comme sur les cartes voisines de Granville et d'Avranches, à l'exception des microbrèches observées par A. Pétra dans la falaise de Carolles (com. pers.). Ces séquences sont empilées sur une importante épaisseur, d'au moins un millier de mètres dans le bassin mancennien.

• **Wackes.** Les wackes sont les faciès détritiques les plus fréquents : de taille de grain variable (2 mm à 60 µm), de teinte grise, elles sont caractérisées par

leur immaturité lithologique qui se manifeste par une matrice abondante (de 15 à 75 % de la roche) et l'aspect clastique des éléments figurés.

La matrice est composée de quartz, chlorite, illite et de plagioclase en proportion variable. Les éléments figurés sont soit des minéraux clastiques : quartz, feldspath potassique, plagioclase sodique, micas détritiques et minéraux lourds, soit des débris lithiques : phtanites, quartzites, volcanites surtout et rares débris de roches grenues. Très localement, apparaissent des niveaux de micro-conglomérats (pointe de Roche-Torin, abords ouest de Pontaubault, Grouin-du-Sud).

Sur la carte ont été figurés en teinte plus sombre des niveaux plus ou moins continus ou lenticulaires dans lesquels les associations sédimentaires sont constituées, en majeure partie, par des wackes grossières et massives. Ces intercalations lithologiques deviennent plus abondantes dans le NE de la carte, où elles arment de petits reliefs.

- **Siltites et argilites.** Ils forment la fraction fine des séquences de turbidite. Les siltites (60 à 4 μm) sont des roches grises assez peu schistosées. Elles sont constituées en majeure partie de grains de quartz, de quelques plagioclases et d'une matrice argileuse très diffuse. Les argilites (grain < 4 μm) sont des roches sombres souvent bien schistosées. Elles sont essentiellement constituées de chlorite et d'illite, les grains de silt dispersés dépassant rarement une dizaine de μm . Siltites et argiles composent généralement des alternances de lamines dont l'épaisseur est très variable, parfois très fine (straticules proches du millimètre).

- **Âge.** L'âge de ces sédiments briovériens, déposés sur un substratum mancellien inconnu, est relativement bien contraint entre 570 Ma, âge de l'exhumation de la cordillère Nord-bretonne (dont proviennent les débris remaniés de phtanite) et 540 Ma, âge de l'intrusion du batholite mancellien (qui traverse et métamorphose les sédiments).

Métasédiments briovériens métamorphisés au contact des granites

Au cours de sa mise en place, le Batholite mancellien a développé un métamorphisme dans son encaissant briovérien. Celui-ci se manifeste autour de chaque massif granitique par des auréoles thermiques où les métasédiments sont transformés en schistes tachetés à la périphérie et en cornéennes à l'approche immédiat des granites.

b2S. **Schistes tachetés.** À la périphérie des massifs, le métamorphisme se caractérise par l'apparition de petits amas ou de blastes de quelques mil-

limètres de chlorite d'abord, puis de biotite. Ces minéraux se développent de préférence dans les niveaux silto-argileux et sont généralement absents dans les wackes. Ils donnent un aspect tacheté aux roches, qui conservent leur schistosité. Conjointement apparaissent des petits nodules, sombres et diffus, de cordiérite qui se multiplient à l'approche des massifs de granite.

b2K. Cornéennes. Le passage aux cornéennes se fait par une recristallisation généralisée des roches qui prennent un aspect massif, en même temps que leur schistosité s'efface. Ces roches, dont la composition reflète encore le rubanement sédimentaire, sont constituées d'un assemblage polygonal de quartz et de feldspath associé à la biotite et la cordiérite, étroitement enchevêtrés (structure diablastique). La tourmaline est un minéral accessoire fréquent.

Ces roches sont recherchées et exploitées pour granulats dans plusieurs carrières (voir chapitre « Ressources du sous-sol »).

Batholite mancellien (540 Ma)

Les divers massifs granitoïdes situés dans le Bocage normand représentent les parties affleurantes d'un vaste batholite enfoui en profondeur : le Batholite mancellien (Jonin, 1981). Sur la carte Baie du Mont-Saint-Michel affleurent les massifs, à composition granodioritique, de Saint-Broladre au Sud et de Vire et d'Avranches, dans leurs extrémités occidentales, ainsi que les pointements de leucogranite de la baie : Mont-Dol, Tombelaine et Mont-Saint-Michel.

γ^{4AL} . **Granodiorites à biotite et cordiérite.** Ce sont des roches homogènes, échantées, généralement isogranulaires à grain moyen ou localement porphyroïdes. Elles sont de teinte gris-bleu clair quand elles sont fraîches et jaunâtre à l'altération. Leur texture est grenue, isotrope, sans fluidalité magmatique décelable. Leur paragenèse comprend : du quartz xénomorphe ou interstitiel, du plagioclase en cristaux prismatiques trapus souvent maclés et zonés, passant de l'andésine au cœur à de l'oligoclase en périphérie, du feldspath alcalin xénomorphe souvent perthitique et toujours moins abondant que le plagioclase, de la biotite omniprésente en lamelles automorphes sombres, de la cordiérite en cristaux globuleux bien visibles à l'œil nu mais souvent très altérés en mica blanc donnant des assemblages de très fine pinite ou des développements de muscovite blastique.

Les analyses modales et chimiques (Jonin, 1981 ; Georget, 1986) confirment que ce sont des granodiorites peralumineuses (A/CNK ~1,2)* à corindon normatif, à caractère potassique et riches en éléments ferro-magnésiens. Ces roches contiennent de nombreuses enclaves : enclaves microgrenues basiques à texture souvent doléritique, enclaves surmicacées alumineuses à

cordiérite (A/CNK ~ 1,2) sillimanite, enclaves de cornéenne aux abords du contact avec l'encaissant, et des nodules de quartz.

^{L_γ2AL}. **Leucogranites à muscovite et biotite.** Ils présentent une assez grande variabilité de faciès ; le type le plus commun est une roche claire, équante à grain moyen, mais des faciès aplitiques sont assez répandus en petits corps ou en filons trop minces pour être figurés sur la carte, au sein des massifs de granodiorites.

Leur texture est grenue et leur paragenèse très constante, à quartz et feldspath potassique dominants associés : à des plagioclases sodiques (albite) en cristaux prismatiques ou dans la matrice aplitique, à de la muscovite en lamelles primaires plus ou moins abondante, de la biotite, assez rare et chloritisée, de la cordiérite totalement altérée et de l'andalousite sporadique. Ces roches ont une composition peralumineuse (Jonin, 1981 ; Fouillac *et al.*, 1986 - voir annexe 3).

• **Relations et âges des granodiorites et des leucogranites.** Ces relations semblent variables : certains pointements de leucogranites sont clairement intrusifs à la fois dans l'encaissant et dans les granodiorites, tandis que d'autres présentent des limites plus diffuses avec les granodiorites. Les observations de terrain suggèrent une mise en place des leucogranites associée mais légèrement postérieure à celle des granodiorites. Cette interprétation semble confirmée par les datations isotopiques réalisées sur plusieurs massifs. Une datation U/Pb sur monazite à 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982) est généralement interprétée comme l'âge de la mise en place du batholite. D'autres datations par isochrone Rb/Sr donnent des résultats assez variables, réinterprétés globalement par Graviou *et al.* (1988). Ces auteurs proposent pour les granodiorites un âge de 551 ± 28 Ma, compatible avec le précédent mais moins précis. Pour les leucogranites ils reprennent les deux âges déjà publiés : 521 ± 11 Ma et 525 ± 9 Ma. Le décalage chronologique entre granodiorites et leucogranites semble ainsi confirmé.

• **Origine du batholite mancellien.** Les études géochimiques et isotopiques du batholite mancellien (Autran *et al.*, 1983 ; Fouillac *et al.*, 1986 ; Brown et D'Lemos, 1991 ; D'Lemos et Brown, 1993) montrent que ces granitoïdes sont d'origine crustale : ils proviennent de la fusion partielle d'une croûte continentale. Le matériau originel, de nature sédimentaire probable, appartient au soubassement du Briovérien mancellien, les granodiorites et les leucogranites étant issus de la fusion de deux sources proches mais distinctes (Fouillac *et al.*, 1986) (annexe 3). Ces mêmes études (en particulier celles des isotopes Nd et Sm) tendent à montrer que le Batholite mancellien et les migmatites de Saint-Malo pourraient être génétiquement liés et correspondre à des modes et à des niveaux de mise en place différents dans la croûte. Cette relation pourrait se manifester à l'affleurement sur la

carte située au Sud (Dol-de-Bretagne), par le passage continu du granite d'anatexie de Dinan au massif de Bonnemain qui fait également partie du batholite (fig. 2).

δβ. Dolérites. Plusieurs filons de dolérite affleurent sur la carte Baie du Mont-Saint-Michel, particulièrement au sein et autour du massif de Saint-Broladre. D'épaisseur plurimétrique à décamétrique, ces filons verticaux suivent une orientation méridienne et peuvent faire plusieurs kilomètres d'extension.

La roche saine est très tenace, de teinte noire à vert sombre, de grain fin à moyen. Toutefois, les filons sont généralement démantelés par l'activité météorique et il ne subsiste que des boules massives au sein d'une arène de couleur brune à rouille, très caractéristique.

La roche, à texture ophitique, est composée d'un assemblage de lattes de plagioclase (labrador) et de cristaux trapus de pyroxènes (augite) altéré en amphibole et épidote ; les oxydes ferro-titanés sont omniprésents, mais le quartz et la biotite sont rares.

Ces dolérites font partie du champ filonien, parfois très dense, qui traverse tout le domaine mancennien. Elles ont été étudiées dans la région de Saint-Malo. Leur composition est basaltique à caractère tholéitique ou transitionnel (Lahaye *et al.*, 1995). Sur dix filons, leur âge est fixé par des datations K/Ar à 330 ± 10 Ma (Perroud *et al.*, 1986), c'est-à-dire du Carbonifère inférieur.

Q. Quartz filonien. Les points d'observation du matériel en place sont rares. Des fragments de quartz anguleux non éolisés à cassure fraîche (effets des charruages profonds) permettent de déceler la proximité des filons de quartz. Des « pavés » provenant d'un filon de quartz laiteux lié à la faille limitant vers l'Est le Massif de Saint-Marc, peuvent s'observer au Sud-Ouest de Saint-George-de-Grehaigne). Le quartz filonien est blanc à blanc-jaune et montre parfois un rubanement marron dû aux oxydes de fer. Les filons de quartz, moins fréquents dans le secteur à dolérites, peuvent y atteindre localement une épaisseur de l'ordre du mètre. Leur orientation N-S à NNW-SSE est voisine de celle des filons de dolérites.

Le quartz filonien peut à l'occasion constituer la matrice d'une brèche tectonique (à l'Ouest de Saint-Georges-de-Grehaigne). Dans ce dernier cas, il s'agit d'une manifestation vraisemblablement plus tardive.

ÉVOLUTION STRUCTURALE

Évolution structurale de l'unité de Saint-Malo

Dans le massif de Saint-Malo, le rubanement métamorphique et le leucosome anatectique synfolial sont plissés de manière complexe ; globalement cependant la distribution des trajectoires de foliation met en évidence au sein du massif trois sous-structures en dômes dont les deux principales sont situées de part et d'autre de la vallée de la Rance, sur les cartes voisines Dinan et Saint-Malo (Siméon *et al*, inédit). Le pendage des foliations évolue de valeurs faibles au cœur des dômes à des valeurs plus fortes à leur périphérie et a tendance à se verticaliser sur les bordures du massif. C'est le cas dans les micaschistes et paragneiss de Langrolay de la bordure sud-est qui est marquée par le faisceau de failles de Plouer-Cancale, fonctionnant en cisaillement senestre à composante normale.

Dans le massif, la foliation porte partout une linéation d'étirement, souvent très marquée à biotite et plus ou moins à sillimanite. Son orientation est assez constante, autour de N30°E (Brun et Balé, 1990) ; son plongement est variable, généralement vers le Nord-Est : il est généralement plus fort au centre du massif (de l'ordre de 30 à 60°) et plus faible, voire horizontal, sur ses bordures. De très nombreuses bandes de cisaillement existent au sein du massif de Saint-Malo ; ces bandes, comme la foliation, se sont formées en contexte de fusion partielle. Elles indiquent des mouvements conjugués : à composante chevauchante vers le SSW dans les zones centrales où la foliation est orientée autour de W-E, à composante décrochante senestre dans les zones bordières où la foliation est orientée SW-NE. L'ensemble de ces observations suggère que la mise en place du massif de Saint-Malo s'est faite en contexte tectonique général de transpression senestre, c'est-à-dire au niveau d'un relais compressif entre deux décrochements majeurs, ceux de Saint-Cast et de Cancale (Siméon *et al*, inédit). Cette interprétation permet de rendre compte de la coexistence de composantes décrochantes et chevauchantes au sein du massif.

L'âge de cette phase de la tectonique cadomienne est donné par la datation du granite de Cancale, dont la mise en place est synchrone du cisaillement régional : 555 ± 16 Ma (méthode Pb/Pb sur zircon ; Egal *et al*, 1996). Cet âge est cohérent avec la datation d'un granite d'anatexie situé au sein des migmatites de Saint-Malo, probablement légèrement postérieur à la migmatisation syntectonique 541 ± 5 Ma (méthode U/Pb sur zircon ; Peucat, 1986).

Évolution structurale de l'unité de Fougères

Globalement l'évolution structurale de cette unité diffère de celle de l'unité précédente : les roches y sont très peu métamorphiques et n'ont subi qu'une déformation d'intensité modérée. Elle se manifeste par des plis droits ou légèrement déversés, plus ou moins serrés et d'amplitude décamétrique à hectométrique, associés à une schistosité verticale d'intensité variable (fracture à flux) suivant le matériau affecté. Celle-ci est orientée de manière régulière SW-NE, oblique sur l'allongement des massifs de granite. Aucun critère de cisaillement n'y est mis en évidence. L'analyse des relations entre les paragenèses métamorphiques des auréoles thermiques des granitoïdes mancelliens et la schistosité régionale suggère que la déformation est synchrone de la mise en place du batholite ; elle est donc datée autour de 540 Ma.

Cependant, au Sud-Ouest de la carte du Mont-Saint-Michel, la structure régionale est plus complexe. La présence du granite d'anatexie de Dinan et de son encaissant métamorphique (micaschistes et paragneiss de Port-Saint-Hubert) évoque un dôme du même type que celui de Saint-Malo. Ce granite d'anatexie passant en continuité du massif de Bonnemain, élément du batholite mancellien, il semble que soient exposées, dans cette région, les relations étroites existant entre les migmatites et le batholite, ces relations étant déjà mises en évidence par les études pétrologiques et géochimiques (voir ci-dessus).

Ainsi la structure des unités de Saint-Malo et de Fougères pourrait résulter d'une même tectonique cadomienne, l'une (Saint-Malo) correspondant à un niveau crustal plus enraciné, l'autre (Fougères) à un niveau crustal plus superficiel.

L'origine de la fusion crustale associée à cette tectonique et source des migmatites et des granites, demeure inconnue ; ne résultant pas d'un épaissement continental (Hébert *et al.*, 1997) l'anatexie aurait pu être provoquée au cours d'un processus d'extension crustale dans l'avant-pays de la cordillère cadomienne avec mise en place de magma basaltique à la base de la croûte (Brown *et al.*, 1991).

ALTÉRATIONS DES GRANITOÏDES

\mathcal{A}^{AAL} . **Arènes des granitoïdes.** Les arènes, notées \mathcal{A}^{AAL} sur la granodiorite à biotite et cordiérite, et \mathcal{A} sur les leucogranites, sont liées à des phases d'altération souvent anciennes. Les bordures en relief des massifs au contact granite-cornéenne et les morphologies en plateau des granitoïdes ont contribué à conserver les arènes plus ou moins en place ou faiblement remaniées dans les zones déprimées.

L'épaisseur de l'horizon arénitisé qui peut atteindre une dizaine de mètres, est éminemment variable d'un point à un autre. Cette variabilité est liée à de nombreux facteurs dont certains se conjuguent pour provoquer la déstructuration en un point, alors qu'à côté un graniotoïde ayant gardé sa cohésion sera resté sain.

Ces facteurs sont directement liés ponctuellement au passé de la roche (efforts tectoniques subis, densité de fracturation-fissuration et orientation de celle-ci, proximité d'un accident, contexte morphologique et hydrogéologie et incidence sur ce dernier des paléoclimats dans le passé, etc.).

TERTIAIRE

Dans la région, le socle paléozoïque n'est recouvert par aucun témoin d'âge Mésozoïque, sans que l'on puisse dire s'il s'agit d'une lacune de dépôt ou d'érosion. Il en est presque de même pour les terrains tertiaires qui ne sont représentés que par un seul niveau détritique.

g. Gravieres du Bois de Launay. L'affleurement principal constitué de graviers et petits galets à matrice sableuse se situe au Bois-de-Launay. À l'Ouest de celui-ci, s'observent des blocs conglomératiques, reliques d'une ancienne dalle constituée par cimentation silico-argileuse du dépôt. Au début des années 1980, les graviers s'observaient en coupe dans deux anciennes carrières situées à 2 km au Sud-Est de Roz-sur-Couesnon, mais elles sont aujourd'hui envahies par la végétation. Des graviers appartenant à cette formation affleurent également dans les champs au Sud de la Lande de Montomblay, dans l'emprise d'une butte-témoin à substrat de cornéennes, découverte lors des levés de la présente carte.

La formation à galets et graviers s'étendait vraisemblablement plus à l'Ouest et au Sud-Ouest comme l'indique la présence de galets identiques remaniés dans les hautes terrasses quaternaires du Couesnon (au Sud-Ouest de Saint-Georges-de-Grehaigne et au Sud du Mont Rouault).

Le contact entre la base de la formation à graviers et le socle granitique est visible dans le fossé de la route menant à La Tillardière.

L'ensemble du dépôt du Bois de Launay présente un pendage général d'environ 1° en direction de NNW, tandis que Pelhate (1956) a observé en limite nord dans les carrières, une pente de 8° vers le Sud-Ouest au niveau du contact avec le granite.

De part et d'autre des affleurements, subsistent des paléosurfaces comprises entre les cotes 72 et 80 m. Ces anciennes surfaces nous renseignent

sur la morphologie du substrat granitique avant le dépôt. Le plancher granitique y comportait des pitons granitiques, anciens îlots côtiers autrefois ceinturés par des graviers et galets. Le dépôt est constitué de graviers à matrice et lentilles sableuses avec un pourcentage variable de petits galets (diamètre inférieur à 6 cm). En profondeur, la patine est de teinte brun rougeâtre s'altérant en gris jaunâtre en surface.

Les galets et graviers aux formes très évoluées (rondes, ovoïdes ou plates et ovales) sont essentiellement siliceux, provenant de fragments de quartz filonien et assez rarement de dolérites et de cornéennes. Suivant Pelhate (1956) la fraction sableuse est grossière (50 % d'éléments > 2 mm). La matrice, argileuse et riche en oxyde de fer, représente 30 % du sédiment. Dans la fraction comprise entre 2 000 et 350 μm le constituant essentiel est le quartz avec quelques fins débris de micaschistes et de siltstones.

Dans la fraction inférieure à 500 microns, le sable quartzueux est associé à de la glauconie qui, par altération, a pu fournir une partie de la matrice riche en oxyde de fer.

Les minéraux lourds comportent 37,6 % de minéraux de métamorphisme avec un pourcentage notable de minéraux de titane (Pelhate, 1956). La proportion importante de minéraux de métamorphisme atteste de l'allochtonie d'une grande partie du matériel sableux, hérité des roches métamorphiques des côtes rocheuses bretonnes.

La grande homogénéité du matériel constitutif des graviers, son bon classement et son degré d'usure poussé (s'agissant de quartz filonien dont on connaît la dureté) sont la marque d'un processus de sélection-concentration ne conservant que les constituants les plus résistants. Ce type de dépôt, ainsi que le façonnement d'un platier au sein d'un massif granitique, suggèrent un contexte sédimentaire de bordure littorale. La richesse de la matrice sableuse en glauconie, minéral caractéristique des milieux marins transgressifs, tout comme la richesse en minéraux lourds issus de l'érosion de roches métamorphiques confirment l'origine marine du dépôt.

Les graviers du Bois de Launay et de la Lande de Montomblay constituent les témoins d'une formation marine déposée en bordure d'un fossé tectonique vraisemblablement formé au tout début de l'Oligocène (soit vers -35 Ma) et coïncidant grosso modo avec le débouché actuel de la vallée du Couesnon. Il s'agirait donc de la première trace de la formation de la baie.

QUATERNAIRE

Formation d'interglaciaire : Éémien-début Weichsélien

Le gisement paléolithique du Mont-Dol (fig. 8). La découverte du gisement remonte à 1867 et les premières fouilles ont été pratiquées en tranchées par le zoologiste S. Sirodot de 1872 à 1874. Elles livrèrent une grande quantité de dents et d'ossements appartenant aux espèces de la grande faune du Pléistocène supérieur, ainsi que des éléments d'industrie lithique (cf. § Préhistoire, p. 109). L'outillage préhistorique et les collections d'ossements récoltés par Sirodot ont fait l'objet d'études récentes avec recours aux techniques modernes de datation (Monnier *et al*, 1995).

La faune malacologique revue par J.J. Puisségur montre une prédominance d'espèces terrestres mêlées à des espèces saumâtres et marines. Les études récentes ont porté principalement sur les micromammifères (Chaline et Monnier, 1976) et sur une révision des grands mammifères (Monnier, 1980 ; Monnier *et al*, 1995). Ces derniers sont caractéristiques de la grande steppe herbeuse qui a dû coloniser le golfe normand-breton, exondé la majeure partie du temps, lors des périodes froides du Pléistocène. Le biologiste Sirodot avait déjà reconnu parmi les espèces représentées : des éléphants (*Elephas primigenius*), des rhinocéros (*Rhinoceros tichorinus* ou rhinocéros laineux), des cervidés (*cervus megaceros*) et des bovidés (*Bos primigenius*)...

La synthèse des datations pratiquées sur ossements par les méthodes Uranium-Thorium* et ESR* indique des âges compris entre 100 000 et 125 000 ans (stade isotopique 5d ; Monnier *et al*, 1995). Ces données placent le gisement au début du cycle Weichsélien, période qui coïncide avec la première phase de refroidissement faisant suite à l'interglaciaire Éémien (Monnier *et al*, 1995).

Formations éoliennes

Œy. Loess weichséliens (= würmiens). Les loess weichséliens sont très étendus, mais avec des épaisseurs variables contrôlées par la morphologie des reliefs. Si, sur la bordure côtière, ils ont souvent disparu (moindre dépôt et érosion par les précipitations météoriques plus intenses), ils peuvent s'épaissir brutalement en placages suivant les pentes faisant face au secteur oriental (*lato sensu*). Ils recouvrent également les glacis développés sur les schistes briovériens sur tout le pourtour de la baie et sur les bordures des vallées. Leur épaisseur peut atteindre 3-4 m à l'Ouest, en particulier à faible distance de la limite d'extension des sables éoliens (région de Bacilly-Sartilly).

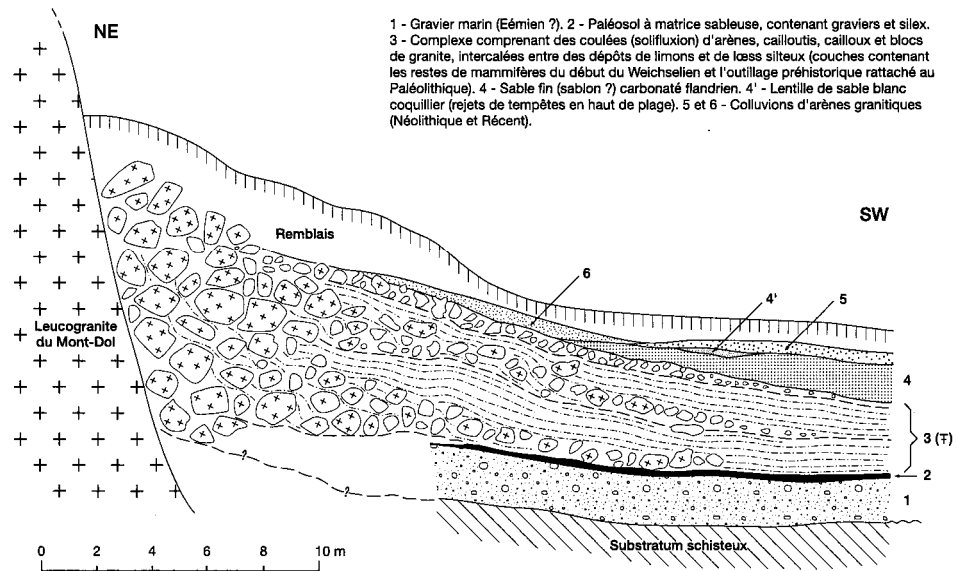


Fig. 8 - Coupe du gisement paléolithique du Mont-Dol

(Dessin d'après le schéma de Monnier *et al.*, 1995, modifié et réinterprété par A. L'Homer)

Au Sud-Ouest de la baie, ils sont moins épais, sauf dans les vallées et dépressions s'élargissant après un resserrement (secteur de Saint-Georges-Pleine-Fougères).

Sous le sol brun lessivé postglaciaire à tendance hydromorphe, le faciès habituel est celui du loess normand, appelé limon à doublets : non carbonaté, à alternance de lits millimétriques marron et gris-jaune. Toutefois, cette structure perd de sa netteté vers l'Est et dans les zones de faible épaisseur (Lautridou *in* carte géol. Avranches, 1984).

Les caractéristiques sédimentologiques des loess sont les suivantes : médiane vers 25-30 micromètres, fraction 10-50 micromètres dominante, faible teneur en sables très fins et silts quartzeux (souvent inférieure à 10 %), teneur en argile de 12 à 20 %. La courbe granulométrique cumulative est de type sigmoïde. D'Ouest en Est le matériel s'affine (plus d'argile, moins de sable), ce dernier passant rapidement à des silts. La poussière de quartz représente le minéral dominant, accompagné d'un peu de feldspath et de muscovite. La teneur en muscovite (minéral léger) s'accroît quand on progresse vers l'intérieur des terres. Dans la fraction argileuse, la kaolinite est plus abondante que l'illite, la vermiculite et la chlorite. Au sein des minéraux lourds, l'association épidote-amphibole (stock d'origine marine provenant du golfe normand-breton) prédomine sur celle des ubiquistes* (zircon-tourmaline-rutile).

L'origine des loess weichséliens (= würmiens) est à chercher dans les sédiments marins éémiens déposés sur les fonds du golfe normand-breton et de la Manche, exondés pendant la glaciation weichsélienne (Lautridou, 1995). Les fines poussières minérales chargées électrostatiquement ont pu être transportées très loin à l'intérieur des terres. Cette couverture de loess est à l'origine de la richesse agricole de régions dont le sous-sol, constitué de schiste altéré, est agronomiquement très pauvre.

Les loess ont été apportés majoritairement par des vents d'Ouest comme le montrent la cartographie des terrains (diminution d'épaisseur et d'extension d'Ouest en Est) ainsi que les caractéristiques sédimentologiques et minéralogiques. Toutefois ce stock primitif a été repris par des vents d'autres orientations contribuant à leur diffusion également sur les rives sud de la baie.

Les loess sont d'âge weichsélien sauf à Saint-Jean-le-Thomas où ils sont *pro parte* saaliens (Lautridou, 1995). Cette couverture loessique s'intègre à la nappe des loess du bocage normand (voir feuilles Granville, Saint-Hilaire-du-Harcouet) qui est raccordée aux stratotypes de Haute-Normandie (Saint-Romain, Mesnil-Esnard - (Lautridou, 1980). La séquence weichsélienne comporte de bas en haut : un limon argileux ou argilo-sableux (mélange

avec les altérites) du Weichsélien (Würmien) ancien, puis deux loess du Pléniglaciaire moyen et du Pléniglaciaire supérieur séparés par l'horizon de Nagelbeck (ex - sol de Kesselt) daté de 22 000 BP. Le plus souvent, le loess inférieur est totalement érodé au niveau de l'horizon de Nagelbeck. Il subsiste donc en général un loess du Pléniglaciaire supérieur reposant soit sur un limon plus ou moins homogène du Weichsélien ancien, soit sur le substrat sain ou altéré (Langevin *et al*, 1984).

Dy, Ny, RNy. **Sables éoliens weichséliens (= würmiens)**. Des sables fins et fortement éolisés abondent sur toute la frange côtière à l'Est de la baie. Ils se présentent sous forme d'anciennes accumulations dunaires (Dy : essentiellement autour de Genêts), de placages en pied de falaises mortes, ou encore en nappes (d'épaisseur généralement inférieure à 1 mètre, indice Ny). Ces nappes tapissent le fond des vallées (et leurs versants) ou encore le fond de vallons ayant gardé leur ancienne morphologie de couloirs de déflation. En bordure de la baie, les glacis en pente douce et régulière ont constitué des itinéraires privilégiés pour le transport éolien des sables qui se sont déposés ainsi jusqu'à l'altitude de 45 m à Tissey et de 41 m au Nord du Fougeray. Le symbole RNy désigne les zones où le sable subsiste en placages résiduels plus ou moins étendus.

Vers l'intérieur des terres, ces sables éoliens (dénommés sables de couverture) passent latéralement à des loess encore chargés de sables fins, puis très rapidement à des loess francs.

La côte sud, protégée par le massif de Saint-Malo-Cancale, n'a pas permis d'accumulation comparable de sables éoliens. En bordure de côte, ils ne forment qu'un liseré de matériel fin au pied des reliefs.

Ces sables éoliens sont très bien classés, avec une prédominance de la fraction arénitique fine (médiane vers 150 à 200 micromètres), excepté près de Vains, où ils sont un peu plus grossiers. Les minéraux lourds contenus montrent une prédominance de l'association épidote-amphibole-grenat à signature marine. La teneur en grenat augmente dès que le sable devient plus grossier.

Localement les sables weichséliens remplissent des fentes de gel ouvertes dans les schistes briovériens durant la dernière glaciation. Ces fentes (3 m en profondeur et près de 1 m d'ouverture pour la plus grande), s'observent dans le secteur Pontaubault, Servon, Précey. Elles sont à remplissage éolien primaire (sand-wedges), ce qui indique des conditions périglaciaires très froides et sèches. Selon différents auteurs (Lautridou et Sommé, 1981 ; Lautridou, 1985), ces grandes fentes témoigneraient de l'existence d'un pergélisol* au moment de leur formation, probablement au début du Pléniglaciaire* supérieur, il y a environ 25 000 ans.

La stratigraphie des sables weichséliens a été étudiée dans deux carrières situées à proximité de Genêts, vers l'altitude de 5 à 6 m NGR. Les coupes montrent au-dessus du bed-rock, des débris schisteux anguleux (reprise de head*), puis des sables fins gris-blanc à lits de débris schisteux. Les sables blancs (médiane à 150-250 μm) sont recouverts par un petit horizon humifère à débris de charbon de bois. Les datations obtenues par ^{14}C sont discutables : 8 890 \pm 160 BP et 4 380 \pm 110 BP, Gif-sur-Yvette) ; la flore est de type tardiglaciaire.

Au-dessus, viennent des sables dunaires jaunâtres, légèrement colorés par la pédogenèse postweichsélienne (sol podzolique). On peut en conclure que les derniers dépôts sableux dunaires de Genêts datent de la fin du tardiglaciaire et du début de l'Holocène (Lautridou, 1991).

Formations de versant

C γ Æy, CMS/Æy, C $\gamma\gamma$, Cby. Colluvions et dépôts de pente weichséliens. Les colluvions proprement dites se rencontrent au sein des dépressions des massifs granitiques. Aux limons sableux qui dérivent du lessivage d'arènes granitiques et de granites altérés se mêle une portion plus ou moins importante de loess (C γ Æy). Le même schéma est observable au sein des migmatites de Saint-Malo (CMS/Æy).

Les dépôts de pente hétérométriques périglaciaires auxquels se mêlent des colluvions limoneuses, sont localisés au pied d'escarpements importants, en particulier autour des massifs granitiques d'Avranches et Carolles, du Mont-Dol (C $\gamma\gamma$).

Les dépôts les plus volumineux garnissent le pied des ceintures de cornéennes (Cby). Les sédiments y sont constitués de débris grossiers de gélivation amalgamés avec du loess, dépôts souvent mis en place par solifluxion*. L'épaisseur de ces dépôts de pente peut atteindre localement 2 à 3 mètres.

Cy-z, CzL, CzL/Ny. Colluvions récentes (Holocène). Il s'agit de colluvions de bas de pente. La rupture de pente au raccordement de fonds de vallon a provoqué le dépôt de limons de ruissellement déposés par décantation, ceux-ci peuvent succéder à des colluvions antérieures (Cy-z). Fréquemment, des colluvions essentiellement limoneuses (CzL), colmatent de larges fonds de vallées où l'écoulement des eaux a été très important dans le passé (ex. à l'Est de Husines-sur-Mer). Les colluvions limoneuses masquent souvent au fond des vallons un remplissage de sables weichséliens plus ou moins remaniés (CzL/Ny).

Formations fluviales

RF, Fw, RFW. **Alluvions anciennes (présaaliennes).** Ces alluvions anciennes subsistent en reliques liées à des lambeaux de terrasses. Elles gardent à leur apex une morphologie relativement plane, alors que latéralement le réseau de petits thalwegs a tout fait disparaître par érosion. Ces reliques d'alluvions anciennes (indiquées RF), sont plus ou moins masquées par la couverture de loess et de limons loessoides weichséliens. Les matériaux originaux de ces terrasses ont subi des phases d'altération (présence de quartz à patine jaune ou rose) puis de dégradation lors des cycles glaciaires. Les éléments gélifs (schistes, grès poreux) ont été fragmentés puis entraînés, tout comme le cortège sableux, sous les effets des fortes érosions éoliennes en périodes glaciaires. Seuls subsistent des galets et graviers de quartz filoniens avec parfois quelques graviers arrondis de siltstones et de grès très fins.

Au sein des terrasses anciennes clairement exprimées (Fw), s'observent des quartz burinés et éolisés avec facettes d'usure par les vents dominants (dreikanters). Ils sont disposés, épars, en « pavage » sur l'ancienne surface de déflation. Suivant J.P. Lautridou (1991) cette éolisation est essentiellement weichsélienne.

Des terrasses anciennes s'observent à l'Ouest de la vallée du Couesnon, s'échelonnant entre les altitudes de 24-38 m et 24-29 m (Ville Orvé). Elles jalonnent le tracé de l'ancienne vallée du Couesnon au Pléistocène moyen à supérieur alors située en bordure de l'accident N-S qui affecte le flanc oriental du granite de Saint-Broladre. Citons également en limite sud-ouest de la carte, l'extrémité d'une terrasse ancienne d'une paléo-Rance (cote 23 m).

Dans le val de Sélune, les terrasses les plus hautes se situent entre 37-43 m en rive gauche (entre le Pommeray et les Forges) et vers 37-41 m en rive droite.

Les terrasses anciennes de la Sée sont peu apparentes sur les bords de la baie et très résiduelles (RFw). Des études sur les terrasses fluviales pléistocènes de cette rivière sont en cours (Quémener).

Fx. Alluvions fluviales saaliennes. Dans la vallée de la Sélune ces alluvions constituent des terrasses ayant conservé tous leurs constituants (nappes de sables jaunes et graviers de quartz, cornéennes, grès armoricain). Un grand lambeau de terrasse alluviale subsiste à Argennes, en rive droite, à une cote comprise entre 13 et 17 m. Des témoins de cette nappe se retrouvent au Gué de l'Épine à une altitude de 12 à 15 m.

En Val de Sée, des alluvions saaliennes forment la terrasse de Saint-Jean-de-la-Haize.

Aucune terrasse saaliennne du Couesnon n'a été observée dans le périmètre de la carte. Plus à l'Ouest, en rive droite du Biez Jean, des alluvions situées à 9 m d'altitude ont été rattachées au cycle saalien.

Fy. Alluvions fluviales weichséliennes. Les alluvions weichséliennes qui représentent les « graviers de fond » des anciennes vallées fluviales, sont le plus souvent recouvertes par les alluvions holocènes ou des loess. Elles sont donc connues essentiellement en sondage ou à l'occasion de travaux de fouille dans les plaines alluviales récentes.

Il s'agit d'alluvions sablo-graveleuses non altérées dont l'épaisseur n'excède jamais 2 m, sauf en position très aval où elle peut atteindre 7 à 8 m de puissance. Dans l'axe des vallées, elles peuvent faire place à des galets assez arrondis (puits creusé à proximité du Pont-Gilbert, en bordure de la Sée).

Fz. Alluvions fluviales holocènes. Les alluvions holocènes sont essentiellement constituées de matériaux provenant du remaniement des dépôts éoliens weichséliens : loess dans une grande partie de la carte, sables éoliens au Sud-Ouest. Des apports locaux peuvent s'y mêler (détritiques sablo-micacés provenant d'arènes granitiques). L'épaisseur des dépôts dans les petits cours d'eau est en général inférieure à un mètre. Dans les ruisseaux, le soubassement du lit actuel repose souvent sur des limons gris verdâtres à faciès hydromorphes, tachetés de plages blanc jaunâtre à rouille.

Fz/FMz. Alluvions fluviales sur sédiments estuariens. Par suite de la régression des effets de marée dans les estuaires, les sédiments estuariens déposés par le passé dans la zone amont sont progressivement recouverts par des sédiments typiquement fluviaux.

Formations des cordons littoraux

Dz1. Sables bioclastiques de cordons enterrés. Il s'agit de corps sableux littoraux très riches en débris de coques, reconnus au fond des tranchées de drainage du Marais de Dol. Ils n'ont pas fait l'objet de datations par ^{14}C . Étant recouverts par les derniers dépôts (FMzE) du Dunkerquien, ces sables coquilliers sont probablement antérieurs au V^e siècle.

Dz2, Dz3. Sables bioclastiques des cordons littoraux. Sur la côte Ouest de la baie, entre Saint-Benoît-des-Ondes et la pointe de Château-Richeux, la structure primitive du cordon littoral avec ses deux accumulations successives de sables coquilliers et quartzeux, a été préservée. Le cordon le plus ancien (Dz2) a été daté dans sa partie terminale à $1\,320 \pm 60$ BP, soit un âge compris entre 694 et 575 après JC (L'Homer *et al*, 1995). Sur le littoral breton, le second cordon (Dz3) contre lequel s'appuie la digue,

semble avoir commencé à se former aux IX-X^e siècles par accumulation de débris coquilliers, lors des houles de tempêtes coïncidant avec des marées de vive eau. Il s'agit de sables coquilliers moyens à grossiers où la fraction détritique quartzreuse est minoritaire.

Sur la côte Est de la baie, au sein des dunes (Dz3) de Dragey - Saint-Jean-le-Thomas, la fraction sableuse détritique peut atteindre 60 %. Ces accumulations dunaires essentiellement d'origine éolienne se sont constituées à partir du XII^e siècle (cf. p. 41).

Formations saumâtres et palustres

LMz, LMz/FMz, LMz-T, T-LMz. **Tangues limoneuses, limons tourbeux et tourbes.** Tous ces dépôts se rencontrent dans les parties les plus basses du Marais de Dol, zones qui étaient occupées par des lagunes saumâtres avant le dénoyage des zones marécageuses (cf. p. 117). Il s'agit de limons compacts plus ou moins argileux et plastiques (LMz) dont la teneur en carbonate ne dépasse pas 35 %. Le grain moyen y est inférieur à 30 µm et leur teinte va du gris (5y 7/1) au gris verdâtre (5y 6/3), plus ou moins foncé. L'analyse de la fraction argileuse révèle la présence d'argiles gonflantes : kaolinite ~ 30 %, argiles micacées ~ 20 %, vermiculites hydroxy-alumineuses ~ 30 %, vermiculite *sensu stricto* ~ 10%, smectites ~ 10 à 20 % (argiles gonflantes), quartz + feldspath ~ 10 % (Edeline, Kriegk, 1977).

En bordure des anciennes cuvettes saumâtres, le faciès limoneux recouvre des tangues silteuses (LMz/FMz). Pour bien distinguer ces sols de ceux du Marais blanc et du Marais noir, nous les avons associés à une troisième composante du Marais de Dol dénommée : le Marais gris.

La mise en culture de ces tangues limoneuses compactes n'a été possible qu'avec l'apparition de tracteurs puissants.

Les anciennes dépressions du marais où des eaux douces (ou à faible salinité) s'accumulaient dans le passé, présentent sur leurs bordures des sols limoneux bruns à noirâtres, riches en matière organique (LMz-T), qui évoluent vers des tourbes (T-LMz) caractéristiques du centre du Marais noir. Les dépôts de tourbe, homogènes en épaisseur, sont moulés sur une paléomorphologie de réseaux d'anciennes criches (T-LMz 1), dont l'origine est donnée p. 39.

Formations estuariennes continentalisées

FMz, FMzE, FMzP. **Tangues sablonneuses des anciens enclos et polders.** Ces terrains correspondent à d'anciens dépôts de schorres estuariens végétalisés (herbus ou prés salés). Après leur dessalure, ils ont été conquis par l'homme à différentes époques (cf. p. 119) et mis en culture. En profondeur, des « veines » d'eau salée rencontrées en forage coïncident avec le tracé d'anciennes criches ou d'anciens chenaux du Couesnon.

De teinte blanche lorsqu'elles sont sèches, les anciennes tangues estuariennes des zones conquises (FMz) contiennent en moyenne 45 % de carbonates sous forme de très fins débris et tests de micro-organismes. Sur la carte, la distinction a été faite entre les tangues de la rive gauche de l'ancien estuaire du Couesnon mises en culture dès le Haut Moyen-Âge sous la forme d'enclos (FMzE), et les tangues conquises par la Compagnie des polders de l'Ouest par colmatage de l'estuaire naturel du Couesnon abandonné en 1858 (FMzP). Se reporter également à la carte des polders (fig. 22).

FMzM, FMzL **Tangues silto-limoneuses du marais de Dol.** Il s'agit de tangues à cachet estuarien de même composition que les précédentes, mais dont la granulométrie est nettement plus fine : elles donnent de ce fait des sols plus « lourds ». Également très carbonatées, ces tangues constituent les sols de la zone appelée Marais blanc (FMzM).

La rivière « La Banche », dans la moitié aval de son cours, coule au sein d'une petite vallée estuarienne naturelle, antérieure à la pose des écluses. Cette petite vallée présente de belles levées estuariennes naturelles à couches de tangues finement rythmées (FMzL).

Formations anthropiques

X, XFMC, XFMS. **Remblais divers.** Les remblais n'ont été indiqués que là où ils reposent sur les sédiments holocènes. A côté des remblais caillouteux faits de tout-venant variés (X), deux autres types de remblais ont été distingués sur la carte. Il s'agit des déblais provenant des curages successifs des canaux du Marais de Dol (XFMC), déblais qui à la longue ont constitué des levées artificielles importantes (cf. p. 117 et 119).

Par ailleurs, les résidus de lessivage des sablons salés accumulés par les sauniers au cours des siècles (XFMS) ont constitué des buttes anthropiques (les mondrins) souvent protégées par des digues de pierres sèches. Ces mondrins se répartissent le long des rivages du secteur estuarien de Genêts à Cherrueix.

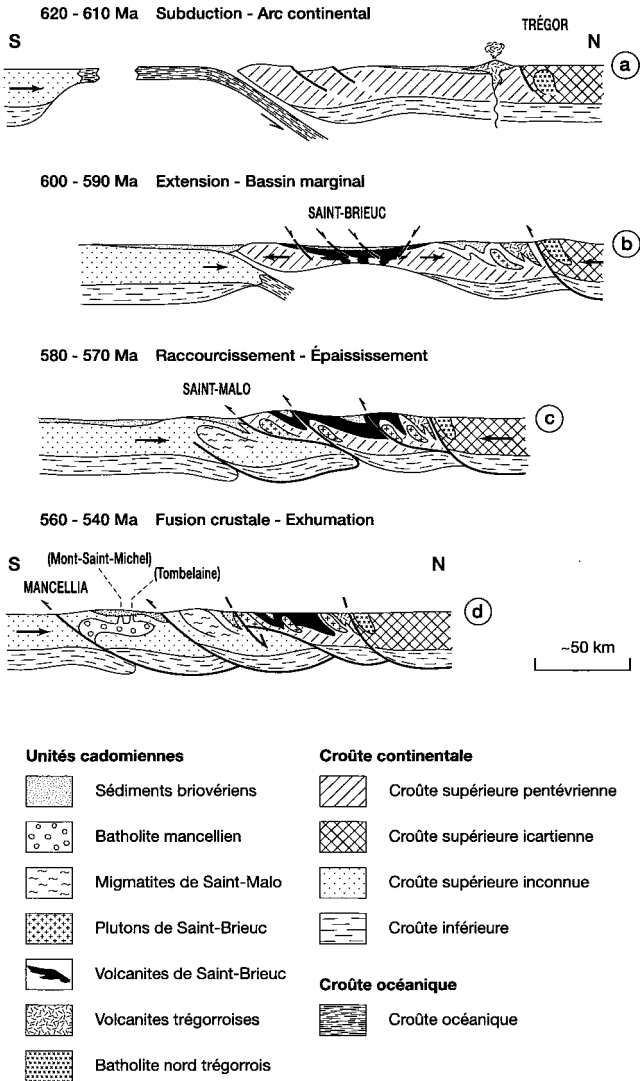


Fig. 9 - Esquisse de l'histoire géodynamique régionale (J. Chantraine)

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Les nombreuses études récentes réalisées dans le domaine nord-armoricain permettent d'échafauder un modèle global de l'évolution du tronçon breton de la chaîne cadomienne, même si le dispositif géotectonique initial demeure encore hypothétique (voir schéma structural en hors-texte).

Depuis la fin des années soixante-dix (voir Cogné et Wright, 1980) tous les auteurs s'accordent pour interpréter l'orogénèse cadomienne dans le cadre de l'évolution d'une marge continentale active, située sur le rebord nord du palécontinent Gondwana et menant à une collision entre un arc insulaire et la bordure continentale (entre autres : Balé et Brun, 1983 ; Chantaine *et al*, 1988 ; Dissler *et al*, 1988 ; Graviou *et al*, 1988 ; Brun et Balé, 1990 ; Strachan et Roach, 1990 ; Égal *et al*, 1996 ; Strachan *et al*, 1996).

Le processus de subduction océanique (fig. 9a), provoqué par la convergence lithosphérique entre Gondwana au Sud et Laurentia-Baltica au Nord, est attesté par le volcanisme trégorrois, daté autour de 610 Ma. Ce volcanisme, de type arc insulaire, est intrusif au sein d'une croûte continentale, dont témoignent les reliques icartiennes enclavées dans le batholite nord-trégorrois et dont la mise en place est datée à 615 Ma. Ces lambeaux de croûte, datés à 2 000 Ma, appartiennent à la bordure morcelée du Gondwana.

Les premières déformations compressives se manifestent dans le domaine trégorrois sous l'effet de la convergence lithosphérique. En avant de ce domaine, la marge continentale subit alors un processus d'extension qui conduit à l'amincissement de la croûte et à l'ouverture du bassin de Saint-Brieuc, sur un soubassement pentévrien (Cadomien précoce) daté autour de 750 Ma (fig. 9b). Ce bassin marginal est le siège, autour de 590 Ma, d'un important magmatisme volcano-plutonique de type intracontinental.

Dès 580 Ma ce dispositif se bloque et la convergence lithosphérique, dont le régime perdure, entraîne le raccourcissement de la marge, l'occlusion et l'inversion du bassin (fig. 9c). Cette tectonique tangentielle, qui se manifeste par de grands cisaillements intracrustaux plats, est datée autour de 570 Ma. Le chevauchement de la marge amincie sur l'avant-pays et l'épaississement crustal consécutif induisent un processus de fusion partielle dans la bordure continentale sous-jacente.

L'exhumation et l'érosion de la cordillère domnonéenne, ainsi formée, alimente la sédimentation détritique du domaine d'avant-pays mancellien. La déformation cadomienne migre vers ce domaine, d'abord associée à la mise en place du dôme migmatitique de Saint-Malo, puis à celle du batholite mancellien qui est datée autour de 540 Ma (fig. 9d). Ce domaine est ensuite pén-plané et très vite envahi par la transgression marine cambrienne qui scelle la

tectonique cadomienne. L'histoire cadomienne est terminée et au cours du cycle varisque, le craton cadomien nord-armoricain et sa couverture paléozoïque inférieur ne seront que très peu déformés.

Ce n'est qu'au Carbonifère inférieur, époque de l'ouverture des grands bassins carbonifères armoricains, que ce craton sera soumis à un processus d'extension crustale au cours duquel se mettra en place le remarquable champ filonien de la Mancellia (fig. 1). Les grands accidents crustaux, orientés N150°E à N170°E, qui affectent tout le Massif armoricain, s'inscrivent probablement dès cette époque. Ils rejoueront ensuite certainement au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque.

Les études de l'évolution tectonique récente du bâti armoricain (Wyns, 1991) mettent en évidence une zone relativement effondrée (Golfe de Saint-Malo, Bassin de Rennes) limitée par les deux accidents principaux : la faille Quessoy - Nort-sur-Erdre à l'Ouest de la feuille Céaucé, et la faille de Jublains à l'Est. La baie du Mont-Saint-Michel se situe dans cette zone, encadrée par deux autres accidents de la même famille : la faille de la Rance à l'Ouest, et à l'Est celle longeant la côte du Cotentin.

Ces accidents pourraient, aujourd'hui encore, présenter une activité et une sismicité minimales mais fréquentes.

DESCRIPTION DES TERRAINS DU DOMAINE MARIN

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Avec un des marnages les plus élevés du globe et des processus d'ensablement préoccupants qui font l'objet de suivis réguliers, la baie du Mont-Saint-Michel représente un des modèles sédimentaires les plus intéressants du littoral français, connu mondialement.

Ce contexte sédimentaire classé par les sédimentologues dans le groupe des baies macrotidales, a suscité de très nombreux travaux de géographes-géomorphologues, de géologues et de biologistes (Jacquet, 1952 ; Bourcart et Boillot, 1960 ; Phlipponneau, 1956 ; Dollet *et al.*, 1965 ; Bajard, 1966 ; Mathieu, 1966 ; Verger, 1968 ; Lang *et al.*, 1973 ; Larsonneur, 1975 ; Larsonneur et Doré, 1975 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Retière, 1979 ; Zbinden, 1980 ; Nikodic, 1981 ; Sornin, 1981 ; L'Homer, 1981 ; Caline, 1982 ; Le Rhun, 1982 ; Caline *et al.*, 1982 ; Gruet, 1982 ; Larsonneur, 1989 ; Tessier, 1990 ; Marchand, 1996 ; Ehrhold *et al.*, 1998).

Une bibliographie analytique a été publiée par J. Le Rhun (1979).

Un long article de synthèse (60 p) a été publié par le Professeur Larsson (1989) ; nous renvoyons à de nombreuses reprises le lecteur à ce texte fondamental. Récemment, C. Migniot a rédigé une synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydro-sédimentaires (1997).

La connaissance des processus sédimentaires propres à cette baie a notamment progressé grâce à des études à but appliqué, dans le cadre de deux grands projets :

- l'exploitation éventuelle de l'énergie marémotrice (études réalisées par le SEUM* et EDF, 1956 à 1958) en vue de la construction d'un ouvrage du même type que celui de l'estuaire de la Rance et barrant l'entrée de la baie. A cette occasion des échantillons furent collectés par dragage, forage et par plongées sous-marines (Bonnefille, 1976 ; Graindor et Roblot, 1976).
- le maintien du caractère maritime du Mont-Saint-Michel face au colmatage progressif de la partie estuarienne (études du LCHF)* ; travaux de Migniot *et al*, 1977, 1979, J. Doucier, 1977 et P. Doucier, 1977.

En outre, les travaux de levés et l'étude des sédiments pour la réalisation de la carte géologique à 1/50 000 sont à l'origine de forages et de recherches complémentaires.

DONNÉES GÉNÉRALES SUR L'ENVIRONNEMENT MARITIME

Données climatiques

Le climat tempéré de la baie est sous influence océanique oscillant entre des régimes cycloniques, anticycloniques et autres types de perturbations. La moyenne des précipitations est de 656 mm/an, réparties sur 160 à 170 jours. Le nombre de jours de gelée est faible (respectivement 8 à 10 jours). L'insolation moyenne est de 1 964 heures contre 1 782 pour la région parisienne (Caline, 1982). La température des eaux de la baie du Mont-Saint-Michel varie en moyenne entre 7°C (février) et 18°C (août). Au sein de la baie, la salinité, légèrement plus élevée en été, oscille entre 33 et 35 ‰.

Les données sur les principaux cours d'eau de la baie sont regroupées p. 139 à 144.

Déclivité de l'estran

La grande extension de l'estran s'explique par un platier côtier peu profond et à très faible pente ; les pentes moyennes, de l'ordre de 3 ‰ sur l'espace intertidal, peuvent descendre à 1 ‰ dans la zone estuarienne (Verger, 1968).

Sur le littoral sud-ouest, 5 km séparent en moyenne la laisse des plus basses mers de celle des pleines mers de vive eau (Caline, 1982). En revanche, suivant l'axe NW-SE aboutissant aux estuaires de Sée et Sélune, cette distance (en moyenne de 15 km) peut atteindre 25 km, à vol d'oiseau, par marées de coefficient > 110 .

La laisse de basse mer décrit un grand arc de cercle entre la pointe de Carolles et la pointe du Grouin de Cancale, à 10 km au Nord-Ouest du Mont-Saint-Michel (fig. 10).

SUBDIVISIONS DU DOMAINE MARIN ADOPTÉES

La description des divers faciès sédimentaires distingués sur la carte est présentée en abordant successivement les dépôts de la zone subtidale, toujours submergée, puis ceux de la zone intertidale alternativement immergée et émergée au gré des coefficients de marée (tabl. 2, p. 84). L'espace intertidal est subdivisé en zones intertidales inférieure, moyenne et supérieure. Cette dernière, représentée dans la baie par la haute slikke à salicornes et le schorre, est souvent dénommée zone supratidale (fig. 13).

Les trois contextes de la zone intertidale

Trois types d'environnements morpho-sédimentaires distincts coexistent sur l'estran de la baie (Caline *et al*, 1982) (fig. 10) :

- au Nord, entre le flanc du massif de Carolles et le Bec d'Andaine, s'individualise un trait de côte à contexte mixte : le substrat de la basse plage est de type estuarien à marais maritime, tandis que la partie haute de l'estran est de type plage dominée par la houle ;
- au Sud-Ouest, à l'abri des houles dominantes et des courants de marée alternatifs, se développe, entre Cancale et le « Banc des hermelles » (voir p. 97), un fond de baie à pente faible, régulière, où l'influence estuarienne est minimale, encadrant les débouchés des canaux de drainage du marais de Dol ;
- entre les deux contextes précédents, se développe une succession logique de traits morphologiques s'articulant sur les chenaux de marée depuis la zone externe avec barres tidales et mégarides, jusqu'aux larges embouchures de la Sée, de la Sélune et du Couesnon ; c'est la baie estuarienne (Caline *et al*, 1982). Cette dernière peut être subdivisée en trois secteurs géographiques :
 - 1 - la zone externe qui s'épanouit en un éventail pré-estuarien, encore appelé delta de marée ;
 - 2 - la zone médiane, entre Tombelaine et le rétrécissement des caps rocheux du Grouin du Sud et de Roche Torin qui est le débouché estuarien commun aux trois fleuves côtiers de la baie. La grande largeur de

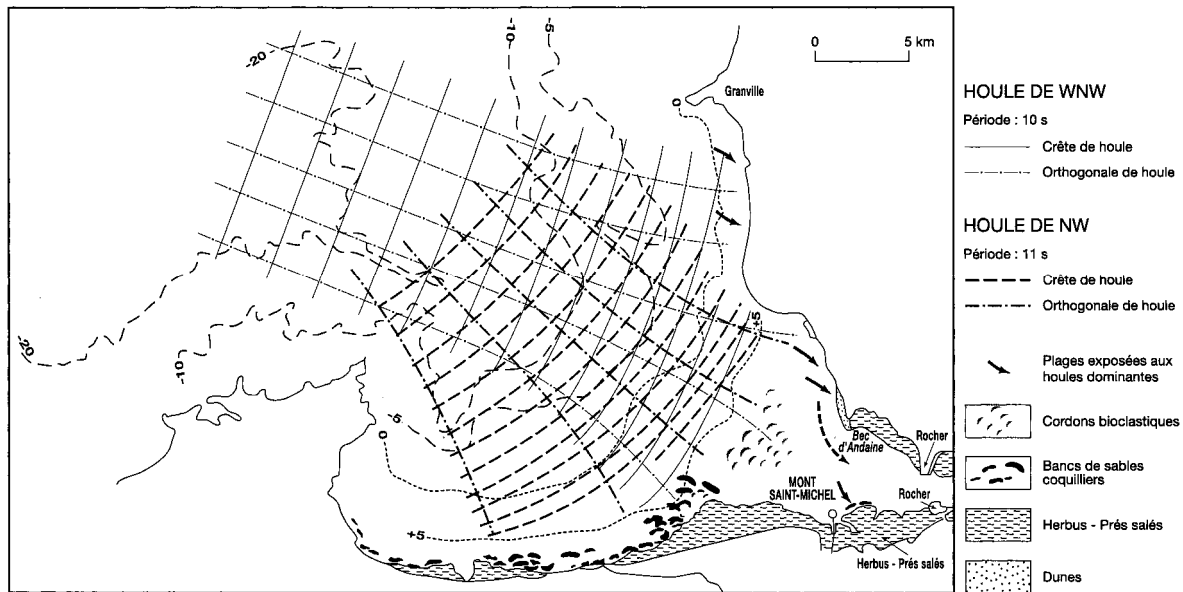


Fig. 11 - Plans de vagues pour des houles de NW et WNW (D'après L.C.H.F., 1977)
Bancs et cordons bioclastiques induits par les houles et les vagues de tempêtes

cette zone estuarienne bordée de schorres est due à la navette quotidienne des courants de marée et à l'importance des volumes oscillants qui leur sont liés ;

3. la zone interne représentée par les estuaires des trois principaux cours d'eau.

PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES INFLUANT SUR LA SÉDIMENTATION

Action des vents

Les vents dominants sont de secteur W à NW, orientés grosso modo suivant l'axe médian de la baie. Les plus fortes tempêtes viennent du Sud-Ouest et plus rarement du Sud.

Les îles et les hauts-fonds qui barrent l'entrée du golfe normand-breton amortissent les houles océaniques arrivant de la Manche. La diffraction en arrière des îles anglo-normandes et la réfraction entre les Minquiers et le cap Fréhel entraînent des pertes d'énergie : la taille des vagues diminue avant même leur entrée dans la baie. Entre la pointe du Grouin et Chausey, la profondeur est en effet inférieure à 20 m à marée basse (Le Rhun, 1982).

À Granville et au Sud des îles Chausey, l'amplitude de la houle ne dépasse 2 m que pendant une dizaine de jours par an avec une valeur maximum de 3,5 m ; la moitié du temps elle reste inférieure à 0,5 m, avec une période comprise entre 7 et 11 s (Phlipponneau, 1956 et Doulcier, 1977).

Les plans de vagues établis pour les houles de NW et WNW, font apparaître, une fois franchie une ligne tracée entre le cap de la Chaîne et la pointe de Champeaux, une divergence des orthogonales, révélatrice de la dispersion de l'énergie incidente des houles (fig. 11).

En progressant dans la baie, la houle s'atténue sous le triple effet :

- 1 - de la faible déclivité orientée NW-SE : les frottements sur le fond augmentent avec la diminution de profondeur (cf. le resserrement des lignes de crête de houle sur la figure 11) ;
- 2 - de la forme dilatée de la baie au niveau de ses plages méridionales (ce qui s'exprime dans la divergence des orthogonales) ;
- 3 - des obstacles sur le fond, qui absorbent une partie de l'énergie des houles.

Les effets des houles dominantes se font essentiellement sentir sur le littoral nord-est entre Saint-Jean-le-Thomas et le Bec d'Andaine et y engendrent des reculs spectaculaires du trait de côte.

Dans le reste de la baie, plutôt qu'une houle bien formée, s'observe le plus souvent un clapot, résultant de la rencontre des houles de la Manche et de l'agitation créée soit par les vents locaux, soit par l'incidence d'un courant de marée contraire (Le Rhun, 1982).

Dans la zone de l'éventail pré-estuarien, à marée montante, les vagues de houle déferlent en tous sens sur les petites et moyennes dunes hydrauliques sableuses ou bien s'amortissent sur les levées des chenaux. Le clapot désordonné qui en résulte participe au tri granulométrique sélectif : « les éléments les plus grossiers se déposent, l'énergie des vagues devenant insuffisante pour assurer leur remise en suspension et leur transport, tandis que les éléments plus fins sont transportés vers le haut de l'estran et jusqu'au fond de la partie estuarienne pour s'y déposer là où aucun déferlement n'est possible » (Le Rhun, 1982).

Dans le débouché estuarien, seules les houles de secteur WNW, les plus fréquentes, font ressentir leurs effets, avec une amplitude ne dépassant pas 1 m à l'entrée de la zone estuarienne.

Aux houles de Nord-Ouest se superposent parfois des clapots qui se lèvent pour des vents supérieurs à 12,5 m/s (Sogreah, 1988).

De la bordure des herbus située à l'est du Grand banc des hermelles à Saint-Benoit-des-Ondes, la côte, orientée grosso modo E-W, est sensible aux houles de secteur N à NW responsables des accumulations coquillières qui se constituent en bordure du haut-estran par marées de vive eau.

En baie de Cancale, secteur le plus abrité des vents dominants, seules les houles de Nord à Nord-Est exercent une action. Elles permettent également la constitution de petites accumulations coquillières en rejets de haut de plage.

Sur la carte, la répartition des faciès vaseux souligne la position sous le vent de la baie de Cancale et explique la présence au sein de ce site abrité d'une implantation portuaire.

Marées, courants de marées et processus sédimentaires associés

La marée - de type semi-diurne - atteint 14 m et très exceptionnellement 15 m, ce qui classe la baie au 5^e rang mondial²². Comme la lune effectue un

²² La baie vient après l'estuaire de la Severn avec 16,5 m (U.K.) et la baie de Froshbisher au Canada avec 16,3 m (Le Rhun, 1982).

tour complet autour de la Terre en 24,84 heures, l'intervalle de temps séparant deux marées hautes ou deux pleines mers est de 12,42 heures.

- Dans le **Golfe normand-breton**, l'onde de marée venant de l'océan Atlantique se heurte à l'effet « barrière » de la presqu'île du Cotentin, entraînant la formation d'une onde stationnaire avec accroissement de l'amplitude de la marée ; celle-ci est alors sensiblement égale au double de celle de l'onde progressive passant au large de Cherbourg (Phlipponneau, 1956 ; Larsonneur, 1989).

Il existe un décalage horaire entre les pleines mers au Nord et au Sud de la presqu'île du Cotentin. Lors de l'étalement de basse mer dans la baie (PM+6, Saint-Malo), la mer est encore en cours de baissée au Nord (PM+4, Cherbourg, cf. fig. 12). Un courant de compensation de niveau s'établit le long de la côte en direction du Golfe normand-breton où il vient repousser vers le SSW les courants - issus de l'onde stationnaire - qui pénètrent par l'Ouest en profitant de la zone plus profonde comprise entre les îles Chausey et la pointe du Grouin. L'effet repousseur du courant de compensation issu du Nord facilite l'entrée des courants de marée dans la baie et contribue à en accroître l'amplitude (fig. 12).

- Dans la **baie**, le déplacement de plus de 5 milliards de mètres cubes d'eau de mer franchissant à chaque marée de vive eau l'alignement Pointe du Grouin-Chausey, joue un rôle essentiel dans le transport et la répartition des sédiments (Le Rhun, 1982).

La forme et l'orientation générale de la baie, l'hydrographie côtière, les aménagements effectués ainsi que la morphologie des fonds marins influent sur la direction, la force et la trajectoire des courants de flot. Ces derniers jouent un rôle prépondérant dans les processus de tris sélectifs des constituants des sédiments qui sont à l'origine des gradients granulométriques, de la composition des sédiments, de leur distribution et notamment de la géométrie des corps sédimentaires. Les houles n'ont ici qu'un rôle secondaire et épisodique (fig. 11).

- *Courants de flot**. A l'entrée de la baie, au large de la pointe du Grouin, la vitesse des courants de flot dépasse 1 m/s par coefficient de 72 (Larsonneur et Doré, 1975), tandis qu'au jusant les vitesses atteignent 0,75 m/s. A partir de là, la dissymétrie de la baie, liée à la forme plus allongée et incurvée de sa rive méridionale, détermine l'existence de deux régimes de courants de marée : des courants alternatifs au Nord-Est suivant l'axe médian de la baie, et des courants à rotation senestre au Sud-Ouest, au sein du golfe de Cherrueix-Cancale (fig. 13).

Dans le secteur sud-ouest, les courants de flot, initialement dirigés vers le Sud-Est, empruntent préférentiellement les terminaisons des paléovallées de

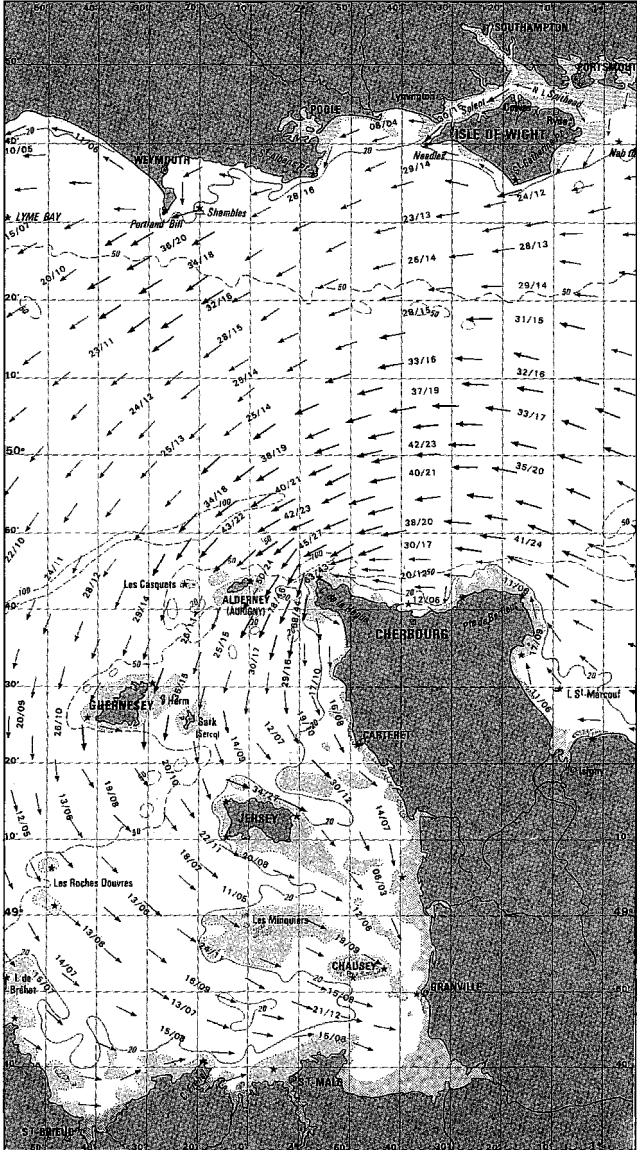


Fig. 12 - Courants de marées en Manche centrale, 4 heures avant la pleine mer à Saint-Malo (in Maupas, 1970)

la Rance et du Couesnon pour déboucher ensuite en éventail dans la forme évasée du Golfe de Cherrueix. Les courants s'amortissent sur l'estran de ce rivage (fig. 13). Bloquées et ensuite repoussées par les eaux marines qui continuent de pénétrer dans la zone estuarienne, les eaux dans le golfe prennent progressivement une dérive ouest qui passera au Nord-Ouest lors du jusant. Les vitesses moyennes de courant enregistrées entre Le Vivier et Cancale n'excèdent pas 0,6 m/s en vive eau (Nikodic, 1981).

Sur le rivage nord, l'effet des courants de flot se fait sentir sur le trait de côte à partir d'une zone située un peu au Sud de la plage de Saint-Jean-le-Thomas, surtout lorsqu'il se combine avec l'effet érosif de la houle. Les sables mis en suspension, entraînés par la dérive littorale de flot, migrent par étapes en direction du Sud où ils engraisent progressivement la flèche du Bec d'Andaine.

Au centre, suivant l'axe médian de la baie, les courants pénètrent en direction du Sud-Est, c'est-à-dire en direction de l'ancien estuaire du Couesnon, où ils se heurtent à la face occidentale de l'estran des herbues de l'Ouest. De là, les courants sont déviés d'un côté vers le fond de golfe et de l'autre vers la zone pré-estuarienne en forme d'entonnoir où cet apport complémentaire concourt à une reconcentration de l'énergie de flot à l'entrée de l'éventail pré-estuarien (fig. 13). Cet effet se manifeste sur les fonds sableux de plusieurs façons. Tout d'abord le maintien en bordure sud de la zone pré-estuarienne d'un large chenal tidal de flot a pour effet de servir fréquemment de lieu d'aboutissement au chenal de jusant regroupant les eaux du Couesnon de la Sée et de la Sélune. En outre, par marée de coefficient > 110 , dans la partie aval de ce chenal, en début de flot (2 h 45 à 3 h après la basse mer), les courants de flot peuvent atteindre des vitesses comprises entre 3 et 4 m/s. Sur le fond, les sédiments sont alors soumis à des processus intenses de triage qui produisent des faciès de sables siliceux très bien classés (indices SMI et SmI). Ce faciès siliceux insolite lié à un fort tri hydraulique, déjà reconnu par le LCHF (Doucier, 1977), s'observe également sur l'estran au Sud-Est de Champeaux, chaque fois que le chenal de jusant de la Sée et de la Sélune migre dans ce secteur.

La bordure externe du prisme sableux du delta de marée présente une légère pente en direction du Nord-Ouest, juste en amont des vasières de jusant* (cf. carte). Cette morphologie, jointe au resserrement de l'espace disponible à l'entrée du delta pré-estuarien, provoque un accroissement des processus de frottement sur le fond et des ondes d'interférence. Le processus de freinage qui en résulte est absorbé sous la forme d'une succession de petites et moyennes dunes hydrauliques, bien visibles sur les photos aériennes (IGN) prises à basse mer (= morphologie de delta de flot). En progressant vers le Nord-Est, les courants s'amortissent : la taille des grains transportés décroît, les petites dunes hydrauliques sont remplacées par des petites rides de courant (ripples marks).

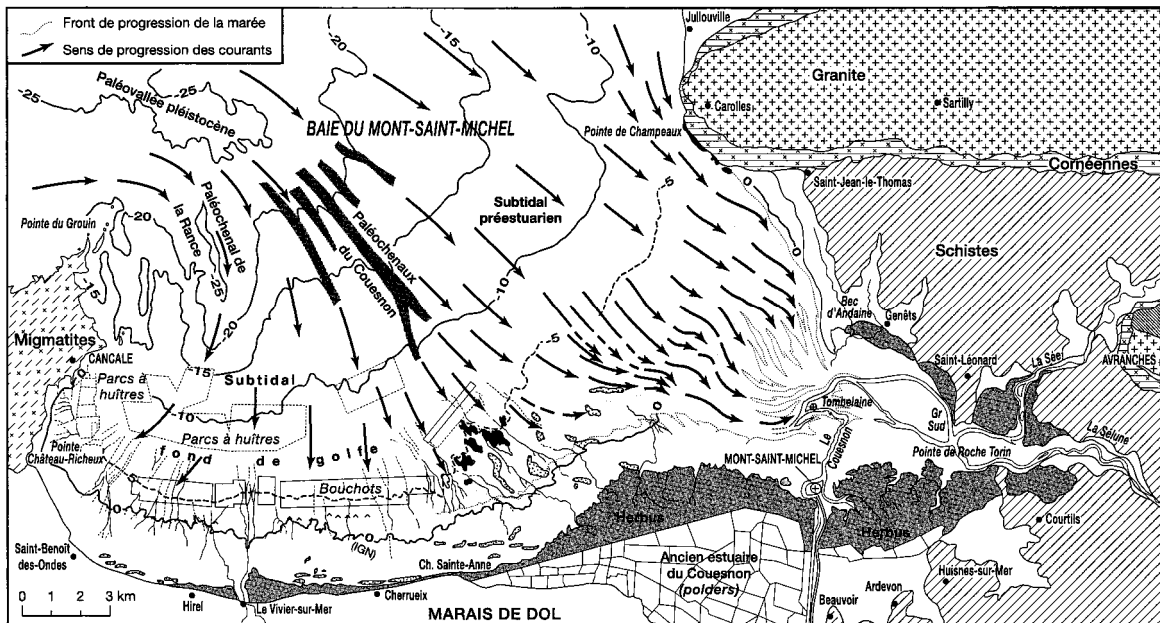


Fig. 13 - Front de pénétration des courants du flot dans la zone estuarienne 3 Meures après la basse mer par coefficient de 102 (A. L'Homer)
 Interprétation d'après la morphologie des fonds (Cf. image satellite JERS -1 -1992 et photos aériennes IGN 1993) - Bathymétrie calée sur le 0 NGF

L'extrémité de la forme en « V » du delta estuarien se situe légèrement en amont de Tombelaine. C'est là que l'extrémité des flèches sableuses du Bec d'Andaine fait face au banc sableux qui repousse le lit du Couesnon. Cette configuration récente provoque un effet de rétrécissement de l'entrée de la zone estuarienne par laquelle pénètre la marée. Plus en amont, la marée envahit le débouché de l'estuaire du Couesnon et les larges grèves du débouché commun de la Sée et de la Sélune. Suivant les données du LCHF, les vitesses des courants y sont comprises entre 0,7 et 0,3 m/s.

En marée de morte-eau, les courants de flot, peu actifs, empruntent surtout les chenaux sinueux des rivières. En revanche, en vive eau de fort coefficient, les eaux marines progressent préférentiellement sur les grèves suivant des trajectoires tendues : elles creusent de nouveaux chenaux court-circuitant les chenaux méandriques des rivières et des eaux de fin de jusant (Verger, 1968). Il peut y avoir alors capture du chenal de rivière par le chenal de flot. Le chenal abandonné se colmate très rapidement (risques de lises et de sables mouvants ; cf. également p. 107).

En vive eau, la marée pénètre profondément dans les estuaires, jusqu'en amont de Pont-sous-Avranches pour la Sée, et de Pontaubault pour la Sélune. Avant la mise en service du barrage sur le Couesnon, l'effet de la marée se faisait sentir bien en amont de Pontorson.

En vive eau, au début du flot, par focalisation de l'onde de marée dans les chenaux des rivières, les vitesses peuvent atteindre localement 8 km/h (soit 2,2 m/s environ). La faible profondeur d'eau fait que la crête de l'onde se propage plus vite que le creux, qu'elle tend à dépasser. Il se forme alors une lame brisante ou barre occupant tout le lit du fleuve (= phénomène du mascaret* ; cf. Gougenheim, 1956). Dans la Sée et la Sélune, la hauteur de la barre atteint 20 à 70 cm suivant le coefficient de marée et la configuration du lit (Larsonneur, 1989).

Les courants les plus forts se forment quelques minutes après le passage de la barre ; c'est alors que les sédiments du lit estuarien sont brutalement remis en suspension. En amont des estuaires, la remontée des eaux marines joue un rôle de barrage dynamique à l'encontre des eaux fluviales s'écoulant en sens inverse. En période de forte crue, ce phénomène est susceptible de provoquer des inondations ou d'accroître momentanément leurs effets lorsqu'elles existent déjà.

- *Courants de jusant**. Les vitesses des courants de flot sont toujours supérieures à celles des courants de jusant (1,3 fois environ) et la durée du reflux est plus longue (1,17 fois) que celle du flot (Migniot, 1997).

Les distances à parcourir par le front de la marée en vive eau font que l'étalement de pleine mer n'est pas synchrone dans l'ensemble de la baie. En même temps, l'effet de tremplin lié à la très faible pente des grèves agit sur la hauteur maximum atteinte par la mer. Cette hauteur croît de l'entrée au fond des estuaires. Par rapport au Vivier-sur-Mer, l'élévation du niveau de

la pleine mer aux grandes marées est de + 0,25 m au Mont-Saint-Michel et de + 0,50 m à Avranches (Le Rhun, 1982).

La « baissée » des eaux marines débute dans la partie aval de l'éventail pré-estuarien alors que la marée n'est encore qu'au début de sa progression dans les estuaires. Ce décalage se répercute sur la sédimentation liée au jusant. En vive eau, après l'étalement de pleine mer qui a permis le dépôt de toutes les particules supérieures à 50 μm , la renverse des courants provoque tout d'abord un écrêtement et un lissage en sens inverse de l'ensemble des rides sableuses de la zone estuarienne et du delta de marée pré-estuarien. Le train des eaux de jusant charriant les sablons et lutites vaseuses des estuaires parvient avec un temps de retard dans l'éventail pré-estuarien, alors que le sommet des mégarides commence déjà à se découvrir. Les sédiments estuariens recyclés vers l'aval se déposeront donc principalement dans les zones les plus basses de l'estran où ils recouvrent en partie les dépôts bien triés mis en place lors du flot, en se mêlant à eux.

En fin de reflux, au débouché des principaux chenaux tidaux dans la mer, se forment des petits deltas de marée constitués de dépôts hétérométriques. Au cours de l'étalement de basse mer, à l'instar des dépôts de décantation du flot (= tangues* ou fines de schorre), des sables silto-vaseux se déposent au débouché des deltas de jusant et au-delà (= les vasières de jusant, cf. carte géologique).

Turbidité des eaux marines

La turbidité est forte, particulièrement lors des marées de vives eaux faisant suite à une période pluvieuse qui a eu pour effet d'ameublir les tangues*. Au cours du flot, l'érosion sur le fond étant forte tout comme la turbulence, les sédiments remis en suspension sont entraînés vers l'amont où ils contribuent au colmatage des appareils estuariens.

La nappe d'eaux turbides se déplace ensuite avec le reflux depuis le haut estran jusqu'au niveau de l'isobathe - 5 m environ, comme le montrent les panaches turbides des images satellites prises lors du retrait de la mer. Des volumes oscillants d'eau à turbidités distinctes suivant les coefficients de marée ont été étudiés par exploitation d'images satellitaires (Zbinden, 1980).

Au large, au-delà des panaches turbides bien marqués sur les images, la transparence reste cependant faible, à tel point que les algues photophiles ne font leur apparition que beaucoup plus au large, au-dessous d'une vingtaine de mètres.

MÉTHODES ET CONCEPTS CARTOGRAPHIQUES

Bases cartographiques et satellitaires utilisées

• **Zone subtidale.** La bathymétrie et la morphologie des fonds de la zone tidale dérivent des sondages hydrographiques effectués en juillet-août 1958 et reportés sur un fond à 1/20 000^e par le SEUM* en 1959²³. La morphologie et la nature des fonds indiqués sur les cartes du Service hydrographique de la Marine ont été en partie exploitées pour le secteur de la Grande rade de Cancale.

La base fondamentale de la lithologie de la couverture sédimentaire est constituée par 220 échantillons recueillis par dragage et décrits par B. Caline et Y. Thomas (Lab. Géomorph. EPHE, Montrouge), lors des campagnes de dragage du Pluteus II (station biologique de Roscoff) en septembre 1979, septembre 1980 et juin 1981 (Caline, 1982). Les échantillons dragués ont été étudiés au Laboratoire de géomorphologie de Dinard et au laboratoire de sédimentologie du BRGM.

Des campagnes de dragage récentes ont permis de préciser la nature et surtout la morphologie des corps sableux pour le secteur oriental. Ces missions ont été effectuées en juillet 1995, mars et juillet 1996 avec des navires de l'INSU* (sonar latéral Edgerton modèle 260 TH à correction d'image de l'EPSOM*, positionnement des navires par GPS*, prélèvement des échantillons par bennes Smith et Shipeck provenant de l'INSU). Les prélèvements d'échantillons puis l'exploitation de ces données, et leur résolution cartographique, ont été réalisés par Axel Ehrhold, étudiant de thèse 3^e cycle (sous la direction de J.P. Auffret, Univ. Caen). Ces éléments cartographiques concernant le secteur NNE ont été intégrés au document d'ensemble en se raccordant à la configuration de la zone intertidale donnée par l'image SPOT de 1986.

Divers travaux cartographiques ont été consultés (Boillot et Bourcart 1960 ; Larsonneur 1982), cartes figurant dans les rapports du LCHF* - carte des sédiments de la Manche à 1/500 000) (Vaslet *et al*, 1979) - partie marine de la carte géologique Granville (par Homménil, 1983).

• **Zone intertidale.** Sur cette zone, les observations et les échantillonnages ont été repérés sur photos aériennes et sur images satellitaires.

Les contours des faciès sédimentaires ont été calés sur l'image SPOT de 1986 (données captées par le CNES* le 9 juin) dont plusieurs compositions

Cette bathymétrie est calée sur le 0 des cartes terrestres.

colorées ont été exploitées²⁴. La vision synoptique que procurent ces images (60 x 60 km) et la grande sensibilité de perception liée à une acquisition multispectrale font de ces images des documents précieux pour la cartographie détaillée des estrans (L'Homer et Minoux 1987 ; Marchand, 1996).

N.B. : Le fond cartographique utilisé - fourni par l'IGN dans les années 80, correspond aux levés topographiques de 1975 - on ne s'étonnera donc pas que les contours des sédiments représentés conformes à la configuration de la baie donnée par l'image SPOT de juin 1986 recourent les tracés des chenaux estuariens du fond de l'IGN, calé sur des photos aériennes prises en 1984 et 1986 (missions IGN 50 IFM84 06 à 07 / 200 p. et F 86 300 - 0715 - 1315).

Classification des sédiments adoptée

Celle-ci est basée sur trois paramètres : taille du grain moyen (\emptyset Md), teneur en carbonates et teneur en lutites (cf. grille donnée en légende de la carte). Les indices utilisés combinent l'initiale de la classe granulométrique (cailloux : C ; gravier : G ; sable grossier : Sg, etc.) et la teneur en carbonates qui caractérise quatre faciès lithoclastiques (l : < 30 % carbonate ; lb : lithobioclastique (de 30 à 50 % carbonate) ; bl : biolithoclastique (de 50 à 7 % de carbonate) b : bioclastique > 70 % de carbonate).

La classification suit celle adoptée pour la carte des sédiments superficiels de la Manche (Vaslet *et al*, 1979), tout en introduisant des subdivisions supplémentaires dans la gamme des sédiments estuariens. Ainsi l'intervalle granulométrique des sables moyens a été divisé en sables moyens inférieurs et supérieurs (SM et Sm). La grille incorpore également des faciès spécifiques de ce contexte macrotidal (faciès mixtes faits de sables mêlés à des galets et graviers, sables siliceux à minéraux lourds), tangues silteuses ou argileuses.

Pour le matériel clastique, dix-huit classes granulométriques sont utilisées, chacune d'entre elles étant subdivisée en quatre faciès (ou moins) répartis entre deux pôles théoriques, l'un lithoclastique (0 % de carbonates) et l'autre bioclastique (100 % de carbonates, cf. légende de la carte). Dans la réalité, les teneurs en carbonates oscillent entre 15 et 85 %, avec une valeur moyenne de 45 %.

Représentativité des contours

La cartographie s'est attachée à la forme des contours délimitant les faciès (définis ci-dessus) ainsi qu'aux enchaînements de faciès qui sont suggérés

²⁴ La reproduction d'une composition colorée avec accentuation des contrastes dans le canal infrarouge figure dans l'article de Dorst et L'Homer paru en 1989, cité en bibliographie. Un poster de la zone de l'image encadrant le Mont a été réalisé et édité par le BRGM (image SPOT-1 du 9 juin 1986).

par une progression dans les teintes et les figurés. Les passages latéraux de faciès sont révélateurs des processus dynamiques de mise en place des dépôts.

Pour différencier les sables intertidaux de l'appareil estuarien (en jaune) des faciès sableux toujours recouverts par la mer (faciès subtidaux), ces derniers ont été figurés dans des teintes bleutées.

La carte des sédiments de la baie résulte de l'ajustement de deux ensembles réalisés suivant deux méthodologies distinctes.

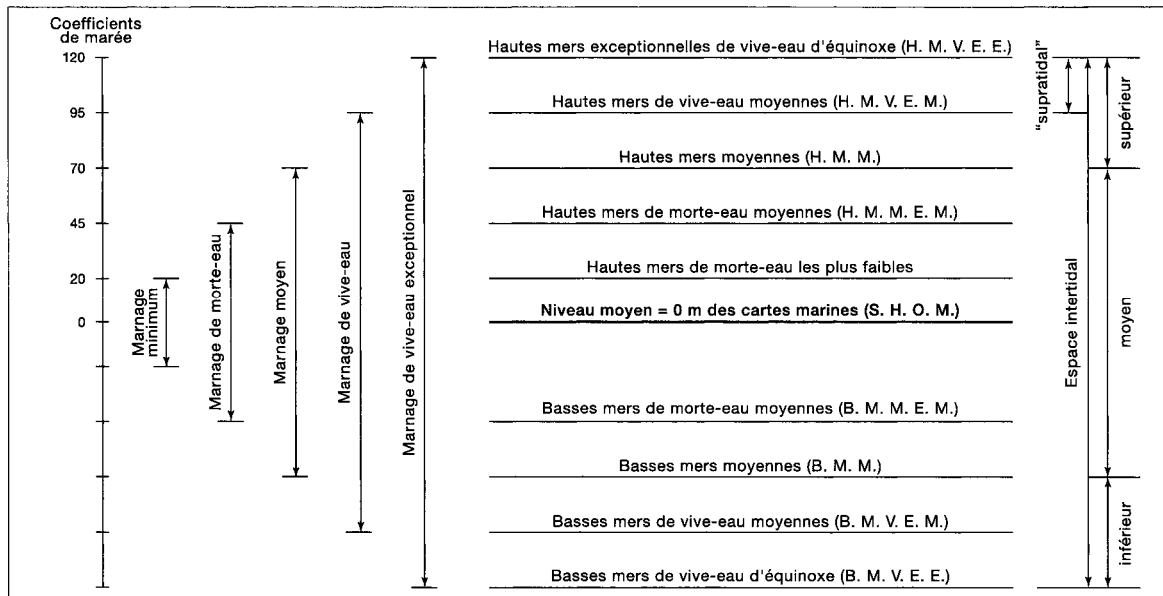
- **En zone intertidale**, la cartographie de l'estran à basse mer de vive eau est essentiellement descriptive, fondée sur des documents procurant une vision synoptique (photos aériennes IGN, survols aériens, compositions colorées de l'image SPOT 1986), étalonnés sur le terrain avec prélèvement d'échantillons bien repérés au sein des environnements (L'Homer et Minoux, 1987, 1988)²⁵. Dix faciès différents ont pu être distingués et cartés dans la zone intertidale. La cartographie figurée ici correspond à la vision des sédiments superficiels de l'estran à basse mer de vive eau (coefficient de marée de 100 à 110, cf. tabl. 2, p. 84) et suivant la configuration de 1986.

- **En zone subtidale**, il s'agit d'une cartographie sans vision directe de la couverture sédimentaire reposant sur les fonds marins, exception faite de la zone prospectée en sonar latéral où a été obtenue une reconstitution des principaux traits morphologiques de la couverture sédimentaire (Ehrhold et Auffret, 1996).

Cette carte, essentiellement interprétative, est basée sur l'analyse des échantillons recueillis par dragage. Elle tente de reconstituer le contexte hydrodynamique de dépôt en s'appuyant sur la direction des courants, la morphologie des fonds (levés bathymétriques SEUM 1958), et l'analyse des constituants sédimentaires. Le raccord entre cette cartographie subjective fondée sur un maillage d'informations assez lâche, et la cartographie des corps sédimentaires visibles à marée basse, s'est avéré délicat.

Le colmatage progressif du secteur estuarien est exprimé par les limites successives des herbues. Les anciens cours fluviaux sont figurés pour les positions extrêmes atteintes par les rivières, notamment lorsque ces configurations ont eu des répercussions désastreuses connues historiquement. Les anciens cours médians du Couesnon au sein des polders figurent soit l'ancien tracé du lit juste avant la canalisation, soit d'anciens cours ayant servi de référence pour fixer la nouvelle limite entre les départements d'Ille-et-Vilaine et de la Manche (cf. fig. 22, p. 120). Les lignes de rivage successives sur le littoral sableux entre Saint-Jean-le-Thomas et le Bec d'Andaine,

²⁵ Une thèse développant cette méthode cartographique a été soutenue par Y. Marchand en 1996 (cf. Bibliographie). Certains éléments des spatio-cartes de cette thèse ont contribué à la réflexion sur la cartographie de la zone des chenaux pré-estuariens.



Tabl. 2 - Fluctuations de l'espace intertidal en fonction du marnage

(D'après les niveaux marégraphiques définis par Fomes et Reinold, 1973, Gauthier, 1978 et Gougenheim, 1959)

reconnues sur photos aériennes ou cartes (1934) coïncident avec la bordure érodée de la dune, marquée par la limite de la couverture végétale.

Dans le marais de Dol, faciès et traits morphologiques anciens font ressortir la dynamique de mise en place des derniers dépôts avant l'endiguement des marais (= effet de la transgression du Dunquerkien III)* ainsi que la zone d'influence de l'estuaire du Couesnon dans le passé (faciès de schorre, à indice FMz).

LITHOLOGIE DE LA COUVERTURE MEUBLE DU DOMAINE MARIN

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES SÉDIMENTS

L'intense activité hydrodynamique et biologique qui caractérise la baie, explique la richesse de ses sédiments en carbonate, aspect inattendu pour un « modèle de sédimentation en zone tempérée » (Larsonneur, 1982).

La fraction carbonatée des sédiments est uniquement faite de débris d'organismes marins. Les vastes bancs de sables grossiers à graveleux du domaine subtidal sont les plus riches (50 à 90 %) et peuvent être qualifiés de biolithoclastiques, voire de bioclastiques. Partant de là, les teneurs s'abaissent progressivement, d'une part vers le large (fonds graveleux à caillouteux), et d'autre part vers les parties supérieures de l'estran où les tangues contiennent de 40 à 50 % de calcaire. Par ailleurs des teneurs en carbonate de calcium très élevées, de l'ordre de 80 à 90 % y caractérisent les bancs coquilliers. De même, les sables de haute plage, compris entre Saint-Jean-le-Thomas et le Bec d'Andaine, sont riches en débris coquilliers (Larsonneur, 1989).

La calcite, généralement dominante, est accompagnée d'aragonite (5 à 25 %) et de calcite magnésienne. Cette dernière est surtout abondante dans la partie orientale de la baie (20 à 60 %), là où les sédiments se caractérisent également par des teneurs élevées en strontium et en magnésium (Larsonneur, 1989).

La fraction fine carbonatée ne provient pas uniquement de l'usure des bioclastes provoquée par les courants, le brassage des eaux lors du flot et le déferlement des vagues. La dégradation des tests coquilliers et des débris organogènes est facilitée par le travail des organismes perforants (Bourcart et Boillot, 1960). Au microscope, les fragments apparaissent finement creusés de galeries de quelques microns de diamètre. Il s'agit là de perforations d'éponges (*Clionia*), d'annélides (*Polydora*), d'algues ou de champignons (Fremy, 1945). Ainsi, outre de fins débris organogènes (bioclastes), la zone

subtidale fabrique des poudres calcaires qui, transportées par les courants, contribuent à la teneur élevée en calcaire des vases intertidales et des tangues*.

Les tests de foraminifères pullulent dans les sables fins (= thanatocénose) ; leur répartition a été étudiée en détail par G. Mathieu (1965, 1966). De même sur la haute slikke, les bancs de sablons alvéolaires (Sb) accumulés par fort vent en vive eau, sont essentiellement constitués de foraminifères (Lang *et al.*, 1973).

Le matériel sableux lithoclastique contient une forte proportion de quartz dont les caractéristiques morphoscopiques assez constantes traduisent une longue évolution.

Les minéraux lourds montrent une diversité des cortèges, résultant d'un triage hydraulique en fonction de la taille, de la forme, de la densité des espèces minérales. Ils révèlent aussi quelques apports locaux (Giresse, 1969). Les grenats et les tourmalines, fréquents dans les sables, caractérisent les apports du large. La teneur en grenats augmente dans les sables siliceux déposés par forts courants de flot. Les hornblendes se concentrent dans les dépôts fins de fond de baie : dans les sablons et les tangues des grèves, le cortège des minéraux lourds n'en renferme guère plus de 40 %, contre 70 à 90 % dans les tangues des estuaires.

Les zircons, minéraux denses et de petite taille, sont fréquents dans les sables fins et dans les tangues. Les hypersthènes, localisés dans le corps sableux de l'anse abritée de Cancale, proviennent du remaniement local d'une arène formée sur filons basiques. Épidote, augite, staurotide, disthène et divers minéraux ubiquistes* complètent le cortège (Larsonneur, 1989).

Ces minéraux lourds confirment l'origine des sédiments détritiques : une grande partie du matériel sableux provient du domaine marin. Toutefois, la marque d'un recyclage des limons pléistocènes locaux apparaît dans les tangues où le zircon, minéral caractéristique, est relativement abondant (Larsonneur, 1989).

Dans la baie, comme dans le golfe normand-breton, on constate une grande homogénéité du cortège argileux. Ceci tient au brassage des sédiments mis en suspension par la navette des courants tidaux. Illite et kaolinite sont les minéraux cardinaux, accompagnés par la chlorite et divers interstratifiés : illite-chlorite, illite-vermiculite, complexes gonflants (Giresse, 1969 ; Nikodic, 1981 ; Larsonneur, 1989).

RÉPARTITION DES FACIÈS

Contrairement à une idée couramment répandue selon laquelle la grosseur des sédiments décroît du rivage vers le large, dans la baie du Mont-Saint-Michel, les sédiments les plus grossiers sont situés au large et les plus fins à la partie supérieure de l'estran (Phlipponneau, 1956).

Le gradient granulométrique décroissant du large vers le littoral reflète la réduction progressive de l'énergie de transport des sédiments par les eaux marines lors du flot (fig. 14). Très étiré suivant l'axe médian (= zone pré-estuarienne), ce gradient se présente de façon plus resserrée dans la baie de Cancale-Cherruieux. Le tri progressif d'aval vers l'amont produit un large éventail de sédiments qui s'enchaînent graduellement depuis les galets à l'entrée de la baie, jusqu'aux tangles argileuses des parties internes des schorres.

Au sein de ce schéma évolutif général se différencient, par place, divers corps sédimentaires générés par la dynamique macrotidale et localement par les houles : bancs bioclastiques grossiers subtidaux, vastes bancs de sables à petites et moyennes rides hydrauliques, nappes de sables siliceux riches en minéraux lourds, levées sableuses des chenaux de marée en milieu intertidal et bancs coquilliers intertidaux ou supratidaux (L'Homer et Caline, 1993). A ces divers faciès détritiques, il faut ajouter les bioconstructions des hermelles.

La description des sédiments qui suit est présentée suivant les grandes subdivisions géographiques présentées p. 71, en respectant l'étagement des faciès entre la zone subtidale et la zone intertidale.

FACIÈS DU DOMAINE SUBTIDAL

Secteur occidental : l'entrée marine de la baie

• *Rudites*

Cl et Gl. Rudites lithoclastiques prédominantes. Au large de la Pointe du Grouin, la violence des courants fait apparaître le niveau de base, « en fenêtre » au sein de la couverture sédimentaire du golfe normand-breton. Il s'agit d'une nappe peu épaisse de rudites (galets et graviers), dépôts reliques remaniés des dépôts fluviaux pléistocènes.

Ce matériel est essentiellement lithoclastique (cailloux : Cl ; cailloux et graviers : CGI ; graviers dominants : Gl). Il caractérise les fonds où les courants sont les plus violents ; seuls quelques gros tests coquilliers coincés entre des galets peuvent s'y maintenir par place. Localement, tout dépôt étant éliminé par les courants et la houle, le substratum se trouve à nu.

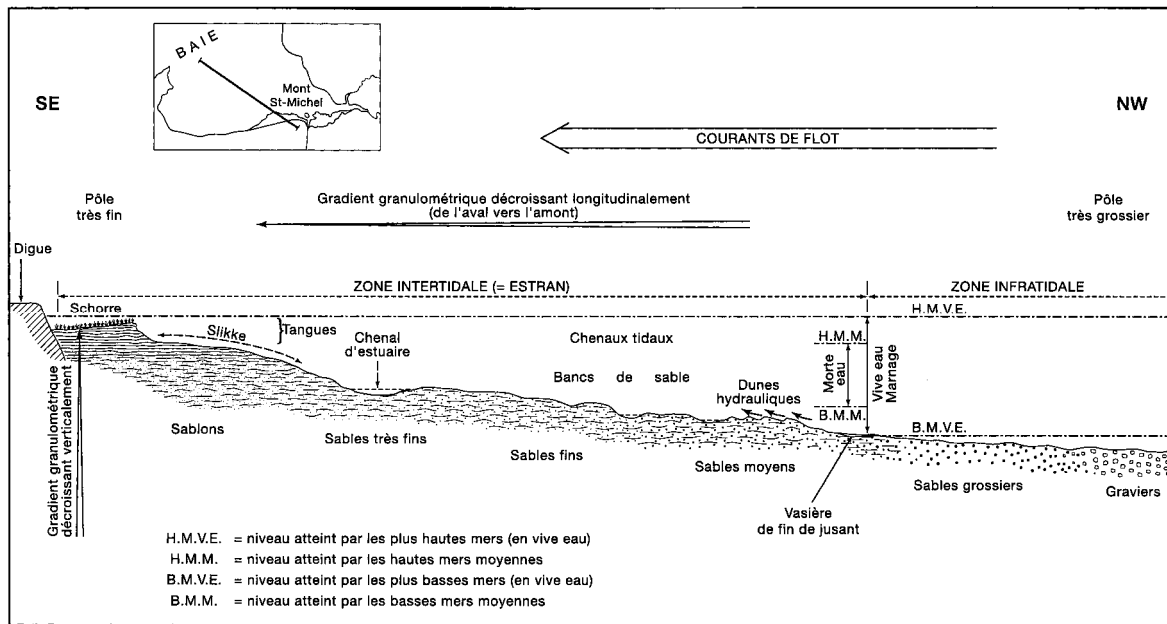


Fig. 14 - Succession des sédiments de l'entrée de la baie au fond de la zone estuarienne A. L'Homer - (Sans échelle)

Les rudites sont constituées de roches résistantes (cornéennes, siltstones, quartz filoniens et granites). Les galets calcaires sont extrêmement rares ; la phase carbonatée est essentiellement d'origine zoogène comme dans tout le reste de la baie.

CG, GC et G à indices Ib, bl et b. **Rudites des chenaux subtidaux.** Ces faciès sont étroitement liés aux trajectoires suivant lesquelles se distribuent les forts courants de flot pénétrant dans la baie. Les digitations de ces faciès en direction du Sud-Est font ressortir des chenaux subtidaux au sein d'anciennes vallées subtidales (paléo-Rance et paléo-Couesnon) dont la portion aval reste encore fonctionnelle.

La décroissance de la force des courants incidents par rapport au faciès précédant se manifeste par une diminution de la taille des éléments et un enrichissement en sable et en gros tests coquilliers (= faciès lithobioclastiques à indice Ib). Il s'agit de faciès à cailloux (galets) dominants (C1b), à cailloux prédominants mêlés de graviers (CG1b), et à graviers prédominants admettant quelques galets (G1b).

Les fonds rocheux et à galets balayés par les courants constituent l'habitat d'élection des organismes fixés : *Chlamys varia*, *Pomatourous lamarcki*, *Sabellaria spinosa*, qui cohabitent avec des bryozoaires encroûtants et des hydraires (cf. Retière, in Larsonneur, 1989). On observe également la présence de nombreux organismes benthiques libres ou attachés par leur byssus, principalement des lamelibranches : *Buccinum undatum*, *Lapidopleurus asellus*, *Ocihebra erinaca*, *Pliumnus hirtellus*. Les foraminifères sont présents avec une prédominance des miliolidés sur les rotalidés ; des espèces fixées, décrites par G. Mathieu (1966) se rencontrent également.

Si l'on descend d'un cran dans la capacité de remaniement et de transport des matériaux sur le fond par les courants, les faciès précédents CG et GC s'enrichissent fortement en tests et gros débris coquilliers à tel point que la phase bioclastique l'emporte (50 à 70 % de carbonate de calcium) sur la phase lithoclastique : ce sont les faciès bio-lithoclastiques, CGbl et GCbl. À ce niveau de compétence des courants, se rencontrent également les faciès à graviers : graviers lithoclastiques (G1) et lithobioclastiques à bio-lithoclastiques (30 à 70 % de CaCO₃) regroupés sous le seul indice G1b. Là où la force du courant n'autorise plus le transport de graviers, elle peut encore déplacer et sédimenter des tests coquilliers de taille équivalente, mais de densité moindre. Il s'agit là d'un faciès rangé dans la classe des « graviers » (au sens granulométrique du terme) mais qui est en fait une coquinite contenant plus de 70 % de bioclastes calcaires (Gb).

La représentation cartographique de ces faciès en corps allongés, nécessairement grossière, semble coïncider dans ses grandes lignes avec les

reconnaisances détaillées des fonds, qui révèlent l'existence de rubans sableux et coquilliers bien classés, larges de quelques mètres, reposant sur un substrat graveleux (Ehrhold *et al*, 1997).

• **Rudites + arénites**

SC, SG. **Rudites + arénites**. Il s'agit de faciès mixtes comprenant un mélange d'arénites (sables) et de rudites (cailloux et graviers). Dans la pratique, le mode de prélèvement des sédiments ne permettait pas, le plus souvent, de savoir si l'échantillon prélevé correspondait à une nappe de sable peu épaisse recouvrant une nappe de galets ou de graviers, ou bien s'il s'agissait d'un « sédiment actif » fait majoritairement de sables, mêlés à des graviers par les courants en phase de vive eau.

La phase sableuse est représentée par des sables grossiers (SG), rarement par des sables moyens (SM, Sm). Ces sédiments se trouvent principalement en tête des langues sableuses du prisme sédimentaire de la baie, en faciès lithoclastique (SCI, SGI). Ils apparaissent également en faciès lithobioclastique (SC Ib, SG Ib), en bordure des « couloirs » à rudites et également en épandage dans des zones à courants modérés faisant suite à des nappes de rudites.

Gb, SCb, SGb, Sgb, Smb. **Rudites et arénites bioclastiques**. Quoique de granulométrie différente, ces sédiments sont décrits ensemble car ils représentent les divers chaînons granulométriques de vastes accumulations bioclastiques s'affinant graduellement d'aval vers l'amont. Le terme de « gravier bioclastique » doit être pris ici dans son sens granulométrique, conformément à la grille des faciès donnée en légende de la carte. En fait, ce faciès, constitué de plus de 70 % de débris bioclastiques, contient peu de graviers lithoclastiques ; en terme de faciès, il s'agit plus exactement de coquinites.

La genèse de larges bancs bioclastiques est due au fait que les tests coquilliers, les débris et particules carbonatées organogènes, plus légers, éliminés des cheminements de transit des courants alternatifs, viennent s'accumuler latéralement en position de moindre énergie pour constituer les levées coquillières de chenaux de marée subtidaux (L'Homer et Caline, 1993). Les développements les plus importants coïncident avec deux zones d'amortissement rapide des courants (cf. p. 77). La première se situe au Sud-Ouest, à l'entrée du golfe de Cherrueix où une vaste accumulation à granulométrie décroissante vers la côte découle de l'étalement en éventail des eaux incidentes lors du flot (fig. 13, p. 78).

Le second développement de faciès bioclastiques est situé au Sud-Est, sur la bordure opposée, là où les courants incidents s'amortissent à l'approche de l'obstacle que constitue le môle granitique de Carolles. Dans ce secteur, les interprétations des profils obtenus par sonar latéral - dues à A. Ehrhold -

révèlent un style contrasté de bancs bioclastiques (GCb à Smb), de formes allongées, séparés par des couloirs de sédiments un peu plus grossiers.

Dans le golfe de Cherrueix, les faciès de sables coquilliers allant en s'affinant Sgb, SMb, Smb, montrent des variations dans le matériel bioclastique. Les tests épais de gros lamellibranches (huîtres, praires, pectens) sont abondants dans le matériel coquillier le plus grossier. Les coquilles de grandes huîtres proviennent des bancs d'huîtres « pied de cheval » exploités inconsidérément jusqu'au début de ce siècle par dragage et dont il ne reste aujourd'hui que des bancs restreints. A l'opposé, les sables coquilliers fins comprennent principalement des tests et débris de petits lamellibranches, notamment de coques (*Cerastoderma*, anciennement *Cardium edule*) et de moules.

La présence de maërl (*Lithothamnium calcareum*) observée dans plusieurs échantillons dragués est signalée sur la carte par une étoile brune. Il s'agit de débris entraînés par les courants de flot ; ils proviennent de la terminaison méridionale de la nappe de maërl située plus au Nord, reconnue par P. Hommeril (cf. carte géologique Granville).

Signalons encore que les levés récents (écho-sondeur, sonar latéral) confirment une assez large implantation de bancs de crépidules dans toutes les zones légèrement envasées (VM/Sg), c'est-à-dire là où les courants s'affaiblissent (Ehrhold *et al.*, 1998). Il semble établi que les bancs de crépidules contribuent par leur activité à l'extension des nappes vaseuses.

• **Arénites** (taux de rudites < 15 % et de lutites < 5 %).

Sg. Sables grossiers (2 à 0,5 mm). Ce sédiment essentiellement sableux, généralement bien classé, n'est visible à basse mer de vive eau qu'en de rares points de l'estran ; il constitue le dernier maillon des faciès de la zone subtidale. Coïncidant géographiquement avec des zones de détente hydraulique, ce faciès est, le plus souvent, très riche en débris coquilliers (voir ci-après les faciès bioclastiques).

À l'ESE de la pointe du Grouin, aux Banchets, a été reconnu un champ de grandes dunes hydrauliques, sableuses, rectilignes, s'appuyant sur le substrat rocheux (Auffret, 1982). L'amplitude, de l'ordre de 4 m en moyenne, et la longueur d'onde sont modestes. L'asymétrie des structures indique que la partie orientale est modelée par les courants de flot et la frange ouest par les courants de jusant (Ehrhold et Auffret, 1996).

FACIÈS DU DOMAINE INTERTIDAL INFÉRIEUR ET MOYEN

Secteur sud-ouest : fond de golfe et Grand banc des hermelles

Ce secteur de la baie se situe entre l'environnement abrité de Cancale et la bordure sud de la partie estuarienne un peu au Nord du banc des hermelles. On observe le passage graduel d'un pôle de basse énergie (= mud flat de la baie de Cancale) à un secteur de moyenne énergie (= sand flat du secteur de Cherrueix). La présence de rares ruisseaux de drainage du marais de Dol y introduit localement une composante estuarienne (Caline, 1982 ; Caline et al., 1982).

Remarque : à l'extrémité nord-ouest de la carte, au pied des falaises vives du Massif de Saint-Malo, un matériel sableux et graveleux s'accumule dans les criques, en constituant des plages. Il s'agit essentiellement de sables fins à grossiers dérivant du matériel granitique local. Ces sables se caractérisent par leur hétérogénéité ($So = 2,09$) et le diamètre élevé des constituants du stock granulaire (médiane = 2,2 mm). Ces sédiments seront décrits dans la notice de la carte géologique Saint-Malo.

• Le secteur de Cancale

VE, Tg, S, Sf. **Estran vaseux de Cancale.** Entre Cancale et Château-Richeux, la carte indique que le faciès vaseux (VE) envahit l'ensemble de l'estran. Aucune rupture morphologique ou sédimentaire ne permet de distinguer la basse slikke (ou estran inférieur) de la slikke (ou estran moyen) qui sont constituées toutes deux d'une épaisseur variable de vase (10 à 60 cm), saturée en eau et riche en matière organique, parcourue par des « ruets » étroits qui assurent l'écoulement des eaux. Les vases silteuses de l'estran (VE) reposent sur un niveau plus ferme, formé soit de coquilles noires de lamellibranches (huîtres surtout), ou de graviers schisteux, soit de tange ancienne consolidée (Caline *et al.*, 1982).

L'épaisseur des sédiments est liée, d'une part aux installations ostréicoles qui concentrent localement le stock de vase, d'autre part au régime des vents, qui contrôle la répartition de la vase (Migniot *et al.*, 1979 ; Nikodic, 1981 ; Sornin, 1981). La turbidité des eaux s'accroît avec la force du vent ; aussi les dépôts fins subissent-ils d'importantes variations saisonnières. Le matériel remis en suspension est soumis aux courants de marée giratoires de la baie de Cancale. Les importants envasements observés depuis 25 ans sont dus à des coups de vent soufflant d'Est et surtout du Sud. A l'inverse, les longues périodes de vents d'Ouest conduisent à un lent dévasement des installations ostréicoles. En outre, la forte concentration des mollusques engendre des biodépôts constitués de particules agglomérées entre elles par du mucus (Sornin, 1981).

Alors que les trois composants granulométriques (sable, silt, argile) sont présents en quantités égales sur la basse slikke, la proportion de vase (silt + argile) l'emporte sur le stock sableux au niveau de l'estran moyen.

Entre Château-Richeux et l'étroit estuaire de Saint-Benoit-des-Ondes, le voile de vase se déchire au niveau de l'intertidal moyen laissant la place à des placages de tange (Tg), de sablons (S) et de sables très fins (Sf).

Ces dépôts fins de la slikke et de la basse slikke abritent de nombreux bivalves et annélides benthiques : *Scrobicularia plana*, *Nereis diversicolor*, *Cerastoderma edule* notamment. Ils contiennent de 35 à 45 % de carbonate de calcium (Caline, 1981).

• **Le secteur de Cherruex**

Sm, Smb, Sf, S. **Sables et sablons de l'estran.** Cette zone qui s'étend de Saint-Benoit-des-Ondes aux abords du bioherme des hermelles se caractérise par un environnement de plage à très faible pente, de type wadden*, intermédiaire entre la zone abritée de Cancale et le secteur des courants de marée alternatifs.

La rose des courants de marée (Serv. Hydr. Mar., 1953 ; Mathieu, 1966) présente une forme intermédiaire entre le type alternatif de l'axe de la baie et le type giratoire de l'anse de Cancale. Les effets de la houle dans ce secteur sont matérialisés par la formation et la migration des nombreux bancs sableux (Sm, Sf) et coquilliers (Smb) sur le domaine intertidal.

Faisant suite aux parcs à huîtres de la baie de Cancale, 200 km de bouquets à moules sont implantés sur la partie inférieure de l'estran. En amortissant les houles et les courants, ces installations déterminent un espace de calme relatif où une sédimentation vaseuse se manifeste, accélérée par l'action biologique des moules (Migniot *et al*, 1979 ; Nikodic, 1981).

Au sein de cette zone, les deux exutoires des eaux des canaux du marais de Dol génèrent des levées de vases estuariennes (Tm), assez homogènes, séquentes sur le dispositif étagé des faciès de l'estran.

Sf, S, Sm. **Sables et sablons de l'estran.** Les sables fins (Sf) et très fins ou sablons (S) présentent un modelé presque plan, orné de petites rides transversales de courant et d'oscillation.

L'étude granulométrique du sédiment meuble de l'estran montre un passage continu de la basse plage à la haute plage, de sorte qu'aucune coupure nette n'apparaît entre les domaines intertidaux moyen et inférieur. Toutefois, des organismes très dépendants des paramètres hydrodynamiques et de sali-

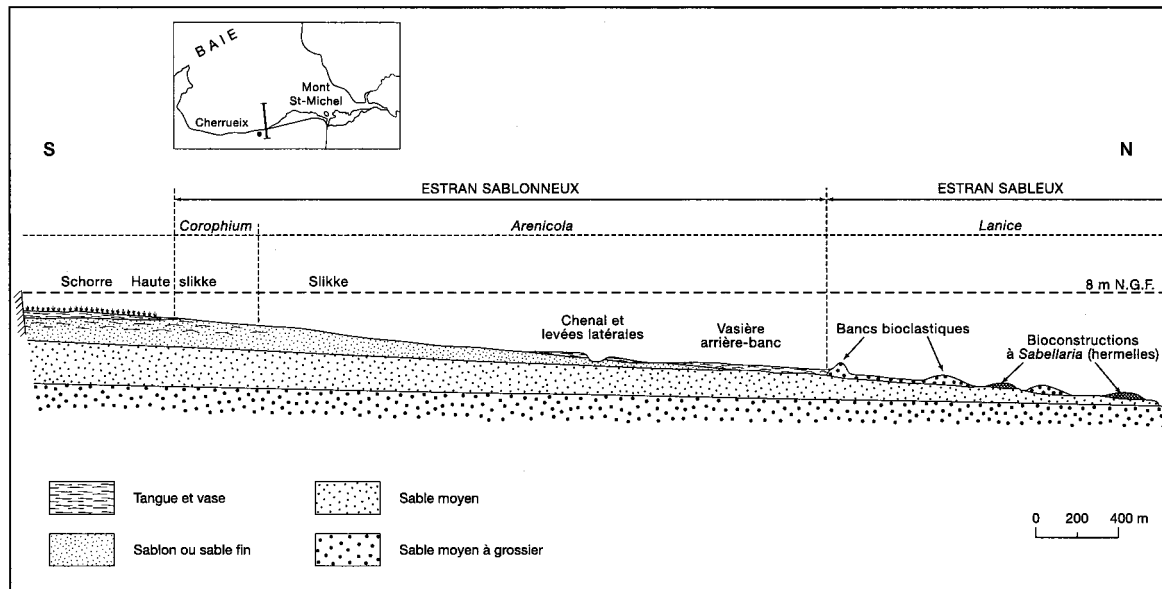


Fig. 15 - Coupe de l'estran dans le secteur de Cherruix - La Chapelle Sainte-Anne (D'après Caline, 1982)

nité ont permis à B. Caline (1981) de subdiviser l'estran sableux en trois faciès étagés depuis le niveau des plus basses mers jusqu'au niveau de l'estran moyen (fig. 15) :

- le faciès à *Lanice* en dessous de + 0,5 m NGF (Sm-Sf)
- le faciès à *Arenicola* entre - 2,5 m et + 3 m NGF (Sf)
- le faciès à *Corophium* de + 2,5 m à + 5 m NGF (S)

Des analyses granulométriques distinguent ces trois sédiments en terme de dynamique des dépôts (Caline, 1981) :

- au bas de l'estran, les sables à *Lanice conchilega* (Sm à Sf - cf. ci-après) ont des caractéristiques granulométriques qui reflètent l'action prédominante des courants de marée ;
- les sables très fins et sablons à *Arenicola marina* (faciès Sf à médiane de 0,1 mm environ), sont caractéristiques des dépôts littoraux où les rides d'oscillation et de courant interfèrent fréquemment ;
- le sablon à *Corophium* (S) est orné majoritairement de rides d'oscillation (fig. 15).

La richesse en carbonate est liée à la granulométrie du matériel arénitique. Les valeurs restent inférieures à 50 % pour le faciès à *Corophium* et peuvent dépasser 60 % pour le sable à *Lanice*. Toutefois, le traitement de l'image satellitaire de 1986, par accentuation des contrastes dans le canal infrarouge, révèle un appauvrissement en carbonate des faciès sableux de l'estran moyen (faciès biolithoclastique Sflb à lithoclastique Sfl).

Les bancs sableux qui s'échelonnent sur l'estran s'organisent en chapelets suivant une diagonale conforme à la direction des houles dominantes. Le mode et la vitesse de migration de ces bancs ont été étudiés par Caline (1981), Larsonneur (1989) et Bonnot-Courtois (1994). Les bancs se caractérisent par une amplitude faible (40 cm au maximum), par une granulométrie plus grossière (0,250 à 0,350 mm = faciès Sm) et par un meilleur classement dû à l'effet de vannage par la houle (Caline *et al*, 1982).

Tm. Tange* estuarienne des canaux du marais de Dol. Au sein de ce secteur de la baie, les deux exutoires des eaux des canaux du marais de Dol génèrent des levées de vases estuariennes (Tm), assez homogènes, séquentes sur le dispositif étagé des faciès de l'estran.

VE, VE/Sf. Placages de vases. Ceux-ci sont constitués d'une vase molle dont l'épaisseur et la répartition varient d'une marée à l'autre. Ces placages se rencontrent préférentiellement à proximité des obstacles qui constituent les bouchots et les anciennes pêcheries. Les placages vaseux homogènes et épais sont cartographiés en teinte pleine, les placages peu épais alternant avec un faciès sableux (ex. VE/Sf) ont été figurés par des hachures.

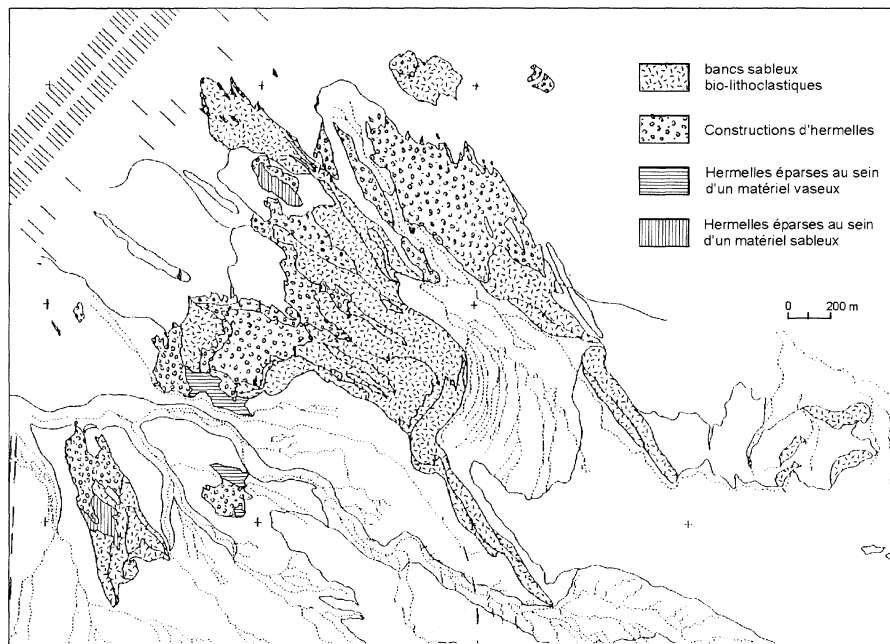


Fig. 16 - Carte du Grand banc des hermelles (Caline, 1982)

Sgb, SMB. **Formes et faciès liés aux annélides** : biohermes et sédimentation. Particularité de la baie du Mont-Saint-Michel, les annélides à tubes arénacés sont abondants dans le domaine intertidal inférieur.

H. Les hermelles²⁶. Les « hermelles » correspondent à des biohermes construits par des annélides polychètes (*Sabellaria alveolata*, Linné) dont les terriers (tubes arénacés verticaux) sont jointifs. En coupe, ces hermelles apparaissent comme des buissons arborescents qui peuvent s'élever jusqu'à 1 m de hauteur, parfois 1,5 m au-dessus du niveau de l'estran environnant.

Ces annélides construisent leur gaine arénacée grâce à un organe constructeur qui trie les grains de sable et ne retient que les débris coquilliers de forme plate. Ceux-ci sont englués par un ciment organique à base de phosphore, calcium et magnésium, puis disposés en entonnoir autour de la cuvette terminale (Vovelle, 1965). En coupe, le tube arénacé présente une structure de petits entonnoirs emboîtés. La taille des débris bioclastiques utilisés varie de 500 à 800 μm ; elle s'accroît avec l'âge de l'annélide, la durée moyenne de vie étant de 4 à 5 ans avec un maximum de 10 ans. La grande similitude entre la granulométrie des tubes arénacés et celle des corps sableux (de teinte jaune orangé) qui environnent les récifs serait due à un mouvement alternatif du sédiment entre une forme stockée (piégeage dans la bioconstruction) et une forme mobile (Gruet, 1982). L'appareil sableux le plus volumineux est représenté par la Grande bosse, longue de 1 500 m et haute de 1 à 1,5 m, dont la forme évolue régulièrement au sein du Grand banc des hermelles (fig. 16 qui représente la situation en 1982).

Les facteurs abiotiques indispensables à la survie et au développement des récifs d'hermelles sont : l'existence de courants et de houle (renouvellement rapide des eaux porteuses de nourriture et d'oxygène dissout). Par suite, les constructions récifales tendent à se développer en s'orientant perpendiculairement à la direction des actions hydrodynamiques dominantes (Gruet, 1982).

Le développement des édifices en largeur et en hauteur s'effectue par adjonction de nouvelles générations de vers, entre ou sur les précédentes. L'accroissement vertical moyen varie entre 12 et 15 cm par an (Gruet, 1982). Par soudure des blocs entre eux, on peut aboutir à une forme en plattier à surface légèrement moutonnée. Depuis la disparition du banc d'hermelles de la Frégate (R. Mathieu *in* Caline *et al.*, 1988), les hermelles ne sont plus observables que sur deux sites : le Grand banc des hermelles et les hermelles fixées au pied de la falaise de Champeaux).

Une monographie pluridisciplinaire renfermant de très nombreuses données sur les hermelles a été publiée en 1988. Caline *et al.*, doc. n° 156 BRGM, puis traduite et publiée en anglais (Kirtley, 1992).

- *Le Grand banc des hermelles* est situé à 6 km au Nord-Est de Cherrueix. Il couvre 4 km² et constitue le plus vaste ensemble d'hermelles jamais observé dans la nature (Caline *et al.*, 1988) (fig. 16). Déjà signalé sur les cartes du début du XIX^e siècle, ce bioherme se serait fixé sur un banc coquillier de grandes huîtres, à proximité de l'ancien débouché naturel du Couesnon. Un levé cartographique détaillé par Richer en 1921 puis diverses observations et levés (Richer 1921 repris par Dollfus, 1960 ; Mathieu, 1966 ; Legendre, 1980 ; Caline, 1982 ; Le Rhun, 1982), ainsi que les missions de photos aériennes et les images satellites permettent de suivre l'évolution du banc (Gelugne, 1988 ; Marchand, 1996).

La survivance du Grand banc des hermelles en amont des anciens chenaux subtidiaux du Couesnon, s'explique par les marées de vive eau, qui produisent de forts courants et des eaux bien oxygénées, nécessaires à la vie de ces annélides (L'Homer et Caline, 1993). En revanche, depuis 1976, l'implantation de bouchots à l'aval des hermelles réduit l'agitation des eaux et la quantité de plancton disponible, mais surtout provoque des biodépositions liées aux moules. La conjonction de ces trois facteurs favorise l'envasement des tubes arénacés et limite le recrutement des jeunes annélides, ce qui menace à moyen terme la survie de ce bioherme exceptionnel.

- *Les bancs sableux à lanices*. Visibles sur les zones les plus basses de l'estran, notamment de part et d'autre du grand banc des hermelles situé au Nord-Est de Cherrueix, ces annélides polycètes tubicoles (*Lanice conchilega*, Pallas) sont développés sur des sables grossiers (Sg) à moyens (SM).

Quoique les tubes arénacés ne soient pas jointifs et soient relativement souples, ils constituent par leur forte densité un piège à sable susceptible de surélever la surface des bancs d'une vingtaine de centimètres par rapport au niveau de l'estran (Caline *et al.*, 1988). En période de vive eau, les bancs de sable colonisés prennent des morphologies de banquettes ou de mamelons très aplatis séparés par des cuvettes à tests coquilliers et gravillons.

FACIÈS DU DOMAINE INTERTIDAL SUPÉRIEUR

Haute-slikke, schorre et bancs coquilliers

- À l'Ouest, de Cancale à La Chapelle-Sainte-Anne, on distingue un modelé de haute-plage passant vers le Sud-Est à un modelé de haute-slikke et de schorre.

- Au Sud-Ouest, entre Saint-Benoît-des-Ondes et Le Vivier-sur-Mer, trois unités morpho-sédimentaires s'observent sur le haut-estran (Caline, 1981 ; Caline *et al.*, 1982) :

LMz. **Tangues* estuariennes végétalisées.** La première est constituée par le groupement de la haute slikke et du schorre se caractérisant respectivement par un tapis végétal clairsemé puis dense. Ces contextes se développent principalement sur les rives orientales des chenaux, au Vivier-sur-Mer et à Saint-Benoît-des-Ondes, pour former des « pointes aux herbes ». Ils sont constitués essentiellement de dépôts de tangues, admettant, en bordure externe du schorre, des lits coquilliers interstratifiés.

Sgb, SGb, SCb. **Grands bancs coquilliers.** Une seconde unité morphosédimentaire est représentée par les alignements de grands bancs coquilliers qui prennent appui sur la bordure du schorre ou de la haute-plage. Ces « langues » coquillières (Dionne, 1966 ; Cazabat, 1968) ont une amplitude de 60 cm à 1 m pouvant atteindre localement 1,5 à 2 m ; elles peuvent mesurer jusqu'à 800 m de long et 100 m de large. La section de ces cordons est dissymétrique, le versant abrupt faisant face à la digue de Bretagne. Le matériel, essentiellement coquillier, admet des graviers et des petits galets à l'Est de Saint-Benoît-des-Ondes en se rapprochant des falaises et de l'emplacement de la digue détruite de l'ancien polder des Mielles. En direction de l'Est, le matériel s'enrichit en sable en même temps que s'affine le contenu coquillier. Ces thanatocoénoses sont constituées en majorité par des lamelli-branches vivant sur l'estran ou dans la zone infralittorale : *Ostrea*, *Cerastoderma*, *Macra*, *Mytilus*, *Solen*, *Tellina*, *Macoma* surtout. Ces cordons sont cartographiés en fonction de leur granulométrie. Localement se remarque la présence de galets de tange argileuse, « armée » de tests coquilliers.

VC. **Vasière d'arrière-cordon.** La troisième unité se situe en arrière des cordons coquilliers, où s'individualisent des microdispositifs lagunaires uniquement fonctionnels en vives eaux, à pleine mer. Des vasières d'arrière-cordons, abritées des houles constituent des cellules de décantation où se dépose une sédimentation très fine (médiane < 30 μ m) qui se signale en période d'assèchement par de larges fentes de retrait (Caline, 1981).

De nombreuses études ont été réalisées sur les cordons coquilliers actuels situés entre Château-Richeux et La Chapelle-Sainte-Anne (Dionne, 1966 ; Cazabat, 1968 ; Verger, 1968 ; Caline, 1982 ; Le Rhun, 1982 ; Gelugne, 1988).

L'estimation des volumes de matériel coquillier accumulé sur le haut-estran, a été effectuée par Larsonneur et Binard (1988), Larsonneur (1989) et Bonnot-Courtois (1994). Les données sur les cordons sont reprises dans l'article de L'Homer, Caline et Bonnot-Courtois (1995).

Les secteurs de Saint-Benoît-des-Ondes et du Vivier-sur-Mer sont de loin les plus pauvres en accumulations coquillières (superficie de 20 à 25 000 m²) correspondant à un volume de l'ordre de 15 000 m³. Dans les secteurs de Vildé-Hirel et de Cherruieux, les bancs, plus nombreux, occupent une super-

ficie totale de 140 à 150 000 m², les volumes de matériel bioclastique représentant entre 75 000 et 90 000 m³. Le secteur de La Chapelle Sainte-Anne présente des bancs majoritairement sableux de grande dimension, observables sur la carte (emprise au sol de plus de 500 000 m²), avec un volume de sables coquilliers de l'ordre de 130 000 m³.

Les apports annuels sur le haut estran sont estimés à 8 500 m³ (Binard et Larsonneur, 1988) dont 6 000 m³ pour le secteur de Cherrueix (Bonnot-Courtois, 1994).

Secteur nord-est : le littoral entre Champeaux et le bec d'Andaine

Domaine intertidal : plages sableuses et bande littorale

Sg, Sm, LMz, T-LMz. **Sables et tangles***. Sur les rivages du Nord-Est, entre Saint-Jean-le-Thomas et le bec d'Andaine, le domaine intertidal supérieur est celui des grandes plages sableuses. Le matériel biolithoclastique Smb1, Sgbl, (teneur en carbonate de l'ordre de 60 %) est engagé dans de longs cordons littoraux accompagnés de dunes.

L'action des houles dominantes de secteur NW s'exerçant au voisinage de la pleine mer est prépondérante. Elle se combine à celle des courants canalisés dans les vallées pré-estuariennes dont les détours viennent périodiquement saper le pied de la plage. Cette double action engendre une dérive littorale des sédiments vers le Sud et la formation au Bec d'Andaine d'une flèche constituée d'une succession de barres sableuses. La progression de ces dernières est interrompue par la rivière de Genêts sensiblement orientée E-W, et par le retour périodique du chenal de jusant commun à la Sée et la Sélune (fig. 25, p. 132). De façon cyclique, de nouvelles barres naissent en position externe. Les dépressions situées entre ces barres sont submergées en vive eau par des eaux turbides qui y déposent par décantation des tangles (LMz) semblables à celles de la haute slikke, mais recouvertes périodiquement par des dépôts éoliens de sable. L'exhaussement du sol permet le développement de zones colonisées par la végétation halophile avec les peuplements spécifiques de la haute slikke et du schorre.

La contrepartie des accrétions spectaculaires du Bec d'Andaine se trouve dans un recul actif du trait de côte de Dragey à Saint-Jean-le-Thomas (fig. 25). Au Sud de cette dernière localité, le recul spectaculaire de la ligne de rivage a mis à jour des tangles* anciennes (Tf, LMz, T-LMz) et des tourbes datées de 4 700 à 3 000 BP, comprenant une assise de galets interstratifiés. La majeure partie des galets de la basse plage de Saint-Jean-le-Thomas provient de l'érosion de cet ancien dépôt.

Le substratum de tangues anciennes existe sous la haute plage et les sables dunaires, sur tout ce littoral ; il se poursuit vers l'est sous les marais de la Claire-douve.

Tout ceci fait du littoral situé entre Saint-Jean-le-Thomas et le Bec d'Andaine, un contexte mixte, dont l'estran inférieur est de type pré-estuarien et l'estran supérieur de type plage dominée par la houle.

Dans cette zone mixte, le contact entre le milieu estuarien franc et les plages sableuses donne naissance à une large panoplie de figures et de structures sédimentaires (Bajard, 1966 ; Larsonneur, 1973 et 1979 ; Larsonneur et Doré, 1975).

En introduisant des facteurs de déséquilibre, plusieurs aménagements ont accéléré le recul du littoral : détournement vers la plage de Saint-Jean du Ru du Moulin qui se déversait autrefois dans les marais de la Claire-douve, et digues d'enrochements dont le profil en long, la pente et la dimension des quartiers de roche sont en déséquilibre avec le milieu. C'est juste au Sud de cette digue que le recul est le plus important (- 240 m entre 1947 et 1982, cf. Compain *et al*, 1988). À l'inverse, pour la même période, l'accrétion latérale maximum pour le littoral est de 190 m au Bec d'Andaine. D'après Larsonneur, le transit N-S de matériaux sur ce littoral est de 50 000 m³/an.

Les hermelles de Champeaux

Au Nord-Est de la baie, sur la partie inférieure du platier rocheux ceinturant le massif de Carolles, existent d'autres constructions à hermelles, faciles à atteindre à marée basse. Ces bioconstructions étudiées par Yves Gruet (*in* Caline *et al*, 1988) se trouvent, soit sur un substrat rocheux, soit sur un substrat sableux. Une « chaîne » de récifs s'est développée sur les murs d'une ancienne pêcherie.

FACIÈS DU DOMAINE ESTUARIEN

Le secteur du Mont (sensu lato)

Domaine intertidal inférieur et moyen : « flats » et chenaux de marée

Sm, Sf, Sfl, S. **Faciès du triangle pré-estuarien.** Ce secteur géographique se situe dans le prolongement des grands bancs de sables bio- et lithobioclastiques de la partie subtidale de la baie et se termine en pointe près de Tombelaine.

La morphologie de l'estran, très typée, s'organise autour des vallées pré-estuariennes et des chenaux de marées à levées sableuses (Sf) qui sillonnent

des grèves le plus souvent ornées de mégarides ou de petites rides. Au débouché de l'estuaire du Couesnon, sous l'effet « repoussoir » des courants de flot, les sables fins de levée (Sf à S) s'accumulent souvent en flèches convexes.

Les rides sableuses rectilignes, sinueuses, en croissant ou rhomboïdales, sont très développées dans la moitié aval. Leurs amplitudes varient de 15 cm à 50 cm et leurs longueurs d'onde de 1 m à 18 m. Leur fréquence diminue vers l'amont où elles ne figurent plus qu'en bordure des grands chenaux pour évoluer finalement en levées sableuses (Sf à S) (Caline *et al*, 1982).

Au Nord-Est du banc des hermelles, une série de bancs parallèles de sables bioclastiques (Smb) au sein de sables quartzeux (Sfl) marque la limite entre la zone pré-estuarienne et celle du fond de golfe.

Les processus de tris sélectifs générés par la dynamique des courants de marée alternatifs confèrent aux sédiments de cette zone des caractéristiques spécifiques. Des sables lithobioclastiques moyens, Sm (250 à 300 m), pénètrent en coin au sein du delta estuarien, hors de l'influence des grands chenaux tidaux. Sables fins (Sf) et sablons (S) prédominent pour le reste de cette zone avec un diamètre moyen compris entre 0,200 et 0,135 mm.

Dans les chenaux et au sein des rides de sable, un tri sévère élimine les particules fines (silts, argiles, micas) et les débris plats, plus légers (bioclastes). Il s'ensuit un bon classement des sables, une concentration en particules quartzueuses avec enrichissement en minéraux lourds (sables fins lithoclastiques : Sfl). Le processus de tri s'exacerbe durant les marées de très forts coefficients ; la fraction arénitique du sédiment peut alors atteindre 99 % avec une valeur pour S_0 de 1,28 et un faible taux de carbonates oscillant autour de 20 % (valeur minimale relevée : 16,5 %).

La contrepartie de cette sélection se trouve latéralement dans les bancs bioclastiques fins (Sfbl) à moyens (Smb1) contenant 50 à 70 % de carbonates. Ces bancs s'étirent sur la slikke*, parallèlement à la direction des courants alternatifs en zones de moindre énergie de ce « sand flat ».

Le brassage des sables quartzeux fournit les silts (grain moyen < 64 μm) qui entrent dans la composition des tangues. Le frottement des particules de quartz sur les particules bioclastiques produit également une partie des poussières carbonatées qui se décantent ensuite avec les dépôts les plus fins.

Les sédiments du lit des chenaux tidaux forment un continuum de dépôts mixtes, mal classés, (plus ou moins riches en tests coquilliers et débris divers) qui s'affinent progressivement du débouché des chenaux tidaux à la partie interne des estuaires (S-SM).

En fin de jusant, le processus de sédimentation est restreint au lit et aux rives basses des chenaux. La sédimentation comprend un feuillet de sablon ou de silt légèrement vaseux (dépôt de jusant : VE/S) recouvrant une strate de sédiments de granulométrie plus grossière, à tests coquilliers déposés lors du flot précédent.

La vie est pratiquement exclue dans les aires de dépôts de sables gris quartzeux par suite de la force des courants qui y provoque des remaniements continus (quelques holothuries). Elle redevient possible sur les grèves ornées de petites rides pour des espèces bien adaptées aux conditions dynamiques sévères du milieu : peuplements denses de *Cerastoderma edule* au sein de sables fins silteux, lithobioclastiques, contenant 35 à 40 % de carbonates, présence d'*Arenicola marina*, de *Macoma balthica* (Legendre et Guillon, 1981).

Sf, S, Tg. Faciès des débouchés estuariens. Cette zone est limitée à l'Ouest par les débouchés des estuaires du Couesnon et du Lerre (rivière de Genêts) et à l'Est par la zone de confluence de la Sée, de la Sélune et de la Guintre, juste en amont de la Roche Torin.

Les sables fins (Sf) et sablons (S) des sédiments des chenaux qui sillonnent les grèves autour de l'îlot de Tombelaine s'apparentent encore à la zone pré-estuarienne dont ils constituent l'extrémité orientale. Ces lieux sont, en effet, visités quotidiennement par la mer, même aux plus faibles coefficients de morte eau. Plus à l'est, les caractères marins s'estompent rapidement pour faire place à ceux du milieu estuarien.

La morphologie de cette zone est marquée par une forte dissymétrie entre les deux rives. La rive attaquée par les cours d'eau est marquée par une falaise de tangué* entaillant la haute slikke (talard), parfois le schorre, tandis que la rive opposée, qui s'empâte lentement, présente une pente très faible caractéristique de la slikke*. Les divagations des rivières (fig. 17 en hors-texte) engendrent l'alternance de ces situations morphologiques et l'existence de corps sédimentaires emboîtés (L'Homer, 1981). La sédimentation évolue latéralement vers des faciès de slikke (sablons, S, qui alternent avec des tangués silteux Tg).

S, Sf, Sm. Faciès des chenaux estuariens. Les chenaux sont occupés par des bancs de sables très fins, micacés (diamètre moyen : 0,135 mm), relativement propres, assez mal classés, intégrant des fins débris végétaux ou coquilliers et de petits galets ou boulettes de tangué argileuse et de rares galets de bois pourri (= dépôts liés à la fin du jusant, Sm, S).

Des sablons de levées bien classés (S) existent en bordure des chenaux, mais avec des caractéristiques moins affirmées qu'en secteur préestuarien (diamètre moyen : 0,120 mm ; sables : 98 % ; lutites : 1 à 2 % ; So : 1,32 ;

carbonates : 45 %). Aux abords de la Roche Thorin, ces sédiments sont déjà plus fins (diamètre moyen : 0,110 mm ; sables : 96 % ; lutites : 4 % ; So : 1,33 à 1,36 ; carbonates : 50 à 70 %).

S, Tg, Tm, Tf. **Faciès des tangles grossières de la slikke***

La caractéristique principale de cet environnement réside dans la variation cyclique des facteurs hydrodynamiques qui contrôlent la sédimentation dans une zone faisant la transition entre le domaine aléatoire des chenaux de marée et celui déterministe des dépôts de haute slikke et de schorre (fig. 18). Suivant le coefficient de marée, cette zone se situe tour à tour en régime turbulent dominant (marée de vive eau) et en écoulement laminaire dominant par marées de faibles coefficients. Par suite, les caractéristiques des dépôts fluctuent en fonction du coefficient de marée et de l'agitation des eaux.

Les sédiments s'échelonnent des sablons (S) aux limons marneux (Lm) et montrent une courbe de répartition granulométrique bimodale. Plus concrètement, telle surface de la slikke sera « transgressée » en périodes de vive eau par des sablons de chenaux, puis empâtée en morte eau par une succession de pellicules de décantation semblables à celles qui se déposent en vives eaux sur la haute slikke et le schorre. Autrement dit, les dépôts au niveau de la slikke se font par le biais de processus de translations alternatives des faciès, centrifuges en coefficient de marée croissant et centripètes en coefficient décroissant (L'Homer, 1981).

Ce type de dépôts tidaux cycliques, a été étudié dans le détail par B. Tessier (1990) ; ces études trouvent des applications pour la reconnaissance et la caractérisation des contextes intertidaux dans les séries géologiques anciennes. La variation cyclique des faciès, la finesse et la cohésion des pellicules silto-vaseuses, le temps d'émersion assez long, expliquent la grande richesse des dépôts de la slikke en structures mécaniques et organiques variées (Bajard, 1966).

L'éventail des dépôts va des sables très fins S (150 à 100 m, incluant 5 à 30 % de lutites), aux vases silteuses VE. Le diamètre moyen oscille entre 110 et 70 m (S à Tg) avec un taux de carbonate compris entre 35 et 60 % (Caline *et al.*, 1982). Les contraintes sévères du milieu estuarien avec des émergences plus ou moins longues, des variations de salinité et de taux d'humectation des sédiments entraînent une raréfaction de la faune. Les peuplements pluri-spécifiques sont souvent remplacés par des populations monospécifiques très denses. Les espèces les plus fréquentes sont : *Macoma balthica*, *Corophium volutator*, *Bathyporeia pilosa*, *Nereis diversicolor* (Legendre et Guillon, 1981).

Les tangues des chenaux sécants ont été distinguées (Tm) pour faire apparaître le réseau hydrographique. Il s'agit de tangues fines (Tf) à grossières (Tg), comparables à celles des criches*.

Domaine intertidal supérieur : haute slikke et schorre

Tf. Faciès des tangues fines rythmées. La limite inférieure de la haute slikke n'est atteinte que par 30 % des marées (marées de coefficient > 85). Le schorre n'est recouvert que par quelques dizaines de marées par an seulement (Phlipponneau, 1956 ; Larsonneur et Doré, 1975). Les eaux ne parviennent à ce niveau qu'en fin de flot, à l'approche de la pleine mer, lorsque les courants ont des vitesses faibles. La turbulence est donc réduite, l'écoulement laminaire prédominant, alors que la fraction sablonneuse est en majeure partie déjà déposée. Ces caractéristiques se reflètent dans la sédimentation des tangues. Il s'agit de dépôts rythmés, constitués de feuillettes millimétriques disposés en « doublets » résultant de la chute rapide des sablons et siltites, puis de la décantation des lutites (= tangues* fines, Tf).

A ces structures laminaires s'ajoutent parfois de fines structures lenticulaires et des lamines irrégulières, perturbées par la végétation au niveau du schorre (Dolet *et al*, 1965 ; Larsonneur et Doré, 1975). Il existe une grande homogénéité de ce faciès à l'échelle de la baie (= faciès « déterministe »). C'est le résultat, aux alentours de la pleine mer, d'une dynamique relativement unitaire contrastant avec ce qui se passe en début de flot (érosions et charriages sur le fond dans les parties basses).

Les parties externes des schorres, constituées en bordure des zones de relative agitation des eaux, sont riches en sablons. A l'opposé, les herbous formés en zone abritée des vents dominants sont riches en tangues fines limoneuses. Les granulométries oscillent entre 0,035 et 0,070 mm. La partie interne des schorres, généralement plus basse près des rivages, est très argileuse (décantations ultimes des eaux, mode avoisinant 30 à 40 microns, cf. fig. 19). En bordure des schorres ou des ruisseaux d'herbus, tout au contraire, les tangues sont très silteuses et forment de très légers reliefs (levées de criches*). Les taux de sédimentation sur le schorre sont variables dans les mêmes conditions, de quelques millimètres à quelques centimètres par an (Larsonneur et Doré, 1975 ; Lab. Centr. d'Hydr. de France, 1971-1977 ; Klingebiel et Larsonneur, 1980).

Données complémentaires sur les sédiments estuariens

• Vitesse de sédimentation des dépôts dans le secteur estuarien

Les taux de sédimentation varient avec l'activité des chenaux divaguant depuis des valeurs négatives (zones en voie d'érosion) jusqu'à des valeurs

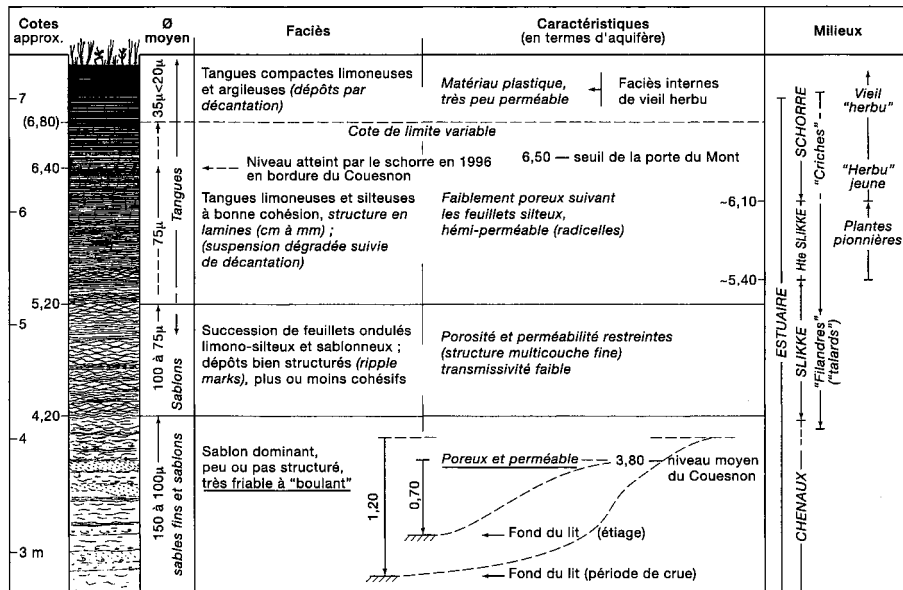


Fig. 18 - Caractéristiques des dépôts en séquence estuarienne (Couesnon)
 Coupe théorique au droit de la zone présumée de coupure de la digue-route (D'après A. L'Homer, 1996)

pouvant atteindre plusieurs décimètres par an et même davantage (1,2 m/an dans le cas du comblement d'un ancien lit estuarien).

Il suffit de se reporter à la séquence estuarienne (fig. 18) et au tableau 2 pour comprendre que les taux de sédimentation décroissent avec la réduction de l'épaisseur de la tranche d'eau turbide et avec la diminution de la fréquence des marées couvrant la zone considérée.

Les taux de sédimentation annuels se comptent en décimètres sur la slikke, en centimètres ou en millimètres sur la haute slikke et se situent entre 1 et 3 mm/an pour le schorre.

• **Processus d'érosion des sédiments estuariens**

Le comportement des sédiments du secteur estuarien de la baie et donc des tangues autour du Mont-Saint-Michel varie en fonction de leur texture et de leur teneur en eau et donc avec les cycles saisonniers.

Ainsi, à la fin de la période d'étiage, on constate un fort empâtement de tout le réseau estuarien (criches* incluses). A l'inverse, après la période des fortes crues et les marées d'équinoxe de printemps, tous les lits d'estuaires et de criches* sont fortement creusés, élargis grâce à des phénomènes d'autocurage, réactivés par la mise en charge des nappes aquifères. En effet, la saturation en eau des sédiments silto-sablonneux de la base de la séquence estuarienne (fig. 18) facilite leur fluage mais également les processus d'érosion latérale en pied de berge. Cette action, particulièrement active en fin de jusant de vive eau, provoque par sous-cavage l'éboulement de gros blocs de talus de schorre. Là où les berges d'herbus sont silto-sablonneuses, le recul du talus d'herbus peut atteindre jusqu'à 400 m par an (herbus de Saint-Léonard en 1980).

• **Lises et sables mouvants**

- Les *sables mouvants* alimentent les légendes et l'imaginaire collectif de la baie du Mont-Saint-Michel, mais leur existence est bien réelle et présente un danger authentique dans certains secteurs de la baie.

Les sables mouvants se rencontrent surtout en période de vive eau dans les zones estuariennes sédimentologiquement instables, là où les courants viennent de combler brusquement un chenal abandonné. Ils correspondent à des sablons déposés en masse, encore gorgés d'eau en profondeur, mais recouverts superficiellement par une mince pellicule silteuse, cohésive et souple (= dépôt de jusant).

Il suffit d'exercer une pression sur cette pellicule superficielle pour rompre l'équilibre instable et créer une émulsion de sablons vaseux et d'eau au sein des sédiments sous-jacents (phénomène de thixotropie). D'où la sensation

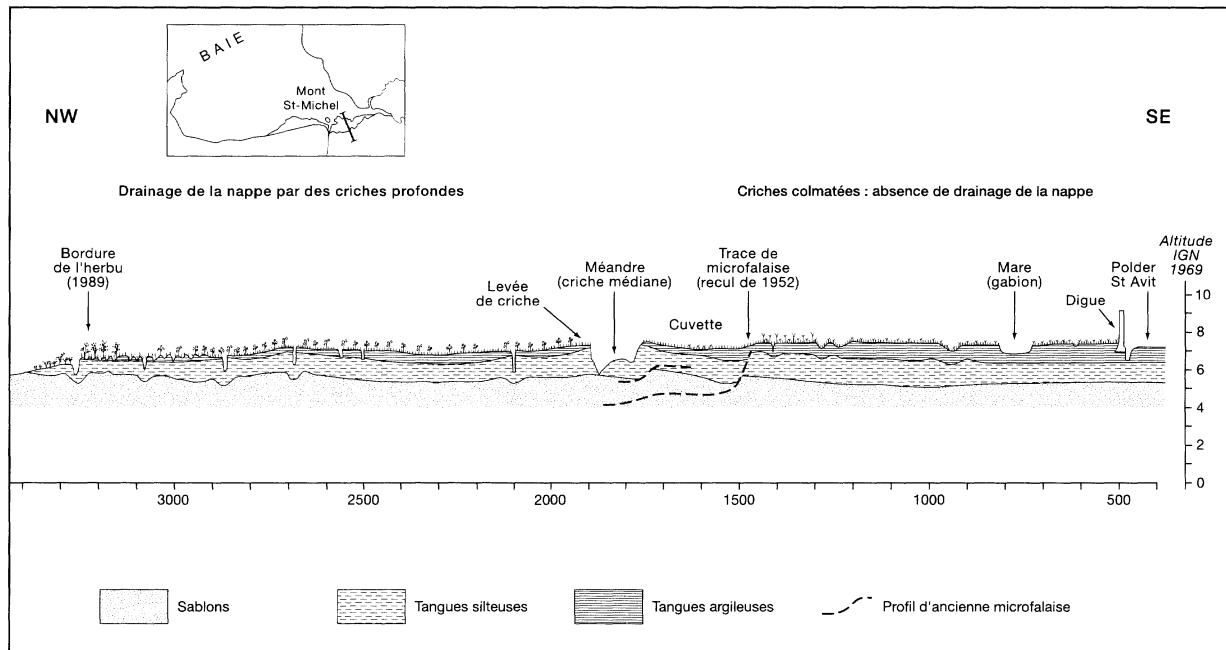


Fig. 19 - Variation de faciès au sein des herbus de l'Est (A. L'Homer, d'après le nivellement de 1981 par J. Le Rhun, actualisé 1989)

qu'on éprouve alors de marcher sur un tapis de caoutchouc qui reposerait sur un gel. Si la pellicule superficielle vient à se rompre, on enfonce très rapidement, et plus on se débat, plus on s'enfonce. Pour se dégager il faut, dès le premier instant, avoir le réflexe de se coucher en avant pour réduire la pression par cm^2 sur le sédiment et soulager les pieds de l'enfoncement.

- Les *lises* sont des accumulations de vases fines, riches en précolloïdes, qui se produisent dans d'anciens chenaux délaissés par les forts courants, ou bien dans le lit de criches ou de ruisseaux de slikke. Il faut éviter de traverser ces zones car on peut y enfoncez jusqu'à mi-cuisse.

• **Autres dangers particuliers de la baie**

Dans la baie, outre l'apparition soudaine de brouillard épais, deux situations particulièrement dangereuses doivent également être signalées.

- La première concerne la traversée d'une rivière en cours de surcreusement par le reflux d'une forte marée ou lors de fortes crues - les fonds sablonneux du lit y sont instables - on s'enfonce, et de suite on perd pied ... (cf. accident d'août 1994, près du Mont).

- La seconde cause d'accident intéresse la zone pré-estuarienne composée de bancs sableux larges et épais, comme il en existe au large de la plage de Dragey. Au début du flot, la marée pénètre par les chenaux tidaux relativement encaissés (fig. 13). La progression rapide du flot peut rester invisible aux yeux des promeneurs. Ceux-ci risquent alors l'encerclement par les eaux et seront, au mieux, sauvés par un hélitreuillage. C'est pourquoi depuis quelques années, la traversée de la baie depuis le Bec d'Andaine (Genêts) jusqu'au Mont doit se faire sous la conduite de guides homologués, disposant de cordes, boussole et liaison téléphonique ou radiophonique).

OCCUPATION ET MODIFICATIONS ANTHROPIQUES

DE LA BAIE

SITES PRÉHISTORIQUES ET HISTORIQUES ANCIENS

Paléolithique

• **Le site du Mont-Dol.** Découvert au siècle dernier, ce site est célèbre par la richesse en ossements de mammifères qu'il a fournis (voir Pléistocène, p. 57 et 58). L'industrie lithique récoltée en 1873 par Sirodot a été réinterprétée récemment (Monnier, 1987 ; Simonet et Monnier, 1991 ; Monnier *et al.*, 1995).

L'outillage, essentiellement en silex, est caractérisé par un débitage levai-lois. Typologiquement, il se rapproche du faciès moustérien de type La Fer-

rassié, ce qui le rattache au Paléolithique moyen récent. Toutefois une partie de l'outillage récolté lors des explorations de Sirodot pourrait se rattacher au Paléolithique supérieur (Monnier *et al*, 1985). Aucun équivalent de cette industrie n'a été reconnu ailleurs dans le Massif armoricain ; des affinités indéniables existent avec le gisement de Roc-en-Pail (Chalennes-sur-Loire, Maine-et-Loire) et celui de la grotte marine de La Cotte-de-Saint-Brelade, au Sud-Ouest de l'île de Jersey (Monnier *et al*, 1995).

Les sites d'approvisionnement étaient vraisemblablement situés sur la plate-forme marine alors exondée (galets de silex provenant de dépôts résiduels résultant de l'érosion d'assises crétacées au cours du Tertiaire et du Quaternaire ancien (cf. rubrique Histoire géologique).

Mésolithique

Cette période coïncide avec l'invasion marine de la transgression holocène qui a submergé les gisements de galets de silex liés, soit aux paléovallées fluviales pléistocènes occupant le fond de la Manche, soit à des paléo-cordons littoraux. Ce retour de la mer le long de nos côtes (proximité de ressources halieutiques, débuts de la navigation) est peut-être à mettre en relation avec la localisation de plusieurs sites (microlithes de silex) sur des caps rocheux dominant la mer : Pointe-du-Nid, Pointe du Grouin, Port-Briac, Cancale, Mont-Dol, sommet de la falaise de Carolles.

Néolithique

• **La période mégalithique.** La rareté des monuments mégalithiques sur la présente carte est due, pour partie, à des destructions anciennes (Mont-Saint-Michel, Tombelaine, Mont-Dol, Bouillon), mais également au fait que les massifs granitiques y ont une faible extension. Sur le massif de Carolles, subsiste le menhir de Vaumoisson. Au siècle dernier fut découvert, dans le sol du cimetière de Bouillon, un monolithe de 5 m de long. (Le Héricher, 1865). Les restes d'un menhir ont également été signalés à Bacilly. Au Sud de la carte subsistent deux menhirs classés (communes de Saint-Marcan et de Saint-Broladre (cf. carte géologique Dol-de-Bretagne). A la Pointe du Grouin, un modelé très érodé signale la trace d'un ancien cap fortifié. L'outillage lithique en silex et grès lustrés comprend un fragment de hache. Il est attribué au Néolithique (Langouët, 1988). Cet ouvrage défensif pourrait avoir été réutilisé à l'âge du fer.

Âge du bronze et extension de l'usage du bronze à la période celtique

La région est particulièrement riche en vestiges de cette période. Plusieurs sites de dépôts d'outils en bronze ont été signalés (Bronze III et période cel-

tique). Des haches à douille furent trouvées à Pontaubault en 1875 ; 160 haches à douille de type armoricain normal, à Carfantin en 1888 ; un dépôt de 300 hachettes (type de Couville) et 2 haches, à la Ville-Arthur, près de Saint-Broladre ; 23 hachettes à douille avec anneau latéral (type de Couville) à Moidrey en 1967 ; quantité de coins et de haches à Argennes, hameau du Val Saint-Père (Briard, 1965 ; Dastugue, 1967 ; Levalet, 1979). Une épée en bronze fut trouvée près de Beauvoir, lors du creusement du canal du Couesnon (A. Voisin, 1906-1907).

Les restes d'une pêcherie en bois datée de 3440 ± 110 BP ont été observés sur la basse plage du littoral en recul de Saint-Jean-le-Thomas (L'Homer, 1994 et 1995).

Âge du fer

Les vestiges de cette période sont rares (fibules à Genêts). Selon D. Levalet, cette rareté serait due à une persistance tardive de la métallurgie du bronze dans la région. Voir plus loin l'oppidum des Chateliers, réutilisé à l'époque romaine.

Période gauloise

Des sites à sel sont connus dans le marais de Dol, dès le 1^{er} siècle avant J.C. (cf. ci-après). A La Fresnais, de la poterie fine (1^{er} siècle après JC) a été découverte, associée à des troncs de bouleau (Meury et Sorre, 1979). Sur le territoire de Roz-Landrieux 440 monnaies armoricaines (coriosolites) furent découvertes en 1907 (Langouët, Faguet, 1974). Des pièces gauloises furent trouvées à Carolles, près de la Roche-du-Sar. Sur le site d'Argennes, commune du Val-Saint-Père, a été trouvé un vase gaulois.

Bas-Empire romain et invasions post-romaines

Lors de la réfection du pont de Pontaubault, en 1841, furent récoltées, sous 3 m de tange, 300 pièces du Haut-Empire s'échelonnant d'Agrippa à Vespasien. A proximité immédiate, l'horizon sableux situé sous les tangues et au-dessus du niveau tourbeux (cf. notice carte géologique Avranches à 1/50 000) a livré une pièce de César grand pontife et une autre à l'effigie d'Auguste. Aux vestiges énumérés dans le livret de cette carte géologique, on doit ajouter une déesse-mère en bronze (II-III^e siècle AD).

En 1912, l'éboulement de formations quaternaires bordant la haute plage de Saint-Jean-le-Thomas, éventa un puits contenant des centaines de pièces romaines en bronze et quelques-unes en argent (pièces émises entre Gordien, 237 après JC et Claude II-le-Gothique, 268-270 AD). Certains ont émis l'hypothèse que le trésor aurait pu être caché dans ce puits lors des pre-

miers débarquements saxons (276 AD). Des monnaies romaines ont été trouvées à Genêts, dont un Constantin (empereur de 306 à 337). En 1923, un habitant de La Rue, à Roz-sur-Couesnon, découvrit 25 à 30 kg de pièces romaines (fig. 20). La seule pièce conservée fut déterminée comme ayant été frappée à Trèves en 330-331 AD, sous le règne de Constantin-le-Grand (Langouët et Faguet, 1974).

Des monnaies du Haut-Empire ont été également recueillies dans l'ancien gué de Pontorson.

Une pièce en bronze de Justinien 1^{er}, datée de 539/540, a été ramassée sur la plage de Carolles à proximité du pied de la falaise, sous le Pignon-Butor (Dujardin, 1955).

Une pièce d'or romaine aurait été recueillie sous un coëron dans le secteur de la mare de Saint-Coulban (Lebesconte, 1898).

- **Vestiges de voie romaine.** En 1878, lors du creusement d'un tronçon de canal pour rectifier le cours du Couesnon, on découvrit, sous 3,5 m de tange, une chaussée de 10 m de largeur, pavée avec des dalles de dolérite et reposant sur un sol ancien tourbeux (Mauduit, 1907 ; Langouët et Souillet, 1974 ; Levalet, 1979 ; Langouët, 1994). L'examen de la carte IGN à 1/25 000 révèle que ce vestige de chaussée coïnciderait avec le prolongement vers l'Est de la NI76 (près de Sains) demeuré chemin rural. Ce tracé rectiligne suggère le franchissement de la vallée du Couesnon par un gué desservant une voie romaine (indications fournies par L. Langouët). Il s'agit de la voie reliant Corseul (près de Dinan) à Avranches. Une borne milliaire aurait été trouvée près de la ferme des Millardières ; selon Madame de Moïdrey, ce toponyme conserverait le souvenir de l'arpentage romain.

- **Vestiges d'oppidum ou d'éperons barrés.** Deux camps romains tardifs sont connus sur la partie du territoire de la feuille, le Camp de César au lieu-dit Les-Chateliers, en bordure de la falaise de Carolles, et le Grand-Dick*, situé au Nord de Saint-Léonard (commune de Vains). Pour le premier camp, il s'agit d'une réutilisation gallo-romaine de fortifications plus anciennes. Ces vestiges qui s'étendent sur près de 7 ha s'apparentent à ceux des camps retranchés de falaise, variante des *éperons barrés*. Ils dateraient de l'âge du fer selon Sir Wheeler et Richardson (1957). Une mise au point a été faite par D. Levalet (1979), après exploration du site. L'oppidum aurait pu être réutilisé par les populations gauloises (Unelles) lors de l'invasion romaine. La présence de poteries sigillées, de briques romaines et d'un dispositif de fossé creusé ultérieurement donne à penser qu'une partie de l'ancien oppidum a pu être relevé à la fin de l'Empire romain. Il aurait alors constitué, tout comme le camp situé près de Saint-Léonard, un des maillons du système défensif côtier construit pour s'opposer aux agressions

saxonnes : un système connu sous le nom de *Litus Saxonicum*. D'après les fouilles effectuées par D. Levalet en 1972, le camp du Grand-Dick, dont il ne subsiste qu'un des anciens parapets (talus de 350 m de long et 3 m de large), est de facture romaine. Il aurait été réutilisé ultérieurement comme l'indique la présence d'un fossé de type pré-féodal qui vient se surimposer aux petits fossés romains à forme en V caractéristique (Levalet, 1979).

• **Les sites à sel gallo-romains des sauniers-potiers (technique dite des « briquetages »)**. Il s'agit d'une fabrication artisanale qui est connue en Europe de l'âge du bronze à la Tène* finale.

À l'exception d'un site reconnu au pied de la falaise de Saint-Jean-le-Thomas par D. Levalet, tous les sites à sel indiqués sur la carte se situent dans le marais de Dol (fig. 20) où ils ont fait l'objet de plusieurs campagnes de prospection archéologique (indications fournies par L. Langouët), complétées par les études récentes de Madame Bizien-Jaglin, (Langouët, 1974 ; Langouët *et al.*, 1982 ; Bizien-Jaglin, 1982 ; Bizien-Jaglin, 1995). Sur la carte géologique, la position des sites est indiquée symboliquement par un petit carré. Les datations archéomagnétiques effectuées par le professeur Langouët sur des tessons et débris en terre cuite provenant tant des récipients (les augets) que des fours utilisés par cette première population de sauniers, révèlent que cette production de sel s'est développée du 1^{er} siècle av. JC au IV^e siècle ap. JC.

L'abondance des débris de céramique fruste sur les sites à sel s'explique par le procédé utilisé. En effet, après la phase d'évaporation-cristallisation obtenue par cuisson de la saumure, le culot de sel était récupéré en brisant le récipient de terre cuite. L'extraction du sel par les sauniers-potiers apparaît tardivement dans le marais de Dol comparativement à d'autres sites du littoral atlantique. L'épisode régressif du bas niveau romain (qui s'étend du 1^{er} siècle avant JC au III^e siècle après JC), met les sols les plus hauts (levées en bordure de criches) hors d'atteinte des marées de vive eau et provoque un dénoiement relatif des marais. Cette configuration a probablement favorisé l'émergence de la technique que nous dénommons des potiers-sauniers par opposition à celle du bouillon en chaudière métallique qui prendra le relais dès le Haut Moyen-Âge. A l'inverse, la remontée du niveau marin qui se fait sentir dès la fin du III^e siècle (amorce de la transgression du Dunkerquien III) a pu être fatale à cette extraction du sel qui disparaît aux environs de 320-350 après JC (Meury et Sorre, 1979 ; voir également p. 40).

Une datation ¹⁴C de débris de charbons de bois récoltés sur le site du Pont-de-la-Motte (Roz-sur-Couesnon) - site étudié en détail par Madame Bizien-Jaglin, après une première exploration par L. Langouët - a donné un âge plus ancien que prévu (2 940 ± 90 BP, lab. BRGM, 1994). M.T. Morzadec-Kerfourn nous a suggéré qu'on avait ainsi détecté *pro parte* l'âge de

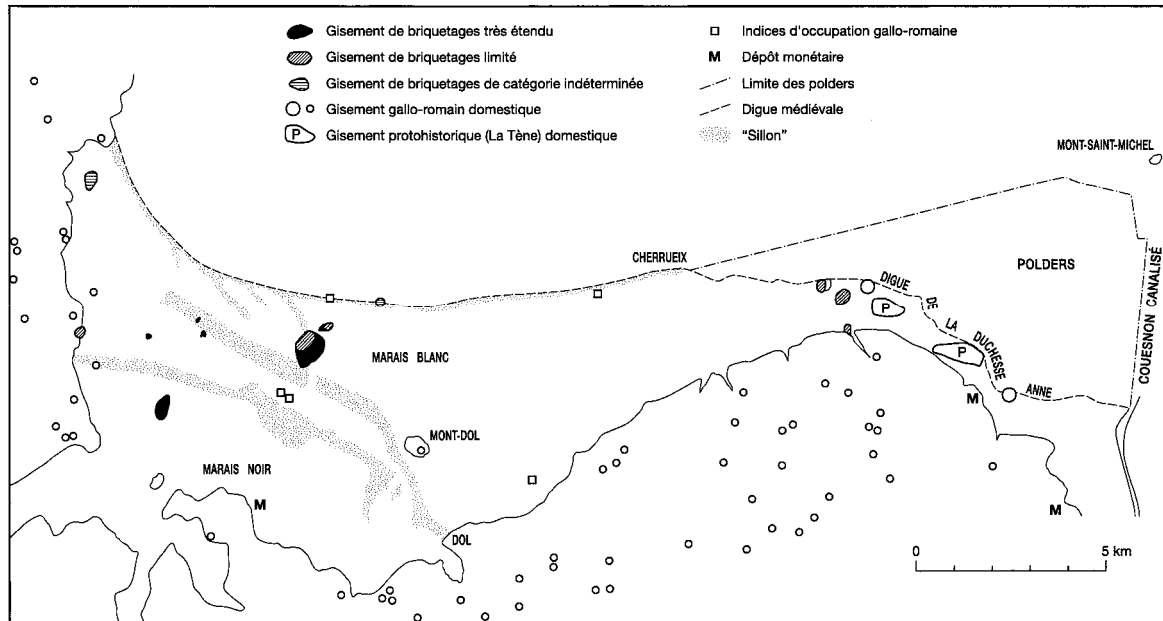


Fig. 20 - Sites à sel gallo-romains (briquetages) découvert dans le Marais de Dol (D'après C. Bizien-Jaglin, 1995)

bois extraits des tourbières pour pallier la pénurie de bois aux abords des sites à sel. Un fait semblable avait déjà été reconnu par cet auteur à l'Aupinière (1974).

PÉRIODE HISTORIQUE

• **Les anciennes salines de la baie (VIII^e - XIX^e siècles).** Le procédé d'obtention du sel, pratiqué dès le VIII^e siècle en Basse-Normandie (région où l'ensoleillement est insuffisant pour récolter le sel par la technique des marais salants), était communément répandu, avec quelques variantes, sur les littoraux des mers de la Manche et d'Irlande (Hocquet, 1986).

Les sauniers récoltaient la fine pellicule de sablon salé qui se forme l'été en morte eau à la surface des tangues, au moyen d'une sorte de racloir (opération du havelage). Le lavage du sablon salé procurait la saumure qu'on faisait bouillir jusqu'à cristallisation dans des poêles de forme rectangulaire appelés plombs, du nom du métal qui les constituait.

Après l'opération de lavage (lixiviation), les sablons résiduels étaient rejetés en bordure du rivage. L'accumulation de ces dépôts anthropiques a constitué petit à petit des talus de tange blanche dénommés mondrins. Signalés sur la carte géologique par l'indice XFMS, ces déchets d'anciennes salines jalonnent les rivages estuariens, notamment ceux de l'ancien estuaire du Couesnon avant la canalisation de ce dernier. Le procédé de fabrication du sel dit ignigène (obtenu par le feu) étant nettement plus onéreux que celui des marais salants, les salines de Normandie bénéficiaient d'un régime allégé de la Gabelle (dit du quart-bouillon).

En 1789, le pays avranchin comportait 225 salines situées sur les rives des estuaires de la Sée et de la Sélune. A l'Ouest de Roche-Thorin existaient 36 salines ; c'est là que subsistent les résidus de lavage de sablons salés les plus volumineux, avec des morphologies dunaires trompeuses. Des salines ont également existé le long du rivage estuarien du Couesnon, aux Grevettes, aux Quatre-Salines, près de Roz-sur-Couesnon, ainsi qu'à la Haute Rue-Sainte-Anne (Cherrueix), localités qui conservent encore leurs buttes de mondrins.

Après la suppression de la gabelle, fortement concurrencée par le sel gris des marais salants bretons, les dernières salines cessèrent leur activité en 1865.

À La Chaussée (Saint-Léonard, commune de Vains), un musée présente la reconstitution d'une ancienne saline.

AMÉNAGEMENTS DE LA ZONE LITTORALE

Marais de Dol

- **Le marais de Dol** qui couvre environ 17 000 ha est le résultat du colmatage par des sablons et des vases de toute la bordure sud-ouest de la baie. Il est protégé des intrusions marines par la digue de Bretagne dite digue de la Duchesse Anne. Cette digue, longue de 18 km, culmine vers 10 m à Cher-rueix, au Vivier, et à 12 m à Hirel. Depuis 1934, elle est prolongée vers l'Est par la digue des polders de l'Ouest.

Le marais est classiquement divisé en deux zones. La première correspond à une large frange longeant la mer. Elle est constituée de tangues plus ou moins fines, carbonatées et de teinte claire, qui affleurent entre 5 et 6 m et atteignent localement 7 m : c'est le Marais blanc. La seconde, en bordure des falaises mortes, est une zone déprimée par rapport à la première, le sol se trouvant à des cotes oscillant entre 1,80 et 2,50 NGF (Desdoigts et Verger, 1970) : c'est le Marais noir.

Ainsi, quoique très plat, le terrain du marais présente une pente inverse (c'est-à-dire dirigée vers l'intérieur). Cette morphologie est très défavorable à l'écoulement des eaux qui se trouvent naturellement piégées dans la zone interne de ce marais maritime. C'est donc artificiellement, par un réseau de canaux surcreusés et grâce à un système régulateur de vannes que peut s'effectuer le drainage des eaux du marais vers l'estran durant les basses mers (Cazabat, 1968).

En plus des eaux pluviales propres au marais, les canaux doivent également évacuer les eaux provenant des coteaux voisins (inondation des zones les plus basses du marais encore fréquente en hiver).

- **Le cordon-digue du littoral breton.** Entre Château-Richeux et la Chapelle Sainte-Anne, la digue de la Duchesse Anne a été établie sur un chapelet d'anciens cordons littoraux rehaussés et reprofilés (L'Homer *et al.*, 1995). L'ouvrage semble avoir été édifié sous le règne d'Alain V (Duc de Bretagne de 1024 à 1040).

Au-delà de Sainte-Anne, l'ouvrage fut prolongé par la suite en bordure de l'estuaire du Couesnon, jusqu'à la pointe de la Foërolle par une levée de tange, protégée ultérieurement par un perré.

Au cours des siècles, le cordon-digue fut périodiquement attaqué par la mer et par les eaux du Couesnon, chaque rupture de l'ouvrage entraînant des inondations catastrophiques. Plusieurs hameaux construits en bordure des

cordons littoraux furent ruinés par le travail de sape des eaux (entre 15^e et 17^e siècles - L'Homer, 1982 ; L'Homer *et al*, 1995). Les contours localement échanrés de la digue du syndicat des propriétaires du marais de Dol témoignent encore des attaques passées du Couesnon avant sa dérivation en 1858.

• **Le dénoisement du marais.** Au Moyen Âge, la partition des terrains en trois fiefs a entraîné l'existence de trois réseaux distincts de collecte des eaux, séparés par de fortes levées orientées N-S qui assuraient un certain cloisonnement du territoire en période de crue (Hourrière, 1982). Citons la levée occidentale du Goyoul, reliant Dol au port du Vivier-sur-Mer qui servait de chaussée et partageait le marais en deux.

Le dénoisement du marais fut réalisé par étapes. Le cours du Goyoul semble avoir été dévié à la fin du XII^e siècle, puis endigué et canalisé au tout début du XIII^e siècle avec un nouveau débouché au Vivier-sur-Mer. Primitivement, selon la pente naturelle des terrains, les eaux du Goyoul débordaient à la moindre crue et se déversaient dans le Marais noir (Grande Bruère). Un chenal gardé par de fortes levées latérales fut établi pour assurer le franchissement de la zone déprimée du marais par le Goyoul (Hourrière, 1982).

Le creusement, puis le curage du canal du Goyoul durant huit siècles a produit sur ses berges des levées de déblais importantes (cotes allant de + 6 à + 7,5 m) repérées sur la carte géologique par l'indice XM. Ces levées des biefs du marais, non recouvertes par les eaux, lors des grandes inondations, ont longtemps constitué des lieux privilégiés pour les implantations humaines et des zones refuges pour les troupeaux. Les levées les plus importantes appartiennent aux biefs* les plus anciens et les plus profonds. Seule la Banche présente des levées naturelles importantes sur la partie terminale de son cours (= ancienne petite vallée d'estuaire).

Sous le règne du Duc Jean I^{er}-le-Roux (1237-1290), des lits de dérivation furent créés pour la rivière venant de Vildé-Bidon (et dès lors dénommée le Bied Jean) et par le Méleuc, faisant leur jonction au Nord de Lillemer. De là, un lit unique creusé au sein des tangles marneuses débouchait en grève entre Saint-Benoît et Vildé-la-Marine. Dès lors, il ne subsistera plus, sur le littoral de Saint-Benoît, qu'un seul lieu d'évacuation d'eaux douces, au Pont de Blanc Essai. Le Duc Jean IV fit achever le travail notamment par la Levée des Perches (1420), chemin-digue qui, en phase de crue, empêche le déversement des eaux du Bied Jean vers la Grande Bruère et fournit une chaussée d'accès à Lillemer.

Le creusement du profond bief de Cardequin permit d'évacuer par le débouché du Goyoul une partie des eaux du Marais noir, tandis que la Banche assurait le drainage des dépressions marécageuses de la partie orien-

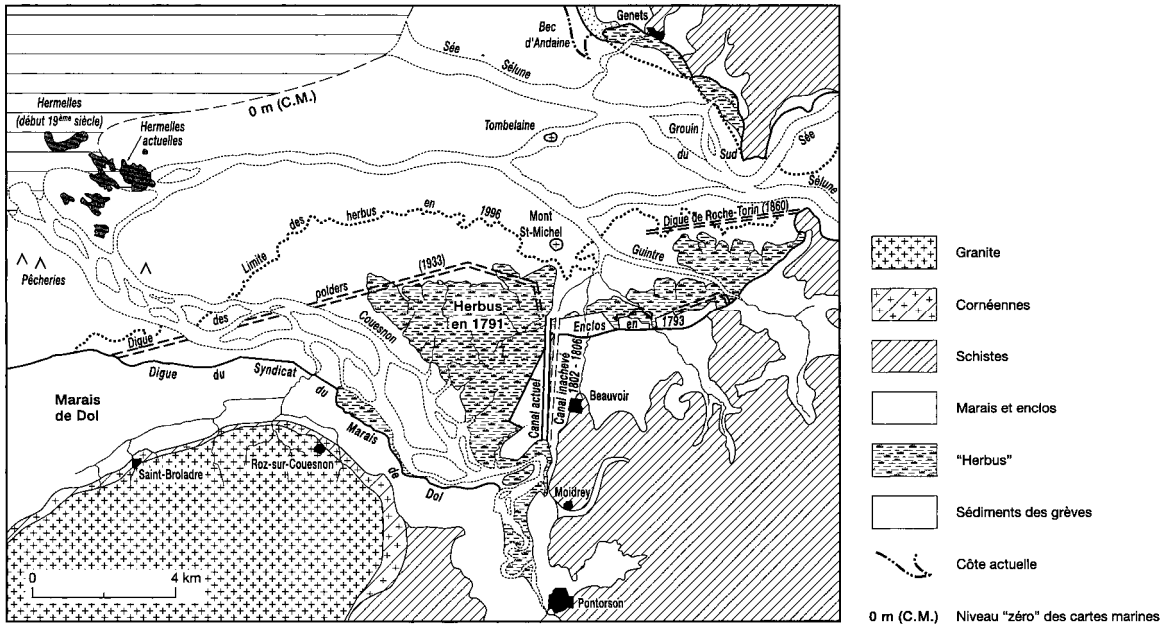


Fig. 21 - Configuration de la baie estuarienne au début du 19^{ème} siècle et extension des herbues intervenue depuis (D'après L'Homer, 1999)

tale. A l'Est des levées du Goyoul le canal des Planches viendra, par la suite, dénoyer le marais de Labat. Ce canal passe en siphon sous la Banche du Vivier et se jette à la mer par une ouverture pratiquée dans la culée droite du Pont d'Angoulême.

Au milieu du XVIII^e siècle, Picquet-de-la-Motte fit procéder à l'élargissement des principaux biefs collecteurs et ordonna d'élever de 1,30 m tous les chemins bordant les biefs du marais (Hourrière, 1982). Le Bied Briand, alors totalement colmaté, fut recreusé et ses eaux conduites à son débouché actuel.

Ce n'est qu'à la fin du XVIII^e siècle qu'on réussit à éliminer les eaux ennoyant les parties les plus basses du marais (dénoisement de la Grande Bruère par l'approfondissement du bied de Cardequin). Ainsi furent progressivement gagnés à la culture 16 000 ha de terrains d'une fertilité exceptionnelle.

Par la suite, le réseau de collecte fut régulièrement amélioré par le Syndicat des propriétaires du marais (créé en 1799 pour réparer les dégâts causés aux digues par le Couesnon).

Les nombreuses améliorations apportées au système de drainage aux 19^e et 20^e siècles avec le concours des Ponts-et-Chaussées sont passées en revue, pour la partie orientale, dans l'ouvrage de Meury et Sorre, 1980.

Le dernier grand canal fut exécuté en 1942-1943 par les troupes d'occupation : c'est le Canal Allemand (fossé antichar). Les déblais de son creusement, stockés en rive gauche, sont figurés sous l'indice X. Grâce à sa large section, ce canal, achevé après la guerre, assure un dénoisement parfait de la partie occidentale des marais, jusqu'à la Mare de Saint-Coulban.

Conquête des schorres (ou herbus)

Les premières tentatives

Très tôt, l'homme a tenté de conquérir des portions de schorre bordant le littoral pour les mettre en culture. Ces enclos* étaient protégés des invasions marines par de fortes levées de tangué. Les premières mentions d'enclos dans les chartes remontent au XII^e siècle (Chédeville, 1995). A partir du XIV^e siècle apparaissent périodiquement des projets de conquête des grèves de part et d'autre du Mont-Saint-Michel. Le plus connu est celui de la famille Quinette de la Hogue.

• **La concession Quinette de la Hogue.** Vers 1754, les grèves et les herbus, alors exhausés au Sud de la baie (fig. 21), firent l'objet d'une deman-

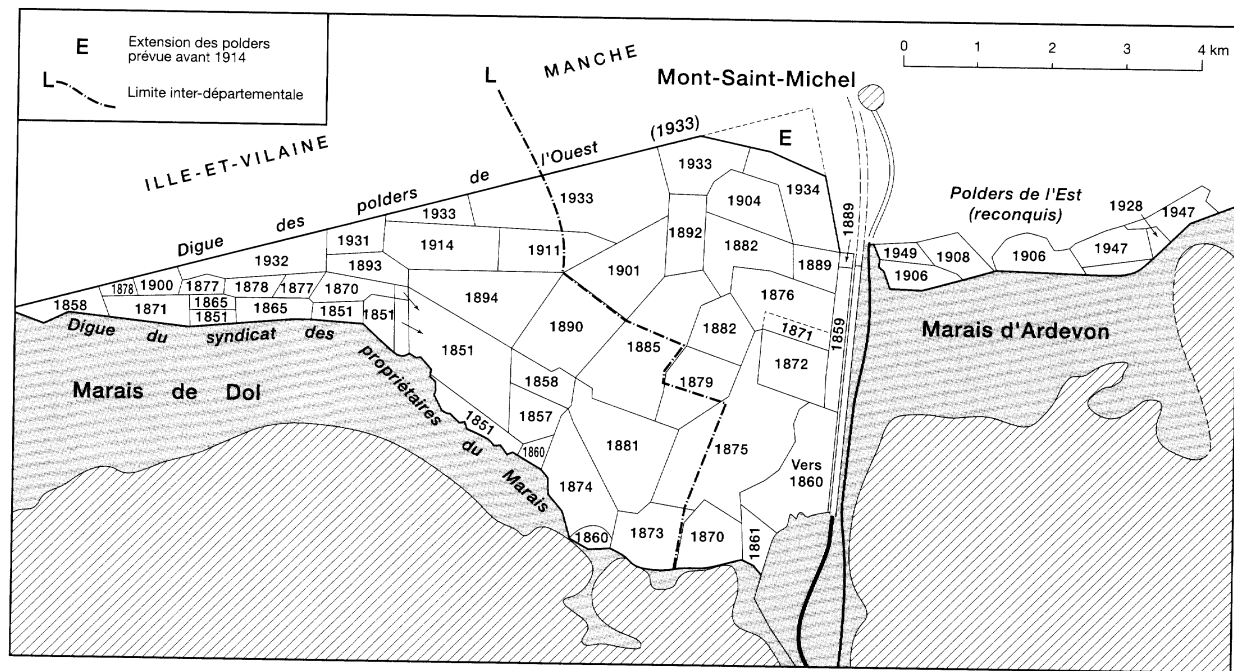


Fig. 22 - Carte des polders de l'estuaire du Couesnon, et date de leur conquête (D'après F. Verger, 1968 et J. Le Rhun, 1982, modifié)

de de concession par Jean Quinette de la Hogue (2 328 ha situés entre le Pont-à-l'Anguille et les Quatre-Salines). Les moines du Mont s'y opposèrent, alléguant de leurs droits ancestraux sur les lais et relais de mer (d'où une série de procès). La concession fut cependant accordée en 1769.

Au début du XIX^e siècle, l'entrepreneur Combe obtint la maîtrise d'œuvre du premier canal pour dévier le cours du Couesnon. Son tracé traversait les terrains de la concession Quinette (Launay, 1987 et 1988). Un accord survint avec cession de 153 ha à Combe, puis à ses associés. La concession Quinette fut annulée en 1805 et les enclos demeurèrent en l'état.

En 1848 les deux tiers des 930 ha d'enclos précédemment conquis avaient disparu (érosions marines et estuariennes) ; entre 1855 et 1859, ce qui restait des enclos d'Huisnes et d'Ardevon fut totalement anéanti par les attaques des eaux groupées de la Sée et de la Sélune (L'Homer, 1984).

Les terrains conquis au Sud de la zone estuarienne

• **La conquête des polders de l'Ouest (1856-1933).** En 1856, un décret accorda à la compagnie Mosselman & Donon une concession pour endigage de 4 350 ha au Sud de la baie, de part et d'autre du Mont, la canalisation et l'endigage du Couesnon étant à la charge de la compagnie. Après la dérivation des eaux du Couesnon dans le canal actuel (1858), l'ancien estuaire devint le siège d'un colmatage actif. Les conquêtes s'effectuèrent par endigages successifs (cf. carte géologique et fig. 22), au fur et à mesure de la progression des herbus (L'Homer, 1997). L'enclôture d'une portion d'herbu s'effectuait lorsque celle-ci était parvenue à maturité (cote voisine de 6,25 IGN 69). Ce type de conquête se distingue du procédé hollandais, lequel est basé sur la construction d'un barrage pour isoler de la mer la zone d'estran à conquérir, suivie du pompage des eaux salées résiduelles (Phlipponeau, 1956).

A l'Est du Mont, la compagnie Mosselman & Donon rencontra de telles difficultés qu'elle renonça en 1867 à sa concession de 1 150 ha en laissant la digue de Roche Torin inachevée. L'entreprise prit alors le nom de Compagnie des polders de l'Ouest (L'Homer, 1984). A l'Ouest du Mont, le colmatage qui s'était ralenti redevint actif après l'achèvement de la digue submersible (1879). Le tracé primitif de la concession s'étendait jusqu'à 150 m du Mont. Appuyée par l'Association des Amis du Mont-Saint-Michel, l'Administration des Beaux-Arts obtint en 1914, que la distance entre le Mont et la digue de ceinture des polders fut ramenée à un minimum de 1 100 m (fig. 22).

Finalement, la Compagnie des Polders réussit à conquérir à l'emplacement de l'ancien estuaire du Couesnon 2 450 ha de terrain d'une grande fertilité, riches en carbonates, et contenant quantité d'oligo-éléments.

Autres tentatives de conquêtes

Au 19^e siècle, des syndicats furent constitués pour conquérir des zones marécageuses jusqu'alors recouvertes par les eaux des marées de très haut niveau. Ce sont, pour la vallée de la Sée, les Syndicats du Vergon et de Marcey (1820), des bas-fonds de Vains (1822), de la Braize (1848), du Poulet (1859), et pour la vallée de la Sélune, des Syndicats des marais de Céaux et Courtils (1843). En 1868, l'Etat concéda 50 ha d'herbus dans l'anse de Céaux.

• La canalisation du Couesnon

- *Avant la canalisation du Couesnon*, ses eaux attaquaient alternativement, à l'Ouest, les digues protégeant les marais de Dol, puis migrant vers l'Est, venaient saper les schorres et les enclos de la rive normande, au Sud du Mont (« les folies du Couesnon »). Les derniers cours extrêmes atteints par le Couesnon ont été figurés sur la carte géologique pour indiquer l'amplitude de des déplacements intempestifs du Couesnon dans le passé.

- *L'échec de Combe*. Partant de la pointe de La Foërolle, le canal, commencé par Combe en 1802, devait aboutir à l'Est du Mont. En voie d'achèvement, le canal fut comblé sur ses 500 derniers mètres par des marées de vive eau ; le projet fut abandonné en 1807 (fig. 22).

- *Le canal de Mosselman (canal actuel)*. La dérivation des eaux du Couesnon, réalisée en 1858, était le préalable indispensable à la conquête des polders, le détournement des eaux devant provoquer le colmatage progressif de l'ancien estuaire (fig. 22). Le canal, long de 3 800 m, avait primitivement une largeur croissant de 300 à 400 m. En 1867, sa largeur fut réduite à 70 m à son origine (anse de Moidrey), pour atteindre 120 m en tête (Dorst et L'Homer, 1989). Les rives du canal sont protégées par des perrés. Latéralement au canal, existent des banquettes à une cote d'environ 7,5 m, qui étaient submersibles en marées de vive eau avant la construction du barrage de La Caserne (1968-1969). Ces banquettes sont bordées vers les polders par des digues insubmersibles culminant à une cote de 9,80 m. En 1858, le tronçon aval du canal, entre le rivage et le Mont, était situé sur des grèves sablonneuses ; le Couesnon y fut maintenu dans un chenal bordé par deux larges cordons d'enrochements culminant à une cote moyenne de 4 m et achevés en 1863. Ces cordons, encore visibles en 1969, ont été progressivement recouverts par les dépôts de sédiments lors du processus de colmatage actif qui a suivi la mise en service du barrage.

Des dérivations du cours du Couesnon, pratiquées entre le canal Mosselman et Pontorson de 1865 à 1877, parachevèrent la canalisation de la partie estuarienne de ce petit fleuve côtier (Dorst, L'Homer, 1989). Il s'agissait là

de court-circuiter les méandres très accusés de son ancien cours (figurés en pointillés sur la carte) pour faciliter la navigation.

Les effets cumulés des aménagements effectués après 1858 vont entraîner une réduction du volume oscillant de 2,5 millions de mètres cubes en marée de fort coefficient (L'Homer, 1987 ; Dorst et L'Homer, 1989).

- *La digue-route insubmersible*. D'une longueur de 1 930 m, cet ouvrage fut construit par les Ponts-et-Chaussées de l'Etat (1878-1879). Il est constitué d'un noyau de tange compactée, protégé sur ses flancs par des perrés.

La réalisation de la digue-route nécessita 180 000 m³ de tangues prélevées à l'Est de la digue et 40 000 m³ de moellons extraits de carrières ouvertes près de Moidrey. Large de 10 m, la chaussée fut élargie par de nouveaux apports de moellons sur son flanc est, lors de l'aménagement d'une voie ferrée en 1901 (Decaëns, 1975). La largeur du couronnement de la digue atteint 16 m au niveau du parking des Montois. La chaussée est à une cote voisine de 9,20 m, soit légèrement plus d'un mètre au-dessus du niveau atteint normalement par les plus hautes marées.

AUTRES AMÉNAGEMENTS CONCERNANT LES RIVIÈRES ET LE LITTORAL

Début XIX^e siècle (?) - Détournement du ru du moulin (Saint-Jean-le-Thomas) qui déversait auparavant ses eaux dans le marais de la Claire-Douve.

1843 - Construction d'une digue de protection des marais de Céaux.

1868 - Concession par l'Etat de 50 ha d'herbus dans l'anse de Céaux. Après des ruptures de digues en 1869, les digues des polders furent renforcées et les terrains de la concession reconquis.

1868 - Sur la côte bretonne, le polder des Mielles fut enclos entre Château-Richeux et Saint-Benoît. Ses digues déjà fortement endommagées en 1923 furent détruites par les grandes marées de 1924.

1870 - Constitution du Syndicat du littoral du Sud-Est de la baie (Courtils, Huisnes, Ardevon, Beauvoir), suivie de la création du Syndicat des polders de l'Est ayant pour but la reconquête des anciens enclos détruits de 1857 à 1859 (L'Homer, 1984). A cet effet, mais également dans l'intention de conquérir de nouveaux polders sur les herbus situés à l'Est du Mont-Saint-Michel, ce syndicat fit procéder au détournement des ruisseaux de la Rive et du Pont Landais vers le Couesnon et d'une petite rivière, la Guintre, dérivée vers la Sélune, immédiatement à l'Est du cap de Roche Thorin (1878-1884).

1873 - Des tentatives de poldérisation eurent lieu dans l'anse de La Maraîcherie (estuaire de la Sélune), mais elles échouèrent sous l'action érosive des courants.

- 1886 - Construction du pont de chemin de fer de la ligne de Saint-Hilaire qui par son étroitesse va figer le cours de la Sélune et provoquer l'empâtement des arches de la partie nord du pont routier de Pontaubault.
- 1906 à 1949 - Au Sud-Est du Mont, rétablissement progressif des anciens enclos détruits de 1856 à 1859 (= polders de l'Est ; fig. 22, p. 120).
- 1907 - Chemin en remblai barrant l'estuaire de la Sée et desservant la grande passerelle sur la Sée (Compagnie des chemins de fer de l'Ouest) ; conquête d'enclos de part et d'autre.
- 1919 - Construction du barrage hydroélectrique de La-Roche-qui-boit (= régularisation des débits et amortissement en aval des effets érosifs des crues). A la suite de sa mise en service, les habitants de Pontaubault constatent la formation d'herbus dans l'estuaire de la Sélune au niveau de leur localité.
- 1921 - Construction du barrage hydroélectrique de Vezins qui va renforcer les effets de régularisation des débits de la Sélune du barrage précédent. La formation d'un herbu au Val-Saint-Pair est localement attribuée à l'impact de ce barrage.
- 1932 - Début du captage des eaux des affluents du cours supérieur du Couesnon et les cours de l'Oisance et de la Minette, pour l'alimentation de la ville de Rennes (L'Homer, 1987). Le volume des prélèvements autorisés se monte à 4 800 000 m³/an.
- 1942 - Creusement du grand Canal allemand dans le marais de Dol avec débouché à Saint-Benoît-des-Ondes.
- 1954 - Premières implantations de bouchots à moules au Vivier-sur-Mer.
- 1967 - Mise en place des premiers enrochements pour protéger la plage de Saint-Jean-le-Thomas ; cette protection sera développée par la suite. Les turbulences et déferlements provoqués par cet ouvrage ont accentué les érosions et le recul du cordon dunaire au Sud de la digue.
- 1969 - Mise en service du barrage de la Caserne barrant l'accès des eaux marines au canal du Couesnon.
- 1976 - Implantation des premières lignes de bouchots en aval du Grand banc des hermelles.
- 1983-1984 - Démontage des enrochements de l'ancienne digue de Roche Torin à l'exception des 500 premiers mètres. Une partie des déblais laissés sur place crée un nouvel effet de digue (L'Homer, 1992).

PRÉSERVATION DU SITE DU MONT ET DE LA BAIE

LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL : UN SITE PROTÉGÉ

Étonnante par son vaste estran balayé quotidiennement par la mer, célèbre surtout par l'Abbaye-forteresse implantée en son sein sur un îlot granitique, pyramide insolite dans ce paysage très plat, la baie a fait l'objet de plusieurs classements nationaux et internationaux.

Le Mont et son site sont classés depuis la loi du 2 mai 1930 relative à la protection des monuments naturels et des sites à caractère artistique, historique, scientifique, légendaire et pittoresque.

Le Patrimoine Culturel et le Patrimoine Naturel du Mont-Saint-Michel et de sa baie figurent depuis le 26 octobre 1979 sur la liste du PATRIMOINE MONDIAL défini par l'UNESCO dans la convention de 1972, signée par le gouvernement français le 27 juin 1975.

La baie bénéficie de mesures de protection depuis le classement de son domaine public maritime (arrêté du 21 mai 1987) ainsi que le classement d'une partie de ses rives (décret du 25 mai 1987).

Depuis le décret n° 89-694 du 20 septembre 1989, le site du Mont, l'un des lieux des plus grandes marées d'Europe, est préservé en tant que « site et paysage remarquables, caractéristiques du patrimoine naturel et culturel du littoral, nécessaires au maintien des équilibres biologiques ou présentant un intérêt biologique ». Aux termes de ce décret il s'agit des estrans, des parties naturelles des estuaires et des prés-salés de la baie.

La baie, territoire d'hivernage et de relais de migration de nombreux oiseaux venant du Nord et de l'Est de l'Europe, fait partie des zones humides d'importance internationale, retenues au titre de la Convention de Ramsar(1994).

Plusieurs espaces protégés ont été délimités en application de l'article 4 de la loi n° 76-629 du 10 juillet 1976. Il s'agit des zones naturelles d'intérêt écologiste, faunistique et floristique (ZNIEFF) et des zones importantes pour la conservation des oiseaux (ZICO).

Conformément à la directive européenne 79-409 concernant la conservation des oiseaux sauvages (zones de repos, de nidification et de gagnage), la France a procédé au classement en Zone de protection spéciale de la réserve maritime de chasse, de la Réserve libre de Tombelaine et du Domaine public maritime (janvier 1990). La délimitation des zones protégées se trouve dans l'Atlas des espaces naturels du littoral édité par le Conservatoire du littoral. Signalons

également que depuis la loi n° 1-2 du 03 janvier 1991 la circulation des véhicules à moteur est interdite sur tout le domaine public maritime.

ÉVOLUTION DE LA BAIE ESTUARIEENNE DEPUIS 1858

Comme toutes les baies macrotidales, la baie du Mont-Saint-Michel s'ensable et se colmate progressivement. Toutefois, c'est dans la partie estuarienne que ce processus est le plus actif. Cette zone où les courants de flot s'amortissent en douceur, constitue le principal espace d'élimination et de stockage des sédiments les plus fins du golfe normand-breton.

Le remblaiement progressif de la zone estuarienne (*sensu lato*) est dû au fait que lors du flot, la mer y apporte et y dépose plus de sédiments qu'elle n'en érode et recycle vers le large lors du reflux. L'important travail de ravinement et d'évacuation des dépôts vers le large effectué par les rivières lors des grandes crues ne suffit pas à compenser le déséquilibre entre les apports et les départs de sédiments liés au va-et-vient des eaux marines. Le bilan sédimentaire est donc positif. En 1975, le volume de sédiments se déposant annuellement dans la zone du débouché estuarien oscillait entre 700 000 m³ et 1 000 000 m³ (estimation LCHF). La réduction des volumes oscillants qui s'est opérée depuis, consécutivement à la réduction de la superficie des grèves estuariennes qu'exprime l'extension des herbus, fait que les chiffres précédents se situeraient aujourd'hui entre 400 000 m³ et 600 000 m³ (cf. estimation SOGREAH).

Avant la canalisation du Couesnon, la partie orientale de la baie comportait deux grands débouchés estuariens : celui du Couesnon et celui de l'embouchure commune à la Sée et à la Sélune. La comparaison cartographique entre la configuration de la baie au cours de la première moitié du XIX^e siècle et aujourd'hui (fig. 21, p. 118) montre que depuis 1858, le processus d'ensablement-colmatage a affecté principalement les vallées estuariennes et la rive sud de la zone du débouché estuarien. Ce dernier développement de dépôts sédimentaires découle des projets de conquête menés à partir de 1858, projets qui ont conduit à la canalisation du Couesnon et à l'élimination de tous les ruisseaux littoraux qui maintenaient des zones d'instabilité sur la slikke de part et d'autre du Mont (cf. p. 123).

De 1858 à 1912, le volume moyen de sablons et de tangues déposé annuellement dans la baie estuarienne s'élève à 2 millions de m³, dont un peu plus de 1,2 million de m³ de sédiments fins stockés définitivement dans l'ancienne vallée estuarienne du Couesnon (L'Homer, 1999).

Durant cette période, les herbus progressent en moyenne de 50 ha/an, dont 43 ha dans l'ancienne vallée du Couesnon. Après 1884 s'observent de part

et d'autre du Mont les effets conjugués de la construction de la digue-route (1880) - dont une des conséquences est la suppression au Sud du Mont du va-et-vient antérieur des courants traversiers.

Les levés effectués périodiquement par les Services des Ponts & Chaussées puis par ceux de l'Équipement révèlent que corrélativement à l'avancée des herbus, la cote moyenne du fond du lit du Couesnon s'élève petit à petit. L'exhaussement moyen est de 1,20 m entre 1894 et 1908 (impact de la digue-route), puis de 70 cm entre 1908 et 1965.

À partir de 1916, la progression des herbus de l'Ouest - qui atteignait 120 m/an depuis 1858 - est freinée par les divagations périodiques du lit du Couesnon vers la rive sud (L'Homer, 1999). Dès lors, une grande partie des tangles va se répartir sur d'autres sites de la baie, en particulier dans le fond des estuaires où divers aménagements contemporains vont favoriser le piégeage des sédiments (cf. p. 124). Toutefois, une progression spectaculaire des herbus se produit encore de part et d'autre du Mont de 1933 à 1937, liée à un séjour prolongé du chenal Sée-Sélune le long de la rive nord de la zone des débouchés estuariens.

A partir de 1932, les prélèvements d'eau effectués pour les affluents du Couesnon vont progressivement amoindrir sa puissance hydraulique (p. 124).

De 1940 à 1952 (fig. 23), un important recul des herbus à l'Est et à l'Ouest du Mont est provoqué par une forte divagation en rive sud des chenaux de Sée-Sélune et du Couesnon. Les sédiments érodés se redéposent au large de Genêts-Saint-Léonard, mais surtout forment un grand lobe durable en rive droite de la Sée, dans l'anse de Gisort. Ce dernier dépôt va réduire notablement le volume oscillant de cet estuaire. Dans le même temps la régulation du débit de la Sélune par les barrages hydroélectriques (cf. p. 124), favorise l'empâtement du débouché estuarien « suivant un processus centripète qui progresse insidieusement de l'amont vers l'aval » (L'Homer, 1981) et s'accompagne d'un lent exhaussement du lit des vallées estuariennes et des herbus, lesquels ne sont plus recouverts que par des marées de coefficient supérieur à 110. Ce processus provoque en même temps une diminution progressive du volume oscillant des estuaires.

De 1954 à 1969, après le départ des chenaux de rivières du secteur sud, les sédiments se redéposent de part et d'autre du Mont en progradant* en direction du Nord ; la couverture végétale se reconstitue avec des limites d'herbus dépassant celles atteintes en 1937 (fig. 23).

En 1969, la mise en service du barrage de la Caserne supprime la remontée des eaux de marée dans le cours du Couesnon ; la capacité de chasse en jusant de vive eau est soudainement réduite de 1,3 million de m³

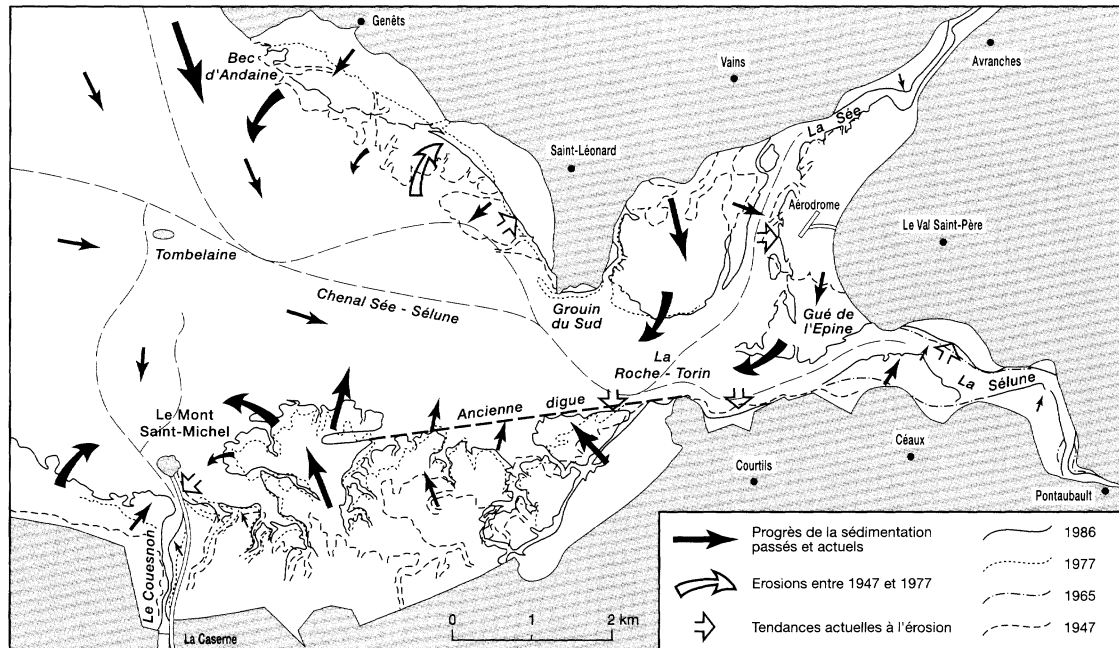


Fig. 23 - Carte d'évolution des herbues entre 1947 et 1986 (D'après C. Larssonneur, 1992)

(Dorst et L'Homer, 1988). L'impact de cette modification majeure du régime hydraulique du Couesnon se fait rapidement sentir sur le lit estuarien résiduel du Couesnon. A chaque marée, le blocage des eaux marines accroît fortement la sédimentation à l'aval du barrage. Les seules eaux fluviales du Couesnon tracent un chenal nettement plus étroit au sein des dépôts. Encombré de sédiments, le lit du Couesnon s'exhausse rapidement (de 80 cm entre 1969 et 1971) et se met à décrire des méandres resserrés. A partir de 1972, les cordons d'enrochements qui bordent le chenal disparaissent sous les sédiments. Conformément aux vitesses de formation des herbues dans la baie (L'Homer, 1981), dix ans après la mise en service du barrage, les dépôts accumulés de part et d'autre du lit méandrique du Couesnon sont colonisés en 1979 par la végétation des herbues.

Dans le même temps, les herbues progressent de part et d'autre du Mont en menaçant de détériorer le caractère maritime du site (fig. 23).

Signalons que la progression des herbues dans la zone estuarienne, qui était de 30 ha par an dans les années 70, n'est plus aujourd'hui que d'une vingtaine d'hectares par an (cf. études LCHF et SOGREA).

L'atrophie du chenal du Couesnon en amont du Mont se répercute vers l'aval. La perte de puissance hydraulique du Couesnon ne permet plus de contenir la poussée des sablons apportés par les courants de flot ; à partir de 1986, le lit de ce petit fleuve côtier décrit de plus en plus fréquemment un grand méandre incurvé vers l'est, qui était prévisible (L'Homer, 1973).

Le colmatage spectaculaire du Couesnon et le développement d'un étai d'herbues autour du Mont vont susciter une succession d'études qui sont résumées dans le paragraphe qui suit.

Sur la rive opposée, le schorre de Genêts-Saint-Léonard, quoique affecté périodiquement de reculs et d'avancées, montre une relative stabilité. En revanche, le colmatage des débouchés estuariens de la Sée et de la Sélune est en majeure partie achevé dès la fin des années 80 (fig. 24). Sur l'ensemble de la zone comprise entre le Bec d'Andaine et les polders de l'Ouest, de 1947 à 1986, la surface des herbues passe de 15 à 25 km² (Larsonneur, 1980). La réduction progressive de la superficie des grèves de la zone des débouchés estuariens entraîne une diminution des volumes oscillants et donc du volume des dépôts qui leur sont liés. Cette diminution se répercute sur la progression des herbues qui passe de 25 à 15 ha/an (Bonnot-Courtois & Le Rhun, 1999 ; fig. 24).

La progression des schorres en rivage sud (et l'exhaussement des fonds qui va de pair), a repoussé vers le Nord l'axe médian de la zone estuarienne (L'Homer, 1981) et a réduit l'espace des grèves basses disponibles pour le

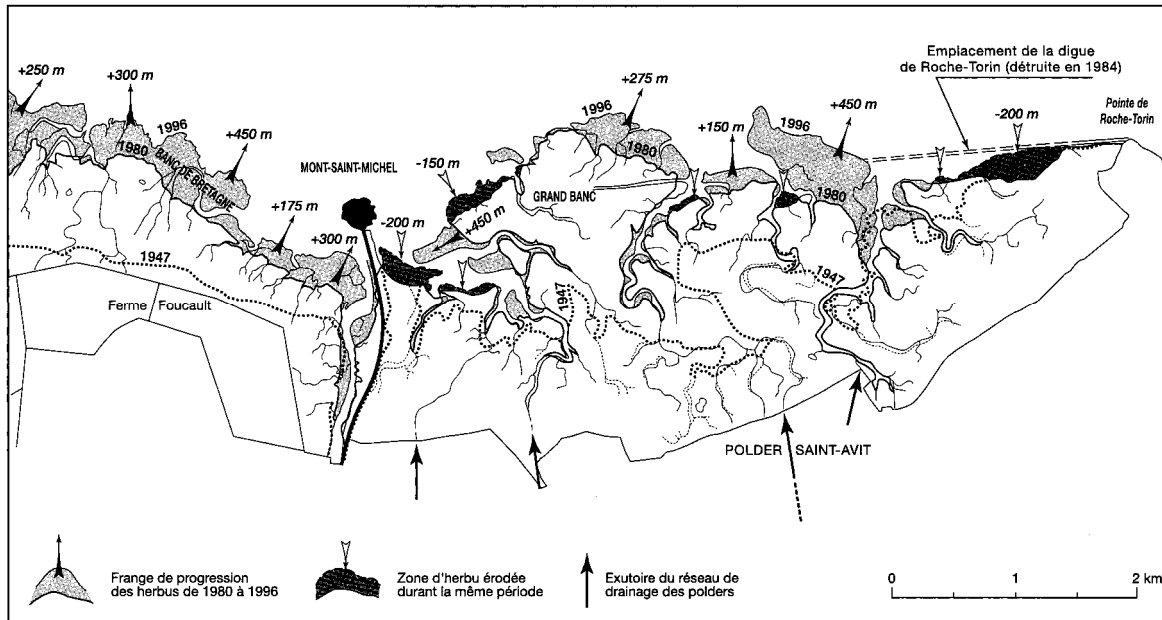


Fig. 24 - Evolution récente (1980-1996) des herbus de part et d'autre du Mont (D'après Le Rhun, Bonnot-Courtois, 1999)

débatement des rivières (fig. 24). Cette évolution refoule également une partie des eaux de flot vers le Nord du delta de marée : les fonds s'abaissent en bordure du littoral de Saint-Jean-le-Thomas/Dragey tandis que le recul de la côte s'accroît, atteignant 240 m entre 1947 et 1986 (Compain *et al*, 1988). C'est au Sud du cap rocheux artificiel que constituent les gros quartiers de roche disposés pour protéger la plage de Saint-Jean-le-Thomas que les reculs sont les plus forts (250 m entre 1966 et 1997). Les sédiments érodés par les houles de vive eau, puis transportés suivant un transit N-S estimé à 50 000 m³/an (Compain *et al*, 1986), viennent s'accumuler en barres sableuses successives qui vont finalement accroître le volume de sables stockés sur la flèche du Bec d'Andaine. Dans le passé, les sables de cette flèche étaient périodiquement éliminés et recyclés vers l'aval par le travail de sape des eaux des rivières et des courants de fin de jusant (fig. 25). Ceci s'est encore produit en 1971 et partiellement en 1979, mais aujourd'hui, le volume de sable accumulé est trop important pour être déblayé par les eaux des chenaux de reflux et des rivières (L'Homer, 1998).

L'important développement de la flèche du Bec d'Andaine intervenu depuis 1991, auquel fait écho en rive sud celui d'un grand banc sablonneux qui a repoussé le lit du Couesnon vers l'Est annonce à moyen terme l'étranglement de l'entrée de la zone des débouchés estuariens, suivant un schéma rappelant celui de la baie d'Authie, sur la côte picarde.

LES ÉTUDES POUR PRÉSERVER LE CARACTÈRE MARITIME DU MONT

Les études réalisées successivement ont pour but de trouver des solutions pour lutter contre l'encerclement progressif du Mont par les herbues et de restaurer le caractère maritime de ses abords.

Quoique le colmatage de la zone estuarienne soit inéluctable, il est possible très localement de retarder ce processus et même de l'inverser durant plusieurs décennies en renforçant les processus naturels d'érosion des sédiments et d'entraînement de ceux-ci vers l'aval.

En 1972, une première série d'études fut confiées au LCHF*, l'ingénieur des Ponts & Chaussées et architecte Jean Doucier étant responsable du projet : collecte et exploitation de la documentation existante, levés et mesures sur le terrain avec échantillonnages, étude des sédiments, réalisation d'un modèle pilote à 1/2 500 puis d'un modèle physique sédimentologique à 1/500 en plan et 1/70 en hauteur. Ce dernier permit de faire des prévisions sur l'évolution des abords du Mont à l'horizon 1991 sans aménagement, et avec aménagements (Migniot 1983, 1997). Les travaux de terrain aboutirent à la conclusion que le passage de volumes oscillants marins dans le canal du

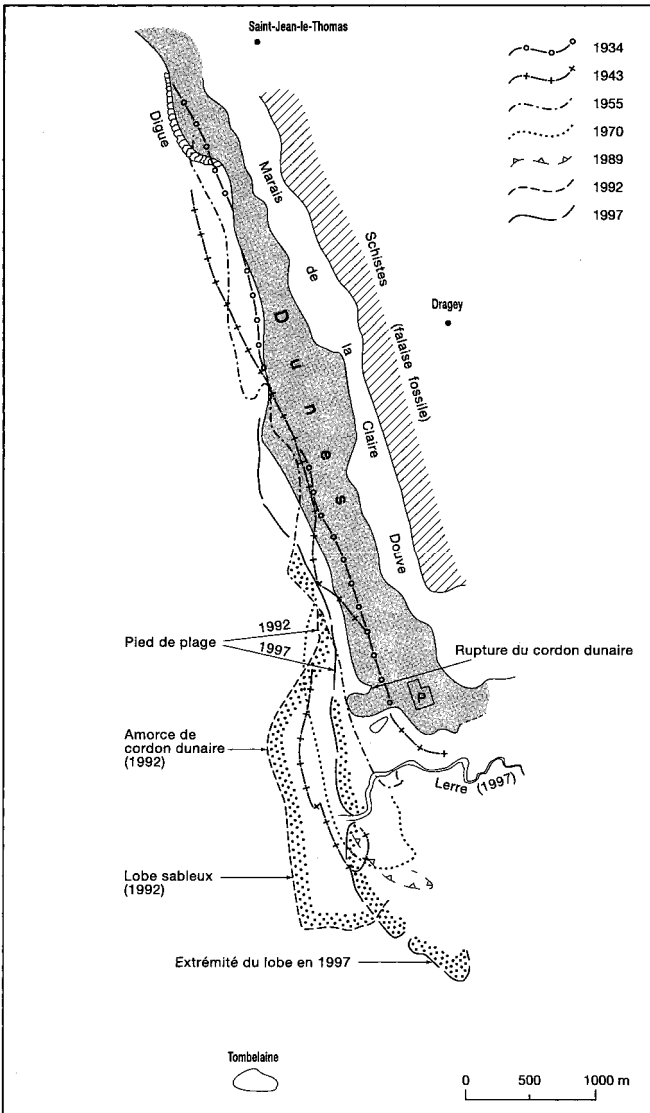


Fig. 25 - Evolution du littoral du Bec d'Andaine d'après photos aériennes IGN
(D'après A. L'Homer, 1998)

Couesnon était indispensable à la survie d'un environnement marin au pied du Mont, à la condition de réaliser des chasses appropriées à certaines périodes de marée (Lorin, 1976).

En liaison avec les aménagements projetés, des études hydrauliques sur le Couesnon furent confiées au Service de Navigation en Seine pour compléter le programme d'étude. L'ensemble des études effectuées de 1972 à 1978 par le LCHF a beaucoup contribué à améliorer la connaissance des processus hydro-sédimentaires dans la baie, principalement dans la partie estuarienne.

Les essais sur le modèle conduisirent à retenir quatre aménagements :

1. La suppression de la digue-route insubmersible sur 400 à 600 m.
2. L'aménagement d'un volume de stockage de 1 M/m^3 d'eau de marée dans le canal du Couesnon, partiellement élargi, entre un large barrage aval (à l'emplacement du barrage actuel) et un barrage amont au niveau de Beauvoir. Ce stock d'eau de mer devait fournir un volant de chasse lâché après le départ complet de la marée de l'estuaire du Couesnon.
3. La construction à l'Est du Mont, en bordure du littoral, de deux bassins à marée d'une contenance de $700\,000 \text{ m}^3$ chacun.
4. La destruction de la digue submersible de Roche Thorin tout en conservant les 500 derniers mètres de cet ouvrage.

Seul ce dernier projet d'aménagement fut exécuté en 1983-1984.

A partir de 1989, des études complémentaires furent exécutées par la mission Mont-Saint-Michel dirigée par J.P. Maillard au profit de solutions plus passives, testées en vraie grandeur sur le terrain : levés topographiques pour un suivi régulier de la bordure des herbues et du lit de la Criche* de l'Est, forages, profils sismiques entre le rivage et le Mont, abaissement de la cote du radier du barrage à 3 m puis essais de réintroduction des eaux marines en amont du barrage en enlevant une porte à flot puis en ouvrant deux portes en présence de marées de coefficient inférieur ou égal à 85 (Données réunies dans une série de rapports « insulaires » de la mission).

Ces essais démontrèrent que le simple écoulement naturel au reflux des eaux marines introduites en amont du barrage actuel provoquait de fortes érosions sur le fond et un élargissement spectaculaire du chenal du Couesnon en aval du barrage par le processus de sapement de la base des berges par érosion latérale (L'Homer, 1981, 1996).

Divers projets d'aménagement n'ayant pas abouti, une concertation entre l'Etat et les élus permit de définir en mars 1995 un projet approuvé par le gouvernement. Ce nouveau projet dont l'exécution a été confiée à l'ingénieur général Morelon comporte :

1. des travaux hydrauliques pour étudier les incidences :
 - de la coupure de la digue-route sur une distance comprise entre 400 et 1 000 m à partir du Mont ;
 - de la modification du barrage sur le Couesnon pour recréer des effets de chasse ;
 - du rétablissement de la Guintre et du ruisseau du Pont-landais dans leurs anciens cours pour que leurs eaux se déversent sur les herbus à l'Est du Mont;
2. de nouveaux aménagements pour l'accès et la desserte du Mont-Saint-Michel, comprenant le remplacement du tronçon de digue supprimé par une passerelle, la construction de parkings sur le rivage à l'Est de la digue, la mise en place d'un système de transport reliant les parkings au Mont.

Les études préalables à ces aménagements, commencées en 1996, ont abouti à la réalisation par la SOGREA* d'un modèle physique à 1/400 en plan et à 1/65 en hauteur, couvrant la majeure partie de la zone des débouchés estuariens. Couplé avec un modèle numérique courantologique de la grande baie, ce modèle physique a été basé sur le fond topographique de 1997. Taré sur des configurations antérieures de la baie (1947, 1975), le modèle doit servir à tester l'impact dans le futur des diverses solutions d'aménagements envisageables.

A ce programme s'ajoutent un modèle mathématique pour étudier les écoulements dans le Couesnon et un modèle physique pour étudier le mode de gestion du barrage le mieux adapté. Parmi les travaux déjà réalisés signalons deux rapports fondamentaux : une synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydro-sédimentaires de la baie par C. Migniot (1997) et un rapport sur les niveaux de la mer aux abords du Mont-Saint-Michel (1998).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Couverture végétale des sédiments

Les schorres de la baie du Mont-Saint-Michel sont colonisés par des communautés végétales halophiles spécifiques des environnements supratidaux.

Dans les zones pâturées des herbus, le piétinement des moutons concourt à la formation d'une pelouse où domine une petite herbe fine, la puccinellie (*Puccinellia maritima*). En l'absence de pâturage (réserve de chasse à l'Ouest du Mont), le pré-salé évolue vers un schorre à obione (*Atriplex portulacoides*) dont les fourrés bas sont surtout développés en bordure et autour

des criches. Tandis que dans les zones pâturées, les levées de bordures de criches se distinguent par des bandes de prairies à fétuque rouge (*Festuca rubra*) auquel se mêle le chiendent joncéiforme (*Elymus*, ex. *Agropyron pungens*) dans les stations les plus hautes. Le front de colonisation, au contact de la haute slikke, est constitué de plantes pionnières essentiellement représentées par la soude et la salicorne (*Suaeda maritima*, *Salicornia* sp.) auxquelles se mêlent parfois des touffes de spartine (*Spartina anglica*).

Les schorres de la baie constituent la plus grande extension de prés-salés du littoral français (4 000 ha, cf. J.C. Lefeuvre, 1995). Ce développement explique la grande diversité botanique des herbus (67 espèces différentes recensées par J.M. Géhu, 1979).

Une cartographie à 1/25 000 des communautés végétales sur l'ensemble des prés-salés de la baie a été réalisée en 1984 par L.M. Guillon. Une nouvelle cartographie des herbus situés entre le Mont et la Roche Thorin par V. Bouchard et F. Digaire, en 1994, montre des modifications importantes en réaction à l'extension et l'exhaussement du schorre survenus entre 1984 et 1994 (m Mauxion, 1996).

Activités économiques liées à la baie

La pêche est une activité importante dans la partie occidentale de la baie, avec le port de Cancale et les installations ostréicoles et mytilicoles. A Cancale, l'ostréiculture occupe 370 ha de concessions sur l'estran et fournit une production annuelle de 3 500 tonnes d'huîtres creuses, soit 12 % de la production bretonne et 2 % de la production française. L'huître plate, à l'origine de la prospérité de Cancale ne représente plus qu'une production secondaire (Mauxion, 1996).

Introduite en 1954, la mytiliculture s'étend aujourd'hui sur 271 km de bouchots, entre Saint-Benoît-sur-Ondes et le Grand banc des hermelles. La production annuelle est de l'ordre de 10 000 tonnes. Le Vivier-sur-Mer est devenu le plus grand centre mytilicole de France (Mauxion, 1996). Sur le littoral normand, la pêche sur les bancs de coques par les pêcheurs professionnels, les riverains et les estivants fournit une production d'environ 160 tonnes par an (Legendre, 1984).

Le Mont-Saint-Michel est le site touristique de province le plus visité, avec 3 000 000 de visiteurs par an. Le tourisme (hôtellerie, restauration, etc.) est également développé à Cancale, Dol-de-Bretagne et plus localement le long de la côte (animations de la Maison de la baie, avec notamment une présentation de la géologie et de l'histoire récente de la baie au Relais des Courtils).

Le secteur est traversé par l'autoroute des estuaires, en cours de construction, qui devrait relier Caen à Rennes en 2002.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Les nombreuses études géotechniques réalisées dans le cadre des travaux préliminaires au rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel ont montré que le substratum était toujours rencontré à une profondeur raisonnable. Les fondations de tout ouvrage d'art doivent être ancrées au moins dans le substratum fracturé. La position géographique de la baie implique de prendre en compte le contexte hydraulique dans toute étude.

Dans les terrains briovériens qui couvrent la plus grande partie du domaine continental, les terrassements peu profonds peuvent être réalisés à l'aide d'une pelle mécanique de puissance moyenne, les bancs étant le plus souvent très fragmentés en surface (module de déformation de l'ordre de 100 à 180 bars). Dans le cas de terrassements plus profonds ou en présence de formations plus massives pour lesquelles le module de déformation est meilleur (600 à 1 500 bars), l'utilisation de puissants engins de déroctage, voire d'explosifs, peut s'avérer nécessaire. Les formations d'altération du Briovérien ont en général de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes. Il est par conséquent recommandé, avant toute construction, de reconnaître l'épaisseur de la zone d'altération. Aux environs immédiats du Mont-Saint-Michel, la prospection par sismique réfraction a donné de bons résultats pour distinguer cette zone d'altération (vitesse de 1 500 à 1 600 m/s) au-dessus des schistes (2 800 m/s), comme au-dessus du granite peu altéré (2 300 m/s).

Le granite présente généralement de meilleures caractéristiques de résistance mécanique. Ainsi, au pied du Mont-Saint-Michel, les pieux des ouvrages d'art pourront-ils être implantés à l'aide d'outils de trépanage rotatif à molettes.

Les caractéristiques pressiométriques sont généralement bonnes pour l'ensemble des sédiments fins de l'estran. Les valeurs de module de déformation les plus élevées ont été obtenues à l'Anse de Moidrey (120 bars) ; les valeurs sont plus faibles aux abords du pont de Beauvoir (70 bars) et près du barrage de la Caserne (50 bars). Au Sud du Mont, certains sondages pénétrométriques ont laissé supposer l'existence de couches sableuses très fines et compressibles à l'interface substratum-sédiments meubles. De façon générale, les sables fins de l'estran présentent des caractéristiques géotechniques très sensibles aux circulations d'eau, les valeurs de résistance mécanique décroissant à l'approche du Couesnon. A l'inverse, la tangué

est un sédiment à très faible perméabilité susceptible de représenter un niveau étanche.

Au niveau du Mont lui-même, les récentes études archéologiques ont établi que les fondations des remparts n'étaient généralement pas au contact de la roche dure, mais sur la tangué. Les remparts se situent en avant de la surface structurale du rocher (pente à 70 %). Ainsi, au droit de la Tour de l'Arcade, la base des fondations a été reconnue à la cote + 1,80 m (IGN 69), alors que le socle schisteux fracturé a été touché à la cote - 6,30 m.

L'assise des fondations est alors constituée de gros blocs de pierres. Au-dessus, les bâtisseurs ont déversé un mélange de cailloux et de tangué auxquels était associé un peu de mortier. A la base des murailles existe un grand appareil formé de blocs ou de dalles de granite. L'ensemble de la construction repose ainsi en partie sur la tangué. Sous la masse des murailles, l'ensemble tangué-blocs de pierre s'est compacté et constitue encore actuellement un support stable.

RISQUES NATURELS

Par le passé, la conjonction d'une pleine mer de vive eau et d'une onde de tempête a été susceptible de provoquer l'inondation des zones côtières sous la forme de raz de marée. Aujourd'hui, les villes sont plus éloignées des zones sensibles et mieux protégées (canalisation des cours d'eau, digues, etc.).

Les derniers raz de marée catastrophiques remontent à 1735 et 1817. Ce dernier cataclysme (surcote de plus de 4 m) provoqua de gros dégâts dans le val de Sée avec l'inondation de tout le quartier de Pont-Gilbert (cf. carte géologique d'Avranches). Le fort rétrécissement et l'exhaussement des fonds de l'estuaire de la Sée intervenus depuis 1817, étroitement liés à l'énorme extension des herbus (processus naturel de colmatage du fond de la baie) ainsi que l'effet de barrage des remblais des Petite et Grande passerelles établies en aval de Pont-Gilbert, rendent aujourd'hui impossible ce genre de catastrophe naturelle.

Toutefois, le risque de raz de marée demeure dans la zone des débouchés estuariens comme l'a montré le petit raz de marée de février 1988. Une marée dont le coefficient n'était que de 101, mais stimulée par de très forts vents de Nord-Ouest a provoqué la rupture de la digue du polder de Céaux et l'invasion des terres par la mer. Ailleurs, plusieurs maisons du littoral ont été inondées ainsi que les hangars de l'aérodrome (Le Val Saint-Père). Au Mont-Saint-Michel, la mer est montée jusqu'aux portes de l'hôtel de la Mère Poulard, tandis que les vagues déferlaient sur la digue-route.

Il convient de rappeler, pour mémoire, que la légende attribue à un raz de marée la destruction en 709 de la forêt de Scissy couvrant jadis une partie de la baie (cf. p. 41). Voir également les risques liés aux sédiments p. 107 et 109.

L'étude de la sismicité historique (Lambert et Levret-Albaret, 1996) révèle l'existence d'une trentaine de tremblements de terre plus ou moins bien connus dans la région du Mont-Saint-Michel. Parmi ceux-ci, le tableau suivant indique à la fois les séismes pour lesquels l'intensité à l'épicentre a atteint ou dépassé le degré V de l'échelle d'intensité MSK* et l'intensité des effets correspondant au Mont-Saint-Michel. Pour mémoire, rappelons qu'une secousse d'intensité V correspond à un ébranlement général des constructions, mais sans dommage ; le degré VI engendre quelques fissures dans les bâtiments et le degré VII provoque des dégradations notables telles que lézardes ou chutes de cheminées.

Date	Région épicentrale	Coordonnées de l'épicentre	Intensité à l'épicentre (Échelle MSK)	Intensité au Mont-Saint-Michel (Échelle MSK)
1584	Baie du Mont-St-Michel	Indéterminées	Inconnue	VI
1619	Baie du Mont-St-Michel	Indéterminées	Inconnue	V
1640	Environs de Coutances	Indéterminées	Inconnue	V
1773	Iles anglo-normandes	- 2.19 / 49.19	V-VI	IV-V
1804	Golfe normano-breton	- 204 / 48.54	VI	V
1877	Golfe normano-breton	- 2.06 / 48.54	V	V
1895	Environs de Saint-Malo	- 1.55 / 48.27	V-VI	V
1920	Environs de Saint-Malo	- 1.58 / 48.34	V	IV
1923	Golfe normano-breton	- 1.43 / 48.52	V	II
1926	Iles anglo-normandes	- 2.07 / 49.07	VI-VII	IV
1927	Iles anglo-normandes	- 2.09 / 49.10	V	IV
1930	Iles anglo-normandes	- 2.02 / 49.08	V	III
1950	Environs de Saint-Malo	- 2.00 / 48.33	V	V
1959	Environs de Saint-Malo	- 1.43 / 48.21	V	IV

Tabl. 3 - Sismicité historique d'intensité supérieure à V (MKS*) dans la baie du Mont-Saint-Michel et alentours.

Le principal épicentre régional se situe au large des îles anglo-normandes. Le dernier séisme ressenti dans la baie, le 26 novembre 1996, avait une intensité de 3 (échelle de Richter) au Mont et de 4,5 à son épicentre. Ce dernier a été localisé à 14 km au large du Bec d'Andaine, dans l'axe de la faille de Granville-Drome. La secousse a été ressentie jusqu'à Saint-Lô.

EXPLOITATION DU SOUS-SOL ET RESSOURCES NATURELLES

RESSOURCES EN EAU

Données climatologiques

Les côtes du golfe normand-breton sont caractérisées par un climat océanique particulièrement doux. La température annuelle moyenne est supérieure à 11°C au Mont-Saint-Michel (9°C au Sud du département de la Manche vers Mortain). La température mensuelle la plus élevée est observée en août (environ 17 à 18°C), la moins élevée en janvier (environ 5 à 6°C).

Les précipitations sont plus faibles sur les côtes et dans la zone abritée du Sud-Ouest, qu'au fond de la baie exposé au Nord-Ouest et à l'intérieur des terres : en moyenne, il tombe à Pontorson 725 ± 25 mm par an, soit 200 mm de moins qu'à Avranches, 300 mm de moins qu'à Coutances et près de 700 mm de moins que dans l'axe Villedieu-les-Poëles-Mortain où la pluviométrie peut atteindre 1 500 mm. Du côté breton de la baie, les contrastes de pluviométrie sont moins marqués. La pluviométrie annuelle à Dol-de-Bretagne, Cherrueix ou Cancale est de l'ordre de 720 mm.

Les précipitations sont assez régulièrement réparties dans l'année. A Avranches, la période d'octobre à mars réunit les mois les plus pluvieux (maximum en décembre). A Pontorson et Dol-de-Bretagne, la période d'octobre à décembre est marquée par les précipitations mensuelles les plus importantes, avec un maximum en octobre (fig. 26).

Les vents dominants sont de secteur Nord-Est de février à juin, Nord-Ouest au cours des mois de juin à août, et Sud à Sud-Ouest de septembre à janvier. Les houles provoquées par les vents locaux de secteurs Nord à Nord-Ouest exercent une action notable sur les zones les plus externes de la baie, telles que la côte sableuse située entre Saint-Jean-le-Thomas et Genêts.

Hydrologie

Les trois fleuves côtiers qui débouchent dans la baie du Mont-Saint-Michel ont un débit faible : $8 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Sée, $20 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le Couesnon et la Sélune. Ces trois cours d'eau jouent toutefois un rôle important dans les processus de sédimentation et d'érosion, notamment par la divagation de leurs chenaux sur l'estran.

Les bassins versants concernés ont pour surface respective : 771 km^2 pour la Sélune, 85 km^2 pour l'Oir et 510 km^2 pour le Couesnon. Les débits d'étiage sont observés en août ou septembre. Les débits les plus forts sont

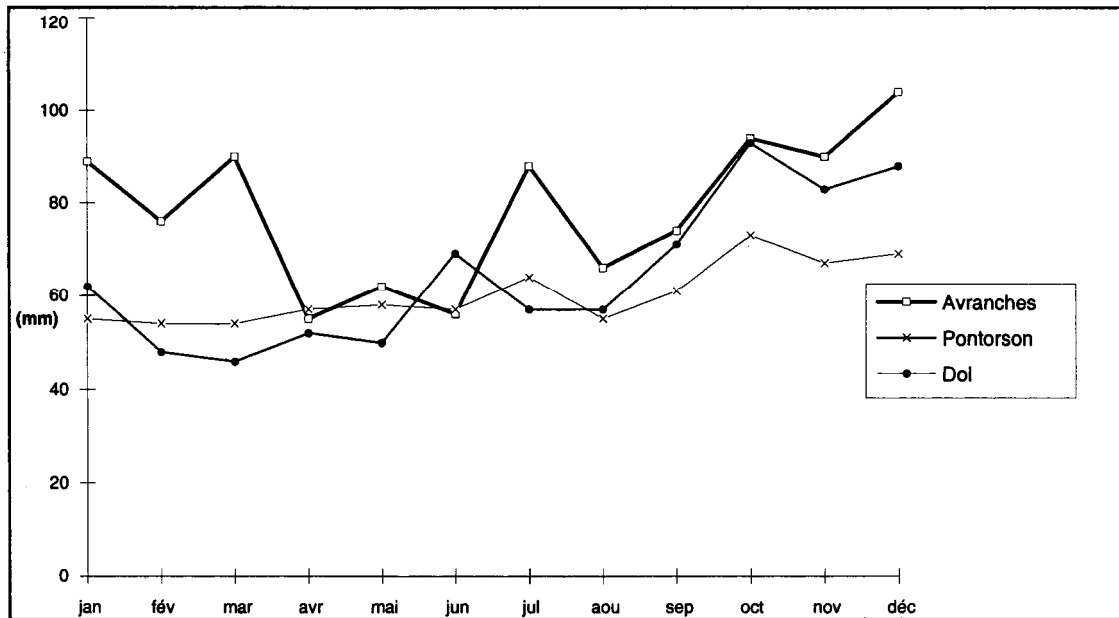


Fig. 26 - Précipitations mensuelles moyennes pour trois sites de la feuille irrégulière du Mont-Saint-Michel (d'après les données de la météorologie nationale).

toujours observés en février. Sur l'année et pour les stations hydrologiques mentionnées, les débits moyens sont de 9,92 m³/s pour la Sélune, 0,84 m³/s pour l'Oir et 4,53 m³/s pour le Couesnon. La Sélune acquiert ainsi la moitié de son débit dans les 25 derniers km de son cours. Quant au Couesnon, il acquiert les trois quarts de son débit sur les 32 derniers km de son cours.

Il existe de nombreux petits cours d'eau (le Valmoisson, l'Allemagne, la Vesquerie, le Claquerel, etc.) dont le débit est presque insignifiant : par exemple, 1,38 l/s mesuré pour le ruisseau de la Vesquerie (208-4X-0023, commune de Sartilly).

Les principales données sur les débits caractéristiques des cours d'eau du secteur sont synthétisées sur la figure 27.

Données hydrogéologiques

Le comportement hydrogéologique des aquifères présents sur la feuille Mont-Saint-Michel varie en fonction de l'état de fracturation et/ou d'altération de l'encaissant, ainsi que de la nature lithologique des formations du socle et de leur recouvrement. Les principaux aquifères souterrains sont localisés dans le granite, les schistes briovériens et les roches métamorphiques du massif de Saint-Malo (gneiss *sensu lato*), terrains présentant une perméabilité de fissures et localement d'interstices dans les parties altérées du socle. De manière générale, les débits instantanés sont faibles et très variables d'un point à un autre (tabl. 4).

Les schistes briovériens sont susceptibles de fournir des débits instantanés²⁷ moyens de l'ordre 17 m³/h. La plupart des ouvrages indiquent une productivité comprise entre 10 et 30 m³/h. Des débits supérieurs sont exceptionnels. On peut cependant citer : 70 m³/h (route de Dinan, Dol-de-Bretagne) dans un secteur très fracturé, 60 m³/h (ZA de Dol-de-Bretagne), 40 m³/h (la Haye, Saint-Georges-de-Gréhaigne), etc. Les schistes briovériens paraissent fournir la ressource en eau la plus importante en débit moyen et la plus facilement accessible (puits les moins profonds).

Le granite fournit des débits moindres (13 m³/h en moyenne) pour des ouvrages un peu plus profonds que dans les schistes briovériens. Il convient surtout de noter la forte variabilité des débits en zone granitique en fonction de la fracturation du massif. Les zones très fracturées peuvent donner de forts débits : par exemple 66 m³/h aux Grands Prés (207-8X-0006, commune de Cancale). Des débits dérisoires peuvent aussi être rencontrés lorsque les conditions sont défavorables : débits inférieurs ou égaux à 5 m³/h dans le

²⁷ Le débit instantané, obtenu à la foration, rend compte des caractéristiques de perméabilité locale autour de l'ouvrage. Le débit d'exploitation pérenne est toujours inférieur au débit instantané.

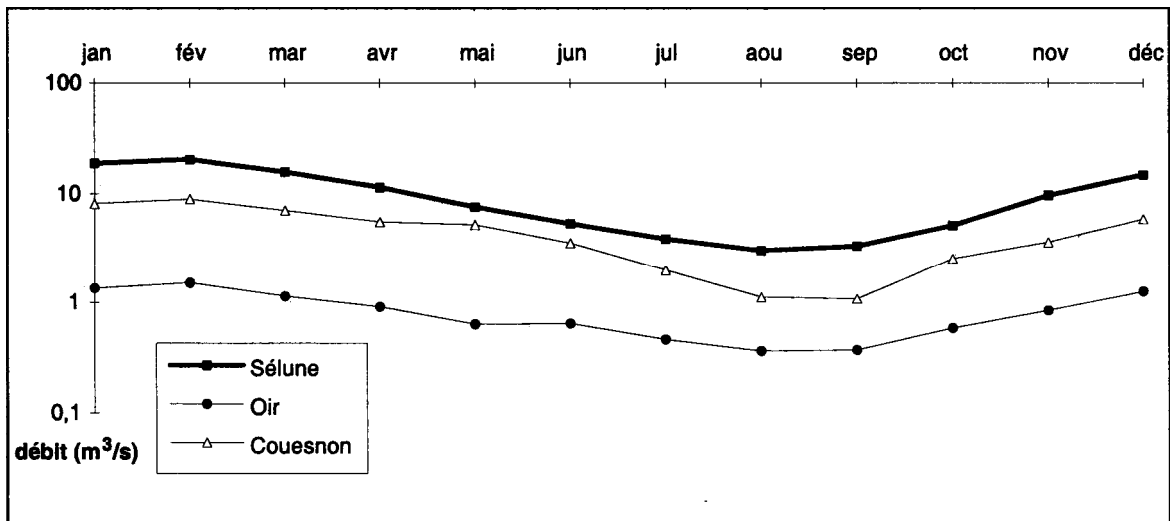


Fig. 27 - Débits moyens interannuels de la Sélune à Saint-Aubin-de-Terregatte, du Couesnon à Romazy et de l'Oir à Ducey

même secteur des Grands Prés en zone moins fracturée (207-8X-0003, 0004 et 0008), 1,8 m³/h au Verger (207-4X-0001, Cancale), etc. À La Chanière (208-4X-0015, Sartilly), le développement de l'arène granitique grossière et peu consolidée permet d'obtenir un bon débit (40 m³/h) à faible profondeur (6 m).

Les gneiss du massif de Saint-Malo fournissent des débits comparables à ceux du granite (13 m³/h). Cependant, la profondeur des ouvrages est nettement plus importante (près de 100 m en moyenne) pour atteindre à ces débits. A Vauhariot (Cancale) et à la Ville-Gilles (Saint-Méloir-des-Ondes), les deux ouvrages les plus profonds recensés sur la feuille Baie du Mont-Saint-Michel, ont permis l'obtention, respectivement, d'un débit de 24 m³/h à 151 m de profondeur et de 9,6 m³/h à 124 m de profondeur.

Les rares débits observés dans les cornéennes et les dolérites ne sont pas significatifs au plan statistique. Il n'y a pas de ressources importantes liées aux formations quaternaires sableuses.

Aquifères	Nombre de données	Débit moyen (m ³ /h)	Débit maximum (m ³ /h)	Débit minimum (m ³ /h)	Profondeur moyenne (m)
Granite	26	13	66	0,5	57
Gneiss	7	13	30	3	92
Schistes briovériens	41	17	70	3	45

Tabl. 4 - Valeurs moyennes des débits, et profondeurs des ouvrages de pompage des eaux souterraines localisés sur la coupure Baie du Mont-Saint-Michel (d'après les données de la Banque du sous-sol, régions Bretagne et Basse-Normandie).

Comme sur la feuille voisine de Dol-de-Bretagne (dont une partie de l'information est reprise ici), il apparaît que les formations briovériennes fournissent des débits supérieurs à ceux observés dans les granites. En valeurs absolues, les débits semblent sensiblement supérieurs sur la feuille Baie du Mont-Saint-Michel : granite 13 m³/h (contre 5,4) et schistes briovériens 17 m³/h (contre 9,7) (Bogdanoff et Julien, 1996).

Les eaux souterraines sont principalement recherchées pour les besoins domestiques (AEP), agricoles (irrigation, lavage des légumes) et industriels. Parmi les activités spécifiques à la baie du Mont-Saint-Michel, on peut citer l'utilisation d'eau douce pour le nettoyage des moules (208-5X-0001).

L'augmentation des teneurs en nitrates dans les eaux souterraines est caractéristique des régions à forte vocation agricole : région d'Avranches et partie bretonne de la feuille. Des teneurs supérieures à 50 mg/l sont fréquemment relevées (Collectif, 1989). Les nitrates, très solubles dans l'eau,

sont disponibles à la percolation et sont susceptibles de migrer vers la nappe lorsque le sol entre en drainage. Les eaux souterraines de la région considérée sont généralement marquées par une forte agressivité (forte teneur en CO₂) et une faible minéralisation (résistivité de 4 000 à 6 000 ohm/cm). Voir également la notice de la carte géologique Dol-de-Bretagne.

En raison de la faible productivité des aquifères souterrains, la plupart des grosses collectivités (Pontorson, Avranches, Jullouville-Carolles, etc.) s'orientent vers des ressources superficielles pour satisfaire les besoins en eau potable, tandis que les petites collectivités (Ducey, Sartilly, etc.) recherchent préférentiellement des ressources souterraines. Il en résulte des problèmes soit qualitatifs - traitements d'affinage pour les grosses collectivités -, soit quantitatifs - nécessité de réaliser des forages profonds pour les petites collectivités.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

La région étudiée comporte essentiellement des exploitations de roches dures : pierres de taille (granites, cornéennes), matériaux d'empierrement (cornéennes, arènes granitiques, schistes). Des substances liées au domaine maritime ont fait ou font encore l'objet d'exploitations : sel des anciennes salines, tangué et sables coquilliers exploités pour l'amendement calcique des terres agricoles, sables éoliens quaternaires.

Il existe six carrières actives en 1997 sur la carte, dont il est extrait du matériau de viabilité (granulats). En Ille-et-Vilaine, il s'agit des carrières Pensa à La Bosse à l'Abbé (246-2-0001, Bagger-Pican), Vauriffier à La Rivière (246-2-0003, Saint-Broladre) et Saint-Guinoux à La Gaîté (245-4-0001, en limite ouest de la carte). Dans la Manche, il s'agit des carrières Sémary (208-4-0001, Saint-Pierre-Langers), Laîné à Cosnicat (208-4-0002, Jullouville) et Laîné à Saint-Senier-sous-Avranches (209-2-0001). La carrière Sémary fournit aussi du granite pour pierre de taille.

• **Granites.** Le granite de Carolles-Vire a été exploité de longue date, principalement sur la bordure nord du massif qui présente encore quelques carrières en activité en 1997.

De la carrière actuelle de Saint-Pierre-Langers (208-4-0001) est extrait un granite « jaune » recherché pour son esthétique en tant que pierre de construction (utilisé pour la construction de l'abbaye de La Lucerne et de nombreux édifices d'Avranches et de Granville. Il s'agit d'un leucogranite riche en quartz. La teinte générale légèrement orangée est due aux composés ferriques qui pigmentent les feldspaths.

D'anciens sites carrières s'observent à Saint-Pierre-Langers (208-4-0005), abandonné en 1972, (4-0006 et 4-0037), Edenville, Groussey (Saint-Michel-des-Loups) et Angey (filon de leucogranite). L'ancienne carrière des Perrières (Saint-Michel-des-Loups : 208-3-0002, abandonnée en 1993) a fourni un granite « bleu » (17 700 t extraites en 1989), utilisé en pierre de taille (restauration de l'abbaye de La Lucerne), pierres tombales, et aussi comme enrochement. Il s'agit d'un granite clair peu diaclasé (sauf en surface), à biotite, orthose perthitique et plagioclases peu altérés.

Le granite du massif de Saint-Broladre a été exploité dans les carrières de Sève-Davy (246-2-0005, Saint-Broladre), à La Trillardière et à Monlieu (Roz-sur-Couesnon), ainsi qu'à La Cure (Sains).

Pour mémoire, la granodiorite de la Grande-Ile de Chausey a servi à l'édification de l'abbaye du Mont-Saint-Michel à partir du XI^e siècle.

• **Cornéennes.** Les cornéennes situées au contact du granite de Carolles-Vire fournissent de bons granulats. Dans l'ancienne carrière d'Apilly (Saint-Senier-sous-Avranches), à bancs fortement inclinés et diaclasés, un faciès de cornéennes rubanées à biotite, cordiérite et muscovite, parfois de métagrauwackes (très quartzeux) a été exploité. A Cosnicat (Jullouville, 208-4-0002), des métagrauwackes et des schistes tachetés à cordiérite et biotite, en couches subverticales très diaclasées, sont encore exploités pour la voirie et le bâtiment (120 000 t extraites en 1989).

D'autres sites de roches semblables ont existé à La Ferrerie (Angey, 208-4-0003), près du Pignon Butor (Carolles) et à Avranches même, sur le versant en rive gauche de la Sée.

L'auréole de métamorphisme du massif de Saint-Broladre a également fourni des matériaux d'empierrement à Saint-Broladre même (carrière de Carlac, 246-2-0006, de La Rivière, 246-2-0003), à Bagger-Pican (carrières de La Rivière, 246-2-0010, du Vauhéal, 246-2-0011 et 0012), à Roz-sur-Couesnon (carrières de Gogray, 246-3-501, de La Bégassière, 246-3-0502, du bourg (246-3-0505) et des Chouanières (246-3-0506), ainsi qu'à Saint-Marcen, dans les carrières de La Poultière (246-3-0503) et de La Haltière (246-3-0504). Cornéennes et granite ont été exploités ensemble dans les carrières de La Gaîté (245-4-0001, Saint-Guinoux) et de Narbonne (246-2-0007, Saint-Marcen).

La bordure du pointement leucogranitique du Mont-Dol a été exploitée dans les carrières du Croisé-Join (246-1-0001), de Champ-Hamon (246-1-0002) et à proximité du bourg (246-1-0001).

Le granite de Saint-Broladre et les cornéennes entrent dans les matériaux de construction de la cathédrale de Dol-de-Bretagne. Les cornéennes furent également utilisées pour le parement externe des digues des polders.

- **Roches du métamorphisme général.** Les roches gneissiques et schisteuses du massif de Saint-Malo ont été exploitées en tant que pierres de taille, à l'Est de Saint-Coulomb et au Sud-Ouest de Saint-Méloir-des-Ondes. Des faciès de micaschistes ont été extraits à La Mettrie Fourdoré (207-8-0001, Cancale), ainsi qu'à Saint-Guinoux dans les carrières de La Garde (245-4-0004) et de la Gaîté (245-4-0002 et 0003).

Les schistes briovériens ont été recherchés pour l'empierrement à Mont Rouault (Pleine-Fougères), au Nord-Est de Servon et au Sud-Ouest de Courtils. Ils ont également été utilisés en pierres de l'appareil ordinaire des constructions locales, en association avec des matériaux plus résistants tels que le granite requis pour les pourtours de portes et fenêtres (églises de Pontorson, Genêts, Saint-Pierre-Langers, etc.). Des carrières temporaires furent ouvertes pour les travaux d'endiguement (Roche-Torin).

- **Dolérite.** Un filon de dolérite recoupant le granite de Saint-Broladre a été jadis exploité à La Ville-Guillaume (246-2-0007 et 0008, Saint-Broladre) pour fournir du matériau d'empierrement.

Des dolérites sécantes aux cornéennes ont également été exploitées à La Bosse à l'Abbé (246-2-0001, Bager-Pican) et à Grand-Géraut (246-2-0002, Saint-Macan).

- **Arènes granitiques et sables.** À Saint-Pierre-Langers, la partie supérieure de la carrière Sémary - un granite arénisé sur 3 à 5 m d'épaisseur - est exploitée en qualité de sable grossier. Les arènes granitiques des divers massifs ont servi par le passé à la fabrication des mortiers et au sablage des chemins (entre autres, anciennes exploitations à Montviron et à Sains).

Dans le secteur nord-est de la baie du Mont-Saint-Michel, du sable riche en bioclastes a été extrait des dunes littorales. Au Sud de Romilly (Genêts), une exploitation ouverte vers 1918 produisait un sable quaternaire blanc, à forte teneur en quartz et sans argile, avec une granulométrie de 0,2 à 3 mm. La production la plus importante a été de 35 000 t (1973). En 1982, 20 000 t étaient encore extraites. Sur la route de Champillon, il a été exploité un sable fin à stratifications entrecroisées couronné d'un sol ferrugineux. Le sédiment est décarbonaté et éolisé ; il repose sur un matériel alluvial (cailloutis peu usés de quartz et de schistes d'origine fluviale).

- **Tangue.** L'exploitation de la tangue, matériau carbonaté caractéristique du haut estran estuarien, est connue depuis le début de l'époque féodale. La

tangue était recherchée pour l'amendement calcique des terres agricoles qu'elle enrichissait également en oligoéléments d'origine marine. Les sites d'extraction se situaient sur les rives de la Sée, de la Sélune et du Couesnon. Le principal site d'extraction était à l'anse de Moidrey. Au milieu du XIX^e siècle, le volume annuel de tangue extraite était estimé à 500 000 m³. Cette activité a contribué au ralentissement des colmatages de la partie estuarienne de la baie (L'Homer, 1971).

Soumises à une autorisation de l'Administration des Affaires maritimes (à portée dissuasive) les extractions de tangues sont devenues rares. Un cahier des charges des extractions a été établi précisant les sites autorisés (Larsonneur et Legendre, 1988).

- **Sable calcaire.** Sur la côte bretonne, de Cherrueix à Château-Richeux, ce sont des sables bioclastiques et des bancs coquilliers du haut-estran qui sont exploités comme amendements calciques, notamment pour les terres agricoles du massif de Saint-Malo. Pour éviter une surexploitation, les prélèvements sont soumis à autorisation de la DDE d'Ille-et-Vilaine (environ 4 000 m³/an).
- **Tourbes.** Il existe des gisements de tourbes, d'une part entre Dol-de-Bretagne et Plainfossé et, d'autre part, entre Landrieux et Saint-Guinoux (région de Lillemer). Ils couvrent plus de 500 ha ; ce sont les plus importants de Bretagne. Les réserves en tourbes blondes et brunes ont été estimées à 2 millions de tonnes (Atlas, 1949).
- **Sel.** Jusqu'au début du 19^e siècle, la production de sel marin a représenté une activité importante sur les rives estuariennes de la baie (cf. sites historiques anciens, p. 115).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

La région couverte par la feuille Mont-Saint-Michel est pauvre en ressources minières. Aucune exploitation ancienne n'y a été découverte. Les rares indices sont sans intérêt économique. La plupart d'entre eux résultent des travaux de synthèse de la prospection à la batée (Guigues et Devismes, 1969). Le bateyage a notamment révélé des teneurs élevées en cinabre et en wolframite dans les alluvions au Nord et au Nord-Ouest du massif de Carolles-Vire.

- **Or-Tungstène.** Il existe deux indices d'or sur l'emprise de la feuille : l'un est situé dans la haute vallée de la Braize sur la coupure régulière d'Avranches (commune du Luot, 209-2-4001) et recèle une minéralisation à or et tungstène ; l'autre est localisé au Mont-Dol (246-1-4001) associé à des filonnets de quartz renfermant une minéralisation à traces d'or, arsénopyri-

te très abondante et autres minéralisations fréquentes à rares (pyrite, oxydes de titane, marcassites, minéraux de bismuth, etc.)

De manière générale, les alluvions situées dans les secteurs d'affleurement des terrains briovériens, sont relativement riches en or, principalement au Sud d'Avranches et à l'Ouest du Massif de Saint-Broladre où les teneurs dépassent 1 g/m³.

- **Zinc.** Au Pignon Butor (Carolles), un stockwerk à blende (208-3-4001) a été mentionné par A. Bigot dans la 2^e édition du 1/80 000 de Coutances (1928). Le terrain ne permet pas d'en retrouver la trace. Son existence supposée repose sur plusieurs sources écrites du XVII^e siècle y mentionnant aussi la présence d'or, d'argent et de cuivre (Revue de l'Avranchin, 1955). Dans ce secteur, Bonissent (1870) décrit des travaux de recherche de zinc datant de 1822.
- **Quartz.** Des filons de quartz affectent les massifs granitiques, principalement au Nord-Est de Sartilly et à La Butterie (commune de Montviron).
- **Tourmaline.** Un petit indice de tourmaline est mentionné à la pointe du Grouin (Cancale), sur la carte de Saint-Malo (Pillard *et al*, 1985).
- **Titanomagnétite-Ilménite.** Dans une carrière située sur la bordure septentrionale du Mont Dol, un filon de dolérite à grain fin renferme une minéralisation à titanomagnétite et ilménite abondantes, associées à la chalcopyrite et la pyrite (rares), et divers minéraux transparents.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

LA BANQUE DES DONNÉES DU SOUS-SOL

Lors de la parution de cette édition, près de 90 sondages avaient été effectués sur le territoire représenté par cette feuille. Ces sondages sont répertoriés et les principales données sont conservées dans la Banque de données du sous-sol (BSS) gérée au BRGM, par le Service géologique national au titre de l'article 131 du Code minier. La localisation d'environ 60 d'entre eux est indiquée sur la carte, car seuls figurent ceux jugés dignes d'intérêt et dont les résultats n'étaient pas confidentiels. La numérotation de ces sondages correspond à leur numéro d'archivage au Service géologique national, qui est conçu comme suit :

le premier indice de classement BSS correspond au numéro de la carte de l'IGN* à 1/50 000 ; le n° 208 étant attribué à la coupure topographique « Mont-Saint-Michel ». Pour avoir une vue globale de la baie, la carte géo-

logique Baie du Mont-Saint-Michel empiète sur les feuilles voisines de Saint-Malo (n° 207) à l'Ouest, de Dol-de-Bretagne (n° 246) au Sud, et de d'Avranches (n° 209) à l'Est ; un très faible recouvrement existe également avec les feuilles de Dinan (n° 245) au Sud-Ouest, de Saint-Hilaire-du-Harcouet (n° 247) au Sud-Est et de Granville (n° 172) au Nord-Est. Les numéros d'identification des cartes topographiques de l'IGN ne sont pas reportés devant les indices BSS indiqués sur la carte géologique - Se reporter au tableau n° 5 ci-dessous :

		172 GRANVILLE (1998)
207 SAINT-MALO (prévue 2002)	208 BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL (1999)	209 AVRANCHES (1984)
246 DINAN (prévue 2003)	245 DOL-DE-BRETAGNE (1997)	247 SAINT-HILAIRE- DU-HARCOUET (1984)

Tabl. 5 - Limites de la carte géologique « Baie du Mont-Saint-Michel ».

Le premier numéro reporté sur la carte (= le second du code BSS)* est compris entre 1 et 8 et correspond au huitième de la feuille IGN à 1/50 000 dans laquelle est localisé le sondage. Il est suivi du numéro d'ordre du sondage à l'intérieur du huitième. Les coupes résumées des principaux sondages traversant les terrains holocènes figurent en annexe 1.

Les plus anciens sondages répertoriés datent de 1898 et ont été effectués par M. Mazelier, pour le compte de la Compagnie des chemins de fer de l'Ouest. Des forages seront réalisés sur l'estran en 1950-1951, par le Service d'Études des Usines Marémotrices (SEUM). Les campagnes de sondage suivantes sont liées à l'aménagement du Couesnon : 1959 (Entreprise Bachy) pour les études de faisabilité d'un barrage ; 1963 (Ponts & Chaussées de Rouen) en vue de la modification de l'emplacement du barrage ; 1966 (Entreprise Ménard) construction du barrage de La Caserne. Viennent ensuite les travaux en vue du désensablement de la baie (1986 - Société Fondouest) et de la construction de la voie rapide passant par Pontorson.

Un certain nombre de sondages scientifiques ont également été réalisés pour mieux connaître les dépôts quaternaires. Parmi ceux-ci, il convient de signaler la dizaine de carottages effectués (1969) dans le marais de Dol par

M-T Morzadec-Kerfourn et publiés en 1975. Dans le cadre de la carte géologique, il faut signaler la quarantaine de sondages exécutés sur la côte et sur l'estran par J.P. Lautridou (1978, 1996), par A. L'Homer et J.P. Ferey (1980).

Consultation de la Banque de données du sous-sol (BSS)

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés sur le territoire de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés dans les Services Géologiques Régionaux (SGR) :

- Soit pour la partie bretonne de la baie, à l'Ouest du Couesnon, au :
BRGM - SGR-BRETAGNE,
Centre d'affaires Le Bignon, 4b, rue du Bignon,
35000 RENNES
Téléphone 02 99 86 00 30 ; Fax 02 99 86 00 18
- Soit pour la partie à l'Est du Couesnon, au :
BRGM - SGR BASSE-NORMANDIE,
CITIS, 4, avenue de Cambridge, 14209 HÉROUVILLE-SAINT-CLAIR
Téléphone 02 31 06 66 40 ; Fax 02 31 06 66 43
- Soit au :
BRGM - Centre National de Consultation,
Maison de la géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 PARIS
Téléphone 01 47 07 91 96 ; Fax 01 43 36 76 55

GLOSSAIRE

Sigles et abréviations

A/CNK	Rapport de l'alumine sur les autres constituants (CaO + Na ₂ + K ₂ O).
AD	Anno Domini = après JC.
BC	Before Christ = avant JC.
BP	Before Present, avant l'actuel (= avant 1951, date de référence pour les datations par
C	Isotope radioactif du carbone utilisé en radiochronologie pour dater les objets plus récents que 50 000 ans et vieux d'au moins
14,	500 ans.
	Bureau de recherches géologiques et minières.
BRGM	Banque des données du sous-sol (gérée par le BRGM).
BSS	Carte marine.
CM.	Centre national des études spatiales.
CNES	Établissement principal du service hydrographique et océanographique de la Marine.
EPSHOM	Résonance de spin électronique.
	Institut géographique national.
ESR	Institut national des sciences de l'univers (CNRS).
IGN	Laboratoire central hydraulique de France.
INSU	Millions d'années.
LCHF	Échelle d'évaluation de l'intensité des séismes en un lieu, qui
Ma	compte 12 degrés.
MKS	Nivellement général de la France.
	Global Positioning System (système de positionnement par satellites).
NGF	
GPS	Service d'études de l'usine marémotrice (EDF).
	Voir EPSHOM.
SEUM	
SHOM	Société grenobloise de recherche, d'études et d'aménagement
SOGREAH	hydraulique.

Termes techniques et locaux

Bied, bié ou bieu : formes phonétiques régionales correspondant au français standard *bief*, probablement prononcé *bié* entre le XIII^e et le XVI^e siècles. Son étymon est le gaulois *bedum* = canal, fossé.

Bourban : façon de désigner les troncs d'arbres trouvés dans les sols marécageux. Dérive probablement de *bourbe*, du gaulois *borvo* (boue qui s'accumule au fond des eaux stagnantes).

Chénopodiacées : famille de plantes dicotylédones apétales bien représentée dans la végétation du schorre (Artiplex, obione ou pourpier de mer, salicornes, soude ou *Sueda maritima*).

Coërons : nom breton désignant dans le marais de Dol les vieilles souches d'arbres noircies et conservées dans les horizons tourbeux. De *coët* ou *coât* : bois forestier et *ronn* ou *rann* signifiant renversé et morceau.

Colluvions : dépôt de bas de pente, relativement fin et dont les éléments ont subi un faible transport à la différence des alluvions.

Criche : désigne les ruisseaux qui entaillent l'herbu et en assurent le drainage. Ce nom a la même origine que *crique* et dérive du Scandinave *kirki* qui signifie *creux*, *cavité*, *anse*. Le sens de ruisseau existe dans le moyen néerlandais *creke* et dans l'anglais *creek*.

Dick : ce terme a pour origine le moyen néerlandais *dije* qui a pénétré à travers les parlés gallo-romans limitrophes des Flandres. Attesté en français dès 1293, sous la forme de *diic*, puis de *dike*, il désigne un remblai ou une construction qui sert de rempart contre les eaux d'un fleuve ou de la mer. Le « Grand dick » (près de Saint-Léonard), le « Vieux dick » (protégeant le marais d'Ardevon), le Dick de Lieuy à Roz-sur-Couesnon. Dick a donné « digue » en français.

Dunkerquien III : subdivision du Flandrien terminal (cf. tabl. 1 p. 32).

Enclos : terme utilisé pour désigner les terrains gagnés sur la mer dans la baie et protégés par des digues de tangues. En 1856, la Cie Mosselman introduisit le terme néerlandais de *polder* qui correspond à un autre mode de conquête sur la mer cf. p. 121.

Flot : marée montante par opposition au jusant, marée descendante (dict. Littré).

Gélifraction : processus de fractionnement des roches par le gel.

Head : terme d'origine anglaise utilisé dans le Massif armoricain et en Normandie pour désigner des éboulis de roches géli fractées, plaquées contre les reliefs schisteux ; formation que l'on trouve « en tête » des carottes forées dans le sous-sol.

Jusant : reflux de la marée.

Lutites : ensemble des sédiments détritiques à éléments inférieurs à 62,5 microns.

Marnage ou amplitude de la marée : différence de niveau entre une pleine mer et une basse mer consécutives.

Mascaret : lame déferlante occupant tout le lit d'un fleuve ou d'un estuaire et remontant ces derniers au tout début du flot en période de vive eau (forts coefficients).

Pléniglaciaire : période recouvrant la phase de froid maximal d'un cycle glaciaire. Pour le dernier cycle ou cycle weichsélien, le refroidissement maximal est centré autour de - 20 000 ans BP.

Pergélisol : sol gelé en permanence des régions arctiques. Synonyme du terme anglo-saxon *permafrost* souvent utilisé aussi.

Progradant (prograder, progradation) : phénomène de l'avancée progressive vers le large du talus oblique du front d'un delta sous-marin ; le terme est ici appliqué à la progression du rivage littoral vers le large.

Quokelunde (ou coquelonde) : de *Quokel-Lundr* (termes anglo-saxons et de vieux norois, littéralement, la « forêt des coques »).

Schorre : (nom néerlandais) Désigne la zone supratidale colonisée par la végétation halophyte. Equivalents régionaux : prés salés, herbus.

Slikke : (nom néerlandais) - En environnement estuarien, désigne l'espace intertidal moyen qui relie en pente douce le schorre à la zone intertidale inférieure (« Tidal flats » et chenaux de marée).

Solifluxion : glissement sur une pente de terrains gorgés d'eau, lesquels s'écoulent comme une masse boueuse.

Tangue : (de l'ancien nordique « tang ») - Sable vaseux, calcaire, très fin, grisâtre du littoral de la Basse Normandie, qu'on utilise comme amendement (cf. Dict. Robert).

Tène : site archéologique qui a donné son nom à la civilisation du 2^e âge du fer. La phase finale (ou Tène III) s'étend de -120 à la fin de la conquête romaine (-50).

Ubiquiste : se dit des minéraux lourds communs à la fois aux roches granitoïdes et aux roches métamorphiques.

Uranium-thorium (U-Th) : méthode de datation fondée sur la mesure de la désintégration naturelle de l'Uranium-230. Cette méthode est utilisée pour la datation d'échantillons constitués de carbonates ou de phosphates de calcium dont l'âge est compris entre 350 000 et 10 000 ans. Les âges obtenus sont sujets à caution si des circulations d'eau importantes ont affecté les sols contenant les échantillons analysés.

Wadden : (du néerlandais *De Wad*, cf. *Waddenzee*) - Espace intertidal inférieur sableux à sablonneux ; correspond aux « grèves » de la baie du Mont-Saint-Michel et aux « veys » de la baie du même nom. Ce terme est apparié à l'allemand « Das Watt » et à l'anglais « The Wash » (côte orientale de la Grande-Bretagne).

SITES D'OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES

À l'attention des touristes naturalistes, nous signalons ici un certain nombre de sites géologiques susceptibles d'être visités, ainsi qu'une animation muséographique remarquable concernant l'histoire de la baie.

Affleurements géologiques

- *Structures plissées affectant les terrains briovériens* : à basse mer de vive eau, à quelque distance du pied des falaises de Champeaux-Carolles, on peut observer un développement de structures en plis pincés au sein des cornéennes. Le Grouin du Sud, près de Saint-Léonard, plus accessible est également intéressant.
- *Graviers d'âge oligocène* (cf. p. 55) : l'ancienne carrière du Bois de Launay, envahie par la végétation et clôturée, n'est plus praticable. Depuis l'autoroute (tronçon Pontorson - Dol-de-Bretagne) emprunter la route de Sains, obliquer vers la Lande de Lamblay, puis prendre un chemin de terre pour atteindre la cote 78 (carte au 1/25 000). Quantité de petits galets aux formes très arrondies et de graviers affleurent dans les champs.
- *Terrains fluviaux* : la terrasse la mieux conservée se situe au NNW de Pontaubault, en rive droite de la Sélune (indice Fx).
- *Sables éoliens weichséliens* : ils affleurent en de nombreux points tout autour de Genêts notamment à l'Est et au Sud-Est. Avec une loupe à fort grossissement on peut observer la forme arrondie et l'aspect dépoli de la surface des grains.
- *Déformations des couches superficielles par solifluxion et fentes de gel liées au pergélisol* : (cf. p. 60) : les structures les plus accessibles se trouvent en coupe de fossé près de Servon. A l'entrée du village en venant de la NI75 et un peu après, en direction de Montitier (à observer de préférence à la fin de l'hiver, la couverture herbeuse étant clairsemée).
- *Niveaux tourbeux flandriens* : ceux-ci affleurent sur la plage (en fort recul) au Sud des malencontreux enrochements de Pignochet (Saint-Jean-le-Thomas). On peut également accéder à l'autre extrémité du site par le chemin traversant les dunes, venant du hameau d'Obrey.
- *Les grèves de la baie* : elles comportent beaucoup de pièges, aussi convient-il d'être accompagné par un familier de la baie. Des animations sont régulièrement organisées par la Maison de la Baie à Genêts (02.33.70.86.46). Thèmes : connaissance générale de la baie, grandes marées et mascaret, géologie, lecture de paysages Tombelaine, ensablement de la baie, grands travaux pour préserver le caractère maritime du Mont-Saint-Michel, etc.
- *Les récifs d'hermelles* : le grand récif des hermelles est observable à basse mer de vive eau, mais après une longue marche d'approche. S'y rendre accompagné d'une personne expérimentée (zones d'enlèvement). Plus faciles

d'accès sont les Hermelles de Champeaux : emprunter la route en forte pente du Sol roc depuis la D221 sur la falaise de Champeaux. Les Hermelles sont protégées. On doit s'abstenir de briser les récifs. De même lorsqu'on explore les mares dans les rochers (pêche ou observations biologiques), il est bien recommandé de remettre exactement en place toute pierre soulevée.

Muséographie

« La naissance de la baie » (géologie, sédimentologie). Exposition permanente au Relais de Courtils, route de la Roche Torin 50220 COURTILS. Téléphone : 02.33.60.11.01 ; Fax : 02.33.89.66.09 ; E-mail : smet.courtills@wanadoo.fr

DOCUMENTS CONSULTÉS

Cartes géologiques voisines à 1/50 000

Feuille *Avranches* (n° 209) - Notice de 54 pages, par C. Langevin *et al.* (1984).

Feuille *Saint-Hilaire-du-Harcouet* (n° 247) - Notice 55 pages, par P. Dadet *et al.* (1988).

Feuille *Granville* (n° 172) - Notice 55 pages, par F. Doret *et al.* (1988).

Feuille *Dol-de-Bretagne* (n° 246) - Notice de 47 pages, par S. Bogdanoff *et al.* (1997).

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Dinan* (n° 60) - 1^{ère} édition. Par C. Barrois (1893).

Feuille *Dinan* (n° 60) - 2^e édition. Notice révisée par P. Pruvost (1940).

Feuille *Dinan* (n° 60) - 3^e édition. Réédition de la version de 1940 (1964).

Feuille *Avranches* (n° 61) - 1^{ère} édition. Par A. Pottier et A. de Lapparent (1882).

Feuille *Avranches* (n° 61) - 2^e édition. Par H. Matte (1942).

Feuille *Avranches* (n° 61) - 3^e édition. Par M.J. Graindor et M.M. Roblot (1964).

Carte géologique départementale

Carte du département d'Ille-et-Vilaine (1866) - par J. Durocher et M. Massieu.

Autres cartes

Carte bio-morpho-sédimentaire de la zone intertidale à 1/25 000 - Feuilles n° 6 : *Avranches - le Mont Saint-Michel* et n° 7 : *Cancale - Pointe du Grouin*. Par B. Guillaumont, D. Hamon, L. D'Ozouville (1984) - IFREMER.

Carte bio-morpho-sédimentaire de la zone intertidale à 1/25 000 (*Côte ouest du Cotentin et baie du Mont-Saint-Michel*). Etude régionale intégrée du Golfe normano-breton - Par B. Guillaumont, D. Hamon, L. R. Lafond, J. Le Rhun, J. Levasseur, J.Y. Piron (1987). Ed. IFREMER, Centre de Brest, n° DERO-87-17-EL. Notice 50 p., 7 cartes h.t.

Carte des sédiments estuariens - *In* maintien du caractère maritime aux abords du Mont Saint-Michel. Étude d'impact de la digue de Roche-Torin (faune et flore). Lab. marit., Muséum Nat. Hist. Nat. Dinard, 15 p. Par C. Legendre et L.M. Guillon (1981).

BIBLIOGRAPHIE

AUFFRET J.P. (1989) - Géométrie de la couverture sédimentaire meuble dans le domaine intertidal et sous-marin. *In* Larsonneur C. 1989. La baie du Mont Saint-Michel. *Bull IGBA*, n° 46, p. 17-18.

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

BAJARD J. (1966) - Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la baie du Mont Saint-Michel. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, ns, t. 8, fasc. 1, p. 39-111.

BALE P., BRUN J.P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 297, sér. I, p. 359-362.

BARRIOU R., HUBERT L., LE HENAFF (1988) - Image Landsat TM de la région du Mont Saint-Michel (France). Ed. Technip., *Rev. Photo-interprétation*, 1988, t. 1, fasc. 4, p. 25-32.

BIZIEN-JAGLIN C. (1992) - Nouvelle approche des briquetages à Hirel. Les Dossiers du Ce RAA, t. 20, 1992, p. 71-86.

BIZIEN-JAGLIN C. (1995) - Les sites de briquetages de la zone du marais de Dol dans leur contexte sédimentaire. Les dossiers du Ce RAA - Suppl. 1995, n° R, p. 81-94, 4 fig., 5 photos.

BOGDANOFF S., JULIEN M. (1996) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dol-de-Bretagne (246). BRGM : Orléans, 47 p. Carte géologique par Bogdanoff S., Julien C, Lafond R.L. (1996).

BONNEFILLE R. (1976) - Les réalisations d'Électricité de France concernant l'énergie marémotrice. Ed. EDF. La houille blanche, n° 2, p. 87-143.

BONNOT-COURTOIS C, LE RHUN J., LE VOT (1998) - Les herbues entre la chapelle Sainte-Anne et le Mont-Saint-Michel. État géomorphologique actuel et évolution, *in* Baie du Mont-Saint-Michel et estuaire de la Rance. Publ. ELF-EHEP - Annoncée courant 1999.

- BONNOT-COURTOIS C, CALINE B., LE VOT M. (1999) - La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance : environnement sédimentaire, aménagement et évolution récente. Publ. ELF-EHEP - Annoncée courant 1999.
- BOURCART J., BOILLOT G. (1960) - La répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, ns, vol. 3, fasc. 4, p. 189-199.
- BRIARD J. (1965) - Les dépôts bretons et l'âge du bronze atlantique. *Trav. Lab. anthrop. préhist. fac. Sci. Rennes*, 720, p. 313.
- BROWN M. (1978) - The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the St-Malo region, Armorican Massif, France. *Precambrian Research*, 6, p. 1-21.
- BROWN M. (1979) - The petrogneiss of the St-Malo migmatites belt, Armorican massif, France, with particular reference to diatexites. *N. Jb. Miner. Abk*, 135, p. 48-74.
- BROWN M., D'LEMOIS R.S. (1991) - The cadomian granites of Mancellia, north-east Armorican massif of France : relationship to the St-Malo pegmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research*, 51, p. 393-427.
- BRUN J.P. (1977) - La zonation structurale des dômes gneissiques. Un exemple, le Massif de Saint-Malo (Massif armoricain, France). *Can. J. Earth Sci.*, 14, p. 1697-1707.
- BRUN J.P., BALÉ P. (1990) - Cadomian tectonics in Northern Brittany. *In the Cadomian Orogeny. Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 51, p. 95-114.
- BRUN J.P., MARTIN H. (1978) - Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution d'un dôme migmatitique : le Massif de St-Malo (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XX, 1, p. 91-101.
- BRUN J.P., MARTIN H. (1979) - The St-Malo migmatite belt : a late Precambrian gneiss dôme. A comment. *Precambrian Research*, 8, p. 137-143.
- CALINE B. (1982) - Le secteur occidental de la baie du Mont-Saint-Michel. Morphologie, sédimentologie et cartographie de l'estran à 1/20 000. Documents du BRGM, 42, 250 p.
- CALINE B., LARSONNEUR C, L'HOMER A. (1982) - La baie du Mont-Saint-Michel : principaux environnements sédimentaires. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 7, Livre jubilaire Gabriel Lucas, p. 37-51.
- CAZABAT C. (1968) - Le massif de Saint-Malo. Etude de géomorphologie littorale. Dipl. E.P.H.E., Dinard, 386 p.
- C.G.G. (1952) - Essais de détermination par sismique réfraction de la nature du substratum autour de la baie du Mont-Saint-Michel. Rapport inédit, 12 p.

- CHALINE J., MONNIER J.L. (1976) - Une faune à *Lagurus* d'âge post-Brörup dans le site du Mont-Dol (Ille-et-Vilaine). *Bull. Ass. fr. Et. Quaternaire*, 47, p. 95-98.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GAITNOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull BRGM* (2), I, p. 3-18.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull Soc. géol. Fr.*, IV, 5, p. 815-829.
- CHAURIS L., DANGEARD L., GRAINDOR M.J., de LAPPARENT A.F. (1956) - Les principaux batholithes granitiques du bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 243, p. 77-79.
- CHAUVEL J.J., MANSUY C. (1980) - Le Protérozoïque du Massif armoricain (France) : données micropaléontologiques actuelles. *Precambrian Research*, 15, p. 25-42.
- CHAUVEL J.J., SCHOPF J.W. (1978) - Late Precambrian microfossils from Brioverian cherts and limestones of Brittany and Normandy, France. *Nature*, 275, 2681, p. 640-642.
- CHEDEVILLE A. (1995) - La mise en valeur des marais de Dol ; le témoignage des textes. In Baie du Mont Saint-Michel et marais de Dol ; milieux naturels et peuplement dans le passé. Les dossiers du Ce. R.A.A., suppl. n°R, p. 101-109.
- CHOUBERT G., FAURE-MURET A. (1980) - The Precambrian in north peri-Atlantic and south Mediterranean zones ; the Armorican Massif: a new interpretation. In: The Precambrian in mobile zones, special issue of the *Earth-Science Reviews*, vol. 16, n° 2/3, p. 140-154.
- CHOUBERT G., FAURE-MURET A., TIMOFEIV B.V. (1982) - L'âge des tillites (tilloïdes) de Granville (Normandie). 9^e réun. ann. Sc. Terre, p. 139.
- CLET M., PELLERIN J., LAUTRIDOU J.P., DELIBRIAS G. (1981) - Les formations holocènes et pléistocènes de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bull Soc. linnéenne Norm.*, 109, p. 3-20.
- COGNE J., WRIGHT A.E. (1980) - L'orogène cadomien ; vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe puis alpin. Colloque C6, 26^e congr. géol. intern., p. 29-55.
- Collectif (1795) - Mémoire sur la minéralogie du département de la Manche. *Annales des Mines*. II, 7, p. 25-63.
- Collectif (1949) - Les tourbières de France. Ministère de l'industrie et du commerce - Direction des mines. 1^{ère} partie : Mémoires, 225 p. ; 2^e partie : Résultat des prospections, 634 p., nbr fig. et plans, ; 1 Atlas.

- Collectif (1975) - Ille-et-Vilaine. Ressources du sous-sol, possibilités d'utilisations industrielles. Conseil Général d'Ille-et-Vilaine, Commissariat à la Rénovation rurale, BRGM.
- Collectif (1976) - Synthèse des ressources en granulats de Basse-Normandie. CETE Rouen, 69 p., annexes, 1 carte.
- Collectif (1989) - L'alimentation en eau potable du Sud-Manche. Bilan quantitatif et qualitatif. 10 p., 7 fig., 2 annexes.
- Collectif (1995) - Atlas hydrologique de la Bretagne. Agence de l'eau Loire-Bretagne, DIREN Bretagne, Saunier, eau et environnement.
- Collectif (1998) - La baie du Mont-Saint-Michel et ses bassins versants. Principales recommandations des Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion des Eaux. Publ. Comités de bassin de Seine-Normandie et de Loire-Bretagne. 12 pl. couleur, 4 p.
- COMPAIN P., LARSONNEUR C, WALKER P. (1988) - Les sédiments et leur dynamique dans la partie nord-est de la baie du Mont Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 112/113, p. 109-114.
- D'LEMONS R.N., BROWN M. (1993) - Sm-Nd isotope characteristics of the late Cadomian granite magmatism in northern France and the Channel Islands. *Geol Mag.*, 130, p. 797-804.
- DARAGON CONSEIL S.A., SOGREAH ingénierie, CEMAGREF (1998) - Projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel : bilan des études, essais et calculs sur le Couesnon. Com. scientif. 16-17/11/98. Rap. 36 p., 9 fig.
- DANGEARD L., DORE F., JUIGNET P. (1961) - Le Briovérien de Basse-Normandie (étage de Laize), série à turbidites, a tous les caractères d'un flysch. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.* (2), 4, p. 251-261.
- DARLET P.A., DABARD M.P., CHAUVEL J.J. (1990) - Les métasédiments briovériens de la Rance (Bretagne du Nord) dans l'évolution cadomienne du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 310, p. 779-786.
- DASTUGUE J. (1967) - Informations archéologiques. Circonscription de Haute et Basse-Normandie. Gallia préhistoire, XII, fasc. 2, p. 317 et 426.
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. T. 1, Doin édit., 293 p.
- DEBYSER J., FONDEUR C. (1956) - Application des méthodes granulométriques à l'interprétation d'une série détritique actuelle. Etude de la sédimentation entre Granville et Chausey. *Rev. Inst. Fr. pétrole*, n° XI, p. 551-572.
- DECAENS H. (1975) - Le Mont Saint-Michel à la belle époque. SPRI., SODIM, Bruxelles, 124 ph.
- DECAENS H. (1997). Les tremblements de terre au Mont. *Bull. Amis du Mont-Saint-Michel*, 102, p. 55-56.

- DELAZ D., GUILLON S., MAILLARD J.P. (1994) - Essais d'ouverture du barrage sur le Couesnon : les mesures. DDE de la Manche, *Bull. Insulaire* n° 21, 39p.
- DESDOIGTS J.Y. (1978) - Le marais de Dol occidental. Etude géomorphologique. Ec. Prat. Hautes Etudes, Dinard. Mém. 18, 236 p.
- DELIBRIAS G., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1975) - Évolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien. *Bull. As. fr. Et. Quaternaire*, n° 43-2, p. 59-70.
- DESDOIGTS J.Y., VERGER F. (1970) - La morphologie du marais de Dol. *Norois*, n° 66, 17^e an., p. 252-255.
- DIONNE J.C. (1966) - Les langues coquillières de la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. géogr. Montréal*, t. 20, p. 98-102.
- DIREN (1994). Catalogue des stations hydrométriques de Basse-Normandie. DIREN Basse-Normandie. Conseil Général de la Manche, DDAF et DDASS.
- DISSLER F., DORE F., DUPRET L., GRESSHIN F., IFGALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 5, p. 801-814.
- DOLET M., GIRESSE P., LARSONNEUR C. (1965) - Sédiments et sédimentation dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 10, t. 6, p. 51-65.
- DORE F., DUPRET L. (1979) - Le Protérozoïque supérieur (Briovérien) et le Paléozoïque inférieur du Massif armoricain nord-oriental (Normandie). *Bull. Soc. géol. min. Bretagne*, sér. C, t. XI, 1-2, p. 52-56.
- DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) - Normandie. Collection des Guides géologiques régionaux, sous la direction de Ch. Pomerol, Masson, Paris, 216 p.
- DORST J., L'HOMER A. (1989) - Face au comblement de la baie du Mont Saint-Michel : recommandations en vue de son aménagement. *La vie des sciences - C.R. Ac. des Sc, ser. générale*, t. 6, n° 5, p. 387-401.
- DOULCIER P. (1977) - Le Mont Saint-Michel. Le problème du caractère maritime du site. Univ. Paris XI, Orsay. Thèse Docteur-Ingénieur, 218 p.
- DOULCIER J. (1977) - Réflexions sur le travail d'un modèle très réduit. Résultats. Espoirs de résultats. Univ. Paris XI, Orsay. Thèse Docteur-Ingénieur, 420 p.
- DOULCIER J., LCHF (1977) - Conclusions des études sédimentologiques et définition des partis d'aménagement - Insertion des ouvrages dans le site - Evaluation technique et économique. Ministère de l'Environnement. 196 p., 87 fig., 10 plans.

- DOULCIER J., GEFFREE P., MIGNIOT C., PRESCHÉZ P., SIMON G., VIGUIER P. (1978) - Le Mont-Saint-Michel entre terre et mer. Monuments historiques, n° 3, p. 33-44.
- DOULCIER J., MIGNIOT C. (1978) - Premier bilan des études pour le maintien d'un caractère maritime à l'environnement du Mont-Saint-Michel. XV^e journées Hydraul. Toulouse 5-6-7 sept. 1978, question V, rapport 8, 7 p., 2 cartes.
- DUBOIS G. (1924) - Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France ; thèse Doctorat d'Etat, Univ. Lille, 349 p.
- DUJARDIN M. (1955) - Sur la falaise de Carolles. Souvenirs archéologiques et historiques. *Rev. Avranchin*, 73^e an., n° 202, p. 13-26.
- DUROCHER J. (1856) - Observations sur les forêts sous-marines de la France occidentale et sur les changements de niveau du littoral. *C.R. Acad. Sci.*, t. 43, p. 1071-1074.
- ÉDELIN P., KRIEGK O. (1977) - Étude pédologique et hydrodynamique d'une zone test du Marais de Dol de Bretagne. INRA - Chambre d'agriculture d'Ille-et-Vilaine. Doc dactylo. 72 p.
- ÉGAL E., GUERROT C., LE GOFF E., THIÉBLEMONT D., CHANTRAINE J. (1996) - The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany ; *In Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Sp. Publ.* 304, p. 218-318.
- EHRHOLD A., AUFFRET J.P. (1996) - Approche bi-dimensionnelle des transports sédimentaires à partir des variations granulométriques des sédiments superficiels : exemple de la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. Résumé colloque Génie civil - Génie côtier, IV journées nationales, Dinard, France, 17 au 19 avril 1996, p. 277-284.
- EHRHOLD A., AUFFRET J.P., GARLAN T., GUYOMARD P. (1997) - Une approche différente de la recherche des directions de transport sédimentaires en baie du Mont-Saint-Michel. Livre des résumés du 6^e congrès français de sédimentologie. Publ. A.S.F., Paris, n° 27, p. 103-104.
- EHRHOLD A., GUILLOU S., AUFFRET J.P., GARLAN T., NGUYEN K.D. (1997) - Modélisation des flux sédimentaires potentiels charriés en baie du Mont-Saint-Michel. Livre des résumés du 6^e congrès français de sédimentologie. Publ. A.S.F., Paris, n° 27, p. 105-106.
- EHRHOLD A., BLANCHARD M., AUFFRET J.P., GARLAN T. (1998) - Conséquences de la prolifération de la crépidule (*Crepidula fornicata*) sur l'évolution sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel. *C.R. Acad. Sci. Sér. 2A*, vol. 327, n° 9, p. 583-588.
- ELHAÏ H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude morphologique, Thèse Bordeaux, Bière, 624 p.

- ELHAÏ H. (1967) - Le Mont-Saint-Michel, le cadre naturel et les vicissitudes du site jusqu'au VIII^e siècle. Millén. monastique Mont-Saint-Michel, t. 2, p. 13-29.
- FEREY J.P. (1980) - Interprétation des données de sondage sur la baie du Mont-Saint-Michel. Diplôme Ecole des Mines Paris, option Sciences de la Terre, 77 p., non publié.
- FERRANDES C, ROUGIEUX L. (1980) - Appui à la cartographie géologique par sismique réfraction dans la baie du Mont-Saint-Michel. Rapport 80 GPH 009, 4 p., 2 fig.
- FOUILLAC A.M., COCHERIE A., ROSSI P., CALVEZ J.Y., AUTRAN A. (1986) - Etude géochimique du batholite mancelien (Massif armoricain). BRGM, rapport inédit, n° 86 DT 037 MGA, 37 p., 10 fig., 6 tabl.
- FREMY P. (1945) - Contribution à la physiologie des thallophytes marins perforants et cariant les roches calcaires et les coquilles. *Ann. Inst. Océanogr.*, XXIII, fasc. 2.
- GABET (1969) - La phase terminale de la transgression flandrienne sur le littoral charentais. INQUA, 8^e congr. inter., Paris, p. 197.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, Univ. Caen, 166 p.
- GEHU J.M. (1979) - Étude phytocénotype et analytique globale de l'ensemble des vases et prés-salés et saumâtres de la façade atlantique française. Rap. Synth., MECDV-MER-7729, 514 p.
- GELUGNE C. (1988) - Evolution actuelle du banc des hermelles et de ses abords (Baie du Mont-Saint-Michel). Rapport de DEA, Univ. Orsay, stage à ITFREMER, 105 p.
- GEORGET Y. (1986) - Nature et origine des granites péralumineux à cordiérites et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif armoricain : pétrologie et géochimie. *Mém. docum. Centre armoricain ét. struct. socle*, Rennes, 9, 250 p.
- GIRARDCLOS O., L'HOMER A. (1999) - Analyse dendrochronologique d'un coëron de la baie du Mont-Saint-Michel. Possibilité de cette méthode de datation dans le Grand-Ouest. *Revue de l'Avranchin*. 117^e an., t. 76, n° 378.
- GIRESE P. (1969) - Essai de sédimentologie comparée des milieux fluvio-marins du Gabon, de la Catalogne et du Sud-Cotentin. Thèse Caen, 730 p., 192 fig., ronéot.
- GIRESE P., LAUTRIDOU J.P. (1973) - Les formations quaternaires du littoral du golfe normand-breton entre Coutainville et Avranches. *Bull. Ass. Franc. Et. Quatern.*, 2, p. 89-101.
- GODWIN H. (1943) - Costal peat-beds of the British Isles and North Sea. *J.Ecol.* t. 31, p. 199-247.

- GRAINDOR M.J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 211 p.
- GRAINDOR M.J. (1962) - Définition du Briovérien *sensu stricto*. *Bull. Soc. linnéenne Norm.* (10), 3, p. 88-91.
- GRAINDOR M.J. (1967) - L'axe granitique Avranches-Mortain-Alençon. *Bull. Soc. linnéenne Norm.* (10), 8, p. 25-37.
- GRAINDOR M.J., ROBLLOT M.M. (1976) - Géologie sous-marine de la baie du Mont-Saint-Michel et de ses abords. *Bull. Direction des Etudes et Recherches*, EDF, Série A, n° 1/2, 265 p., 1 carte hors texte.
- GRAINDOR M.J., MARIE P. (1959) - La découverte du Sénonien inférieur au SSW des îles Chausey (Manche). *C.R. somm. soc. géol. Fr.*, p. 56.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) - The Caledonian orogeny in the northern Armorican Massif : petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, IV, p. 1-13.
- GRUET Y. (1982) - Recherches sur l'écologie des « récifs » d'Hermelles édifiés par l'Annélide polychète *Sabellaria alveolata* (Linné). Thèse d'Etat, spécialité Sciences biologiques, Université de Nantes, 238 p., 3 pl. h.t.
- GUERROT C., PEUCAT J.J., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, p. 89-92.
- GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 71, 171 p.
- GOUGENHEIM A. (1956) - Les mouvements de la mer - *in* La terre - *Encycl. La Pléiade*, p. 438-503.
- HEBERT R., LE GOFF E., BALLEVE M. (1997) - Évolution métamorphique des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp (Massif armoricain) : implications géodynamiques pour l'orogène cadomien. *Géologie de la France*, 1, p. 3-22.
- HOCQUET J.C. (1986) - L'évolution des techniques de fabrication du sel marin sur les rivages de l'Europe du Nord-Ouest. *In* Hocquet *et al.* : les hommes et la mer dans l'Europe du Nord-Ouest de l'antiquité à nos jours. Lille, 1986.
- HOURRIERE S. (1982) - Les marais de Dol au 18^e siècle. *Mém. maîtr. Univ. Paris IV-Sorbonne*, 152 p.
- JACQUET J. (1949) - Recherches écologiques sur le littoral de la Manche. Les prés-salés et la Spartine de Townsend. Les estuaires. La tangué. *Encyclop. biol. écol.*, Paris, P. Lechevalier éd., t. 5, 374 p.
- JACQUET J. (1952) - Les hermelles dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Mém. Soc. Sci. nat. math.* Cherbourg, t. 46, p. 53-56.

- JEANNETTE D. (1972) - Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse d'Etat, Strasbourg, Mém. Sci. Géol., Strasbourg, 36, 175 p.
- JONIN M. (1973) - Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 277, p. 281-284.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France) ; étude pétrographique et géochimique. Thèse doct. ès-sciences, Univ. Bret. occ. (Brest), 319 p.
- JONIN M., VIDAL P. (1975) - Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia (Massif armoricain, France). *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 12, n° 6, p. 920-927.
- KAPLAN G., LEUTWEIN F. (1963) - Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique de Vire (Normandie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 256, p. 2006-2008.
- KIRTLEY D.W. (1992) - The sabellariid reefs in the Bay of Mont Saint-Michel, France. Traduction et édition de l'ouvrage Caline *et al.* (1988). Florida oceanogr. soc. Contributions to marine science, vol. 1, n° 1, 156 p.
- KLINGEBIEL A., LARSONNEUR C. (1980) - Modèle de sédimentation littorale en zone tempérée. La façade maritime française de l'Atlantique à la Manche. *Bull. Inst. Géol. du Bassin aquitain* Bordeaux, n° 27, p. 113-164.
- LAFOND L.R., MIGNIOT C., LECUYER P. (1998) - Projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel : synthèse des données topographiques et géomorphologiques de 1958 à 1997. Réunion du 6/4/98. rep. éd. par SOGREAH ingénierie. 10 p., 11 fig.
- LAISNE A.M. (1866) - Étude sur l'état ancien de la baie du Mont-Saint-Michel d'après les manuscrits de l'abbaye de ce nom. *in* 8, 16 p., Paris.
- LAMBERT J., LEVRET-ALLEBARET A. (1996) - Mille ans de séismes en France. Ouest Editions, 75 p., 1 carte.
- LAMBERT J., BERNARD P., CZITROM G., DUBIE J.Y., GODEFROY P., LEVRET-ALLEBARET A. (1996) - Les tremblements de terre en France. Editions BRGM, 196 p., 97 fig., 130 ph.
- LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 29, 264 p.
- LANG J., LUCAS G., MATHIEU R. (1973) - Le domaine benthique littoral de la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. des Sci. de la Terre*, Nancy, t. XVIII, n° 1, p. 19-78.

- LANGEVIN C, MINOUX L., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.P., DASSIBAT C, VERRON G. (1984) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Avranches (209). Orléans : BRGM, 54 p. Carte géologique par Langevin C, Minoux L., L'Homer A., Lautridou J.P., Dassibat C, Verron G. (1984).
- LANGOUËT L. (1974) - Fouille d'un atelier de briquetage à Hirel. Dossier Ce RAA, 2, p. 56-78.
- LANGOUËT L., FAGUET G. (1974) - Dépôts monétaires de Roz-Landrieux, La Tresse et Roz-sur-Couesnon. Chronique de prospection archéologique. Dossier Ce RAA n° 2, p. 26.
- LANGOUËT L. (1994) - La voie romaine Courseul - Avranches et son insertion dans le paysage. Les dossiers Ce RAA, n° 22, p. 47-70.
- LANGOUËT L., SOUILLET F. (1974) - Regınca et la baie de Saint-Malo dans l'antiquité. *Ann. de Bretagne et des Pays de l'Ouest*, 81, n° 4, p. 660-661.
- LANGOUËT L., BARDEL A., COULETEQUER R.J. (1976) - Des briquetages gallo-romains dans les marais de Dol (Ille-et-Vilaine). 99^e congrès national des Sociétés savantes, Besançon, Sciences, p. 31-40.
- LANGOUËT L., GOULPEAU L., FAGUET G. (1982) - Étude archéomagnétique de quelques briquetages du marais de Dol.
- LAOUEANAN J.P. (1983) - Les leucogranites de la marge nord de la Mancelia (Massif armoricain) dans leur cadre structural. Thèse 3^e cycle, Univ. Caen, 185 p.
- LARSONNEUR C. (1975) - Tidal deposits, Mont Saint-Michel Bay, France, p. 21 à 30. *in* Tidal deposits, Édit. R.N. Ginsburg. Springer-Verlag.
- LARSONNEUR C. (1982) - La baie du Mont Saint-Michel, un modèle de sédimentation en zone tempérée. *Rev. Pal. de la Découverte*, Paris, vol. 10, n° 94, p. 50-69.
- LARSONNEUR C. (1989) - Bancs coquilliers et bancs sableux en baie du Mont Saint-Michel : dynamique et évolution. Résumé communication, 2^e congrès français sédimentologie, Paris, 20-21-22 nov., 1 p.
- LARSONNEUR C. (1989) - La baie du Mont-Saint-Michel, *Bull Inst. geol du bassin d'Aquitaine*, n° 46, p. 1-75.
- LARSONNEUR C. (1989) - Rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel : aménagement du Couesnon. Étude d'impact. Rap. Labo. géol. mar., Univ. Caen, 79 p., 36 fig.
- LARSONNEUR C. (1992) - Les progrès de la sédimentation en baie du Mont Saint-Michel et l'ensablement du Mont. *Bull. centre geomorph. Caen*, 36, p. 71-74.

- LARSONNEUR C, LEGENDRE C. (1988) - Extraction de tangues en baie du Mont-Saint-Michel. Rapport de synthèse. Définition d'un cahier des charges des extractions. DRAE Basse-Normandie - DDE de la Manche, 28 p.
- LARSONNEUR C, AUFFRET J.P., CALINE B., GRUET Y., LAUTRIDOU J.P., L'HOMER A., MIGNIOT C, NIKODIC J., SORNIN J.P. (1982) - La baie du Mont Saint-Michel, guide d'excursion de l'Association des sédimentologistes français. Ed. lab. geol. marine Caen, 76 p.
- LARSONNEUR C, DORE F. (1975) - Normandie, baie du Mont-Saint-Michel et Massif armoricain. Excursion 1, IX^e Congrès International de sédimentologie, Nice, 1975, 127 p.
- LAUNAY D. (1987 et 1988) - Les concessions dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. avranchin et pays de Granville*. T. LXIV n° 333, p. 201-232. et T. LXV n° 334 p. 3-46.
- LAUTRIDOU J.P. (1977) - Recherches de géolifraction expérimentale sur des faciès variés de l'Avranchin, du Sud-Coutançais et Mortanais. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 105 (1975-1976), p. 57-68.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Doc, Univ. Caen, II tomes, 908 p., 191 fig., 60 tabl., 19 pl. photos.
- LAUTRIDOU J.P. (1987) - La Normandie. Excursion de l'AFEQ, 28-31-5-87, organisateur J.P. Lautridou, 301 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1991) - Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z Geomorph. N.F.*, supp. Bd 90, 123-130, 5 fig.
- LAUTRIDOU J.P., BAIZE S. (1999) - La plate-forme sous-marine de la Manche (Golfe normand-breton) : contrôles tectoniques et climatiques sur l'érosion et la sédimentation dans un système géomorphologique littoral - application au centre-Cotentin (à paraître).
- LAUTRIDOU J.P., SOMME J. (1981) - L'extension des niveaux-repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du Pléistocène récent dans la France du Nord-Ouest. *Biuletyn Periglacjalny*, Lodz, n° 28, p. 179-185.
- LAUTRIDOU J.P., CLET-PELLERIN M., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1995) - Evolution de la baie du Mont-Saint-Michel : Pléistocène et Holocène. *in* Baie du Mont-Saint-Michel et marais de Dol, milieux naturels et peuplements dans le passé. *Les Dossiers du Ce.R.A.A.* n° R., p. 27-31.
- LCHF (1971) - Histoire de l'évolution des fonds de la baie. Synthèse des phénomènes naturels. Minist. Equip. et Log. - Minist. Af. cultur., 5 tomes, 125 croquis.
- LE HERICHER (1865) - Avranchin monumental et historique. 3 vol. *in* 8°. t. 1, 654 p. ; t. 2, 750 p.

- LE RHUN J. (1979) - Bibliographie analytique de la baie du Mont-Saint-Michel. Mémoires Lab. Géomorph. Ec. pratique Hautes Études, 91 p.
- LE RHUN J. (1979) - Bibliographie analytique de la baie du Mont-Saint-Michel. Mém. Lab. Géomorph. Dinard, n° 33, 93 p.
- LE RHUN J. (1982) - Étude physique de la baie du Mont-Saint-Michel. Thèse Univ. Paris I, 243 p.
- LE RHUN J., MATHIEU R. (1982) - Le banc des hermelles de la baie du Mont-Saint-Michel : les variations topographiques entre 1964 et 1980. *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon*, 7, p. 53-61.
- LEBESCONTE P. (1898) - Périodes géologiques gallo-romaine et franque. Leurs relations avec le Quaternaire, le Pliocène et l'époque moderne. B.S.S.M.O., t. 7, p. 354-405.
- LEFEUVRE J.C. (1995) - La baie du Mont-Saint-Michel, un site atelier pour étudier les changements environnementaux et leurs conséquences écologiques, économiques. Préface, 4 p. - *in* Baie du Mont-Saint-Michel et marais de Dol. Dossier CeRAA. Supplément R.
- LEGENDRE C. (1984) - La pêche artisanale sur le domaine intertidale de la baie du Mont-Saint-Michel. Lab. Evolution des systèmes naturels et modifiés. Univ. Rennes. 121 p.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1972) - Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. Contribution à leur étude géochronologique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, p. 1327-1330.
- LEVALET D. (1979) - De la cité des Abrincantes au diocèse d'Avranches : 1 - l'environnement archéologique. *Ann. de Norm.*, 29^e an., 1 et 2, p. 3-22 et 131-156.
- LEVALET D. (1982) - Un élément du *Litus saxonicum* dans la région d'Avranches ? *Ann. de Normandie*, 29^e an. n° 1 et 2, p. 3-22 et 131-156.
- LEVASSEUR J.E., LE RHUN J., BONNOT-COURTOIS C., GUENEGOU M.C. (1990) - Conséquences du dévasement de la digue de Roche-Torin sur la dynamique des près salés du secteur sud-est de la baie du Mont-Saint-Michel. Littoralia 90 - Édit. Eurocast, 6 p.
- L'HOMER A. (1971) - Les tangues menacent le Mont-Saint-Michel. La Manche libre, 25 avril, p. 4.
- L'HOMER A. (1973) - Que sera la baie du Mont Saint-Michel dans 20 ans ? La Manche libre, p. 8, 1 carte.
- L'HOMER A. (1974) - Liaison morphologie-sédimentation dans la zone intertidale de la baie du Mont Saint-Michel. 2^e Réun. Ann. Sc. terre, Pont-à-Mousson, p. 262.
- L'HOMER A. (1981) - Bilan de sédimentation-érosion en baie du Mont Saint-Michel depuis 1857. *in* Sémin. national Propriano. La gestion régionale des sédiments, doc. n° 30, BRGM, p. 245-252.

- L'HOMER A. (1984) - Histoire de la digue de la Roche Torin. *Bulletin des amis du Mont Saint-Michel*, n° 89, p. 30-39.
- L'HOMER A. (1987) - Les eaux transitant par l'estuaire du Couesnon. Évolution depuis 1850. *Bull. AGEB*, oct. 87, p. 15-17.
- L'HOMER A. (1993) - Évolution du schorre à l'Est du Mont Saint-Michel depuis 1952 : perturbations liées aux déblais d'une digue arasée en 1984, 2^e congr. fr. de Sédimentologie, livre des résumés, p. 225-226.
- L'HOMER A. (1994) - Enregistrement dans les sédiments d'un bref haut niveau marin vers 3500 BP en baie du Mont-Saint-Michel, Comm. coll. CNF-INQUA-AFEQ, Q1, Montpellier, 15-18/3/94.
- L'HOMER A. (1995) - Les vestiges de la pêcherie en bois de Saint-Jean-le-Thomas datant de l'âge du bronze. *In Dossier du Ce.R.A.A.*, sup. R, p. 119-124.
- L'HOMER A. (1995) - Les vestiges de la pêcherie en bois de Saint-Jean-le-Thomas datant de l'âge du Bronze, *in* Baie du Mont Saint-Michel et marais de Dol. Milieux naturels et peuplements dans le passé. *Dos. Ce.R.A.A. Sup.*, 1995, n° R. Langouet L. et Morzadec-Kerfourn M.T. (Dir), p. 19-124.
- L'HOMER A. (1996) - Interventions diverses - C.R. Réunion Commission scientifique pour les questions hydrosédimentaires du 10/1/96. - Rapport mission Mont-Saint-Michel, juin 1996.
- L'HOMER A. (1998) - Quel avenir pour le Bec d'Andaine ? Le Mascaret, n° 42, p. 3-4, 1 carte.
- L'HOMER A. (1999) - Impact sédimentologique des aménagements sur l'estuaire du Couesnon depuis 1856. *In Bonnot-Courtois et al.* Baie du Mont-Saint-Michel et de la Rance. Publ. ELF-EHEP (à paraître).
- L'HOMER A., CALINE B., BONNOT-COURTOIS C. (1995) - Intérêt archéologique des bancs coquilliers du secteur occidental de la baie du Mont Saint-Michel. *In Dossier du Ce.R.A.A.*, sup. R, p. 47-58.
- L'HOMER A., MINOUX L. (1988) - Applications des données multispectrales SPOT à la cartographie des sédiments de la baie du Mont Saint-Michel, *in Actes coll. Mer et Littoral*, Biarritz, sept. 87, p. 63-64, 4 fig.
- LORIN J. (1976) - Baie du Mont-Saint-Michel - Étude sédimentologique en nature. *Rap. LCHF*, 62 p., 17 annexes.
- MAILLARD J.M., DELAZ D., MAGNIN S., MOTTINI P., GUILLON S., REBOIS J. (1991) - Récapitulatifs des forages et de la campagne géophysique. *Insulaire n° 9* - Mission Mont-Saint-Michel, 36 p.
- MANET M. (1829) - De l'état ancien et actuel de la baie du Mont-Saint-Michel et de Cancale - Saint-Malo, 183 p., 3 cartes.

- MANSUY C. (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition stratigraphique, affinités biologiques. Thèse 3^e cycle, Univ. Rennes, 108 p.
- MARCHAND Y. (1996) - Acquisition rapide de la morphologie, de la nature des sédiments et de leur dynamique sur le littoral, entre le trait de côte et l'isobathe 20 m. Application à la côte de Basse-Normandie. Thèse Univ. Caen. 245 p.
- MATHIEU R. (1966) - Contribution à l'étude du domaine benthique de la baie du Mont-Saint-Michel. Sédiments actuels, microfaune, écologie. Thèse 3^e cycle. Géol. opt. micropaléontologie, Paris, 2 vol., 293 p.
- MAUDUIT S. (1907) - Preuves de l'existence de la Forêt de Scissy. *Rev. de l'Avranchin*, XIII, 1906-07, p. 64-65.
- MAUPAS A. (1970) - Courants de marée. Livret C2. Manche centrale. Carte-guide Emon. Edition cartographiques maritimes. Paris, 13 cartes.
- MAUXION A. (1996) - Découvrir la baie du Mont-Saint-Michel. Ed. Ouest-France, 64 p.
- MEURY J., SORRE J. (1980) - La Fresnais et le marais de Dol, 258 p.
- MIGNIOT C. (1983) - La baie du Mont-Saint-Michel. Étude du maintien d'un environnement maritime. *Geochronologie*, n° 1, 1983, p. 13-17, 4 cartes, 2 photos.
- MIGNIOT C. (1997) - Synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydro-sédimentaires. Mission Mont-Saint-Michel. Rétablissement du caractère maritime, 89 p., nombreuses figures et photos.
- MIGNIOT C, BELLESORT B., LARSONNEUR C. (1979) - Étude de l'envasement des parcs ostréicoles de Cancale. Rapport L.C.H.F., inédit, Maisons-Alfort.
- MONNIER J.L. (1980) - La station paléolithique du Mont-Dol (Ille-et-Vilaine). Dos. CeRAA, C-1980, p. 3-20.
- MONNIER J.L., FALGUERES C, LAURENT M., BAHAIN J.J., MORZADEC-KERFOURN M.T., SIMONET P. (1995) - Analyses des données anciennes et contributions nouvelles à la connaissance et à la datation du gisement moustérien de Dol. *in* Dos. Ce RAA. suppl. 1995 n° R, p. 3-26.
- MONNIER J.L., FALGUERES C, LAURENT M., BAHAIN J.J., MORZADEC-KERFOURN M.T., SIMONET P. (1995) - Analyse des données anciennes et contributions nouvelles à la connaissance et à la datation du gisement de Mont-Dol (Ille-et-Vilaine), p. 3-26.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol et Minéral. Bretagne*, Rennes, 17, 208 p.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1975) - Évolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien. *Bull. As.fr. Et. Quaternaire*, 1975-2, p. 59-70.

- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1977) - Évolution paléogéographique du marais de Dol-de-Bretagne (Ille-et- Vilaine) durant le Flandrien. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, série C, t. 7, fasc. 1, 1975, p. 49-55, 8 cartes.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1977) - La baie du Mont-Saint-Michel et le marais de Dol. In Durand S., Bretagne, guides géologiques régionaux, Masson éd., p. 28-30.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1995a) - Coastline Changes in the Armorican Massif (France) during the Holocène. *Journ. Coast. Res. Sp. Issue*, n° 17: Holocène cycles: Climate, sea levels and sedimentation, p. 197-203.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1995b) - Le marais maritime de Dol-de-Bretagne et le remplissage holocène. In Baie du Mont-Saint-Michel et marais de Dol, milieux naturels et peuplements dans le passé. Dossiers du CeRAA, n° R, p. 33-45.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1995) - Le marais maritime de Dol-de-Bretagne et le remplissage holocène. In Dossier du CeRAA, Suppl. Q, p. 33-45.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1999) - La sédimentation holocène dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. L'évolution du marais de Dol. in Bonnot-Courtois *et al.*, La baie du Mont-Saint-Michel et la Rance. 4 p, 7 pl. couleur.
- NEDELEC Y. (1984) - Un faux... historique. La Manche libre. 11 mars 1984.
- NIKODIC J. (1981) - Dynamique sédimentaire dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel : influence des installations ostréicoles. Univ. Nantes, Thèse 3^e cycle, 180 p., ronéotyp.
- NORTIER M. (1967) - Bibliographie générale et source. Millénaire monastique du Mont-Saint-Michel, t. IV, Sté paris, hist. et archéol. normandes, 272 p.
- OLLIVIER-PIERRE M., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.P., Cavelier C. (1988) - Le fossé de Céancé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie et tectonique. *Géol. de la France* n° 1, 1988, p. 51-60, 4 fig.
- PASTEELS P. (1970) - Uranium-lead radioactive ages of monazite and zircon from the Vire-Carolles granite (Normandy). *Eclogae geologicae*, 63, p. 231-237.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Age of the Vire-Carolles granite. Numerical dating in stratigraphy, part II, edited by Gilles S. Odin, John Wiley and sons, p. 784-790.
- PELHATE A. (1956) - Contribution à l'étude des dépôts littoraux du golfe normand-breton. *Mém. Soc. géol. minéral, Bretagne*, 1, p. 217-290.

- PERROUD H., AUVRAY B., BONHOMMET N., MACE J., VAN DER VOO R. (1986) - Paleomagnetism and K-Ar dating of lower Carboniferous dolerite dykes from northern Brittany. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. London, n° 87, 11, p. 143-154.
- PESTE C, VERGER F. (1979) - Géomorphologie de la baie du Mont-Saint-Michel par télédétection des lignes de rivage instantanées. *Journ. Télédélect.* 1979. Groupement Dévelop. Télédélect. aérospat. Toulouse, 13 p.
- PEUCAT (1986) - Behaviour of Rb-Sr whole-rock and U-Pb zircon Systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the Saint-Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc.* London, 143, p. 875-886.
- PHILIPPONEAU M. (1956) - La baie du Mont-Saint-Michel ; étude de morphologie littorale, *Mém. Soc. géol. et min. de Bretagne*, t. 11, p. 1-125.
- PIGEON E.A. (1888) - Étude sur les modifications anciennes et actuelles du littoral de la Manche. *Bull. géogr. historique et descriptive*, p. 151-160.
- PIGEON E.A. (1891) - Une fausse carte du XIV^e siècle. *Mém. Soc. Acad. Cotentin*, t. 7, p. 317-328.
- PILLARD F., CHAURIS L., LAFORET C. (1985) - Inventaire minéralogique de la France, n° 13, Ille-et-Vilaine. Édition BRGM, n° MD0483.
- POTICHE Vte de (1891) - La baie du Mont Saint-Michel et ses approches. Avranches, 308 p.
- PRIGENT D., VISET L., MORZADEC-KERFOURN M.T., LAUTRIDOU J.P. (1981) - Human occupation of the submerged coast of the massif armoricain and postglacial sea level changes. *In* Quaternary coastline submarine Archeology, Academic Press, p. 303-327.
- QUÉNAULT L. (1865) - Invasions de la mer sur les côtes du Cotentin. *Dai-seaux éd.*, Coutances, 52 p.
- QUÉNAULT L. (1865) - Topographie ancienne des côtes du Cotentin, *in* 8, 13 p., Paris.
- RETIERE C. (1979) - Contribution à la connaissance des peuplements benthiques du golfe normando-breton. Thèse Doct. état, Univ. Rennes, 430 p.
- Revue de l'Avranchin (1955). Le Pignon Butor - Les « mines d'or ». Mars 1955, 73^e année, 202, p. 2-5.
- ROELVELD W. (1974) - The Groningen Area: a study in Holocene geology and low-land physical geography. *Berichten Rijksdienst Oudheidk Bode-monderz.* 20-21, 1970-71, p. 7-25, en 24, 1974, p. 5-132.
- Roux P. (1998) - Rapport sur les niveaux de la mer aux abords du Mont-Saint-Michel. Données de 1884 à 1998. Rapport Mission Saint-Michel - DDE de la Manche, 69 p.
- RUTOT (1897) - Étude des modifications du sol des Flandres. Gand.

- SEGUIN J.F. (1988) - Mont-Saint-Michel : la reconquête d'un site. Ed. Cherche-midi éd., 238 p.
- SIMONET P., MONNIER J.L. (1991) - Approche paléo-écologique et taphronomique de la grande faune du gisement moustérien du Mont-Dol (Ille-et-Vilaine). *Quaternaire*, 2, p. 5-5.
- SIRODOT S. (1873) - Conférence sur les fouilles exécutées au Mont-Dol (Ille-et-Vilaine) en 1872. *Mém. Soc. Emul. Côtes-du-Nord*, 11, p. 59-108.
- SOGREAH (1989) - Etude de l'influence de l'aménagement du Couesnon - Dimensionnement hydraulique et gestion de l'aménagement du Couesnon. DDE-Manche. Div. de l'architecture. 21 p., 21 fig. + annexes.
- SOGREAH ingénierie (1998) - Projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel : études hydrosédimentaires - Modèle physique d'ensemble - Réglage sédimentologique. Rap. 51-1526, 15 p., 16 fig.
- SORNIN J.M. (1981) - Processus sédimentaires et biodéposition liés à différents modes de conchyliculture : baie de Cancale, Anse de l'Aiguillon, bassin de Marennes-Oléron. Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 188 p. ronéot.
- STRACHAN P., ROACH R.A. (1990) - Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. *In* The Cadomian Orogeny. *Geol. Soc. Am. Sp. Publ.*, 51, p. 133-150.
- STRACHAN P., D'LEMOS R.S., DALLMEYER R.D. (1996) - Neoproterozoic evolution of an active plate margin : North Armorican Massif, France. *In* Avalonian and related peri-Gondwanan terranes of the circum-North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Sp. Publ.*, 304, p. 319-332.
- STRECKEISEN A. (1973) - Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Mh.*, 4, p. 149-164.
- TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. INQUA, 9^e congrès international : Le Quaternaire : géodynamique, stratigraphie et environnement. Paris, p. 114-135.
- TESSIER B. (1990) - Enregistrement des cycles tidaux en accréation verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Thèse Univ., sédimentologie, Caen, 122 p.
- TESSIER B., MONTFORT Y., GIGOT P., LARSONNEUR C. (1989) - Enregistrement des cycles tidaux en accréation verticale, adaptation d'un outil de traitement mathématique. Exemples en baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse miocène du bassin de Digne. *Bull. Soc. géol. France*, (8), V, p. 1029-1041.
- VASLET D., LARSONNEUR C., AUFFRET J.P. (1979) - Carte des sédiments meubles superficiels de la Manche au 1/500 000. Orléans, Co-édition BRGM-IFREMER., carte géologique de la marge continentale.

- VERGER F. (1968) - Marais et wadden du Littoral français. Th. Paris, Biscaye imp., Bordeaux, 541 p.
- VIGUIER J., LORIN J., MIGNIOT C. (1980) - Résumé des études effectuées en nature sur modèle réduit pour le maintien du caractère maritime aux abords du Mont-Saint-Michel. Rapport LCHF. Journées d'étude du 11-3-1980.
- VISSET A. (1998) - Forêts de Scissy et de Brocéliande - Réalité, légende ?. Centre doc. historiens locaux et auteurs-éditeurs de Gévézé, 80 p.
- VISSET L., GIRARD CLOS O., LAMBERT G.N. (1994) - La forêt de chênes sur tourbes à l'Île d'Errand, dans les marais de Brière. Palynologie et premiers résultats dendrochronologiques *Quaternaire*, 5/2, 1994, p. 69-77.
- VOGT J. et coll. (1979) - Les tremblements de terre en France. *Mém. BRGM*, 96, 248 p., 12 pl., 1 carte.
- VOISIN A. (1906-1907) - « Supplément » (inventaire de monuments mégalithiques, Tumulus, voies romaines, etc.). *Bull. soc. archéol. et indus.* Cherbourg, n° 30-31.
- WHEELER sir M., RICHARDSON K. (1957) - Hill-forts of northern France. Oxford, 114 p.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque, d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 4, p. 11-42.
- ZBINDEN R.M. (1980) - Microgranulométrie du seston de la baie du Mont-Saint-Michel. Mémoire du Laboratoire de Géomorphologie de l'École pratique des Hautes Études, Dinard, 171 p.
- ZBINDEN R.M. (1985) - Les réflectances des sédiments de l'estran : résultats de mesures *in situ* et d'une simulation SPOT en baie du Mont-Saint-Michel. Proceeding of the 3rd International Colloquium on the Spectral Signatures of objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, p. 257-263.

AUTEURS ET REMERCIEMENTS

Pour la carte

Les divers levés de la carte ont été réalisés de 1979 à 1996. Les levés des terrains briovériens ont été effectués par M. VILLEY, ingénieur-géologue au BRGM. Les granitoïdes et roches métamorphiques ont été levés par M. BEURRIER, ingénieur-géologue au BRGM et par Y. SIMÉON, ingénieur-géologue au BRGM, pour le massif de Saint-Malo.

Les formations superficielles ont été levées par J.P. LAUTRIDOU (Maître de recherche au CNRS - Caen) pour la partie normande, avec la collaboration de A. L'HOMER, ingénieur-géologue au BRGM ; la partie bretonne a été levée par A. L'HOMER.

Les dépôts flandriens ont été levés par A. L'HOMER.

Pour la partie subtidale, les contours ont été réalisés par A. L'HOMER à partir des campagnes de prélèvement du Plutéeus II (en 1979-1980 et 1981 par B. CALINE et Y. THOMAS) et des échantillons étudiés par B. CALINE, ingénieur-géologue. La bordure septentrionale a bénéficié de la collaboration de C. BONNOT-COURTOIS (Laboratoire de géomorphologie de Dinard). Les levés de A. EHRHOLD (Université de Caen) pour la partie occidentale, s'appuyant sur une campagne sonar-latéral de l'EPSHOM en 1995 et 1996 (sous le contrôle de J.P. AUFFRET, maître de conférence, Université de Caen) ont été incorporés à la carte.

Pour la zone intertidale, les contours ont été réalisés par A. L'HOMER pour les zones pré-estuarienne et estuarienne et par B. CALINE pour le littoral compris entre le grand banc des hermelles et Cancale. La cartographie des hermelles a bénéficié des levés de J. LE RHUN. La cartographie a également tenu compte des travaux du professeur C. LARSONNEUR, de R. MATHIEU et J. NIKODIC, des cartes de cette zone établies par le LCHF (1976), de la carte sédimentologique de la zone estuarienne de L.M. GUILLON et C. LEGENDRE (1982) et des spatioscartes de Y. MARCHAND (1996).

Les analyses granulométriques et les carbonatométries des échantillons ont été effectuées au laboratoire de sédimentologie du BRGM à Orléans (L. CLOZIER, B. MARTIN et L. TOILLIEZ). La majeure partie des granulométries des échantillons prélevés par dragage (zone subtidale) a été effectuée au laboratoire du Centre de géomorphologie de Dinard par M. LE VÔT qui a aussi contribué à la réalisation de la figure.

La coordination des levés a été assurée par A. L'HOMER et la supervision des travaux par S. COURBOULEIX, ingénieur-géologue au BRGM.

Pour la notice

La réalisation de la notice a été coordonnée par S. COURBOULEIX.

La majeure partie des textes a été rédigée par A. L'HOMER. Les rubriques « Terrains anciens du Protérozoïque supérieur » et « Evolution structurale » ont été rédigées par J. CHANTRAINE, ingénieur-géologue au BRGM. Les chapitres « Géologie de l'environnement » et « Ressources naturelles » ont été rédigés par J.P. DEROIN, ingénieur au BRGM et géologue régional de Basse-Normandie. La rubrique sur la sismicité historique a été composée par J. LAMBERT, ingénieur au BRGM.

Le texte concernant les formations superficielles et les terrains holocènes a bénéficié de la collaboration de J.P. LAUTRIDOU (Centre de morphodynamique continentale et côtière de Caen).

Nous tenons à remercier particulièrement

B. CALINE, ingénieur-géologue, chef du service sédimentologique à ELF-Exploration-Production et A. EHRHOLD, géologue-thésard, qui ont contrôlé les textes de la description des terrains du domaine marin. Ces remerciements vont également au professeur de GRACIANSKY qui a dirigé ses travaux à l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

J.P. FEREY (EP-EMP), ingénieur, dont nous avons apprécié la collaboration pour la campagne de forages dans les terrains holocènes.

M.T. MORZADEC-KERFOURN, maître de conférence à l'université de Rennes, qui a relu les textes sur l'histoire géologique de la baie au Quaternaire (formations pléistocènes et holocènes).

M. CLET-PELLERIN, palynologue (Centre de morphodynamique continentale et côtière, Université de Caen) pour les analyses d'échantillons holocènes de la plage de Saint-Jean-le-Thomas.

S. HOURRIÈRE pour les informations communiquées sur l'histoire du Marais de Dol.

A. ORANGE, ingénieur-hydrogéologue au Conseil général de la Manche, F. GARRABÉ et J. LE RHUN (EHEP) qui ont participé à l'exploration des sédiments de la partie terminale du chenal tidal du Couesnon à basse mer, par marée de fort coefficient.

L. CHÉRY, ingénieur au BRGM, qui a effectué la plus grande partie des analyses ^{14}C confiées aux laboratoires du BRGM.

A. PETRA, géologue, qui nous a communiqué ses observations sur certains faciès et aspects structuraux des cornéennes de la falaise de Carolles-Champeaux, ainsi que sur les tangles anciennes de Saint-Jean-le-Thomas.

J.E. LEVASSEUR, maître de conférence à l'université de Rennes (Laboratoire de botanique), qui a bien voulu vérifier le texte du paragraphe sur la couverture végétale des sédiments, et compléter les références bibliographiques.

C. BAETEMAN, du Service géologique de Belgique, pour ses données sur la stratigraphie des terrains holocènes de Belgique et des Pays-Bas.

J. RENAULT-MISKOVSKY qui a accepté de contrôler le tableau stratigraphique du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (Tabl. 1).

C. BIZIEN-JAGLIN, du Centre régional archéologique d'Aleth, pour les précisions qu'elle a fournies, tant sur la localisation des sites à sel (fig. 20), que sur la nature des sols observés au cours de l'exploration des fossés nouvellement creusés dans les zones remembrées du marais de Dol.

La Direction des antiquités de Bretagne pour les informations qui nous ont été communiquées notamment par exploitation du fichier informatisé concernant le marais de Dol et ses environs.

Les services de la Direction de l'équipement de la Manche pour les données récentes et les documents d'archives qui nous ont été communiqués à Granville et à Saint-Lô. De même, nous remercions la DDE d'Ille-et-Vilaine (Dol-de-Bretagne) pour les renseignements sur les canaux du Marais de Dol.

C. LARSONNEUR, professeur à l'université de Caen et ancien recteur, pour les nombreux échanges de vue que nous avons eus sur les processus de sédimentation dans la Baie.

J. MEURY, pour les renseignements communiqués sur l'histoire de la partie occidentale du Marais de Dol.

C. BOUGY, maître de conférence à l'université de Caen (Office d'études normandes) qui nous a apporté son concours pour l'étymologie de plusieurs noms figurant au lexique.

Le Général A. SUQUET qui nous a permis d'explorer avec son bateau les fonds de la baie à basse mer de fort coefficient, en limite des zones intertidales et subtidales.

M. RUE, stagiaire de la faculté des sciences de Dijon, pour sa participation à l'établissement des tableaux annexes concernant les sondages.

F. L'HOMER-LEBLEU qui a assuré la correction de l'ensemble des textes de la notice.

P. GUENNOC, ingénieur-géologue au BRGM, et F. GUILLOCHEAU, professeur à l'université de Rennes, rapporteurs désignés par le Comité de la carte géologique de France, qui ont contrôlé la qualité, la conformité et l'exactitude de la carte et de sa notice.

La « Mission Mont-Saint-Michel » pour toutes les informations et rapports qui nous ont été communiqués au fur et à mesure de l'avancement des études et qui ont contribué à compléter notre connaissance des processus hydro-sédimentaires de la baie. Tout d'abord l'équipe animée par J.P. MAILLARD, assisté de D. DELEAZ et S. GUILLON ; puis celle dirigée par l'ingénieur général J.P. MORELON, assisté des ingénieurs P. UNTERREINER et P. ROUX. Nos remerciements vont également à J.F. SEGUIN, chargé de mission de 1995 à 1997, ainsi qu'à C. MIGNIOT, docteur es sciences, pour la synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydro-sédimentaires qu'il nous a communiquée.

Présentation au CCGF : 9 avril 1997.

Acceptation de la carte et de la notice : 29 janvier 1999.

Impression de la carte : 1999.

Impression de la notice : 1999.

ANNEXES

ANNEXE I

COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES

Carte 207 - Saint-Malo

N° BSS Maître d'oeuvre	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur (Z = NGF)	Description lithologique	Âge
2078X-32 BRGM (GT-6)	St-Méloir des Ondes	X = 289.35 Y = 112.47 Z = + 6m Prof. : 12.20m	0.0 / 3.50 : tange argileuse puis sableuse 3.50 / 10.90 : limon argileux 10.90 / 11.00 : limon tourbeux 11.00 / 11.50 : limon argileux 11.50 / 12.20 : schistes	Holocène Holocène Holocène altérité socle Briovérien
2078X-33 BRGM (SB-1)	St-Benoît- des-Ondes	X = 290.15 Y = 110.00 Z = + 5m Prof. : 19.70m	0.00 / 5.00 : limon argileux 5.00 / 10.00 : tange silto-sableuse 10.00 / 17.60 : sables marins fins 17.60 / 18.00 : argile et tourbe 18.00 / 19.50 : schiste altéré 19.50 / 19.70 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène altérité socle Briovérien
2078X-34 Mazellier (MAZ-5)	La Fresnais les Longrais	X = 290.47 Y = 108.80 Z = + 5m Prof. >15.30m	0.00 / 0.55 : terre végétale puis tourbe ; 0.55 / 8.40 : sablon argileux 8.40 / 9.90 : tange sableuse 9.90 / 11.40 : sable jaune 11.40 / 12.60 : tange argileuse 12.60 / 15.30 : argile sabl. à débris schisteux 15.30 / ? : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène altérité socle Briovérien
2078X-35 BRGM (HI-1)	La Fresnais La Quesnière	X = 293.72 Y = 108.80 Z = + 7m Prof. 25.70 m	0.00 / 7.20 : limon argileux 7.20 / 11.50 : tange silto-sableuse 11.50 / 23.00 : sable fin marin 23.00 / 23.40 : argile 23.40 / 23.75 : sable 23.75 / 23.90 : tourbe 23.90 / 24.40 : sable éolien 24.40 / 25.50 : argile d'altération 25.50 / 25.70 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Pléistocène Pléistocène Pléistocène altérité socle Briovérien
2078X-36 SEUM (S-100)	Estran : 3 km NNE de St-Benoît- des-Ondes	X = 294.18 Y = 112.60 Z = - 1m Prof. : 18.70m	0.00 / 15.70 : tange 15.70 / 16.40 : gravier 16.40 / 17.80 : sable fin 17.80 / 18.50 : gravier 18.50 / 18.70 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Briovérien

Carte 208 - Mont-Saint-Michel

N° BSS Maître d'oeuvre	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur (Z = NGF)	Description lithologique	Âge
2083X-3 BRGM Lautridou (C27)	Jullouville La rivière	X = 313.82 Y = 126.60 Z = +8m Prof. : 12.50m	0.00 / 4.00 : dune sable fin, aquifère 4.00 / 4.20 : tourbe 4.20 / 5.40 : argilo-limoneux, tourbeux, vert 5.40 / 5.60 : tourbe 5.60 / 7.00 : tourbe, limoneux 7.00 / 8.40 : sable tourbeux, à graviers, dune 8.40 / 12.00 : sable marin grossier, ocre 12.00 / 12.50 : schiste altéré	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Weichsélien intergl. S/W. Briovérien
2083X-4 BRGM Lautridou (C28)	Jullouville Ville	X = 313.33 Y = 126.52 Z = +8m Prof. : 17.80m	0.00 / 3.80 : dune sable fin 3.80 / 7.80 : limon argilo-sableux, calcaire (Atlantique/Subatlantique) 7.80 / 8.50 : sable marin fin, coquillier (Flandrien, plage) 8.50 / 10.00 : sable marin silteux, gris (Flandrien, plage) 10.00 / 10.30 : tourbe (Atlantique probable) 10.30 / 13.00 : argile, sable cailloutis (colluvions) 13.00 / 13.50 : sable grossier, calcaire (Éémien) 13.50 / 13.51 : roche dure, schiste ?	Holocène Holocène Holocène Holocène Weichsélien ancien interglaciaire Saal./Weichs. Briovérien

ANNEXE 1
COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES

Carte 208 - Mont-Saint-Michel (suite)

N° BSS Maître d'oeuvre	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-I) Profondeur (Z = NGF)	Description lithologique	Âge
2085X-1 <i>Pisciculture (F1)</i>	Le Vivier- sur-Mer Le port	X = 297.27 Y = 108.52 Z = +6m Prof. : 80m	0.00 / 24.00 : sable et galets 24.00 / 29.00 : terre jaune 29.00 / 80.00 : schiste gris noir	Holocène Holocène Infracambrien
2085X-2 <i>SEUM (S-101)</i>	Estran : 3 km au N Le Vivier- sur-Mer	X = 297.20 Y = 111.45 Z = -1.80m Prof. : 17.30m	0.00 / 15.70 : tange 15.70 / 17.10 : sable fin 17.10 / 17.30 : schiste	Holocène Holocène Briovérien
2085X-3 <i>SEUM (S-102)</i>	Estran : 3 km NNE de Le Vivier- sur-Mer	X = 298.44 Y = 111.35 Z = -2m Prof. : 16.50m	0.00 / 15.50 : tange 15.50 / 16.20 : galets 16.20 / 16.50 : schiste	Holocène Holocène Briovérien
2085X-4 <i>SEUM (S-104)</i>	Estran : 3 km N de Cherruex	X = 301.50 Y = 111.90 Z = -1.20m Prof. : 16.80m	0.00 / 15.70 : tange 15.70 / 16.60 : tourbe 16.60 / 16.80 : schiste	Holocène Holocène Briovérien
2086X-1 <i>BRGM (GT-14)</i>	Cherruex l'Aumône	X = 301.50 Y = 108.09 Z = + 5m Prof. : 21.20m	0.00 / 2.70 : tange à niveaux coquilliers 2.70 / 3.20 : limon argileux 3.20 / 13.00 : tange argileuse 13.00 / 18.50 : tange sableuse 18.50 / 18.70 : tourbe 18.70 / 19.40 : limon sableux 19.40 / 21.00 : argile d'altération 21.00 / 21.20 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Pléistocène Pléistocène altérite socle Briovérien
2086X-2 <i>BRGM (GT-20)</i>	Cherruex Plage	X = 301.66 Y = 108.72 Z = + 7m Prof. : 24.20m	0.00 / 12.50 : tange 12.50 / 14.00 : alternance tange/sable fin 14.00 / 21.30 : sable fin 21.30 / 22.00 : tourbe 22.00 / 24.00 : limon tourbeux 24.00 / 24.20 : schiste	Holocène Holocène Holocène Pléistocène Pléistocène Briovérien
2086X-3 <i>BRGM (GT-25)</i>	Cherruex La Butte	X = 304.85 Y = 109.14 Z = 7.90m Prof. : 24.00m	0.00 / 10.80 : tange sablo-silteuse 10.80 / 17.00 : sable fin gris 17.00 / 23.00 : sable moyen gris-noir, micacé 23.00 / 23.80 : argile grise organique 23.80 / 24.00 : sable gris-noir micacé	Holocène Holocène Holocène Holocène Pléistocène
2087X-1 <i>BRGM (GT-19)</i>	Roz-sur- Coesnon Polder Frénon	X = 311.20 Y = 110.27 Z = +10m Prof. : 22.00m	0.00 / 7.00 : tange 7.00 / 16.60 : sable fin 16.60 / 21.70 : sable grossier 21.70 / 22.00 : limon brun et gravillons	Holocène Holocène Holocène Holocène
2088X-3 <i>BRGM Lautridou (D1)</i>	Genêts Parking	X = 317.66 Y = 116.66 Z = + 9m Prof. : 16m	0.00 / 1.00 : sable dunaire, fin, coquillier 1.00 / 2.60 : sable marin, cailloutis, coquillier 2.60 / 3.80 : tange silto-sableuse grise 3.80 / 5.60 : tange silto-sableuse grise 5.60 / 6.00 : tourbe et cailloutis arrondis 6.00 / 13.00 : sable fin éolien (dune) 13.00 / 13.20 : sable et cailloutis 13.20 / 14.20 : sable fin, vert 14.20 / 16.00 : schiste altéré noir clair	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Weichsélien Weichsélien Briovérien
2088X-4 <i>BRGM Lautridou (E2)</i>	Ardevon Route de l'Abbaye / N.176	X = 316.57 Y = 109.70 Z = +7,5m Prof. : 19.50m	0.00 / 1.20 : tange silteuse gris clair 1.20 / 11.00 : tange silteuse gris-noir 11.00 / 11.50 : tange légèrement tourbeuse 11.50 / 14.50 : sable fin coquillier 14.50 / 14.55 : limon tourbeux 14.55 / 17.00 : sable moyen à grossier calcaire 17.00 / 19.00 : sable grossier, cailloutis 19.00 / 19.50 : schiste altéré 19.50 : schiste dur	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Weichsélien Briovérien Briovérien

ANNEXE I

COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES

Carte 208 - Mont-Saint-Michel (suite)

N° BSS Maître d'oeuvre	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur (Z = NGF)	Description lithologique	Âge
2088X-5 BRGM Lauridou (E3)	Ardevon La Bergerie / D.275	X = 317.28 Y = 108.68 Z = +7m Prof. : 16.00m	0.00 / 2.00 : tangeuse silteuse grise 2.00 / 2.70 : tangeuse limoneuse gris foncé 2.70 / 3.20 : tourbe 3.20 / 6.00 : limon verdâtre et tangeuse limon. 6.00 / 10.50 : tangeuse silto-sableuse 10.50 / 12.80 : sable fin coquillier gris 12.80 / 14.80 : sable moyen calcaire sur gravières et petits galets 14.80 / 15.50 : sable fin à moyen micacé gris sombre, calcaire 15.50 / 16.00 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Briovérien
2088X-6 BRGM Lauridou (E9)	Huisnes-sur- mer Le Pont landais / D275	X = 320.02 Y = 108.96 Z = +8.5m Prof. : 10.5m	00,00 / 4,00 : vase grise 4,00 / 4,40 : tourbe 4,40 / 5,50 : tangeuse sableuse, tourbeuse 5,50 / 5,80 : tourbe limoneuse 5,80 / 7,00 : tangeuse gris foncé 7,00 / 7,30 : limon tourbeux noir clair, bois 7,30 / 10,50 : tangeuse silto-sableuse, tourbe 10,50 / 10,51 : schiste bleu altéré	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Briovérien
2088X-13 BRGM (GT-28)	Le Mont-St- Michel Parking	X = 316.80 Y = 110.75 Z = + 9m Prof. : 18.00m	0.00 / 2.00 : tangeuse 2.00 / 15.50 : sable fin 15.50 / 17.50 : sable grossier 17.50 / 18.00 : schiste altéré	Holocène Holocène Holocène Briovérien
2088X-14 Société Fondouest (F-10)	Ardevon La Grève	X = 316.15 Y = 107.20 Z = 7.60m Prof. : 21.00m	0.00 / 3.30 : tangeuse sableuse 3.30 / 6.60 : tangeuse avec traces organiques 6.60 / 11.90 : tangeuse très sableuse 11.90 / 12.70 : sable noirâtre 12.70 / 13.90 : sable argileux 13.90 / 18.80 : argile à débris schisteux 18.80 / 21.00 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène altérite socle Briovérien
2088X-15 Ponts & chaussées de Rouen (F-5)	Beauvoir Rive droite du Couesnon	X = 316.09 Y = 107.75 Z = + 7.20m Prof. : 17.00m	0.00 / 4.30 : silt beige 4.30 / 7.40 : silt tourbeux 7.40 / 13.10 : silt argileux 13.10 / 13.30 : silt tourbeux 13.30 / 14.10 : silt gris 14.10 / 15.40 : sable argileux 15.40 / 16.40 : schiste altéré 16.40 / 17.00 : schiste dur	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène altérite socle Briovérien
2088X-16 Société L. Ménard (F-3)	Beauvoir Barrage de la caserne	X = 316.15 Y = 109.10 Z = + 6.3m Prof. : 26.20m	0.00 / 3.70 : tangeuse 3.70 / 10.80 : tangeuse sableuse 10.80 / 11.00 : passage tourbeux 11.00 / 12.30 : tangeuse sableuse 12.30 / 16.40 : sable fin compact 16.40 / 26.20 : sable argileux avec débris schisteux	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène altérite socle Briovérien
2088X-17 Société Fondouest (F-7)	Beauvoir Barrage de la caserne	X = 316.35 Y = 109.15 Z = + 8.0m Prof. : 28.00m	0.00 / 10.20 : tangeuse sableuse 10.20 / 12.60 : tangeuse argileuse 12.60 / 15.40 : tangeuse sableuse 15.40 / 18.60 : sable 18.60 / 23.80 : argile à débris schisteux 23.80 / 28.00 : schiste altéré à sain	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène altérite socle Briovérien

ANNEXE 1

COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES

Carte 209 - Avranches

N° BSS Maître d'oeuvre	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur (Z = NGF)	Description lithologique	Âge
2095X-2 BRGM Lautridou (E 4)	Courtils Bas Courtils La Barre	X = 322.04 Y = 110.30 Z = +9m Prof. : 10.00m	0,00 / 1,00 : remblai 1,00 / 6,50 : tange 6,50 / 7,00 : limon tourbeux gris noir 7,00 / 8,70 : sable fin tourbeux 8,70 / 9,50 : sable grossier vert (colluvion) 9,50 / 10,00 : schiste altéré	Actuel Holocène Holocène Holocène Weichsélien Briovérien
2095X-3 BRGM Lautridou (E 5)	Courtils Bas Courtils Les mouettes	X = 322.80 Y = 110.22 Z = +9m Prof. : 8.01m	0,00 / 2,50 : tange sableuse 2,50 / 3,50 : limon argileux gris à végétaux 3,50 / 4,00 : limon gris noir tourbeux 4,00 / 4,30 : sable noir tourbeux, cailloutis (plage flandrienne) 4,30 / 5,00 : sable fin éolien (dune) gris noir 5,00 : 8,01 : schiste altéré gris noir	Holocène Holocène Holocène Holocène Weichsélien Briovérien
2095X- 5 BRGM Lautridou (E 7)	Céaux Ville	X = 324.10 Y = 110.74 Z = + 8m Prof. : 4.50m	0,0 / 2,00 : tange grise 2,00 / 3,00 : tange grise à organismes 3,00 / 3,40 : tourbe 3,40 / 3,80 : limon tourbeux gris brun 3,80 / 4,50 : sable tourbeux 4,50 / 4,51 : schiste vert altéré	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Briovérien
2095X-6 BRGM Lautridou (E 8)	Céaux Polder St-Michel	X = 324.21 Y = 111.12 Z = +8 m Prof. : 7.2m	0,00 / 2,00 : tange et tange argileuse 2,00 / 2,70 : tange sableuse à organismes 2,70 / 3,30 : limon tourbeux à organismes 3,30 / 3,70 : tange 3,70 / 5,70 : limon tourbeux à organismes 5,70 / 6,80 : sable dunaire, gris brun, éolien 6,80 / 7,21 : schiste vert altéré	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Weichsélien Briovérien
2095X-29 BRGM GT-4	Courtils près pont Notre Dame	X = 322.42 Y = 109.35 Z = +7m Prof. 10.00 m	0,00 / 1,80 : tange gris claire, puis silteuse 1,80 / 1,90 : tange à inclusions de tourbe 1,90 / 4,00 : tourbe à débris de bois ; 2,2 / 2,4 m = 3430 BP ± 240 4,00 / 5,10 : limon argileux, débris végétaux 5,10 / 6,00 : sable gris ± vaseux 6,00 : 6,50 : sable grossier et graviers roulés 6,50 / 9,00 : argile sablo-graveleuse 9,00 / 10,00 : argilite grise à graviers	Holocène Holocène Holocène Holocène ^{H C} Holocène solifluxion
2095X-30 BRGM (GT-3)	Avranches près station d'épuration	X = 326.330 Y = 115.480 Z = +9,5m Prof. 11.00 m	0,00 / 2,80 : tange gris-bleu 2,80 / 4,50 : tange gris-bleu, silteuse 4,50 / 6,50 : tourbe brune à débris végétaux 4,50 m = 3590 BP ± 170 6,00 m = 5200 BP ± 140 6,50 / 7,40 : limon tourbeux, gris à brun 7,40 / 8,00 : tange silteuse, bleu sombre 8,00 / 9,00 : tange gris bleu 9,00 / 10,40 : limon argileux gris bleu 10,40 / 11,00 : argilite à sable et gravillons	Holocène Holocène Holocène Holocène ^{H C} Holocène ^{H C} Holocène Holocène Holocène Holocène

ANNEXE I
COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES

Carte 245 - Dinan

N° BSS Maître d'oeuvre	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur (Z = NGF)	Description lithologique	Âge
2454X-31 BRGM (GT-5)	La Gouesnière La Sauvagère	X = 290.06 Y = 107.37 Z = + 5m Prof. : 24.20m	0.00 / 1.50 : limon argileux 1.50 / 12.50 : tange silto-sableuse 12.50 / 17.90 : sable fin marin 17.90 / 23.80 : sable grossier micacé 23.80 / 24.10 : argile d'altération 24.10 / 24.70 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène altérite socle Briovérien
2454X-32 BRGM (GT-8)	Hirel L'Aupinière	X = 294.37 Y = 107.07 Z = + 5m Prof. : 22.20m	0.00 / 7.10 : limon argileux 7.10 / 9.90 : tange silteuse 9.90 / 11.40 : vase silteuse 11.40 / 17.00 : sable fin micacé 17.00 / 21.50 : sable grossier 21.50 / 22.00 : argile d'altération 22.00 / 22.20 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène altérite socle Briovérien
2454X-33 BRGM (GT-9)	La Fresnais Marais noir	X = 294.20 Y = 104.67 Z = + 2m Prof. : 17.20m	0.00 / 2.30 : tange limoneuse 2.30 / 4.60 : tange silto-sableuse 4.60 / 9.80 : limon argileux 9.80 / 13.50 : limon silteux 13.50 / 15.80 : sable fin 15.80 / 15.90 : argile noire tourbeuse 15.90 / 17.00 : argile et limon 17.00 / 17.20 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Pléistocène Briovérien
2454X-34 BRGM (GT-11)	Lillemer Les Grandes mares	X = 289.90 Y = 105.85 Z = + 5m Prof. : 11.20m	0.00 / 0.90 : tange 0.90 / 1.40 : tourbe 1.40 / 2.50 : vase bleue 2.50 / 3.60 : tange argillo-silteuse 3.60 / 7.00 : sable fin 7.00 / 10.60 : sable grossier bioclastique 10.60 / 11.00 : argile d'altération 11.00 / 11.70 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène altérite socle Briovérien
2454X-35 BRGM (GT-12)	La Gouesnière La Govelinai	X = 289.20 Y = 107.22 Z = + 5m Prof. : 15.20m	0.00 / 2.50 : remblai du canal 2.50 / 5.50 : tange argileuse 5.50 / 10.20 : tange silteuse 10.20 / 14.00 : altern. limon jaunâtre et sable 14.00 / 15.00 : schiste altéré 15.00 / 15.20 : schiste	Actuel Holocène Holocène Holocène altérite socle Briovérien
2454X-36 Morzadec-K (MK-5)	Lillemer	X = 289.80 Y = 105.20 Z = + 4m Prof. : 9.90m	0.00 / 1.20 : tange 1.20 / 2.10 : tange tourbeuse 2.10 / 4.30 : tange 4.30 / 9.90 : sable marin	Holocène Holocène Holocène Holocène

ANNEXE 2

DATATIONS D'ECHANTILLONS DE SONDAGES PAR ¹⁴C

N° BSS du sondage	Altitude (NGF) en m	Date ¹⁴ C Âge BP*	Nature du dépôt	Zones polliniques (Holocène)
----------------------	---------------------------	---------------------------------	-----------------------	---------------------------------

Carte Mont-Saint-Michel (208) - Palynologie d'après M. Clet-Pellerin

2088X-5 (E3)	+ 4,00	3770 ±110	tourbe	Subboréal
2088X-6 (E9)	+ 4,30 + 3,10 + 1,20	4380 ±110 5120 ±120 5790 ±130	niveau tourbeux niveau tourbeux tourbe	Subboréal à Atlantique Atlantique

Carte Avranches (209)

2095X-29 (GT4)	+ 4,60	3 430 ±240	tourbe saumâtre	non étudié
2095X-30 (GT3)	+ 5,00 + 3,50	3 590 ±170 5 200 ±140	tourbe, niveau sup. tourbe, niveau inf.	non étudié non étudié

Carte Dinan (245)

2454X-31 (GT5)	- 14,40	9 770 ±450	tourbe	non étudié
-------------------	---------	------------	--------	------------

Carte Dol-de-Bretagne (246) - Palynologie d'après M.-T. Morzadec-Kerfourn

2461X-56 (MK-1)	+ 1,80 + 0,05 - 0,25 - 2,00	2 390 ±100 5 200 ±150 5 000 ±150 6 800 ±170	tourbe saumâtre tourbe saumâtre tourbe saumâtre sable marin	fin VIIb - Subboréal VIIa - Atlantique VIIa - Atlantique
2461X-57 (MK-2)	+ 3,50	4 400 ±140	tourbe ± saumâtre	VIIa - Atlantique
2461X-59 (MK-7)	+ 3,20 + 2,00 - 0,50 - 10,00	3 000 ±100 3 860 ±110 5 400 ±120 8 200 ±150	tourbe ± saumâtre tourbe ± saumâtre tourbe d'eau douce tourbe d'eau douce	fin VIIb - Subboréal VIIb - Subboréal VIIb - Subboréal VIc - Boréal
2461X-60 (MK-8)	+ 1,80 + 1,00 + 0,25 - 9,00	5 450 ±150 5 450 ±150 5 450 ±150 10 000 ±230	tourbe saumâtre tourbe saumâtre tourbe saumâtre argile d'altération	VIIb - Subboréal VIIb - Subboréal début VIIb - Subboréal
2561X-61 (MK-9)	+ 2,70 + 0,40 + 0,20 - 0,10 - 0,20 - 9,30 - 10,20 - 15,00	360 ± 90 4 360 ±140 4 480 ±140 5 850 ±150 4 250 ±140 6 900 ±150 6 200 ±150 11 600 ±270	sol tourbe ± saumâtre tourbe ± saumâtre tourbe ± saumâtre tourbe ± saumâtre sable marin tourbe ± saumâtre sable fluvial	VIII - Subatlantique VIIa-VIIb - transition VIIa - Atlantique VIIa - Atlantique VIIa - Atlantique VIc - Boréal
2461X-62 (MK-10)	+ 2,15 - 0,20 - 12,00	3 900 ±140 6 750 ±170 9 800 ±230	tourbe saumâtre tourbe saumâtre tourbe saumâtre	VIIb - Subboréal fin VIIa - Atlantique VIc - Boréal

(Voir subdivisions stratigraphiques sur tableau 1, p. 32)

ANNEXE 3

ANALYSES CHIMIQUES DES
LEUCOGRANITES
DU MONT-SAINT-MICHEL

Chimie	Échantillons de leucogranite du Mont-Saint-Michel			
	SM 5	SM 6 A	SM 6 B	SM7
SiO ₂	74.20	72.80	74.50	76.00
Al ₂ O ₃	14.00	14.40	14.25	13.25
Fe ₂ O ₃	1.17	1.74	1.25	1.20
MnO		0.02	0.02	0.04
MgO	0.41	0.55	0.36	0.26
CaO	0.60	0.50	0.60	0.40
Na ₂ O	3.05	3.35	3.25	3.40
K ₂ O	4.05	4.05	4.10	4.20
TiO ₂	0.10	0.22	0.11	0.04
P ₂ O ₅	0.40	0.40	0.40	0.20
P.F.	1.05	1.05	0.85	0.72
Total	99.03	99.08	99.69	99.74
U	3.7	2.2	3.6	5.1
Th	3.0	1.52	1.21	1.66
Ta	1.74	1.79	2.18	1.38
Hf	1.82	1.18	1.06	1.95
Zr	64	36	36	43
Sc	5.77	4.6	4.86	2.58
Cr	13	8	9	12
Co	0.94	0.85	0.91	1.16
Ni	2.7	2.8	2.6	2.6
Zn	27	29	31	14
Cs	11.3	14.9	14.9	7.04
Rb	200	217	210	226
Sr	41	40	56	12
Ba	254	158	154	96
La	6.9	3.9	3.8	2.5
Ce	13.5	8.5	7.1	5.4
Nd	6.0		2.3	2.8
Sm	1.6	1.1	0.90	0.90
Eu	0.31	0.48	0.20	0.06
Gd	1.44		0.94	0.96
Tb	0.28	0.21	0.18	0.20
Tm	0.17		0.15	0.19
Yb	1.20		1.00	1.38
Lu	0.20		0.16	0.22
Σ REE	36.3		19.9	18.0

Analyses BRGM, in Fouillac *et al.* (1986)

Schéma structural général

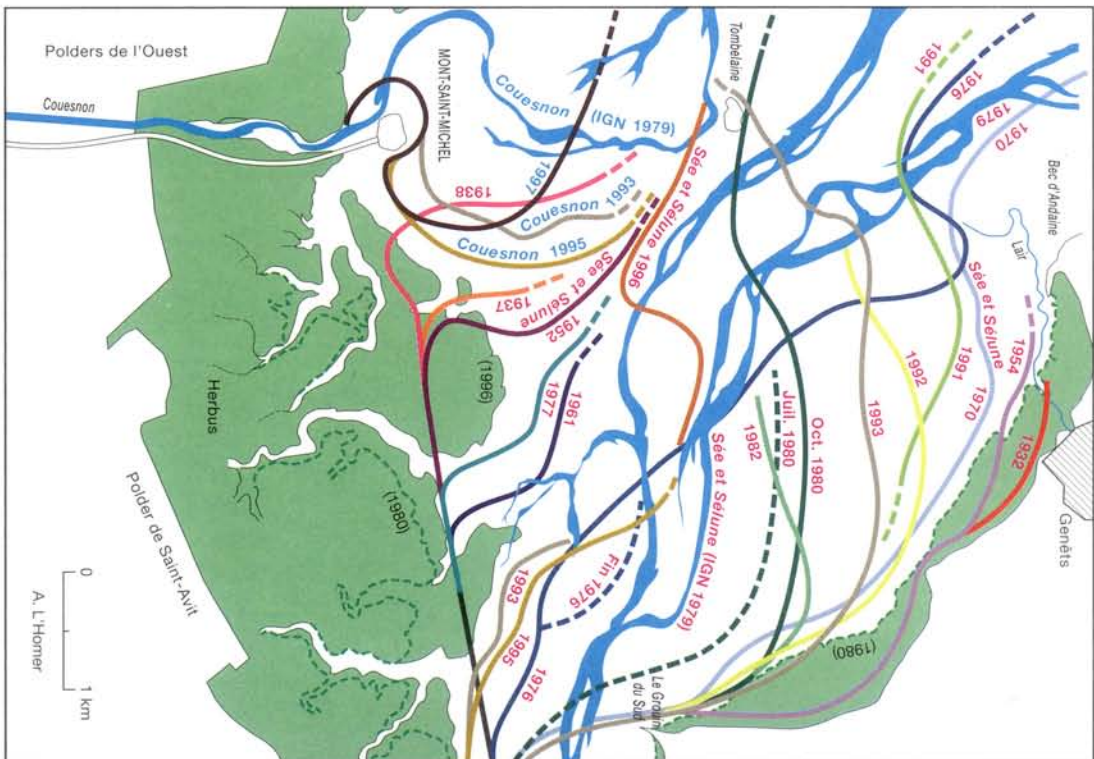
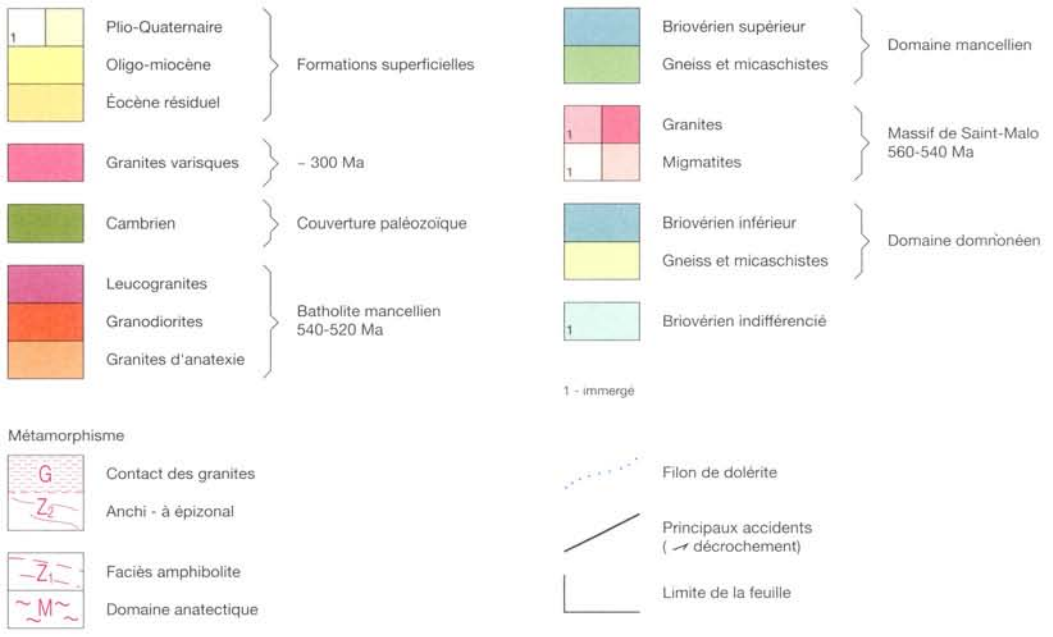
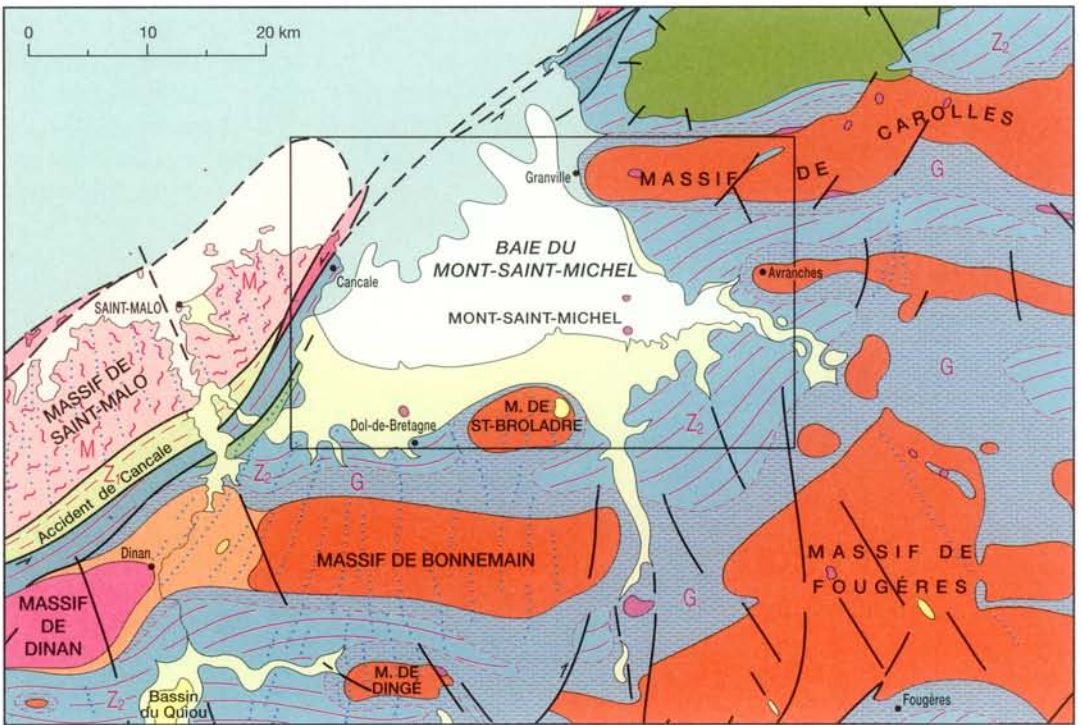


Fig. 17 - Réduction progressive de l'amplitude des divergences extrêmes des chenaux estuariens de la Sée et de la Sélune depuis 1932 et derniers cours du Couesnon (configuration des herbus en 1980 et 1996)