



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

**PLESTIN-
-LES-GRÈVES**

**PLESTIN-
-LES-GRÈVES**

La carte géologique à 1/50 000
PLESTIN-LES-GRÈVES est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : LANNION (N° 41)
au sud : MORLAIX (N° 58)

		Perros - Guirec
St-Pol- de-Léon	PLESTIN- LES-GRÈVES	Lannion
Landerneau	Morlaix	Belle-Isle- en-Terre



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P et T ET DU TOURISME
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PLESTIN-LES-GRÈVES A 1/50 000**

par

**J.CHANTRAINE
L. CHAURIS
B. CABANIS
M.-M. CHAURIS
C.LARSONNEUR
Y. HERROUIN
D. RABU
Y. LULZAC
P. BOS**

1986

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	5
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE ET/OU VOLCANIQUE</i>	5
Formations briovériennes du Petit Trégor	5
Formations métamorphiques du Pays de Léon	14
Formations paléozoïques du Bassin de Morlaix	16
Autres roches métamorphiques	20
<i>FORMATIONS MAGMATIQUES A CARACTÈRE VOLCANO-PLUTONIQUE</i>	20
Formations anté-hercyniennes : orthogneiss	20
Formations hercyniennes précoces	23
Formations plutoniques diverses	31
Formations hercyniennes tardives	32
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	39
<i>FORMATIONS DE LA BORDURE LITTORALE</i>	41
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES SOUS-MARINES</i>	56
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	59
<i>CARACTÈRES TECTONO-MÉTAMORPHIQUES DES FORMATIONS</i>	59
<i>AGE DE LA OU DES DÉFORMATIONS</i>	61
RESSOURCES DU SOUS-SOL	62
<i>MINÉRALISATIONS</i>	62
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	66
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	69
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	69
<i>TABLEAUX DES ANALYSES (I A VII)</i>	70
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	77
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	83
AUTEURS DE LA NOTICE	83

INTRODUCTION

Situé sur la côte nord de Bretagne, à la limite du Finistère et des Côtes-du-Nord, le territoire de la feuille Plestin-les-Grèves, coupé en deux par le trait de côte, couvre la région connue sous le nom de "Petit Trégor" ; cette région est limitée à l'Ouest par les baies de Morlaix et à l'Est par la baie de Lannion qui la séparent respectivement des pays du Léon et du Trégor.

La côte, en majorité rocheuse, est très découpée et profondément échancrée par les rias des rivières du Jarlot, de la Penzé et du Dourduff à l'Ouest et, dans une moindre mesure, par la vallée du Douron à l'Est. L'amplitude des grandes marées étant très accentuée dans cette région (jusqu'à 10 m de marnage), l'estran côtier est très développé ; la grande baie de Morlaix qui découvre largement aux grandes marées est remarquable par la multitude de petits îlots rocheux qui émergent à marée basse.

Les limites ouest et est de la feuille jouxtent les côtes des régions de Roscoff (feuille Saint-Pol-de-Léon) et de Trébeurden (feuille Lannion). Au Nord, la feuille couvre le vaste plateau rocheux de la Méloine, isolé en mer à quelque cinq kilomètres de la côte.

Le Petit Trégor est un plateau côtier de 70 m d'altitude en moyenne, aux rebords souvent abrupts, le fond sous-marin ne dépassant que rarement 30 m de profondeur. Ce plateau culmine par quelques croupes molles à 120 m d'altitude et il est profondément entaillé par les rivières côtières. Une description géomorphologique régionale vient d'en être faite par Garreau (1983), à laquelle on se référera.

D'un point de vue géologique, la feuille Plestin-les-Grèves est très intéressante ; elle couvre dans sa partie est les formations briovériennes, prolongement et terminaison occidentaux de celles du Trégor. Sa partie ouest est occupée par la bordure orientale des formations métamorphiques du Léon et par l'unité structurale du Bassin de Morlaix qui sépare Léon et Trégor.

En outre, deux batholites plutoniques importants affleurent sur cette feuille : le massif de gabbro de Saint-Jean-du-Doigt qui forme le noyau central du Petit Trégor et le massif de granite de la baie de Morlaix qui, en grande partie immergé, constitue la plupart des îlots de cette baie.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE ET/OU VOLCANIQUE

Formations briovériennes du Petit Trégor

Ces formations affleurent dans la partie sud-est de la carte ; orientées NE - SW en baie de Lannion, elles se moulent autour du massif de gabbro de Saint-Jean, qui les tronque en partie, et se prolongent vers l'Ouest jusque dans la région de Bois-de-la-Roche où elles sont interrompues par le rebord oriental du Bassin de Morlaix ; vers l'Est, elles sont biseautées par le massif basique de

Plestin qui jalonne un accident fondamental les séparant des formations paléozoïques.

Ces formations forment une série qui repose au Nord-Ouest sur un noyau de socle orthogneissique, la formation du Moulin de la Rive, et qui évolue vers le Sud-Est selon trois parties successives :

- une partie basale à caractère volcano-clastique acide général, la formation de Locquirec,
- une partie médiane à caractère volcano-détritique dominant, la formation du Bois-de-la-Roche passant latéralement en baie de Lannion aux formations du Rugunay et de Plestin qui encadrent un puissant complexe basique, la formation de l'Armorique,
- une partie sommitale, essentiellement détritique, les formations de Garlan, Lanleya et Toulgoat.

L'âge de ces formations a fait l'objet de nombreuses discussions (Barrois, 1905, 1909, 1927 ; Milon, 1928 ; Pruvost *et al.*, 1943, 1949 ; Delattre *et al.*, 1951, 1952). Leur appartenance à une seule série d'âge briovérien ou leur division chronologique et structurale en deux ensembles différents a ensuite été discutée (Cogné, 1962, 1972, 1980 ; Verdier, 1968 ; Auvray, 1979) ; le lever de la carte, enfin, établit l'unité stratigraphique globale de la série, même si elle met en évidence quelques discontinuités tectoniques locales (Autran *et al.*, 1979).

L'estran côtier a déjà été décrit en détail par Verdier (1968) ; dans cette notice les formations seront décrites successivement, la partie basse de la série en baie de Lannion et la partie haute dans la région de Bois-de-la-Roche.

Baie de Lannion

Formation de Locquirec

Elle affleure remarquablement sur l'estran côtier de la pointe de Locquirec et peut être suivie jusque dans la région de Guimaëc et Lanmeur où elle est tronquée par le massif de gabbro de Saint-Jean. Elle présente un caractère volcano-clastique général, mais peut cependant être subdivisée en trois termes.

btfl. Tufs kératophyriques grossiers à niveau basal arkosique. Le contact basal de la formation de Locquirec sur son socle (formation du Moulin de la Rive) est bien exposé sur le flanc est de la pointe du Corbeau ; mais ce contact est rendu confus par l'existence, à la base de la formation arkosique, de faciès de remaniement du socle orthogneissique ; la zone de contact est marquée par une bande d'une trentaine de mètres de largeur où de grosses boules d'orthogneiss sont englobées dans une matrice arkosique grossière. Cet affleurement est remarquable car c'est le seul où peut être observée la transgression briovérienne sur le flanc sud du noyau de socle qui est daté, tout près de là, à 2 000 M.A. (voir p. 21).

Sur la grève de Poul Rodou, c'est-à-dire sur le flanc nord du noyau de socle, affleure un conglomérat constitué essentiellement de *boulders* d'orthogneiss de taille variée (jusqu'à 30 cm), encaissé dans une matrice volcano-détritique ; mais ce conglomérat, découvert lors du lever de la carte, est situé juste à la

limite des granites varisques qui l'envahissent en partie. Sa stricte équivalence avec la formation briovérienne de la pointe du Corbeau ne peut pas être démontrée.

A Locquirec, au-dessus de ce niveau arkosique basal, le caractère volcano-clastique de la formation se manifeste rapidement par des alternances de tufs kéraatophyriques grossiers et de tuffites. Les tufs grossiers se développent et envahissent la formation au niveau de la pointe de Locquirec.

Le faciès type est un schiste vert plus ou moins riche en clastes d'albite qui donnent un aspect de porphyroïde à la roche ; les clastes de dimension millimétrique sont souvent brisés et éclatés mais très peu déformés et associés à quelques gros quartz corrodés ; la matrice montre des petites lattes d'albite plus ou moins abondantes dans une trame micacée (chlorite surtout et biotite, muscovite) qui marque la foliation ; elle est en outre riche en épidote et présente un caractère siliceux accusé.

L'origine volcano-clastique de ces roches ne fait aucun doute, les faciès variant d'un pôle tuffitique marqué par un rubanement sédimentaire, à un pôle lavique à structure fluidale. Leur paragenèse indique un caractère kéraatophyrique quartzique, l'albite (An 05) étant le seul feldspath visible ; leur composition chimique, qui est rappelée ci-dessous, confirme ce caractère.

Cette formation massive et grossière est manifestement lenticulaire car latéralement, dans les terres, c'est la formation sus-jacente qui est en contact avec le socle.

bvcl. Grès volcano-clastiques et tufs kéraatophyriques. Sur l'estran côtier, en montant dans la série depuis la pointe de Locquirec jusqu'à la grève de Keraudren, le caractère détritique s'amplifie et se manifeste par le développement de rubanements et de granoclassements ainsi que par des intercalations conglomératiques.

La base de ce terme a été fixée au premier niveau à galets ; observables de part et d'autre de la grève de la Palud (entre la pointe et le port), ces niveaux contiennent des galets de dimensions centimétriques à décimétriques, assez peu déformés et dispersés dans une matrice détritique grossière ; leur nature est variée : granitoïde, orthogneiss, volcanite et quartzite essentiellement. Trois niveaux, d'épaisseur métrique, affleurent ainsi sur l'estran ; ils sont du type *schiste à galets*.

Au-dessus de ces niveaux de poulingue, la formation acquiert un caractère de plus en plus détritique en se chargeant en faciès du type siltites micacées qui deviennent dominants à la grève de Keraudren où les derniers niveaux de tuffites marquent le sommet de ce terme.

bKl. Siltites et argilites à épanchements kéraatophyriques sommitaux. Le sommet de la formation de Locquirec n'affleure que très peu sur l'estran côtier qui est couvert par la plage et la dune du fond de la baie.

Dans les terres, la coupe de Men Brein, 2 km à l'Est de Guimaëc, montre que ce terme, à caractère essentiellement détritique, est constitué d'une alternance de siltites et d'argilites contenant quelques bancs métriques de grès ou de *wackes*, ainsi que quelques niveaux carbonés. Des intercalations

sommitales kératophyriques annoncent la formation sus-jacente du Rugunay qui marque le retour des influences volcaniques ; ce passage assez tranché manifeste une rupture dans l'évolution interne progressive de la formation de Locquirec, de sa base plus volcanogène à son sommet plus terrigène.

Formation du Rugunay

N'affleurant pas sur l'estran côtier, cette formation n'avait jamais été décrite ; elle est cependant particulièrement intéressante par son caractère volcanogène intermédiaire qui assure la transition entre la formation acide de Locquirec et la formation basique de l'Armorique.

bK¹. Laves et tufs kératophyriques   intercalaires sédimentaires. Cette formation est bien exposée dans la coupe de Traon, 2,5 km à l'Est de Lanmeur : elle est composée d'une alternance complexe de siltites ou tuffites et de tufs ou laves ; ces dernières roches, à grain fin, présentent une structure soit microgrenue, soit microlitique, une paragenèse albitophyrique à albite, chlorite, biotite, épidote, actinote et quartz ; relativement peu siliceuses, elles ont une composition intermédiaire. Ces volcanites associées à des tuffites constituent l'essentiel de la formation, mais les intercalaires sédimentaires sont abondants, semblables au détritique sommital de la formation de Locquirec ; quelques lentilles de roches basiques (K3 des rochers de la balise) annoncent, par leurs caractères identiques, la formation de l'Armorique.

Formation de l'Armorique

Elle affleure remarquablement sur l'estran du flanc ouest de la pointe de l'Armorique qui expose une coupe continue de la série volcanique basique. Dans les terres, la carte met en évidence la forme lenticulaire et/ou biseautée du complexe basique qui, de plus d'un kilomètre de largeur sur la côte, s'amincit vers le Sud-Ouest et se termine au niveau de Ploug at-Guérand.

bK³. Laves et tufs spilitiques   intercalaires sédimentaires. Bien que les roches basiques constituent quelques intercalations lenticulaires au sommet de la formation du Rugunay, le début des épanchements volcaniques de l'Armorique est assez brutal. La formation se présente sous deux faciès principaux :

- un faciès de schistes verts, omniprésent, donnant à la côte son aspect déchiqueté, très bien exposé, entre autres, de part et d'autre de la petite anse de Pors Mellec (Nord de Kercoz) ; ce sont des roches rubanées et schistos es, d'origine volcano-clastique certaine, auxquelles sont associées les quelques intercalations volcano-détritiques incluses dans la formation,
- un faciès plus massif et moins schistosé de volcanites en coulées ou en sills plus ou moins épais, plus abondants dans la partie basse que dans la partie haute de la formation ; c'est dans ces roches que s'observent les structures en *pillow-lavas* des coulées, particulièrement développées entre la pointe ouest de l'Armorique et Pors Mellec, et les textures doléritiques des abondants sills intercalés dans les schistes verts entre Pors Mellec et la pointe est de l'Armorique.

Ces deux faciès présentent des paragenèses semblables à actinote, chlorite, épidote, plagioclases auxquels peuvent s'ajouter quartz, biotite, calcite, sphène

et minéraux ferro-titanés. Les schistes verts montrent une trame dense à actinote et chlorite marquant la foliation, une matrice à grain fin, essentiellement feldspathique, souvent à petites lattes ou parfois à gros cristaux d'albite. Les coulées et les sills massifs montrent des textures microlitiques ou microgrenues moins schistosees, mais les *pillows-lavas* ont subi des transformations chimiques importantes, les coeurs évoluant vers des roches à silice et carbonates. Les caractères géochimiques de cette formation (voir p. 13) tendent à montrer son origine spilitique.

Outre ces deux faciès, la formation de l'Armorique présente quelques particularités :

- des niveaux d'aspect scoriacé représentant probablement d'anciennes brèches spilitiques à débris de *pillow*, telles qu'elles sont connues dans ce type de série,
- des petits corps à composition kératophyrique intermédiaire (K1) comparables aux volcanites de la formation du Rugunay,
- des niveaux siliceux métriques connus sous le nom d'adinoles, représentant probablement d'anciens dépôts de type cherti-tuffites (cendres volcaniques et/ou boues siliceuses).

Enfin, cette formation ne contient que très peu d'intercalations sédimentaires ; ce sont des schistes verts difficiles à distinguer des volcanites à l'affleurement. Leurs paragenèses sont plus siliceuses mais assez proches de celles des roches basiques, mais leurs structures sont typiques de sédiments détritiques (grauwacke). Ces roches sont très rares dans la partie basale de la formation et se développent dans la partie sommitale ; elles envahissent progressivement la série à partir de la pointe de Plestin située au Nord-Est de Kercoz où a été placée la limite avec la formation sus-jacente.

Formation de Plestin-les-Grèves

Elle affleure remarquablement sur l'estran du flanc est de la pointe de l'Armorique où le passage progressif de la formation volcanique à la formation détritique est très bien exposé. Les niveaux de roches basiques intercalés dans la formation de grauwackes, visibles dans la petite anse de Beg Douar (Est de Kercoz), disparaissent progressivement vers le fond de la baie.

bGS. Grauwackes feldspathiques, méta-argilites, siltites noires. Cette formation est constituée d'alternances de *wackes* et de siltites, organisées en séquences dont la polarité du Nord vers le Sud peut partout être contrôlée. D'une manière globale, la série est plus grossière et immature à la base, où dominent les faciès massifs de grauwackes feldspathiques, plus fine et mature au sommet qui est constitué d'alternances rubanées de grès feldspathiques et de méta-siltites et méta-argilites.

Les paragenèses des roches sont mésozonales à quartz, plagioclase, chlorite, biotite, épidote, calcite et accessoirement soit muscovite, soit actinote suivant le chimisme de la roche.

Cette formation contient des intercalations particulièrement intéressantes pour les corrélations régionales :

- des faciès à caractère volcanogène accentué de type tuffite très peu remaniée à composition k ratophyrique ; ils se présentent en intercalations lenticulaires souvent associées à des petits corps de tufs ou de laves de kératophyres (K1)   structure volcano-clastique ou microlitique,
- des siltites noires (*) formant des niveaux assez importants, souvent discontinus   caractère ardoisier ; ils se développent en particulier dans la région de Plouégat-Guérand où ils ont été exploités autrefois (matériau équivalent aux ardoisières de Bois-de-la-Roche (voir p. 11),
- des faciès volcaniques basiques (K3), tout à fait identiques aux faciès de la formation de l'Armorique dont ils représentent des récurrences lenticulaires au sein de la formation détritique.

Intrusions dans les formations de Locquirec, Armorique et Plestin

K. K ratophyres. Des filons microgrenus acides traversent les trois formations briovériennes, mais sont surtout abondants au niveau de la base de la formation de l'Armorique. Ils sont remarquables sur l'estran (pointe de l'Armorique) où leur caractère filonien est évident, bien qu'ils soient affectés par la schistosité régionale ; mais ils sont plus difficilement observables dans les terres car ils n'affleurent que sur quelques centaines de mètres et leur épaisseur est de l'ordre de quelques mètres seulement.

A grain fin, rarement porphyriques, ils ont une paragenèse à quartz, albite, chlorite et muscovite et une composition de quartz-k ratophyre. En majorité intrusifs dans la formation d'Armorique, ils y sont datés, par la méthode Rb/Sr   585 ± 15 M.A. (Charlot, *in* Autran *et al.*, 1979). Bien plus rares, ils sont aussi connus dans les formations de Locquirec et de Plestin ; en particulier un très beau filon est visible sur le flanc est de la pointe d'Armorique, au sein de la formation des grauwackes.

Région de Bois-de-la-Roche

Les formations affleurant dans la partie sud de la carte constituent le prolongement des formations de la baie de Lannion ; la partie basse de la série briovérienne est tronquée par le massif de gabbro de Saint-Jean-du-Doigt et la partie haute se moule autour de ce massif. En outre, cette série, qui est biseautée à l'Est par les amphibolites pal zo iques de Plestin, est interrompue à l'Ouest par le rebord oriental du Bassin de Morlaix, se complète au centre sud par les formations de Garlan, Lanleya et Toulgoat qui affleurent surtout sur la feuille voisine Morlaix.

L'ensemble de ces formations a pu être attribué au Pal zo ique (voir p. 10) dans les dernières  ditions des cartes (1/80 000 Lannion et Morlaix) et dissocié des formations briovériennes de la baie de Lannion par un important accident : la faille de Trégor (Delattre et Pruvost, 1967). Il est clair que cet accident qui prend en biais les formations de Plestin-les-Grèves et du Bois-de-la-Roche n'existe pas là où il est indiqué : il ne se manifeste par aucune discontinuité cartographique et ne sépare jamais deux formations différentes.

(*) Ces faciès ont été confondus, dans la dernière édition de la carte Lannion à 1/80 000, avec les schistes carburés de Morlaix ce qui, entre autres, a entraîné l'attribution au Pal zo ique de cette formation de Plestin et des formations sus-jacentes de Garlan, Lanleya et Toulgoat.

Comme Barrois l'avait déjà fait dans les premières éditions des cartes (1905 et 1909), nous attribuons l'ensemble de ces formations au Briovérien pour les raisons suivantes :

- absence de discontinuité lithologique et structurale au sein de la série,
- progressivité des variations sédimentaires avec persistance d'un même type d'environnement,
- présence de récurrences volcanogènes dans la formation sommitale de Toulgoat, semblables à la formation de Locquirec en baie de Lannion,
- différence importante avec les faciès connus dans les formations paléozoïques régionales.

Cependant, un problème important demeure à propos du sommet de la série où des fossiles ont été trouvés par Le Hir et décrits par Barrois (1927) près de Toulgoat ; ce problème est discuté dans la notice de la feuille Morlaix (Chantraine *et al.*, 1981) et ne sera pas repris ici car la formation de Toulgoat n'affleure pratiquement pas sur le territoire de la feuille Plestin.

Formation du Bois-de-la-Roche

Comme le montre la carte, le complexe basique de l'Armorique, intercalé entre la formation volcanique du Rugunay et la formation sédimentaire de Plestin, est lenticulaire ; il se termine au niveau de Plouégat-Guérand où ces formations sont relayées par la formation à caractère volcano-sédimentaire composite du Bois-de-la-Roche.

bsv. Grès volcano-clastiques, grauwackes feldspathiques, tufs kératophyriques. Cette formation présente un caractère essentiellement terrigène, semblable à la formation de Plestin ; elle est constituée d'alternances détritiques de *wackes* et de siltites sans que l'on puisse mettre en évidence, de manière claire, une évolution sédimentaire verticale ; cependant, les bancs massifs de grauwackes feldspathiques sont plus abondants à la base et les siltites massives noires se développent davantage au sommet de la série. Ces siltites noires affleurent largement autour de Bois-de-la-Roche où elles ont été autrefois exploitées en carrières souterraines, les ardoisières de Bois-de-la-Roche.

Cette formation contient en outre d'importantes intercalations volcanogènes, grès tufacés, tufs remaniés ainsi que des petits corps volcaniques à composition intermédiaire, semblables aux kératophyres de la formation du Rugunay. Ces lentilles de kératophyres (K1) se développent particulièrement dans l'extrémité occidentale de la formation aux abords du Bassin de Morlaix (région de Kerbaul) ; ce sont des roches à grain fin, texture fluidale, constituées de petites lattes d'albite associées à chlorite, épidote et parfois trémolite-actinote ; ces roches sont très différentes des volcanites du Bassin de Morlaix, avec lesquelles elles ont été parfois confondues.

Formation de Garlan

La majeure partie de la formation marque le développement du caractère terrigène de la série briovérienne, les influences volcanogènes ne se manifestant plus que dans un ensemble sommital restreint.

bS. Schistes grésopélitiques et argilo-siltites. Ce terme constitue l'essentiel de la formation ; c'est un ensemble homogène où les évolutions sédimentaires sont toujours progressives, la surface d'anisotropie principale étant partout la schistosité. Ce terme est assez bien exposé sur la coupe de la route Sud-Nord, allant de Lanleya vers la vallée du Dourduff : on y observe une alternance de schistes variant, suivant la taille du grain, d'un faciès grésopélitique à un faciès argilo-silteux. Ce sont essentiellement des roches à grain fin, faites de quartz, séricite et chlorite ; les faciès les plus fins tendent à montrer un caractère ardoisier de teinte gris-noir ; certains niveaux, contenant des feldspaths détritiques, ont très probablement une origine tuffitique, suggérée par des intercalations de schistes verts à albite et chlorite d'origine volcanique manifeste.

Le sommet de ce terme se charge en petits bancs de grès qui annoncent le terme suivant.

bG. Grès volcano-clastiques. Le niveau sommital de la formation de Garlan a été individualisé et cartographié car il présente un faciès particulier massif tout à fait différent de l'ensemble schisteux précédent. C'est une roche de teinte bleutée, à débit en dalles, à faciès gréseux, homogène ; elle est constituée d'une matrice siliceuse assez riche en muscovite et chlorite, contenant d'abondants grains ronds de quartz et quelques feldspaths. Le caractère volcano-clastique de ce faciès ne semble pas faire de doute ; il annonce le retour des influences volcanogènes dans la série briovérienne qui vont s'intensifier dans la formation suivante.

Formation de Lanleya

Elle affleure à l'extrême limite méridionale de la carte ; individualisée depuis Barrois à cause de son caractère très particulier, elle est constituée de deux termes, l'un tufacé, l'autre arkosique ; l'organisation de ces deux faciès est plus complexe que ne le suggère la représentation cartographique.

btS. Schistes verts amygdalaires. Ce faciès est très semblable aux tufs kératophyriques grossiers des formations de la baie de Lannion comme l'avait déjà noté Barrois qui assimilait les "tufs de Lanleya" aux "tufs de Locquirec". Il est clair que ce terme tufacé est une récurrence sédimentaire et non pas une répétition tectonique, puisque son environnement est totalement différent de celui des formations de la baie de Lannion.

Ce sont des schistes de teinte verte, à débit en dalles, piquetés de feldspaths ; ils sont constitués d'une matrice finement granulée, quartzofeldspathique, riche en chlorite et muscovite, contenant d'abondants clastes albitiques de dimensions millimétriques. D'origine tufacée évidente, ces roches présentent cependant un caractère plus remanié que les tufs de Locquirec, en particulier par l'absence de structure volcanique et par leur rubanement sédimentaire.

bA. Arkoses massives grossières. Elles constituent un niveau situé, soit au sommet, soit intercalé dans la formation de Lanleya. Remarquable par sa continuité et sa régularité malgré une faible épaisseur (~ 100 m), ce niveau arkosique affleure essentiellement sur le territoire de la feuille Morlaix ; sur la feuille Plestin, il est interrompu par le complexe basique paléozoïque où il

subsiste à l'état d'enclave dans la région de Sainte-Anne ; il se prolonge de manière discontinue sur la feuille Lannion au sommet d'une série briovérienne réduite.

Ce sont des roches à caractère mature accentué, blanches et grossières, à débit en dalles, d'aspect saccharoïde ; elles sont essentiellement composées de quartz et de feldspaths en granules arrondis, jointifs ou dispersés dans une matrice quartzo-micacée (muscovite seulement).

Ces roches, tout à fait particulières dans le contexte régional briovérien, marquent une évolution importante de la sédimentation ; ce caractère de maturité se développe dans la formation sommitale de Toulgoat où se retrouvent de nombreuses récurrences de ce faciès arkosique associées aux faciès quartzitiques.

Formation de Toulgoat

Cette formation n'affleure pratiquement pas dans le cadre de la feuille Plestin. Elle constitue le terme sommital de la série briovérienne du Petit Trégor. Elle est caractérisée par l'intense maturité des sédiments. Ce caractère se développe rapidement, mais progressivement, au sommet de la série et rien ne permet donc de dissocier cette formation de l'ensemble briovérien régional, comme cela a été fait par Barrois en lui attribuant un âge ordovicien basé sur la présence de fossiles dans les quartzites sommitaux de Toulgoat. Cette découverte non déterminante suggère plutôt l'hypothèse d'un éventuel passage continu, dans cette région, du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque inférieur (cf. notice Morlaix, Chantraine *et al.*, 1981).

bS. Sérícito- et chlorito-schistes. C'est une formation rubanée d'origine argilo-silteuse qui contient des intercalations arkosiques et quartzitiques se développant graduellement pour former les grosses masses sommitales qui n'affleurent pas sur cette carte.

Caractères géochimiques et géochronologiques du volcanisme briovérien de la baie de Lannion

Une étude chimique (éléments majeurs) a été réalisée sur les formations volcanogènes de Locquirec et de l'Armorique dont les résultats ont déjà été publiés (Autran *et al.*, 1979) et ne seront présentés ici que de manière résumée.

En l'absence d'analyses de la formation du Rugunay à caractère intermédiaire (à cause de la mauvaise qualité des affleurements), ces formations divergent l'une, au pôle acide, de l'autre, au pôle basique, sans que l'on puisse vraiment les relier entre elles.

Dans la formation acide de Locquirec, l'étude chimique confirme le caractère kéraatophyrique du volcanisme sans pouvoir identifier les caractères magmatiques de cette série, d'autant qu'une dérive chimique due à la contamination sédimentaire perturbe l'interprétation ; il est probable que ce volcanisme ait pour origine, tout au moins en partie, une fusion crustale.

Dans la formation basique de l'Armorique, le caractère le plus remarquable est la très faible différenciation du volcanisme qui semble être, d'après les teneurs en alcalins et en calcium et les variations importantes et irrégulières de ces éléments, de nature spilitique à l'origine. Dans les diagrammes de discrimination prenant en compte les éléments plus stables, comme ceux de Miyashiro, la distribution des échantillons indique le caractère calco-alcalin de cette formation, caractère totalement confirmé par une étude des traces en cours (Cabanis *et al.*, 1986).

On retrouve donc ici les résultats obtenus dans le Trégor (Auvray et Maillet, 1977) suggérant l'existence d'un volcanisme d'arc insulaire briovérien, associé à un processus de subduction en contexte de marge active.

Ce volcanisme est daté dans le Trégor à 640 ± 12 M.A. (Vidal, 1980) ; dans le Petit Trégor un essai de datation par la méthode Rb/Sr n'a pas donné de résultat significatif ; par contre une datation, par cette méthode, des filons de kératophyres à 585 ± 18 M.A. (Charlot *in* Autran *et al.*, 1979) permet de dater relativement volcanisme et déformation puisque les filons sont intrusifs dans la série volcanique et sont schistosés.

Un âge de 640 M.A., protérozoïque supérieur à terminal, peut donc être retenu pour le volcanisme trégorrois.

Formations métamorphiques du Pays de Léon

Ces formations affleurent dans la partie sud-ouest de la carte à l'Ouest de la baie de Morlaix et constituent la bordure orientale de l'unité géologique du Pays de Léon. Il est remarquable que de part et d'autre du Bassin de Morlaix les formations géologiques soient totalement différentes. Les formations du Pays de Léon d'âge indéterminé n'ont aucun rapport avec les formations briovériennes du Petit Trégor. Il est clair que le bassin de Morlaix correspond à une discontinuité crustale importante dans le Nord de la Bretagne (Chauris, 1972).

Dans les formations métamorphiques seront groupés deux ensembles qui présentent à l'échelle régionale une même organisation autour du Pays de Léon, différente de celle des formations du Bassin de Morlaix :

- les micaschistes et quartzophyllades,
- les schistes noirs à silicates d'alumine.

L'âge de ces formations est indéterminé ; elles sont recouvertes en discordance apparente par le Siluro-Dévonien du Bassin de Morlaix et des considérations régionales pourraient même suggérer un âge infra-ordovicien (*cf.* notice carte Morlaix).

§2. **Micaschistes et quartzophyllades.** Cette formation, en grande partie couverte par un épandage limoneux, n'est bien exposée que dans les affleurements de la vallée de la Penzé.

Affectée d'une intense foliation reprise dans des plis droits et serrés qui mettent en évidence une structuration complexe, elle présente une orientation variable mais généralement SW - NE à N-S. Elle se prolonge en limite

orientale de la carte dans des récifs isolés plus ou moins enclavés dans le massif de granite de Roscoff.

Elle est constituée d'alternances irrégulières de micaschistes à biotite et muscovite (méta-argilites silteuses) et de quartzites micacés (métasiltites argileuses) ou quartzophyllades rarement feldspathiques. Ces roches présentent des textures typiquement métamorphiques et des paragenèses essentiellement mésozonales ; l'isograde de la biotite jalonnant environ la bordure orientale du Bassin de Morlaix, ce minéral est presque toujours présent, souvent associé au grenat et parfois à la staurotide.

Cette formation contient quelques niveaux quartzitiques notables (χ), d'épaisseur décamétrique, discontinus et intercalés dans les micaschistes ; le plus important est connu sous le nom de "grès de Taulé" et affleure aux abords de cette localité selon une puissante lentille orientée E.NE - W.SW ; ils existent aussi sous forme de panneaux enclavés dans le massif de granite de Carentec. Ce sont des roches à débit en plaquettes selon la schistosité ; elles sont toujours micacées, généralement à muscovite, localement plagioclasiques ; dans les enclaves granitiques elles se chargent en biotite et grenat, parfois microcline, staurotide.

Dans cette formation s'observent également des intercalations phthanitiques (Ph) : on a regroupé sous cette appellation des quartzites bleu-noir, à grain très fin, finement rubanés, d'origine chimique probable (chertites carbonées), affleurant sous forme d'alignements d'éboulis ; abondants surtout dans les régions de Henvic et de Taulé, ils apparaissent interstratifiés dans les micaschistes. Leur répartition en plusieurs essais suggère davantage des répétitions tectoniques que sédimentaires.

Enfin, cette formation contient de nombreux petits corps d'amphibolites (δ) ; elles s'observent en particulier dans l'estuaire de la Penzé où elles constituent un chapelet de lentilles de dimensions hectométriques à kilométriques selon une orientation méridienne depuis Pont-de-la-Corde jusque sur l'estran côtier dans des récifs isolés où certains panneaux sont enclavés dans le granite de l'île Callot.

Ce sont des roches d'aspect gneissique, parfois à gros grain, essentiellement constituées de hornblende et de plagioclase : elles contiennent souvent aussi quartz, biotite et minéraux accessoires (sphène, ilménite). Leurs compositions minéralogique et géochimique (voir tab. I, 1) suggèrent que ces amphibolites représentent d'anciennes roches magmatiques basiques, intrusives dans la formation sous forme de coulées ou de sills. Elles se présentent également sous forme de petits filons traversant la formation des micaschistes ainsi que les orthogneiss qui affleurent dans l'île Callot ; de composition semblable (voir tab. I, 2) elles représentent alors très probablement d'anciens filons doléritiques injectés dans les granodiorites avant l'orthogneissification de ces roches.

S¹. Schistes noirs à silicates d'alumine. Cette formation affleure très peu sur la carte en bordure du bassin de Morlaix (Est de Taulé). Elle apparaît structurée selon une orientation NE - SW et biseauté par les formations paléozoïques de cette bordure orientée N-S.

Elle est constituée, soit d'ensembles homogènes de schistes noirs, soit d'alternances finement rubanées de schistes et de quartzites noirs ; elle contient en outre quelques intercalations phanérotiques (Ph) identiques à celles de la formation précédente. Les faciès sont des méta-argilites et des métasiltites, riches en pigment carboné, à quartz, muscovite et/ou chlorite dominants ; la biotite ou le chloritoïde sont assez rares ; la présence discrète de grenat et de cordiérite manifeste le caractère alumineux de ces roches ($Al_2O_3 > 25\%$) que leurs autres caractères géochimiques rapprochent aussi des schistes noirs, connus dans la région de Saint-Thégonnec, dont l'âge est très incertain (cf. notice carte Morlaix).

Formations paléozoïques du Bassin de Morlaix

Le Bassin de Morlaix est coupé en deux par la limite des feuilles Morlaix et Plestin ; le cartouche structural de la feuille Plestin élargi au quart nord de la feuille Morlaix montre que ce bassin dévono-carbonifère forme une unité étroite et orientée N.NW – S.SE, transversalement aux structures régionales du Léon et du Trégor qu'il sépare l'un de l'autre (Chauris, 1972).

Sur son flanc est, la limite du bassin carbonifère est franchement discordante sur le Briovérien du Petit Trégor. Au contraire, le flanc ouest du bassin est jalonné par une bordure de Dévonien inférieur à l'approche de laquelle les formations métamorphiques du Léon se rebroussement et s'accordent.

Ainsi le Bassin de Morlaix présente un caractère très particulier dans l'organisation structurale du Nord de la Bretagne (Cabanis *et al.*, 1979).

Les formations paléozoïques qui soit entourent, soit remplissent le bassin, ont déjà été décrites par de nombreux auteurs (Barrois, 1905, 1909 ; Milon, 1928 ; Pruvost *et al.*, 1943 ; Delattre *et al.*, 1951, 1952 ; Cabanis, 1972), ainsi que dans la notice de la feuille Morlaix (Chantraine *et al.*, 1981) ; nous nous bornerons ici à décrire les formations qui affleurent sur la feuille Plestin :

- la formation de Plouézoch d'âge indéterminé,
- les formations siluro-dévoniennes régionales,
- les formations dévoniennes de la bordure occidentale,
- les formations dévono-carbonifères du bassin.

s-dχ. **Grès et conglomérats de Plouézoch.** Cette formation est localisée dans la région de Plouézoch (*) sur le flanc nord-est du Bassin de Morlaix où elle affleure selon une lentille de quelque 3 kilomètres, presque isolée au sein du massif basique de Barnénez ; seule sa partie orientale, jalonnée par un accident important, jouxte une formation attribuée au Briovérien, localisée en bordure du massif de gabbro de Saint-Jean.

Cette formation, essentiellement détritique et siliceuse, est composée de deux faciès distincts :

(*) Plouézoc'h sur la carte à 1/50 000 IGN

- un faciès gréseux à caractère saccharoïde ou quartzitique, passant à des alternances silto-gréseuses ; ce faciès rappelle celui des grès rapportés régionalement au Dévonien inférieur et reconnu sur le flanc sud-ouest du bassin (voir § d₁χ),
- un faciès de conglomérat monogénique, localement extrêmement grossier (boules métriques jointives) et toujours quartzitique ; ce faciès évoque un milieu de dépôt de type talus à pentes abruptes en contexte de tectonique syn-sédimentaire.

L'âge de cette formation est inconnu ; à la suite de Barrois (1927), elle a souvent été attribuée à l'Ordovicien inférieur (grès armoricain) comme tous les grès blancs azoïques de cette région (Toulgoat (*), Plouézoch, Saint-Michel, cf. carte à 1/320 000 Brest-Lorient) ; mais cette interprétation semble hasardeuse, comme l'a déjà fait remarquer Milon (1928), toutes ces formations n'étant manifestement ni similaires, ni équivalentes. La situation et le type de faciès du grès de Plouézoch suggèrent davantage une comparaison déjà faite par Delattre (1952) avec les grès de la base du Dévonien (grès de Landevennec) qui jalonnent, de manière discontinue, la périphérie du Bassin de Morlaix. Nous verons plus loin que plusieurs arguments vont dans le sens de cette attribution ; les conglomérats et le volcanisme intracontinental associé (voir Cg) semblent marquer, au début du Dévonien, l'ouverture tectonique d'un rift, le Bassin de Morlaix, dont le comblement sédimentaire ne se fera qu'au Dévono-Carbonifère.

s-d₁χ5. Alternance de schistes et de quartzites. Cette formation n'affleure que très peu sur la feuille Plestin, selon une étroite bande située dans le coin sud-est de la carte et coïncée entre le massif basique de Plestin et l'orthogneiss de Plougouven. Elle constitue le prolongement d'une vaste zone d'affleurement sur la feuille Morlaix où cette formation est rapportée aux "Schistes et quartzites de Plougastel" et datée par des fossiles du Siluro-Dévonien.

Cette formation est ici essentiellement quartzitique : quartzites de teinte grise, à grain fin, en bancs épais et massifs séparés par de minces intercalaires schisteux, rarement affleurants, qui sont des schistes quartziteux à muscovite et biotite ou chloritoïde.

d₁χ. Grès blancs saccharoïdes ou quartzitiques. Affleurant sur le flanc ouest du Bassin de Morlaix, cette formation semble se situer en discordance cartographique sur les formations métamorphiques du Léon. Elle constitue avec les schistes carburés sus-jacents une tranche de terrain d'âge dévonien inférieur, elle-même recouverte en discordance par les formations dévono-carbonifères du bassin.

Cette formation connue sous le nom local de Grès de Coat Conval est l'équivalent daté au Sud de Morlaix des Grès de Landevennec, formation régionale marquant la partie basale du Dévonien.

(*) Les grès de Toulgoat renferment cependant quelques fossiles non identifiés (voir Formation de Toulgoat)

Ce sont des grès blancs saccharoïdes ou quartzitiques souvent très purs, parfois à imprégnations ferrugineuses, qui constituent un niveau discontinu au sommet des schistes et quartzites de Plougastel. Ils marquent une variation brutale de la sédimentation qui correspond, à l'échelle régionale (régions de Plestin et de Scrignac), au début des épanchements volcaniques (Cabanis *et al.*, 1982). Comme les grès de Plouézoch, ils manifestent probablement la première ouverture du rift dont un témoin serait le Bassin de Morlaix.

d2S. Schistes noirs carburés et alumineux. Cette formation, datée du Dévonien inférieur (Deunff *et al.*, 1974), présente une lithologie particulière par rapport aux séquences dévoniennes régionales (type rade de Brest ou Bassin de Châteaulin). Ce sont des roches essentiellement phylliteuses, constituées d'une trame micacée dense et d'un pigment carburé abondant ; la silice est rare, sous forme de grains de quartz disséminés ou de petites lamines silteuses ; les minéraux alumineux sont la muscovite, le chloritoïde et l'almandin ; l'andalousite se développe localement ainsi que la biotite au-delà de son isograde de stabilité.

Sur le flanc ouest du Bassin de Morlaix où elle affleure, cette formation est en partie tronquée par la discordance des formations dévono-carbonifères correspondant probablement à une tectonique intra-dévonienne et à la lacune de toute la partie médiane du Dévonien.

d5-7G. Schistes et grès feldspathiques, grauwackes. Ce n'est qu'à l'extrême sommet du Dévonien que le rift s'ouvre plus largement sur la mer en donnant naissance au Bassin de Morlaix au sens strict. Le niveau basal de la séquence sédimentaire présente des caractères lithologiques irréguliers. Dans la partie sud du bassin, il est marqué par un horizon grauwackeux hétérogène à caractère volcano-détritique accusé et contenant des intercalations conglomératiques. Ces grauwackes passent latéralement et verticalement à des schistes phylliteux ou à des grès feldspathiques. Ce niveau n'affleure pratiquement pas sur la feuille Plestin (près de la rivière de Morlaix, à la limite de la carte).

dhS. Schistes ardoisiers, argilites homogènes. Dans la partie nord-est du bassin, c'est un puissant niveau essentiellement phylliteux qui forme la base de la séquence sédimentaire : ce sont des schistes ardoisiers autrefois exploités dans les carrières de la région du Dourduff-en-Terre ; c'est dans ces carrières que cette formation a été datée de la limite dévono-carbonifère (Strunien ; Coquel et Deunff, 1977).

Cet ensemble homogène de schistes à muscovite et chlorite est affecté par une schistosité de flux intense et régulière ; ce caractère, dû à l'homogénéité de la lithologie, contraste avec la structuration polyphasée des schistes zébrés du centre du bassin ; cependant plusieurs coupes à travers le flanc est du bassin montrent qu'il y a continuité et progressivité autant lithologique que structurale entre les schistes ardoisiers et les schistes zébrés.

Il faut enfin remarquer que dans la région du Dourduff-en-Terre ces deux ensembles sont séparés par les importants conglomérats décrits ci-dessous et que dans cette même région les schistes ardoisiers sont métamorphisés au contact des dolérites de Barnévez.

Cg. Conglomérat volcanique et grès volcano-clastiques. Ce conglomérat polygénique constitue des lentilles plus ou moins grossières, discontinues et

intercalées dans une matrice volcano-détritique, à la partie basale des schistes zébrés, tout le long du flanc est du Bassin de Morlaix.

Cette formation est reconnue depuis longtemps, en particulier au rocher de Kerrivoalen sur la rivière du Dourduff, affleurement remarquable par la taille des blocs du conglomérat (plusieurs m³ pour certains).

Son âge carbonifère probablement inférieur a donné lieu, en 1927, entre Barrois et Milon, à une discussion importante sur ses conséquences pour les âges du Bassin de Morlaix et du Petit Trégor, dont la séparation a toujours été très difficile à démontrer avant l'établissement de la carte à l'échelle du 1/50 000.

Cette formation du Dourduff vient de faire l'objet d'une description détaillée et d'une nouvelle datation : l'âge des olistolithes calcaires est déterminé par des conodontes à la limite Tournaisien - Viséen, fixant une borne supérieure à l'âge de la formation (Rolet *et al.*, 1984) ; le conglomérat polygénique de type Kerrivoalen correspond à des décharges chaotiques localisées, mises en place par "glissement gravitaire, en contexte tectonique et volcanique actif" comme le montrent l'immaturité et l'hétérogénéité de sa composition (éléments de quartzites, calcaires, *wackes*, volcanites, tuffites, granites, dolérites).

L'encaissant de ce conglomérat est une formation volcano-détritique constituée de grès volcano-clastiques, de *wackes* tuffitiques, ainsi que de volcanites, brèches rhyolitiques et spilitiques (Cabanis et Sagon, 1973) ; elle affleure bien sur l'estran de Kérarmel, au Nord de Dourduff-en-Mer où a été décrite la discordance du Carbonifère sur le Dévonien (Delattre, 1952) que nous interprétons aujourd'hui comme une simple disharmonie locale entre un banc tuffitique massif et les schistes encaissants, le dispositif structural étant en position de flanc inverse.

h₁Z. Schistes zébrés : alternance de siltites et argilites. Ils affleurent dans tout le centre du Bassin de Morlaix dont ils constituent l'ensemble principal et sommital. Ils sont caractérisés par une alternance rythmique remarquable de lits noirs et de lits blancs (d'où leur nom, donné par Barrois), qui se développe progressivement à partir des schistes ardoisiers basaux. Les lits noirs dominants sont schisteux, à muscovite et chlorite, les lits blancs très fins (mm à cm) sont quartzeux, à quartz et albite.

Cette sédimentation détritique correspond au comblement du rift ouvert à la limite dévono-carbonifère et marqué par plusieurs pulsions tectoniques et volcaniques. Elle n'est pas datée, mais, étant donné la nouvelle datation des olistolithes de sa partie basale (voir ci-dessus), un âge au moins viséen et non tournaisien (Chantraine *et al.*, 1981) doit maintenant être envisagé.

Le caractère structural polyphasé (phase 1 précoce, phase 2 majeure, phase 3 tardive ; Cabanis, 1972) des schistes zébrés est remarquable et responsable de l'aspect spectaculaire des différents affleurements exposés dans et autour de la ville de Morlaix accentué par le caractère rubané de cette formation.

Autres roches métamorphiques

Σγ, Κο. **Schistes et cornéennes en enclaves dans les granitoïdes.** Outre les nombreux panneaux de micaschistes (ξ^2), de quartzites (χ), d'amphibolites (δ), décrits plus haut, et d'orthogneiss granodioritiques ($\eta\zeta^3$) et quartzdioritiques ($\eta\zeta^5$), décrits plus bas, les granitoïdes de la baie de Morlaix contiennent plusieurs larges enclaves de schistes affectés par un métamorphisme au contact des plutons. Ces affleurements discontinus, qui s'alignent selon un axe sub-méridien, sont situés dans le prolongement du Bassin de Morlaix dont ils paraissent représenter les derniers jalons au sein du massif de granite (Chauris, 1972). Deux localités méritent une mention spéciale :

— sur l'île Verte, le granite rouge grossier enclave des cornéennes à sillimanite, biotite et grenat (tab. I, 3);

— sur l'île Ricard, le granite blanc-gris enclave des schistes tachetés à andalousite très abondante, biotite et tourmaline.

L'examen des cornéennes révèle la présence fréquente d'ilménite, de graphite et d'un peu de pyrite.

Toutes ces enclaves sont très probablement d'anciens panneaux morcelés des formations paléozoïques du Bassin de Morlaix : au contact du granite de Carantec, les schistes carburés dévoniens présentent des faciès identiques tachetés et cornéifiés à andalousite, biotite et grenat (tab. I, 4).

Tout à fait au Nord de la baie de Morlaix, dans les récifs des Duons, le rattachement des schistes bleu-noir, quartzo-micacés à chloritoïdes très abondants, aux formations paléozoïques est bien plus hypothétique.

FORMATIONS MAGMATIQUES A CARACTÈRE VOLCANO-PLUTONIQUE

Formations anté-hercyniennes : orthogneiss

$\gamma\zeta^5$. **Orthogneiss monzogranitique du Moulin-de-la-Rive.** Nous nommons ainsi la formation connue jusqu'à présent sous l'appellation d' "orthogneiss de Morguignen" que nous rejetons car ce hameau n'est pas situé dans la formation et qu'il n'est pas figuré sur la carte à 1/50 000.

Cet orthogneiss affleure sur une dizaine de km² en bordure nord-ouest des formations briovériennes du Petit Trégor dont il constitue le soubassement (voir p. 5). Tronqué par le massif de gabbro de Saint-Jean-du-Doigt, il présente d'excellents affleurements le long de la falaise côtière et sur l'estran marin depuis la grève de Poul Rodou jusqu'à la pointe du Corbeau.

C'est une roche massive, à caractère souvent leucocrate, d'origine magmatique évidente. Elle est affectée par une déformation hétérogène de type blastomylonitique et traversée par des bandes d'ultramylonites orientées environ N 30° à 50°E proche de la foliation. Tous les stades de la déformation peuvent être observés depuis une schistosité de fracture assez peu développée dans le granite cataclasé mais identifiable, jusqu'à une intense foliation mylonitique transformant la roche magmatique en un gneiss à texture amygdalaire

ou rubanée : le feldspath potassique y demeure en reliques alors qu'une paragenèse à muscovite-biotite-épidote s'installe ; le plagioclase est souvent de l'albite (An 5-10) parfois de l'oligoclase (An 10-15).

Les analyses chimiques réalisées sur un échantillonnage fait sur la corniche de Poul Rodou au Moulin-de-la-Rive (tab. II) montrent :

— dans le diagramme de O'Connor (Ab, An, Or, fig. 1), le caractère granitique de ces orthogneiss à tendance monzonitique à trondhjémitique,

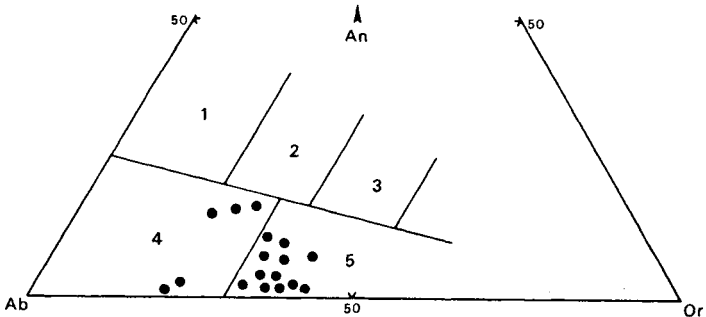


Fig. 1 - Distribution des orthogneiss du Moulin de la Rive dans le diagramme de O'Connor : Ab-An-Or, (1965) - 1 : tonalites; 2 : granodiorites; 3 : monzogranites; 4 : trondhjémites; 5 : granites.

— dans les diagrammes de de La Roche (fonction de l'indice $K - (Na + Ca)$, fig. 2), le caractère relativement leucocrate et siliceux de ces orthogneiss. Ce caractère, habituel dans les mylonites granitiques, est probablement dû à une silicification et fut acquis en cours de déformation.

D'une manière générale, la composition de l'orthogneiss est relativement homogène ; cependant des faciès quartzdioritiques à biotite et hornblende s'observent localement entre les grèves du Moulin-de-la-Rive et des Sables Blancs.

D'autre part cette formation contient de nombreux panneaux enclavés de dimensions et de compositions variées, essentiellement volcano-sédimentaires, affleurant en particulier entre les grèves du Moulin-de-la-Rive et de Poul Rodou ; leurs faciès font penser au gneiss de Port-Beni, décrits dans le Trégor (Auvray, 1979). Enfin, cette formation est traversée par de nombreux filons acides et basiques.

Une datation par la méthode U/Pb sur zircons, réalisée sur un échantillon très peu déformé de la corniche du Moulin-de-la-Rive, fixe l'âge de cette formation à 2 000 M.A. (Auvray *et al.*, 1980) soit protérozoïque inférieur, identique à celui obtenu sur les orthogneiss de Trébeurden (2 030 M.A.) de l'autre côté de la baie de Lannion et proche de l'âge des Gneiss d'Icart dans les îles Anglo-Normandes (2 020 M.A., Calvez et Vidal, 1978).

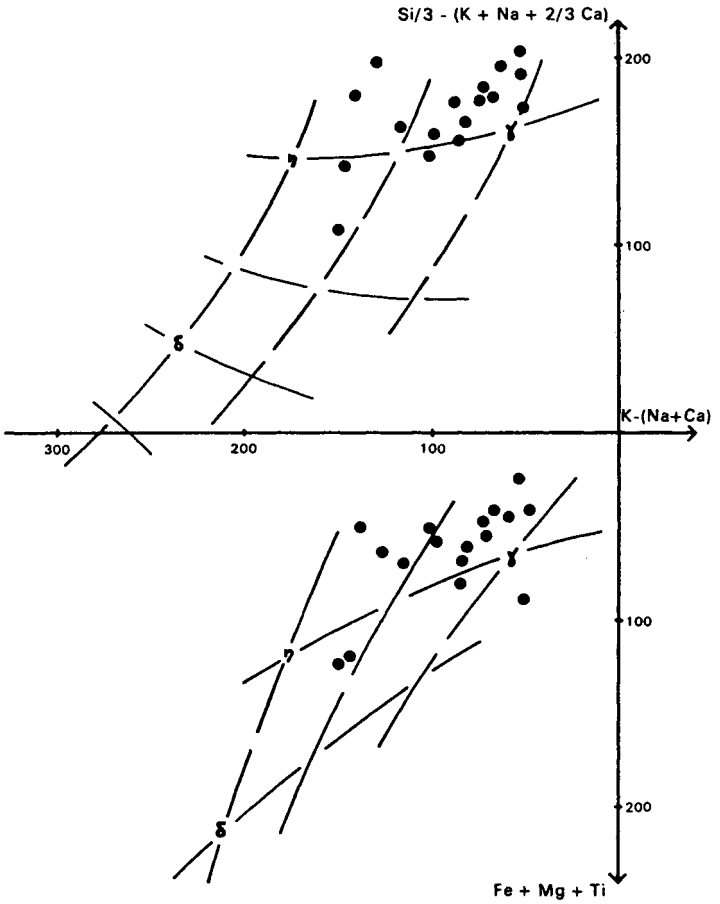


Fig. 2 - Distribution des orthogneiss du Moulin de la Rive dans les diagrammes de de La Roche en fonction de $K - (Na + Ca)$, (1972) - γ : granites; δ : quartz-diorites; δ : diorites.

$\eta\zeta^3$, $\eta\zeta^5$. **Orthogneiss granodioritique et quartzdioritique : Gneiss de Brest.** On rapproche du complexe des Gneiss de Brest, qui s'étend d'une manière continue, à la limite méridionale du Léon, de la pointe Saint-Mathieu (feuille le Conquet) à Guiclan (feuille Morlaix), une succession de pointements discontinus d'orthogneiss, cartographiés depuis Kervadogen à l'Ouest de Morlaix jusque dans les récifs situés à l'Est de l'île Callot en passant par les affleurements de Taulé, Henvic, Carantec ; ils se disposent selon une direction d'ensemble sub-méridienne qui correspond au rebroussement tectonique de la baie de Morlaix. Deux faciès principaux ont été reconnus :

— un orthogneiss granodioritique ($\eta\zeta^3$) à biotite seule constituant l'essentiel des affleurements dans les terres et d'excellents affleurements dans les estrans de l'île Callot. Composition à tendance trondhjémitique (Na_2O : 4,50 %, K_2O : 2,70 %, CaO : 1,60 %, tab. I, 5),

— un orthogneiss quartzdioritique ($\eta\zeta^5$) à biotite et hornblende, présentant une érosion en boules oblongues, d'extension bien plus limitée (récifs à l'Ouest de l'île Callot). Composition franchement tonalitique (Na_2O = 3,75 %, K_2O = 1,65 %, CaO = 6,60 %, tab. I, 6).

$\gamma\zeta^3$. **Orthogneiss monzogranitique de Plougonven.** Cet orthogneiss qui n'affleure que dans l'extrême coin sud-est de la feuille Plestin, constitue un vaste massif orienté SW — NE, d'une trentaine de kilomètres de longueur sur les feuilles voisines Morlaix et Lannion. Nous ne rappellerons ici que ses caractères principaux en renvoyant pour une analyse plus détaillée (et des données chimiques) à la notice Morlaix (Chantraine *et al.*, 1981). L'origine magmatique de cette roche ne fait aucun doute : certaines parties du massif, très peu déformées, montrent encore sa structure grenue originelle et tous les stades de la déformation hétérogène peuvent être observés jusqu'à des faciès totalement gneissifiés.

Généralement la structure de cette roche est blastomylonitique à reliques amygdalaires de feldspath potassique et matrice granulée quartzo-plagioclasique ; la biotite y est stable, dilacérée et recristallisée en lamelles marquant la foliation. La composition de cette roche est monzogranitique (Na_2O : 3,25 %, K_2O : 3,50 % en moyenne).

L'âge de l'orthogneiss de Plougonven n'est pas connu ; une hypothèse plausible, étant donné la similitude de leur contexte géologique, est de le comparer à l'orthogneiss de Brest dont l'âge ordovicien semble maintenant assez bien établi.

Formations hercyniennes précoces

Complexe volcano-plutonique du Petit Trégor

Ce massif, situé en bordure orientale du Bassin de Morlaix, forme le noyau du Petit Trégor, enveloppé par les formations briovériennes.

Essentiellement constitué du gabbro de Saint-Jean-du-Doigt, il n'a fait l'objet que de peu de description détaillée, à l'exception de celle de Sandréa (1960). Malgré son importante couverture limoneuse, il est cependant très intéressant car il montre de remarquables associations magmatiques acides-basiques qui constituent une grande partie du massif et un cortège différencié

trondhémitique et albitique tardif qui forme de petits stocks intrusifs dans le massif. En outre il est auréolé par les épanchements volcano-plutoniques de Barnévez et de Plestin et enfin traversé par les granites de Trégastel et de Lanmeur, éléments du grand massif de la baie de Morlaix.

$\delta\theta^3$. **Gabbro de Saint-Jean.** C'est un ensemble hétérogène de composition gabbroïque, composé de faciès variés et mêlés dont l'organisation cartographique ne peut être représentée que de manière schématique. La falaise côtière expose d'excellents affleurements : le faciès banal est une roche verte sombre, dont la taille du grain est très variable et qui est généralement rétromorphique ; les reliques originelles montrent une roche grenue à texture ophitique, essentiellement constituée de grandes plages d'augite et de larges prismes de labrador (An 50 à An 60), accessoirement de hornblende brune titanifère, biotite, ilménite, apatite, sphène et localement de quartz et de feldspath potassique. L'olivine, toujours présente dans la norme, n'a pas été trouvée en roche.

Le faciès frais est assez rare ; généralement une paragenèse rétromorphique se développe, par ouralitisation du pyroxène et saussuritisation du plagioclase et le faciès banal est une amphibolite à texture plus ou moins conservée à actinote-épidote-biotite, plagioclase et leucoxène.

Les variations de faciès, internes au massif, sont très fréquentes et très irrégulières. Des faciès à gros grain sont visibles dans certains secteurs et de remarquables lentilles pegmatoïdes peuvent être observées en quelques endroits, en particulier de part et d'autre de la pointe de Primel.

A l'approche des massifs de granite intrusif, la roche acquiert un faciès de cornéenne basique très caractéristique.

De remarquables filons et brèches magmatiques sont exposés sur l'estran côtier, de part et d'autre de la plage de Saint-Jean-du-Doigt ; ces faciès ont attiré l'attention depuis longtemps et ont été décrits en détail par Sandréa (1960). Les caractères habituels des brèches de ce type peuvent être observés : complexité des associations magmatiques, compositions intermédiaires, granodioritiques, trondhémitiques, sodi-potassiques entre gabbro et granite, contacts rectilignes ou involutés entre les magmas, etc.

Ces roches, qui ont posé bien des problèmes autrefois, sont aujourd'hui interprétées comme des figures classiques d'immiscibilité magmatique.

$\gamma\theta^3$. **Mélange gabbro-granite.** Outre le mélange magmatique acide-basique décrit ci-dessus, le massif de Saint-Jean est traversé par de nombreux corps plutoniques de tailles très variées : soit des roches plagioclasiques, probablement différenciées du magma gabbroïque, qui affleurent essentiellement sur la bordure sud-ouest du massif et qui seront décrites ci-dessous, soit des roches granitiques, satellites disséminés du granite principal de Lanmeur décrit ci-dessous, situé au cœur du massif du Petit Trégor et élément du complexe intrusif de la baie de Morlaix.

Sur le plateau trégorrois où les affleurements sont généralement très médiocres, l'organisation cartographique des gabbros et des granites est impossible à représenter lorsque leurs rapports mutuels deviennent trop complexes : ces formations sont alors confondues dans un "mélange gabbro-granite", indifférencié et hétérogène mais correspondant parfaitement à l'aspect du terrain.

$\mu\gamma^3$, $\alpha\gamma^3$. **Microgranite et granite aplitique.** De nombreux filons coupent le massif de gabbro mais leurs dimensions sont généralement insuffisantes pour être cartographiés. Seuls quelques filons de granite aplitique ($\alpha\gamma^3$) sont figurés dans la région de Saint-Jean, ainsi que quelques filons de microgranite ($\mu\gamma^3$) situés dans l'encaissant briovérien du massif. Ces roches sont tout à fait banales, les unes saccharoïdes, les autres microgrenues, constituées de quartz, feldspath potassique, albite-oligoclase, biotite et muscovite.

Rien ne permet de les distinguer franchement des filons de nature identique, associés à l'adamellite de Trébriant et figurés dans la partie sud de la carte.

$\zeta\gamma^3$. **Granite du Runiou.** Ce massif de granite, très bien connu régionalement à cause de la carrière qui y est ouverte, fait partie d'un chapelet de petits corps jalonnant la bordure sud-ouest du massif de Saint-Jean sur une dizaine de kilomètres. Cette bordure, affectée par un accident important, est mylonitisée, comme le sont tous les petits massifs de granite.

Le granite du Runiou montre dans la carrière une structure intensément cataclastique ; la roche est grenue, plus ou moins mylonitique, à quartz, feldspath potassique, albite-oligoclase ; les feldspaths sont morcellés et séricitisés, la biotite déchiquetée et chloritisée. Une analyse chimique (tab. I, 7) indique une composition sodi-potassique et met en évidence une silicification due à la mylonitisation.

$\epsilon\delta^3$. **Métadolérites de Barnévez et amphibolites de Plestin.** Ces deux complexes volcano-plutoniques sont situés dans des positions structurales bien particulières : d'une part en bordure du Bassin de Morlaix, jouxtant le massif de gabbro du Petit Trégor ; les métadolérites de Barnévez, d'autre part à la limite des formations briovériennes et paléozoïques, dans le coin sud-est de la carte : les amphibolites de Plestin.

Les métadolérites affleurent largement tout autour de la presqu'île de Barnévez ; plus au Sud, elles enveloppent entièrement les grès de Plouézoch et se terminent au droit de Bois-de-la-Roche. Bien que jouxtant le massif de gabbro et ayant des caractères assez proches, ces dolérites correspondent très probablement à une intrusion différente car leurs limites semblent franches ; mais rien ne permet de caler leur mise en place par rapport à celle du massif du gabbro.

Ce sont des roches vertes, massives à structure doléritique assez peu déformée, mais à caractère métamorphique omniprésent ; aucune relique originelle n'a pu être observée : le pyroxène et le plagioclase sont déstabilisés et la paragenèse est essentiellement composée d'actinote, épidote, plagioclase, chlorite, ilménite et accessoirement de quartz et biotite. A l'approche de l'accident mylonitique jalonnant leur flanc nord-est une schistosité s'exprime.

Les amphibolites affleurent assez bien dans la vallée du Douron, près de Plouégat-Guérand, et dans l'ancienne tranchée de chemin de fer qui surplombe la plage de Saint-Efflan, près de Plestin, en limite de feuille. Elles forment un massif coupé en deux par un accident parallèle à leur orientation générale et elles sont traversées par plusieurs petits corps granitiques (granite de Trébriant).

figure 3

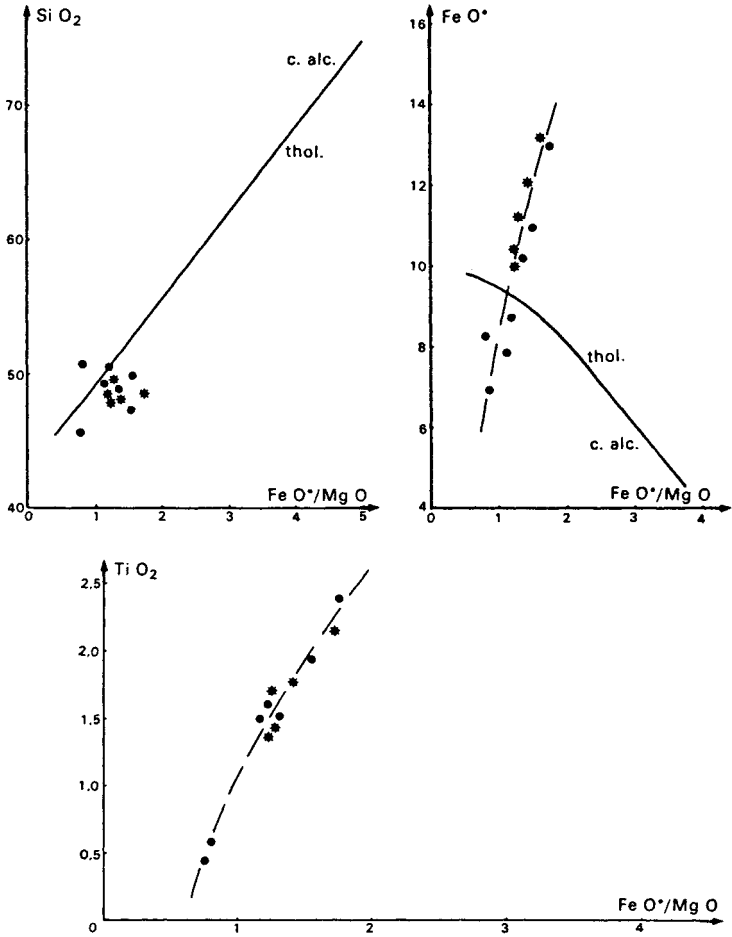


Fig. 3 - Distribution des gabbros de Saint-Jean (●) et des dolérites de Barnévez (*) dans les diagrammes de Miyashiro : fer, silice et titane en fonction de : FeO*/MgO, (1974) - Trait plein : séparation entre les domaines tholéiitique et calco-alcalin. Tireté : lignée de type MORB.

Leurs contacts avec les formations briovériennes sur leur flanc nord-ouest sont assez francs mais leurs rapports avec les schistes carburés dévoniens sur leur flanc sud-est ne sont pas clairs : de nombreuses récurrences schisteuses s'intercalent dans les roches basiques et des petits corps basiques sont intrusifs dans les schistes carburés jusque dans la région de Morlaix. Nous verrons plus loin que ce massif basique jalonne un important accident régional, de type faille inverse, qui met en contact le Briovérien et le Dévonien.

Les amphibolites sont des roches vertes, soit massives, soit foliées à structure doléritique fantôme dans les faciès les moins déformés, les faciès les plus déformés étant affectés par une structure mylonitique franche ; leur paragenèse est épizonale à actinote, chlorite, épidote, plagioclase, ilménite, quartz.

Caractères géochimiques et âge géochronologique du massif du Petit Trégor

Une étude chimique sur les majeurs et les traces a été réalisée sur le massif basique du Petit Trégor (gabbros de Saint-Jean, BG, et dolérites de Barnévez, BA, tab. III, pour les éléments majeurs).

Les analyses chimiques mettent en évidence le caractère très peu différencié de ce complexe (par exemple l'indice FeO^*/MgO compris entre 0,8 et 1,8). Dans les diagrammes de Miyashiro, silice, titane et fer en fonction de cet indice (fig. 3, 1975), les points des deux populations (gabbros et dolérites) se distribuent remarquablement sur une même lignée, identique à celle donnée par les tholéiites de type MORB. Le diagramme de de La Roche (fig. 4, 1973) permet de différencier les deux populations en mettant en évidence le caractère tholéiitique sursaturé des dolérites de Barnévez et le caractère plus transitionnel des gabbros de Saint-Jean dont les points sont situés sur la ligne critique du tétraèdre de Yoder et Tilley.

La géochimie des éléments traces (*) confirme le caractère transitionnel des gabbros dans le diagramme Th- Hf/3-Ta (fig. 5) : les échantillons se distribuent dans le domaine des MORB transitionnels tandis que les courbes de terres rares normées aux chondrites montrent des spectres (C23, G21) plus ou moins enrichis selon le degré de différenciation avec un faible fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (La/Yb compris entre 3 et 5) (fig. 6). Les dolérites de Barnévez et les amphibolites de Plestin ont des caractères plus franchement tholéiitiques et se situent à la limite des domaines A et B du diagramme Th-Hf/3-Ta ; parallèlement les courbes de terres rares sont plates (Barnévez BA4) ou faiblement appauvries en terres rares légères (Plestin D21, D26).

Ces résultats sont à mettre en relation avec ceux obtenus sur les volcanites intercalées dans les formations dévoniennes des environs de Bolazec, au-delà de l'accident nord-armoricain et dans le prolongement du Bassin de Morlaix ; ils corroborent l'idée de considérer ce bassin comme un rift en domaine de distension crustale (Cabanis *et al.*, 1982). Si l'on approfondit la comparaison, la mise en place des gabbros de Saint-Jean, à caractère transitionnel, pourrait marquer le début de l'ouverture du rift, et celle des dolérites de Barnévez et des amphibolites de Plestin, franchement tholéiitiques, correspondrait à une phase d'expansion plus évoluée.

(*) étude en cours de B. Cabanis

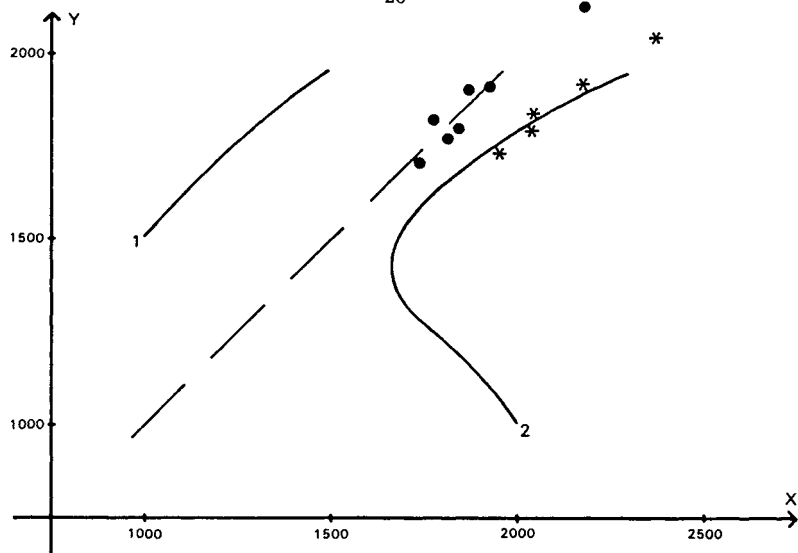


Fig. 4 - Distribution des gabbros de Saint-Jean (●) et des dolérites de Barnévez (✱) dans le diagramme de de La Roche *et al.* : $X = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $Y = 6Ca + 2Mg + Al$ (1973). 1 : lignée alcaline - 2 : lignée tholéiitique. Tireté : ligne critique de saturation en silice.

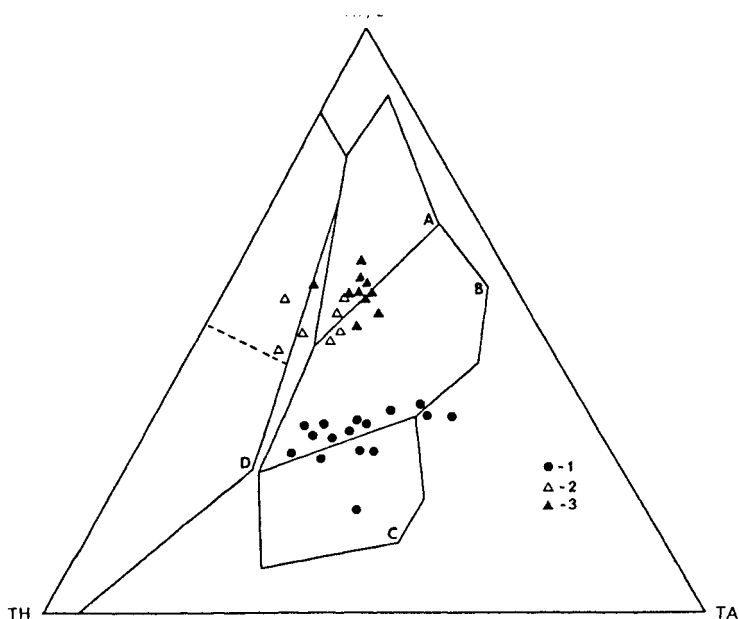


Fig. 5 - Distribution des échantillons du massif basique du Petit Trégor dans le diagramme Th - Hf/3 - Ta (Wood *et al.*, 1979) - A, B, C : domaines non orogéniques respectivement des séries tholéiitiques, transitionnelles et alcalines - D : domaine orogénique - 1 : gabbros de Saint-Jean; 2 : dolérites de Barnévez; 3 : amphibolites de Plestin.

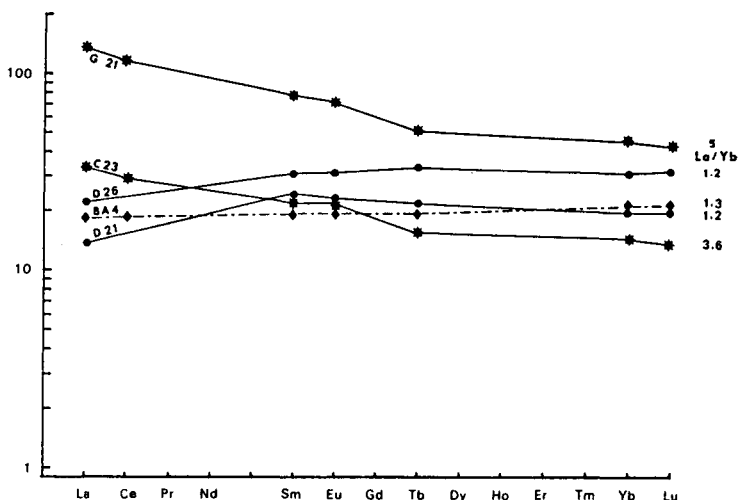


Fig. 6 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les échantillons des gabbros de Saint-Jean (C23, G21), des dolérites de Barnévez (BA4) et des amphibolites de Plestin (D21, D26).

Ce schéma cadre bien avec les données chronologiques et structurales : d'une part une datation des gabbros (méthode U/Pb sur zircon) fixerait son âge à 350 M.A. (travaux inédits de Deutsch) soit à la limite Dévonien - Carbonifère (âge déjà acquis sur le granite du Runiou, méthode Rb/Sr, Leutwein *et al.*, 1969) ; d'autre part nous avons vu que les dolérites affectent le Strunien (limite dévono-carbonifère) et sont donc postérieures, au moins dinantiennes.

Cortège différencié à caractère sodique

Des stocks à dominante sodique, accompagnés de satellites filoniens de même composition constituent de multiples occurrences sur la feuille Plestin. Ces formations peuvent être classées en deux groupes principaux :

- (1) les trondhjémites et microtrondhjémites (antérieurement dénommées leucodiorites quartziques et microleucodiorites quartziques) (Chauris et Thonon, 1973) ;
- (2) les albitites quartziques et microalbitites quartziques (Chauris, 1971). Ces formations, d'abord considérées (*pro parte*) comme postérieures au pluton de la baie de Morlaix, ont été ensuite démontrées comme antérieures (nature des contacts, enclaves, Chauris, 1978). Les microtrondhjémites récentes, qui recoupent le granite de la baie de Morlaix aux environs de Primel (Chauris et Thonon, 1973) sont décrites plus loin.

η^1P , $\mu\eta^1P$. **Trondhémite de Plougasnou et microtrondhémite.** Le type peut être pris à proximité du village de Kervennou (à 3 km à l'Ouest de Plougasnou) où affleure, sur plus d'un kilomètre du Nord au Sud, une roche blanchâtre à grain fin, en contact avec le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt à l'Est, et avec le granite de la baie de Morlaix (venue (c)), postérieur, à l'Ouest. La texture est orientée, la granulométrie très hétérogène : pour chaque espèce minéralogique s'observent toutes les transitions depuis 1/100 de millimètre jusqu'à quelques millimètres : quartz à extinction onduleuse, soit en agrégats allongés, soit dans quelques symplectites, oligoclase An 12-14, biotite, plus rare (tab. IV, 1).

Dans l'anse de Térénez, un massif de quelques dizaines de mètres de puissance est intrusif dans le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt sur près d'un kilomètre du Nord au Sud. Vers le Nord, le pointement se ramifie en plusieurs filons métriques, à pendage Est 40° ; vers le Sud, il se termine par une longue apophyse de moins d'un mètre de puissance, à pendage Est 30°. Deux types pétrographiques ont été reconnus :

- la partie centrale du massif est formée par une microleuco-grandiorite, gris clair, dont la phase phénocristalline occupe presque la moitié du volume (phénocristaux d'oligoclase millimétrique An 17 à An 13). La marge du plagioclase montre une association de micropegmatite à quartz cunéiforme ; cette marge est souvent séparée du coeur du plagioclase par une croûte radiée polycristalline de quartz et de feldspath généralement potassique. La mésostase est formée de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et mica blanc (tab. IV, 2) ;
- l'apophyse méridionale du même massif est constituée par une microtrondhémite, qui présente une cristallisation différente de celle de la partie centrale, tant au point de vue structural que minéralogique. La roche est aphanitique. La phase phénocristalline est composée d'oligoclase (An 14-15) aux marges franches ; la phase microcristalline est formée par de nombreux oligoclases (An 12-14), quartz, biotite et mica blanc (tableau IV, 3).

γ^1P , $\mu\gamma^1P$. **Albitite quartzique de Ploujean et microalbitite quartzique.** Plusieurs stocks d'albitites quartziques ont été mis en évidence sur la feuille Plestin, en particulier sur la rive trégorroise de la baie de Morlaix (Keravel ou le Ménez, au Sud de Dourduff-en-Mer ; Keriou au Sud-Est de l'anse de Térénez). Le stock du Ménez, qui dessine un pointement de contour circulaire de 800 m de diamètre au milieu des schistes, peut être pris comme exemple. Il est formé par une roche blanche, grenue, à texture équante, dont l'albite est, avec le quartz, le principal constituant. L'albite (An 2-4) se présente en cristaux automorphes, à section presque carrée de 3 à 4 millimètres, tendant à être juxtaposés ; elle renferme de petites paillettes de mica blanc. Le quartz, moins abondant, forme des plages de quelques millimètres, qui moulent et corrodent le feldspath. La biotite, souvent chloritisée, et la muscovite se présentent en paillettes disséminées. Quelques rares microclines quadrillées apparaissent çà et là. Le mispickel est sporadique (tab. IV, 6 et 7). Au contact du pointement, les schistes sont constellés de petits cristaux automorphes d'andalousite.

De multiples filons de microalbitites quartziques, souvent fortement boudinés, forment des satellites autour des stocks d'albitites quartziques (environs de Locquéholé, Dourduff-en-Terre, etc.). Au Dourduff-en-Terre, le filon présente une structure porphyrique non orientée ; la phase phénocristalline est formée d'albite (An 0), abondante, xénomorphe à subautomorphe, à marge parfois très poecilitique, de quartz subautomorphe à automorphe ; la phase

microcristalline (quelques centièmes de mm) est assez isogranulaire (albite An 0, phyllites, quartz) (tab. IV, 8 et 9).

L'âge des albitites peut être approché de la manière suivante : au Dourduff-en-Terre, un filon de microalbitite quartzique recoupe les schistes et poudingues du Dourduff ; à Penn al Lann en Carantec, un panneau d'albitite quartzique est enclavé dans la venue (a) du complexe granitique de la baie de Morlaix. Ces formations sont donc post-struniennes et antérieures au pluton tardihercynien de la baie de Morlaix.

Formations plutoniques diverses

La distinction entre des magmatismes hercyniens précoces (dévonodinantien, ci-dessus) et des magmatismes hercyniens tardifs (carbonifère supérieur, ci-dessous), étayée par des arguments chronologiques et structuraux, ne peut pas toujours être faite, surtout pour des petits massifs isolés et non datés.

η^1 , $\mu\eta^1$. **Trondhjémite de l'île Callot et microtrondhjémite.** A l'extrémité septentrionale de l'île Callot (environs de Benven, île Blanche, Mean Matt), de vastes panneaux d'une roche très claire, à grain fin, à affinité trondhjémitique, sont enclavés dans le granite grossier (venue (a)) du pluton de la baie de Morlaix (tab. IV, 4). Ce même granite recoupe également à l'emporte-pièce, un peu plus au Sud (le Four, à l'Ouest de Callot), des filons de microleucogranodiorites (texture porphyrique, avec phénocristaux d'oligoclase (An 11-13) et de biotite, et mésostase d'albite-oligoclase (An 9-10), feldspath potassique, biotite et quartz, apophyses probables, à présent disloquées, des pointements septentrionaux (tab. IV, 5). Des filons de microtrondhjémites anté-granitiques ont été également observés près de Trégondern en Saint-Pol-de-Léon (phase phénocristalline feldspathique (oligoclase An 11-12) et micacée (biotite) ; phase microcristalline avec quartz, oligoclase An 12-14, rare feldspath potassique interstitiel et biotite).

γ^3 . **Adamellite de Trébriant (*).** Ce granite constitue un petit massif près du manoir de Trébriant dans le coin sud-est de la carte, ainsi que quelques pointements dans le complexe amphibolique de Plestin ; ces petits corps font partie du chapelet granitique intrusif dans les formations dévoniennes depuis Plourin (Sud Morlaix) jusqu'à Tréduder (Sud Lannion).

Plusieurs types de granite forment ce chapelet ; sur la feuille Plestin, le massif de Trébriant est constitué d'une roche grenue, isogranulaire à porphyroïde, à feldspath potassique, albite-oligoclase, généralement biotite, exceptionnellement hornblende ; sa composition est adamellitique.

$a\gamma^3$, $\mu\gamma^3$. **Granite aplitique et microgranite.** Le granite de Trébriant forme aussi un beau filon de plusieurs kilomètres à travers les formations briovériennes de la région de Plouégat-Guérand. Ce filon est bordé par un microgranite ($\mu\gamma^3$) qui se prolonge par des petits filons au Sud de Plestin et que l'on retrouve, identique, au Sud de Bois-de-la-Roche. Plus à l'Ouest ce microgranite constitue le lacis de filons situé en bordure du Bassin de Morlaix.

(*) Trébriant sur la carte à 1/50 000 IGN

C'est une roche microgrenue porphyrique à phénocristaux d'orthose, d'albite et de quartz ; elle contient de grandes lames de biotite et elle est riche en lamelles ou paillettes de muscovite.

Il existe aussi, disséminés dans le coin sud-est de la carte, de minuscules pointements de granite aplitique ($a\gamma^3$) dont un seul, situé près de Trémel, est de dimensions cartographiables.

θ . Gabbros divers. Quatre petits pointements de gabbro, roche vert noirâtre, à grain moyen à grossier, équante ou orientée, sans aucune liaison claire avec le massif du Petit Trégor, bien qu'elle soit ouralitisée de manière identique, ont été cartographiés :

- à Kerhally en Carantec (~ 500 x 150 m), recoupant les schistes carburés dévoniens du Clouet,
- dans les récifs des Duon, à l'Est de Roscoff (~ 500 x 300 m), au contact des schistes bleu-noir à chloritoïde (tab. I, 8),
- à Roch Velen, au Nord-Est de Saint-Pol-de-Léon, entièrement entouré par l'estran sableux (tab. I, 9 et 10),
- à Coat-ar-Roch près de Bois-de-la-Roche (~ 500 x 150 m), intrusif dans les formations briovériennes.

γ. Granites divers.

● **Granite de Cosquer Ven en Carantec.** Un petit pointement de granite (350 x 200 m) a été cartographié près de Cosquer Ven au Sud-Ouest de Carantec, à 500 mètres au Sud du pluton de la baie de Morlaix avec lequel il ne paraît avoir aucun rapport. C'est une roche de teinte claire, fortement diaclasée, très acide (SiO_2 : 77,30 %), à microcline, albite, biotite... (tab. I, 11), probablement antérieure au grand pluton voisin et qui pourrait être rapprochée des granites qui affleurent en bordure du massif basique du Petit Trégor (granite du Runiou).

● **Granite de la partie orientale de l'île Stérec en Plouézoch.** On a placé ici, bien qu'il soit très probablement beaucoup plus récent (Hercynien tardif), le petit pointement (250 x 150 m) de granite gris qui constitue la partie orientale de l'île Stérec, à l'Est du leucogranite à tourmaline (venue (d) du pluton de la baie de Morlaix). Il s'agit d'un granite à biotite, à grain très fin, riche en ségrégations micacées, localement enclavé dans le granite leucocrate.

● **Granite de Trégonder.** Les granites qui affleurent près de Trégonder en Saint-Pol-de-Léon doivent probablement être rattachés au complexe tardihercynien de Roscoff.

Formations hercyniennes tardives

Complexe granitique de Roscoff

Le pluton polyphasé hercynien très complexe de Roscoff, qui s'étend largement sur la feuille voisine Saint-Pol-de-Léon, ne montre que des affleurements très restreints à l'extrémité occidentale de la feuille Plestin. Ce sont, le plus souvent, des récifs, presque entièrement recouverts à la pleine mer. Trois ensembles différents ont été distingués dans la partie orientale du pluton.

γ^3R . Le granite de Roscoff (*sensu stricto*), de teinte gris-blanc, offre, soit un faciès porphyroïde, soit un faciès à grain fin (tab. V, 1 et 2). Selon toute probabilité, il forme la première venue du complexe. Sa mise en place paraît antérieure à celle du pluton de la baie de Morlaix (travaux inédits de Leutwein).

γ^2 . Le leucogranite des Biseyer. Entre l'îlot Sainte-Anne en Saint-Pol-de-Léon et les Cochons Noirs au Nord de Callot, de nombreux récifs (Enez Touell, le Paradis, les Biseyer, etc.) sont formés par un granite souvent légèrement porphyroïde, à deux micas et parfois un peu de tourmaline (tab. V, 3, 4, 5). Localement, le granite admet de petites lentilles pegmatitiques à tourmaline ou est recoupé par des filons aplitiques à tourmaline et grenat (tab. V, 6). L'ensemble des affleurements dessine une bande s'incurvant d'une direction submérienne au Sud à une direction W.SW – E.NE au Nord (rebroussement structural de la baie de Morlaix). Cette zone de faiblesse tectonique est jalonnée, dans sa partie méridionale, par un très puissant filon de quartz, suivi d'une manière discontinue depuis Kerompic au Sud jusqu'à l'îlot Sainte-Anne au Nord.

γ^1 . Granite de Sainte-Catherine. C'est à la faveur de la même zone de faiblesse structurale que s'est mis en place le granite de Sainte-Catherine dont la feuille Plestin montre, aux environs de Trégondern, l'extrémité orientale dirigée ici du Sud au Nord. Ce massif de granite forme une succession de lentilles discontinues, parfois très étroites (< 100 m), qui ont été suivies très loin vers l'Ouest, au moins jusqu'aux environs de Lanhouarneau et de Trégarantec. Il est caractérisé par un grain fin, un cachet leucocrate, la présence de microcline, d'albite, de muscovite, de grenat et de tourmaline abondante ; il admet fréquemment des différenciations pegmatitiques riches en béryl (Chauris, 1965) (tab. V, 7). Des mesures d'âge (Leutwein *et al.*, 1969) suggèrent l'âge récent du granite de Sainte-Catherine.

Le système de "décollement" (distension), proposé pour la mise en place des différentes venues du pluton de la baie de Morlaix (voir ci-dessous), pourrait avoir joué également entre les granites gris de Roscoff et les granitoides rouges à gros grain de Callot, pour permettre l'injection, selon les directions N70° E et N15° E, des lames granitiques à deux micas et tourmaline sporadique de Sainte-Anne – Biseyer, dans le prolongement du leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine.

Complexe granitique de la baie de Morlaix

Le massif granitique de la baie de Morlaix (ou granite de Carantec) appartient à la "trainée moniliforme" des granites rouges tardi-hercyniens (300-290 M.A.) (Leutwein *et al.*, 1969 ; Vidal, 1980) de Bretagne septentrionale (Aber Ildut – Ploumanac'h) (Barrois, 1909). Il est, en grande partie, masqué sous les eaux de la Manche, mais l'examen d'innombrables récifs, facilité par la belle carte à 1/20 000, n°5827, du Service hydrographique de la Marine, en a permis une cartographie approchée, sauf pour sa partie nord-est (Chauris, 1978).

Le complexe granitique présente une forme allongée, dont le grand axe W.SW – E.NE s'étend au moins sur 15 kilomètres, depuis les abords de Trégondern jusqu'aux récifs des Chaises de Primel ; sa largeur ne dépasse pas 5 kilomètres entre la balise de la Vieille et Térénez. Il recoupe la zone de rebroussement sub-mérienne située entre les môles du Léon et du Trégor et occupée dans sa partie centrale (château du Taureau, île Ricard, île Verte) par

des formations paléozoïques du fossé de Morlaix (Chauris, 1972). D'innombrables enclaves et panneaux du socle anté-granitique (micaschistes (ξ^2), quartzites (χ) et amphibolites (δ) de la Penzé, orthogneiss de Brest ($\eta\zeta^3$, $\eta\zeta^5$), schistes paléozoïques (d_2S), métadolérites ($\epsilon\delta^3$), gabbros ($\delta\theta^3$) constituent au moins la moitié des affleurements ; ils forment fréquemment des mégabèches au sein du massif. Les enclaves schisteuses sont transformées en cornéennes à sillimanite (île Verte) ou à andalousite (île Ricard) ($S\gamma$). Les contacts se font toujours à l'emporte-pièce, les processus d'endomorphisme sont exceptionnels : l'évolution pétrologique du pluton est indépendante de la composition des formations encaissantes.

C'est au même ensemble batholitique (au sens de Pitcher, 1979) des "granites rouges" qu'il faut rattacher les granites dits de Lanmeur, ou de Kerprigent et de Beg an Fry (γ^3L) et sans doute aussi des récifs de la Méloine ($g\gamma^3$), jalon vers le complexe de Ploumanac'h.

Avant la mise en place des "granites rouges", toute la région a été le siège d'une intense activité magmatique hercynienne précoce (dévonodinantienne) :

— (1) Intrusion du grand massif gabbroïque, accompagné de plagi-aplites, de Saint-Jean-du-Doigt ($\delta\theta^3$) ; de petits pointements de gabbros (θ), (Duon ; Kerhallic en Carantec ; Roc'h Velen en Saint-Pol-de-Léon).

— (2) Injection de stocks à dominante sodique, accompagnés de satellites microgrenus de même nature (Chauris, 1971 ; Chauris et Thonon, 1973 ; Chauris, 1978) : trondhjémites (ηP) et microtrondhjémites ($\mu\eta P$) de Plougasnou, trondhjémites (η^1) et microtrondhjémites ($\mu\eta^1$) de l'île Callot ; albitites quartziques ($\gamma^1 P$) et microalbitites quartziques ($\mu\gamma^1 P$) de Ploujean. Dans le massif de la baie de Morlaix, les intrusions sodiques grenues précoces sont uniquement représentées par des enclaves (Penn al Lann, île Blanche au Nord de Callot) ; les filons microgrenus précoces du Four et de Mean Matt à l'Ouest de Callot, de Trégonder en Saint-Pol-de-Léon, également en enclaves, ou en filons dans des panneaux du socle cristallophyllien, se rattachent à ces stocks démantelés. Le boudinage des microalbitites dans les schistes de Morlaix va également dans le sens d'une mise en place précoce de ces formations. A l'Est de la baie de Morlaix, les différents complexes sodiques affleurent plus largement et forment des stocks indépendants, parfois d'ampleur kilométrique (albitite quartzique du Ménez en Ploujean, de Keriou en Plougasnou, trondhjémite de Kervennou en Plougasnou).

Les granites gris de Roscoff (feuille Saint-Pol-de-Léon) sont postérieurs aux différentes formations précédentes, mais antérieurs aux granites rouges.

Le complexe granitique de la baie de Morlaix correspond à un pluton polyphasé composé de quatre ensembles principaux (Chauris, 1978) :

— (a) Des granitoïdes rouges affleurent largement dans la moitié occidentale du pluton ($g\gamma^3$, γ^3C). Ils présentent, du Nord-Ouest au Sud-Est (de l'île Blanche à Penn al Lann), une variation progressive de texture (d'un faciès à gros grain, à tendance porphyroïde à un faciès à grain fin) et de composition chimico-minéralogique (cf. p. 35).

- (b) Un granite blanc-gris porphyroïde ($\rho\gamma^2$) à l'Est de l'ensemble (a) dans lequel il émet des apophyses filoniennes, témoignant ainsi de sa postériorité.
- (c) Un granite rouge à grain fin (γ^3T) qui forme une bande relativement étroite à la bordure orientale du pluton ; à Saint-Samson, ce granite enclave le granite blanc-gris (b), prouvant ainsi sa postériorité.
- (d) Un granite leucocrate à grain fin (γ^1) à l'extrémité sud-est du pluton.

Des filons microgrenus, caractérisés par leur dominante sodique recoupent le granite rouge à grain fin (c) (microtrondhjémite du Diben, $\mu\gamma\eta$).

La mise en place du pluton granitique polyphasé de la baie de Morlaix a été précédée, accompagnée et suivie par d'importantes dislocations du socle. Ces distensions ont permis tout d'abord l'intrusion des gabbros et des stocks à dominante sodique, accompagnés de leurs satellites filoniens. La persistance des déplacements dans le socle, souvent réduit à l'état de mégabèche, entre les môles du Léon et du Trégor, principalement à la faveur des deux directions tectoniques majeures de la région : N70°E (ou direction du Léon, dont les traces sont également visibles dans des bandes de mylonites intragranitiques (au Nord de Callot)), N15°E (ou direction de la Penzé), a pu, ensuite, favoriser la mise en place des divers granites du pluton de la baie de Morlaix. La disposition asymétrique des divers faciès de l'ensemble (a), marquée par leur polarité chimico-minéralogique NW—SE, pourrait être rapportée à un décollement progressif (distension) des éléments du socle. La dualité des relations géométriques entre les granitoïdes rouges (a) et (c) d'une part et le granite blanc-gris (b) (postérieur au Nord-Ouest, antérieur au Sud-Est), d'autre part, semble indiquer un certain laps de temps pour la mise en place de ces granitoïdes rouges. Le système distensif suggéré ici pourrait avoir joué également entre les granites gris de Roscoff et les granitoïdes rouges à gros grain de Callot, pour permettre l'injection, selon les directions N70°E et N15°E, des lames granitiques à deux micas et tourmaline sporadique Sainte-Anne—Biseyer, dans le prolongement du puissant filon leucogranitique à tourmaline de Sainte-Catherine (Chauris, en préparation).

Description des différents ensembles

γ^3 , γ^3C . L'ensemble (a) (granite de Carantec) constitue une première venue qui forme la partie occidentale du complexe (récif de la Vieille, archipel de l'île Verte, île Blanche, Callot, Trégondern, Tint Houarn, Carantec, Penn al Lann). Il est caractérisé par une teinte légèrement rougeâtre, s'altérant en ocre. Du Nord-Ouest au Sud-Est (c'est-à-dire de l'île Blanche à Penn al Lann), il montre une variation progressive de texture et de composition, marquée par le passage insensible d'un faciès à gros grain, à tendance porphyroïde, présentant une érosion en grosses boules, avec grands microclines quadrillés, andésine, larges biotites brunes abondantes (rappelant celles du granite de l'Aber Ildut), apatite et sphène, à un faciès à grain fin, à microcline, plagioclase acide et biotite plus sporadique, offrant une érosion en blocs anguleux. Localement, vers la bordure méridionale, à proximité du contact avec les schistes (Penn al Lann), apparaissent diverses modifications de bordure (texture pegmatitique ou miarolitique, développement de muscovite, de tourmaline et de mispickel). Cette variation est soulignée par les changements progressifs de composition chimique, particulièrement sensibles dans l'augmentation des teneurs en SiO_2 , et

les diminutions des teneurs en Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , Ba (990 ppm à 120) et Sr (550 ppm à 75) (tableau VI, 1 à 5). Ce premier ensemble est recoupé par des filons de granite fin à biotite, à muscovite, à tourmaline, ainsi que par des pegmatites souvent riches en tourmaline (Callot). A l'extrémité septentrionale de Callot, le granite est localement mylonitisé selon la direction W.SW – E.NE.

$\rho\gamma^2$. L'ensemble (b) (granite de Saint-Samson ou de Beglem) qui constitue la deuxième venue du pluton, diffère totalement de la première par sa texture et sa composition. Il est formé par un granite blanc-gris porphyroïde, à microcline, plagioclase acide, biotite et parfois rare muscovite, qui représente la partie centro-orientale du massif. Ses contours précis sont délicats à tracer puisqu'il affleure le plus souvent dans des îlots et des récifs disséminés au milieu de la baie (en particulier dans l'archipel de Beglem entre l'île Ricard et la pointe Saint-Samson (Petit-Ricard, Ricard, Beglem, île aux Dames, île de Sable, Grand Armen, le Manou, Calhic, etc.), et localement aux Roches Jaunes et à Penn al Lann...). Sa postériorité par rapport à l'ensemble (a) est établie par la présence d'apophyses filoniennes (île Blanche, Porz an Ilis à Callot, etc.) (tab. VI, 6 à 8).

γ^3 T. L'ensemble (c) (granite de Trégastel – Primel), qui forme la troisième venue du pluton, dessine une bande étroite (légèrement supérieure à 1 km) et allongée à la bordure orientale du massif, en contact intrusif avec les gabbros de Saint-Jean-du-Doigt. Il est caractérisé par un granite à biotite à grain fin, de teinte rose (s'altérant en ocre), s'érodant en blocs anguleux, qui présente deux faciès intimement associés : un faciès saccharoïde et un faciès légèrement plus fin et plus sombre, enclavé dans le premier faciès. L'examen des contacts tend à montrer toutefois la subcontemporanéité des deux granites. Les compositions chimiques sont pratiquement identiques (tab. VI, 9). La postériorité du granite de Primel (c) par rapport au granite de Saint-Samson est établie par la présence de nombreuses enclaves du granite porphyroïde aux environs de Saint-Samson. Près d'Annalousten affleure un granite riche en tourmaline. A Port-Blanc, le granite de Primel est recoupé par un filon d'aplite rose à grain très fin, à tourmaline poeciloblastique en plages allongées (1-2 cm x quelques mm) et petits grenats. Chimiquement, le granite de Primel est caractérisé par une très forte acidité (SiO_2 : 75,85 ; CaO : 0,40) et une teneur relativement basse en Al_2O_3 : 12,45. Par rapport aux venues (a) et (b), on note une diminution du caractère potassique. Le granite d'Annalousten (tab. VI, 10) présente une évolution poussée (avec $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$; $\text{Ba} < 10$ ppm ; Sr : 7 ppm et Rb : 530 ppm). Cette tendance sodique va devenir générale dans la venue (d).

γ^1 . L'ensemble (d) (granite de Stérec – Térénez) affleure à l'extrémité sud-est du pluton, entre l'île Noire et Térénez, sur environ 2,3 kilomètres de long et quelques centaines de mètres de large. Il est constitué par une roche très claire, à grain fin, à microcline, albite pure ou à quelques pour cent d'An, muscovite, tourmaline bleue poecilitique, grenat automorphe et fluorine violette. La soude domine sur la potasse (tab. VI, 11). Localement (Térénez) se développent par métasomatose pneumatolytique des greisens, caractérisés par la chute de la teneur en soude (tab. VI, 12), et des tourmalinites (tab. VI, 13).

Dernières manifestations magmatiques dans le pluton de la baie de Morlaix

μΥη¹. **Filons du Guerzit et du Diben.** De nombreux filons microgrenus à dominante sodique (microleucogranodiorites et microtrondhjémites) recouperont le granite de Primel (venue c), particulièrement entre la Grève du Guerzit et l'île de Port-Blanc. Ces formations offrent une puissance maximum de quelques mètres. Les contacts sont toujours très tranchés ; l'aspect n'est jamais amygdalaire. A Port-Blanc, la phase phénocristalline est formée d'oligoclase zoné (An 13-14 à 10-11), subautomorphe, à bordure festonnée ; la mésostase, en fins cristaux engrenés, est constituée de quartz, oligoclase (An 11-13), biotite légèrement chloritisée et muscovite (tab. VI, 14).

ε. **Dolérite de Primel.** Le granite de Trégastel est recoupé à proximité de la pointe de Primel par un filon de dolérite d'orientation générale E.NE — W.SW.

Les massifs satellites du complexe de la baie de Morlaix.

γ³L. **Granite de Lanmeur.** Il constitue dans le Petit Trégor, où il affleure très mal sous la couverture limoneuse, un vaste massif elliptique, satellite du complexe de la baie de Morlaix. Il est intrusif au cœur du massif de gabbro où il semble former un batholite unique, centré sur la région de Kerprigent et allongé est-ouest depuis le pays de Lanmeur jusqu'à la région de Térénez. De nombreux petits corps intrusifs l'entourent et le prolongent jusqu'au massif côtier de Beg-au-Fry. C'est dans cette zone, le long de l'estran côtier, que sont le mieux exposées les relations du granite avec son encaissant : il recoupe clairement le massif de gabbro où il développe un faible métamorphisme de contact.

C'est une roche grenue à grain fin, localement plus grossier, de teinte grise à rose, leucocrate ; à structure généralement aplitique, elle est constituée de quartz, microcline, albite et biotite ; la biotite est assez rare et la muscovite absente.

L'analyse chimique réalisée sur le granite de Kerprigent (tab. VI, 15) montre une composition sodi-potassique ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : 9\%$ et $\text{CaO} : 0,60\%$ pour $13,5\%$ d'alumine et $74,5\%$ de silice) semblable à celle du granite de Trégastel — Primel, avec une tendance plus sodique déjà notée dans le granite d'Annalousten.

C'est dans ce massif de granite et associé à des microgranites et à des filons de dolérites, qu'est situé le champ filonien quartzeux de Kerprigent — Guersaliou, minéralisé en cuivre et étain (cf. ressources du sous-sol).

γ³. **Granite des Méloines.** Ce granite rougeâtre, à grain grossier, constitue le plateau rocheux de la Méloine, isolé en mer, aux confins nord de la carte. Groupé sur la carte avec le granite grossier de l'île Callot, il se rapproche davantage, par sa composition chimique (tab. VI, 16), des granites d'Annalousten et de Kerprigent.

En outre, il est affecté par de puissantes bandes mylonitiques, redressées et orientées W.NW — E.SE.

Age du complexe granitique de la baie de Morlaix

Une datation par la méthode Rb/Sr a été réalisée (*) sur un échantillonnage des divers faciès du complexe granitique :

- 2 échantillons (3, 4) des carrières de Carantec (situées au Sud de la plage du Kéleñ),
- 2 échantillons (5, 6) des carrières de Saint-Samson (situées au Sud de la plage du Guerzit),
- 2 échantillons (7, 8) du granite de Trégastel - Primel, l'un à la pointe d'Annalousten, l'autre à la pointe du Diben,
- 2 échantillons (9, 10) des carrières de Kerprigent dans le granite de Lanmeur.

Cette étude a donné les résultats suivants :

N° échantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
JYC 3	415,8	26,7	45,065	0,89418
JYC 4	449,4	10,3	126,56	1,23844
JYC 5	429,9	10,7	116,50	1,18349
JYC 6	593,8	25,5	67,443	1,00710
JYC 7	139,9	44,0	9,208	0,74997
JYC 8	172,4	31,5	15,811	0,77714
JYC 9	170,3	22,3	22,003	0,80888
JYC 10	139,4	72,2	5,585	0,73244

Ces échantillons s'alignent sur une isochrone bien définie (fig. 7), qui indique, d'une part, que ces divers faciès sont probablement cogénétiques, leur rapport initial étant fixé à 0,709-0,710 et que, d'autre part, la mise en place de ces granites est quasi synchrone fixée à 299 ± 12 M.A.

Cet âge est identique à celui du complexe de Ploumanac'h, fixé à 303 ± 15 M.A. (Vidal, 1980).

Complexe granitique de Ploumanac'h

$\gamma^3\text{P}$. **Granite calco-alcalin rouge.** Dans l'extrême nord-est de la carte, affleure le granite de l'île Molène, située en face de Trébeurden sur la côte ouest du Trégor ; ces récifs représentent les affleurements les plus occidentaux du complexe de Ploumanac'h. Le granite de l'île Molène est une roche grenue, à grain grossier, de teinte rouge à quartz, microcline, oligoclase et biotite, faciès de type la Clarté (Barrière, 1976).

(*) Etude de R. Charlot à l'Institut de géologie de Rennes dans le cadre d'une convention BRGM (1979, inédit).

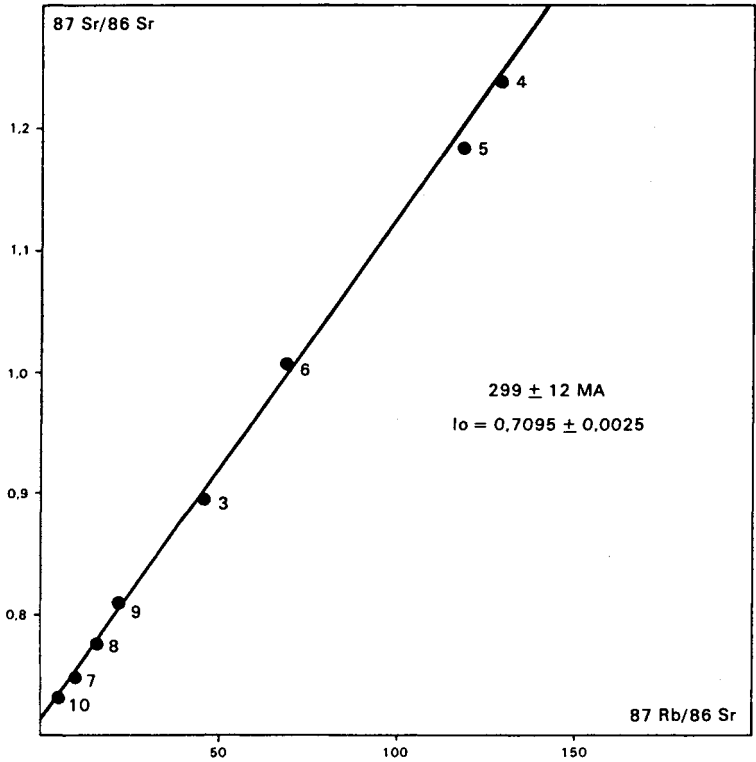


Fig. 7 - Diagramme Rb/Sr (roche totale) du complexe granitique de la baie de Morlaix (cst = 1,42)

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Après la présentation sommaire des formations superficielles cartographiées sur le substrat de la feuille Plestin, les formations de la bordure littorale, étant donné leur grande variété et leur grand intérêt, seront décrites en détail par M.-M. Chauris et L. Chauris.

Formation autochtone

R. Altérites résiduelles. Largement développées dans l'intérieur de la Bretagne, les altérites résiduelles sont généralement démantelées par l'érosion côtière et recouvertes par des épandages limoneux sur la bordure littorale ; la limite entre ces deux formations est d'ailleurs difficile à établir car le passage de l'une à l'autre est continu (la coupe étant de bas en haut : roche altérée — altérites en place — altérites remaniées — limon d'apport).

Sur le territoire de la feuille Plestin ces altérites affleurent sur les plateaux situés à l'Est et à l'Ouest de la ville de Morlaix, lorsque les limons ont été découpés ; ce sont des altérites de micaschistes du Pays de Léon et des schistes zébrés du Bassin de Morlaix.

Formations allochtones

Epandages limoneux.

Ils couvrent de larges surfaces tout le long de la côte nord de la Bretagne ; sur la feuille Plestin ils forment un placage discontinu sur le plateau du Petit Trégor, alors qu'en baie de Morlaix s'observent les derniers lambeaux de l'importante couverture qui dissimule en grande partie le substrat du Pays de Léon.

Deux types de limons ont été mis en évidence :

- un complexe argilo-sableux plus ou moins soliflué et colluvionné, le *limon gris*, hétérogène, d'origine complexe et d'âge plus ancien,
- un limon d'apport récent, le *limon ocre*, homogène, au moins en partie d'origine éolienne (loess), qui coiffe le complexe précédent.

Ces deux types de limons correspondent probablement aux limons anciens et aux limons récents décrits sur la côte nord de Bretagne. Ce sont des formations typiquement périglaciaires dont l'âge serait pléistocène (Monnier, 1979).

LC. **Complexe argilo-sableux, limons gris.** Ce complexe hétérogène est très lié aux altérites du substrat sous-jacent et il est constitué d'un mélange de ces altérites locales et d'un probable limon d'apport. Là où il est observable sous les limons ocre, c'est-à-dire en bas de pente, il est généralement colluvionné ou soliflué et passe en continuité aux colluvions récentes des flancs et des têtes de vallons. A caractère hydromorphe, il est responsable des dépressions marécageuses qui occupent une grande partie du plateau limoneux du Petit Trégor.

LP. **Limons d'apport récent, limons ocre.** Ils coiffent les limons gris et sont conservés en vastes placages sur les parties hautes du plateau côtier ; leur limite basale est presque partout imprécise mais, en quelques points, marquée par un paléosol.

L'origine au moins en partie éolienne de ce dépôt loessique, plus ou moins carbonaté, très homogène, ne fait pas de doute ; généralement épais de quelques mètres, certaines accumulations peuvent atteindre 5 à 7 m d'épaisseur.

Alluvions et colluvions

CM. **Colluvions littorales passant aux dépôts marins.** Ces formations correspondent aux dépôts récents, plus ou moins épais, toujours colluvionnés qui se trouvent au pied des falaises côtières dans plusieurs petites criques fermées de la baie de Morlaix à Primel, le Guerzit, Saint-Samson, Carantec. Mélange d'éboulis et de colluvions, ces formations sont souvent séparées des dépôts marins par un cordon de dunes ou de galets.

SC. Colluvions, dépôts de versant, coulées de head. Ces formations correspondent généralement aux colluvions de flancs de vallées et de têtes de vallons dont la représentation cartographique est obligatoirement schématique ; elles sont peu abondantes et peu épaisses dans cette région drainée par des rivières encaissées ; sur la bordure littorale la distinction avec les formations précédentes est souvent arbitraire, établie sur des aspects de terrain (relief, drainage).

Fz. Alluvions fluviales récentes. Les alluvions sont très peu développées dans les quelques rivières qui drainent cette région côtière ; de nature argilo-sableuse, elles passent vers l'aval en continuité, dans les rivières les plus importantes, aux dépôts marins vaseux dans les rias de la Penzé, de la rivière de Morlaix, du Dourduff et du Douron. Nous verrons plus loin au chapitre des minéralisations que les alluvions de la rivière de Plougasnou portent un petit flat stannifère.

Mz. Alluvions marines récentes. Ces formations correspondent aux alluvions marines piégées, au fond des rias, par un cordon naturel et/ou artificiel qui interrompt toute communication avec la mer : ce sont donc de mini-polders ; celui de Saint-Jean-du-Doigt est asséché et intégré au domaine terrestre ; celui de Kernelehen (presqu'île de Barnénez) est encore ouvert sur la mer et en cours de comblement. Ce dernier est donc figuré sur la carte comme les alluvions actuelles qui sont décrites ci-dessus.

FORMATIONS DE LA BORDURE LITTORALE

Introduction. La bordure littorale de la feuille Plestin-les-Grèves peut être, en première approximation, divisée en trois ensembles géomorphologiques d'ampleur inégale :

- à l'Ouest, la *baie de Morlaix*, profonde indentation de la Manche, au débouché de deux importantes rias (la Penzé et la rivière de Morlaix), offre une côte très découpée, souvent basse, prolongée par de larges estrans, et ourlée d'innombrables îlots et récifs ;
- au centre, le *Petit Trégor*, avancée massive, faiblement indentée au débouché de petits ruisseaux, bordée par les plus hautes falaises des côtes nord-finistériennes (Runglaz, Beg an Fry) qui surplombent un estran parfois très étroit ; au large, les récifs sont relativement rares ;
- à l'Est enfin, une zone réduite correspondant à la partie occidentale de la *baie de Lannion*, avec les presqu'îles de Locquirec et de l'Armorique séparées par l'estuaire du Douron ; les falaises s'abaissent ; les estrans s'élargissent (anses de Locquirec et de Saint-Michel-en-Grève).

Les formations sédimentaires littorales reflètent dans leurs grandes lignes, ces trois domaines géomorphologiques. La classification des dépôts sera, par suite, essentiellement morpho-sédimentologique. Les sédiments des estrans de la baie de Morlaix présentent une origine "continentale" (terrignène : lithoclastique) accusée, due essentiellement au déblaiement rapide par la mer de formations meubles (altérites, plages anciennes, *head*, limons, dunes). A cette source terrignène locale s'ajoute, dans les zones plus orientales, un apport organogène (bioclastique) important. La transition entre ces deux domaines apparaît dès la partie nord-orientale de la baie de Morlaix (à partir de l'île Stérec) où commence à se manifester aussi une morphologie trégorroise.

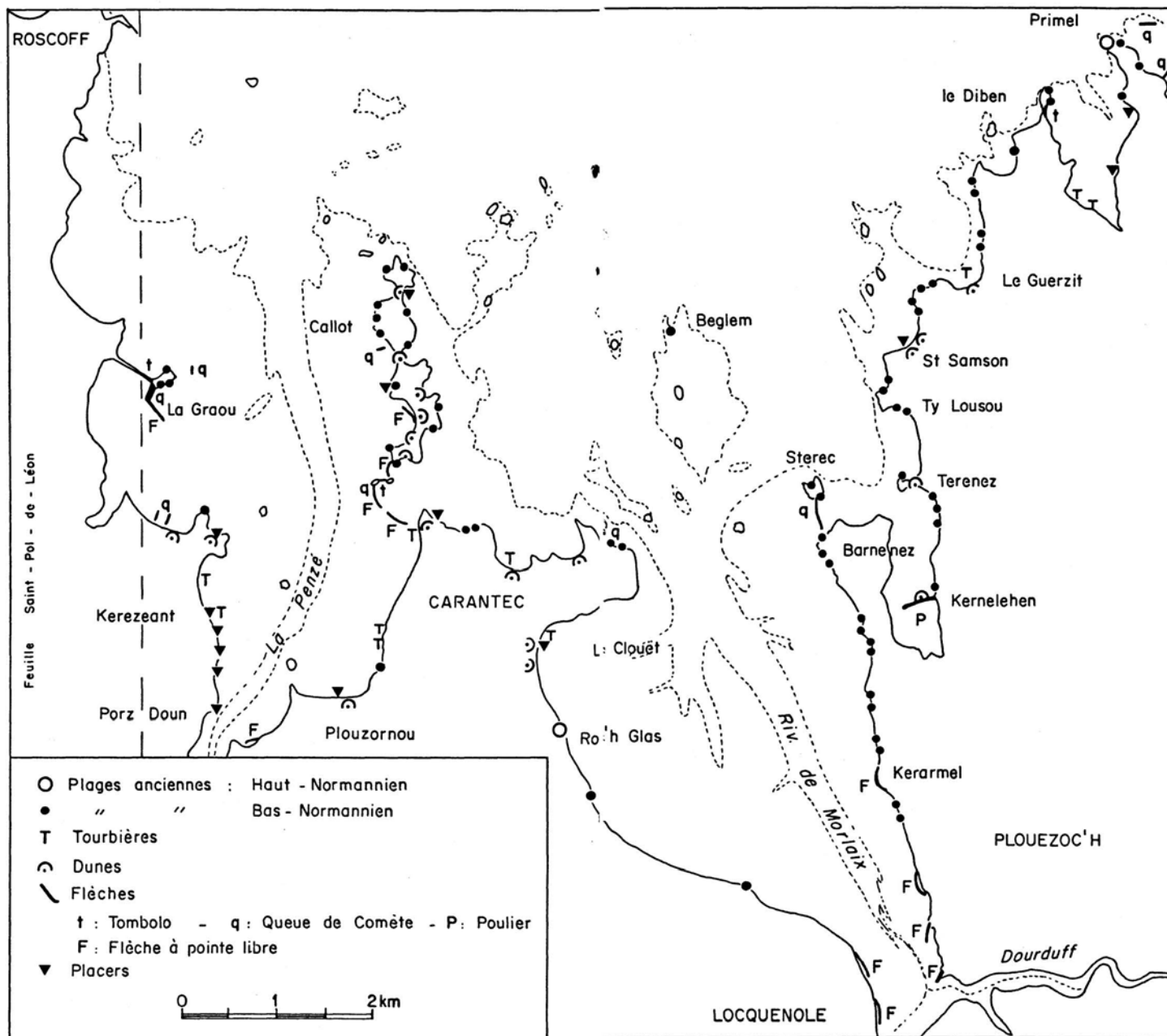


Fig. 8 - Formations littorales de la baie de Morlaix (feuille Plestin-les-Grèves)

De nombreux auteurs se sont penchés sur les sédiments littoraux de cette région et, plus particulièrement, sur ceux de la baie de Morlaix. Aux travaux anciens de Pruvot (1897), Cayeux (1906), Joublin (1910), de Beauchamp (1914), sont venus s'ajouter ceux de Bourcart (1948) et de ses élèves (Francis-Boeuf (1947), Duplaix (1946), Boillot (1961, 1964)), puis de nombreuses études de détail, parfois inédites (Moign (1965) ; Auffret (1968) ; Nédelec (1969) ; Norroy (1969) ; Masson (1969) ; Coquil (1969) ; Cadiou (1969) ; Chassé (1972) ; Chauris-Norroy (1973) ; Briand et Quemeneur (1973) ; Loarer (1975) ; Chauris (1982, 1984), etc.).

La *stratigraphie* des différentes formations, reconnues en bordure de mer sur la feuille Plestin-les-Grèves, peut être schématisée de la manière suivante :

- *head* du Riss ? (présupposé localement) ;
- plages anciennes (Eémien). Haut-Normannien (~ + 15 m), puis Bas-Normannien (~ 0 à + 5 m). Une partie des flèches littorales date également du Bas-Normannien ;
- *head* et limon du Würm (Weichsélien). Coulées de solifluxion de blocs géolifracés dans une matrice arénique à limoneuse, surmontées par les limons ;
- tourbières et dunes holocènes ;
- alluvions marines récentes et actuelles (vases ; dépôts des plages (galets, sables), flèches littorales ; localement microplacers de sables lourds).

La mer tend actuellement à retrouver peu à peu la ligne de l'ancien rivage bas-normannien qui, en plusieurs points, est encore marquée par une falaise-morte (ex. : le Clouët en Carantec). En baie de Morlaix, la majeure partie des matériaux actuellement concentrés sur les estrans provient de la destruction et du remaniement, par la mer, des formations meubles antérieures (plages anciennes, coulées de solifluxion, sables dunaires). *Head* et limons affleurent souvent directement sur l'estran, sans couverture sableuse, témoignant ainsi à la fois du recul rapide de la côte (que tentent d'enrayer divers travaux d'enrochement) et de la faiblesse de la sédimentation actuelle à l'intérieur de la baie de Morlaix. L'évolution présente ne tend pas vers la régularisation du rivage mais, au contraire, vers un découpage encore plus poussé.

Vases. Les dépôts vaseux sont essentiellement localisés dans les parties estuariennes, découvrant à basse mer, des deux fleuves côtiers (rias) de la baie de Morlaix : la Penzé et la rivière de Morlaix avec ses affluents de la Pennelé et du Dourduff ; la vase affleure aussi au fond de l'anse de Térénez et de l'anse du Diben.

La coupe transversale caractéristique des estuaires vaseux bretons (Guilcher, 1949 ; Guilcher *et al.*, 1982) se retrouve ici, avec son dispositif quadripartite : rives - schorres - slikkes - chenal.

● Les rives sont constituées de basses falaises, parfois rocheuses (micaschistes de la Penzé), plus souvent entaillées dans le *head* et les limons périglaciaires wurmiens.

● Les schorres sont surtout développés dans les parties internes des deux estuaires et ne sont recouverts par la mer qu'aux marées de vives eaux ; ils sont colonisés par une végétation halophile et parfois aménagés en prairies. La pente transversale est très faible, voire nulle. De petits *creeks*, aux contours extrêmement sinueux, attaquent les schorres en micro-falaises.

● Les slikkes (vase molle, noirâtre, presque fluide, thixotrope, dépourvue de végétation) sont recouvertes à toutes les marées ; quelques chicots rocheux émergent çà et là. Localement, en particulier dans la rivière de Morlaix, la slikke, après un parcours en pente douce, atteint le chenal par un talus très raide, profondément raviné ; à ce talus qui n'est pas spécifiquement dénommé en français, nous proposons d'attribuer le nom de *gremm*, utilisé par les bretonnants.

● Le chenal, enfin, ou *geul* des Néerlandais, où, à marée basse, chemine un maigre filet d'eau.

Les grandes lignes de la sédimentologie de ces différents ensembles peuvent être schématisées de la manière suivante :

— les rives sont ourlées de petites grèves formées de cailloutis anguleux qui proviennent de la destruction des falaises de *head* dont les éléments grossiers sont à peine remaniés sur place ;

— les schorres de la Penzé ont été étudiés en détail. Le classement granulométrique s'établit ainsi (Sud de l'anse Sainte-Marguerite) : fraction $> 80 \mu = 11 \%$, fraction $< 80 \mu = 89 \%$; % H_2O du poids frais = 28 %. L'examen aux rayons X indique que le quartz est un constituant essentiel. La fraction argileuse est composée d'illite (dominante) accompagnée de chlorite et de kaolinite (Auffret, 1968). La composition chimique d'un échantillon de slikke prélevé au droit du viaduc donne :

$$C = 4,13 \% - N = 0,288 \% - Fe = 2,7 \% - C/N = 14,34 - C/Fe = 1,54$$

(Francis-Boeuf, 1947) ;

— la slikke de la Penzé a été également examinée par Auffret (1968). Granulométrie (non loin de l'ancien moulin à mer) : $> 80 \mu = 20 \%$, $< 80 \mu = 80 \%$, $H_2O = 41 \%$. Les teneurs en quartz sont aussi importantes que celles du schorre. Parmi les minéraux lourds, on note l'abondance relative de l'amphibole. Des précisions granulométriques et chimiques sont fournies par Francis-Boeuf (1947).

● Granulométrie : $> 2 \text{ mm} : 2,43 \%$ - $2 \text{ mm} > d > 0,1 \text{ mm} : 4,82 \%$ - $0,1 \text{ mm} > d > 0,05 \text{ mm} : 3,26 \%$ - $< 0,05 \text{ mm} : 89,48 \%$. Une autre analyse (Pont de la Corde) donne respectivement : 0 - 2,54 - 15,10 et 82,36 %.

● Composition chimique : carbone — azote

	C %	N %	C/N
- Pont de la Corde			
Surface	4,10	0,262	15,66
20 cm prof.	3,45	0,280	12,32
- Toull Houarn			
Surface	2,36	0,098	25,15
20 cm prof.	2,63	0,180	14,61

● Composition chimique : carbone — fer

	C %	Fe %	C/Fe
- Viaduc			
Surface	4,02	3	1,30

	C %	Fe %	C/Fe
- Pont de la Corde			
Surface	3,45	2,6	1,32
20 cm prof.	4,10	3,1	1,32

— les sédiments fins du chenal sont beaucoup plus grossiers que ceux de la slikke : ainsi, dans la Penzé, entre Pont d'Eon et le viaduc : $> 80 \mu = 94 \%$, $< 80 \mu = 6 \%$. Quartz dominant. Présence d'amphibole (Auffret, 1968).

Dans les conditions de sédimentation actuelle (ria de la Penzé), les matériaux constitutifs de la vase tendent au colmatage plus qu'à l'échappement vers le large. Il en est de même en rivière de Morlaix où se fait sentir la nécessité de dragages pour maintenir l'accès au port. Selon Auffret (1968), les particules remises en suspension dans le chenal, à marée basse, n'ont pas le temps de s'échapper de la ria et sont alors refoulées par le flot vers l'amont.

L'origine de la vase pourrait être recherchée, selon les travaux d'Auffret (1968) sur la Penzé, dans le remaniement des éléments fins des coulées de solifluxion wurmiennes. C'est également la conclusion de Guilcher et Berthois (1957), Guilcher (1967), Guilcher *et al.* (1982) pour d'autres estuaires du Finistère. A cette source s'ajoutent la fraction silteuse des apports en suspension dans la rivière et les sables en provenance du large.

Dépôts des plages actuelles. Les formations qui ourlent le rivage entre les pointes rocheuses offrent de grandes variétés morpho-sédimentologiques.

Dans les zones abritées (parties internes de la baie de Morlaix), les grèves de cailloutis très mal roulés sont nombreuses. Les matériaux proviennent, à l'évidence, de la destruction des coulées de *head* dont les éléments anguleux (surtout le quartz) sont peu remaniés par les vagues (*fetch* très faible). Localement, les limons wurmiens affleurent directement sur l'estran, uniquement encombrés, çà et là, de fragments anguleux. Plus bas, et souvent très rapidement, la vase (slikke) masque ces différentes formations (rivière de Morlaix, estuaire de la Penzé). Au débouché du ruisseau le Frouit, au Sud-Est de Carantec, un petit cône de déjection est conservé sur l'estran.

Dans les zones exposées, les entités morpho-sédimentologiques sont beaucoup plus variées.

● **Grèves de galets.** Très fréquentes. Les galets se concentrent préférentiellement sur la partie haute de l'estran, au fond des anses, où ils peuvent constituer de véritables cordons accrochés à la falaise rocheuse par leurs deux extrémités (Saint-Jean-du-Doigt, Guerzit, Moulin de la Rive, etc.). Ces cordons, modelés en gradins, peuvent dépasser 5 m de hauteur (le Guerzit) ; ils sont actifs lors des tempêtes et en voie de progression vers l'intérieur (la route qui longe la plage de Saint-Jean-du-Doigt est alors jonchée de galets). Les cordons barrent souvent l'accès direct des petits ruisseaux côtiers à la mer : les eaux s'écoulent entre les galets avant de s'étaler en ruisselets (en breton : *revorennou*) sur la plage. La limite des galets avec le sable qui forme la partie inférieure de l'estran est extrêmement tranchée. Dans quelques cas, par exemple entre Ty Lousou et Penn an Dour en Plougasnou, la grève de galets peut faire place, plus bas sur l'estran, à la plate-forme rocheuse, sans interposition de sables. Dans d'autres cas (Grève Blanche en Carantec...), les accumulations de galets, nettement moins importantes que celles des cordons de haute plage, n'apparaissent qu'assez bas sur l'estran, après la haute plage sableuse.

Les galets sont généralement bien émoussés. Le façonnement dépend essentiellement de l'orientation de la côte (importance capitale du *fetch*). La nature pétrographique des galets reflète généralement la composition des roches en place voisines (origine proximale). Ainsi, au Guerzit, dans un contexte à dominante granitique, les proportions sont : granite 84 % ; épidiorite 13 % ; quartz 3 % ; à Barnénez, dans un contexte à dominante épidioritique, les proportions sont presque inversées : épidiorite 85 % ; granite 8 % ; quartz 6 % (Cadiou, 1969). Toutefois, la grande dureté du quartz fait que son pourcentage, souvent élevé, ne reflète plus directement la composition du socle, mais essentiellement la destruction préférentielle des roches moins résistantes. Ainsi, à Carantec, dans un contexte granitique, les proportions granite-quartz sont pratiquement inversées à Toul Bili et au Kelenn (respectivement 70 % - 26 % et 28 % - 72 %) (Nédelec, 1969). Un exemple de l'influence de la dérive littorale (dirigée du Nord au Sud en baie de Morlaix) est fourni par des comptages systématiques de galets de nature pétrographique différente (qui jouent ainsi le rôle de marqueurs naturels), sur la côte occidentale de Plouézoch, le long de laquelle affleurent successivement du Nord au Sud, des granites (Stérec, ...), des épidiorites (Barnénez), des schistes avec filonnets de quartz (Kerarmel - Dourduff) (M.-M. Chauris, inédit). Une partie des galets des grèves actuelles dérive directement de la destruction des plages anciennes (cf. plus loin).

● **Grèves de sables.** Nombreuses, mais généralement de dimension restreinte, surtout en baie de Morlaix ; les seules accumulations importantes sont situées vers l'extrémité de la feuille (baie de Lannion). Les plages de sables sont souvent en relation directe avec les dunes qui les limitent vers l'intérieur : le sable de la plage provient manifestement de la destruction des accumulations dunaires (anse de Locquirec, les Sables Blancs en Locquirec, Saint-Samson en Plougasnou et, à une échelle plus réduite, le Kelenn, le Cosmeur, le Clouët, Callot en Carantec). Généralement, les plages de sables se prolongent par de vastes estrans également sableux (anse de Locquirec, Grève Blanche à Carantec, etc.) ; le Clouët en Carantec, où la plage de sable passe rapidement à la vasière, forme une exception assez remarquable. Une partie du sable dérive aussi de la destruction et du remaniement par la mer, des altérites (arènes) et des coulées de solifluxion. Dans les deux cas, l'origine du sable est essentiellement locale. Une telle source proximale est appuyée par la nature minéralogique des sables : ainsi, à Callot où affleure largement le granite à biotite, les pourcentages en minéraux majeurs sont les suivants ($> 0,315$) : quartz 84 % ; feldspath 6,5 % ; biotite 4,5 % (Loarer, 1975). De telles compositions, avec feldspath et biotite en proportion élevée, révèlent des sables immatures. La source proximale est également confirmée par les observations morphoscopiques (mesures effectuées sur les quartz $> 0,315$) qui indiquent souvent une très grande proportion de non-usés : à Callot, par exemple, de l'ordre de 90 % et parfois près de 100 % (Loarer, 1975). La granulométrie des sables est très variable selon les points et aussi selon la position sur l'estran, comme le montrent quelques exemples pris à Carantec (Nédelec, 1969) :

- au Sud du port (Kerlizou), sable très grossier. Médiane : 4,30 - So Trask : 1,38 ;
- à la Grève Blanche, le sable devient de plus en plus fin vers le bas de la plage (où se déposent des sablons) : sables de la plage : médiane : 0,330 - So Trask : 1,18 ; sablons : médiane : 0,138 - So Trask : 1,14 ;
- au Clouët, sable fin en haut de plage : médiane : 0,215 - So Trask : 1,20 ; grossier plus bas : médiane : 3,20 - So Trask : 1,58.

A titre d'exemples, on présente ici quelques données granulométriques et morphoscopiques sur diverses plages de la côte orientale de la baie de Morlaix (Cadiou, 1969).

Localisation	Médiane	So Trask	N.U. %	Sub-anguleux %	R.M. %
Barnénez	0,204	1,181	87	13	
Kernéléhen	0,446	1,302	71	27	2
Térénez	0,187	1,238	95	5	
Stérec (Nord)	0,200	1,258	89	10	
Saint-Samson	0,228	1,194	94	6	
Guerzit	0,222	1,182	94	5	1

Les données de la calcimétrie appuient aussi l'origine essentiellement terrigène (lithoclastique) de nombreuses accumulations sableuses des estrans de la baie de Morlaix. Dans les régions totalement dépourvues d'affleurement calcaire, comme dans le territoire étudié ici, la teneur en CO_3Ca traduit uniquement un apport organogène (bioclastique). Les résultats obtenus par plusieurs études détaillées (Masson, 1969 ; Cadiou, 1969 ; Loarer, 1975 ; M.- M. Chauris, inédit) sont synthétisés sous forme de tableau.

Localisation		Teneurs et nombre d'échantillons	Références
D o m a i n e I	Penprat (St-Pol)	3,0 % (36)	M.-M. Chauris (inédit)
	Graou (St-Pol)	3,6 % (9)	M. Masson (1969)
	Penquer (St-Pol)	1,8 % (4)	M.-M. Chauris (inédit)
	Ile Callot (Carantec)	2,3 % (83)	R. Loarer (1975)
	Barnénez (Plouezoch)	2,0 % (1)	A.-M. Cadiou (1969)
	Kernelehen (Plougasnou)	2,5 % (3)	A.-M. Cadiou (1969)
	Penn al Lann (Plougasnou)	1,3 % (5)	A.-M. Cadiou (1969)
D o m a i n e II	Stérec (Sud) (Plouezoch)	19,1 % (14)	A.-M. Cadiou (1969)
	Stérec (Nord) (Plouezoch)	23,0 % (1)	A.-M. Cadiou (1969)
	Ty Lousou (Plougasnou)	7,5 % (3)	M.-M. Chauris (inédit)
	Saint-Samson (Plougasnou)	4,1 % (2)	M.-M. Chauris (inédit)
	Le Guerzit (Plougasnou)	2,6 % (1)	A.-M. Cadiou (1969)

Le tableau met en évidence deux domaines différents : un domaine sud-ouest, très étendu, au Sud-Ouest d'une ligne Roscoff - Barnénez, caractérisé par des teneurs très faibles en CO_3Ca (teneurs moyennes comprises entre 1,3 % et 3,6 % selon les points) ; un domaine plus restreint, essentiellement limité à la partie nord-est de la baie (à partir de Stérec) où les teneurs peuvent

dépasser 20 % (la faible teneur des échantillons de Saint-Samson est sans doute due au fait qu'une partie importante du sable de la plage provient de la destruction de la dune). Dans le premier domaine, l'apport marin coquillier sur les plages apparaît négligeable, alors qu'il devient important dans le second domaine. Dans le détail, on observe une augmentation des teneurs en descendant sur l'estran. Dans les îlots de la partie nord de la baie de Morlaix, la fraction organogène devient importante. Des observations préliminaires sur les plages de Locquirec (Sables Blancs) et de Plestin (Porz Mellec, etc.) ont montré des teneurs élevées en CO_3Ca .

Concentrations de sables lourds. Des recherches récentes (Chauris, 1982, 1984) ont mis en évidence la présence de nombreux micro-placers littoraux sur les rives de la baie de Morlaix et, également, mais plus rarement, sur la côte septentrionale du Petit Trégor. Les principales concentrations (les faibles dépôts qui apparaissent sporadiquement sur les plages ne sont pas cités ici) sont localisées à Saint-Jean-Trégonder, de Kerezeant à Porz Doun (Saint-Pol-de-Léon), à Plouzornou, Penn ar Waren, Grève Blanche, le Clouët (Carantec), Saint-Samson, Primel, Trégastel (Plougasnou), Saint-Jean-du-Doigt, Beg en Fry (Guimaëc), Poul Rodou, Moulin de la Rive (Locquirec) ... (fig. 8).

Trois principaux types morphologiques d'occurrences ont été reconnus :

— accumulations massives sur la partie haute de l'estran, particulièrement dans les anfractuosités du rivage, sous forme de concentrations à teneur élevée, de plusieurs centimètres de puissance, quelques mètres de large et un allongement décamétrique à plurihectométrique. A ce type se rapportent les dépôts échelonnés entre Kerezeant et Porz Doun sur environ 800 m, le long de la rive gauche de l'estuaire de la Penzé ; les occurrences du Clouët, au pied d'une microdune ;

— couches pelliculaires, millimétriques à centimétriques, alternant en profondeur, parfois sur quelques dizaines de centimètres, avec des sables stériles : ainsi, à Callot, près de Penn ar Waremm, une quinzaine de couches minéralisées, d'un à quelques millimètres, alternent sur environ 30 centimètres, avec des sables blancs, jusqu'au bed-rock limoneux ; la plus forte minéralisation correspond à la partie inférieure de la coupe ;

— minces traînées allongées, ramifiées, sans continuité, dans le lit des ruisselets sillonnant, à basse mer, les zones moyennes de l'estran, en particulier au débouché d'une petite rivière littorale dont l'accès direct à la mer est entravé par un cordon de galets. Ces ruisselets montrent parfois de belles concentrations, en particulier à Saint-Jean-du-Doigt où la zone d'épandage minéralisée s'étend sur l'estran sur plus de 100 mètres.

Les analyses minéralogiques (tab. VII) révèlent un cortège de minéraux lourds varié (parfois une vingtaine d'espèces). En règle générale, le spectre est caractérisé par quelques minéraux qui lui confèrent un cachet particulier permettant de distinguer différents districts. Quelques districts méritent une mention spéciale :

— district de la Penzé. Forte teneur en ilménite (parfois plus de 85 % ; teneur moyenne de 7 éch. : 66,6 %), parfois aussi en amphibole (jusqu'à plus de 50 %). Faible teneur en grenat (t.m. 6 : 4,6 %). Localement, microtraces de cassitérite et de scheelite ;

— district de Carantec. Teneur élevée en ilménite (jusqu'à plus de 85 %, t.m. 8 : 77,4) ; présence non négligeable de magnétite (t.m. 7 : 3 %), de zircon (jusqu'à

près de 10 % ; t.m. 7 : 3,3 %) et de monazite (t.m. 8 : 3,2 %). Presque partout, traces de cassitérite (jusqu'à 0,85 %). Localement microtraces d'or ;
— district de Saint-Jean-du-Doigt (*sensu lato*). Teneur très importante en ilménite (parfois plus de 90 %). Diffère du district précédent par la rareté de la monazite et des grenats, les teneurs beaucoup plus élevées en épidote. Des microtraces d'or ont été notées à Poul Rodou.

Dans la plupart des cas, l'origine locale des principaux minéraux lourds du spectre peut être établie. Ainsi, c'est aux amphibolites de l'estuaire de la Penzé qu'il faut rapporter les teneurs en amphibole et ilménite des sables lourds de ce district. L'ilménite de Saint-Jean-du-Doigt provient du gabbro qui affleure largement dans l'arrière-pays. La source proximale est confirmée par l'examen morphoscopique des minéraux qui présentent encore des formes très anguleuses. L'apparition de la cassitérite sur les estrans en quantité significative correspond au granite stannifère de Carantec où des filons minéralisés ont été découverts au bord de la mer (Chauris, 1975) ; en s'éloignant du granite (estuaire de la Penzé), la cassitérite diminue, puis disparaît totalement. Le granite stannifère de Plougasnou recoupe le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt, mais à quelques kilomètres de la côte : seuls quelques prélèvements sur les estrans ont présenté ici des microtraces de cassitérite.

A partir du stock de minéraux lourds libérés des roches-mères, la concentration sur les estrans s'effectue selon diverses filiations :

- transport par les rivières côtières. A titre d'exemple : les sables qui migrent vers la mer dans les trois principaux ruisseaux drainant le Petit Trégor présentent souvent des teneurs élevées en ilménite (Guigues et Devismes, 1969). Ainsi peuvent s'expliquer, au moins en partie, les fortes concentrations de ce minéral au débouché de ces ruisseaux sur les estrans de l'anse du Diben, de la plage de Saint-Jean-du-Doigt et de la grève du Moulin de la Rive ;
- lessivage des altérites formant falaises en voie d'éboulement (amphibolites à ilménite de l'estuaire de la Penzé) ;
- déblayage du *head* et du limon liés à la solifluxion quaternaire. L'étude des minéraux lourds a établi l'origine locale du limon (Berthois et Milon, 1932) ;
- destruction des plages anciennes et des dunes holocènes.

Au total, les minéraux lourds des placers littoraux constituent le stade ultime, le dernier reliquat, de l'évolution des roches-mères où ils étaient jadis disséminés. Ces accumulations littorales, récentes à actuelles, avec des teneurs parfois très élevées (jusqu'à près de 90 % de minéraux lourds) signent l'extraordinaire pouvoir concentrateur de la mer.

Flèches littorales. Outre les formations de plages *sensu stricto* décrites ci-dessus (cordons littoraux accrochés à la roche en place à leurs deux extrémités), galets et sables édifient aussi, sur les estrans, des accumulations particulières qui peuvent être regroupées sous le nom de *flèches littorales*. Ces dépôts sont très nombreux en baie de Morlaix où ils revêtent des formes variées (fig. 8). Certains sont immergés à chaque marée, d'autres pratiquement toujours émergés.

● *Tombolos*. Entre Run Lann Vraz et Run Lann Vihan (Callot) ; au Sud de la pointe du Diben (Plougasnou). Un tombolo, à présent totalement "aménagé" unissait l'îlot Sainte-Anne à la côte de Penpoul (Saint-Pol-de-Léon). L'accumu-

lation qui relie Térénez à Penn ar Beg (Plougasnou) paraît être, en fait, un "faux-tombolo".

● *Queues de comète*, formées dans la zone d'abri d'un pointement rocheux : Sud de l'île Stérec (Plouézoch), Roc'h Gored (Carantec) ; Ezenenig, Callot, les Vernes et Kerigou (Saint-Pol-de-Léon) ; Est de la pointe de Primel, etc.

● *Poulier (mid-bay bar)* : Kernelehen au fond de l'anse de Térénez.

● *Flèches à pointe libre subparallèles à la côte* : beaux exemples entre Kerarmel et Dourduff-en-Mer (Plouézoch) et près de Locquéholé.

● *Accumulations composites* : débutant en queue de comète et évoluant plus loin en flèche à pointe libre (différent du type précédent) (Sud de Run Lann Vraz à Callot, Loarer, 1975 ; la Graou, au Sud de l'îlot Sainte-Anne en Saint-Pol-de-Léon, M.-M. Norroy, 1969).

Plusieurs de ces accumulations sont en fait des dépôts anciens (Bas-Normannien), fossilisés sous la couverture périglaciaire ou le manteau dunaire, et à présent plus ou moins réactivés. Cet âge ancien a été bien établi pour la Graou par le passage latéral avec la plage bas-normannienne de l'îlot Sainte-Anne (Norroy, 1969 ; Chauris-Norroy, 1973) ; il paraît devoir également s'appliquer pour les flèches situées entre Kerarmel et Dourduff-en-Mer, peut-être aussi au poulier de Kernelehen. Dans d'autres cas, l'altération des accumulations anciennes par la mer actuelle a été totale, mais une partie des matériaux (galets et sables) est héritée. Enfin, certaines formes sont récentes et actuellement en cours de genèse (cas des petites queues de comète de Kerigou, etc.). Les fragments de pierre laissés par l'exploitation de carrières en bordure de mer dans quelques îlots (Stérec, etc.) ont contribué à nourrir récemment des queues de comète. Les transformations anthropiques des dernières années ont modifié profondément quelques accumulations : le Graou de Saint-Pol est à présent "bétonnée", les flèches des environs de Kerarmel, "colonisées" par les établissements ostréicoles...

La sédimentologie de différents types de flèches a été étudiée en détail. On se bornera ici à quelques exemples.

— *La Graou* (Norroy, 1969 ; Masson, 1969). Les galets offrent une nature pétrographique variée : quartz 37 %, granite 36 %, amphibolite 12 %, quartzites 10 %, gneiss, micaschistes, silex... Le pourcentage élevé en quartz est peut-être à rattacher aux filons qui jalonnent le système de faille dit de la Penzé. Le façonnement des galets est, dans l'ensemble, assez faible : la médiane des émoussés de galets de granite prélevés sur toute la Graou n'est que de 230 pour les tailles de 40 à 60 mm ; pour les quartz de même dimension, l'indice s'élève à 320. Les sables qui dominent sont des N.U. ; la médiane générale est 0,215 ; les indices de Trask révèlent que les éléments les mieux triés dominent. La composition minéralogique des sables de la Graou (moyenne de 42 échantillons ; fraction > 0,315) se présente ainsi : quartz 76 % ; feldspath 9 % ; biotite 5 % ; muscovite 7 %. Le pourcentage élevé en feldspath et biotite indique un sable typiquement immature, d'origine granitique dominante.

— *Système d'accumulation du Sud de Callot* (Loarer, 1975). Les pourcentages dans la nature pétrographique des galets varie selon la classe granulométrique. Le quartz, très nettement dominant dans la classe 20-40 mm (72 %),

décroit dans les classes supérieures : 40-60 mm (57 %) ; > 60 mm (31 %). Le granite tend à se désagréger du fait de sa texture grossière (8 % seulement pour le calibre < 60 mm ; 25 % pour les calibres >). Les gneiss montrent les pourcentages suivants : 20-40 mm : 9 % ; 40-60 mm : 17 % ; > 60 mm : 22 %. Les autres galets sont formés par des quartzites, micaschistes, amphibolites. Les meilleurs indices d'éroussé (mesurés sur les quartz) sont notés pour les petits calibres : 20-40 mm : médiane : 556 ; 40-60 mm : 466 ; > 60 mm : 336. Les sables N.U. représentent au moins les 3/4 des prélèvements.

—*Kernelehen* (Cadiou, 1969). Le poulier est essentiellement formé de galets. Médiane de l'indice d'éroussé : 200. Composition pétrographique : granite et "microgranite" : 62 % ; épidiorite : 28 % ; quartz, 9 %.

—*Stérec* (Cadiou, 1969). Les galets, nombreux près de l'île, vont en diminuant vers la pointe de la queue de comète. Granite : 86 % ; épidiorite : 5 % ; quartz : 8 %. Le matériel est peu éroussé : médiane : 180 (calibre 60-80 mm). Cette faible usure est due au fait qu'une partie des "galets" provient du remaniement des déchets de taille de l'ancienne carrière. Toutes les catégories de sables sont observées : la médiane va de 0,200 à 2 mais c'est le sable moyen qui domine ; les sables sont généralement bien classés, sauf localement (So Trask jusqu'à 2,958). % N.U. : 87 ; sub-anguleux : 12.

Dunes. Les formations dunaires sont peu importantes en baie de Morlaix. Un net contraste apparaît avec le secteur de Santec situé immédiatement plus à l'Ouest (feuille Saint-Pol-de-Léon). Les seules dunes de quelque extension sont situées à l'extrémité orientale de la feuille Plestin (les Sables Blancs et le fond de l'anse de Locquirec). Dans la baie de Morlaix, une vingtaine de petites accumulations ont été mises en évidence (carte), le plus souvent au fond des anses, où elles sont vivement attaquées par la mer, alimentant ainsi les plages en sable. Récemment, certaines dunes ont disparu presque totalement (Grève Blanche, Kelenn en Carantec, ...). En d'autres points, elles sont plus ou moins masquées par des enrochements récents (Saint-Samson). Toutes ces dunes sont actuellement mortes et recouvertes par la végétation, sauf dans la zone de "falaise" attaquée par la mer et dans les cadoueyres. Elles ont formé autrefois un tapis beaucoup plus continu, comme en témoignent encore les placages conservés à Callot. Parfois, en arrière des dunes, s'étend (ou s'étendait avant les modifications anthropiques) un petit marécage (Grande Grève, Kelenn, Clouët en Carantec, ...).

Quelques données sédimentologiques sont présentées brièvement.

—*Carantec.* Quatre petites dunes ont été examinées (Nédelec, 1969).

Localisation	So Trask	Médiane	Q.N.U. %	Sub-anguleux %
Grande Grève	1,49	0,385	90	10
Kelenn	1,40	0,290	90	10
Cosmeur	1,53	0,560	86	14
Clouët (Nord)	1,18	0,235	82	18
Clouët (Sud)	1,28	0,360	88	12

Au total, caractère assez comparable. On notera toutefois que le sable de Cosmeur est le plus grossier et le moins bien classé. Au Clouët, le sable est plus grossier et moins bien classé au Sud qu'au Nord.

— A *Callot* (Loarer, 1975), So Trask et médiane sont respectivement selon les points : 1,41 - 0,27 ; 1,26 - 0,31 ; 1,38 - 0,32 ; 1,22 - 0,36 ; 1,22 - 0,33. Les N.U. sont nettement dominants.

— Dune résiduelle de *Kernelehen* (Coquil, 1969) ; So Trask : 1,319 - Médiane : 0,330.

— Dune de *Saint-Samson* (Cadiou, 1969) ; So Trask : 1,234 - Médiane : 0,240. N.U. % 94 - Sub.ang. 5 - R.M. 1.

— Dune résiduelle du *Guerzit* (Cadiou, 1969) ; So Trask : 1,208 - Médiane : 0,290 N.U. % 87 - Sub.ang. 13.

Actuellement, les dunes attaquées par la mer reculent. Différentes coupes montrent que les sables dunaires reposent sur les limons wurmiens. Selon Morzadec-Kerfourn (1974), c'est au cours d'une légère régression de la mer flandrienne que se sont mises en place la plupart des dunes littorales du Léon. Les dunes se sont développées à la fin du Bronze et à l'âge du Fer, à partir des matériaux sableux abandonnés lors du retrait de la mer. Des sites archéologiques de ces périodes sont très souvent recouverts ou interstratifiés dans les dunes (travaux de Giot). Localement, comme à Santec, aux XVII et XVIIIe siècles, une nouvelle avancée de sable a pu se produire sur le littoral du Léon.

Tourbières littorales. Des tourbières littorales affleurent en plusieurs points de la baie de Morlaix (fig. 8). Elles sont fréquemment masquées sous le sable de l'estran et échappent ainsi facilement à l'observation. Les principales occurrences ont été notées au Run, Kerezeant (Saint-Pol-de-Léon), entre Cosquer Ven et Kerlizou, au port, au Kelenn, au Clouët (Carantec), au Guerzit et dans l'anse de Primel (Plougasnou). Un gisement a été également décrit par Cayeux (1906) à l'Est de la pointe de Primel (position précise indéterminée). Comme le rappelle Morzadec-Kerfourn (1974), la première mention de ces dépôts remonte à 1811, date à laquelle le comte de la Fruglaye signalait, dans le *Journal des Mines*, qu'il avait observé, dans la région de Morlaix, "des arbres entiers renversés dans tous les sens". Depuis cette constatation, plusieurs anciens manuels de géologie citaient la "forêt fossile sous-marine de Morlaix". Le dépôt du Guerzit, étudié par Dubois et Sauvage (1963) pourrait correspondre à l'occurrence de la Fruglaye. Ces tourbières fossiles, actuellement en voie d'attaque par la mer, offrent une teinte noirâtre. La transformation en tourbe de la matière organique est très avancée. Localement apparaissent des morceaux de bois plus ou moins décomposés, parfois de grande taille, ainsi que des débris d'insectes (élytres de coléoptères). L'occurrence, décrite par Cayeux (1906) à l'Est de la pointe de Primel, est particulièrement remarquable : elle est constituée par trois niveaux de tourbe (de quelques dizaines de cm de puissance chacun) séparés par des niveaux sableux marins (0,15 à 0,25 cm). Elle représente, selon les niveaux, soit un produit de flottage (alluvion végétale), soit une formation née sur place par croissance d'une végétation de marais ou de sol forestier. Ce gisement a fourni en abondance des souches jadis utilisées pour le chauffage. Au Guerzit, l'étude palynologique de la tourbe (Dubois et Sauvage, 1963) a révélé la prédominance de l'aulne (*Alnus*) ; viennent ensuite le coudrier (*Corylus*), puis le chêne (*Quercus*) ; le bouleau (*Betula*) et le pin

(*Pinus*) sont rares ; les herbacées sont peu nombreuses ; les spores de ptéridophytes sont surtout représentées par les fougères du type *Athyrium*. Les formations tourbeuses du littoral léonard étudiées récemment (Morzadec - Kerfourn, 1974) se sont constituées au cours du Flandrien, de la fin de l'Atlantique (5700 BP) au Subatlantique (2330 BP). Selon toute vraisemblance, elles se déposaient dans des zones marécageuses situées au débouché de ruisseaux côtiers, en arrière du rivage, à l'abri d'un cordon littoral.

Plages anciennes. D'innombrables restes de plages anciennes ourlent les rivages de la baie de Morlaix (fig. 8). Ces dépôts ont été également observés sur la côte septentrionale du Petit Trégor. Ces formations, surtout constituées de galets, plus rarement de sable, affleurent vers la base des falaises, souvent dans des anfractuosités, sur quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres d'extension longitudinale ; leur épaisseur, variable, est de l'ordre du mètre. Les plages anciennes sont difficiles à dater, car totalement dépourvues de fossiles. La datation ne peut donc qu'être indirecte. Les dépôts, qui apparaissent sur une plate-forme d'abrasion un peu au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles, sont surmontés par les formations périglaciaires (*head*...) de la dernière glaciation (Würm : Weichsélien) : ils sont rapportés à la période interglaciaire Riss/Würm. Dans le Massif armoricain, ils sont parallélisés avec l'Eémien et qualifiés de *Bas-Normannien*.

La plage ancienne qui affleure sur la face sud de l'îlot Sainte-Anne en Saint-Pol-de-Léon peut servir d'exemple (Norroy, 1969 ; Chauris-Norroy, 1973). De bas en haut, la coupe est la suivante :

- une plate-forme d'abrasion horizontale sur un granite fortement arénisé, à 50 centimètres au-dessus de la plage actuelle ;
- une couche de galets de 80 centimètres de puissance, avec un niveau inférieur (30 cm) avec galets bien stratifiés, disposés horizontalement et un niveau supérieur (50 cm) où les galets sont disposés en tous sens dans une matrice limoneuse. La composition pétrographique des deux niveaux est différente : niveau inférieur : amphibolite 32 %, granite 31 %, quartz 29 %, quartzites 7 %, divers 1 % ; niveau supérieur, respectivement 8, 55, 28, 6 et 3 % ;
- une couche de *head* de 1,60 mètre, avec blocs à la base et limon au sommet.

Ce dispositif résulte de la succession de deux événements :

- dépôt de galets, à l'horizontale, dans une crique, par la mer du Bas-Normannien ; la composition pétrographique est différente selon les niveaux de l'estran ;
- avec l'arrivée des coulées de solifluxion, lors de la période glaciaire du Würm, remaniement du haut de l'accumulation : les coulées repoussent les éléments en place vers le bas de la grève à la manière d'un bull-dozer, les galets s'accumulent en tous sens, sans tenir compte de leur dimension.

Quelques autres descriptions succinctes de plages bas-normanniennes montrent diverses modalités par rapport au dispositif d'ensemble.

● *Carantec* (Nédelec, 1969). Près de Toul ar Bili, les galets sont cimentés dans une matrice arénique. En plus du quartz dominant, apparaissent quelques galets de granite à présent fortement altérés (arénisation postérieure au dépôt). Non loin de là, la falaise de la plage de Toul ar Bili montre un niveau de sable (> 1 m), fossilisé sous les limons, et paraissant représenter un dépôt

dunaire bas-normannien ; le sable est moyen et bien classé (So Trask : 1,23). A Penn al Lann, près de Roch'h ar Gored, le niveau de galets (essentiellement quartz et granite), à médiane d'éroussé élevée (360) est associé à du sable moyen et bien classé : So Trask : 1,25 ; quartz N.U 78 % ; sub-anguleux 22 %.

● *Plouézoch* (Coquil, 1969). A Stérec (face nord), un niveau de 60 centimètres est constitué par de gros galets granitiques emballés dans un sable roux ; à proximité, le niveau sableux dépasse un mètre de puissance. Dans les deux cas, il s'agit de sables moyens bien triés (médiane 0,440 et 0,395 ; So Trask 1,315). A Kerarmel, sur la plate-forme d'abrasion schisteuse, repose un schiste géli-fracté mêlé à de l'argile ; au-dessus viennent successivement : un lit de galets (30 cm) se terminant en pointe, des fragments de schistes dans de l'argile, un *head* ocre-rouge passant vers le haut à des limons jaunâtres. Le niveau de galets a dû se déposer dans une anfractuosité de la falaise, avant la gélification wurmienne qui a compl tement d litt  les schistes sous- et sus-jacents.

● *Plougasnou* (Coquil, 1969). A Saint-Samson, sur la roche en place g lifract e et ar nis e, vient un niveau de galets de 60 centimètres, consolidé par l'argile matricielle (d'où l'encorbellement de la plage ancienne), surmonté par un niveau limoneux très sableux. L'arénisation du bed-rock est, selon toute probabilité, postérieure au dépôt des galets. Près d'Annalousten, sur la roche en place, de bas en haut : un niveau de gros galets arrondis de granite dans une matrice argilo-sableuse, un horizon noirâtre (sol fossile ?), un banc de sable roux de 25 centimètres (médiane 0,280 - So Trask 1,280), enfin, le *head* très pierreux.

Plusieurs plages anciennes bas-normanniennes ont été également observées sur la côte nord du Petit-Trégor : Saint-Jean-du-Doigt, Beg an Fry, Poul Rodou, Moulin de la Rive, Sud-Ouest de la pointe du Corbeau, Toul ar Gou , etc. (Briand et Qu m neur, 1973). Comme en baie de Morlaix, les galets des plages anciennes sont, ici aussi, souvent bousculés par les coulées de solifluxion périglaciaires à gros blocs anguleux de *head*. Au Moulin de la Rive, deux niveaux de galets (respectivement 0,20 et 0,50 cm) sont séparés par une accumulation de sable roux foncé, consolidé de 1,50 m de puissance. A Saint-Jean-du-Doigt, la plage ancienne (galets surmontés de sable) est comprise entre deux *heads*. Le *head* inférieur dont les fragments rocheux sont fortement altérés a été rapport  au Riss (et non au Würm) par Briand et Qu m neur (1973).

Comme il a été dit, certaines flèches littorales sont, en fait, des formations bas-normanniennes plus ou moins réactivées par la mer actuelle.

Toutes les plages anciennes décrites précédemment sont situées un peu au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles (quelques mètres au maximum) et ont été attribuées au Bas-Normannien. En quelques points de la feuille Plestin, des restes de plages anciennes ont été également notés à des niveaux nettement supérieurs (  environ 12-15 m au-dessus du niveau des mers moyennes) (Nédelec, 1969 ; Briand *et al.*, 1973) :   la pointe de Primel, accumulation de galets granitiques bien roulés ; à la pointe de Locquirec, galets de schistes souvent cassés par le gel ; à Roc'h Glas (Carantec), galets de quartz et de schistes. Ces différents dépôts ont été attribués au Haut-Normannien. C'est sans doute à la même période qu'il faut rapporter la dune ancienne, découverte dans la falaise dominant la plage des Cur s, presque  le de l'Armorique en Plestin (Briand *et al.*, 1973). Le dépôt, situé à environ 23 m au-dessus du niveau des mers moyennes, est visible sur 6 m d'épaisseur. Il est

formé par un sable roux très fin. A l'inverse des dunes holocènes, il est surmonté par le *head* et les limons wurmiens.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES SOUS-MARINES

La partie sous-marine de la feuille Plestin-les-Grèves couvre une bande côtière d'une dizaine de kilomètres de large entre la baie de Morlaix et la baie de Lannion. La morphologie littorale est très diversifiée avec ses falaises et ses pointes rocheuses, ses anses sableuses bordées de dunes, ses profonds estuaires envasés. Près du rivage, les fonds sont parsemés d'îles et d'écueils ; ils deviennent plus réguliers vers le large, de part et d'autre du Plateau de la Méloine où les profondeurs atteignent 40 à 50 mètres.

Nature et origine des dépôts

Les sédiments de la région couvrent tout l'éventail granulométrique depuis les gros galets jusqu'aux vases fines. Ils renferment une fraction lithoclastique mêlée à une fraction bioclastique calcaire souvent dominante. La méthode cartographique utilisée se base à la fois sur la granulométrie et sur la teneur en calcaire des sédiments ; c'est celle mise au point pour la réalisation de la carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000.

Matériel lithoclastique

Pour l'essentiel, ce matériel est hérité de l'histoire anté-flandrienne marquée par l'exondation de la Manche durant les phases glaciaires. Il résulte de processus d'altération et de gélifraction du substrat rocheux, d'apports fluviaux et éoliens, éventuellement de transports par glaces flottantes.

La nature pétrographique des galets et des graviers reflète la diversité pétrographique de la Bretagne et l'existence d'affleurements crayeux (silex) et calcaires (lutétiens principalement) sur les fonds proches de la Manche occidentale. Ces éléments grossiers présentent généralement un façonnement modéré de type fluvial et supportent aujourd'hui une épifaune variée.

Au large, la fraction quartzeuse des sables porte les marques d'actions éoliennes et aquatiques successives. Elle représente un matériel ancien remanié à plusieurs reprises au cours du Quaternaire et partiellement redistribué par la transgression flandrienne. Les apports actuels sont faibles : suspensions amenées par les rivières locales (Penzé, rivière de Morlaix, Dourduff, Douron), produits de l'érosion côtière. Ces derniers proviennent principalement du démantèlement du manteau de formations superficielles (arènes, *head*, limons) taillé en falaise par les vagues. Le matériel frais libéré alimente les dépôts de plage et reste en partie bloqué dans les petites anses encaissées du littoral. Chaque anse constitue une cellule sédimentaire aux caractéristiques minéralogiques et pétrographiques propres, liées au cadre géologique.

La fraction silto-argileuses des vases résulte d'apports successifs et variés au cours du Quaternaire, de remaniements répétés et d'un brassage en milieu marin depuis la dernière transgression. L'homogénéisation des suspensions se poursuit actuellement de telle sorte que les cortèges argileux se caractérisent

par l'association constante : illite dominante, chlorite et kaolinite, liée à l'environnement géologique.

Matériel bioclastique

Souvent très abondant, son origine est à la fois animale et végétale. Les algues calcaires arbusculaires appartenant à la famille des Corallinacées constituent par leur accumulation les fonds de maërl (*Lithothamnium calcareum* et *Lithothamnium corallioides*). Ces dépôts sont largement répartis en baie de Morlaix où, du Sud au Nord, ils constituent les gisements du Taureau, de Térénez, de Ricard, de Guerhéon, de Pighet et de Primel. Ces fonds de maërl se situent entre 2 et 17 m de profondeur, ils présentent une granulométrie graveleuse mêlée de vase vers l'intérieur de la baie.

Le matériel zoogène est très diversifié en liaison avec la variété des peuplements benthiques sur cette frange côtière. Il consiste principalement en débris de Mollusques (Lamellibranches surtout), d'Echinides, de Bryozoaires, de pièces de Balanes, de tests de Foraminifères... Ce matériel est d'âge flandrien, il vient progressivement contaminer les dépôts résiduels lithoclastiques antéflandriens. Il s'accumule sur place ou se trouve dispersé par les courants selon sa granulométrie et la turbulence du milieu. Dans l'ensemble, les fonds rocheux et caillouteux constituent des zones productrices tandis que les bancs sableux représentent des aires d'accumulation (dunes hydrauliques du Rater ou des Trépieds par exemple).

Répartition des sédiments

La distribution des sédiments est contrôlée par les courants de marée et par les houles. Les courants de marée sont particulièrement forts en bordure de la Bretagne où ils atteignent des vitesses de 2,5 à 3 noeuds en vives eaux. Ils s'amortissent vers la côte, tout spécialement vers l'intérieur des anses (anses de Primel et de Térénez) et des baies, celles de Lannion et de Morlaix notamment. La présence des rivières de la Penzé et de Morlaix détermine en outre des systèmes estuariens largement dominés par la marée (estuaires macrotidaux) au fond de la baie de Morlaix. Les houles exercent une action prépondérante sur la frange côtière exposée aux influences du large. Une zone d'énergie minimum, jalonnée par des dépôts relativement fins (sablons, sables vaseux), prend localement place vers - 6 m à - 10 m de profondeur entre le domaine du large soumis à l'action dominante des courants de marée et le domaine côtier ouvert où l'influence des houles est dominante (plages de Saint-Jean-du-Doigt ou des Sables Blancs, par exemple).

La zone de forte énergie située en bordure nord de la feuille correspond à des fonds rocheux (Plateau de la Méloine, hauts-fonds du Crapaud) accompagnés de dépôts grossiers, caillouteux à graveleux souvent riches en coquilles (cailloutis graveleux, graviers caillouteux, graviers litho-bioclastiques à bioclastiques). Un peu plus près de la côte se développent de vastes étendues sablo-graveleuses très riches en bioclastes (SB1b - SB2b). Il s'agit de zones d'accumulation bien ventilées au sein desquelles prennent place des dunes hydrauliques sableuses (Rater - Trépieds notamment) au matériel bioclastique fin à moyen très bien trié. Les teneurs en calcaire sont très élevées, elles atteignent fréquemment 90 %, de telle sorte que l'exploitation de ces sables, pour utilisation en cimenteries, a été envisagée.

En général, les sédiments s'affinent à l'approche du rivage, tout particulièrement dans les anses et les baies où se rencontrent sables fins et sablons accompagnés localement de dépôts vaseux. Ce gradient granulométrique résultant de l'amortissement progressif des courants de marée du large vers les échancrures du littoral, à l'exception des chenaux, est particulièrement net en baie de Lannion où la succession allant des cailloutis aux sablons et aux sables vaseux bio-lithoclastiques est la suivante : CB1b - GB1b - SB1b - SB2b - SB2e - SB1e - VB1a. Les teneurs en calcaires sont élevées dans l'ensemble de cet enchaînement mais c'est au niveau des sables graveleux, là où les lithoclastes sont rares et les bioclastes abondants, qu'elles sont les plus fortes (SB2b).

Une évolution comparable s'observe en baie de Morlaix mais les larges échancrures estuariennes assurent le dépôt de sédiments beaucoup plus fins, assez régulièrement répartis d'aval en amont et de l'axe des chenaux vers les berges. Une végétation de plantes halophytes colonise la partie supérieure de celles-ci et les successions les plus complètes montrent le passage progressif des slikkes dénudées à la haute slikke puis au schorre recouvert d'un tapis végétal continu. Ce gradient granulométrique se double d'un gradient d'appauvrissement en calcaire très marqué traduisant clairement l'origine marine de la fraction bioclastique. Ainsi passe-t-on des sables bioclastiques (SB2b - SB2e) de l'entrée de la baie aux sédiments bio-lithoclastiques puis litho-bioclastiques des abords des chenaux de Tréguier et de Ricard (SB1b - SB1e - SL2b - SL2e - VL2a) et finalement aux sablons et sédiments vaseux lithoclastiques des estuaires de la Penzé et de la rivière de Morlaix (SL1e - VL1a - VL1b - VL1c). Au terme de ce gradient les teneurs en calcaire sont de l'ordre de 10 à 15 % seulement. Les fonds de maërl prennent place au niveau des sédiments bio-lithoclastiques ou bioclastiques graveleux ou envasés. On constate également en baie de Morlaix que les sédiments sont plus riches en calcaire et dans l'ensemble plus fins dans la partie est que dans la partie ouest. Cette polarité Ouest - Est est à mettre en relation avec l'hydrodynamisme des marées dans la région. D'une part, au large, la dérive résiduelle est orientée d'Ouest en Est, d'autre part, dans la baie, les eaux de fond ont tendance à entrer par l'Est et à ressortir par le Nord-Ouest après avoir parcouru les parties internes de la baie. Les courants de flot l'emportent sur les courants de jusant et les dépôts, à l'étale de pleine mer notamment, sont plus actifs à l'Est, de la Pierre Noire à l'estuaire de la rivière de Morlaix.

Ce schéma général de distribution des sédiments sous l'influence des courants de marée, avec concentration des sablons et des dépôts vaseux dans les anses, les baies et les estuaires, fut clairement confirmé après la catastrophe de l'Amoco Cadiz en mars 1978. Après une pollution brutale des fonds liée à la distribution des nappes d'hydrocarbures en surface, la contamination en domaine subtidal affecta principalement les dépôts fins : sablons, sédiments vaseux, maërl envasé des baies de Lannion et de Morlaix. C'est également là, dans ces zones de faible énergie, que la décontamination fut la plus lente.

En zone ouverte aux influences du large, l'action des houles s'exerce intensément sur la frange côtière où alternent platiers rocheux et plages sableuses bordés d'un cordon de galets ou de dunes. L'alimentation en lithoclastes à partir de l'érosion des falaises contribue à la formation de sédiments plus pauvres en calcaire que les dépôts subtidaux voisins mais, dans l'ensemble, les teneurs sont plus faibles à l'Ouest (baie de Morlaix) qu'à l'Est. Ainsi passe-t-on, sur les plages, de sables fins lithoclastiques : SL1d (île Callot, Carantec,

Térénez) à des sables fins litho-bioclastiques (puis bio-lithoclastiques : SL2d – SB1d (Primel, Saint-Jean-du-Doigt, les Sables Blancs). Ça et là, des affleurements tourbeux se rencontrent sur le haut estran ; ils témoignent du recul récent du trait de côte.

L'influence des houles est très subordonnée en zone abritée ; toutefois, elles interviennent en période de tempêtes conduisant à la formation de cordons de hautes plages, caillouteux (CL1a) ou sableux (SL1d), localement coquilliers. Ces dépôts, souvent hétérogènes et accumulés sur la haute slikke ou le schorre, sont particulièrement bien représentés dans l'estuaire de la rivière de Morlaix (région de Locquéolé par exemple), également sur les berges de la Penzé.

Au total, la partie sous-marine de la feuille Plestin-les-Grèves présente une mosaïque complexe de dépôts interrompue d'innombrables pointements rocheux. Notre représentation cartographique est obligatoirement schématique sachant que les sédiments, très diversifiés, couvrent toute la gamme granulométrique et tout l'éventail des teneurs en calcaire.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

CARACTÈRES TECTONO-MÉTAMORPHIQUES DES FORMATIONS

Les caractères tectono-métamorphiques essentiels des différentes formations régionales ont déjà été décrits dans plusieurs publications (Verdier, 1968 ; Cabanis, 1972, 1974 ; Autran *et al.*, 1979).

Formations briovériennes du Petit Trégor

Les formations briovériennes du Petit Trégor sont affectées par une seule phase de déformation principale ; cette déformation s'organise autour d'une direction N50°E en baie de Lannion et provoque une schistosité de flux ubiquiste associée à des plis évoluant d'un caractère isopaque à isoclinal suivant le matériau affecté ; ces plis sont observables essentiellement sur l'estran côtier et ne se développent que dans les formations rubanées. L'opposition entre les plis ouverts et les plis isoclinaux serrés, considérés par Verdier (1968) comme démonstrative de deux phases de plis successives, les premiers déformant les seconds, ne tient pas à l'analyse détaillée et continue de l'estran côtier, qui montre que ces deux types de plis sont l'expression d'une même contrainte sur des matériaux différents.

L'analyse structurale montre aussi que la schistosité reste constante N50°E et quasi verticale en baie de Lannion et qu'elle se moule autour du massif de gabbro de Saint-Jean-du-Doigt dans la région de Bois-de-la-Roche ; elle met en outre en évidence une importante dispersion des linéations d'intersection sur la surface de schistosité qui est interprétée comme la participation d'une composante de cisaillement à la déformation qui est globalement d'aplatissement. Mais ce cisaillement demeure d'intensité modérée, incompatible avec le caractère laminant attribué à la schistosité par Auvray (1979) qui en fait une surface de reprise varisque ayant effacé toute structuration cadomienne antérieure.

Cette déformation se termine par l'expression, en phase tardive, de couloirs étroits de cisaillement d'intensité modérée mais développant un *strain slip*

localement pénétratif. L'orientation N30°E de ces couloirs de *shear-zone* indique, en fonction de l'orientation de la schistosité, le caractère senestre probable de ces cisaillements.

En conclusion et en accord avec les résultats essentiels de Verdier (1968), mais en contradiction avec les hypothèses introduites par Auvray (1979), le lever de la carte montre que les formations briovériennes du Petit Trégor forment une série lithologique continue, affectée par une déformation principale, culminant en régime cisailant senestre ; les cisaillements observables ne font qu'introduire dans la série des coupures mineures et localisées. L'âge de cette série, protérozoïque supérieur, est probablement de 640 M.A. comme dans le Trégor et en tout cas ante 585 M.A.

Dans l'orthogneiss du Moulin de la Rive la déformation présente des caractères plus hétérogènes mais identiques à ceux des formations briovériennes.

Formations paléozoïques du Bassin de Morlaix

Dans le Bassin de Morlaix, les formations paléozoïques sont affectées par deux phases majeures de déformation se succédant dans un continuum métamorphique et dont l'expression est tout à fait remarquable dans le matériau rubané des schistes zébrés. Les études de Cabanis (1972) montrent que :

- la première phase se manifeste par des plis isoclinaux couchés, d'orientation environ méridienne, associés à une schistosité de flux intense, généralement parallèle à la stratification et replissée avec elle par la deuxième phase ;
- la deuxième phase, qui provoque des interférences remarquables avec la première phase, est la plus évidente sur le terrain ; elle se manifeste par des plis droits et serrés, d'orientation N30° à 50°E, associés à un *strain slip* généralement pénétratif.

C'est à la première phase qu'est due l'architecture essentielle du Bassin de Morlaix, alors que la deuxième est responsable de sa complexité structurale et en particulier de ses bordures dont la représentation cartographique est nécessairement schématique.

Une troisième phase plus discrète, d'orientation variable, autour de est-ouest, perturbe localement (à Kerarmel en particulier) l'organisation structurale principale.

Formations métamorphiques du Pays de Léon

La structuration des formations métamorphiques de la marge du Pays de Léon, dans le coin sud-ouest de la carte (vallée de la Penzé), présente des caractères identiques à celle du Bassin de Morlaix (Cabanis, 1975). Cependant la continuité de l'évolution tectono-métamorphique, selon un gradient croissant, du Bassin de Morlaix au Pays de Léon, est aujourd'hui controversée : plusieurs auteurs suggèrent l'existence, entre les deux blocs, d'un grand cisaillement ductile le long duquel le bloc de Léon aurait pu coulisser sur une grande distance ; cette hypothèse expliquerait les dissemblances fondamentales entre le Léon et le Trégor et permettrait le rapprochement entre le bloc de Léon et le

domaine sud-armoricain. Mais ce cisaillement n'a pas encore été caractérisé (Balé, communication personnelle).

AGE DE LA OU DES DÉFORMATIONS

Éléments de datation de la structuration des formations

Dans les formations briovériennes la structuration est postérieure à 585 M.A. (âge des filons schistosés).

Dans les formations paléozoïques la structuration est postérieure au Tournaisien (Cabanis *et al.*, 1979) et même au moins au Viséen inférieur (Rolet *et al.*, 1984).

Le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt se comporte en objet ante-tectonique et métamorphique ; il est daté autour de 350 M.A.

Le granite de la baie de Morlaix, daté à 300 M.A., n'est affecté par aucune déformation, sauf une fracturation tardive et modérée.

Rapports chronologiques et structuraux entre les formations

Si l'âge de la structuration du Bassin de Morlaix est assez bien circonscrit, il pose pourtant encore un problème de calage par rapport à la succession des événements identifiés dans le Bassin de Châteaulin et de position par rapport aux phases majeures ante- (bretonne) et post- carbonifères (Rolet, 1982).

L'âge de la structuration des formations briovériennes est très controversé. Nous avons déjà écrit que l'hypothèse d'une structuration cadomienne reprise et effacée par un cisaillement hercynien (Auvray, 1979) ne nous semble pas étayée par l'analyse structurale. Au cours du lever de la carte, l'apparente continuité entre les structures du Bassin de Morlaix et du Petit Trégor et la similitude de certains éléments structuraux nous ont amené à proposer un âge varisque commun à l'ensemble des formations régionales (Autran *et al.*, 1979) ; mais cet âge n'a pas été argumenté davantage depuis cette époque et demeure hypothétique.

Un autre élément majeur est à prendre en compte dans cette discussion sur l'âge de la structuration régionale : l'accident fondamental, qui met en contact les formations briovériennes du Petit Trégor et les formations paléozoïques qui les moulent au Sud, est de type faille inverse ; cet accident est observable sur le bord nord de la carte Morlaix (*cf.* notice) ; sur la carte Plestin, il est jalonné par un puissant complexe basique (voir ci-dessus). Cet accident manifeste l'écaillage du bloc du Petit Trégor vers le Sud, déjà suggéré par le chevauchement de ce bloc sur le Bassin de Morlaix (voir ci-dessus) ; mais rien ne permet de dire actuellement si cet écaillage, dont l'âge est donc varisque, est synchrone ou tardif par rapport à la structuration du Petit Trégor.

En conclusion on voit donc que, si le lever de la carte a résolu plusieurs problèmes de la géologie régionale et a permis en particulier de différencier clairement les deux unités lithologiques et structurales du Petit Trégor et du Bassin de Morlaix, tectoniquement juxtaposées, certains aspects restent

obscurs tels que l'âge exact de la structuration varisque dans le Bassin de Morlaix et les effets de la structuration cadomienne dans le Petit Trégor.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

MINÉRALISATIONS

La plupart des occurrences métallifères de la feuille Plestin sont des découvertes assez récentes et bien souvent leur reconnaissance n'est pas encore terminée. Les indications succinctes présentées ici sont rapportées aux différents métallotectes régionaux puis le seul gîte important de la feuille (les filons cupro-stannifères du district de Lanmeur) sera décrit en détail.

Volcanites de l'Armorique. Des veinules de quartz à minéraux cuprifères, de quelques mètres d'extension, recoupent perpendiculairement la foliation des schistes verts de l'Armorique, aux environs de Porz Mellec (8.4003). Les plages minéralisées, centimétriques, présentent une association complexe : *digénite* et *chalcocite*, *bornite* résiduelle, *chalcopyrite* en flammèches avec *l'idaïte* en bordure de la bornite, *covellite*, *malachite*, *hessite* (Ag_2Te), *or natif* et *tellure natif* (Chauris *et al.*, 1976a et b). L'intérêt de la présence de hessite à Porz Mellec repose sur le fait qu'ici le contexte volcanique primitif a été profondément modifié. Des bancs de quartzites à hématite affleurent également à Porz Mellec. *L'hématite*, avec inclusions résiduelles de *magnétite*, est disséminée sous forme de fines lamelles le long des joints des grains de quartz ou à l'intérieur même du quartz. Un peu d'or en minuscules particules a été observé à l'intérieur du quartz, au voisinage des lamelles d'hématite ; une analyse a fourni une teneur de 0,2 g/t (Guigues et Machairas, 1972).

Granite de Saint-Renan. Le pluton polyphasé stanno-wolframifère de Saint-Renan – Kersaint s'étend dans le Pays de Léon depuis l'île Molène (feuille le Conquet) à l'Ouest jusqu'aux environs de Plouvorn (feuille Landerneau) à l'Est (Chauris, 1980). Les minéralisations observées sur les bords de la Penzé, près du viaduc (5.4002), pourraient représenter les émanations les plus orientales de ce pluton : filonnets de quartz-tourmalinite, recoupant des micaschistes, et minéralisés en *mispickel* dominant (avec inclusions de *bismuth natif* et de *bismuthinite*), *cassitérite* (avec inclusions de *columbo-tantalite*), *chalcopyrite*, *pyrite*, *pyrrhotite*, etc.

Granites de Roscoff – Biseyer – Sainte-Catherine. Sur la feuille voisine Saint-Pol-de-Léon, le pluton polyphasé de Roscoff est souvent riche en béryl (Chauris, 1965 ; Chauris et Corre, 1978). Le béryl observé en éboulis près de Trégondern peut être en relation avec le granite de Sainte-Catherine. Les aplites à tourmaline qui recoupent le granite des Biseyer ont des teneurs relativement élevées en béryllium (> 100 ppm) qui suggèrent la présence de petits béryls.

Granites de la baie de Morlaix. Les nombreuses occurrences minéralisées (Chauris, 1965, 1975) (pegmatites à béryl, filons quartzeux stanno-wolframifères, greisens à cassitérite, filons de quartz à mispickel, filon plombo-zincifère, formations quartzo-fluorées) sont toutes situées dans une bande étroite (1 km de large sur plus de 10 km de long : environs du port de Carantec, Kastell-Bihan, Chaise-du-Curé, Cosmeur, Roc'h Gored, Penn al Lann, île Blanche, île Karo, Stérec, Térénez, Saint-Samson, Guerzit, Primel), coïncidant

avec la bordure interne sud-orientale du massif qui reste stérile partout ailleurs.

● **Pegmatites et greisens à béryl.** Quelques pegmatites se trouvent dans le granite de Stérec et de Térénez. Notons aussi un greisen inclus dans le gabbro sur le flanc nord du granite de Lanmeur.

● **Filons quartzeux stanno-wolframifères.** Sur le flanc est de la pointe du Cosmeur en Carantec (5.4004), le granite porphyroïde de Beglemm est recoupé par des filons quartzeux à tourmaline, centimétriques à décimétriques, aux épontes légèrement greisenisées, minéralisés en *béryl* (rare) ; *cassitérite* fréquente, en cristaux millimétriques à centimétriques, brun rouge, disséminés dans le quartz ; *wolframite* abondante, en lames de quelques centimètres, parfois en voie de remplacement par la *scheelite* qui se développe également en plages millimétriques posées sur la *wolframite* ; *mispickel* (1 à 2 cm) ; *bismuth natif*, *bismuthinite*, *chalcopyrite*, *pyrite*, *pyrrhotite*, observés à l'état de traces en association avec le *mispickel* ; *rutile* en inclusions dans la *cassitérite*. Le *mispickel* est fréquent dans les épontes.

Sur la côte orientale de Penn al Lann en Carantec, à environ 700 m de l'occurrence précédente (5.4003), les joints du granite fin à biotite, inclinés au Sud d'une vingtaine de degrés, admettent de minces filonnets quartzeux avec muscovite et tourmaline. La *wolframite* se présente localement en lames centimétriques disposées subparallèlement aux épontes ; la *cassitérite*, en cristaux automorphes brun-rouge, est nettement moins fréquente ; *scheelite*, *mispickel*, *pyrite* et *pyrrhotite* n'apparaissent qu'à l'état de traces.

A Térénez en Plougasnou (6.4001), le granite à muscovite est recoupé par de minces veinules quartzueuses avec muscovite, *wolframite* centimétrique, *scheelite* et *mispickel* ; il présente aussi localement des passées greisenisées avec *cassitérite* microscopique.

● **Des filons quartzeux à dominante sulfurée**, de quelques centimètres de puissance, affleurent à Penn al Lann à proximité immédiate des filons précités et dans le même contexte structural (filons "plats" dans les joints du granite fin à biotite). Le quartz, avec ou sans tourmaline, est minéralisé en *mispickel* localement altéré en *scorodite*, *pyrite* et *blende* sombre ; les autres minéraux sont rares et uniquement visibles au microscope : *cassitérite*, *chalcopyrite* en mouches isolées ou en exsolutions dans la *blende* ; *bismuth natif* et *bismuthinite*, *cubanite* et *mackinawite*, *pyrrhotite*. Le granite à muscovite de l'île Stérec (6.4002) est recoupé par un filon quartzeux à *mispickel* cataclasé, cimenté par *galène* et *blende* sombre ; les autres minéraux sont microscopiques : *chalcopyrite*, *bismuth natif*, *bismuthinite*, *matildite*, *stannite* (dans la *blende*), etc. Par ailleurs, les *filons de quartz à mispickel dominant* sont nombreux à Carantec et à Plougasnou (0.4002).

● **Des filons quartzo-fluorés** (quartz avec venue centrale de fluorine) d'orientation générale N25°E et pendage E sont connus depuis longtemps (B. Mulo) à l'île Blanche (6.4004) et à l'île Karo (6.4003) à proximité de l'île Stérec dans le granite à muscovite. Une nouvelle occurrence de *fluorine* a été observée plus à l'Ouest, à Roc'h Gored (5.4005) en Carantec, dans le granite fin à biotite, parcouru par un chevelu quartzeux de direction d'ensemble N.NE et à pendage W. La *fluorine* violette, plus rarement verte se présente ici en plages centimétriques ou en lentilles décimétriques.

Les pegmatites à *béryl* et les occurrences de fluorine mises à part, les filons observés appartiennent aux paragenèses hydrothermales de température élevée, avec développement fréquent de la tourmalinisation. Les transitions sont insensibles entre les paragenèses à dominante stanno-wolframifères et les paragenèses sulfurées ; elles sont marquées par la diminution de la taille des cristaux de *cassitérite*, la présence de l'*étain* uniquement sous forme de stannite dans le filon avec *galène* de Stérec, l'importance relative prise par la *blende* foncée ; la liaison entre les deux ensembles est par ailleurs soulignée par la présence des minéraux bismuthinifères. Cette parenté paragénétique se retrouve sur le plan structural. A Carantec, formations stanno-wolframifères et formations à dominante sulfurée apparaissent dans le même système filonien, à savoir les "filons plats" formés dans les joints du granite. Plus d'une trentaine de joints quartzifiés à faible pendage vers la bordure du massif ont été dénombrés à Penn al Lann sur une largeur d'affleurement d'environ 200 mètres. Les filons quartzo-fluorés appartiennent à un tout autre système de fractures, approximativement perpendiculaires aux précédentes.

En outre, en dehors des minéralisations cupro-stannifères qui seront décrites plus loin (district de Lanmeur), des indices sont associés au granite de Lanmeur ; ils appartiennent à deux types différents (Pierrot *et al.*, 1973).

Filons quartzeux en relation avec le petit massif de Beg-en-Fry (3.4002) très riches en *sulfures* (pyrite, marcasite, pyrrhotite, mispickel, blende, chalcoppyrite, galène, bismuthinite, molybdénite, etc.) avec sidérite pseudomorphosée en goethite.

Cornéennes au contact du même massif près de Crech-Meur (3.4001) avec *pyrite, marcasite, pyrrhotite, cobaltite, chalcoppyrite, molybénite, etc.*

Autres minéralisations filoniennes. Près de Pont-Eon (coin sud-ouest de la carte, 5.4001), un gros filon de quartz est minéralisé en *galène* massive, souvent altérée en *anglésite* et *cérusite*, et en divers autres *sulfures* disséminés (blende, pyrite, chalcoppyrite, mispickel, etc.).

Près de Trémel (coin sud-est de la carte, 8.4001), un autre gros filon de quartz est minéralisé en *galène, wurtzite, blende, pyrite* et divers *sulfures* (chalcoppyrite, cuivre gris, marcasite, etc.).

Placers littoraux. De nombreux petits placers littoraux ont été reconnus sur les estrans côtiers de la feuille Plestin (voir paragraphe "Concentration de sables lourds" dans le chapitre : "Formations sédimentaires de la bordure littorale"). Ils sont souvent très riches en *ilménite* (parfois plus de 80 % en poids des minéraux lourds) (districts de Penzé, de Carantec et de Saint-Jean) ; *magnétite, zircon* et *monazite* sont nettement moins fréquents. Un peu de *cassitérite* a été observée sur les plages de Carantec, des traces d'*or* sur les grèves de l'île Callot et de Poul Rodou (Chauris, 1982, 1985).

District de Lanmeur. La découverte de ce district cupro-stannifère remonte à 1960 à la suite d'une prospection alluvionnaire du BRGM suivie d'une reconnaissance plus approfondie aboutissant à la mise en évidence d'un horizon stannifère continu dans les alluvions du ruisseau de Plougasnou, depuis Kerprigent et Guersaliou jusqu'au Moulin de Pontplencoat (Lulzac, 1967).

Malgré l'importante couverture limoneuse de cette région centrale du Petit Trégor, une campagne de sondages à la tarière permit ensuite d'identifier et de localiser l'origine de la cassitérite alluvionnaire en mettant en évidence une dizaine de formations filoniennes minéralisées en *étain, cuivre et arsenic*. Trois ont fait l'objet d'une reconnaissance en profondeur par puits miniers : Kerprigent, Pont-Guen et Guersaliou, les autres indices, le faisceau du Launay (7.4004), étant inventoriés par tranchées et tarières (Lulzac, 1958).

Les formations minéralisées se trouvent sous forme de filons quartzeux isolés ou de faisceaux filoniens quartzeux et sont généralement accompagnées de tourmaline ; la paragenèse comprend essentiellement *mispickel, chalcopyrite, cassitérite, pyrite* et accessoirement *chalcocite, covellite, digénite, bornite, cubanite, stannite, pyrrhotite*, etc. Les minéralisations les plus riches se trouvent au contact de filons de microgranite et de diabase ou de panneaux enclavés dans le granite.

Les filons cupro-stannifères de ce district présentent des caractères structuraux suivants (Lulzac, 1970) :

- le champ filonien est encaissé dans le massif de granite de Lanmeur et les filons ne sortent pratiquement pas de ce massif ;
- les minéralisations sont strictement localisées dans des grandes fractures isolées, dont l'orientation oscille de N20° à 40°E, avec un pendage sub-vertical ;
- les principales structures filoniennes ont une extension de plusieurs centaines de mètres, la puissance des caisses filoniennes variant de quelques centimètres à quelques mètres.

Dans l'état actuel de la prospection, les trois filons principaux sont les suivants :

- *le filon de Guersaliou (7.4002)* (puits à 1 500 m à l'Ouest de Kerprigent) est situé à l'éponte d'un filon de microgranite de 5 à 7 mètres de puissance ; il a été reconnu sur une longueur d'environ 300 m, son épaisseur variant de 0,5 m à 1,5 m ; il présente une structure rubanée et une disposition en colonnes minéralisées ;
- *le filon de Kerprigent (7.4005)* (puits à 500 m au Sud-Ouest de Kerprigent) est situé au contact d'une enclave du granite ; il est constitué de deux petits filons de 30 à 50 cm de puissance, reconnus sur quelques 300 m de longueur, divergents vers le Sud où ils sont séparés par une lanière granitique silicifiée et convergents vers le Nord où ils sont réunis dans une unique caisse filonienne ;
- *le filon de Pont-Guen (7.4003)* (puits à 1 500 m au Nord-Ouest de Kerprigent) est aussi situé au contact d'une enclave du granite ; il a été reconnu sur une longueur d'environ 300 m, son épaisseur variant de 0,7 m à 1,5 m ; il présente une structure rubanée alternant filons quartzeux et volcanites silicifiées.

D'un point de vue économique, outre le petit gîte de cassitérite alluvionnaire reconnu (0.4001) et déjà en partie exploité (*) (8 kg d'or et 400 t d'étain environ ont été extraits du flat), le district de Lanmeur contient un petit gîte filonien cupro-stannifère intéressant mais, dans l'état actuel de la prospection, situé sous la limite des conditions d'exploitabilité économique.

(*) Cette exploitation a été interrompue à la suite de difficultés d'expropriation

SUBSTANCES UTILES

Les substances utiles connues sur la feuille Plestin ne présentent plus guère d'intérêt aujourd'hui : les ardoisières sont abandonnées depuis bien longtemps et les quelques carrières de granite sont fermées. Les seules exploitations du sous-sol qui demeurent en activité sont une importante carrière de granulat alimentant toute la région et, en mer, l'extraction du sable et du maërl.

Anciennes ardoisières. Trois types d'ardoises sont connus :

— *la pierre de Locquirec* activement exploitée avant la première guerre mondiale dans des carrières importantes situées surtout au Sud du bourg, le long de la falaise côtière (Keraudren). Ces lozes vertes (tuffites chloriteuses grossières) sont encore très recherchées mais uniquement en matériau de récupération ;

— *les ardoises de Bois-de-la-Roche*, de bonne qualité fine et noire, que forment les siltites noires des formations de Plestin-les-Grèves et de Bois-de-la-Roche ; elles ont été exploitées, jusqu'entre les deux guerres, en carrières souterraines dans la région de Bois-de-la-Roche et en carrières ouvertes dans les régions de Plouégat-Guérand et de Plestin-les-Grèves (carrière de Kerralic sur la falaise côtière) ;

— *les ardoises du Dourduff*, dans les schistes ardoisiers struniens (dhS) du flanc est du Bassin de Morlaix ; elles ont surtout été exploitées dans les carrières aujourd'hui abandonnées du Dourduff-en-Terre où les travaux semblent avoir été assez importants.

Granites et gabbros. Les granites de la baie de Morlaix et, dans une moindre mesure, les gabbros de Saint-Jean-du-Doigt ont été autrefois exploités dans plusieurs carrières ouvertes généralement assez près de la bordure côtière et dont quelques-unes sont encore en activité artisanale et épisodique. C'est le cas des carrières ouvertes entre Kerprigent et Kersco au coeur du massif de granite de Lanmeur, où sont extraits des moellons d'un granite isogranulaire de teinte rose.

Granulats. Une ancienne carrière ouverte dans le petit massif de granite du Runiou au lieu-dit le Dividou sur la commune de Garlan, au bord de la route Morlaix — Lanmeur, a été remise en activité il y a quelques années et son exploitation largement développée ; elle exploite une association de deux roches : un granite cataclaté et une roche microgrenue basique, dans des proportions respectivement de 75 et 25 %. La zone d'altération se développe jusqu'à 10 m de profondeur dans le granite et 10 à 12 m dans la microdiorite. Sous une découverte d'environ 5 m, le premier gradin a une hauteur de 15 m et un second en cours d'ouverture (1985) atteindra 18 mètres.

Du point de vue de la qualité du matériau, les produits élaborés à partir de la tranche actuelle, en partie altérée, entrent, pour leur plus grande part, dans la catégorie C (*), la qualité attendue pour le second gradin étant supérieure.

D'autres carrières de granulats, aujourd'hui abandonnées, ont exploité les différents quartzites affleurant sur le territoire de la feuille Plestin (Taulé, Plouézoch, etc.).

En 1978, une recherche de gisements pouvant fournir des matériaux de bonne qualité a été réalisée dans un rayon de 25 km autour de Morlaix, zone englobant la totalité de la feuille : quatre formations lithologiques ont fait l'objet d'un échantillonnage pour caractériser les matériaux : les quartzites, les metabasites, le massif de gabbro et les mylonites ; seules ces dernières se trouvent hors de la feuille (**).

(*) Dans le domaine des granulats de concassage, principalement utilisés pour la confection des couches de chaussées, les matériaux sont caractérisés par des coefficients de résistance mécanique :

. Coefficient de résistance aux chocs Los Angeles (L.A.)

. Coefficient de résistance à l'usure Micro Deval sous eau (MDE)

. Coefficient de polissage accéléré (CPA) (adhérence aux pneumatiques sur gravillons usés et humides)

Ces coefficients sont déterminés par des tests technologiques normalisés. Les deux premiers correspondent à la proportion de fines obtenues après essai. Plus cette proportion est faible, meilleur est le matériau. Le coefficient de polissage accéléré correspond à l'énergie de frottement avec un pneumatique. Il croît avec la qualité. Il n'est pris en compte que pour les gravillons de haut de gamme.

La classification suivante est utilisée pour définir l'aptitude à l'emploi des gravillons dans les différents types de couches de chaussée :

Catégorie	LA	MDE	CPA
A	≤ 15	≤ 10	> 0,55
B	≤ 20	≤ 15	> 0,50
C	≤ 25	≤ 20	
D	≤ 30	≤ 25	
E	≤ 40	≤ 35	

(**) Rapports publics inédits du Comité de gestion de la taxe parafiscale sur les granulats.

Le tableau donne les valeurs des coefficients Los-Angeles et Micro Deval sous eau, mesurés sur les échantillons prélevés, avec la lithologie et la localisation de chacun d'eux.

Lieu-dit et commune	Formation géologique	Caractéristiques mécaniques	
		Los Angeles	Micro Deval sous eau
Vervihan (Locquénolé)	Grès de Taulé	36,0	10,0
Brenn (Plouézoch)	Grès de Plouézoch	24,7	8,2
Le Voallas (Plouézoch)	Métabasites de Barnévez et Plestin	17,4	12,5
Le Run (Morlaix)		20,3	25,1
Barnévez (Plouézoch)		14,3	10,9
Convenant-Saliou (Plouégat-Guérand)		17,4	13,6
Keranlay (Trémel)		23,1	19,9
Toul ar Roch (Plestin-les-Grèves)		23,8	18,2
Ker Thérèse (St-Jean-du-Doigt)	Gabbro de St-Jean-du-Doigt	14,6	8,8
Kervron (St-Jean-du-Doigt)		20,6	13,0

Le grès-quartzite de Taulé présente une résistance médiocre probablement liée à l'altération de surface et à une certaine porosité.

Par contre, le grès-quartzite de Plouézoch montre une assez bonne qualité, notamment pour la résistance à l'attrition.

Les métabasites de Barnévez et de Plestin et le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt présentent en moyenne, dans tout le périmètre de la recherche, une résistance aux chocs supérieure à celle des quartzites et inversement une résistance à l'attrition inférieure. Une certaine hétérogénéité des résultats est liée, d'une part à une variation de la taille du grain des roches, les plus fines étant les meilleures, d'autre part au degré de fraîcheur des matériaux. Deux échantillons, prélevés sur l'estran, comportent des coefficients Los Angeles inférieurs à 15 et Micro Deval inférieurs à 11, donc excellents.

Parmi les formations géologiques favorables à l'existence d'un gisement, plusieurs sites ont été sélectionnés, en fonction de divers critères d'environnement, pour effectuer une première prospection. Ainsi, sur la feuille Plestin, au lieu-dit Pen-Ar-Vern, 1,5 km au Sud de Plestin-les-Grèves, une zone de 24 ha a fait l'objet d'une prospection électrique (méthode magnéto-tellurique artificielle M.T.A.), complétée par 9 sondages destructifs avec diagraphies (résistivité et radioactivité naturelle). Ces investigations ont fait

apparaître une épaisseur comprise en 3 et 18 m de la zone d'altération, limitant à deux bandes parallèles au Nord et au Sud le gisement potentiel.

Granulats marins. En baie de Morlaix (Est île Callot) et sur la bordure littorale du Petit Trégor, des sables calcaires à bryozoaires et débris de coquilles constituent des accumulations importantes qui font l'objet d'une extraction intensive.

Les sables calcaires exploités au large de Morlaix sous le nom de *Trez* pour le sable coquillier et *Trez Glaz* pour le sable de débris de coquilles de moules, comportent des teneurs en carbonates supérieures à 90 % ; ils constituent un matériau très apprécié dans la région comme amendement brut pour le chaulage des terres.

Au large de la baie de Morlaix, des dunes hydrauliques, accumulations de sables calcaires, ont été localisées en quatre sites dont deux sur la feuille Plestin :

- la dune du Rater, située entre -8 et -25 m sous le niveau des basses mers, d'un volume estimé à 115 millions de m³,
- la dune des Trépieds, entre -25 et -40 m, sous le niveau des basses mers, avec 10 millions de m³ de matériaux.

Par ailleurs des sables siliceux sont prédominants dans certains secteurs de la baie de Morlaix, entre l'île aux Dames et les Roches Jaunes, mais leur emploi comme sables à béton se voit réduit par les nouveaux règlements.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand et H. Lardeux, 2e édition, 1985, Masson, Paris :

- *itinéraire 3* : le Trégorrois,
- *itinéraire 4* : le Pays de Léon, de Brest à Morlaix.

TABLEAU I - ANALYSES CHIMIQUES DIVERSES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,00	46,70	62,25	53,80	67,90	57,35	79,35	52,15	48,50	49,50	77,30
Al ₂ O ₃	17,40	14,55	21,20	14,70	15,15	18,30	10,75	11,65	15,21	12,32	12,20
Fe ₂ O ₃	2,95	2,80	6,40	16,80	4,50	1,55	0,40	5,50	11,08	11,98	0,95
FeO	7,05	10,30	-	-	-	4,65	1,20	13,20	-	-	-
MnO	0,20	0,21	0,07	4,80	0,06	0,13	0,04	0,40	0,19	0,20	0,02
MgO	5,70	8,50	1,40	3,50	2,00	3,90	0,15	3,30	8,23	9,12	0,08
CaO	9,85	10,70	0,57	2,10	1,60	6,60	0,40	7,90	11,04	11,98	0,34
Na ₂ O	2,70	1,80	0,90	0,01	4,50	3,75	2,40	2,95	2,24	1,63	3,50
K ₂ O	0,55	1,34	4,30	0,20	2,70	1,65	4,70	0,25	0,49	0,37	5,15
TiO ₂	1,15	0,90	1,15	1,00	0,80	0,60	0,10	2,85	0,93	0,96	0,15
P ₂ O ₅	0,20	0,03	-	-	-	0,15	0,04	0,40	0,20	0,25	0,06
H ₂ O	0,05	2,50	0,14	0,05	0,06	0,10	0,65	0,05	0,15	0,11	0,49
H ₂ O ⁺	0,85	-	1,58	3,45	0,66	1,10	-	0,05	1,38	1,25	-
TOTAL	99,65	100,33	99,96	100,41	99,93	99,83	100,18	100,65	99,64	99,67	100,24

1 - Amphibolite gneissique en massif (Penquer, St-Pol-de-Léon). 2 - Amphibolite filonienne (W Ar Run, Callot en Carantec). 3 - Cornéenne à sillimanite (Ile Verte, NE Callot). 4 - Grenatite (Roc'h Glas, Carantec). 5 - Orthogneiss granodioritique (les Platines, Callot). 6 - Orthogneiss quartzdioritique (Mean Matt, Callot). 7 - Granite du Rumiou. 8 - Gabbro (récifs des Duon). 9 - Gabbro à gros grain (Roc'h Velen, NE St-Pol-de-Léon). 10 - Gabbro à grain moyen (Roc'h Velen, NE St-Pol-de-Léon). 11 - Granite de Cosquer Ven (Carantec).

TABLEAU II - ANALYSES CHIMIQUES DE L'ORTHOGNEISS DU MOULIN DE LA RIVE

	ML 1	ML 2	ML 3	ML 4	ML 5	ML 6	ML 7	ML 8	ML 9	ML 10	ML 11	ML 12	ML 13	ML 14	ML 15	ML 16	ML 17
SiO ₂	69,80	65,00	75,90	70,80	64,60	70,80	71,90	72,80	70,20	72,60	73,10	73,30	73,60	73,30	74,50	71,90	70,60
TiO ₂	0,38	0,58	0,09	0,31	0,60	0,31	0,27	0,37	0,50	0,29	0,23	0,30	0,31	0,20	0,23	0,24	0,25
Al ₂ O ₃	14,50	16,05	13,00	14,40	15,60	14,20	13,65	13,70	14,15	14,75	13,95	13,80	13,30	13,55	12,90	14,25	14,25
Fe ₂ O ₃	2,75	2,35	0,85	1,60	2,60	1,50	1,80	2,15	1,85	1,55	1,20	1,50	1,60	1,80	1,65	1,95	3,10
FeO	1,15	2,50	0,60	1,50	2,90	1,90	1,25	1,15	1,80	1,05	1,25	1,15	1,45	1,00	0,65	1,20	1,20
MnO	0,06	0,14	0,01	0,06	0,13	0,08	0,07	0,08	0,06	0,08	0,05	0,04	0,07	0,03	0,01	0,06	0,20
MgO	0,55	1,95	0,20	0,90	1,70	0,20	0,50	0,30	1,35	0,45	0,25	0,30	0,80	0,35	0,50	0,80	0,85
CaO	2,15	2,05	0,25	1,30	2,40	1,50	1,15	0,90	1,00	0,20	0,30	0,20	0,35	0,45	0,30	0,60	0,30
Na ₂ O	4,25	4,65	4,05	4,35	5,05	4,60	4,70	4,15	3,40	5,50	4,25	4,45	5,10	4,40	4,20	4,65	4,55
K ₂ O	2,95	2,15	3,95	3,80	2,85	3,65	3,55	3,80	3,70	2,10	4,45	3,75	2,10	3,80	3,80	3,70	3,15
P ₂ O ₅	0,09	0,16	0,02	0,06	0,16	0,05	0,04	0,05	0,14	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05
H ₂ O+	0,85	1,70	0,60	0,80	0,95	0,65	0,50	0,70	1,35	1,35	0,70	0,70	0,75	0,70	0,85	0,50	1,15
H ₂ O-	0,10	0,25	0,20	0,15	0,15	0,15	0,05	0,10	0,15	0,20	0,10	0,10	0,10	0,05	0,00	0,10	0,15
TOTAL	99,58	99,53	99,72	100,03	99,69	99,59	99,43	100,25	99,65	100,16	99,86	99,62	99,58	99,67	99,64	100,01	99,80

ML 1 à ML 17 : échantillons de la corniche Moulin de la Rive - Poul Rodou

Laboratoire d'analyses du BRGM

TABLEAU III - ANALYSES CHIMIQUES DES GABBROS DE ST-JEAN-DU-DOIGT (BG) ET DES DOLÉRITES DE BARNÈNEZ (BA)

	BG1	BG2	BG3	BG4	BG5	BG6	BG7	BA1	BA2	BA3	BA4	BA5
SiO ₂	49,00	50,80	50,60	49,80	49,00	45,70	47,40	47,80	48,60	49,30	48,00	49,00
TiO ₂	1,51	0,57	1,60	1,93	1,51	0,47	2,40	1,37	2,13	1,70	1,73	1,43
Al ₂ O ₃	15,30	16,45	14,90	14,65	17,70	18,50	14,80	16,65	14,00	14,60	15,30	15,00
Fe ₂ O ₃	1,80	1,35	0,40	1,55	1,35	1,30	2,85	0,85	1,40	0,90	0,85	1,25
FeO	8,45	5,75	8,40	9,55	6,65	7,00	10,05	9,50	11,85	9,20	11,30	10,00
MnO	0,18	0,14	0,21	0,21	0,15	0,16	0,24	0,14	0,22	0,18	0,19	0,15
MgO	7,80	8,55	7,30	7,15	6,75	10,45	7,30	8,20	7,55	8,00	8,60	8,60
CaO	10,20	10,50	10,25	9,65	10,95	11,00	10,75	12,20	10,00	10,50	10,00	1,20
Na ₂ O	2,75	2,95	3,00	3,10	2,85	1,50	2,65	1,55	2,35	2,50	2,00	2,00
K ₂ O	1,20	1,05	0,96	0,65	0,70	0,70	0,20	0,25	0,25	0,35	0,45	0,28
P ₂ O ₅	0,22	0,10	0,22	0,26	0,22	0,04	0,39	0,26	0,24	0,26	0,30	0,28
H ₂ O ⁺	1,50	1,25	0,85	1,05	1,20	2,70	0,75	0,90	1,00	1,70	1,15	0,90
H ₂ O	0,10	0,20	0,15	0,10	0,20	0,10	0,05	-	0,10	0,35	0,05	0,05
TOTAL	100,01	99,66	98,84	99,65	99,23	99,62	99,83	99,67	99,69	99,54	99,92	100,14

Laboratoire d'analyses du BRGM

TABLEAU IV - ANALYSES CHIMIQUES DES INTRUSIONS SODIQUES HERCYNIENNES PRÉCOCES
(trondhjemites, micro-trondhjemites, microleucogranodiorites, albitites quartziques et micro-albitites quartziques)
(nature précisée dans le texte)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	73,70	73,30	72,00	72,25	70,90	74,60	73,80	74,60	74,20
Al ₂ O ₃	15,20	14,85	15,80	16,10	16,05	15,30	15,80	14,80	15,60
Fe ₂ O ₃	0,49	1,24	1,09	0,20	0,35	0,54	0,69	0,79	0,69
FeO	-	-	-	0,25	0,50	-	-	-	-
MnO	-	0,02	0,01	<0,02	<0,02	tr	0,01	0,01	0,02
MgO	0,39	0,49	0,44	0,30	0,60	tr	0,25	0,36	0,29
CaO	1,24	1,24	1,28	2,00	1,85	0,34	0,39	0,02	0,49
Na ₂ O	6,03	6,04	6,33	6,70	6,25	6,16	5,02	5,13	5,93
K ₂ O	1,19	1,88	0,94	1,30	2,20	1,93	1,77	1,88	1,29
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,12	0,11	0,16	0,14	0,14	0,12	0,10
TiO ₂	-	-	-	0,04	0,05	-	-	-	-
H ₂ O	1,07	0,96	1,08	0,05	0,05	1,55	1,40	1,25	1,06
H ₂ O ⁺				0,55	0,50				
TOTAL	99,41	100,16	99,09	99,87	99,48	100,56	99,27	98,96	99,67

1 - Kervennou. 2 - Térénez (massif principal). 3 - Térénez (apophyse méridionale). 4 - Ile Blanche (Callot). 5 - Le Four (Callot). 6 - Menez. 7 - Menez. 8 - Dourduff-en-Terre. 9 - Troguerot.

TABLEAU V - ANALYSES CHIMIQUES DU COMPLEXE GRANITIQUE DE ROSCOFF
(quelques échantillons ont été prélevés sur la feuille voisine St-Pol-de-Léon)

	1 (2)	2 (2)	3	4 (2)	5	6	7 (3)
SiO ₂	72,70	71,15	73,20	73,9	74,05	74,20	75,05
Al ₂ O ₃	14,75	15,30	13,60	13,45	14,10	14,05	14,25
Fe ₂ O ₃	1,30	1,65	0,40	1,44	1,20	0,40	0,63
FeO	-	-	1,05	-	0,80	-	-
MnO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,06	0,07
MgO	0,57	0,53	0,70	0,38	0,25	0,10	0,15
CaO	1,81	1,61	0,80	0,89	0,70	0,51	0,47
Na ₂ O	3,87	4,06	3,15	3,27	3,30	4,83	4,50
K ₂ O	4,00	4,21	5,35	4,69	5,00	4,08	3,80
TiO ₂	0,20	0,20	0,24	0,20	0,15	0,10	0,02
P ₂ O ₅	-	-	0,11	-	0,10	-	0,16
H ₂ O	0,06	0,11	0,15	0,09	}	0,06	0,08
H ₂ O +	0,80	0,68	0,75	1,06		0,94	0,70
Ba	588	585	88	165	-	75	<10
Sr	181	223	75	147	-	70	7

1 - Granite porphyroïde (Roscoff). 2 - Granite fin gris (Roscoff). 3 - Granite de l'îlot Sainte-Anne.
4 - Granite des Biseyer. 5 - Granite des Cochons Noirs. 6 - Aplite à tourmaline recoupant le granite des Biseyer. 7 - Granite de Sainte-Catherine. Le chiffre () indique le nombre d'analyses.

TABLEAU VI - ANALYSES CHIMIQUES DES DIFFÉRENTS ENSEMBLES DU COMPLEXE GRANITIQUE DE LA BAIE DE MORLAIX (voir texte)

	1 (4)	2	3	4 (2)	5	6 (2)	7 (2)	8	9 (5)	10	11 (4)	12 (4)	13 (3)	14 (2)	15	16
SiO ₂	65,40	70,00	74,40	76,25	75,75	72,05	71,95	73,20	75,85	76,10	73,20	61,20	41,80	72,25	74,60	76,60
Al ₂ O ₃	15,55	14,40	12,35	12,07	13,50	14,15	14,30	13,65	12,45	13,00	14,75	21,15	28,15	15,80	13,45	11,90
Fe ₂ O ₃	3,90	0,60	0,40	0,80	0,45	0,50	0,45	0,50	1,15	1,00	0,35	7,25	14,30	1,01	0,96	1,45
FeO	-	2,20	1,70	0,85	0,85	0,85	1,00	0,90	0,57	-	0,90	-	-	-	-	-
MnO	0,06	0,06	0,05	0,02	0,03	0,05	0,04	0,05	≤0,01	0,04	0,10	0,18	0,25	0,01	0,08	0,02
MgO	1,45	0,90	0,60	0,09	0,25	0,50	0,55	0,45	0,14	0,09	0,10	0,20	0,12	0,46	tr	tr
CaO	2,35	1,90	1,15	0,83	0,75	1,10	1,30	0,90	0,40	0,67	0,35	0,30	0,60	1,01	0,59	0,54
Na ₂ O	3,10	2,85	2,65	2,76	3,20	3,60	3,40	3,65	3,70	4,80	4,45	0,60	1,35	6,08	4,28	3,72
K ₂ O	5,80	5,90	5,60	5,50	4,60	5,45	5,25	5,20	4,70	3,82	3,75	5,50	2,70	1,73	4,63	4,66
TiO ₂	0,87	0,52	0,33	0,17	0,10	0,20	0,25	0,20	0,16	0,02	0,00	0,03	0,20	0,10	tr	0,15
P ₂ O ₅	0,33	0,16	0,07	0,06	0,02	-	-	-	0,03	0,12	0,05	0,20	-	-	-	-
H ₂ O [±]	0,86	0,70	0,50	0,60	0,55	0,60	1,00	0,70	0,47	0,47	1,15	3,15	2,65*	1,00	0,43	0,72
Ba	950	570	260	120		170	230	140	215	<10	30	125	285			
Sr	400	220	120	76		66	93	61	25	7	7	15	14			

Venue (a) : 1 - Ile verte - An Ifern - Mean Matt. 2 - Callot N.E. 3 - Callot centre. 4 - Callot sud. 5 - Kelenn. Venue (b) : 6 - Massif principal (Ile aux Dames - Saint-Samson). 7 - Apophyses filoniennes (Ile Blanche, Porz an Ilis). 8 - Enclave (Saint-Samson). Venue (c) : 9 - Granite de Premel. 10 - Granite d'Annalousten. Venue (d) : 11 - Granite de Stérec - Térénez. 12 - Greisen de Térénez. 13 - Tourmalinite de Térénez (*B₂O₃ non dosé). 14 - Filons microgrenus sodiques. Entre autre, deux analyses du granite de Lanmeur (15) et du granite des Méloines (16) sont indiquées.

TABLEAU VII - COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE QUELQUES MICRO-PLACERS LITTORAUX (analyses H. Chevance)

	PENZÉ			CARANTEC			ST-JEAN-DU-DOIGT (s.l.)						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
% M.L. (en poids)	27,7	84,6	66,9	57,1	67,0	40,5	50,0	32,0	65,2	65,2	42,2	41,6	27,4
Cassitérite	mtr.	0,03	mtr.		mtr.	mtr.	0,85	mtr.		mtr.		mtr.	
Scheelite	mtr.	mtr.	mtr.			mtr.	mtr.	mtr.					
Tourmaline	-	0,2	-	-	-	2,5	0,6	0,9	-	-	-	-	mtr.
Monazite	1,0	tr	mtr.	-	2,9	3,3	5,1	1,3	mtr.	mtr.	mtr.	tr.	
Rutile	-	0,2	-	-	-	-	0,6	0,9	-	-	-	-	
Anatase	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Zircon	1,0	0,6	-	0,8	4,4	9,9	0,06	1,3	1,5	1,0	1,5	1,9	2,1
Magnétite	2,5	0,6	0,5	0,8	2,9	4,1	6,8	0,9	3,7	14,1	1,1	11,7	17,2
Ilménite	86,6	80,7	40,7	60,6	73,7	57,1	79,6	77,2	82,1	79,0	85,3	72,3	56,0
Grenat	4,2	8,8	4,0	1,6	8,8	3,3	4,2	14,3	-	-	-	-	-
Apatite	-	-	-	-	-	1,6	-	-	-	-	-	-	-
Staurotide	1,3	1,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Disthène	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Andalousite	-	-	-	-	-	-	-	1,3	-	-	-	-	-
Amphibole	3,0	5,8	53,0	29,5	-	16,5	0,6	0,9	6,1	3,7	5,9	6,8	11,5
Epidote	-	1,5	0,5	5,3	-	-	-	-	6,0	2,0	5,8	6,8	11,5
Sphène	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pyrite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Coridon	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Le pourcentage des différents minéraux lourds est donné en poids. - = présent ; tr. = traces ; mtr. = microtraces. 1 - St-Jean-Trégondern. 2 - Kerezant. 3 - Porz Doun. 4 - Plouzornou. 5 - Sud Roc'h Izan (Callot). 6 - Penn ar Waremm. 7 - Grève Blanche. 8 - Clouët. 9 - Premel. 10 - Trégastel. 11 - St-Jean-du-Doigt. 12 - Poul Rodou. 13 - Moulin de la Rive.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AUTRAN A., CHANTRAINE J., RABU D. (1979) - Lithostratigraphie et déformation du Briovérien de la baie de Lannion. Implications sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. BRGM*, I, p. 277-292.

AUVRAY B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse, Rennes, ronéo, 671 p.

AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL P. (1980) - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sc.*, 17, p. 532-538.

AUVRAY B., MAILLET P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, p. 953-957.

BARRIÈRE M. (1976) - Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Ploumanach (Bretagne). *Bull. BRGM*, I, p. 247-295.

BARROIS C. (1905) - Notice de la carte à 1/80 000 Morlaix, première édition.

BARROIS C. (1909) - Notice de la carte à 1/80 000 Lannion, première édition.

BARROIS C. (1927) - Le calcaire de la vallée du Doudu (Finistère). *Ann. Soc. géol. Nord*, 52, p. 174-209.

BURNOL L., CHAURIS L. (1962) - Sur un phénomène de concentration du béryllium dans un granite de la baie de Morlaix (Finistère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 255, p. 2487-2489.

CABANIS B. (1972) - Les formations paléozoïques de la région de Morlaix. Thèse 3e cycle, Paris, ronéo, 127 p.

CABANIS B. (1974) - La tectogenèse hercynienne dans la région de Morlaix et sa signification à l'échelle du Nord-Ouest de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 16, p. 230-237.

CABANIS B. (1975) - L'orogénèse hercynienne, phénomène majeur dans la partie orientale du Pays de Léon (Bretagne nord-ouest). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 278, p. 217-220.

CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. (1979) - Le Bassin de Morlaix, unité circonscrite et indépendante dans le contexte géologique régional. *Bull. BRGM*, I, p. 269-276.

CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. (1982) - Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien en Bretagne centre-ouest. *Bull. BRGM*, I, p. 46-61.

CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. - Etude géochimique du volcanisme briovérien (Protérozoïque supérieur) du domaine nord-armoricain ; implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sous presse.

CALVEZ J.-Y., VIDAL P. (1978) - Two billion years old relicts in the hercynian belt of Western Europe. *Contr. Mineral. Petrol.*, 65, p. 395-399.

CHANTRAINE J. coord., CABANIS B., DADET P., HERROUIN Y. (1981) - Notice de la carte géologique à 1/50 000 Morlaix.

CHAURIS L. (1965) - Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. BRGM.*, 31, 218 p.

CHAURIS L. (1971) - Albitites quartziques et microalbitites quartziques des environs de Morlaix (Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 354-356.

CHAURIS L. (1972) - La limite Léon - Trégor et l'origine de la baie de Morlaix. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 137-139.

CHAURIS L. (1975) - Minéralisations stanno-wolframifères dans le granite de Carantec (Bretagne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 280, p. 2421-2424.

CHAURIS L. (1978) - Succession des intrusions dans le complexe granitique tardi-hercynien de la baie de Morlaix (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 286, p. 253-256.

CHAURIS L. (1980) - Un district stanno-wolframifère à minéralisation disséminée : le granite de Saint-Renan (Massif armoricain) et ses gisements alluvionnaires de cassitérite. *In* : Fascicule E1, Gisements français, 26e C.G.I., Paris, p. 31-60.

CHAURIS L. (1982) - A la recherche des placers littoraux : concentration de sables lourds sur les plages du Nord- Finistère (Massif armoricain). 107e Congrès nat. Soc. sav., Brest, III, p. 119-130.

CHAURIS L. (1984) - Concentrations de sables lourds sur les plages de la baie de Morlaix (Finistère, France). Exemples de micro-placers d'origine proximale dans une profonde échancrure littorale en voie de déblaiement rapide par la mer. *Norois*, 31, n°123, p. 407-426.

CHAURIS L. (1985) - Minéraux lourds des plages et arrière-pays : le cas du Petit Trégor (Massif armoricain). 110e Congrès nat. Soc. sav., Montpellier (sous presse).

CHAURIS L., CORRE Y. (1978) - Une pegmatite à gros béryls sur l'estran de l'île de Batz (Finistère, France). *Bull. Minéral.*, 101, p. 575.

CHAURIS L., GUIGUES J., LULZAC Y., PICOT P., PIERROT R. (1976a) - Occurrences métallifères dans les formations volcano-sédimentaires bréto-vériennes de la baie de Lannion (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 282, p. 259-261.

CHAURIS L., GUIGUES J., LULZAC Y., PICOT P., PIERROT R. (1976b) - Hessite et or natif de Porz Mellec en Plestin (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall.*, 99, p. 336-337.

CHAURIS L., THONON P. (1973) - Les filons microgrenus sodiques de la région de Morlaix (Finistère). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 104, p. 9-25.

COGNÉ J. (1962) - Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 413-430.

COGNÉ J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n°236, p. 193-218.

COGNÉ J., WRIGHT A. (1980) - L'orogène cadomien : vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe occidentale. In : colloque C6, Géologie de l'Europe, 26e C.G.I., Paris, p. 29-55.

COQUEL R., DEUNFF J. (1977) - Sur la découverte de spores du passage Dévonien-Carbonifère (Strunien) dans le complexe schisteux de la brèche du Dourduff. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 285, p. 15-18.

DELATRE C. (1952) - Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 125 p.

DELATRE C., JÉRÉMINE E., LAFFITE P., PRUVOST P., SANDREA A. (1951) - Révision des feuilles de Lannion-Morlaix et Tréguier au 1/80 000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°232, p. 39-60.

DELATRE C., PRUVOST P. (1967) - A propos de la faille du Trégorrois. *Mém. BRGM*, n°52, p. 65-67.

DEUNFF J., CABANIS B., MOREAU-BENOIT A. (1974) - Datation palynologique des schistes carburés de la région de Morlaix. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 278, p. 217-220.

GARREAU J. (1983) - Géomorphologie structurale en Bretagne péninsulaire. La région de Morlaix. *Norv. Geol. Unders.*, n°118, p. 195-211.

GUIGUES J., MACHAIRAS G. (1972) - Les diverses minéralisations aurifères du Massif armoricain en relation avec le volcanisme, la sédimentation et les orogénies. In : Gîtes minéraux, section 4, 24e C.G.I., Montréal, p. 188-195.

JÉRÉMINE E., SANDREA A. (1952) - La granulite de Stérec - Térénez. *Ann. Soc. géol. Nord*, 71, p. 90-91.

LA ROCHE H. de, LETERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, p. 3115-3118.

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

LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMANN J.- L. (1969) - Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sc. de la Terre*, Nancy, 14, p. 329-358.

LULZAC Y. (1967) - Etude et évaluation des flats stannifères de la région de Plougasnou près Lanmeur (Finistère). Rapport BRGM, inédit.

LULZAC Y. (1968) - Première évaluation économique des filons cupro-stannifères de Lanmeur - Plougasnou (Finistère). Rapport BRGM, inédit.

LULZAC Y. (1970) - Les filons cupro-stannifères du pays de Lanmeur (Finistère). Etude géologique. Rapport BRGM, inédit.

MILON Y. (1928) - Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 151 p.

MIYASHIRO A. (1975) - Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 3, p. 251-159.

MONNIER J.-L. (1979) - Le Pléistocène de la côte nord de la Bretagne. Essai de synthèse lithostratigraphique et chronostratigraphiques. *Bull. Ass. fr. Et. Quaternaire*, 3, p. 147-156.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT Cl. (1973) - Inventaire minéralogique de la France, vol. 3, Finistère. Edit. BRGM, 117 p.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT Cl. (1975) - Inventaire minéralogique de la France, vol. 5, Côtes-du- Nord. Edit. BRGM, 220 p.

PRUVOST P. (1949) - Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. Annales Hébert et Haug, p. 345-362.

PRUVOST P., WATERLOT G., COMTE P. (1943) - Le bassin carbonifère de Morlaix. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°212, p. 63-74.

ROLET J. (1982) - La "phase bretonne" en Bretagne : état des connaissances. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, p. 63-71.

ROLET J., THONON P., DEUNFF J., PELHATE A. (1984) - Mode de mise en place et signification dynamique de la brèche du Dourduff (Finistère). Colloque RCP 705, le Mans, p. 31, inédit.

SANDRÉA A. (1960) - Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 258.

VERDIER P. (1968) - Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion, Côtes du Nord, Finistère). Thèse 3e cycle, Strasbourg, ronéo, 51 p.

VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, n° 21, 162 p.

WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M. (1979) - A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 45, p. 326-336.

Formations sédimentaires de la bordure littorale

AUFFRET G. (1968) - Contribution à l'étude sédimentologique de la ria de la Penzé (Finistère). Thèse 3e cycle, Paris, 127 p.

BERTHOIS L., MILON Y. (1932) - Note préliminaire sur les limons quaternaires du Finistère. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 53-55.

BOILLOT G. (1961) - La répartition des sédiments en baie de Morlaix et en baie de Siec. *Cahiers Biologie marine*, II, p. 53-66.

BOILLOT G. (1964) - Géologie de la Manche occidentale. *Ann. Instit. Océanog.*, XLII, 220 p.

BOURCART J. (1948) - Le Quaternaire des Grèves de Roscoff (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 181-197.

BRIAND M., QUEMENEUR E. (1973) - Les formations littorales anciennes en Trégor occidental. *Penn ar Bed*, 73, p. 117-125.

CADIOU A.-M. (1969) - Les accumulations de la baie de Morlaix entre Kerarmel et la pointe d'Annalousten. Mém. maîtrise Géogr., Univ. Brest, inédit, 41 p.

CAYEUX L. (1906) - Les tourbes immergées de la côte bretonne dans la région de Plougasnou - Primel (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, VI, p. 142-147.

CHAURIS L. (1982) - A la recherche des placers littoraux : concentration de sables lourds sur les plages du Nord-Finistère (Massif armoricain). 107e Congr. nat. Soc. sav., Brest, Sciences, fasc. III, p. 119-130.

CHAURIS L. (1984) - Concentrations de sables lourds sur les plages de la baie de Morlaix (Finistère, France). Exemples de micro-placers d'origine proximale dans une profonde échancrure littorale en voie de déblaiement rapide par la mer. *Norois*, 31, n°123, p. 407-426.

CHAURIS-NORROY M.-M. (1973) - Formations littorales de Saint-Pol-de-Léon. *Penn ar Bed*, 73, p. 130-141.

COQUIL L. (1969) - Morphologie descriptive de la baie de Morlaix entre Kerarmel et la pointe d'Annalousten. Mém. maîtrise Géogr., Univ. Brest, 66 p., inédit.

DUBOIS C., SAUVAGE J. (1963) - Analyses sporo-polliniques de tourbes en Bretagne septentrionale (Santec et le Guerzit). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 16, p. 241-247.

DUPLAIX S. (1946) - Les minéraux lourds de quelques sables du Finistère. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 131-133.

FRANCIS-BOEUF Cl. (1947) - Recherches sur le milieu fluviomarain et les dépôts d'estuaire. *Ann. Inst. Océanogr.*, XXIII, 3, p. 149-344.

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

GUILCHER A., ANDRADE B., DANTEC M.-H. (1982) - Diversité morphosédimentologique des estuaires du Finistère. *Norv.*, 114, p. 205-228.

LOARER R. (1975) - Ile Callot. Morphologie et sédimentologie. *Mém. maîtrise Géogr.*, Univ. Brest, 126 p. + 73 p. annexes, inédit.

MASSON M. (1969) - La Graou sur la côte de Saint-Pol-de-Léon. Sédimentologie et cartographie. *Mém. maîtrise Géogr.*, Univ. Brest, 62 p., inédit.

MOIGN A. (1965) - Quelques problèmes de géomorphologie dans le Petit Trégor. *Pennar Bed*, 42, 113-121.

MORZADEC - KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 17, 208 p.

NORROY M.-M. (1969) - La Graou, accumulation de galets en la commune de Saint-Pol-de-Léon. *Mém. maîtrise Géogr.*, Univ. Brest, 92 p., inédit.

Formations sédimentaires sous-marines

AUFFRET G., DOUVILLÉ J.-L. (1974) - Observations sur la dynamique des sables de la Pierre Noire (baie de Morlaix). *Bull. BRGM*, 2 (IV), 1, p. 5-18.

BESLIER A. (1981) - Les hydrocarbures de l'Amoco Cadiz dans les sédiments subtidiaux au Nord de la Bretagne. Thèse 3e cycle, Caen, 204 p.

BESLIER A., BIRRIEN J.-L., CABIOCH L., LARSONNEUR C., LE BORGNE L. (1980) - La pollution des baies de Morlaix et de Lannion par les hydrocarbures de l'Amoco Cadiz : répartition et évolution. *Helgoländer Meeresuntersuchungen*, 33, p. 209-224.

BOILLOT G. (1960) - La répartition des fonds sous-marins au large de Roscoff (Finistère). *Cah. Biol. mar.*, 1, p. 3-23.

BOILLOT G. (1964) - Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. *Ann. Inst. Océanogr.*, XLII, (1), 219 p.

CABIOCH L. (1968) - Contribution à la connaissance des peuplements benthiques de la Manche occidentale. *Cah. Biol. mar.*, 9, p. 493-720.

CABIOCH J. (1969) - Les fonds de maërl de la baie de Morlaix et leur peuplement végétal. *Cah. Biol. mar.*, 10, p. 139-161.

CABIOCH L., DOUVILLÉ J.-L. (1979) - La circulation des eaux dans la baie de Morlaix et ses abords : premières données obtenues par suivis de flotteurs dérivants. *Trav. Stat. Biol. Roscoff*, N.S., XXV, p. 11-20.

LARSONNEUR C., VASLET D., AUFFRET J.-P. (1978) - La carte des sédiments superficiels de la Manche au 1/500 000. Bur. Rech. Géol. Min. éd., Orléans.

SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE (1953) - Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique, n° 550, Paris, 276 p. Cartes marines n°5827 et 5950.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille Morlaix

— 1e édition (1905), par Ch. BARROIS

— 2e édition (1962), par P. PRUVOST, Ch. DELATTRE, E. JÉRÉMINE, G. WATERLOT.

Feuille Lannion

— 1e édition (1909), par Ch. BARROIS

— 2e édition (1966), par Ch. DELATTRE, P. PRUVOST, G. WATERLOT, A. SANDRÉA, E. JÉRÉMINE

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

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

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au SGR Bretagne, 14 avenue du Sergent Maginot, 35100 Rennes, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

CHANTRAINE J. et RABU D., géologues au BRGM, pour les formations briovériennes du Petit Trégor.

CHAURIS L., directeur de recherche au CNRS, et CHANTRAINE J. pour les formations métamorphiques du Pays de Léon.

CHANTRAINE J. et HERROUIN Y., géologue au BRGM, pour les formations paléozoïques du Bassin de Morlaix.

CHAURIS L. et CHANTRAINE J. pour les formations magmatiques anté-hercyniennes (orthogneiss) et hercyniennes précoces (granitoïdes).

CABANIS B., assistant à l'Université de Paris VI, et CHANTRAINE J. pour le complexe gabbro-granite du Petit Trégor.

CHAURIS L. pour les formations magmatiques hercyniennes tardives (complexes granitiques de Roscoff et de la baie de Morlaix).

CHANTRAINE J. pour les formations superficielles et quaternaires.

CHAURIS M.-M. et CHAURIS L. pour les formations de la bordure littorale.

LARSONNEUR C., professeur à l'Université de Caen, pour les formations sous-marines.

CHAURIS L. et LULZAC Y., géologue au BRGM, pour les minéralisations.

BOS P., géologue au BRGM, et CHANTRAINE J. pour les substances utiles.

Généralités et coordination par J. CHANTRAINE en 1985.