



# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## LE CONQUET

par

L. CHAURIS, B. HALLEGOUET

### LE CONQUET

La carte géologique à 1/50 000  
LE CONQUET est recouverte par la coupure  
BREST (N° 57)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

	Plouarzel	Plabennec
LE CONQUET	Brest	
		Douarnenez



BRGM

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

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
LE CONQUET A 1/50 000**

**par**

**Louis CHAURIS et Bernard HALLÉGOUËT**

**1989**

**ÉDITIONS DU BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS CEDEX 2 – FRANCE**

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>7</b>
<b>SOCLE</b>	<b>7</b>
Complexes métamorphiques	7
Granitoïdes et formations associées	13
Formations filoniennes	29
Succession des événements	35
Accidents tectoniques	37
<b>FORMATIONS TERTIAIRES</b>	<b>39</b>
<b>FORMATIONS QUATERNAIRES</b>	<b>39</b>
Formations marines pléistocènes	39
Formations périglaciaires	41
Formations fluviatiles et lacustres	42
Formations marines actuelles	43
Formations anthropiques	48
<b>GÉOLOGIE MARINE</b>	<b>48</b>
Socle	48
Couverture sédimentaire récente	52
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>58</b>
<b>GÎTES MINÉRAUX</b>	<b>58</b>
<b>MATÉRIAUX DIVERS</b>	<b>59</b>
<b>HYDROGÉOLOGIE</b>	<b>62</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>62</b>
<b>DESCRIPTION D'ITINÉRAIRES</b>	<b>62</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>62</b>
<b>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</b>	<b>68</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>69</b>

## INTRODUCTION

La pointe de Corsen, sur la feuille Le Conquet, marque l'extrême avancée vers l'Ouest de la France continentale. En breton, la pointe de Saint-Mathieu est appelée *Sant Vazé Penn ar Bed* (Saint-Mathieu du Bout du Monde). Cependant, les îles et récifs de l'archipel de Molène ne peuvent être séparés du continent dont ils constituent le prolongement direct émergeant d'une mince pellicule d'eau.

Dans sa partie septentrionale, la feuille Le Conquet appartient au Pays de Léon, vaste domaine cristallophyllien développé aux dépens d'un matériel précambrien (Briovérien) et recoupé par plusieurs massifs granitiques hercyniens. Plus au Sud, les hauts-fonds qui prolongent la presqu'île de Crozon (La Parquette) se rattachent au Grès armoricain (Ordovicien inférieur), discordant à Port-Naye, près Camaret (feuille Brest) sur le Briovérien, et plissé par l'orogénèse hercynienne. La pénéplaine post-hercynienne a été maintes fois remaniée. Les formations secondaires ne sont pas connues à terre. Des dépôts quaternaires et actuels, pelliculaires (places anciennes, coulées de *head* périglaciaires, limons, alluvions fluviales, placages dunaires, sables marins) masquent fréquemment le socle ancien.

La partie continentale de la feuille présente une morphologie appalachienne assez nette, plus ou moins perturbée par des accidents transversaux. Le granite de Saint-Renan - Kersaint qui constitue l'ossature morphologique du Pays de Léon, forme également ici les points hauts de la feuille (138 mètres au Nord-Est de Ploumoguier) ; il dessine une voûte surbaissée, surtout bien visible de la mer. Les bandes allongées de la granodiorite de la pointe des Renards apparaissent aussi en relief ; le meilleur exemple est fourni par les trois bandes qui arment la presqu'île de Kermorvan (*sensu lato*). Au contraire, les micaschistes du Conquet forment des dépressions dans la topographie (vallée débouchant dans la ria du Conquet). De même, la granodiorite de Trégana est ici généralement très érodée et apparaît en creux (anse du Trez Hir où les principaux affleurements ne sont visibles qu'à basse mer).

A première vue, la morphologie de l'archipel de Molène semble confuse : des monticules (*monadnocks*) aux formes étranges dominent un plateau irrégulier parcouru de chenaux diversement orientés : lames acérées de gneiss, dalles en escalier du granite de Molène, boules énormes du granite de Balanec. En fait, cette morphologie apparemment désordonnée est sous la dépendance de deux facteurs autour desquels elle s'ordonne harmonieusement :

- l'orientation générale des formations. A titre d'exemples, on citera : l'arête rocheuse (gneiss migmatitiques) qui s'étend du Leac'h à la basse du Renard en passant par les Mein Hir et Ar Vranig au Nord de Molène ; la ligne de hauts-fonds qui s'étire de Bazou Losket Vihan au Kefinel à l'WSW de Molène. Dans le détail, le contour de plusieurs îles est, en partie, le reflet des directions changeantes de la foliation des gneiss et la forme même de Quemenez fournit à ce sujet un exemple frappant. Ainsi, le plateau de Molène se révèle à l'examen, présenter, comme le continent, un relief appalachien, ici à présent en grande partie immergé ;

- l'orientation des failles transversales. Le rôle morphologique des failles transverses WNW-ESE, NW-SE, NNW-SSE et N 10-20°E complète et, en

un certain sens, modifie le premier facteur. Les chenaux qui séparent les différentes îles sont souvent en rapport avec des fractures : c'est le cas des passes de Morgol, du Cromic et de La Chimère. Bien plus, la limite orientale de l'archipel de Molène semble être en relation avec de telles fractures, suivies par les chenaux de La Helle et du Four ; ces deux chenaux sont respectivement parallèles aux vallées de l'Aber-Ildut et de son affluent du Pont de l'Hôpital dans l'Ouest du Pays de Léon ; ils paraissent représenter d'anciennes vallées continentales qui furent un moment des rias, avant d'être entièrement submergées par les eaux marines. Enfin si, comme il est probable, la limite occidentale du plateau de Molène est également en rapport avec des failles NW-SE, c'est la forme même du plateau, oblique par rapport aux directions structurales du Léon, qui apparaît en relation directe avec un rejeu relativement récent (au Tertiaire) des failles qui accidentent les confins occidentaux du Pays de Léon.

Le granite de la Chaussée des Pierres Noires constitue sans doute le trait géomorphologique le plus important de la feuille. Il forme une succession de récifs et de hauts-fonds qui marquent la limite septentrionale de l'Iroise *sensu stricto*, dont les fonds sont, à leur tour, accidentés par les récifs en Grès armoricain de La Parquette.

La côte sud entre la pointe de Saint-Mathieu et le château de Bertheaume (commune de Plougonvelin), essentiellement entaillée dans les gneiss de Brest, reçoit directement la houle du large. Les falaises sont élevées, abruptes et présentent une morphologie de lacération (Guilcher). La côte ouest, au contraire, est relativement protégée des influences du large par la Chaussée des Pierres Noires et l'archipel de Molène. Les éboulements sont fréquents tout au long de la côte (gneiss de Brest, mica-schistes du Conquet, granite de Saint-Renan) et parfois spectaculaires. Dans l'archipel de Molène, les côtes sont, le plus souvent, basses et ourlées d'accumulations récentes (surtout de galets).

Le paysage naturel a été intensément modifié par les progrès d'une occupation humaine fort ancienne, comme l'attestent les vestiges mégalithiques conservés dans les îles (Beniguet, Quemenez) et dans la presqu'île de Kermorvan, ainsi que les ruines encore imposantes de Saint-Mathieu. A présent, les landes ne couvrent que des surfaces restreintes (pentes des falaises gneissiques au Sud de Plougonvelin, dunes des Blancs Sablons). Les champs, protégés par de petits muretins de pierres sèches s'étendent jusqu'aux falaises (Saint-Mathieu). L'agriculture est dominée par l'élevage bovin, souligné par les herbages et les emblavures consacrées au maïs. Si l'on met à part Quemenez, le travail de la terre a presque entièrement disparu dans les îles autrefois cultivées et les fermes, abandonnées, s'écroulent. La récolte des algues, avec des moyens de coupe modernisés, est active dans l'archipel de Molène.

Les conditions du lever géologique sont, ici, dans l'ensemble, particulièrement favorables. Le balancement des marées, d'une amplitude maximale de 7,90 m à Molène, met à découvert de vastes affleurements. La complexité géologique est souvent telle que l'échelle du 1/10 000e s'avère encore insuffisante. La réduction des levers à 1/50 000 a dû, par suite, être souvent schématisée. Quelques cartes de détail incorporées à la notice s'efforcent de pallier cet inconvénient (1). A l'intérieur des terres, par

(1) Voir les figures 2 à 5 en fin de chapitre "description des terrains".

contre, les conditions d'exposition décroissent très rapidement (altération superficielle, recouvrements, herbages). Toutefois, un lever minutieux, champ par champ, précédé par un examen des photographies aériennes, est souvent rendu possible par la présence de roches résistantes (quartzites, mylonites, microgranites, quartz). Cependant, la limite entre des formations peu différentes profondément altérées demeure souvent quelque peu aléatoire : c'est en particulier le cas pour les panneaux de migmatites granitiques enclavés dans le granite de Saint-Renan ou les bandes de granodiorite de la pointe des Renards dans certains gneiss de Kerhornou. Dans les zones immergées à faible profondeur, l'examen des photographies aériennes a souvent permis de dessiner d'une manière précise les formations meubles dont la morphologie est influencée par les courants de marée ; des failles ont pu être tracées avec précision dans les mêmes conditions. La densité des observations sur le socle immergé reste encore très faible ; parfois, la morphologie a permis de prolonger avec une quasi-certitude, les formations reconnues à terre.

Plusieurs cartes ont déjà couvert, dans le passé, la région examinée ici. A la suite des esquisses de Puillon-Boblaye (1827) et de de Fourcy (1844), la feuille Brest à 1/80 000 due à C. Barrois (1902) constitue le premier document cartographique détaillé. Il a fallu attendre les années 60 pour voir la publication de nouvelles cartes : Guilcher, 1958 et 1959 (dépôts quaternaires et formations meubles immergées) ; Taylor, 1967 (la carte, limitée à la partie méridionale de la zone continentale de la feuille, illustre un très important mémoire sur *The Geology of the South-West Pays de Léon, North Finistère, France*, qui étudie toutes les formations anciennes en grand détail et révèle plusieurs ensembles passés jusqu'alors inaperçus) ; Hinschberger, 1968 (carte sédimentologique sous-marine à 1/100 000) ; Chauris et Hallégouët, 1972 (3e édition, totalement nouvelle de la feuille Brest à 1/80 000, partie Pays de Léon) ; Chauris, Deunff, Lapière, Lefort et Plusquellec, 1972 (esquisse cartographique des formations précambriennes et paléozoïques au large des côtes occidentales du Finistère) ; Chauris et Hallégouët, 1973 (tracé des quartzites des gneiss de Brest) ; Lapière, 1975, (feuille Ouessant à 1/250 000 de la marge continentale française) ; Lefort, 1977 (prolongements submergés du Massif armoricain) ; Chauris et Hallégouët 1977 (cartographie du champ filonien microgranitique du Bas-Léon) ; Hallégouët, 1982 (dépôts superficiels de l'archipel de Molène).

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### SOCLE

#### Complexes métamorphiques

Le Sud-Ouest du Pays de Léon est essentiellement constitué par des terrains cristallophylliens, développés aux dépens de formations briovériennes. Le métamorphisme (basse à moyenne pression – haute température) croît rapidement du Sud vers le Nord.

● *Epizone* : schistes de l'Elorn à paragenèse du sub-faciès quartz – albite – muscovite – chlorite du faciès schistes verts ; sur la feuille Le Conquet, les affleurements (à terre) des schistes de l'Elorn ont été entièrement

enlevés par l'érosion marine : les témoins les plus occidentaux disparaissent à l'Ouest de Mengam, sur la rive septentrionale du Goulet de Brest (feuille Brest).

● *Mésozone* : micaschistes du Conquet à muscovite et biotite, avec staurotide et almandin abondants, andalousite et disthène très surbordonnés.

● *Catazone* : gneiss à sillimanite de Kerhornou, passant vers le Nord aux migmatites de Plouarzel.

Entre les schistes de l'Elorn et les micaschistes du Conquet s'intercale une puissante masse granito-gneissique connue sous le nom de *gneiss de Brest*. Aux quatre ensembles majeurs s'ajoutent plusieurs formations subordonnées : gneiss leucocrates, quartzites, amphibolites.

Une description succincte de ces divers ensembles est présentée dans la première partie de ce chapitre. Les problèmes chronologiques seront plus particulièrement évoqués dans la seconde partie (succession des événements géologiques).

γ<sup>4</sup>ζ. **Gneiss de Brest.** La formation connue sous le nom de gneiss de Brest affleure depuis la pointe de Saint-Mathieu à l'Ouest jusqu'à Guiclan à l'Est, soit environ 70 km de long. Sa largeur est variable : près de 5 km à l'Ouest de Brest ; 0,7 km seulement au Nord de Landerneau (où elle est prise en écharpe par le linéament médio-armoricain) ; au-delà de Guiclan, les gneiss de Brest ne forment plus que quelques pointements isolés, jusqu'à l'île Callot en Carantec (L. Chauris, feuille Plestin-les-Grèves). Ils n'ont pas été reconnus avec certitude dans l'archipel de Molène et pourraient se terminer en coin à l'Ouest de la pointe de Saint-Mathieu (*infra*).

Dans la notice explicative de la feuille Brest, un long historique a été présenté sur ce complexe dont plusieurs aspects sont encore discutés : tous les gneiss de Brest ont-ils une origine orthomagmatique ? Certains gneiss septentrionaux ne sont-ils pas des paragneiss ? L'âge du métamorphisme est-il cadomien ou hercynien ? La mise en place (magmatisme) est-elle réellement cadomienne ou doit-on la rapporter à une évolution calédonienne ? Rôle des événements hercyniens, en particulier dans l'écrasement ? (Barrois, 1902 ; Milon, 1928 ; de Lapparent, 1934 ; Pruvost *et al.*, 1943 ; Berthois, 1954 ; Chauris et Michot, 1965 ; Deutsch et Chauris, 1965 ; Adams, 1967 ; Taylor, 1967 ; Bradshaw, Renouf et Taylor, 1967 ; Bishop, Bradshaw, Renouf et Taylor, 1969 ; Michot et Deutsch, 1969 et 1970 ; Chauris et Hallégouët, 1972b et 1973a et b ; Cabanis, Michot et Deutsch, 1977 ; Chauris et Hallégouët, 1980 ; Cabanis, 1982).

L'origine magmatique de la partie méridionale des gneiss de Brest est établie par les textures, les enclaves énallogènes et le métamorphisme de contact (Taylor, 1967). La composition minéralogique correspond à une granodiorite d'affinité trondhjémitique (Taylor, 1967) : quartz (~ 35 %), plagioclase acide (~ 33 %), feldspath potassique à pourcentage variable (1 à 7 %, exceptionnellement 10 %), biotite (~ 15 %), chlorite (2 %), muscovite (8 %), apatite, zircon, pyrite. Les enclaves énallogènes, d'aspect lenticulaire, sont très nombreuses et constituent l'une des caractéristiques les plus remarquables du complexe ; elles présentent généralement une origine sédimentaire et peuvent être rattachées sans ambiguïté au Briovérien qui s'étend plus au Sud (schistes de l'Elorn, feuille Brest). Les nombreuses inclusions elliptiques de quartz associées aux enclaves

représentent vraisemblablement des fragments corrodés de veinules quartzieuses des schistes briovériens. En plusieurs points (Creac'h Meur Saint-Marzin), la granodiorite a été affectée par d'intenses processus d'albitisation métasomatique (Taylor, 1967) (*infra*).

La granodiorite a subi l'influence d'un métamorphisme régional postérieurement à sa mise en place et a été ainsi transformée en orthogneiss. Taylor (1967) a montré que les limites de faciès pouvaient être grossièrement précisées grâce à la présence de formations basiques ou sédimentaires dans les gneiss de Brest.

Les *gneiss de Brest septentrionaux* représentent-ils encore en totalité la granodiorite métamorphique sous un faciès mésozonal ? Des paragneiss ne pourraient-ils pas être associés aux orthogneiss ? L'existence possible de paragneiss est suggérée par le contraste, révélé en particulier par la coupe des falaises au Nord de la pointe de Saint-Mathieu, entre un puissant ensemble gneissique d'origine *ortho* et certains gneiss, associés à une série diversifiée, avec niveaux de quartzites et de micaschistes, dont l'ensemble évoque une séquence sédimentaire (arkoses ou tufs, grès, pélites). Par ailleurs, Michot et Deutsch (1969, 1970) ont montré qu'une partie de la population en zircon des gneiss de Brest est héritée et détritique.

Le tableau I (1 à 5) donne la composition chimique d'échantillons prélevés sur la feuille Le Conquet. La teneur relativement élevée en potassium est due *pro parte* à l'abondance de la biotite qui explique aussi les teneurs en fer et en magnésium. Les teneurs en calcium indiquent des variations dans la composition du plagioclase. Quelques éléments traces ont été dosés dans les échantillons 2 et 3 : respectivement : Ba = 560-490 ppm ; Sr = 60-120 ppm ; Be = 2-2 ppm ; Cr = 62-58 ppm ; Cu = 16-49 ppm ; Co = 3-7 ppm ; V = 74-85 ppm.

**Micaschistes et gneiss du Conquet.** Le complexe des micaschistes et gneiss du Conquet s'étend au Nord des gneiss de Brest. Sur la feuille Brest, il diminue progressivement de largeur vers l'Est pour se réduire aux approches de l'accident linéaire médio-armoricain, à une bande étroite (~ 100 m) ou même disparaître totalement. Le prolongement occidental des micaschistes du Conquet, relativement tendres, est situé probablement entre la Chaussée des Pierres Noires et Beniguet où seuls quelques affleurements réduits ont été notés dans la partie méridionale de l'île.

Deux ensembles peuvent être distingués :

ξ. **Micaschistes.** Ils appartiennent essentiellement aux types pélitiques et semi-pélitiques. Cet ensemble à muscovite, biotite, quartz, un peu d'oligoclase, tourmaline et pyrite, est surtout caractérisé par le développement poeciloblastique du grenat almandin et de la staurotide. Les grenats, rarement automorphes, atteignent fréquemment 1 cm de diamètre, parfois plus ; la longueur des cristaux automorphes de staurotide va de 1 à 3 cm. Les bancs riches en grenat ou en staurotide correspondent au litage des sédiments avant le métamorphisme ; la staurotide est particulièrement abondante dans les niveaux pélitiques. Selon toute probabilité, les micaschistes représentent l'équivalent des schistes briovériens de l'Elorn sous un faciès métamorphique plus élevé (sub-faciès staurotide du faciès

amphibolite – almandin). Le tableau (I, 6 et 7) donne la composition chimique d'un micaschiste à staurotide (6) et d'un micaschiste à grenat (7) ; dans l'ensemble, les teneurs sont assez comparables. Quelques éléments traces ont été dosés dans le micaschiste à staurotide : Ba = 186 ppm ; Sr = 43 ppm ; Li = 32 ppm ; Be = 2 ppm ; B = 44 ppm ; Cr = 72 ppm ; Ni = 69 ppm ; Cu = 16 ppm ; Co = 26 ppm ; V = 85 ppm ; Zn = 180 ppm.

L'andalousite rose a été observée : au Sud de Porz Liogan, en gros cristaux (jusqu'à 6-7 cm de long), associés à la muscovite et au quartz, dans des glandules (~ 50 × 15 cm) disposées dans la schistosité du micaschiste grenatifère, et au Sud de Porz Feunteun, dans des lentilles glandulaires avec feldspath et muscovite. Le disthène bleu a été noté en deux points : au Sud de Porz Feunteun, en beaux cristaux de 3-4 cm de long sur 2-4 mm de large, dans le micaschiste, au contact de glandules quartzeux, et au lieu-dit Le Croaë, dans la ria du Conquet, avec biotite et quartz. Des lentilles de micacite, de quelques centimètres de puissance, formées de mica noir à éclat mordoré, ont été reconnues en bordure de glandules feldspathiques, au Nord de Porz Liogan. Les micaschistes admettent localement des nids à quartz – albite – chlorite.

ζC. **Gneiss.** On a représenté sous la même teinte (mais avec une surcharge) que les micaschistes *sensu stricto* à grenat et staurotide :

– la longue bande gneissique (*avec micaschistes indubitables*) qui affleure au Sud de Porz Liogan et se poursuit loin vers l'Est ;

– les affleurements beaucoup plus limités des environs des Rospects et de l'WSW de Plougonvelin. Ces roches rappellent les micaschistes par la présence fréquente de gros grenats, mais en diffèrent par l'existence d'enclaves extrêmement aplaties dans le plan de la schistosité. Elles pourraient peut-être représenter un faciès particulier des gneiss de Brest.

ζ. **Gneiss de Kerhornou.** On a regroupé sous ce nom le vaste complexe gneissique qui s'étend au Nord des micaschistes du Conquet, depuis la presqu'île de Kermorvan jusqu'aux environs de Porz Moguer où il est recoupé à l'emporte-pièce par le granite de Saint-Renan. Ce complexe affleure aussi très largement dans l'archipel de Molène où il est magnifiquement exposé sur l'estran, et se poursuit encore loin vers l'Ouest (au moins jusqu'au méridien d'Ouessant), ainsi que l'ont établi les prélèvements sous-marins (Chauris *et al.*, 1972a). Les gneiss de Kerhornou peuvent être rattachés, selon toute probabilité à la formation des gneiss de Lesneven qui s'étendent largement dans le Pays de Léon (Chauris *et al.*, 1972b).

Dans l'archipel de Molène, le faciès le plus répandu est un gneiss à deux micas ; biotite et muscovite sont abondantes ; la muscovite est disposée, soit parallèlement à la biotite, soit en travers de la foliation (Roc'h Louët, Molène). Localement, comme au deuxième Ledenez de Quemenez, la muscovite en grandes lames est très fréquente ; par contre, à l'extrémité sud-ouest de Beniguet, ce minéral fait défaut. Parfois, les gneiss se chargent en tourmaline et présentent même des lentilles riches en quartz et en tourmaline (Trielen). Localement affleurent des gneiss grisâtres, à grain fin, où la foliation "en petit" est nettement moins visible. Les falaises de Kerhornou révèlent le caractère différencié de la série originelle, avant le métamorphisme (paragneiss) ainsi que le degré atteint par le métamorphisme régional. La sillimanite est localement très abondante

dans le gneiss où elle va jusqu'à former des lentilles fusiformes de plusieurs dizaines de centimètres de long et quelques centimètres de puissance. Fréquemment les gneiss passent insensiblement aux migmatites. Les formations orthogneissiques qui apparaissent également dans le complexe de Kerhornou n'ont pas été distinguées sur la carte.

Le complexe gneissique offre une structure isoclinale avec plan de foliation généralement incliné vers le Sud (entre 15° et 70°, parfois même sub-vertical). Les directions, assez variées, oscillent généralement entre N 60°E et N 110°E. Toutefois, une remarquable structure semi-concentrique, d'allure périclinale, à plongement Est, a été mise en évidence à l'Est de la pointe de Breterc'h; elle est brusquement limitée au Sud par la faille d'Ilien. La signification tectonique précise de ce dispositif semi-circulaire qui contraste vivement avec l'allure directionnelle des formations cristallophylliennes de la région, n'a pu encore être déterminée.

**ζM. Migmatites de Plouarzel.** La continuité de la série métamorphique vers le Nord est interrompue par l'intrusion du granite de Saint-Renan. Toutefois, les termes les plus profonds du complexe cristallophyllien (migmatites) apparaissent sous forme de vastes panneaux enclavés dans le massif granitique (falaises de Ruscumunoc en Plouarzel, estrans de la partie septentrionale de l'île de Molène). Plus au Nord encore, une bande de gneiss migmatitiques, orientée N 70°E sépare le granite de Molène du granite de Balanec; elle constitue une succession de récifs élançés: Mein Hir, Ar Vranig, Baz Hir et, vraisemblablement, les rochers du Normand et du Renard; ces gneiss affleurent aussi plus largement sur le platier rocheux qui s'étend au Nord d'Ar Vranig; ils constituent également des enclaves dans le granite de Balanec. A l'intérieur des terres, aux environs de Ploumoguer, les affleurements sont mauvais et difficiles à délimiter.

Divers faciès de migmatites ont été observés (métatexites, diatexites, granites anatectiques). Ces derniers faciès s'avèrent parfois difficiles à distinguer, sur le terrain, de certains granites du massif de Saint-Renan. Deux analyses chimiques ont été effectuées (tableau I, 8 et 9): la première sur un gneiss migmatitique à minces lentilles quartzo-feldspathiques et lits irréguliers de biotite (Molène); la seconde, sur un faciès granitique légèrement porphyroïde (Nord-Est de la pointe de Korsenn). Le granite se distingue du gneiss par son cachet nettement plus leucocrate (teneurs plus basses en Fe, Mg, Ti; teneurs plus élevées en K et Na) et une acidité plus forte. Les teneurs en baryum sont plus faibles (respectivement 270 et 439 ppm); il en est de même des teneurs en Cr (< 10-45), V (< 5-54), Zn (34-160), Ni (< 5-20).

**ζp. Gneiss leucocrate de Penzer (rhyolite métamorphique ?).** Une roche à grain fin, de teinte claire (gris-beige, devenant blanchâtre par altération) affleure sur la côte au droit de Penzer. Elle se présente en bancs parallèles, nettement foliés, sur une puissance de quelques dizaines de mètres. Elle est interstratifiée dans la série cristallophyllienne (gneiss de Brest au Sud, micaschistes du Conquet au Nord), dont elle présente la même foliation métamorphique (alignement parallèle des biotites). Sa formation est, à l'évidence, antérieure au métamorphisme régional. Interrompte à l'Est par une faille, cette roche a été retrouvée en plusieurs points à l'intérieur des terres (au moins jusqu'à Kerzavid, au Nord du Trez Hir) où elle dessine des affleurements discontinus disposés suivant deux bandes

parallèles. Ces deux bandes représentent probablement la réapparition, par pli, d'un niveau unique.

Au microscope, la roche se montre formée de petites plages (2-3 mm) de microcline perthitique au sein d'une matrice très fine (quelques centièmes de mm) composée de quartz, albite, microcline et biotite ; apparaissent, en outre, des lentilles de quelques millimètres formées de quartz. Deux analyses chimiques ont été effectuées (tableau I, 10 et 11) sur des échantillons en provenance de Penzer (10) et de Kervilizic, au Nord-Ouest de Plougonvelin (11). La composition chimique, la texture (le microcline perthitique et les lentilles de quartz représentant d'anciens phénocristaux) et l'interstratification s'accordent pour suggérer qu'il pourrait s'agir d'une ancienne venue rhyolitique à présent affectée par le métamorphisme mésozonal.

**χ. Quartzites.** Les bancs de quartzites tracés sur la feuille Brest au sein des gneiss de Brest et des micaschistes du Conquet réapparaissent sur la feuille Le Conquet dans les mêmes complexes. Selon toute probabilité, ils représentent d'anciens niveaux gréseux briovériens, de puissance plurimétrique. Ce sont des formations très cristallines qui se délitent en épaisses plaquettes ; localement (environs de Creac'h Meur), elles sont fortement écrasées. Par suite de leur dureté, les quartzites peuvent dessiner des crêtes surbaissées très allongées (Nord de Kerarc'hleuz). Leur tracé discontinu, tel qu'il apparaît sur la carte, peut être dû, soit à un dispositif lenticulaire originel, soit à l'intensité de la tectonique (disparition locale le long de flanc inverse de plis), soit à leur assimilation par la granodiorite (futur gneiss de Brest), soit plus simplement, à l'absence d'affleurement. Au total, six bancs d'extension plus ou moins importante, ont été cartographiés du Sud au Nord entre les environs de Creac'h Meur et l'étang de Kerjean. Il est possible que ces différents bancs, assez régulièrement espacés, marquent la réapparition, par pli, d'un même niveau. S'il en était bien ainsi, ils constitueraient de précieux marqueurs dans la reconstitution tectonique. Il importe de remarquer qu'aucun banc de quartzite n'a été observé au Nord des micaschistes du Conquet, dans les gneiss de Kerhornou. Au sein des gneiss de Brest, les quartzites peuvent être associés à d'anciennes formations gréso-pélitiques.

**δ. Amphibolites.** Les amphibolites sont rares sur la feuille Le Conquet et toujours d'extension réduite. Elles offrent des origines variées (Taylor, 1967).

*Les amphibolites des Rospects* affleurent, au sein des gneiss de Brest, sous forme d'amas lenticulaires entre les Rospects et la pointe de Saint-Mathieu. Elles représentent d'anciennes enclaves basiques de la granodiorite (futur gneiss de Brest) et, à ce titre, peuvent sans doute être rapprochées des occurrences du Dellec (feuille Brest). Elles sont constituées par une amphibole vert pâle, andésine, biotite (chloritisée), épidote et quartz. Le contact avec le gneiss de Brest est marqué par une zone de contamination soulignée par le développement du grenat lié au métamorphisme régional.

*Les amphibolites du Trez Hir* dérivent d'anciens dykes basiques qui recoupaient la granodiorite (futur gneiss de Brest), avant le métamorphisme qui peut être souligné par la présence du grenat. D'autres amphibolites de même origine (anciens dykes basiques) ont été

observées sur la côte à l'Ouest de Penzer. La teneur relativement élevée en  $K_2O$  mise à part, l'analyse chimique (tableau I, 12) indique une composition gabbroïque.

Des amphibolites ont été également notées au port du Conquet, à Quemenez, etc.

80<sup>1</sup>. **Amas métabasique de Porz Liogan : une ancienne anorthosite.** Antérieurement cartographié comme amphibolite, l'amas métabasique de Porz Liogan se distingue en fait de toutes les formations amphibolitiques de la feuille Le Conquet par sa puissance (plusieurs dizaines de mètres), sa teinte relativement claire, sa composition et son origine (Taylor, 1967). Les contacts avec les formations cristallophylliennes sont, soit indéterminables (au Nord), soit tectoniques (au Sud). Le long de ce contact méridional, la roche est laminée et montre une grossière schistosité. Dans sa masse, elle offre une certaine texture litée, soulignée par des couches de plagioclase blanchâtre, presque dépourvues d'amphibole. Le plagioclase est très riche en An (bytownite à labrador) ; l'amphibole est vert pâle (actinote ?) ; présence d'un peu de sphène et de zoïsite. De minces fissures peuvent être minéralisées en calcite et prehnite. L'époque de la mise en place de l'amas métabasique de Porz Liogan, qui a subi un certain degré de métamorphisme, n'a pu être précisée. Comme l'indique à juste titre Taylor (1967), la nature calcique remarquable du plagioclase, même après le métamorphisme, suggère que sa composition originelle pouvait être anorthitique. Cette manière de voir, jointe au caractère leucocrate de la roche, incite à penser, avec Taylor, que la nature du magma originel pouvait s'approcher de la composition d'une anorthosite. Cette interprétation est fortement appuyée par l'analyse chimique (tableau I, 13) (cf. la composition moyenne de 17 anorthosites dans le traité de Johannsen, III, p. 201).

### Granitoïdes et formations associées

$\gamma^{1-2}_{SM}$ . **Granite leucocrate de Saint-Marzin.** Aux environs de Saint-Marzin en Plougonvelin, la granodiorite (futur gneiss de Brest) est recoupée par un pointement allongé ( $> 400 \text{ m} \times \sim 100 \text{ m}$ ) d'un granite leucocrate (à microcline perthitique, albite, quartz, muscovite abondante et biotite sporadique) (tableau II, 1). Taylor (1967) a montré que l'injection de ce granite est antérieure (comme la granodiorite) au développement du métamorphisme régional. Le granite leucocrate et ses satellites filoniens ont été localement intensément albitisés par métagénèse (*infra*).

alb. **Albitites.** De nombreuses occurrences d'albitites ont été mises en évidence dans les gneiss de Brest depuis les environs de la pointe de Saint-Mathieu jusqu'aux approches de Brest (Taylor, 1967). Les meilleurs affleurements, reconnaissables à leur teinte blanchâtre, sont exposés dans les falaises de la commune de Plougonvelin (Sud du Trez Hir, environs de la pointe de Creac'h Meur et du fort Saint-Marzin). Les albitites se groupent en zones alignées parallèlement à la direction générale des gneiss de Brest. La largeur maximale des lentilles peut atteindre plusieurs dizaines de mètres ; l'extension longitudinale, quelques centaines de mètres ; souvent, les dimensions sont nettement plus restreintes.

**TABLEAU I - COMPLEXES MÉTAMORPHIQUES**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	70,60	69,03	67,00	66,40	71,60	70,50	70,70	69,10	72,15	76,77	74,56	48,10	49,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,65	14,47	16,05	15,20	13,96	14,90	13,56	14,75	14,84	12,87	13,42	16,70	25,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	3,85	5,15	3,20	1,04	1,35	2,22	0,95	n.d.	0,19	0,37	2,65	0,97
FeO	1,20			1,60	2,22	4,00	2,56	3,27	0,96	0,73	1,35	6,10	2,38
MnO	0,03	0,05	0,04	0,12	<0,05	0,06	<0,05	0,04	n.d.	0,02	n.d.	0,24	<0,05
MgO	1,60	1,58	1,81	1,90	1,05	1,89	2,40	1,62	0,29	0,10	0,24	9,10	3,83
CaO	0,90	1,38	2,33	2,75	1,65	0,45	0,85	0,84	0,58	0,25	0,44	11,10	13,51
Na <sub>2</sub> O	2,25	3,06	3,54	3,40	4,89	2,74	2,23	2,10	3,58	3,62	3,55	2,45	2,82
K <sub>2</sub> O	4,15	3,85	2,70	2,80	2,25	1,95	2,76	4,55	5,22	4,93	5,19	1,30	0,18
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,57	0,75	0,75	0,35	0,69	0,46	0,63	0,14	0,07	0,16	1,65	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25			0,23	0,17	0,12	0,14	0,17	0,10	0,14	0,07	0,20	0,11
P.F.	1,05	1,25	1,05	1,20	0,53	1,57	2,12	0,84	1,05	0,56	0,41	0,80	0,80
Total	100,68	99,09	100,42	99,55	99,71	100,22	100,00	98,86	98,91	100,25	99,76	100,39	99,43

Analyses chimiques : 1 à 5 : **Gneiss de Brest**. 1 - S-W Keryunan. 2 - Carrière de Creac'h Meur. 3 - N de Saint-Mathieu. 4 - N de Saint-Mathieu. 5 - Porz Liogan. 6 et 7 - **Micachistes du Conquet**. 6 - Micaschiste à staurotide, Porz Feunteun. 7 - Micaschiste à grenat, Porz Liogan. 8 - **Gneiss migmatitique**, Molène. 9 - **Granite anatectique**, NE Korsenn. 10 et 11 - **Gneiss leucocrate de Penzer**. 10 - Penzer. 11 - Kervilzic. 12 - **Amphibolite**, S de Porz Liogan. 13 - **Amas métabasique de Porz Liogan** (Analyses BRGM).

Le processus d'albitisation est postérieur à l'intrusion de la granodiorite (futur gneiss de Brest) et aux injections leucocrates acides qui ont suivi sa mise en place (granite de Saint-Marzin), mais antérieur au métamorphisme régional (orthogneissification de la granodiorite) (Taylor, 1967). Observations sur le terrain (zones de transition, conservation des textures) et examens au microscope (transformation progressive du plagioclase en albite, disparition du quartz, présence d'albite en échiquier) ont permis au même auteur de démontrer, de manière convaincante, l'origine métasomatique de l'albitisation.

Selon la roche initiale et l'intensité du métamorphisme ultérieur, plusieurs types pétrographiques ont été reconnus dans les albitites (Taylor, 1967 ; Chauris, 1985a).

● **Albitites cataclastiques formées aux dépens de la granodiorite** (futur gneiss de Brest). La zone de transition, de quelques dizaines de centimètres de puissance, entre l'ancienne granodiorite et l'albitite, est caractérisée successivement par la chloritisation de la biotite, puis la disparition du quartz. Dans les cas évolués, l'albitite est essentiellement constituée d'albite (> 70 %), presque pure (An ~ 4 %), très claire, aux lamelles de macles tordues ; la chlorite, en plages irrégulières, effilochées, est plus ou moins abondante et confère à la roche une nuance gris verdâtre pâle ; apparaissent, en outre, un peu d'apatite, de rutile, d'ilménite, de sphène et quelques zircons. L'écrasement est intense et l'albitite offre une texture cataclastique prononcée. Le tableau II, 2 donne la composition chimique d'une albitite cataclastique des environs de la pointe de Creac'h Meur. La comparaison avec la granodiorite permet les constatations suivantes : légère diminution de la teneur en silice ; augmentation du pourcentage en alumine ; décroissance du fer ; croissance sensible du pourcentage en  $P_2O_5$  ; variation peu significative du titane. L'albitisation se traduit particulièrement par la chute des teneurs en  $K_2O$  et, par suite, et dans les mêmes proportions, en baryum (14 ppm) ; l'augmentation du pourcentage en  $Na_2O$  est caractéristique. Les teneurs relativement élevées en fer, en magnésium et en titane traduisent, à l'évidence, l'héritage de la roche-mère. Certains éléments en traces révèlent également cet héritage : c'est le cas, en particulier, de Cr (86 ppm), Ni (33 ppm) et V (109 ppm) ; par contre, le cuivre disparaît presque entièrement (< 1 ppm). Malgré la forte teneur en  $Na_2O$  (# 10 %), le pourcentage élevé en Fe et Ti ôtent à ces albitites tout intérêt industriel.

● **Albitites métamorphiques à grenat, formées aux dépens de la granodiorite**. Le métamorphisme régional a pu provoquer, dans les albitites, le développement de biotite secondaire. Un cas remarquable de l'influence du métamorphisme concerne les albitites à grenat des environs de Penzer. L'albite (5-6 % An), dominante, associée à un peu de quartz, apparaît antérieure aux grenats automorphes, poeciloblastiques, subcentimétriques, liés au métamorphisme mésozonal ; biotite, chlorite, apatite, parfois staurotide complètent la paragenèse de ces albitites métamorphiques. L'analyse chimique (tableau II,3) montre que l'influence de l'origine granodioritique est ici très nette et n'a pu être effacée entièrement malgré l'intensité de l'albitisation. L'héritage se traduit en particulier par une teneur élevée en fer, en magnésium et en titane. Les processus liés à l'albitisation sont marqués essentiellement par l'augmentation du pourcentage en  $Al_2O_3$  et surtout en  $Na_2O$ , ainsi que par une chute de la

teneur en  $K_2O$ . Cette décroissance de la teneur en potassium (nettement plus faible que pour le premier type) coïncide avec une diminution comparable de la teneur en baryum (104 ppm). Divers éléments traces accusent ici aussi l'héritage granodioritique : c'est en particulier le cas de Cr (69 ppm), Ni (24 ppm) et V (93 ppm). Par contre, le cuivre, comme dans le premier type, a pratiquement disparu (2 ppm). Du fait de leur composition, ces albitites n'offrent aucun intérêt économique.

● **Albitites quartziques formées aux dépens d'intrusions leucocrates** (granite de Saint-Marzin). Elles se distinguent immédiatement des albitites formées aux dépens de la granodiorite par la forte diminution du pourcentage en chlorite et, en conséquence, par leur teinte très claire, blanchâtre. Les albitites quartziques sont encore riches en quartz. Elles sont caractérisées chimiquement (tableau II,4) par une teneur élevée en  $SiO_2$  et une teneur en  $Al_2O_3$  relativement faible : les pourcentages sont comparables à ceux de la roche initiale (tableau II,1). La teneur en  $Na_2O$  est (relativement) peu élevée. Par contre, la chute de la teneur en potasse est extrêmement forte ; elle s'accompagne de la disparition presque totale du baryum ( $< 5$  ppm). La teneur en fer diminue fortement ; le pourcentage en chaux augmente légèrement. La faible teneur en titane de la roche de départ ne varie pas de façon significative. De même, plusieurs éléments traces (Cr, Ni, Cu, V) dont les teneurs sont très basses dans les intrusions leucocrates, ne présentent pas ici de variation.

● **Albitites *sensu stricto* ( $Na_2O > 11\%$ ), formées aux dépens d'intrusions leucocrates** (granite de Saint-Marzin et satellites filoniens). Ces roches sont, de loin, les formations les plus remarquables du district par leur composition chimique (tableau II,5 à 7). Elles se distinguent des albitites quartziques par une teneur nettement plus basse en silice ; une teneur plus élevée en alumine et surtout un pourcentage extrêmement élevé en soude ( $\# 11,40\%$  !). Comme dans les albitites quartziques, la teneur en potasse est très faible ( $K_2O \# 0,08\%$ ) ; de même la teneur en baryum. Par contre, la teneur en strontium est élevée et peut même dépasser 600 ppm. La décroissance de la teneur en  $SiO_2$  correspond à la disparition du quartz et, en même temps, au développement de l'albite qui devient très prépondérante. La teneur relativement élevée en chaux est à rapporter d'une part à la composition de l'albite (à quelques % An), d'autre part, à la présence d'apatite (augmentation de la teneur en  $P_2O_5$ ). Les teneurs en titane sont toujours faibles ( $TiO_2 \# 0,04\%$ ), de même les teneurs en magnésium ( $MgO \sim 0,16\%$ ) et en fer. Au total, la composition chimique de plusieurs albitites *sensu stricto* des environs du fort Saint-Marzin semble correspondre aux normes exigées par l'industrie.

**En résumé**, les albitites des environs de Plougonvelin dérivent, par métasomatose, de granodiorites ou de granites leucocrates (et de leurs satellites filoniens). Lors de l'albitisation, le titane est peu mobile ; d'autres éléments (Si, Al, Ca, Fe, Mg, P) peuvent présenter des variations positives ou négatives assez sensibles. K et Ba sont pratiquement éliminés ; Na et Sr en forte augmentation. Dans les cas les plus évolués, le processus aboutit à la formation de roches (albitites *sensu stricto*) extrêmement riches en sodium et très pauvres en potassium, dont la composition tend à s'approcher de celle de l'albite théorique. L'albitisation paraît contrôlée par la nature de la roche initiale et par sa perméabilité aux fluides hydrothermaux (métasomatisme de percolation) le long de zones de

faiblesse tectonique. La source la plus probable des fluides est à relier, comme le suggère Taylor (1967), à l'activité hydrothermale tardive de la granodiorite elle-même.

$\gamma^4$ . **Granodiorite de la pointe des Renards.** Cette formation a été identifiée et décrite pour la première fois par Taylor (1967) dans la région du Conquet (pointe des Renards, presqu'île de Kermorvan, anse des Blancs Sablons). Le même complexe a été observé ultérieurement dans plusieurs îles de l'archipel de Molène (partie méridionale de Beniguet et quelques points de sa partie septentrionale ; localement à Morgol ; dans la zone nord de Litiri ; côte sud et zone ouest de Quemenez ; premier Ledenez de Quemenez ; sur une partie de la côte méridionale de Trielen ; cf. Chauris, 1969). Au cours des levés sur la feuille Brest à 1/50 000 et surtout sur la feuille Le Conquet, de nombreux pointements ont été également cartographiés. Au total, le domaine où se rencontrent des affleurements de granodiorite de la pointe des Renards s'étend sur près de 25 km d'Est en Ouest (des environs de Keriell au Nord-Ouest de Plouzané, feuille Brest, jusqu'à l'île de Trielen) ; sa terminaison occidentale, masquée sous les eaux, reste encore inconnue. Il atteint environ 5 km au droit du Conquet et se rétrécit très nettement vers l'Est. Ce domaine coïncide essentiellement avec les gneiss de Kerhornou et, dans une moindre mesure, avec les micaschistes et gneiss du Conquet. Ainsi, par son extension, la granodiorite de la pointe des Renards joue un rôle important dans le Sud-Ouest du Pays de Léon.

Dans tous les cas, les affleurements de granodiorite se présentent sous forme de masses lenticulaires de largeur variable (jusqu'à 400 m ; pointe des Renards) et d'extension longitudinale généralement inférieure à 2 km (Keralzy), souvent beaucoup moindre. Ces lentilles sont disposées sub-parallèlement les unes aux autres (ainsi, trois bandes ont été identifiées dans la presqu'île de Kermorvan). Elles s'allongent plus ou moins parallèlement à la direction structurale régionale des formations cristallophylliennes encaissantes. Sur le terrain, les lentilles granodioritiques se distinguent des gneiss par leur morphologie beaucoup plus massive, leur texture granulaire et leur plus grande résistance à l'érosion. Elles sont toujours intimement associées aux gneiss : le passage entre les deux formations se fait insensiblement ; il est parfois très rapide et s'effectue en 2 à 3 m. Dans d'autres cas, au contraire, de larges zones intermédiaires apparaissent entre le gneiss et la granodiorite (récifs au Nord-Ouest de Beniguet, plateau rocheux au Sud de Quemenez, etc).

Toutefois, le caractère intrusif de la granodiorite est attesté par la présence d'innombrables enclaves énallogènes qui vont jusqu'à lui conférer localement un aspect "pseudo-poudingiforme" (anse des Blancs Sablons). Comme l'a montré Taylor (1967), quelques enclaves conservent encore des traces de la schistosité et de la minéralogie métamorphiques originelles (par exemple, des restes de grenat ; amphibolites à texture foliée). Le plus souvent, cependant, les enclaves sont complètement recristallisées et montrent une texture granoblastique. Le métamorphisme thermique lié à la granodiorite s'est traduit en particulier par le développement de grands cristaux de sillimanite (plusieurs cm de long) (Ilette, îles de l'archipel de Molène). Les enclaves quartzieuses en forme de nodules sont nombreuses.

La granodiorite, à grain assez fin (1-2 mm), apparaît au microscope formée d'oligoclase (An ~ 20 %), de quartz, de biotite, de muscovite et de quelques % de feldspath potassique perthitique. Le tableau II, 8, 9, 10 reproduit la composition chimique de 3 échantillons. On remarquera les pourcentages relativement élevés en fer et en magnésium qui s'accordent avec la teinte assez foncée de la roche. Parmi les éléments traces, on notera les teneurs en baryum (530 ppm, moyenne de 2 analyses), en Cr (93 ppm), en Cu (21 ppm), en V (81 ppm) et en Zr (300 ppm).

La mise en place de la granodiorite est, à l'évidence, postérieure au métamorphisme régional (différence fondamentale de texture, présence d'enclaves de roches sédimentaires ou éruptives [amphibolites] antérieurement atteintes par ce métamorphisme ; Taylor, 1967). La transition insensible avec les gneiss encaissants suggère par ailleurs qu'une partie au moins du complexe granodioritique a été formée par assimilation et remobilisation de ces gneiss. La contamination de la granodiorite par assimilation *in situ* des gneiss est telle que sa masse même renferme également des sillimanites. La présence d'enclaves déplacées et l'intensité du métamorphisme de contact montrent à l'évidence que le stade magmatique a été atteint. Ce stade magmatique aurait été précédé et peut-être facilité par des mouvements tectoniques, laminant certaines zones des gneiss, en boudinant les niveaux à grain fin plus résistants (Chauris, 1969). La morphologie des enclaves et leur abondance extrême s'expliqueraient, au moins en partie, par ces phénomènes dynamiques précurseurs qui rendraient compte également de l'allure lenticulaire et de la discontinuité des affleurements de la granodiorite (*infra*).

γ<sup>2</sup>. **Granite de la Chaussée des Pierres Noires.** La Chaussée des Pierres Noires dessine une succession de récifs et de hauts-fonds orientés d'Ouest en Est, au Sud de l'archipel de Molène. La Chaussée proprement dite s'étend depuis la Basse occidentale des Pierres Noires jusqu'au Bozmen oriental ; vers l'Est, elle se prolonge avec la même direction, au-delà du chenal du Four, par les récifs des Vieux Moines et les îlots des Rospects. La longueur totale de cet alignement de récifs atteint une quinzaine de kilomètres, sur une largeur maximale de 2,5 km au droit de Kervouroc. Les explorations effectuées aux Rospects, aux Vieux Moines, aux Bozmen oriental et occidental, aux Roches au Sable, à la Roche Plate, au Rocher Aigu, à Kervouroc, aux Trois Cheminées, à La Siège, à Placen ar Reuniguet et au phare des Pierres Noires ont montré que tous ces récifs sont entièrement granitiques et constituent des *monadnocks* appartenant à un massif passé inaperçu jusqu'à une époque récente (Chauris, 1969).

Le granite, à grain fin ou moyen, parfois même plus ou moins porphyroïde (les Cheminées, les Roches au sable) offre une teinte gris-ocre à rougeâtre. Il est souvent fracturé en tous sens, d'une manière irrégulière, et parcouru par de nombreuses veinules de quartz blanchâtre, de basse température, formant localement *stockwerk* (Kervouroc, les Rospects). Le feldspath potassique est constitué par du microcline (La Siège, Kervouroc) ; le plagioclase, acide, est souvent phyllitisé ; le quartz, abondant, présente généralement des extinctions roulantes assez modérées ; la biotite est assemblée en amas de petites plages altérées ; la muscovite est absente ; localement apparaissent des zones de micropegmatite graphique. De minces bandes écrasées, mylonitiques, s'observent assez fréquemment.

TABLEAU II - ANALYSES CHIMIQUES (BRGM)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	74,75	65,00	56,00	74,50	66,50	66,90	66,00	66,60	68,80	67,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,85	18,25	19,70	14,85	18,90	19,00	19,20	15,35	15,00	15,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,55	1,00	n.d.	0,10	0,05	0,10	5,17	0,79	0,28
FeO	0,40	1,40	6,85	0,10	0,25	0,22	0,18		3,88	4,18
MnO	<0,02	<0,02	0,12	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,06	0,05	0,15
MgO	0,26	1,16	2,65	n.d.	0,16	0,16	0,16	1,87	1,83	1,52
CaO	0,42	1,18	1,16	0,58	0,90	0,65	1,19	1,46	1,28	1,83
Na <sub>2</sub> O	2,83	9,90	8,00	8,46	11,55	11,40	11,30	2,91	2,55	3,50
K <sub>2</sub> O	4,50	0,08	0,60	0,17	0,06	0,08	0,08	3,84	3,17	3,62
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,84	0,94	0,07	0,04	<0,02	0,06	0,70	0,72	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,53	0,23	0,29	0,48	0,33	0,53		0,13	0,17
P.F.	1,24	1,07	1,47	0,48	0,15	0,29	0,16	1,34	1,15	1,43
Total	99,28	99,58	98,72	99,52	99,11	99,12	98,98	99,30	99,35	100,15
Ba	120	14	104	<5	<5	<5	8		570	490
Sr	61	171	229	220	359	259	609		97	56

1 - **Granite leucocrate à muscovite**, S fort Saint-Marzin. 2 à 7 : **Albitites**. 2 - Albitite cataclastique de Creac'h Meur. 3 - Albitite à grenat près Penzer. 4 - Albitite quartzique, SSW fort Saint-Marzin. 5 - Albitite *sensu stricto*, E fort Saint-Marzin. 6 - Albitite *sensu stricto*, SSE fort Saint-Marzin. 7 - Albitite *sensu stricto* WSW fort Saint-Marzin. 8 à 10 : **Granodiorite de la pointe des Renards**. 8 - Kermorvan. 9 - Ilette. 10 - SW Kerveat.

Le tableau (III,1 à 4) donne les résultats de quatre analyses chimiques. Les teneurs en silice et en potasse sont toujours élevées (respectivement 75,20 et 5,50 (moyenne de 4 analyses)) ; par contre, les teneurs en soude, chaux et magnésie sont assez variables selon les prélèvements. Malgré la forte teneur en  $\text{SiO}_2$ , la différenciation magmatique reste peu poussée : teneur élevée en baryum (445 ppm), basses teneurs en béryllium (2 ppm), lithium (15 ppm) et étain (8 ppm) (pour tous, moyenne de 2 analyses).

L'étude de l'ensemble de la Chaussée suggère que le massif granitique pourrait être divisé, au point de vue structural, en trois parties parallèles :

- une partie méridionale, visible principalement aux Trois cheminées, où le granite n'est pas écrasé ;
- une partie centrale, qui comprend les principaux affleurements du massif, s'étend du phare des Pierres Noires aux Rospects : le granite est légèrement écrasé (quartz à extinction onduleuse, minces zones mylonitiques localisées, fracturation irrégulière tardive soulignée par le *stockwerk* quartzeux) ;
- une partie septentrionale enfin, affleurant à Placen ar Reuniguet où le granite est transformé en mylonites, orientées  $\text{N } 75^\circ\text{E}$ , avec yeux résiduels de plagioclases aux lamelles de macles tordues, et plus rarement de quartz et de feldspath potassique, dans un fond quartzo-séricitique. L'intensité de l'écrasement qui affecte le granite de la Chaussée des Pierres Noires paraît bien augmenter du Sud au Nord. Les contacts entre les trois parties distinguées sont sous la mer ; l'examen de la carte marine laisserait supposer qu'ils sont peut-être soulignés par des fractures orientées  $\text{N } 75^\circ\text{E}$  à E-W.

Au Nord des Rospects, le granite de la Chaussée des Pierres Noires est séparée des séries gneissiques de la pointe de Saint-Mathieu par une zone de mylonites subverticales, de plus de dix mètres de puissance, d'orientation E-W. Cet accident coulissant (voir chapitre structure) empêche de préciser les relations géométriques originelles entre le granite et les gneiss. La postériorité du granite ne semble cependant faire aucun doute. La terminaison en coin, suggérée pour les gneiss de Brest à l'Ouest de la pointe de Saint-Mathieu, serait peut-être à mettre en rapport avec l'intrusion du granite de la Chaussée des Pierres Noires et aussi avec l'accident mylonitique qui le limite vers le Nord. Il n'a pas été possible de déterminer la nature primitive de la mylonite (cataclasite à fine texture bréchique, de teinte gris verdâtre). L'analyse chimique (tableau III,5) incite à penser qu'elle ne dérive pas du granite des Rospects (faible teneur en silice, fortes teneurs en fer, magnésium et titane). Elle se rapprocherait par contre de la composition des gneiss de Brest ; dans cette hypothèse, la faible teneur en CaO serait due au lessivage provoqué par la mylonitisation.

$\gamma 47$ . **Granodiorite de Trégana.** Individualisée pour la première fois par Barrois (sur la feuille Brest à 1/80 000, 1902), sous le nom de *granulite*, la granodiorite leucocrate de Trégana a été ensuite cartographiée par Taylor (1967), puis Chauris et Hallégouët (1980, feuille Brest à 1/50 000). Sur la feuille Le Conquet, les affleurements de cette formation sont réduits (anse du Trez Hir, falaises au Sud-Ouest de Keryunan). L'ensemble du massif, y compris les apophyses occidentales, s'étend sur environ 13,5 km de long et 2 km de large au maximum, selon une direction ENE-

WSW à NE-SW. Il prend ainsi obliquement en écharpe la partie occidentale du complexe des gneiss de Brest qu'il recoupe à l'emporte-pièce.

Les falaises situées au Nord-Est du Trez Hir montrent de magnifiques affleurements d'apophyses, en forme de dykes de puissance plurimétrique, de la granodiorite de Trégana dans les gneiss de Brest. Les enclaves de gneiss sont diversement orientées ; une partie de ces enclaves est en voie d'assimilation. Dans la masse de la granodiorite, la biotite est souvent répartie d'une manière hétérogène, en taches ou en *schlieren* qui révèlent une homogénéisation incomplète du matériel gneissique absorbé. De beaux exemples d'assimilation des gneiss de Brest par la granodiorite sont également exposés dans les falaises au Sud-Ouest de Keryunan, à l'extrémité occidentale du massif. La pénétration intime du gneiss par la granodiorite va jusqu'à mimer les figures de migmatisation (agmatites, nébulites).

Au Sud-Ouest de Keryunan, la granodiorite renferme aussi de nombreuses enclaves d'une roche éruptive basique (dolérite ophitique transformée progressivement en diorite par recristallisation). Le tableau (III,8) reproduit la composition chimique d'une de ces enclaves basiques (~ diorite) ; on notera les teneurs significatives en quelques éléments traces : Cr (191 ppm), Ni (59), Co (44), Cu (35), V (177) (dans la granodiorite, les teneurs en ces mêmes éléments traces sont toujours < 10 ppm). Mis à part les enclaves intragranodioritiques, aucun affleurement de cette dolérite n'a pu être reconnu dans la région. Sa mise en place est postérieure au métamorphisme régional (conservation locale de la texture ophitique et du pyroxène) et antérieure à la granodiorite. Comme le souligne Taylor (1967), la dolérite a été entraînée dans sa position actuelle, à partir d'une profondeur imprécisée, lors de l'injection de la granodiorite dans les gneiss de Brest.

Les zones riches en biotite mises à part, la granodiorite de Trégana est une roche leucocrate. Les plagioclases, zonés (An 17-An 12), subautomorphes à automorphes, trapus, de section presque carrée, sont prédominants (juqu'à 70 %) ; les autres minéraux sont représentés par le quartz (20-30 %) et beaucoup plus accessoirement par le microcline, la biotite et la muscovite. Les différences de composition révélées par les deux analyses chimiques effectuées (tableau III,6 et 7) sont à rapporter au pourcentage variable en oligoclase (Na-Ca) et en biotite (Fe-Mg). La teneur en baryum est assez élevée (190 ppm), vu la teneur relativement basse en potassium.

$\eta^{30}$ . **Diorites et gabbros des Serrou – Groac'h Zu.** Au Sud de Quemenez et de Trielen, le récif de Groac'h Zu et la partie méridionale du récif des Serrou, presque entièrement immergés à pleine mer, sont constitués par des roches à teinte sombre, offrant une morphologie arrondie, indiquant, dès l'abord, une formation plutonique basique. La fréquence de galets comparables sur les estrans méridionaux de Quemenez et de Trielen suggère que ces récifs représentent seulement les points hauts d'un ensemble s'étendant sur quelques kilomètres carrés. Selon les échantillons, la composition va des gabbros aux diorites micacées (tableau III,9, 10 et 11) (Chauris, 1982). Comme il est de règle, les faciès les plus basiques offrent des teneurs très faibles en Be (1,5 ppm), Li (6 ppm) et Sn (1 ppm).

TABLEAU III - ANALYSES CHIMIQUES (BRGM)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	74,35	75,90	75,00	75,60	64,40	74,34	64,90	54,80	50,10	53,40	56,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,15	13,10	12,10	12,50	15,80	15,66	19,35	15,55	16,10	16,20	18,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,64	1,08	0,28	1,42	tr	1,10	1,60	1,31	1,66	0,69
FeO	0,30	0,75		1,51	4,30	1,02	1,20	5,90	8,69	7,54	5,39
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,05	n.d.	0,03	0,13	0,17	0,15	0,09
MgO	0,95	0,22	tr	0,25	2,34	0,40	1,25	5,75	7,40	6,85	5,85
CaO	0,80	0,24	0,71	0,48	0,50	1,63	3,50	8,30	9,38	8,04	5,39
Na <sub>2</sub> O	1,85	2,54	3,10	2,65	3,80	2,93	5,10	3,05	2,68	3,29	2,93
K <sub>2</sub> O	5,70	5,34	5,72	5,24	3,29	1,53	2,00	1,18	0,47	0,46	2,04
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,18	0,15	0,21	0,83	0,14	0,30	1,14	1,37	1,11	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,14		0,11	0,21	0,07	0,12	0,15	0,18	0,29	0,11
P.F.	1,45	0,70	1,37	1,20	3,20	0,43	0,90	0,88	0,30	0,26	1,00
Total	100,67	99,77	99,24	100,05	100,14	98,15	99,75	98,43	98,15	99,25	98,59
Ba		500		390	430	190		122	75	90	295
Sr		54		41	143	240		298	239	300	535

1 à 4 : **Granite de la Chaussée des Pierres Noires**. 1 - Rospects. 2 - Rospects. 3 - Bozmen oriental. 4 - Kervouroc.  
 5 - Mylonite au N des Rospects. 6 et 7 : **Granodiorite de Trégana**. 6 - Trez Hir. 7 - SW Keryunan. 8 - Enclave basique dans la granodiorite au SW de Keryunan. 9 à 11 : **Gabbro et diorite du pointement Serrou-Groac'h Zu**.

Aucune formation semblable n'a été observée dans le Bas-Léon ; dans le Haut-Léon, des roches basiques assez comparables (diorites) sont associées au granite hercynien de Roscoff, en particulier à l'île de Batz. D'autres pointements de basicité variable sont connus dans plusieurs autres plutons de la ceinture batholitique hercynienne médio-armoricaine (environs de Ploudaniel et de Plouneventer dans le massif de Kersaint ; de Lanvellec, de Plouaret dans le massif de Plouaret [Chauris *et al.*, 1983] ; de Saint-Bihy, dans le massif de Quintin, etc). On notera que le massif basique des Serrou - Groac'h Zu est séparé du granite de Saint-Renan par le complexe gneissique de Trielen - Quemenez. On remarquera, par ailleurs, son absence totale d'écrasement.

La découverte de gabbros et de diorites dans l'archipel de Molène fournit un nouvel exemple de la complexité de l'évolution du batholite médio-armoricain. Constitué principalement par des monzogranites porphyroïdes à biotite, ce batholite présente en fait un ensemble de plutons polyphasés allant des gabbros aux leucogranites fortement différenciés dont les affleurements du massif de Saint-Renan à Molène vont fournir des exemples. Il paraît former une association hybride où des matériaux résultant de l'anatexie crustale ont pu subir une contamination mantellique.

$\gamma^{1-2}$ . **Granite de Saint-Renan.** Les falaises de Porzmoguer, Korsenn et Ruscumunoc, ainsi que les estrans de Molène et des récifs voisins offrent, et de loin, les meilleurs affleurements du massif granitique de Saint-Renan - Kersaint qui constitue le pluton le plus occidental du batholite médio-armoricain (Chauris, 1980).

L'axe du massif coïncide approximativement avec un antiforme de gneiss migmatiques (migmatites de Plouarzel) qui représente une des structures majeures du Pays de Léon. Comme en témoignent les vastes panneaux enclavés (falaises de Korsenn et de Ruscumunoc en Plouarzel, estrans de Molène), le granite de Saint-Renan s'est mis ici en place dans des gneiss et des migmatites. Le caractère intrusif du massif est établi par les contacts à l'emporte-pièce, les enclaves et les satellites de filons granitiques. La bordure méridionale du pluton, au contact des gneiss de Kerhornou, au Sud-Ouest du village de Porzmoguer, est particulièrement spectaculaire à cet égard. En ce point, le granite plonge d'une trentaine de degrés, vers le Sud, sous les gneiss dont il recoupe nettement la foliation. Sa présence en profondeur, loin vers le Sud, est suggérée par l'affleurement de filons granitiques jusqu'aux environs d'Illien, à près de 3 km de la bordure. Plus à l'Ouest, des satellites filoniens méridionaux du granite de Saint-Renan ont été également observés dans les gneiss migmatitiques au Nord du deuxième Ledenez de Quemenez.

Le massif granitique de Saint-Renan présente plusieurs faciès pétrographiques qui peuvent éventuellement constituer des venues successives. Sur la feuille Le Conquet affleurent un faciès très légèrement porphyroïde assez localisé (environs de la pointe de Korsenn) et surtout des faciès à grain fin, avec microcline, plagioclase acide, quartz, biotite, muscovite et, souvent, tourmaline poecilitique (*infra*), parfois petits grenats. Les faciès fins présentent fréquemment une foliation primaire plus ou moins accusée, à fort pendage, matérialisée par le parallélisme des biotites, alors que les muscovites, plus tardives, n'offrent aucune orientation.

Souvent, le granite est constitué par une série de bandes alternantes pluridécimétriques à plurimétriques (faciès légèrement grisâtre et faciès plus clair légèrement postérieur). La tourmaline poecilitique apparaît dans les deux faciès (*infra*). Certains faciès fins à tourmaline pourraient être interprétés, au moins localement, comme une modification marginale du pluton, à proximité ou au contact des formations métamorphiques encaissantes ou enclavées (gneiss, migmatites). Le tableau IV,1 à 3, donne la composition chimique de quelques granites à grain fin. On notera la forte acidité, le pourcentage assez faible en ferro-magnésien et en chaux, la teneur peu accusée en baryum. La composition (tableau IV,4) d'un filon granitique (à muscovite, tourmaline et grenat), satellite du massif de Saint-Renan, qui recoupe les gneiss au Sud-Ouest de Porzmozguer, s'avère très comparable à celle du granite générateur voisin (tableau IV,3).

$my\gamma^{1-2}$ . **Mylonite.** Les mouvements tectoniques ont accompagné (structure synkinématique) et suivi (mylonitisation) la mise en place du granite de Saint-Renan. L'accident linéaire médio-armoricain, puissant coulissage dextre jalonné par des mylonites (Chauris, 1969) (*infra*), prend en écharpe le massif granitique : à l'Est (feuille Brest), il affecte sa bordure méridionale ; à l'Ouest (Molène), sa partie septentrionale. Dans le Petit Ledenez de Molène et les récifs voisins, la foliation primaire du granite est recoupée, sous un angle assez faible ( $\sim 20^\circ$ ), par la foliation de cataclase ( $\sim$  E-W, pendage Sud  $70^\circ$  à subvertical). Sur 500 mètres de large environ apparaissent ici divers stades de mylonitisation, depuis l'écrasement en lames de quelques millimètres de puissance jusqu'au laminage total. De minces bandes de mylonites subverticales peuvent être observées dans les falaises tant au NE qu'au SE de la pointe de Korsenn, mais ici les ultramylonites font défaut. Tous les types d'écrasement, depuis les granites feuilletés jusqu'aux ultra-mylonites de teinte noire, d'aspect siliceux, ont été notés dans une excavation, à présent comblée, située un peu au Sud du château de Cohars à l'Est de Ploumoguier. Le tableau IV,5 à 7, donne la composition chimique de diverses mylonites de cette localité. On notera que la mylonitisation est soulignée dans certains cas (tableau IV,6 et 7) par la diminution des teneurs en  $SiO_2$ , en  $Na_2O$  et surtout en  $K_2O$ , tandis que les teneurs en fer et en magnésium augmentent considérablement. Ces variations sont liées, au moins en partie, au développement de la tourmalinisation favorisée par l'écrasement (*infra*). Dans quelques cas, les tourmalines ont pu, ultérieurement, être, à leur tour, mylonitisées. De belles mylonites ont été également cartographiées près du Cosquer à l'extrémité nord-est de la feuille Le Conquet, dans le prolongement de la bande de Lamber (feuille Brest), etc. Les levés détaillés ont montré que, sur la feuille Le Conquet, les mylonites peuvent être regroupées en deux faisceaux sub-parallèles, distants au maximum de 1,5 km à l'Est, qui tendent à converger vers l'Ouest, où ils se résolvent en de multiples bandes de faible puissance, en même temps que diminue l'intensité de l'écrasement (de part et d'autre de la pointe de Korsenn) (voir *infra*, chapitre accidents tectoniques).

**L'évolution pegmatitique et pneumatolytique** du granite de Saint-Renan présente des modalités variées (Chauris, 1980, 1982) :

• **Veinules aux limites floues enrichies en muscovite.** Dans la partie méridionale de Molène, le granite fin à deux micas, est fréquemment parcouru par des veinules de quelques dizaines de centimètres à plus d'un

mètre d'extension longitudinale, d'un à deux centimètres de puissance, d'orientation variée, fortement enrichies en muscovite, accompagnée d'un peu de tourmaline. Chaque veinule est bordée, des deux côtés, par une zone blanche d'un demi à un centimètre de large, dépourvue de mica. Le passage est insensible entre zone muscovitique, zone blanche et granite encaissant ; à leurs extrémités, les veinules se fondent imperceptiblement dans le granite. Ces formations pseudo-filoniennes paraissent résulter d'un piégeage précoce (postérieur à la foliation primaire quand elle apparaît, mais antérieur à la greisenisation *sensu stricto* comme le montre la présence de feldspaths apparemment identiques à ceux du granite) de fluides pneumatolytiques (muscovite) dans des zones de distension du granite en voie de refroidissement.

● **Petits amas disséminés de tourmaline poeciloblastique.** En plusieurs points (partie sud-ouest de Molène, etc), le granite est constellé de petits amas nébulitiques de tourmaline. Ces amas, au nombre de plusieurs dizaines au mètre carré, plus ou moins globuleux à fusiformes, atteignent environ 5 cm de long, parfois près de 10 cm sur 1 cm (Ruscumunoc). Chaque amas est entouré d'une auréole claire, d'environ 1 cm de large, caractérisé par l'absence de biotite. Bien qu'assez anarchique, la répartition des amas tend à s'orienter parallèlement à la foliation primaire du granite. Au microscope, la tourmaline, de teinte brun-vert, apparaît en plages squelettiques développées dans le granite. Selon toute probabilité, le bore a percolé préférentiellement le long des plans de faiblesse constitués par la foliation et, de place en place, a capté le fer des biotites pour former des tourmalines poeciloblastiques. Ainsi s'explique le halo de blanchiment autour de chaque amas (déferisation causée par le bore). A Molène, le développement métasomatique de tourmaline affecte le faciès légèrement grisâtre du granite et le faciès plus clair postérieur : il n'est donc pas lié directement à un faciès particulier, mais a pu se surimposer à différents faciès. Il paraît antérieur à la mise en place des aplites à tourmaline qui peuvent recouper les amas.

● **Pegmatites et aplites à tourmaline.** Le granite de Saint-Renan et, dans une plus faible mesure, le socle encaissant, sont recoupés par de nombreux filons aplitiques et pegmatitiques (P). Ces filons, de quelques centimètres à plus d'un mètre de puissance, offrent, dans l'ensemble, la direction dominante NW-SE, plus rarement NNW-SSE ou WNW-ESE (Molène). Les pegmatites, à muscovite et tourmaline en cristaux pluricentimétriques, renferment localement du béryl en individus de quelques centimètres de long (Nord-Ouest de Roc'h Louët à Molène). Les aplites forment parfois dans le granite des champs de filons sub-parallèles (Molène). Ce sont des roches à grain très fin, avec muscovite, grenat et tourmaline zonée abondante (plusieurs %), à pléochroïsme vert bleuté à brun clair, riche en halos pléochroïques, subautomorphe, fortement poecilitique et apparemment tardive. Aplitite et pegmatite peuvent être parfois associées dans un même filon ; dans ce cas, l'aplitite constitue la partie centrale du filon. Les gros feldspaths potassiques et les tourmalines sont quelquefois disposés perpendiculairement aux épontes. Certains filons aplitiques renferment de grands feldspaths disséminés. Pegmatites et aplites semblent donc appartenir à la même venue ou à des venues très rapprochées dans le temps. Les analyses chimiques de deux aplites à tourmaline de Molène (tableau IV, 8 et 9) sont comparables à celles du granite pour les éléments majeurs (avec toutefois une teneur plus élevée en phosphore), mais

différentes pour certains éléments traces : très faible teneur en baryum (respectivement 25 et 8 ppm) ; teneur relativement élevée en béryllium (83 et 71 ppm), laissant supposer la présence de quelques petits béryls ; les teneurs en étain restent basses (60 et 35 ppm) : il n'y a pas eu ici concentration importante d'étain au stade aplitique.

● **Greisens.** A l'extrémité méridionale de Molène, le granite de Saint-Renan est localement greisé. La transition entre granite et greisen est soulignée par une zone claire, de quelques centimètres de puissance, caractérisée par la disparition de la biotite. Certains greisens présentent une forme lenticulaire ( $2 \times 1$  m), à structure zonée : coeur quartzé central, greisen, auréole de granite clair, granite normal à deux micas. D'autres greisens, se sont développés, parfois sur plus de 30 cm de puissance, à l'une des épontes de filons-diaclasses quartz - tourmalinites (*infra*) ; la zonation est alors la suivante : quartz - tourmalinite - greisen - granite clair - granite normal. Les greisens sont composés de quartz, muscovite, tourmaline (verte au microscope), apatite, cassitérite, scheelite et mispickel. Le quartz se présente en grandes plages, sans extinction roulante ; son pourcentage est très variable et inverse de celui de la muscovite. Certains greisens sont hypermicacés. La cassitérite, abondante, forme des cristaux brun-rouge, zonés et maclés, infra-millimétriques à centimétriques, localisés soit dans la masse même du greisen, soit dans les minces filonnets quartzé qui le traversent ; les grosses masses de quartz intragreisen paraissent stériles. Certaines plages de scheelite ont 2-3 cm. Le tableau IV,10, reproduit la composition chimique d'un greisen hypermuscovitique riche en cassitérite. On notera la teneur élevée en  $K_2O$  et en  $Al_2O_3$ , la faible teneur en  $Na_2O$ , très caractéristique de la greisenisation. Les pourcentages relativement élevés en  $CaO$  et  $P_2O_5$  sont dus à la présence d'apatite. La teneur en lithium s'élève à 630 ppm, la teneur en étain atteint le pourcentage tout à fait exceptionnel de 2,5 %.

● **Tourmalinites.** Ces formations, très abondantes, appartiennent à deux types différents.

- Les tourmalinites localisées dans les mylonites (formées aux dépens de granites ou de migmatites) liées au linéament médio-armoricain (Petit Ledenez de Molène et récifs voisins ; falaises de Ruscumunoc ; Est de Ploumoguer, etc). La tourmalinisation, accompagnée d'un intense blanchiment de la roche encaissante, dû à la déferisation provoquée par le bore, s'est développée parallèlement aux zones écrasées. Elle offre un caractère multiforme qui varie avec l'intensité du processus : dissémination de tourmaline en fins cristaux subautomorphes poeciloblastiques (quartz englobé) ; minces veinules ; tourmalinites massives. Dans les trois cas, la tourmaline est accompagnée de quartz tardif, en grandes plages non écrasées qui contrastent vivement avec le fond mylonitisé. Parfois, apparaît un peu de mispickel. A l'évidence, la tourmalinisation, guidée par les zones écrasées, s'est développée postérieurement à la mylonitisation ; toutefois, localement, les tourmalinites elles-mêmes ont été également écrasées (*supra*). Ce processus métasomatique s'accompagne d'importantes migrations chimiques (tableau IV,11 et 12) : diminution des teneurs en silice, soude et potasse ; augmentation des teneurs en aluminium, fer, magnésium, titane et surtout bore (teneur moyenne de l'ordre de 2,5 %). La tourmaline des tourmalinites appartient au type schorlrite avec fer dominant et magnésium subordonné ; la teneur en lithium est très faible (Chauris, 1985).

— Les tourmalinites situées *dans des cassures transverses* (orientées préférentiellement NW-SE ou NNW-SSE à Molène), confèrent au granite de Saint-Renan, du fait de leur fréquence, un cachet assez original. Le type le plus répandu est représenté par les diaclases tourmalinisées dont de bons exemples peuvent être observés dans la partie méridionale de l'île de Molène au Nord-Ouest de Roc'h Louët : en ce point, pratiquement toutes les diaclases du granite présentant la direction NW-SE sont tourmalinisées. Les tourmalinites du granite se poursuivent dans les enclaves gneissiques avec la même direction. Des tourmalinites se sont également développées dans les cassures des gneiss encaissants, à une certaine distance du granite (Porzmoguer) (tableau IV, 13). Aux épontes des tourmalinites, granite et gneiss présentent toujours un net blanchiment. Une prospection nocturne à la lampe à ultra-violet (mineralight) a décelé la présence de scheelite dans les tourmalinites. Les aplites à tourmaline qui injectent le granite de Saint-Renan, sont également recoupées par des tourmalinites qui se sont parfois développées à l'éponte ; elles sont essentiellement constituées d'innombrables petites tourmalines automorphes jointives ou presque juxtaposées ; la tourmaline de ces tourmalinites est semblable à celle des aplites encaissantes. Les filons de tourmalinite — quartz, parfois avec amas de mispickel pluricentimétriques, sont également assez fréquents.

**En résumé**, le caractère géochimique le plus remarquable du pluton de Saint-Renan, particulièrement évident à Molène, réside dans son aptitude à *expulser du bore*. La tourmaline apparaît ici comme un minéral essentiel du granite, des pegmatites, des aplites, des greisens et surtout des tourmalinites, mais aussi de certains gneiss encaissants. La tourmaline a cristallisé en plusieurs générations. L'étude des mylonites, des filons-diaclases et des gneiss tourmalinisés montre que ce minéral présente indubitablement, dans ces trois cas, une cristallisation métasomatique. Une telle cristallisation métasomatique, et non magmatique, paraît également devoir s'appliquer aux amas nébulitiques disséminés dans le granite.

**γ<sup>3</sup>. Granite de l'Aber-Ildut.** Le granite de l'Aber-Ildut (feuille Plouarzel) réapparaît dans l'île de Balanec qu'il constitue presque entièrement, ainsi que dans de nombreux récifs voisins, en particulier (en se limitant à la feuille Le Conquet) PennVen Gwen et An Hanter Ven à l'Est ; Forc'hog et Men Gwen ar Rest, à l'Ouest. Le raccord avec le massif de l'Aber-Ildut sur le continent est établi par les récifs de La Helle et du Faix (feuille Plouarzel). Ici, cependant, le granite présente un aspect un peu différent du faciès dominant de l'Aber-Ildut, caractérisé par ses mégacristaux porphyroïdes d'orthose et l'absence totale de muscovite. A Balanec, au contraire, les feldspaths porphyroïdes sont, localement, de dimension réduite et constitués de microcline quadrillé ; dans certains cas, leur coloration rose est peu prononcée ou même absente ; la muscovite peut être observée, parfois même la tourmaline. Des différenciations pegmatitiques se développent dans le granite à proximité du contact avec les enclaves de gneiss migmatitiques. Des filons aplitiques à muscovite, tourmaline et grenat, de plusieurs mètres de puissance et d'orientation NW-SE, apophyses du granite de Balanec, recoupent le socle cristallophyllien au Sud-Est de l'île. Au point de vue chimique (tableau V, 1), la comparaison entre le granite porphyroïde de Balanec et le faciès dominant du granite de l'Aber-Ildut montre une augmentation de la teneur en silice ( $\text{SiO}_2 =$

TABLEAU IV - GRANITE DE SAINT-RENAN ET FORMATIONS ASSOCIÉES. ANALYSES CHIMIQUES (BRGM)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	74,20	73,20	75,10	75,00	75,17	72,22	69,67	74,40	74,15	49,50	41,10	40,10	47,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,45	14,88	14,60	14,60	14,39	14,71	15,31	14,10	14,80	26,70	29,70	30,90	27,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	tr	0,28	0,46	0,47	2,70	5,36	0,40	0,70	1,85	10,10	9,90	8,60
FeO	0,60	0,83	0,22	0,32	0,41	0,92	1,35	0,30	0,30	1,50	0,65	0,75	1,08
MnO	0,03	n.d.	0,02	0,10	n.d.	0,16	0,14	0,07	0,15	0,11	0,17	0,14	0,09
MgO	0,28	0,22	0,10	0,09	0,11	0,93	3,02	0,18	0,16	1,32	3,04	2,70	3,00
CaO	0,56	0,63	0,43	0,40	0,43	0,64	0,61	0,48	0,35	0,59	0,73	0,83	0,49
Na <sub>2</sub> O	2,80	3,39	3,64	3,70	3,77	2,78	1,23	2,93	3,85	0,16	1,90	1,34	1,60
K <sub>2</sub> O	4,70	5,04	3,90	3,90	4,22	3,16	0,06	4,95	3,70	8,60	2,14	2,24	0,69
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,06	0,06	0,05	0,02	0,29	0,53	0,06	<0,02	0,71	0,67	0,75	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,09	0,24	0,37	0,19	0,20	0,21	0,50	0,51	0,44	0,09	0,42	0,20
P.F.	0,73	0,58	1,25	1,20	1,26	1,12	1,50	0,61	0,56	3,95	1,97	2,00	1,65
Total	99,25	98,97	99,84	100,19	100,44	99,83	98,99	98,98	99,23	95,43**	92,26	92,07	92,55
Ba	71	92	45	38	19	120	15	25	8	300	85	50	70
Sr	48	39	24	20	<20	37	24			41	70	32	44
B (ppm)	22	570			100	*	*	112	352	100			
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %											8,79	7,92	7,82

1 à 3 : **Granite de Saint-Renan**. 1 - Granite à deux micas, carrière de Molène. 2 - Granite à amas de tourmaline poecilitique, Ruscumunoc. 3 - Granite à muscovite, tourmaline et grenat, SW Porzmoguer. 4 - **Filon** de granite de Saint-Renan à muscovite, tourmaline et grenat, recoupant les gneiss, SW de Porzmoguer. 5 à 7 : Trois faciès de **mylonites**, Sud du château de Cohars (Est de Ploumoguier). 5 - Granite cataclastique. 6 - Mylonite fluidale. 7 - Ultra-mylonite massive, noire, d'aspect siliceux. (\* B > 1 800 ppm, limite supérieure de dosabilité par la méthode utilisée). 8 et 9 : Filons d'**aplites** à tourmaline. 8 - Molène près de la cale du bateau de sauvetage. 9 - Molène, carrière. 10 - **Greisen** à cassitérite, Molène (\*\* Sn = 2,50 %). 11 à 13 : **Tourmalinites**. 11 - Petit Ledenez de Molène. 12 - Ruscumunoc. 13 - Porzmoguer (intragneissique). (Bore calculé en B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

70,60 % au lieu de 66,20 %), une diminution des teneurs en CaO (1,60 % au lieu de 2,90 %) et en oxydes de fer, de magnésium et de titane. Cependant, la différenciation magmatique reste encore peu poussée à Balanec, comme le soulignent les teneurs relativement élevées en Ba (490 ppm) et en Sr (200 ppm). Ces divers caractères permettent de reconnaître, dans les îles, les faciès présentés, sur le continent, par la bordure méridionale du massif de l'Aber-Ildut. Le développement de tels faciès marginaux dans les îles et leur coïncidence avec la diminution très sensible de la largeur du granite, suggèrent que Balanec et les récifs voisins correspondent aux approches de l'extrémité occidentale du massif.

$\gamma^{1-2p}$ . **Leucogranite de Ploudalmézeau.** Sur la feuille Le Conquet, le leucogranite de Ploudalmézeau affleure uniquement dans les récifs de Staon Vraz, au Sud de l'île Bannec, qu'il constitue entièrement ; c'est une roche à grain grossier, microcline, plagioclase acide, deux micas et un peu de tourmaline. A Staon Vraz, il présente une structure en dalles peu inclinées. Sur le continent (feuille Plouarzel), le leucogranite de Ploudalmézeau recoupe le granite porphyroïde de l'Aber-Ildut. Les deux granites constituent deux venues successives d'un vaste pluton polyphasé, mis en place sous forme de grosses loupes uniquement enracinées au Nord dans le linéament Plouguerneau - Porspoder - Fromveur (voir chapitre structure). La différence entre le leucogranite de Bannec et le granite de Balanec se traduit nettement sur le plan chimique (tableau V,2) : augmentation de l'acidité ( $\text{SiO}_2 = 73,50 \%$ ), diminution des teneurs en CaO (0,60 %), et en oxydes de fer, de magnésium et de titane, chute des teneurs en Ba (120 ppm) et en Sr (44 ppm).

TABLEAU V - ANALYSES CHIMIQUES (BRGM)

	1	2		1	2
$\text{SiO}_2$	70,60	73,50	$\text{K}_2\text{O}$	4,50	4,75
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,10	14,60	$\text{TiO}_2$	0,34	0,13
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,30	0,31	$\text{P}_2\text{O}_5$	0,23	0,31
FeO	2,00	0,90	$\text{H}_2\text{O}$	0,10	0,20
MnO	0,05	0,02	$\text{H}_2\text{O}^+$	0,60	0,90
MgO	0,70	0,25	Total	99,58	99,82
CaO	1,66	0,60	Ba	490	120
$\text{Na}_2\text{O}$	3,40	3,35	Sr	201	44

1 - Granite de l'Aber-Ildut à Balanec.

2 - Leucogranite de Ploudalmézeau à Bannec.

### Formations filoniennes

**Albitophyres.** En plusieurs points (Est du Trez Hir, Est de la pointe de Saint-Mathieu, environs de Penzer), les gneiss de Brest sont recoupés par des filons minces (quelques dizaines de centimètres au maximum) d'une roche grisâtre, à grain fin, parfois porphyrique. Les filons sont disposés subparallèlement à la schistosité qu'ils recoupent toutefois sans ambiguïté. Leur mise en place est ainsi, indubitablement, postérieure au métamorphisme régional. Ces formations filoniennes, reconnues pour la première fois par Taylor (1967), sont essentiellement composées d'albite, à

laquelle s'ajoutent un peu de quartz, de feldspath potassique en voie de remplacement par l'albite, de muscovite et de chlorite. L'analyse chimique (tableau VI,1) se caractérise par le rapport élevé soude/potasse ( $\text{Na}_2\text{O} = 5,85\%$  ;  $\text{K}_2\text{O} = 1,10\%$ ) et une teneur en  $\text{SiO}_2$  assez forte (73,60%). La roche est cependant peu différenciée : elle présente une teneur en baryum relativement élevée (250 ppm), surtout quand on la rapproche de la faible teneur en potassium. L'âge précis et l'origine de ce magmatisme à tendance sodique ne sont pas connus. Ces formations très minces n'ont pu être figurées sur la carte déjà très chargée.

**δε. Métadolérites.** Plusieurs filons minces (quelques dizaines de cm à 1,50 m) d'une roche basique, souvent profondément altérée, recoupent la granodiorite de la pointe des Renards (extrémité méridionale de la plage des Blancs Sablons ; presqu'île de Kermorvan ; île de Beniguet) ; il est probable que d'autres filons existent aussi plus à l'Est, dans les terres, mais l'état des affleurements n'a pas permis de les mettre en évidence. A l'Ouest de Beniguet, le filon occupe deux fractures perpendiculaires ( $\sim \text{N } 20^\circ\text{E}$  et  $\text{N } 110^\circ\text{E}$ ) ; au Sud de la même île, un autre filon, infra-métrique, est orienté  $\sim \text{N } 20^\circ\text{E}$ . Sur le flanc ouest de l'Iletteaffleure une demi-douzaine de filons et filonnets subméridiens ; au Nord-Est de l'Ilette, la granodiorite est recoupée par un filon, d'1,5 m de puissance, orienté  $\sim \text{N } 20^\circ\text{E}$ , à pendage Sud-Est d'environ  $60^\circ$ .

Les échantillons frais montrent une roche noirâtre, à grain très fin. L'examen au microscope révèle, comme l'avait déjà noté Taylor (1967), des reliques de texture ophitique ; la roche recristallisée apparaît formée de plagioclase (labrador à andésine), d'amphibole vert pâle, avec un peu de quartz et de biotite, d'ilménite et d'apatite. Texture et paragenèse prouvent, à l'évidence, le développement d'une phase de métamorphisme postérieure à la mise en place. L'absence de foliation indique que ce métamorphisme a été de nature statique.

Les deux analyses chimiques effectuées (Ilette et Beniguet, tableau VI,4 et 5) révèlent une composition très comparable. On notera les fortes teneurs en Ca, Mg, Fe et Ti, la basse teneur en K. Dans les filons altérés (Blancs Sablons), la composition est fortement modifiée (tableau VI,6), avec, en particulier, un lessivage très prononcé du calcium et du magnésium. La forte teneur en Cr (596 ppm) et en Cu (116 ppm) confirment bien l'origine basique des filons argilisés.

**P. Pegmatites et aplites diverses.** De nombreux filons d'aplités et de pegmatites peuvent être rattachés sans ambiguïté à l'évolution tardive des plutons granitiques de Saint-Renan et de l'Aber-Ildut (*supra*). Quelques autres formations filoniennes de même type, mais de filiation imprécisées sont citées ici. En Ploumoguier : Kermeinoc (aplite), Ouest de Kerveat (pegmatite), Keralan (aplite à tourmaline). Au Conquet : à l'Ouest de la passerelle du Croaë (filon métrique de pegmatite-aplite NW-SE), presqu'île de Kermorvan (pegmatite NNE-SSW, recoupant les mica-schistes) etc.

Une pegmatite, totalement différente de toutes les manifestations pegmatito-pneumatolytiques de la feuille Le Conquet, a été mise en évidence sur l'estran occidental de l'île de Beniguet, au NNW de l'ancienne ferme (Chauris, 1982). Elle recoupe la granodiorite de la pointe des Renards

selon une direction NE-SW. Elle est partiellement masquée par le sable ; son extension longitudinale dépasse sans doute 30 mètres, sa puissance est supérieure à 2 mètres. Elle se caractérise par l'absence de tourmaline, les faciès de la muscovite et le développement d'un coeur quartzeux. Les muscovites présentent trois habitus différents :

- structure arborescente, perpendiculaire à l'éponte, en grandes lames associées au quartz (des feldspaths potassique pluricentimétriques à texture graphique peuvent également se développer directement à l'éponte) ;  
- structure "en livre", près du coeur quartzeux, en lames atteignant 5 centimètres ;

- amas à grain fin, essentiellement micacé (muscovite) mais avec des biotites résiduelles décolorées, à composition de greisen. Ces greisens apparaissent soit à l'éponte où ils offrent des termes de passage à la granodiorite encaissante dont ils dérivent manifestement, soit à l'intérieur de la pegmatite, au contact du coeur quartzeux, où ils représentent d'anciennes enclaves. Le coeur quartzeux, très blanc, renferme de grandes plages (20 cm) de feldspath potassique blanchâtre sans texture graphique, avec abondantes micropérites d'albite. Deux analyses chimiques ont été effectuées, l'une sur l'association muscovite arborescente - quartz, l'autre sur une passée greisenisée (tableau VI, 2 et 3). Au point de vue éléments majeurs, la composition du greisen est très comparable à celle du greisen stannifère lié au granite de Saint-Renan, à Molène, sauf en ce qui concerne P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et CaO (absence d'apatite à Beniguet) ; par contre, au point de vue de certains éléments rares, les teneurs sont très différentes (environ 10 fois moins de lithium, environ 1 000 fois moins d'étain).

TABLEAU VI - ANALYSES CHIMIQUES (BRGM). FORMATIONS FILONIENNES

	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	73,60	75,90	51,50	46,60	47,60	45,10	73,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,60	14,80	29,90	16,00	16,40	28,15	15,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,85	1,67	2,10	1,30	5,00	0,30
FeO	0,83	0,83	1,10	8,25	8,98	0,86	0,89
MnO	0,02	0,02	0,03	0,17	0,17	0,03	n.d.
MgO	0,34	0,40	1,28	8,80	8,24	0,87	0,02
CaO	1,52	0,07	0,06	10,80	10,50	0,50	0,19
Na <sub>2</sub> O	5,85	0,44	0,55	2,54	2,63	1,07	3,90
K <sub>2</sub> O	1,10	4,29	8,70	0,33	0,52	0,93	4,15
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,05	0,35	1,40	1,72	2,40	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,03	0,03	0,15	0,19	0,20	0,31
H <sub>2</sub> O-	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10	14,26	1,82
H <sub>2</sub> O+	0,65	1,85	4,20	0,95	1,30		
Total	99,94	99,63	99,57	98,19	99,65	99,37	99,66
Ba	250	600	650	45	50	12	17
Sr	360	18	14	250	325	28	73

1 - *Albitophyre*, Penzer. 2 et 3 : *Pegmatite de Beniguet*. 2 - Association muscovite arborescente-quartz. 3 - Zone greisenisée. 4 à 6 : *Filons basiques*. 4 - Ilette. 5 - Beniguet. 6 - Blancs Sablons (filon argilisé).  
7 - *Microgranite*, Kermegant.

$\mu\sigma$ . **Microsyénite de Molène.** Plusieurs filons microgrenus subméridiens, de faible puissance (métrique à quelques mètres au maximum) recoupent le granite de Saint-Renan dans la partie occidentale du Grand Ledenez de Molène ; un filon a été également cartographié plus au Nord-Est, dans le Petit Ledenez. Les filons sont généralement assez altérés et peuvent ainsi facilement échapper à l'observation. La présence de nombreux galets sur l'estran du Ledenez septentrional de Quemenez suggère que ces formations sont probablement assez nombreuses sur le plateau de Molène. Les microsyénites de Molène sont des roches à grain fin, de teinte grise. La texture est porphyrique à gloméroporphyrique ; la granulométrie très hétérométrique. La phénopase montre de nombreuses biotites automorphes, chloritisées ; des plagioclases déstabilisés (épigénisés en chlorite et séricite) avec couronne feldspathique ; des feldspaths potassiques automorphes à inclusions de plagioclases ; quelques ocelles de quartz blindé dragéiforme, totalement dépourvu d'écrasement ; de nombreuses et grandes apatites. La mésostase, cryptocristalline, paraît essentiellement feldspathique avec séricite et chlorite (tableau VII,9). La composition assez curieuse des filons de Molène correspond à une microsyénite (?) gloméroporphyrique à faciès lamprophyrique. Le pourcentage élevé en  $P_2O_5$  (0,48 %) s'explique par l'abondance de l'apatite. Toutefois, la teneur en potasse est exceptionnellement forte (5,90 %).

$\mu\gamma K$ . **Microgranite de Kérouzien.** Près de Ploumoguer, le granite de Saint-Renan et les gneiss de Kerhornou sont recoupés par plusieurs filons microgrenus, de teinte blanchâtre, à grain fin, à texture légèrement porphyrique et granophyrique. Trois filons subméridiens ont été tracés aux environs de Kérouzien ; le filon oriental a pu être suivi vers le Sud, d'une manière discontinue, sur environ 3,5 km, jusqu'au delà de Kermergant en Trébabu. Au Nord-Ouest de Ploumoguer, les filons recoupent, sans être affectés, les mylonites qui soulignent le passage du linéament médio-armoricain. Dans l'ensemble, le champ filonien de Kérouzien est subparallèle au champ filonien microgranitique de Ploumoguer qui s'étend immédiatement plus à l'Ouest et plus à l'Est (*infra*). La composition chimique d'un échantillon prélevé près de Kermergant (tableau VI,7) s'avère comparable à celle des microgranites à faciès aphanitiques de Ploumoguer (tableau VII,3, 4, 5) ; on notera toutefois des teneurs encore plus faibles en Mn, Mg et Ti dans les filons de Kérouzien. Au point de vue éléments traces, la basse teneur en Ba (17 ppm) et les teneurs relativement élevées en Li (590 ppm), B (94 ppm) et Sn (72 ppm) rappellent également les teneurs décelées dans les deux microgranites analysés du district de Ploumoguer (Lanfeust et Blancs Sablons) (*infra*). Il est ainsi suggéré que les deux ensembles microgrenus ont la même source magmatique mais des conditions de cristallisation différentes.

$\mu\gamma p$ . **Microgranites de Ploumoguer.** Les levés géologiques détaillés pour l'établissement des feuilles à 1/50 000 Brest, Le Conquet, Plouarzel et Plabennec ont conduit à la mise en évidence d'un champ filonien microgranitique d'une ampleur insoupçonnée (Chauris *et al.*, 1977). Les tracés ont été facilités par la résistance relative des microgranites à l'érosion : le rôle assez souvent joué par les filons dans le relief permet, grâce à l'examen des photographies aériennes, de subodorer leur passage, confirmé par l'étude au sol. Ainsi s'explique la précision de la carte, *a priori* surprenante dans une région aussi couverte.

Les filons se répartissent géographiquement en deux ensembles d'importance inégale :

● **L'ensemble de Lanrivoaré** qui s'étend sur environ 18 km, selon une direction subméridienne, est, pour sa plus grande part, situé dans le complexe granitique de l'Aber-Ildut ; au Sud, un seul filon recoupe le granite de Saint-Renan et se poursuit dans les formations migmatitiques (feuille Brest). Ce premier ensemble présente son importance maximale à l'Ouest de Lanrivoaré (feuille Plabennec) où une douzaine de filons sub-parallèles a été dénombrée sur 3 km.

● **L'ensemble de Ploumoguer.** Les filons apparaissent à la bordure méridionale du massif de l'Aber-Ildut (granite de Plouarzel). A l'Est de Ploumoguer, un premier groupe offre une extension longitudinale de 3,5 km ; à partir d'un tronc commun, trois filons divergent vers le Sud, avant de se poursuivre selon une direction subméridienne. A l'Ouest de Ploumoguer, un deuxième groupe a été suivi sur 7 km jusqu'à l'anse des Blancs Sablons. Il recoupe le granite de Saint-Renan selon une direction subméridienne, puis les gneiss de Kerhornou. Les trois filons parallèles reconnus près de Kerdhervé s'orientent vers le Sud-Ouest, avant d'être interrompu par une faille N-S. Le lever cartographique suggère que le filon unique tracé au-delà de cette faille, est recoupé par le filon doléritique de Breterc'h (cette hypothèse a été confirmée par la géochronologie ; *infra*). Il n'est pas possible de dire si le filon des Blancs Sablons représente le prolongement occidental, décalé par faille, du filon de Kervillou, ou s'il s'agit d'un autre filon. Les affleurements les plus méridionaux du champ filonien ont été observés aux environs de Lanfeust où le microgranite disparaît sous les sables dunaires. A l'Ouest de Kerbrouen, la puissance du filon doit être comprise entre 20 et 30 m ; un peu plus au Nord, entre Kermenguy et Kerjozel, elle n'est plus que d'une dizaine de mètres ; en ce point, le pendage paraît subvertical. Dans l'anse des Blancs Sablons, le filon, vertical, de 4,60 m de puissance, est injecté parallèlement à la foliation de l'encaissant. Les filons transversent sans être décrochés, ni affectés, les mylonites qui soulignent le passage du linéament médio-armoricain (*infra*).

Les microgranites présentent, dans leur ensemble, une nette homogénéité. Ce sont des roches de teinte claire, gris pâle, ou beige par altération. Les principales variations se manifestent aux approches des éponges, avec développement de faciès à grain très fin ; certains filons minces sont subaphanitiques, parfois même d'aspect silexoïde (Lanfeust). Toutes les transitions apparaissent entre les faciès porphyriques et les faciès aphanitiques :

● **Les faciès porphyriques** les plus grossiers, qui correspondent aux filons les plus puissants (Kerbrouen) présentent une altération en boules semblable à celle des granites. La texture équate est microgrenue porphyrique. La phénopase comprend : feldspath potassique (microcline) automorphe, centimétrique (de 0,5 à 4 cm, exceptionnellement) ; plagioclase (oligoclase et albite), souvent en cristaux subautomorphes à automorphes de quelques millimètres ; biotite brune, automorphe, en fines plaquettes millimétriques avec nombreuses inclusions (zircon, apatite) ; quartz plurimillimétriques, globuleux, subautomorphes. La mésostase comprend : quartz xénomorphe, albite, feldspath potassique, biotite chloritisée,

trame lâche de mica blanc, quelquefois tourmaline poecilitique ou en baguettes divergentes.

• **Les faciès subaphanitiques et aphanitiques** apparaissent à l'éponte des gros filons ou dans certains filons minces ; les épontes sont caractérisées par une bordure figée, presque aphyrique, à texture planaire. Dans le fond quartzo-séricitique, avec lattes plagioclasiques très minces, apparaissent quelques phénocristaux de quartz automorphes et de feldspath potassique, entourés d'une bordure séricitique admettant parfois de minuscules agrégats de tourmaline.

Huit analyses chimiques ont été effectuées sur des filons situés sur la feuille Le Conquet (tableau VII,1 à 8). Les faciès porphyriques à gros grain (Kerbrouen [1]) se distinguent des autres échantillons par une teneur plus faible en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}^+$  et par une teneur plus élevée en Fe, Mg, Ti et Ca. Les teneurs en Mg, Ti et Ca de certains filons aphanitiques (Le Pouldu [5]) sont très basses. Les éléments traces ont été dosés uniquement dans les filons de Lanfeust (7) et des Blancs Sablons (8) : faible teneur en Ba (41 et 6 ppm) ; teneurs relativement élevées en Li (660 et 960 ppm), B (70 et 310 ppm) et Sn (125 et 100 ppm) (Chauris, note en préparation).

ε. **Dolérite de Breterc'h**. La feuille Le Conquet montre l'extrémité nord-ouest (visible) du dyke doléritique, parfois dédoublé et disposé en échelon, qui recoupe, selon la direction N 120°-140°E, les structures hercyniennes et anté-hercyniennes de la partie occidentale du Massif armoricain, au moins jusqu'aux environs de Quimper. Dans les limites de la feuille, une coupe excellente affleure près de Breterc'h où le passage de la structure filonienne se marque par un rentrant de la côte et par une zone déprimée sur le haut de la falaise. En ce point, le filon est dédoublé. Le filon nord, le plus spectaculaire, a environ 30 m de puissance ; il est subvertical et affecté par une série de cassures également subverticales ~ N 120°E, recoupées par des fractures ~ N 25°E. Le filon sud atteint environ 10 m de puissance ; l'éponte sud montre un contact irrégulier tant en direction qu'en pendage ; l'éponte nord est jalonnée par une zone de broyage qui indique un rejeu tectonique postérieur à la mise en place du dyke. A Porz Milin (feuille Brest), le filon, unique, de 30 m de puissance, est décroché par une faille senestre ~ N 25°E. A l'intérieur des terres, entre ces deux points littoraux, l'altération de la dolérite est intense et la trace du filon n'a pu être suivie, le plus souvent, que par la présence de boules éparses à la surface du sol (par exemple, près de la cote 37 au Nord-Est de Kerlochouarn, etc.).

La dolérite, très homogène, est une roche dure, de teinte noirâtre, à grain fin, très dense ( $d = 2,97-2,98$ ), composée d'olivine bowlingitisée, subordonnée, de clinopyroxène calcique (augite), de lattes de labrador, d'ilménite, d'apatite. Le tableau (VII,10 à 12) donne la composition chimique de deux échantillons de Breterc'h (filon nord [10] ; filon sud, à 10-15 cm de l'éponte [11]) et d'un échantillon de Kerzéanton (12). La composition est toujours très semblable et identique à celle d'un échantillon de Porz Milin (feuille Brest).

Le grand dyke doléritique s'allonge parallèlement à l'actuelle bordure de la marge continentale européenne (golfe de Gascogne). Il présente un magmatisme d'affinité tholéiitique (Thonon *et al.*, 1979). Les mesures géochronologiques (*infra*) ont établi son âge post-hercynien. Il paraît

jalonner l'une des fractures du continent antérieurement à l'ouverture de l'Atlantique.

Un autre filon doléritique, moins puissant (5 à 6 m) et orienté ~ N 120°E, a été cartographié dans le premier Ledenez de Quemenez.

**Q. Quartz.** Les filons de quartz, relativement peu nombreux, ont été surtout observés sur la côte. Ils présentent généralement une direction subméridienne à NNW-SSE. L'occurrence la plus importante est située juste à l'Est de la pointe de Korsenn ; le filon principal dont la puissance dépasse plusieurs mètres, est bordé latéralement par de nombreux filonets ; l'ensemble silicifié cicatrise une large fracture subméridienne. Un autre filon a été cartographié à quelques centaines de mètres au Sud-Est de la pointe de Korsenn, à l'Ouest du hameau de Porzmoguer. D'autres filons affleurent à l'Ouest de Penzer, à l'Est des Respects, etc.

### Succession des événements

● Une grande incertitude plane sur les âges du métamorphisme et du magmatisme dans la partie méridionale du Pays de Léon si l'on excepte les massifs granitiques de Saint-Renan (élément du batholite médio-armoricain) et de l'Aber-Ildut (élément de la ceinture des *granites rouges*) indubitablement hercyniens.

Deux points de vue opposés sont en présence.

– Pour les uns (Cabanis *et al.*, 1977 ; Cabanis, 1982), les principaux événements sont à rapporter à une évolution paléozoïque. La mise en place du magma granodioritique (futur gneiss de Brest) est calédonien et le métamorphisme du Léon, hercynien (Cabanis, 1974).

Cette manière de voir repose :

- sur des mesures géochronologiques (étude des zircons des gneiss de Brest avec un âge de  $466 \pm 25$  Ma ; travaux de S. Deutsch) ;
- sur des observations structurales effectuées dans la région de Morlaix, aux confins orientaux du Pays de Léon, et étendues à l'ensemble de la région.

– Pour les autres (Bradshaw *et al.*, 1967 ; Taylor, 1967 ; Bishop *et al.*, 1969 ; Chauris et Hallégouët, 1973a et b), les événements majeurs (mis à part, évidemment, l'intrusion des granites de Saint-Renan, de l'Aber-Ildut, etc.) sont à rapporter à une évolution anté-ordovicienne, principalement cadomienne.

Cette seconde interprétation est fondée :

- sur des mesures géochronologiques (Rb/Sr sur roche totale ; Adams, 1967) qui ont donné : pour les gneiss de Brest, à partir d'une douzaine d'échantillons, un âge (sans doute un peu trop élevé) de  $690 \pm 40$  Ma (Cabanis *et al.*, 1977 ont également publié une isochrone fournissant un âge comparable [ $686 \pm 11$  Ma] mais l'interprètent comme une *erreur-chrone*) et pour la granodiorite de la pointe des Renards (qui renferme des enclaves de roches métamorphiques, *supra*) un âge de  $565 \pm 40$  Ma (sur 6 échantillons) ;

TABLEAU VII - FORMATIONS FILONIENNES. ANALYSES CHIMIQUES (J. COTTEN, UBO, Brest et BRGM [7 et 8])

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	71,60	72,90	73,85	72,45	73,90	73,00	74,30	73,70	67,50	50,20	50,10	50,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,49	14,76	14,76	14,65	15,00	14,40	14,95	14,85	14,00	14,40	14,55	14,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	1,57	0,77	0,89	0,99	1,36	2,05	1,24	3,45	11,25	11,39	11,24
MnO	0,06	0,10	0,08	0,10	0,06	0,06	0,06	0,08	0,04	0,16	0,17	0,16
MgO	0,63	0,29	0,09	0,03	0,04	0,21	0,11	0,16	1,50	7,90	8,00	7,71
CaO	1,36	0,41	0,32	0,29	0,08	0,32	0,22	0,17	1,92	11,50	11,40	11,72
Na <sub>2</sub> O	3,25	3,62	4,06	4,12	3,31	3,50	3,85	3,20	2,85	2,00	1,83	1,93
K <sub>2</sub> O	5,10	4,62	4,50	3,92	4,16	4,50	3,95	4,25	5,90	0,43	0,71	0,53
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,19	0,05	0,07	0,05	0,19	0,02	0,05	0,50	1,02	1,01	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,32	0,35	0,45			0,36	0,25	0,48			
H <sub>2</sub> O-	0,05	0,08	0,07	0,02	0,16	0,21	0,83	1,56	0,10	0,31	0,06	0,33
H <sub>2</sub> O+	0,41	0,96	0,78	1,06	1,69	1,14			1,35	0,45	0,46	0,44
Total	100,06	99,82	99,68	98,05	99,44	98,89	100,70	99,51	99,59	99,62	99,68	99,86

1 à 8 : **Champ filonien microgranitique de Ploumoguier**. 1 - Kerbrouen (porphyrique à gros grain). 2 - Entre Kermenguy et Kerjozel (faciès intermédiaire, encore porphyrique). 3 - Même lieu (faciès aphanitique). 4 - Kerdhervé (aphanitique). 5 - Pouldu (aphanitique). 6 - Mesquernic (porphyrique). 7 - Lanfeust (aphanitique). 8 - N des Blancs Sablons. 9. **Microsyrénite**, Ledenez de Molène. 10 à 12 : **Champ filonien doléritique de Breterc'h**. 10 - Breterc'h, filon nord. 11 - Breterc'h, filon sud. 12 - Kerzéanton.

- sur des observations stratigraphiques et structurales : discordance du Grès armoricain (Ordovicien inférieur) sur le Briovérien à Port-Naye en presque île de Crozon (feuille Brest) et dans la vallée de l'Elorn (Bradshaw *et al.*, 1967 ; Bishop *et al.*, 1969 ; Chauris et Hallégouët, 1973a) ; dans ce dernier secteur le Grès armoricain repose également sur les gneiss de Brest (Chauris et Hallégouët, 1973a). Evolution structurale comparable pour le Briovérien et les formations métamorphiques du Léon méridional, avant le dépôt du Grès armoricain (Bradshaw *et al.*, 1967 ; Bishop *et al.*, 1969) ;

- sur des constatations pétrographiques : contraste de métamorphisme entre les schistes (Ordovicien) des synclinaux pincés dans les gneiss de Brest et les septa de micaschistes (Briovérien) de ces mêmes gneiss (Chauris et Hallégouët, 1973b).

● *La mise en place des granites hercyniens a eu lieu à différentes périodes* (Deutsch *et al.*, 1965 ; Adam, 1967 ; Leutwein *et al.*, 1969 ; Vidal, 1980). Les mesures effectuées sur le granite de Saint-Renan s'ordonnent autour de 340-330 Ma. La granodiorite de Tregana pourrait être du même âge (?). Le granite rouge de l'Aber-Ildut est nettement plus récent (~ 300 Ma) ; le leucogranite de Ploudalmézeau, encore plus jeune (~ 290 Ma). Il n'existe pas de données sur le granite de la Chaussée des Pierres Noires, ni sur les gabbros et diorites des Serrou-Groac'h Zu.

● *Les formations filoniennes transverses se sont mises en place à diverses époques* (Adams, 1967 ; Leutwein *et al.*, 1972 ; Chauris *et al.*, 1977 ; Vidal, 1980 ; Bellon *et al.* 1985 ; Bellon *et al.*, 1988). Dans l'état actuel des connaissances, la succession suivante peut être proposée :

- métadolérite de Beniguet ;
- microsyénite de Molène ( $305,4 \pm 15,3$  Ma) ;
- microgranite de Ploumoguier ( $292 \pm 9$  Ma) ;
- dolérite de Quemenez ( $243 \pm 12$  Ma et  $233 \pm 12$  Ma) ;
- dolérite de Brenterc'h (entre 210 et 190 Ma).

### Accidents tectoniques

Plusieurs accidents tectoniques sub-directionnels ont été tracés sur la feuille Le Conquet.

● *La faille des Rospects*, d'orientation générale E-W, est soulignée par des mylonites (*supra*). Vers l'Est, elle paraît se prolonger en direction de la pointe de Creac'h Meur et sans doute au-delà, expliquant ainsi, au moins en partie, le tracé général de la côte. Elle pourrait intercepter le prolongement oriental de la bande de Grès armoricain du Coq. Vers l'Ouest, la faille pourrait jalonner la limite septentrionale du granite de la Chaussée des Pierres Noires qu'elle mettrait en contact successivement avec les gneiss de Brest, puis les micaschistes du Conquet. L'injection du granite de la Chaussée des Pierres selon une lame allongée E-W, est peut-être à relier à cette zone de faiblesse.

● *La faille d'Illien*, orientée WSW-ENE, met en contact la partie septentrionale du complexe gneissique de Kerhornou (à structure périclinale à plongement Est ; *supra*) avec la partie méridionale de ces mêmes gneiss (à

structure directionnelle). De part et d'autre de la faille, les directions des gneiss peuvent faire un angle de 90°. Vers l'ENE, la faille paraît s'amortir progressivement. Vers l'WSW, elle pourrait se poursuivre dans la vallée sous-marine, de même orientation, reconnue à l'Ouest de Beniguet. La faille d'Illien est approximativement parallèle à la faille du Goulet (faille de l'Elorn ; feuille Brest).

● **L'extrémité occidentale du linéament médio-armoricain.** La feuille Le Conquet montre les affleurements les plus occidentaux (visibles) de cet accident tectonique majeur, tout d'abord dénommé *linéament Molène - Moncontour* (Chauris, 1969). Cette importante zone ductile, à coulissage dextre, affecte toute la Bretagne et semble se poursuivre vers l'Est jusqu'aux environs d'Alençon (sur ~ 400 km) d'où son nom actuel de *linéament médio-armoricain*.

L'ampleur du déplacement est impossible à préciser dans les limites restreintes de la feuille Le Conquet. Toutefois, l'intensité de l'écrasement (présence d'ultra-mylonites, *supra*) ne laisse aucun doute sur son importance. Les mylonites peuvent être regroupées ici en deux faisceaux sub-parallèles, qui tendent à converger vers l'Ouest (de part et d'autre de Korsenn), où ils se résolvent en de nombreux feuillets peu puissants en même temps que décroît l'intensité de la mylonitisation. Les mylonites, sub-verticales, semblent se relayer en échelons. Entre les zones intensément écrasées, allant jusqu'à la formation d'ultra-mylonites (environs de Cohars à l'Est de Ploumoguier, etc.), où la nature du matériau originel n'est plus reconnaissable que par l'examen attentif des zones de transition (*supra*), apparaissent des zones relativement peu ou guère écrasées. Sur la feuille Le Conquet, l'accident affecte uniquement le granite de Saint-Renan et les panneaux migmatitiques enclavés ; la foliation de cataclase est légèrement oblique par rapport à la foliation primaire du granite. Plus à l'Est (feuille Brest), il recoupe successivement, d'Ouest en Est, le granite de Saint-Renan, le granite de Kersaint, les gneiss et micaschistes du Conquet ; plus à l'Est encore, les gneiss de Brest : il offre ainsi une nette obliquité vis-à-vis des structures antérieures.

Le linéament médio-armoricain paraît avoir joué un rôle important dans la mise en place (contrôle structural) de plusieurs plutons de la ceinture batholitique médio-armoricaine (Chauris, 1980) et ce sont, justement, les mesures géochronologiques effectuées sur les différents granites de ce batholite qui permettent de mieux cerner son histoire. Son rôle en tant que faille coulissante a surtout été important vers 330 Ma (âge de la mise en place du pluton de Plouaret relié au pluton de Plouneour-Menez par l'étroit feuillet mylonitique de Lannéanou), avec un déplacement dextre d'une vingtaine de kilomètres au Sud de Morlaix (Chauris et Garreau, 1975). L'ampleur du coulissage (et de la mylonitisation) s'est atténuée progressivement par la suite : lors de la mise en place des granites de Quintin (vers 300 Ma) et de Moncontour, le déplacement dextre n'était plus que de quelques kilomètres. Enfin, tout coulissage avait cessé lors de l'injection (vers 290 Ma) du champ filonien microgranitique du Bas-Léon (*supra*) qui recoupe, sans le moindre décrochement, les mylonites du granite de Saint-Renan.

Les failles transversales sont multiples. Les unes ont été injectées par des formations filoniennes variées (métadolérites, aplites et pegmatites, microgranites, dolérites, quartz) qui peuvent fournir des indications chronologiques (directes ou indirectes) sur au moins l'une de leurs ouvertures.

Les autres n'ont laissé la place à aucune venue éruptive ou hydrothermale. A Molène, l'ouverture des fractures occupées par des filons d'aplite à tourmaline, a suivi de près, selon toute probabilité, l'intrusion du granite de Saint-Renan. Les mesures géochronologiques sur les roches filoniennes sont également précieuses sous cet aspect (*supra*). Outre les fractures NW-SE et NNW-SSE, classiques dans toute la Bretagne occidentale, on notera les nombreuses failles N 10-20°E, tant sur le continent que dans l'archipel de Molène. Par ailleurs, comme l'ont établi les levés détaillés, la **faille Kerforne** qui en presqu'île de Crozon (feuille Brest), provoque un déplacement dextre de l'ordre de 2,5 kilomètres, n'existe plus, contrairement à une opinion généralement admise, en tant qu'accident décrochant, dans le Sud-Ouest du Pays de Léon. Son passage est marqué ici uniquement par l'injection de la dolérite de Brenterc'h.

### FORMATIONS TERTIAIRES

III. Tertiaire et Pléistocène ancien indifférenciés. Des galets de quartz jaunis, généralement bien émoussés et parfois éolisés, sont remaniés dans les arènes et les formations périglaciaires formant sur les plateaux de minces placages.

Ils peuvent être assez abondants localement, vers la limite orientale de la feuille, au Sud-Est de Ploumoguer, entre Kerbrat et Traon Morvan et au Sud de Traon Brouen, en particulier. Ces formations situées ici vers 75 m d'altitude, s'élèvent sur la feuille Brest jusqu'à 90 m, près de La Madeleine.

En contrebas de ces dépôts, s'étend une surface dont l'altitude s'abaisse lentement de 65 m à 40 ou 30 m. Le contact entre ces deux niveaux est marqué par une rupture de pente, généralement bien visible dans le paysage, particulièrement au Sud de Ploumoguer. Cet abrupt indique sans doute l'emplacement d'une ancienne falaise correspondant à la transgression qui a laissé de nombreux galets, entre 60 et 40 m d'altitude à l'Est du Conquet. On peut les observer emballés dans les limons résiduels coiffant les plateaux, vers Trémeur, Kérinou, Kériel, Le Lannou, etc.

Ces formations ont été probablement autrefois plus étendues. Elles pourraient être contemporaines des dépôts de Lanrinou, dans la vallée de l'Elorn, à l'Est de Landerneau (B. Hallégouët, 1983). Ces dépôts résiduels correspondraient alors aux grandes transgressions marines qui ont envahi la région à la fin du Pliocène et au début du Pléistocène.

### FORMATIONS QUATERNAIRES

#### Formations marines pléistocènes

My. Plages anciennes pléistocènes. Des affleurements de galets et de sables marins, accrochés aux falaises limitant le plateau du Léon, et aux îlots de l'archipel de Molène, témoignent d'anciennes lignes de rivage, dont le niveau a varié au cours du Pléistocène, depuis 24 m jusqu'à une altitude inférieure à celle des basses mers actuelles.

Entre Saint-Mathieu et Le Conquet, ils occupent des replats, des encoches d'abrasion marine ou d'anciennes grottes, comme au Bilou, à Pors Liogan ou à Penzer. A l'Est de la pointe Saint-Mathieu, quelques encoches d'abrasion marine apparaissent également sculptées dans la falaise, 5 à 7 m au-dessus du niveau des hautes mers, mais les dépôts correspondants ont disparus, sauf dans une crique au Sud-Est de Saint-Marzin, où ils colmatent le fond d'un vallon perché. Sur la rive nord de l'estuaire du Conquet, deux autres placages de galets marins, sont encore visibles dans les falaises. Le premier occupe l'étranglement de la presqu'île de Kermorvan, tandis que le second, 500 m plus à l'Ouest, forme le plafond d'une grotte. Un autre dépôt de ce type apparaît aussi dans les falaises au Sud de la pointe de Corsen.

Dans les îles de l'archipel de Molène, les cordons pléistocènes deviennent abondants. Ils ont été décrits par L. Collin (1936), A. Guilcher (1939) et B. Hallégouët (1982). Ces formations affleurent parfois sur de grandes distances comme à Beniguet ou à Molène, mais il ne s'agit généralement que de placages de petite dimension et de faible puissance.

Sur la côte nord-ouest de Beniguet, la plage ancienne attaquée actuellement en falaise par la mer, semble correspondre à une énorme accumulation en "queue de comète", dont l'orientation devait être à l'origine différente de celle de l'amas de galets qui forme actuellement la partie septentrionale de l'île. Cette formation qui culmine à 12 m (NGF) semble être polygénique, car on peut y observer plusieurs niveaux de sable et de galets, parfois séparés par des dalles de gneiss disposées en bancs réguliers. Ces dalles ont sans doute été libérées par la gélifraction dans les falaises au Sud de l'île, lors de refroidissements du climat, puis remaniées ensuite par la mer. Dans les anfractuosités des falaises de la partie méridionale de l'île, se nichent également des dépôts correspondant à deux niveaux de plage entre lesquels une dune, un sol cryptopodzolique et des formations périglaciaires ont pu s'intercaler. Dans certains cas, comme sur la côte occidentale de Molène, une pédogenèse affecte aussi la plage ancienne inférieure. Dans les falaises de cette île, on peut également observer plusieurs niveaux de plage superposés, parfois séparés par des coulées d'argile à blocs ou des limons antérieurs à la période pléniglaciaire du Weichselien.

A Beniguet, il ne semble pas exister de discontinuité stratigraphique entre les dépôts culminant vers 12 m (NGF) et ceux que l'on observe dans les falaises, au Nord-Ouest de l'île. A Molène, par contre, la limite supérieure des niveaux de galets exposés dans les falaises est difficile à préciser. Il semble cependant, qu'un deuxième étage puisse être isolé entre 12 et 18 m et qu'un troisième étage s'individualise nettement au-dessus de 19 m (NGF).

La chape de galets occupant le sommet de Molène, peut atteindre 3,50 m de puissance. Dans des terrassements la succession suivante a été observée :

- substratum granitique ;
- galets emballés dans une matrice sableuse ;
- galets englobés dans un limon argileux ;
- galets mêlés à un limon brun, sableux ;
- limon brun remaniant de nombreux silex gélifractés ;
- limon ocre avec pédogenèse post-glaciaire.

Ce dépôt se caractérise par une lithologie variée. On y remarque de nombreuses roches n'affleurant ni dans les îles, ni sur le continent, dont l'origine n'a pas, dans certains cas, pu être précisée. Les galets sont souvent dressés comme dans la plupart des plages pléistocènes de la région et parfois gélifractés. On constate également que les granites sont frais et que leur surface n'est pas plus altérée que celle des galets observés dans les falaises, vers le niveau des hautes mers actuelles ou légèrement au-dessus.

Ces cordons pléistocènes qui sont toujours décalcifiés et donc azoïques, appartiennent certainement à plusieurs épisodes transgressifs qui ont envahi ou submergé le plateau de Molène au cours des dernières périodes interglaciaires du Pléistocène. Les industries associées à ces formations sont rares, dans le cadre de la feuille, et les corrélations avec les dépôts de la côte septentrionale du Pays de Léon ou de la baie d'Audierne ne sont pas toujours évidentes. Il apparaît cependant qu'une partie de ces formations sont contemporaines de l'Eémien et des épisodes tempérés qui ont précédés la dernière glaciation. Le niveau marin a peut-être atteint 10 m (NGF) durant cette période, mais on peut douter qu'il l'ait dépassé, du fait de la rareté des dépôts marins supérieurs à cette altitude, dans les falaises de la côte occidentale du Léon. Dans ce cas, les galets coiffant Molène pourraient appartenir à une période interglaciaire antérieure à l'Eémien.

**Dy. Sables dunaires pléistocènes.** Une dune fossilisée par le *head* de la dernière période glaciaire apparaît plaquée contre l'ancienne falaise, au Sud de l'anse de Porsmoguer. Cette formation est surmontée localement par un sol cryptopodzolique, tandis que sa base repose sur un deuxième sol podzolique. Ce sol s'est développé sur des dépôts périglaciaires correspondant à des sables dunaires plus anciens pédogénisés, puis remaniés par cryoreptation sur le versant, et à des coulées de gélifluxion plus limoneuses englobant de nombreux gélifracts provenant de la falaise gneissique.

Contrairement à celle de Trégana, sur la feuille Brest, cette dune fossile ne repose pas directement sur la plage ancienne, dont aucun affleurement n'a été observé à Porsmoguer. Cette formation est donc postérieure à l'Eémien et semble correspondre à l'un des brefs épisodes transgressifs, qui ont précédé la dernière glaciation.

### Formations périglaciaires

**Sy. Dépôts de pente.** Le relief est empâté par des produits de gélivation qui ont été entraînés par gélifluxion sur les versants, lors des dégels, durant les périodes glaciaires du Pléistocène. Les gélifracts emballés par les limons apportés par le vent, forment le *head* que l'on observe localement sous la dune des Blancs Sablons, ou au Cosquer, à l'Est du Trez Hir. Dans la partie septentrionale de l'anse de Porsmoguer, on peut distinguer deux accumulations distinctes, séparées par un niveau pédogénisé. Un sol fossile cryptopodzolique, interstratifié dans des coulées périglaciaires surmontant une plage ancienne, apparaît également dans la falaise au Nord de la pointe de Penzer.

Sur les gneiss et les micaschistes, les accumulations de *head* sont généralement peu épaisses, mais sur les granites, au Nord de la feuille, leur puissance peut dépasser plusieurs mètres dans les vallons. A leur base, on observe souvent des arènes fauchées par la cryoreptation. Un triage et une concentration des minéraux lourds, consécutifs à l'action du ruissellement, ont été parfois constatés au sein des coulées périglaciaires, dans l'anse de Bertheaume (L. Berthois et L. Dangeard, 1929).

**Æ. Limon des plateaux.** A la surface des plateaux, des limons dépassant rarement un mètre de puissance occupent les dépressions, comme vers Lanfeust, à l'Est des Blancs Sablons. Ces formations qui se développent plus largement sur la côte nord du Finistère, ont été observées également dans les îles de l'archipel de Molène.

Ces limons dérivent de loess décalcifiés, qui se sont mis en place pendant le maximum de la dernière glaciation, lorsque les fonds de la Manche étaient asséchés. Ceux-ci étaient alors balayés par des vents violents, qui triaient et emportaient vers le Sud, les particules fines de sédiments correspondant à d'anciennes vases marines ou aux alluvions de la Seine.

On observe aussi sur les plateaux, à l'Est du Conquet, de nombreux quartz éolisés. Leur présence témoigne de l'importance des phénomènes de déflation éolienne sur les hauteurs durant les périodes froides du Pléistocène.

### Formations fluviatiles et lacustres

**Fz. Alluvions et colluvions des vallées.** Pendant la dernière glaciation, les débris entraînés par la gélifluxion sur les pentes, ont été lavés par les courants fluviatiles se concentrant dans le fond des vallées. Les éléments fins ont été emportés par les eaux, les sables et les graviers triés, et les cailloux plus ou moins émoussés. Localement, lorsque les conditions s'y prétaient, il y a eu concentration des minéraux lourds. La cassitérite apparaît souvent dans les alluvions des rivières dont le cours est installé sur le granite de Saint-Renan (cf. figure 6), tandis que dans les micaschistes et les gneiss du Conquet, plus au Sud, le grenat devient très abondant.

**Lz. Formations lacustres.** Le fond des petits étangs littoraux de l'archipel de Molène est généralement occupé par des sédiments fins, provenant d'apports éoliens et de la décomposition d'éléments organiques : algues et végétaux terrestres. Des formations lacustres se sont également développées à l'Holocène dans un marais littoral en arrière de la dune du Trez Hir.

**T. Tourbes.** Des tourbes occupent parfois la tête des vallons et peuvent être observées à l'occasion de travaux de drainage, comme au Sud de Pen ar Coat, à la source du ruisseau de Kermorvan.

Des tourbes flamandaises, formées dans des étangs littoraux, apparaissent aussi sur les estrans, à la suite du recul des cordons. Elles affleurent épisodiquement sur la plage du Trez Hir, ou au pied de la dune, au centre de l'anse de Porsmoguer.

## Formations marines actuelles

**Dz. Sables dunaires flandriens.** Le massif dunaire des Blancs Sablons prend à revers l'estuaire du Conquet et s'avance vers l'Est, sur plus d'un kilomètre. Il s'est mis en place après l'Age du Fer et sa progression semble s'être poursuivie jusqu'au XVIIIe siècle. Les lignes de défense du Duc d'Aiguillon, édifiées en 1757, ont été ensevelies par les sables, et ne sont réapparues que récemment du fait de l'érosion de la dune. Ce massif dunaire est en effet très dégradé du fait d'une forte pression anthropique qui favorisait la déflation éolienne, aussi le Conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres en a fait l'acquisition en vue de sa restauration et de sa réouverture au public.

Les cordons dunaires du Trez Hir et de Bertheaume, qui isolaient de petits marais littoraux, sont également très dégradés. La dune de Bertheaume où plusieurs sols interstratifiés étaient autrefois visibles, a aujourd'hui disparu sous les remblais d'un parking et les déblais d'un camping. La dune d'Illien qui escalade le versant nord de la vallée, est soumise aussi à une forte pression anthropique, tout comme la petite formation dunaire qui apparaît en bordure de la route côtière, au Sud de la plage de Pors Liogan.

Dans l'archipel de Molène, un saupoudrage éolien est localement visible sur quelques îles, comme Balanec, la Grande Ledenez de Molène, Quemenez, Triélen et Litiri. A Molène et à Beniguet, les sables dunaires couvrent des superficies plus importantes. A Beniguet, ils occupent la majeure partie de l'île où ils fossilisent de vieux sols archéologiques et de nombreux monuments mégalitiques. A Molène, ils s'étendent sur la partie occidentale de l'île, mais ils sont actuellement privés d'alimentation, du fait du recul des falaises et du démaigrissement des estrans. Cette dune dépasse rarement deux mètres d'épaisseur. On y observe, vers le sommet de l'île, des sols et des débris de cuisine interstratifiés, d'époque médiévale ou plus récente. Sa base repose sur des sols d'occupation humaine correspondant au Néolithique ou à l'Age du Fer. Près du sémaphore et à l'Ouest de l'église, elle fossilise aussi un *kjoëkkenmoëdding* qui a livré de la poterie romaine.

**MzG. Blocs et galets marins des plages.** Les estrans sont parfois garnis de galets, qui poussés par les vagues et entraînés par les courants de dérive, forment localement des accumulations au pied des falaises. Des levées de galets barrent également des dépressions littorales, ou s'ordonnent dans les zones d'abri des îles de l'archipel de Molène, pour former des flèches en queue de comète, des tombolos et des cordons isolant un étang.

En arrière de quelques îlots ou de récifs du plateau de Molène, des amas de galets et de blocs immergés à marée haute, se développent dans la zone d'abri de la houle dominante. Ils forment des pointes effilées en direction de la terre et leur hauteur décroît avec l'éloignement de la zone d'abri, tandis que diminue leur granulométrie. Ces flèches unissent parfois deux roches ou relie un îlot à une île à marée basse. Par suite des dispositions variées du socle rocheux et de la direction résultante des houles, les queues de comète de l'archipel de Molène présentent des formes et des orientations très diverses qui ont été décrites en détail par A. Guilcher *et al.* (1959).

Les plus belles accumulations de ce type apparaissent à l'Ouest de Molène. Les queues de Ero Vihan, Baz Valan et Baz Velen convergent vers le littoral, mais au Nord, elles restent séparées du sillon de Bazou Link par un chenal de marée. Un autre ensemble comprend quatre queues sur la face nord-ouest de Beniguet et des flèches s'accrochent aussi à quelques roches isolées de l'archipel, comme les Belveniou, les Serrou ou Baz Venn.

Certains îlots sont rattachés entre eux par des cordons de galets. Ces tombolos sautant d'île en île, les relient généralement deux fois par jour à une île principale. A Quemenez, des accumulations de galets et de sable, réunissent en chapelet l'île à sa grande Ledenez, à sa petite Ledenez et à deux roches situées plus au Nord. A Molène, des flèches de galets unissent aussi l'île à sa grande et à sa petite Ledenez. De petites accumulations de ce type apparaissent également à Litiri et à Balanec, où le tombolo reliant les deux Ledenez est insubmersible.

Cinq îles de l'archipel possèdent un étang isolé de la mer par un cordon de galets. Il s'agit de Triélen, de Quemenez, de Balanec, de Beniguet et de la Grande Ledenez de Molène. Ces cordons se situent toujours à l'abri de la houle dominante du Sud-Ouest, et l'accumulation la plus caractéristique est certainement celle qui forme la partie septentrionale de Beniguet. Son extrémité présente une morphologie de crêtes et de sillons successifs, accrochés à la pointe rocheuse du Trou de la Vache et divergeant à partir de là en patte d'oie. Ces crêtes marquent les étapes successives de la progression du rivage vers le Nord-Est.

Deux îlots de l'archipel, Morgol et l'île aux Chrétiens sont entièrement constitués en surface par des galets, sans qu'apparaisse la roche ou des formations pléistocènes. La forme générale de Morgol est celle d'un croissant, tandis que l'île aux Chrétiens se présente au contraire, comme une langue s'effilant et s'abaissant graduellement vers le Nord-Est.

L'émousé des galets varie en fonction de l'exposition et de la lithologie. Sur le continent, on constate que la médiane d'émousé est maximale sur la côte, à l'Est de la pointe Saint-Mathieu, elle est moyenne entre Saint-Mathieu et Breterc'h et minimale au Nord, vers la pointe de Corsen. Ces différences sont le résultat d'un brassage maximal, à l'Est de Saint-Mathieu et d'une forte réduction de l'agitation vers le Nord, du fait de l'abri que procure à la côte ouest du Léon, le plateau de Molène. Dans les îles, on constate que les galets des estrans proviennent souvent du remaniement des cordons pléistocènes, par l'érosion marine. Celle-ci libère également de nombreux gélifractions dans les falaises de *head*. Ces cailloux sont peu à peu façonnés par les vagues et l'on remarque généralement un accroissement de la médiane d'émousé de la racine, vers l'extrémité des accumulations.

**Galets de roches allochtones.** Des galets de roches allochtones, inconnues en place tant sur le continent que dans les îles de l'archipel de Molène, ont été assez souvent observés sur les estrans de la feuille Le Conquet. Ces roches peuvent être classées en quatre catégories principales.

● **Granites rouges (ou roses).** Une partie de ces roches peut provenir du massif granitique immergé de l'Iroise (*infra*). Le tableau VIII,1 donne la

composition chimique d'un galet recueilli à l'Est du Trez Hir (micropegmatite graphique abondante, grands quartz sans extinction roulante, un peu de biotite altérée). On notera la forte acidité et le caractère très potassique. D'autres galets peuvent avoir une origine beaucoup plus lointaine (transport par les glaces à partir de l'Irlande ?).

● **Microgranites.** Des galets de microgranite, d'un type inconnu dans le Léon, sont assez abondants aux environs du Conquet. Ils sont encore parfois accrochés à des algues qui les transportent jusque dans la ria. Ils ont été également observés dans les plages anciennes et ne proviennent donc pas de délestage. Le tableau VIII,2 et 3, reproduit la composition de deux galets. On notera la très forte acidité et le haut rapport  $K_2O/Na_2O$ .

● **Basaltes à olivine.** Les estrans de plusieurs îlots de l'archipel de Molène recèlent, en plus ou moins grande quantité, des galets de basalte à olivine (Brousse *et al.*, 1972) : Molène et son Petit Ledenez, île aux Chrétiens, Trielen, Quemenez. Les galets sont tout particulièrement abondants à l'extrémité méridionale du Trielen (plusieurs milliers, de taille comprise entre 5 et 25 cm). A Trielen, les basaltes sont accompagnés par quelques galets de téphrite à leucite. En fait, les galets de basalte ne sont pas limités à l'archipel de Molène. Ils ont été notés aussi à l'île d'Ouessant (Didier *et al.*, 1967), à l'île de Groix (Lulzac, comm. pers.), en baie d'Audierne (Hallégouët, inédit) et, sur la feuille Le Conquet, également dans l'anse d'Ar Vaéré (Saint-Marzin). L'origine et le mode de transport de ces roches volcaniques allochtones ont été discutés en détail (Brousse *et al.*, 1972) :

– transport par les glaces, à partir des volcans de la province thuléenne. Mais alors des galets identiques devraient être recueillis sur toutes les côtes d'Europe occidentale !

– naufrage de navires ayant éventuellement utilisé du basalte comme lest. Mais de nombreux accidents, en des lieux bien différents, devraient alors être envisagés !

– origine sous-marine relativement proche et transport à la côte par les transgressions récentes. Mais cette manière de voir entraîne l'hypothèse d'un édifice volcanique encore inconnu sur le plateau continental, au large des côtes de la Bretagne !

Des datations par la méthode  $^{10}K-^{40}Ar$  des galets de roches volcaniques ont fourni des âges compris entre 3,6 et 1 Ma (Bellon *et al.*, sous presse). Seule *une origine islandaise* de ces roches – avec transport par les glaces flottantes – semble compatible avec leur âge récent.

● **Silex.** Les nombreux galets de silex observés au pied des falaises au Nord des Blancs Sablons proviennent, selon toute probabilité, du lest d'un navire naufragé.

**Blocs démesurés.** Des blocs de plus d'une tonne, étrangers au site où ils reposent, ont été observés localement sur les platiers ou dans les cordons littoraux. Ces roches ont été déplacées, généralement à partir des falaises voisines ou des fonds sous-marins proches, mais leur origine n'a pas dans certains cas pu être identifiée.

TABLEAU VIII - ANALYSES CHIMIQUES (BRGM)

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	76,79	77,50	77,85	72,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,18	12,30	12,20	14,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,50	0,30	0,61
FeO	1,27	0,65	0,65	1,08
MnO	n.d.	< 0,02	< 0,02	0,08
MgO	0,15	0,18	0,20	0,17
CaO	0,04	0,13	0,08	0,34
Na <sub>2</sub> O	2,85	1,35	1,83	0,48
K <sub>2</sub> O	5,97	5,60	5,60	7,96
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,09	0,08	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	0,04	0,04	0,27
P.F.	0,52	0,71	0,65	1,12
Total	100,08	99,07	99,50	99,25
Ba	74	221	157	42
Sr	< 20	18	17	< 20
Sn		40	20	44
B		12	7	150

**Galets de roches allochtones sur les estrans de la feuille Le Conquet.** 1 - Granite rouge. Est du Trez Hir.  
2 et 3 - Microgranites. Ria du Conquet. 4 - Rhyolite.  
Environs de Saint-Marzin

Les blocs les plus caractéristiques sont issus du granite de l'Aber Ildut affeurant à Balanec et sur la feuille voisine, plus au Nord (Plouarze). Des boules de plus d'un mètre cube ont été notées sur le platier à l'Ouest du Ledenez de Molène, et un autre bloc a été observé dans le cordon de galets à l'Est de Trielen. Sur le continent un bloc a été aussi remarqué, au pied de la falaise, au Sud d'Illien.

Des blocs du granite des Pierres Noires sont parvenus jusqu'aux falaises micaschisteuses et gneissiques du secteur de la pointe Saint-Mathieu. On observe aussi dans cette zone et à Molène, des granites n'appartenant pas aux affleurements indiqués sur cette feuille. Il en est de même pour l'énorme bloc de quartzite qui repose sur le platier, au Sud de Quemenez, vers le niveau de la mi-marée. A Beniguet, la présence d'un bloc de marbre a été également signalée sur l'estran, par A. Cailleux (1950).

Tous ces blocs n'ont pu être déplacés sur des distances excédant 5 km par les vagues et les courants de marée, aussi pour expliquer leur présence, les hypothèses suivantes peuvent être envisagées :

- échouage d'icebergs venant de l'Europe septentrionale ;
- formation d'une banquise, avec arrachement de blocs par le pied de glace et transport sur radeaux de glace.

De telles migrations ont pu se produire au cours du Pléistocène, au début des périodes glaciaires, avant que la mer n'ait quitté les plates-formes littorales. Plus récemment, lors d'hivers rigoureux, il n'est pas impossible qu'un pied de glace ait réussi à se former en zone d'abri et que des roches aient pu être ainsi déplacées par les vagues et les courants de marée.

**Mz. Sable et gravier des plages.** Des estrans sableux se développent dans les zones abritées, comme l'anse de Bertheaume, l'estuaire du Conquet, ou la côte orientale de Beniguet. Des plages plus exposées à la houle, se maintiennent également dans les anses encadrées par des pointes rocheuses. La plus étendue occupe l'anse des Blancs Sablons, au Nord du Conquet. Le profil de ces plages est variable au cours de l'année et des périodes d'engraissement peuvent succéder à des épisodes durant lesquels le sable migre vers la zone infratidale. Ces mouvements sédimentaires correspondent à des cycles annuels ou à des cycles s'étalant sur des périodes plus longues dont la durée n'est pas la même pour toutes les plages.

La teneur en carbonates des plages du Sud-Ouest du Léon est moyenne. Les chiffres inférieurs à 10 % sont localisés dans de petites criques, comme celle d'Illien, ou à l'Est de la plage du Trez Hir.

**Placers littoraux.** De petites concentrations en minéraux lourds ont été décelées sur quelques grèves de la feuille Le Conquet, tant sur le continent que dans les îles. Ces sables lourds des plages forment des dépôts d'extension réduite à Porz Liogan et à Porz Feunteun (Le Conquet), à Beniguet (à proximité de la pegmatite à coeur quartzeux, ainsi que sur la côte sud-est), à Quemenez (sur la côte sud, un peu à l'Ouest de la petite dune orientale, en placage sur les limons). Dans la partie septentrionale de la plage des Blancs Sablons, les minéraux lourds sont concentrés au débouché du ruisseau, sur une centaine de mètres d'extension longitudinale, sous forme de couches multiples, centimétriques. D'autres concentrations ont été également notées au Sud-Est et au Nord-Est de la pointe de Korsenn, ainsi qu'à Molène (au pied des cordons de galets, au Sud du port et surtout dans la Grande Ledenez, en couches millimétriques réparties sur une dizaine de centimètres de profondeur).

Ces différentes occurrences peuvent être regroupées en deux ensembles distincts (tableau IX) (Chauris, 1982a et b). Le premier ensemble (Porz Liogan, Porz Feunteun, Beniguet, Quemenez) présente une couleur rouge, tandis que dans le deuxième ensemble (Blancs Sablons, Korsenn, Molène), la teinte tend vers le noir. L'analyse minéralogique rend compte de ces différences. Dans le premier groupe, le spectre est nettement dominé par le *grenat* (toujours plus de 60 % et jusqu'à plus de 90 % des M.L. à Quemenez), tandis que dans le deuxième groupe, il est surtout caractérisé par la *tourmaline* (toujours plus de 30 % et jusqu'à plus de 65 % à Molène), très sporadique dans le premier groupe. Ces fortes variations reflètent la nature des roches-mères : dans le premier cas, selon toute vraisemblance, les micaschistes du Conquet, riches en grenat ; dans le second cas, le granite de Saint-Renan et ses multiples différenciations à tourmaline. L'origine proximale de la tourmaline est confirmée par les observations effectuées encore plus au Nord (feuille Plouarzel, en préparation) : à Ruscumunoc (granite de Saint-Renan), la tourmaline constitue 55 % en poids des M.L. (alors que la teneur en grenat est tombée à 23 %). La présence de *cassitérite* à Molène, Korsenn et Quemenez est à mettre en relation avec le granite stannifère de Saint-Renan (à Ruscumunoc, les teneurs en cassitérite dépassent 2 % des M.L.) ; les grèves de Porz Feunteun, Porz Liogan et Beniguet, plus éloignées de ce granite, paraissent dépourvues de cassitérite. La fréquence de la *staurotide* est à mettre en rapport avec la large extension des micaschistes du Conquet ; il est significatif de constater que les teneurs les plus élevées (près de 30 % des

M.L. à Porz Feunteun) coïncident avec la présence de micaschistes particulièrement riches en ce minéral. On notera par ailleurs le très faible pourcentage en minéraux verts (amphibole, épidote) qui paraît refléter la rareté des roches basiques (amphibolites) ; les teneurs relativement peu élevées en ilménite vont dans le même sens. Ces différentes observations convergent pour souligner l'origine proximale des principaux minéraux lourds concentrés dans les petits placers littoraux de la feuille Le Conquet. En règle générale, les teneurs en rutile et zircon sont faibles ; la seule exception est présentée par les occurrences de la plage des Blancs Sablons, largement ouverte au large : il est possible que ces deux minéraux, particulièrement résistants, soient ici, au moins en partie, d'origine distale.

MzV. **Vases.** L'estuaire du Conquet est envahi par des sables provenant de la dune des Blancs Sablons, ou pénétrant par l'embouchure. Dans les deux branches d'amont de l'estuaire, les schorres et les slikkes restent assez sableux (moins de 35 % de pélites) ; mais localement, la fraction péltique dépasse 70 %.

### Formations anthropiques

X. **Rembais.** Sur le littoral, le développement des installations portuaires a nécessité la création de digues : ports du Conquet et de Molène. A Bertheaume, le marais littoral a été comblé, la dune a été aplanie et stabilisée pour la création d'un parking.

A l'intérieur des terres, les remblais les plus importants correspondent à des décharges, comme celle de Kervinaouer à l'Est de Ploumoguier. On observe aussi un remblaiement des fonds de vallée, en amont des anciens barrages de moulin.

## GÉOLOGIE MARINE

### Socle

Comme sur le continent, deux domaines doivent être distingués : au Nord, les prolongements du Pays de Léon (essentiellement cristallophyl- lien et granitique) ; au Sud, les prolongements de la *fosse centrale armoricaine* (essentiellement sédimentaire ; Briovérien et Paléozoïque). La reconnaissance de la Géologie marine du premier domaine est facilitée par la présence des nombreux îlots et récifs de l'archipel de Molène qui, dans la majorité des cas, prolongent les différentes formations reconnues plus à l'Est. Les données bathymétriques s'avèrent également précieuses dans les interprétations proposées. Toutefois, la mise en évidence, dans plusieurs récifs, d'ensembles inconnus sur le continent (granite de la Chaussée des Pierres Noires, gabbros et diorites des Serrou - Groac'h Zu ; Chauris, 1969) incite à la prudence dans les extrapolations aux zones toujours immergées. La découverte par carottage d'un massif granitique insoupçonné (granite de l'Iroise) au Sud du granite de la Chaussée des Pierres Noires, illustre la nécessité de multiplier les prélèvements *in situ*. Les données sur le deuxième domaine, où les affleurements émergés sont presque inexistants, sont essentiellement basées sur la morphologie sous-

TABLEAU IX - COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE QUELQUES  
PLACERS LITTORAUX

N° échantillons	1	2	3	4	5	6	7
% en poids des M.L.	32,0	25,0	70,9	69,2	21,8	31,5	8,7
Cassitérite				mtr		mtr	mtr
Tourmaline	-	-	-	-	31,8	31,2	66,2
Monazite			mtr	-	mtr	mtr	mtr
Rutile	-	-	-	0,6	2,1	-	-
Anatase	-	-	-	-	-	-	-
Zircon	-	-	-	-	2,8	-	-
Magnétite	-	-	-	-	-	-	-
Ilménite	17,5	4,8	9,3	6,0	21,2	19,5	-
Grenat	65,4	63,1	85,4	91,0	14,1	23,4	32,5
Apatite	-	-	-	-	2,8	-	-
Staurotide	14,0	29,1	-	-	21,2	7,8	-
Disthène	-	-	-	-	-	-	-
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	-
Andalousite	-	-	-	-	-	-	-
Amphibole	-	-	-	1,6	1,0	-	-
Epidote	-	-	-	-	-	-	-
Sphène	-	-	-	-	-	-	-
Pyrite	-	-	-	-	-	-	-
Corindon	-	-	-	-	-	-	-
Biotite	-	-	-	-	1,1	-	-

(mtr = microtraces. - = présent) (analyses H. Chevance, BRGM, Nantes). 1 - Porz Liogan. 2 - Porz Feunteun. 3 - Ile de Beniguet. 4 - Ile de Quemenez. 5 - Blancs Sablons. 6 - SE pointe de Korsenn. 7 - Ile de Molène.

marine et sur quelques carottages ayant livré des faciès ou des fossiles caractéristiques (Hinschberger, 1969 ; Chauris *et al.*, 1972 ; Lefort, 1977).

#### Domaine septentrional

- Les **gneiss de Brest** qui affleurent largement à la pointe de Saint-Mathieu ne paraissent pas se poursuivre très loin en mer et pourraient se terminer en coin. Leur limite méridionale est peut-être en relation avec l'intrusion du granite de la Chaussée des Pierres Noires et aussi avec la faille des Rospects qui le limite au Nord.

- Le prolongement des **micaschistes du Conquet**, relativement tendres, est probablement situé à l'emplacement du chenal qui s'étend entre la Chaussée des Pierres Noires et Beniguet où seules quelques bandes étroites ont été reconnues dans la partie sud de l'île.

- Plus au Nord, le **complexe gneissique de Kerhornou** qui affleure très largement dans la partie méridionale de l'archipel de Molène, s'étend encore vers l'Ouest (au moins jusqu'au méridien d'Ouessant), comme l'ont précisé les carottages sous-marins.

– Le **granite de la Chaussée des Pierres Noires** forme un alignement de récifs sur une quinzaine de kilomètres d'Est en Ouest (*supra*). Plus à l'Ouest, la prolongation du massif selon la même direction, suggérée par la morphologie, a été confirmée par un carottage (au-delà du méridien de Molène). Le prolongement éventuel du granite à l'Est des Rospects reste imprécisé. Il est possible (?) que les hauts-fonds du Magellan se rattachent à ce massif.

– L'abondance des galets de **roches basiques** (gabbro, diorite) sur les rives méridionales de Trielen et de Quemenez incite à penser que les **récifs des Serrou** (*pro parte*) et de **Groac'h Zu** constituent seulement les points hauts d'un ensemble de gabbros et de diorites d'extension plurikilométrique (*supra*).

– L'étude de l'archipel de Molène apporte quelques précisions sur les contours occidentaux du **massif granitique de Saint-Renan**. Dès les environs de Saint-Renan (feuille Plabennec), la largeur du massif se rétrécit progressivement vers l'Ouest. Le rétrécissement correspond, au moins en partie, à un ennoyage, attesté par les nombreux filons de granite, accompagnés des tourmalinites caractéristiques, dans les gneiss de Kerhornou. Au droit de Korsenn, la largeur du massif est inférieure à 2,5 km et, de plus, les septa migmatitiques sont ici très abondants. A Molène, 12 km plus à l'Ouest, après les affleurements des récifs des Elas qui confirment la continuité du prolongement, la largeur du massif n'est toujours que de 2,5 km environ et ici aussi, les septa gneissiques et migmatitiques sont importants. Ainsi, dans toute sa partie occidentale, en grande partie immergée, le granite de Saint-Renan se présente comme une bande étroite, encombrée de septa cristallophylliens. La terminaison de cette bande granitique vers l'Ouest est encore inconnue.

– Balanec et les récifs voisins correspondent vraisemblablement aux approches de l'extrémité occidentale du **massif granitique de l'Aber-Ildut**. Cette manière de voir est basée sur les observations suivantes. Sur le continent, la proximité de la bordure du massif est toujours marquée par une diminution de la taille des feldspaths porphyroïdes, la disparition de leur couleur rose, la présence de microcline et non plus d'orthose, l'apparition de la muscovite, puis de la tourmaline. Or, ce sont justement ces faits qui caractérisent plusieurs affleurements du granite en mer. A ces données s'ajoute la nette diminution de la largeur du massif. Ainsi tout concourt à établir que le granite de l'Aber-Ildut se termine un peu à l'Ouest de Balanec et que certains faciès qu'il présente ici sont, déjà, en fait, des faciès marginaux ; ainsi s'expliquerait également la présence d'enclaves gneissique.

– Le leucogranite de Staon Vraz, au Sud de Bannec (feuille Plouarzel) représente une réapparition du **massif granitique de Ploudalmézeau**.

– Les carottages effectués au Sud de la Chaussée des Pierres Noires ont mis en évidence un ensemble granitique jusqu'alors inconnu, qui a été dénommé **granite de l'Iroise**. Un microgranite a été également recueilli dans ce secteur. Les granites 430, 503 et 505 (numéros des prélèvements) présentent des caractères particuliers : quartz à nette tendance automorphe, sans la moindre trace d'écrasement ; rareté de la biotite, altérée ou chloritisée ; structure à micropegmatite graphique très abondante (505), plus rare (503), non reconnue (430) ; disposition de la muscovite en éventail (430, 503) ; teinte rose rougeâtre (430, 505). Ces granites diffèrent de celui de la Chaussée des Pierres Noires et de ceux du Léon. Ils n'offrent aucune ressemblance avec ceux qui affleurent dans la fosse centrale. L'absence totale d'écrasement des quartz suggère un âge tardi-

hercynien, peut-être contemporain des *granites rouges* de l'Aber-Ildut, de Carantec et de Ploumanac'h (~ 300 Ma). C'est probablement du massif granitique de l'Iroise que proviennent les galets de granite rose rougeâtre observés sur les estrans du Sud-Ouest du Pays de Léon et de la presqu'île de Crozon. Le tableau VIII,1, donne la composition d'un de ces galets prélevé près du Trez Hir (micropegmatite graphique très abondante, quartz sans extinction roulante, un peu de biotite altérée...).

### Domaine méridional

L'examen de la carte (fig. 1) montre les principaux ensembles reconnus ou prolongés depuis la côte, au large de la presqu'île de Crozon (feuille Brest). Seuls quelques points seront précisés ici.

– Le coeur du brachyanticlinal de Port-Naye (feuille Brest) est constitué par le **Briovérien** (b) schisto-gréseux épizonal dont c'est, sur la feuille, le seul affleurement certain. La présence de Briovérien au Sud de la côte de Plougonvelin, dans le prolongement des formations de la vallée de l'Elorn est possible, mais non établi avec certitude (b ? de la figure).

– Le guide le plus sûr pour la reconnaissance des grandes structures est le Grès armoricain (**Ordovicien inférieur** ; O<sub>2</sub>). Il constitue une longue crête orientée ~ ENE-WSW depuis le Goulet de Brest jusqu'à la Basse Royale, interrompue au droit de l'anse de Bertheaume par la faille des Rospects.

Il dessine les contours du brachyanticlinal de Port-Naye dont le flanc nord montre plusieurs plis secondaires suggérés par la forme des affleurements sous-marins et l'existence au Corbin (feuille Brest) d'une direction N 140°E et d'un pendage NE 60°. Il permet enfin de retrouver les grandes directions structurales WSW-ENE et les décrochements NW-SE.

– Le **Caradocien** a été reconnu paléontologiquement au point 395. Cette datation confirme la présence – en mer d'Iroise – d'Ordovicien-Silurien (O<sub>3-5</sub>) sur le flanc nord du synclinalorium médian.

– Les quartzites verts du point 390 sont attribuables au complexe des Schistes et quartzites de Plougastel (**Pré-Gédinnien – Gédinnien** ; S<sub>4-d</sub>).

– Les Grès de Landévennec (**Gédinnien**) ont été recueillis dans le carottage 556.

– Des coloniales de crinoïdes très voisines des formes de l'**Emsien inférieur** (détermination J. Le Menn) ont été observées dans l'échantillon 392. La proximité de l'Ordovicien, au Nord de ce point, implique la suppression, le long de la faille de l'Elorn (*infra*), de la majeure partie du Dévonien inférieur dans ce secteur ;

– Quelques coloniales de crinoïdes et un *Arthyridae* dans le prélèvement 100 permettent de proposer pour ce point, un âge dévonien compris entre le Grès de Landévennec et le Frasnien (**Siegenien moyen-supérieur** ?).

### Accidents tectoniques

– Le prolongement occidental de la **faille de l'Elorn** (dite aussi du Goulet de Brest) est probable au moins jusqu'au Sud de la pointe de Saint-Mathieu (*supra*).

– Le tracé Est-Ouest de la côte méridionale de Plougonvelin est à mettre en relation, au moins en partie, avec la **faille des Rospects** qui limite au Nord le granite de la Chaussée des Pierres Noires.

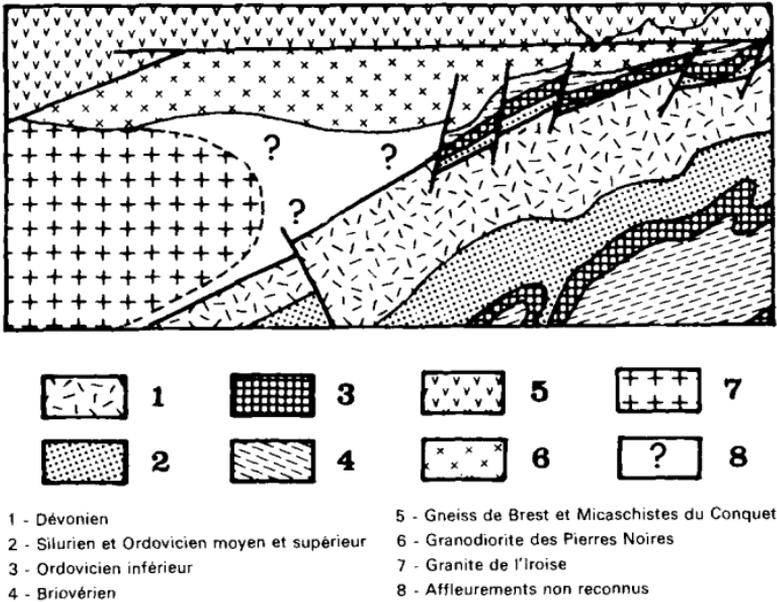


Fig. 1 - Géologie des fonds de la partie septentrionale de la mer d'Iroise

– Le *linéament médio-armoricain* se poursuit vers l'Ouest au moins jusqu'à Molène (mylonites du Petit Ledenez) et sans doute beaucoup plus loin encore. A l'Ouest de Molène, le linéament doit passer à proximité du granite de Balanec ; cependant, par suite de l'âge récent de ce granite, l'activité de l'accident était peut-être alors fortement réduite.

– De multiples *failles transversales* appartenant à différents systèmes ont pu être tracées avec précision, grâce à l'examen des photographies aériennes, sous une faible épaisseur d'eau, tant sur le plateau de Molène que sur la Chaussée des Pierres Noires. On remarquera en particulier l'importance de la fracturation N 10-20°E (Chauris, 1969).

### Couverture sédimentaire récente

#### Dépôts meubles

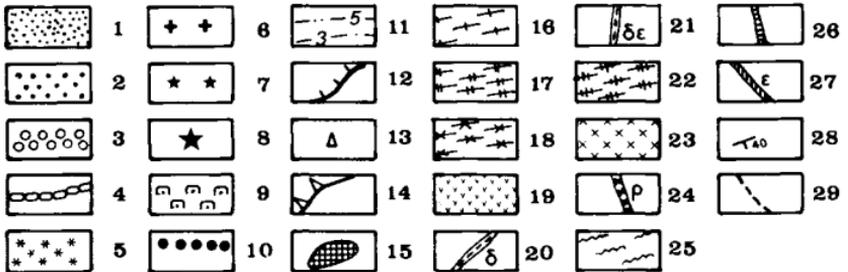
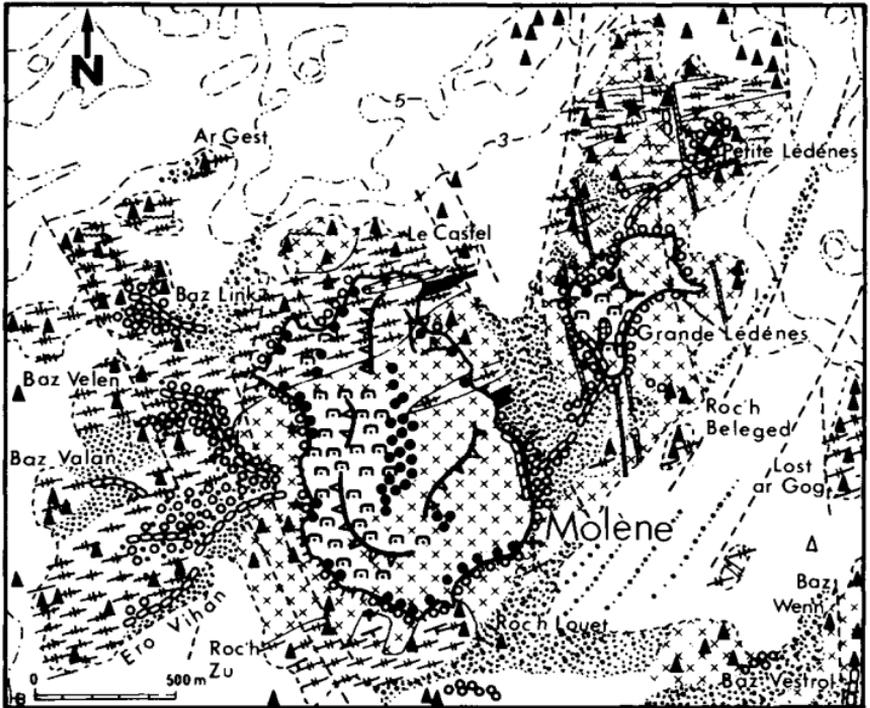
Les dragages effectués en mer d'Iroise par F. Hirschberger (1968), montrent que les sédiments homogènes n'occupent que des superficies restreintes. On a le plus souvent des mélanges où peuvent entrer en proportions variables des cailloutis, des graviers, des sables et des pélites.

● **Cailloutis.** Seuls ou mêlés aux sables et aux graviers, les cailloutis se situent habituellement dans le voisinage immédiat des fonds rocheux. Ils sont abondants autour des écueils ou des basses qui prolongent en mer la crête du Toulanguet, ainsi que dans le chenal du Four et en contrebas de la Chaussée des Pierres Noires. Leur origine est en majeure partie locale. Ils sont souvent anguleux et semblent provenir du remaniement par la mer de gélifractes issus des coulées de gélifluxion qui se sont développées au pied des reliefs, lorsque la mer a découvert les fonds de l'Iroise durant la dernière glaciation. Quelques galets bien émoussés peuvent cependant correspondre à des cordons littoraux submergés par la transgression flandrienne : rivage de - 50 à - 55 m autour du plateau de Molène. Des galets de roches allochtones, sans doute transportées sur radeau de glace, pendant les périodes froides, semblent avoir une origine lointaine. Tous ces cailloutis sont encroûtés d'organismes, sauf dans les zones où s'exercent de forts courants de marée alternatifs (chenal du Four), ou à faible profondeur, dans les secteurs les plus exposés.

● **Graviers et sables.** Les formations de graviers et de sables sont largement représentées en proportions variables sur l'ensemble de la feuille. Vers le large, elles tendent à exclure tout autre type de sédiment à partir de l'isobathe - 50 m. Sur les hauts-fonds du plateau de Molène, balayés par la houle, ces formations occupent des dépressions, ou forment à l'abri des îles, au point d'amortissement des courants de marée, des dunes hydrauliques. A. Guilcher (1958) a distingué des formes en traînée, des amas globulaires, des rides de courant géantes ou de moyen format, des barkhanes et des paraboles. Les dunes hydrauliques paraboliques les plus caractéristiques sont situées aux endroits où la force du courant diminue au-delà d'un détroit. La plus belle dune de ce type est celle du Petit Pourceau, qui mesure 1 000 m d'ouverture, mais celles du Petit Courleau et du Grand Courleau sont également remarquables. Toutes ces formes d'accumulation sableuses paraissent très stables, bien que depuis 1952, les dunes situées à l'Est de Litiri semblent démaigrir, du fait d'une exploitation intensive pour les amendements calcaires.

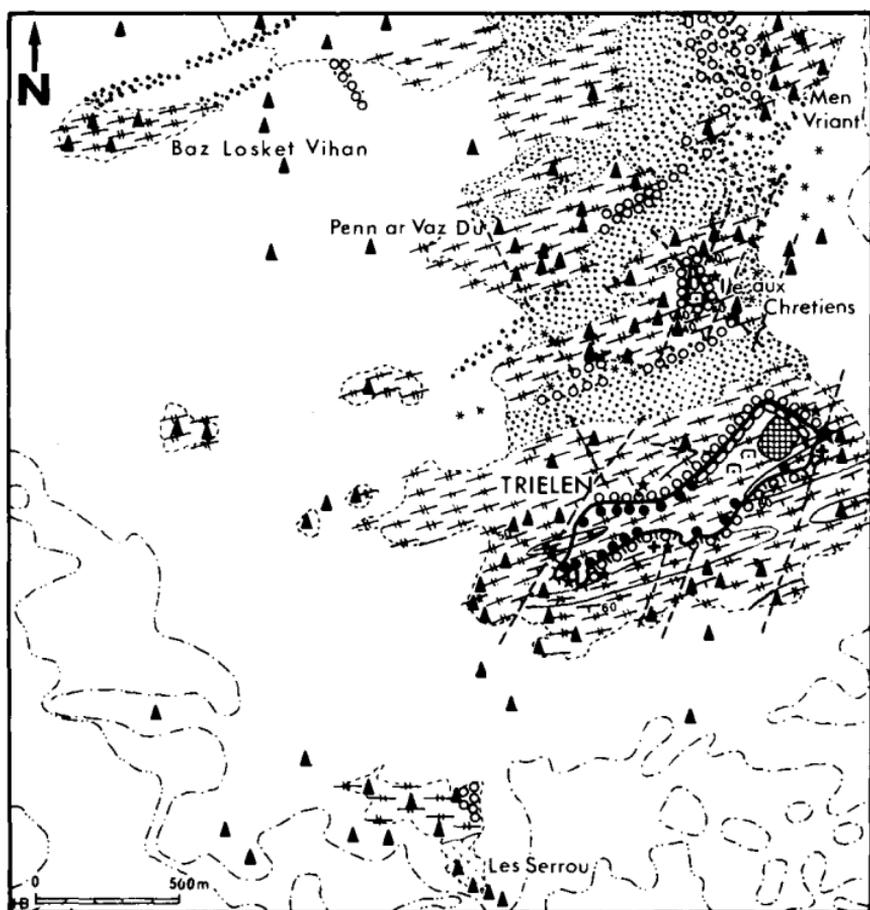
Le calcaire présent dans ces sédiments est presque exclusivement d'origine organogène. Sa distribution résulte de la localisation des zones productrices et de l'action des courants qui dispersent ou rassemblent les organismes morts. Un net gradient d'appauvrissement en calcaire existe du large vers la côte. Des bancs de sables et graviers coquilliers riches en calcaire existent aussi cependant au voisinage immédiat de la côte et à faible profondeur. Il s'agit de concentrations bien localisées de débris de moules, de balanes ou de graviers de maërl qui s'agglomèrent parfois pour former de véritables galets. Le maërl vivant existe sur le rebord oriental du plateau de Molène, où il se développe entre 0 et 20 m de profondeur, à l'abri de Quemenez, de Litiri et de Molène.

● **Pélites.** Au Sud de la Chaussée des Pierres Noires, des sables fins vaseux occupent une vaste zone qui pourrait correspondre à un ancien delta de l'Aulne. La présence de pyrophyllite dans ces dépôts montre qu'ils pourraient, en effet, dériver d'apports provenant des rivières de la rade de Brest, où ce type de minéral argileux est généralement bien représenté. Ce delta serait à raccorder au niveau marin de - 55 m identifié par F. Hinschberger (1970), autour du plateau de Molène.



- |                                 |  |
|---------------------------------|--|
| 1 - Sable                       | 16 - Micaschistes et Gneiss du Conquet |
| 2 - Gravier                     | 17 - Gneiss de Kerhornou               |
| 3 - Galets                      | 18 - Granodiorite des Renards          |
| 4 - Flèche littorale de galets  | 19 - Diorites et Gabbros des Serrou    |
| 5 - Maërl                       | 20 - Amphibolite                       |
| 6 - Placers littoraux           | 21 - Métadolérite                      |
| 7 - Galets allogènes            | 22 - Migmatites de Plouarzel           |
| 8 - Bloc glaciael               | 23 - Granite de Saint-Renan            |
| 9 - Dune holocène               | 24 - Granite à tourmaline, Pegmatite   |
| 10 - Dépôts pléistocènes marins | 25 - Zones écrasées                    |
| 11 - Courbes bathymétriques     | 26 - Microgranite                      |
| 12 - Falaise vive               | 27 - Dolérite                          |
| 13 - Ecueil                     | 28 - Pendage                           |
| 14 - Falaise morte              | 29 - Faille                            |
| 15 - Loc'h                      |  |

Fig. 2 - Géologie de Molène et de ses abords



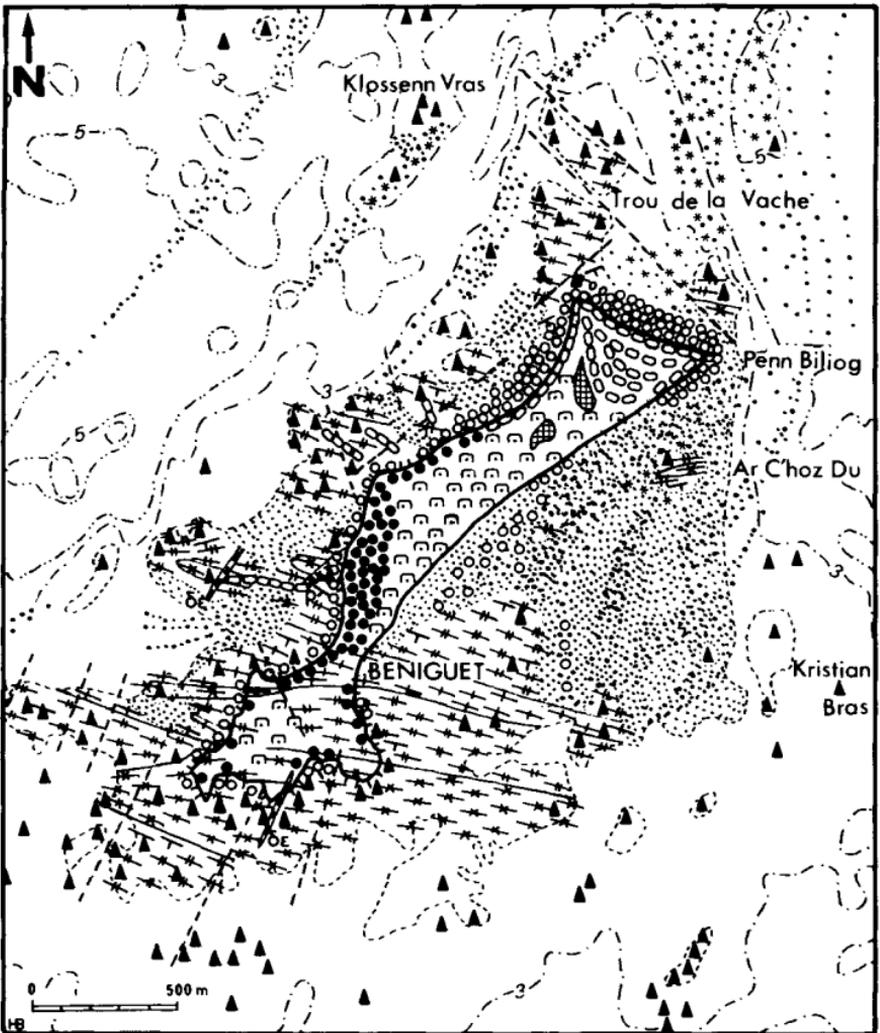
Voir légende fig. 2

Fig. 3 - Géologie de Trielen et de ses abords



Voir légende fig. 2

Fig. 4 - Géologie de Quémenez, de Litiri et de leurs abords



Voir légende fig. 2

Fig. 5 - Géologie de Béniguet et de ses abords

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### GITES MINÉRAUX

#### Occurrences métallifères

Le territoire de la feuille Le Conquet présente quelques occurrences métallifères (tableau X), sans importance économique, en relation avec le granite stanno-wolframifère de Saint-Renan dont affleure ici l'extrémité occidentale. Trois petits indices, observés en place, sont décrits à titre d'exemples.

● **Des greisens à cassitérite** ont été découverts au sein du granite de Saint-Renan, dans la partie méridionale de l'île de Molène (*supra*). Ils présentent une disposition lenticulaire ou sont localisés à l'une des éponges de filons-diaclases quartz – tourmalinites. La cassitérite, abondante, apparaît en cristaux brun-rouge, zonés et maclés, parfois centimétriques, situés soit dans le greisen lui-même, soit dans les minces veinules quartzzeuses qui le recourent. Les plages de scheelite peuvent atteindre quelques centimètres. Présence de mispickel (Chauris, 1969). Les occurrences de Molène constituent ainsi le dernier affleurement occidental du chapelet de greisens, suivi sur près de 60 km, jusqu'à l'extrémité orientale (Tréméal) du pluton de Saint-Renan – Kersaint. Cet axe forme la plus longue zone de greisens connue en France.

● **Des filonnets irréguliers de tourmalinite – quartz avec scheelite et mispickel** parcourent le granite de Saint-Renan dans une carrière, à présent abandonnée, ouverte à 750 m à l'WNW du château de Cohars, près de Ploumoguer. Ces filonnets s'étendent sur quelques dizaines de centimètres de longueur et deux centimètres de puissance environ. Du granite au cœur quartzeux des filonnets, la succession est la suivante :

– granite blanchi (défération causée par le bore, *supra*). Minuscules cristaux de tourmaline automorphe dans des plages quartzzeuses qui paraissent corroder le microcline. Minces veinules de tourmalinite à grain très fin émanant du suivant ;

– tourmalinite formant un liséré continu. A sa limite interne, la tourmaline se présente en cristaux bien individualisés, disposés en peigne ;

– placage plurimillimétrique de scheelite (avec rares inclusions de wolframite), dont les cristaux englobent les aiguilles de tourmaline en peigne et sont, à leur tour, moulés par du quartz. Mispickel abondant, avec fines inclusions de pyrrhotite et traces de covellite.

● **De nombreux filonnets quartzeux polymétalliques (As, Cu, Sn, Bi) à tourmaline** recourent le complexe granito-gneissique de Ruscumunoc au NNE de la pointe de Korsenn. Extension plurimétrique, puissance pluricentimétrique. Mispickel abondant, en plages parfois centimétriques ; en agrégats polycristallins subautomorphes et en petits individus automorphes. Cataclasé et localement en voie d'altération. *Chalcopyrite*, fréquente, en plages parfois millimétriques ; également en grains xénomorphes dans le mispickel. Parfois associée à la blende. Altération en covellite. *Pyrite*, cataclassée, associée au mispickel ; souvent altérée en limonite. *Cassitérite*, relativement fréquente, en plages subautomorphes, généralement indépendantes ; quelques cristaux sont inclus dans le mispickel, d'autres, au contraire, le mourent. Macles rares. Les autres minéraux

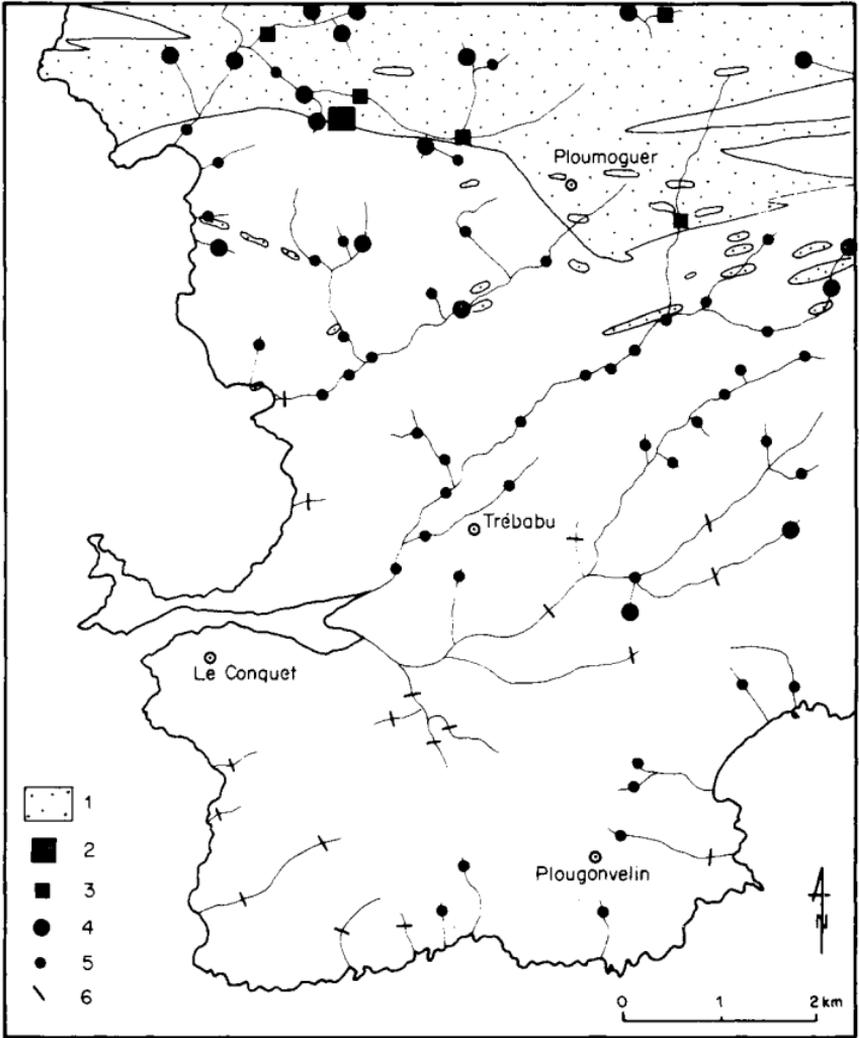
n'apparaissent qu'à l'état de traces : *blende*, en inclusions dans le mispickel ou indépendante, présence d'exsolutions de chalcopryrite ; *pyrrhotite*, en très petites plages xénomorphes dans le mispickel ; *mackinawite*, en inclusions dans la chalcopryrite ; *cuivre gris*, associé à la chalcopryrite ; *bismuth et bismuthinite*, en fines inclusions dans le mispickel.

● **Autres minéralisations liées au granite de Saint-Renan.** On signalera pour mémoire que les pegmatites à muscovite et tourmaline liées au granite de Saint-Renan renferment localement des cristaux de *béryl* pluricentimétriques (Nord-Ouest de Roc'h Louët, à Molène). Par ailleurs, la teneur relativement élevée en béryllium ( $\text{Be} = 75 \text{ ppm}$ ) d'aprites à tourmaline de Molène laisse supposer la présence de petits béryls. Les tourmalinites développées dans les mylonites du granite de Saint-Renan sont souvent riches en *mispickel*. Les filons-diaclases tourmalinisés qui recoupent le même granite présentent fréquemment une minéralisation sporadique en *scheelite*.

● **Les sables** de quelques grèves sont très légèrement *stannifères* (*supra* : placers littoraux). Les prospections alluvionnaires BRGM-COMIREM ont montré que les alluvions des vallées recoupant le granite de Saint-Renan sont souvent bien minéralisées en cassitérite (exploitations alluvionnaires, de 1960 à 1975, aux environs de Saint-Renan, feuilles Plabennec et Plouarzel). Sur la feuille Le Conquet, les alluvions du ruisseau débouchant dans l'anse de Porzmoguer (principalement l'affluent de gauche) sont stannifères (localement plus de  $1\ 000 \text{ gr/m}^3/\text{SnO}_2$ ). La figure 6 montre à l'évidence la liaison de la cassitérite avec le granite de Saint-Renan : tous les prélèvements alluvionnaires importants ( $> 100 \text{ gr/m}^3$ ) sont situés dans les limites du massif ou à sa bordure ; plus au Sud, les teneurs diminuent, puis disparaissent totalement. La même remarque (liaison avec le granite de Saint-Renan) peut être formulée pour les occurrences alluvionnaires de wolframite et de scheelite.

## MATÉRIAUX DIVERS

Le *gneiss* de Brest a été exploité autrefois pour moëllons (environs de Saint-Mathieu) et, plus récemment, pour l'empierrement (Creac'h Meur en Plougonvelin ; Goazel, Le Conquet). Selon de Fourcy (1844), les *micascchistes* du Conquet ont été recherchés pour l'obtention de larges dalles. Au XIXe siècle, plusieurs carrières qui occupaient une dizaine d'ouvriers, étaient ouvertes au bord de la mer ; la production était acheminée à Brest par bateau. Les bancs de *quartzites* ont été utilisés pour l'empierrement local. La *granodiorite* de la pointe des Renards a fourni une partie des matériaux de l'abbaye de la pointe de Saint-Mathieu. La granodiorite de Trégana a jadis été très estimée (stèles de l'âge du Fer, pierres de taille). Le *granite* de Saint-Renan a été travaillé dans plusieurs carrières ouvertes au Nord-Est de Ploumoguier, ainsi qu'à l'île de Molène. Les *microgranites* ont pu fournir des matériaux d'empierrement. La composition des *albitites* des environs de Saint-Marzin en Plougonvelin ( $\text{Na}_2\text{O} > 11 \%$ ) pourrait motiver des recherches (industries de la céramique et du verre). Les *sables dunaires* ont été exploités dans le passé (Blancs Sablons, Kerhornou). Les *sables marins* ont naguère été dragués devant l'anse de Porzmoguer. L'exploitation du *maërl* pour amendement est toujours active aux environs de Quemenez.



1 - Granite de Saint-Renan; 2 à 6 - Cassitérite alluvionnaire en lit vif :  
2 - > 1000 g/m<sup>3</sup>; 3 - > 100 g/m<sup>3</sup>; 4 - > 10 g/m<sup>3</sup>; 5 - Traces; 6 - Non décelée

**Fig. 6 - Liaison des indices de cassitérites alluvionnaires avec le granite de Saint-Renan sur la feuille Le Conquet**

**TABLEAU X - TABLEAU RÉSUMÉ DES INDICES MINÉRALISÉS**

<b>Nom de l'indice</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme de l'indice</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Roc'h Louët (NW de)	Be	Béryl	Pegmatite à muscovite et tourmaline	Granite de Saint- Renan	Affleurement naturel sur l'estran
Molène	Sn W As	Cassitérite Scheelite Mispickel	Dissémination dans greisen Veines quartzeuses	Granite de Saint- Renan	Sur l'estran. Affleurement le plus occidental du chapelet de greisen du pluton stanno-wolframifère de Saint- Renan
Cohars	W As	Scheelite Mispickel Tourmaline	Filonnets irréguliers de tourmalinite- quartz	Granite de Saint- Renan	Carrière à WNW du château de Cohars
Korsenn	As Cu Sn Bi	Mispickel Chalcopyrite Cassitérite Bismuth et Bismuthinite	Filonnets de quartz à tourmaline	Complexe granito- gneissique de Ruscumunoc	Affleurement naturel au NNE de la pointe de Korsenn
Porzmoguer	Sn	Cassitérite	Alluvions stannifè- res dans le ruisseau de Porzmoguer et ses affluents	Granite de Saint- Renan	Localement plus de 1 000 g/SnO <sub>2</sub> /m <sup>3</sup>

## HYDROGÉOLOGIE

Les observations présentées sur la feuille Brest (par P. Thonon, notice p. 38-40), pour le Pays de Léon, se retrouvent sur la feuille voisine Le Conquet, où affleurent les mêmes formations géologiques. Toutefois, la proximité immédiate de la mer (pour la partie continentale) et la présence de toutes petites îles, confèrent à la feuille quelques caractères originaux : diminution assez sensible des précipitations ; absence ou rareté de réservoirs aquifères dans les îles (nécessité de citernes à l'île de Molène).

Dans les *formations gneissiques* (gneiss de Brest, gneiss de Kerhornou), la transmissivité de détail est liée à l'anisotropie structurale. Les plans de foliation et les fractures transverses jouent le rôle de drains naturels. Des mises en légère surcharge apparaissent au droit des bandes de lithologie différente, comme les niveaux de quartzites et de micaschistes. Ces conditions sont à l'origine de nombreuses petites émergences.

Dans le *granite* de Saint-Renan, souvent profondément arénisé, l'hydrogéologie est plus homogène (avec nombreuses sources d'affleurement). Toutefois, les nombreuses bandes mylonitiques et, éventuellement, les septa de migmatites, provoquent des anisotropies jalonnées d'émergences.

Le rôle hydrogéologique des nombreux filons transverses mis en évidence pour le lever cartographique (microgranites, dolérites etc.) n'a pas encore été étudié.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### DESCRIPTION D'ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Bretagne* (1985) par S. Durand et coll., éd. Masson, Paris ; *itinéraire 5* : de Brest à l'île d'Ouessant.

### BIBLIOGRAPHIE

ADAMS C.J.D. (1967) - A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Islands (United Kingdom). Thèse, Oxford.

ANDRADE B. (1981) - Etude morpho-sédimentologique d'estuaires de la rade de Brest et de la côte du Léon. Thèse 3e cycle, Brest, 144 p.

BARROIS C. (1882) - Sur les plages soulevées de la côte occidentale du Finistère. *Ann. Soc. géol. Nord*, 9, p. 239-268.

BATTISTINI R. (1955) - Description du relief et des formations quaternaires du littoral occidental du Léon entre l'anse des Blancs Sablons et l'Aber-Benoît. *Bull. Com. Océanogr. étude des côtes*, 7, p. 64-78.

BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1985) - Age du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif Armoricaïn (France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 301, série II, p. 297-302.

BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988) - Magmatisme fissural permien et triasique dans le Pays de Léon (Massif armoricaïn, France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 307, série II, p. 2049-2054.

BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (sous presse) - Age et origine de roches volcaniques observées sur les estrans à l'extrême ouest du Massif armoricaïn (France).

BERTHOIS L. (1929) - Note sur la monazite de l'anse de Bertheaume (près de Brest). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 10, p. 4-6.

BERTHOIS L. (1954) - Contribution à l'étude des schistes cristallins des environs de Brest (Finistère). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9, 7, p. 3-18.

BERTHOIS L., DANGEARD L. (1929) - Formations quaternaires aux environs du Conquet et de Lanildut (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 10, p. 44-73.

BISHOP A.C., BRADSHAW J.D., RENOUF J.T., TAYLOR R. (1969) - The stratigraphy and structure of part of West Finistère, France. *Quart. Journ. geol. Society, London*, 124, p. 309-348.

BRADSHAW J.D., RENOUF J.T., TAYLOR R. (1967) - The development of Brioverian structures and Brioverian-Palaeozoic relationships in West Finistère (France). *Geol. Rundschau*, 56, p. 567-596.

BROUSSE R., DIDIER J., JONIN M., THONON P. (1972) - Galets de roches volcaniques sur les côtes de Bretagne Occidentale. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 24-26.

CABANIS B. (1982) - Identification géochimique des formations cristallophylliennes du Pays de Léon (Domaine nord-armoricaïn). 107e Congrès Nat. Soc. Sav., Brest, III, p. 423-435.

CABANIS B., MICHOT J., DEUTSCH S. (1977) - Remise en question de la datation géochronologique des gneiss de Brest (Bretagne occidentale). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 284, p. 883-886.

CABANIS B., PEUCAT J.J., MICHOT J., DEUTSCH S. (1979) - Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le Pays de Léon. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 357-364.

CAILLEUX A. (1950) - Observations archéologiques dans l'île de Beniguet (Finistère). *Bull. Soc. Préhist.*, XLVII, p. 353-354.

CASSANET J. (1974) - Estuaire du Conquet : étude géomorphologique. *Mém. Et. Rech. Univ. Brest*, 113 p.

CASTRO C. (1981) - Les dunes du Léon (Finistère) et les problèmes de leur conservation. Thèse 3e cycle, Brest, 176 p.

CHASSE C., GLEMAREC M. (1976) - Atlas des fonds du plateau continental du Golfe de Gascogne. Carte bio-sédimentaire. Atlas Littoral français. UBO-CNEXO.

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

CHAURIS L. (1965b) - Sur la structure des massifs granitiques du Nord-Ouest du Pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 260, p. 4351-4353.

CHAURIS L. (1969a) - Les confins occidentaux du Pays de Léon (Finistère) : Archipel de Molène et Chaussée des Pierres Noires. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, N.S., p. 119-145.

CHAURIS L. (1969b) - Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 268, p. 2859-2861.

CHAURIS L. (1980) - Un district stannio-wolframifère à minéralisation disséminée : le granite de Saint-Renan (Massif armoricain) et ses gisements alluvionnaires de cassitérite. 26e Congr. géol. intern. Paris, gisements français, fasc. E1, p. 31-60.

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

CHAURIS L. (1982b) - Nouvelles observations géologiques dans l'archipel de Molène. *Penn ar Bed*, 13, 110, p. 98-111.

CHAURIS L. (1985a) - Premières données géochimiques sur les albitites métasomatiques des environs de Brest (Finistère, France). *Bull. Soc. géol. France*, 8, 1, pp. 885-889.

CHAURIS L. (1985b) - Les mylonites : pièges pour la tourmalinisation dentérique. L'exemple du granite tourmalinifère de Saint-Renan (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 301, sér. II, p. 599-602.

CHAURIS L., DEUNFF J., LAPIERRE F., LEFORT J.P., PLUSQUELLEC Y. (1972a) - Les formations précambriennes et paléozoïques au large des côtes occidentales du Finistère, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, p. 2624-2626.

CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1972b) - Feuille géologique Brest à 1/80 000, 3e édit., partie Pays de Léon.

CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1973a) - Les relations du Paléozoïque inférieur avec le socle précambrien du Pays de Léon, le long de la vallée de l'Elorn (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 277, p. 277-280.

CHAURIS L. et HALLÉGOUËT B. (1973b) - Les "quartzites" des gneiss de Brest (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, V, 2, p. 93-99.

CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P., VIDAL P. (1977) - Le champ filonien microgranitique du Bas-Léon (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, IX, 1, p. 5-17.

CHAURIS L., MICHOT J. (1965) - Sur la nature des "gneiss de Brest" et sur leurs relations avec les quartzophyllades de l'Elorn et les mica-schistes du Conquet (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 260, p. 240-242.

COLLIN L. (1923) - Géologie probable du fond de la rade de Brest et de ses environs. 2e partie: l'extérieur de la rade. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, IV, 2, p. 85-101.

COLLIN L. (1936) - Formations quaternaires de l'Ouest du Finistère. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*. N.S., fasc. spécial, 69 p.

COLLIN L. (1940) - La morphologie des côtes du Finistère en rapport avec la structure géologique. *Ibid.* 2e fasc. spécial., 72 p.

CONASC. (1966) - Etudes de morphologie littorale dans la région de Brest au Conquet. *DES Géogr.*, Brest, 130 p.

DEUTSCH S., CHAURIS L. (1965) - Age de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du Pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 260, p. 615-617.

DIDIER J., JONIN M. (1966) - Les galets de basalte de la pointe de Pern (île d'Ouessant). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, N.S., p. 85-86.

DUBREUIL J.P. (1976) - Les dunes du Finistère. *Serv. région. aménag. forest. Bretagne*, 226 p.

FOURCY E. de (1844) - Carte géologique du Finistère. Paris.

GIOT P.R. (1955) - Sur la prolongation de la "faille Kerforne" dans le Nord-Finistère. *C.R. somm. Soc. géol., Fr.*, pp. 232-233.

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

GUILCHER A. (1950) - L'île de Béniguet, exemple d'accumulation en queue de comète. *Bull. Comité d'Océanogr. et d'études des côtes*, Paris, t. 2, p. 243-250.

GUILCHER A. (1958) - Les accumulations sous-marines du plateau de Molène et de la Chaussée de Sein (Finistère). 83e Coll. intern. CNRS Nice. Topographie et géologie des profondeurs océaniques, Paris, p. 109-141.

GUILCHER A. (1959) - L'Archipel de Molène (Finistère). Etude morphologique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* (2), II, 2, p. 81-96.

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

GUILCHER A., BERTHOIS L. (1957) - Cinq années d'observations sédimentologiques dans quatre estuaires-témoins de l'Ouest de la Bretagne. *Rev. Géomorph. dynam.*, 8, p. 66-86.

GUILCHER A., LACROIX J. (1963) - Principaux caractères morphologiques de la côte sud-ouest du Léon (Bretagne). *Com. Tr. Hist. Scient., Bull. Sect. géogr. Imp. Nat.*, 75, p. 177-196.

HALLÉGOUËT B. (1971) - Le Bas-Léon (Finistère, France). Etude géomorphologique. Thèse 3e cycle, Brest, 260 p.

HALLÉGOUËT B. (1978) - L'évolution des massifs dunaires du Pays de Léon. *Penn ar Bed*, 95, p. 417-430.

HALLÉGOUËT B. (1982a) - L'archipel de Molène. *Penn ar Bed, Brest*, 110, p. 79-82.

HALLÉGOUËT B. (1982b) - Géomorphologie de l'archipel de Molène. *Penn ar Bed, Brest*, 110, p. 83-97.

HALLÉGOUËT B. (1984) - Contribution à l'étude géomorphologique de l'archipel de Molène. 107e Congrès Nat. Soc. Sav., Brest Géographie, p. 61-77.

HINSCHBERGER F. (1962) - Les hauts-fonds sableux de l'Iroise et leurs rapports avec les courants de marée. *Comité Tr. Hist. Scient. Bull. section Géographie* t. 75, p. 53-80.

HINSCHBERGER F. (1969) - L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marine. Thèse, Caen, 307 p.

HINSCHBERGER F., CORLAY J.P. (1967) - Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé autour d'Ouessant et du plateau de Molène (Finistère). *Norois*, 56, p. 569-584.

HINSCHBERGER F. et PAUVRET R.B. (1968) - Les fonds sous-marins de l'Iroise et de la baie de Douarnenez. *Norois*, 58, p. 213-225.

KELLAWAY G.A., REDDING J.H., SHEPHARD-THORN C.R., DESTOMBES J.P. (1975) - The Quaternary history of the English Channel. *R. Soc. London*, A279, p. 189-218.

LAPPARENT J. de (1934) - Remarques sur les micaschistes qui affleurent le long de la côte ouest de la Bretagne en Pays de Léon. *Ann. Soc. géol. Nord*, 59, p. 3-22.

LEFORT J.P. (1977) - Les prolongements submergés du Massif armoricain : étude de géologie et de géophysique marine. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 56, n° 130, p. 1-68.

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.

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

MICHOT J., DEUTSCH S. (1969) - Les âges U/Pb de zircon et le polycyclisme des gneiss de Brest et des formations encaissantes (Bretagne). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 92, 2, p. 263-269.

MICHOT J., DEUTSCH S. (1970) - U/Pb zircon ages and polycyclism of the gneiss de Brest and the adjacent formations (Brittany). *Eclogae Geol. Helvetiae*, 63, 1, p. 215-217.

MILON Y. (1928) - Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, 143 p.

MITCHEL G.F., ORME A.R. (1967) - The pleistocene deposits of the Isles of Scilly. *Quart. J. geol. Soc. London*, 123, p. 59-92.

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

MOUSSU R. (1963) - Rapport sur la campagne de recherches 1958 à 1960 dans la région stannifère de Saint-Renan (rapport COMIREN, inédit, 133 p., 7 pl., Saint-Renan).

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1973) - Inventaire minéralogique de la France. 29 = Finistère, Edit. BRGM, Orléans, 118 p.

PONCET F. (1984) - Les zones humides du littoral breton. Caractères et évolution. Thèse 3e cycle, Brest, 349 p.

PONCET F., HALLÉGOUËT B., LE DOMEZET M. (1979) - Les zones humides littorales de Bretagne et leur évolution. *Penn ar Bed*, 99, p. 177-191.

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

TAYLOR R. (1967) - The geology of the South-West Pays de Léon, North Finistère, France. Ph. D. inédit, London.

THONON P., MAURY R.C., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1979) - Nature tholéiitique du magmatisme mésozoïque de Bretagne occidentale, France: la dolérite de la faille Kerforne (Ploumoguier - Quimper, Finistère). 7e RAST, p. 445.

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

**Cartes géologiques à 1/50 000**

Feuille *Brest* 1980, par L. CHAURIS et B. HALLÉGOUËT.

**Cartes géologiques à 1/80 000**

Feuille *Brest* (57) : 1e édition (1902) et 2e édition (1949) par  
C. BARROIS.  
3e édition (1972) par L. CHAURIS,  
B. HALLÉGOUËT, C. BABIN, Y. PLUSQUELLEC,  
P. MORZADEC et P. THONON.

**Cartes géologiques à 1/320 000**

Feuille *Brest-Lorient* : 1e édition (1943) par P. PRUVOST,  
G. WATERLOT et P. COMTE.  
2e édition (1970) par L. CHAURIS, J. COGNÉ  
et J. KERRIEN.

**Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/320 000**

Feuille *Brest* (1960). Coordination par F. PERMINGEAT.

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

Feuille *Nantes* (1979). Coordination par J. MELOUX.

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

Feuille *Brest*, par F. HINSCHBERGER, 1e édition (1968).

**Carte géologique de la France et de la marge continentale à 1/1 500 000 (1980)****Carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000**

Coordination P. BOUYSSSE.

**Carte géologique de la marge continentale française à 1/250 000**

Feuille *Ouessant* (1975) par F. LAPIERRE.

**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. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Bretagne-Pays-de-

Loire, 10 rue Henri Picherit, 44300 Nantes ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

### AUTEURS

La notice de la feuille Le Conquet a été rédigée en étroite collaboration par Louis CHAURIS, directeur de recherche au Centre national de la recherche scientifique, université de Bretagne occidentale, Brest, GIS 410012 "Océanologie et Géodynamique" (qui s'est attaché plus particulièrement aux formations du socle) et Bernard HALLÉGOUËT, ingénieur de recherche, université de Bretagne occidentale, Brest (qui s'est penché plus spécialement sur les dépôts de la couverture meubles).

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

- pour la carte : CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille LE CONQUET (273) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.  
Notice explicative par CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1989), 69 p.
- pour la notice : CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille LE CONQUET (273) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 69 p.  
Carte géologique par CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1989).

**Réalisation BRGM**  
**Dépôt légal : 2e trimestre 1989**  
**N° ISBN 2-7159-1273-0**