



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

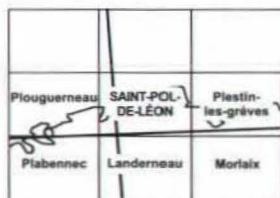
# SAINT-POL- DE-LÉON

par

L. CHAURIS, É. MARCOUX, É. LE GOFF,  
D. THIÉBLEMONT, A. CARN

## SAINT-POL-DE-LÉON

La carte géologique à 1/50 000  
SAINT-POL-DE-LÉON est recouverte  
par les coupures suivantes de la Carte géologique  
de la France à 1/80 000 :  
au Nord-Ouest : PLOUGUERNEAU-ILE D'OUESSANT (N°40)  
au Nord-Est : LANNION (N°41)  
au Sud-Est : MORLAIX (N°58)



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



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SAINT-POL-DE-LÉON À 1/50 000**

**par**

**L. CHAURIS, É. MARCOUX, É. LE GOFF,  
D. THIÉBLEMONT, A. CARN**

**avec la collaboration de  
P. BOUYASSE, É. ÉGAL, B. HALLÉGOÛËT, V. JOHAN**

**1998**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

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

*pour la carte* : CHAURIS L., MARCOUX É. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Pol-de-Léon (201). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Chauris, É. Marcoux, É. Le Goff, D. Thiéblemont, A. Carn et coll. (1998), 167 p.

*pour la notice* : CHAURIS L., MARCOUX É., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D. CARN A., avec la collaboration de BOUYSSÉ P., ÉGAL É., HALLÉGOUËT B., JOHAN V. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Pol-de-Léon (201). Orléans : BRGM, 167 p. Carte géologique par L. Chauris, É. Marcoux (1998).

© BRGM, 1998. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1201-3

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE     ET DE LA NOTICE</i>	7
<i>INTÉRÊT GÉOLOGIQUE DE LA FEUILLE</i>	9
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>9</b>
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	9
<b>Formations paradérivées</b>	<b>10</b>
<b>Formations orthodérivées</b>	<b>11</b>
<b>Autres roches métamorphiques</b>	<b>13</b>
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i>	19
<b>Complexe plutonique de Roscoff</b>	<b>19</b>
<b>Complexe vaugnéritique de Plounévez-Lochrist</b>	<b>37</b>
<b>Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat</b>	<b>41</b>
<b>Leucogranites de Sainte-Catherine</b>	<b>48</b>
<b>Autres formations plutoniques et filoniennes</b>	<b>51</b>
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	54
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	68
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>71</b>
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	<b>75</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>76</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>79</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	79
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	82
<i>MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION ET DE VIABILITÉ</i>	87
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>96</b>
<i>MINÉRAUX LOURDS DES PLAGES</i>	96
<i>RADIOACTIVITÉ DU COMPLEXE PLUTONIQUE     DE ROSCOFF</i>	<b>103</b>
<i>SITES REMARQUABLES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>111</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>118</b>

<b>AUTEURS</b>	<b>132</b>
<b>ANNEXE 1 : DATATION DE LA MONZODIORITE DE PLOUNÉVEZ-LOCHRIST</b>	<b>133</b>
<b>ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (tabl. 1 à 19)</b>	<b>134</b>
<b>ANNEXE 3 : MINÉRAUX LOURDS DES PLAGES (tabl. 20)</b>	<b>162</b>
<b>ANNEXE 4 : RADIOACTIVITÉ DU COMPLEXE PLUTONIQUE DE ROSCOFF (tabl. 21)</b>	<b>166</b>

## INTRODUCTION

### *PRÉSENTATION DE LA CARTE*

L'île de Batz, sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, marque l'extrême avancée vers le Nord du pays de Léon, vaste domaine cristallophyllien d'âge encore discuté, recoupé par de nombreux granitoïdes varisques. La pénéplaine post-hercynienne a été maintes fois remaniée. Aucune formation secondaire n'a été reconnue ici avec certitude : la craie, signalée à plusieurs reprises à Roscoff, provient, à l'évidence, de délestage... Des sédiments tertiaires (calcaires éocènes) affleurent en mer au large de l'île de Batz. Les dépôts quaternaires, pelliculaires (plages anciennes, placages limoneux, coulées de head périglaciaires, colluvions, alluvions fluviales, revêtements dunaires et sables de plages,...) masquent fréquemment le sol ancien.

Au premier abord, la morphologie paraît confuse. De nombreux cours d'eau, profondément encaissés, ont démantelé la pénéplaine. La baie de Santec et la baie de Goulven attirent les principaux petits fleuves côtiers : l'Horn et le Guillec d'une part, la rivière de Kerallé, les ruisseaux de Plounevez-Lochrist et la Flèche d'autre part. Sauf le long de la Flèche et, à l'extrémité sud-ouest de la feuille, du Quillimadec, les talwegs restent étroits. Le tracé des vallées est, au moins partiellement, contrôlé par des accidents tectoniques (failles N100°E et failles subméridiennes).

Une remarquable falaise morte se suit au Sud de la baie de Goulven ; elle est séparée de la mer par le massif dunaire de Keremma et des marais littoraux (« paluds ») gagnés sur la mer par l'homme au siècle dernier. La toponymie a enregistré le résultat de ces travaux (Lan Nevez = « la nouvelle terre », en Tréfléz) dus en grande partie à l'opiniâtreté de L. Rousseau. Le rivage est ourlé d'innombrables récifs qui témoignent d'un recul récent de la côte aux dépens des formations meubles (limons et dunes). Ici aussi, la toponymie témoigne de ces modifications morphologiques (Enez Nevez = « la nouvelle île », en Plouescat). Ces récifs représentent en fait les parties les plus résistantes du socle granitique très profondément arénisé et débarrassé de son manteau d'altérites par les allées et venues successives de la mer. Cette ceinture de rochers, aux formes fantastiques, véritable « jardin d'écueils », est particulièrement spectaculaire à Santec et, dans une moindre mesure, en baie de Goulven.

C'est également à l'érosion différentielle qu'il faut attribuer les principaux points « hauts » de la feuille : croupe de Brénéméré en Trézilidé, dans une ultime réapparition orientale du granite de Saint-Renan (qui, plus à l'WSW, constitue également l'ossature morphologique du pays de Léon) ; succession de bosses constituées par le granite de Sainte-Catherine, pointements formés par la granodiorite de Roc'hinigou tant au Nord qu'au Sud de

Saint-Pol-de-Léon ; inselberg jalonnant un énorme filon pegmatitique dans la forêt domaniale de Santec,...

Selon toute probabilité, le relief a été rajeuni au Tertiaire lors du rejeu des failles hercyniennes : un excellent exemple est observable à Saint-Pol-de-Léon même : le compartiment situé au Nord de la grande faille N100°E, Pempoul-baie de Siec, est surélevé de plusieurs dizaines de mètres par rapport au compartiment sud effondré, l'ensemble formant un petit système de « bloc basculé ». L'existence de l'île de Batz semble bien due également au rejeu d'une faille de même direction, courant dans le chenal.

La baie de Morlaix, à l'extrémité orientale de la feuille, coïncide à la fois avec un rebroussement des directions structurales et avec un système de fractures subméridiennes.

L'altération des granites offre une classique décomposition en boules. En fait, ce processus est surtout sensible dans les granites très porphyroïdes (granite de Plouescat-Brignogan) ou du moins à gros grain (granite de Cléder) ; il est, en règle générale, beaucoup moins marqué, voire inexistant dans les leucogranites. Les diorites présentent aussi une intense altération en boules au milieu d'une profonde arène brunâtre (île de Batz, Créac'h André, Plounévez-Lochrist). Les micaschistes de la Penzé et les gneiss de Lesneven sont, le plus souvent, profondément décomposés ; par contre, les orthogneiss de Plounévez-Lochrist peuvent assez fréquemment affleurer sur des buttes, en particulier aux environs de Tréfléz.

Le revêtement limoneux (limons des plateaux plus ou moins remaniés sur les pentes par la solifluxion) confère à la feuille, surtout dans sa partie orientale, un cachet caractéristique : c'est ici, par excellence, le domaine de la « ceinture dorée ». Les sables dunaires jouent également un certain rôle ; leur progression, à partir de Santec, avait même menacé naguère la ville de Saint-Pol ! Aujourd'hui encore, on mesure l'ampleur du déplacement de la masse sableuse vers l'Est par la présence d'une pellicule sablonneuse sur les placages limoneux en direction de la cité épiscopale. La chapelle romane Sainte-Anne de l'île de Batz avait été enfouie sous les sables... Actuellement, la flèche sableuse à pointe libre, qui termine vers l'Ouest les dunes de la baie de Goulven, est en voie d'évolution très rapide.

Le paysage a été profondément modifié par les progrès d'une occupation humaine fort ancienne, comme l'attestent les nombreux vestiges mégalithiques, façonnés surtout dans le granite de Brignogan, puis plus tard, les belles stèles de l'âge du fer. À présent, les landes ne couvrent plus guère que des espaces restreints. L'agriculture est ici essentiellement dominée par les primeurs : artichauts et choux-fleurs ; oignons, et, dans la zone sableuse (Santec), carottes, restent subordonnés. La production tend aujourd'hui à se

diversifier en particulier avec la culture des fleurs, soit sous serres, soit en pleine terre (tulipes pour bulbes en baie de Goulven). Le morcellement des parcelles s'explique, au moins en partie, par la richesse du sol limoneux qui permettait de faire vivre dans une certaine aisance, une population rurale très dense ; la fertilité était encore accrue par l'emploi intensif des engrais marins (goémons) et aussi par le labeur acharné des habitants.

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE*

Les conditions du levé géologique sont très variables selon les points. Sur le littoral, en particulier par suite d'un très fort balancement des marées (de l'ordre de neuf mètres) et la mise à jour de spectaculaires affleurements, la complexité géologique est souvent telle que l'échelle à 1/10 000 s'avère encore insuffisante ! C'est dire que la réduction des levés à 1/50 000, a entraîné une sévère schématisation. À l'intérieur des terres, par contre, les affleurements décroissent très rapidement par suite de l'altération du socle et de l'ampleur des placages limoneux : malgré le resserrement des itinéraires, il a été parfois nécessaire d'extrapoler. En fait, deux possibilités se présentaient, dès l'abord, aux auteurs de la carte : ou bien, cartographier toutes les formations superficielles (limons, coulées de solifluxion, colluvions,...) – un essai a montré que le résultat d'une telle tentative s'apparentait plus à une carte pédologique qu'à une carte géologique, qui tendait alors à devenir illisible : aucun ensemble ne ressortait plus ; ou bien, au contraire, éliminer, dans une certaine mesure, les placages superficiels récents, quand ils ne sont pas trop importants, pour privilégier les formations du socle ancien : c'est, finalement, cette deuxième solution qui a été retenue. La carte y a gagné beaucoup en clarté. L'utilisateur doit toutefois être conscient du fait qu'une certaine proportion des formations du socle est généralement plus ou moins masquée, en particulier par des colluvions, ici volontairement occultées. L'extension des cultures a eu pour conséquence l'arrachement de plus en plus fréquent des boules rocheuses (diorite de Plounévez-Lochrist, granite de Cléder,...) éparses sur le sol, diminuant ainsi progressivement les informations géologiques.

Quelques ensembles reconnus sur la feuille Saint-Pol-de-Léon présentent un intérêt qui, à notre sens, dépasse largement le cadre local. Ils seront évidemment signalés dans le cours de la notice. Évoquons ici toutefois, dès à présent, le magmatisme relativement basique (diorite) très potassique ; les leucogranites fortement différenciés à tourmaline et béryl de Sainte-Catherine ; les champs pegmatitiques des environs de Roscoff ; les pyroxénites et les éclogites,... Nous ne saurions oublier l'étude des processus hydrodynamiques entraînant une évolution rapide du trait de côte en particulier en baie de Goulven.



La variété des intrusions regroupées sous l'appellation de complexe plutonique de Roscoff a incité, afin d'affiner le levé géologique, à utiliser le scintillomètre de terrain. Cette méthode, rarement employée en cartographie, est cependant susceptible d'apporter des éclaircissements parfois inattendus.

Par ailleurs, l'étude des minéraux lourds des plages a fait l'objet d'un effort particulier dans la moitié orientale de la feuille. Leur examen permet en effet de préciser les mouvements des sables terrigènes sur les estrans.

La notice se singularise par l'intérêt porté à l'utilisation des différentes roches, souvent de très grande qualité, comme matériaux de construction. Il a semblé qu'une étude géologique approfondie du sous-sol prédisposait à glisser insensiblement à l'examen de son utilisation au cours des temps dans les œuvres monumentales, en un mot, invitait à passer de l'« Histoire naturelle » – en l'occurrence la pétrographie – à l'« Histoire » tout court dans son volet architectural. Les cartes jointes dans cette optique à la notice révèlent tout l'intérêt de cette démarche originale susceptible de séduire l'utilisateur.

De même, le chapitre relatif aux gîtes minéraux a été quelque peu développé à dessein. Même si aucun gisement ne fait actuellement l'objet de recherches, il a paru judicieux de décrire en détail les occurrences minérales dont plusieurs sont assez remarquables, en tout cas dignes d'intérêt pour les minéralogistes : on rappellera ici que c'est sur la feuille Saint-Pol-de-Léon qu'ont été mis à jour les plus gros béryls et, à notre connaissance, les plus beaux cristaux de scheelite, du Massif armoricain. Par ailleurs, un îlot de Santec abrite l'un des rares sites à tourmaline lithique de l'Ouest de la France.

Malgré les progrès réalisés, les auteurs sont conscients de l'énorme travail qui reste encore ici à accomplir, en particulier dans les domaines de la géologie structurale et de la géochronologie des formations cristallophylliennes et intrusives. Nous espérons que le document présenté aura au moins le mérite de poser correctement les problèmes et ainsi de contribuer à une meilleure connaissance géologique d'une région si attachante à bien des égards.

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS*

Plusieurs cartes géologiques ont couvert, dans le passé, la région examinée ici. À la suite des esquisses de Puillon-Boblaye (1827) et de E. de Fourcy (1844), les feuilles à 1/80 000 Plouguerneau (1893) et Lannion (1909) par C. Barrois constituaient les premiers documents détaillés. Les deuxièmes éditions de Lannion et de Plouguerneau sont parues en 1966. De

très nombreux auteurs se sont intéressés depuis longtemps à cette région de Bretagne occidentale. On en trouvera la liste aussi exhaustive que possible en bibliographie. Il nous a paru, en effet, que c'était un strict devoir de justice que de citer tous nos prédécesseurs, trop souvent méconnus ou délaissés et, ce faisant, d'offrir en même temps, à nos successeurs, un riche outil de travail, tant il est vrai que les observations du passé, relevées sans théorie préconçue, peuvent contribuer à bâtir les hypothèses de l'avenir.

## *INTÉRÊT GÉOLOGIQUE DE LA FEUILLE*

Les problèmes posés à l'échelle du Léon apparaissent clairement sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, qui semble en offrir un résumé : un socle métamorphique complexe avec l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist et de nombreuses écloğites associées à des paragneiss à disthène-sillimanite-andalou-site, de multiples générations de granites, des pegmatites variées, etc. Le Léon reste en effet un domaine à part dans la géologie armoricaine. C'est un dôme granito-gneissique dont la formation est toujours discutée (Rolet *et al.*, 1994), même si son appartenance à l'orogénèse cadomienne est une hypothèse maintenant révolue, et que les auteurs s'accordent sur une histoire essentiellement hercynienne. L'hypothèse d'une structure en nappes empilées, avec une unité basale orthogneissique surmontée par des séries paradérivées, restait assez fragile ; les levés de la feuille Saint-Pol-de-Léon ont permis de l'étayer par une analyse pétrologique fine des écloğites et des paragneiss à silicates d'alumine. L'histoire des roches magmatiques pouvait apparaître plus simple. En fait il n'en est rien. Là encore, la feuille offre un condensé du Massif armoricain en présentant des variétés de roches pluto-niques, des gabbros aux leucogranites à béryl et tourmaline, en passant par des vaugnérîtes. Les relations de ces ensembles ont pu être clarifiées en de nombreux points, aidant à construire un modèle utile à l'échelle du Massif armoricain, mais les données géochronologiques demanderaient à être développées.

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### *FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES*

Les formations métamorphiques s'étendent largement dans les parties orientales et méridionales de la feuille. Elles se retrouvent en enclaves dans la plupart des ensembles magmatiques. La foliation principale s'incurve progressivement d'Ouest en Est (N100-110° à N 70-50°E) avant de se redresser fortement aux abords de la Penzé (N30°E à N-S). Le pendage est toujours SE à E.

Les formations métamorphiques comportent de puissantes séries paradérivées à intercalations de roches basiques envahies et recoupées par les deux ensembles orthogneissiques de Plounévez-Lochrist et de Plouéan, qui correspondent très probablement à deux anciens massifs intrusifs. L'appellation de « gneiss de Lesneven » regroupe l'ensemble paradérivé et l'orthogneiss de Plouéan.

### Formations paradérivées

Les formations métamorphiques paradérivées sont assez variées, avec des faciès métamorphiques mésozonaux à catazonaux (micaschistes, paragneiss et migmatites) à foliation toujours très nette, soulignée par la biotite. Elles se développent à partir d'un matériel détritique essentiellement pélitique à passées grésopélitiques, soumis à un métamorphisme prograde du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Dans cet ensemble de gneiss et micaschistes, on trouve, intercalés, des niveaux de métaphanites et de quartzites et, le plus souvent, sous forme de lentilles de dimension décamétrique à hectométrique, des roches basiques d'origine ignée ou sédimentaire, déjà signalées par A. Lacroix (1889, 1891) : amphibolites, gneiss amphiboliques, éclogites, paragneiss alumineux, ainsi que des gneiss à silicates calciques (pyroxénites, gneiss pyroxéniques et/ou amphiboliques).

ξ. **Micaschistes.** Les micaschistes prolongent ceux de la vallée de la Penzé, sur la feuille Plestin. Ils affleurent dans la partie sud-est de la carte, à l'Est d'une ligne Saint-Pol-de-Léon – Mespaul et, sur la côte, entre Saint-Pol et Roscoff, mais sont en grande partie couverts par les limons et rarement bien exposés (Lanvéguen). La foliation principale, orientée N30° à N50° (localement N70°) à pendage variable (40-75°) au Sud-Est est reprise par une phase postérieure de plis droits qui développe une crénelation (direction proche de E-W, pendage au Nord) et des plis centimétriques en chevrons.

Ils présentent un faciès à foliation nette assez homogène, à biotite et muscovite dominantes, quartz, oligoclase, et tourmaline accessoire commune, avec fréquentes intercalations de lits grésopélitiques. Localement, on observe une foliation précoce microplissée au sein de microlithons individualisés par la foliation principale. Un faciès particulier à muscovite abondante, grenat subcentimétrique et staurotide, est connu à la grève de Créac'h André (Saint-Pol) en association avec des lits quartzitiques. L'apparition de staurotide et parfois grenat, puis de sillimanite (méta-argilites silteuses) est rapide vers le Nord-Ouest et indique un passage dans le domaine mésozonal profond.

χ. **Quartzites.** Les micaschistes contiennent quelques niveaux quartzitiques peu puissants, d'épaisseur centimétrique à 70 cm (Créac'h André, grève de Troméal). Ces roches, à débit en plaquettes selon la schistosité,

sont à muscovite assez abondante ; à Créac'h André, elles sont localement laminées par un couloir de déformation orienté N130°E. Dans la formation micaschisteuse, on observe également des intercalations nettement plus puissantes (au moins décamétriques) de quartzites gris-blanc. Ces roches, à grain fin, sont exclusivement constituées de quartz à texture granoblastique et de rares chlorites (anciennes biotites). Elles affleurent sous forme d'alignements d'éboulis entre Loprédén et l'anse de Pempoul, particulièrement continus au Sud de Lanvéguen où ils sont affectés par des décrochements senestres. Elles présentent une organisation cartographique qui suggère davantage des répétitions tectoniques que sédimentaires et indiquent clairement une orientation subméridienne de la stratification.

**Pζ. Paragneiss à biotite-sillimanite.** Après les micaschistes, qui présentent rapidement des paragenèses mésozoales profondes, avec développement de sillimanite fibreuse, on observe l'apparition rapide de feldspath potassique et le passage à des paragneiss. Ceux-ci, nettement rubanés, de granulométrie et de faciès assez variables, sont à muscovite avec biotite et sillimanite résiduelles dans les faciès où l'orthose apparaît, et comportent fréquemment des lits plagioclasiques (Lesplouéan). Ces formations dessinent une bande étroite (moins de 500 m) orientée N30°E, depuis le Sud-Est de Mespaul jusqu'à l'anse de Pempoul, et affleurent assez largement au Sud de Plouider ; dans cette localité, ils montrent des faciès plus mobilisés avec parfois un début de migmatitisation, assurant le passage aux formations migmatitiques suivantes. Par ailleurs, les septa gneissiques des environs de Roscoff-Santec sont probablement à rattacher à cet ensemble.

**M<sup>1</sup>, M<sup>2</sup>. Gneiss migmatitiques et anatexites de l'Horn.** Ces roches se développent aux dépens des formations paradérivées précédentes. Elles affleurent essentiellement dans les vallées de l'Horn et du Guillec, selon une large bande (2 km en moyenne) qui disparaît aux deux extrémités, au contact des granites hercyniens de Brignogan et de Saint-Pol, ainsi qu'aux environs de Plouider. Ces roches, à foliation très marquée par des lits fréquemment centimétriques, sont composées de feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, muscovite et de grenat fréquent. Les lits sombres et les restites lenticulaires des migmatites sont à biotite dominante, zircon, apatite et monazite. Les migmatites *s.s.* (diatexites) sont surtout exposées dans la vallée de l'Horn et au Sud de Plouider ; elles montrent des faciès très mobilisés, allant jusqu'au granite d'anatexie, organisés selon une bande centrale allongée N60°E, concordante avec la foliation d'ensemble, de Ty Corn à Tréflaouéan.

### **Formations orthodérivées**

**οζ. Orthogneiss monzogranitique de Plouéan.** Cet orthogneiss, cartographié à l'occasion de ces nouveaux levés, affleure surtout dans le coin sud-est de la feuille, principalement dans la vallée de l'Horn entre Plouéan

et Mespaul, associé indistinctement aux micaschistes, aux gneiss à sillimanite ou aux migmatites. Ses contacts avec ces formations, orientés N50°E, sont toujours francs. Il se retrouve sporadiquement près de Tréflaouéan (Kerdrein), recoupant des formations paradérivées dans lesquelles il semble avoir formé des filons ou de petits stocks, de Plouider et de Plounévez-Lochrist, à proximité de lentilles d'éclogites (Keroignant). Ses contacts avec les paragneiss à sillimanite sont plus diffus. Il ne montre jamais de lentilles d'amphibolites, ni d'éclogites. Son faciès est homogène et caractéristique, à grain fin-moyen, marquée par une foliation nette, à tendance mylonitique, à texture granoblastique, dans laquelle se détachent des petits yeux amygdalaires d'albite-oligoclase de 3 à 7 mm, qui attestent de son origine magmatique. Les lits sombres de biotite, fréquemment chloritisée, contiennent un peu de muscovite à fantômes de fibres de sillimanite (Groaz Gofec), les lits clairs ont une matrice quartzo-feldspathique avec sillimanite fréquente. La composition de cette roche est monzogranitique ( $\text{Na}_2\text{O}$  : 1,4 à 3,4 %,  $\text{K}_2\text{O}$  : 3,1 à 4,2 % ; tabl. 1, en annexe). Son âge n'est pas connu.

**Œ<sub>PL</sub>. Orthogneiss de Plounévez-Lochrist.** L'orthogneiss de Plounévez-Lochrist est l'une des grandes formations métamorphiques du pays de Léon. Il constitue deux boutonnières anticlinales actuellement séparées : le dôme de Tréglonou à l'Ouest et celui de Plounévez-Lochrist-Lanhouarneau sur la carte Saint-Pol-de-Léon. Il occupe l'essentiel de la partie occidentale de la carte, puis se pince progressivement en biseau vers le Nord-Est pour disparaître au contact du granite de Brignogan, à hauteur de Kérouzern en Sibiril. C'est un gneiss gris-blanc à gros grain, caractérisé par une foliation biotitique très marquée et par la présence d'yeux centimétriques (2 à 4 cm) de feldspaths potassiques souvent cataclasés et orientés selon une linéation bien développée. Le quartz, l'oligoclase, mais également la sillimanite et les grenats, assez fréquents, complètent la paragenèse ; la muscovite ne s'observe qu'en placages tardifs au contact même des massifs granitiques. Un faciès particulier, à grain plus fin et deux micas, à lits quartzo-feldspathiques, s'observe dans la région de Tréfléz, à l'Ouest de Goulven et plus localement au Sud de Plouescat (Coat Luz) et près de Plounévez-Lochrist (Kerhaz et Rozarm) ; il est localement affecté par une intense mylonitisation E-W (Kerhaz).

La foliation principale de ces gneiss suit à peu près le contact avec les gneiss de Lesneven : d'orientation généralement NW-SE à subméridienne à l'Ouest de Plounévez (orientée N100-110°E à l'Ouest de Tréfléz), elle passe à une direction N65-100°E jusqu'à sa disparition orientale en conservant un pendage à dominante sud. Ce changement de direction de la foliation et du contact est dû à l'existence de deux foliations successives d'orientations différentes (cf. § « Évolution tectono-métamorphique »).

L'origine orthodérivée de cet orthogneiss ne fait aucun doute sur le terrain (grande homogénéité des affleurements) et à l'examen microscopique (feldspaths potassiques à inclusions de couronnes de biotite notamment). Elle est confortée par les analyses chimiques qui montrent une composition homogène de monzogranite potassique avec 67,8 à 69,2 % de SiO<sub>2</sub>, 2,69 à 2,45 Na<sub>2</sub>O, 1,08 à 1,45 de CaO et 4,80 à 5,54 % de K<sub>2</sub>O (tabl. 1). Les niveaux à grain plus fin, parfois interstratifiés dans l'orthogneiss, correspondent probablement à des faciès plus fins du monzogranite initial.

À la suite de C. Barrois (1893), l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist a longtemps été considéré comme très ancien. Deux datations par la méthode U/Pb sur zircons ont cependant démontré une mise en place au Dévonien inférieur : la première (Cabanis *et al.*, 1979) sur l'ensemble de Tréglonou, a fourni un âge U/Pb de 385 ± 8 Ma ; la seconde, réalisée par la méthode d'évaporation directe sur l'ensemble de Plounévez-Lochrist (l'échantillon a été prélevé quelques centaines de mètres au Sud de la carte, dans une carrière en activité à l'Est de Lesneven), a fourni un âge de 392 ± 14 Ma.

## **Autres roches métamorphiques**

**δ. Amphibolites et gneiss amphiboliques** (tabl. 2). Ces roches massives de teinte vert sombre à noir, parfois schistosées, sont très fréquentes surtout dans la partie est du complexe métamorphique (Palud en Santec, basse vallée de l'Horn, etc.). L'examen microscopique des textures permet de distinguer les métagabbros des metabasites à grain plus fin. Certains échantillons de métagabbros montrent une déformation à caractère cisailant. Les amphibolites à grain fin présentent une déformation polyphasée (= foliation oblique sur le rubanement métamorphique). La minéralogie est à hornblende brun-vert + plagioclase (andésine) dominants. Localement, le quartz, le grenat et la biotite blastique plus ou moins chloritisée sont représentés. Le sphène, l'apatite et les oxydes opaques sont accessoires.

Les lentilles situées dans les migmatites montrent une recristallisation dans des conditions proches de l'anatexie avec une néoformation de plagioclases plus calciques à gouttelettes de quartz et à blastèse de grandes biotites. Ces roches sont interprétées comme des sills ou des dykes éruptifs basiques.

**Σ. Pyroxénites et gneiss à silicates calciques** (tabl. 2). Ce sont des roches à grain fin finement litées, de teinte vert-gris pâle, formant habituellement des lentilles moins puissantes (moins de 1m) et moins étendues que les amphibolites (île de Siec, Kerdrein, Kerbrat), sauf à la grève du Man en Saint-Pol où elles sont de puissance décamétrique. Elles sont caractérisées par une grande hétérogénéité de textures et de composition minéralogique, et alternent en lits centimétriques à décimétriques avec des amphibolites

bleu-noir. Elles sont généralement constituées de diopside-hédenbergite (salite à teneurs en jadéite inférieures à 1% mol.), de plagioclase basique (labrador-bytownite ou anorthite pure), de sphène, d'allanite et, localement, d'idocrase. Le quartz est fréquent.

Les passées amphibolitiques sont riches en hornblende verte, de type magnésio-hornblende ou ferro-hornblende, à texture nématoblastique, avec plagioclase et sphène parfois très abondants. La préhnite, l'épidote et la calcite constituent une paragenèse secondaire.

Il existe des variétés fines rubanées et plus ou moins microplissées ainsi que des variétés à gros grains et à texture hétérogranulaire plus ou moins pœciloclastique de type « skarnoïde » à hornblende verte, clinopyroxène et grenat abondants au contact des granites (Kerellec en Santec, isthme de Kerbrat en Plougoulm, Vilar Gren en Saint-Pol), parfois à préhnite (Lambervez en Saint-Pol). Le grenat se développe alors métasomatiquement aux dépens de la pyroxénite (Horn) ; plus rarement (Keranveyer en Plougoulm), l'idocrase s'associe au grenat calcique. Il s'agit soit d'un grossulaire quasi pur, soit d'un mélange de grossulaire et d'almandin très riche en spessartite. Dans la carrière de Keranveyer, la transformation de la pyroxénite aboutit au développement de masses essentiellement constituées de grenat et/ou d'idocrase avec chlorite, calcite et quartz accessoires (Chauris et Corre, 1978b). L'idocrase forme de grands cristaux automorphes (jusqu'à 10 cm de long), cannelés, brun à vert, fréquemment groupés en amas à texture rayonnée (idocrasite), qui atteignent plusieurs dizaines de centimètres ; elle est synchrone du grenat qui forme des concentrations de teinte rouge orangé à rouge brunâtre (grenatite), parfois géodiques, de dimension comparable aux masses d'idocrasite. Localement, le quartz tardif et quelquefois géodique, devient abondant. Il s'agit dans ce cas d'une transformation locale de la pyroxénite de type skarn au cours d'un processus métasomatique, sous l'influence des fluides émanant des filons aplito-pegmatitiques voisins (Chauris, 1987b).

**ψ. Éclogites** (tabl. 3). Les éclogites sont « scientifiquement » connues en pays de Léon depuis le siècle dernier (Barrois, 1893 ; Lacroix, 1889, 1891) jusqu'au travail le plus récent (Cabanis et Godard, 1987) ; mais ces roches très dures, incassables, ont marqué les esprits depuis longtemps et forgé des légendes locales, comme celle de Saint-Hervé (Chauris, 1990). Sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon, les principaux gisements sont situés aux environs de Plounévez-Lochrist (Kerjean, Kerscao, Keroignant) et de Plouider (Kerbiquet, Lannic), mais les levés ont permis de recenser de nouvelles lentilles dans ce secteur (Sud de Keroignant) et une autre, beaucoup plus orientale (Feunteun Goz en Sibiril). Comme la diorite de Plounévez, les blocs d'éclogites ont servi aux enrochements côtiers, contribuant à faire disparaître

les traces de ces roches (plus de 50 camions ont chargé les blocs de la lentille de Kerjean en 1989). Les élogites forment de nombreuses petites lentilles décamétriques à hectométriques, grossièrement concordantes avec la foliation, boudinées et étirées dans des formations gneissiques. Certaines sont en enclaves dans le granite de Kerméan (Poul ar Foënnoc). La puissance des lentilles est difficile à estimer, mais elle peut dépasser 5 m (Rozarm) voire 10 m (Kerdivez). Les élogites jalonnent grossièrement le contact orthogneiss de Plounévez, paragneiss de Lesneven, parfois en association spatiale avec les gneiss à silicates d'alumine ou des amphibolites banales, encaissées pour la plupart dans des paragneiss anatectiques ou les anatexites (Bihan en Plouider) de Lesneven. Cependant, trois lentilles importantes (Kerdivez, Rozarm) sont situées dans l'orthogneiss de Plounévez. La plupart des lentilles subsistent sous forme de blocs épars, incassables, peu transportés, et d'alignement d'éboulis. Les observations en place, toujours très difficiles, sont néanmoins possibles à Rozarm, Kerdivez et Boulvas.

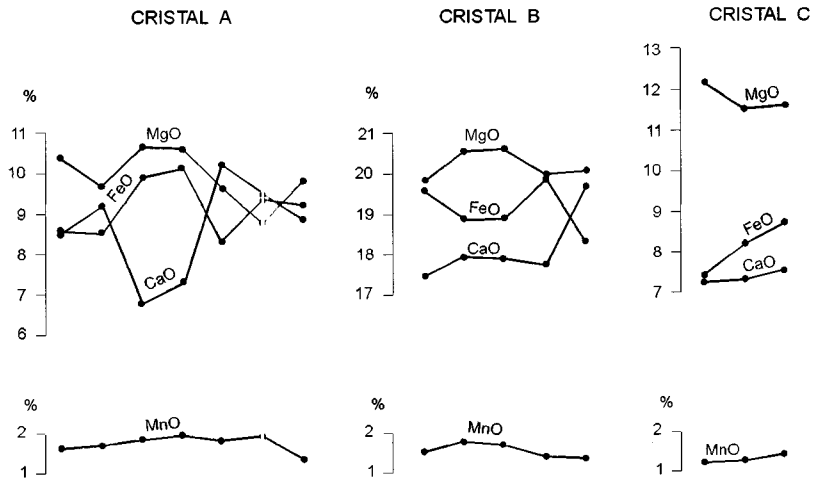
La plupart des élogites sont fortement rétro-morphosées. On observe souvent plusieurs stades de rétro-morphoses matérialisés par des textures coronitiques. La rétro-morphose peut être complète, mais il existe toujours des reliques ou des fantômes de ces textures réactionnelles.

B. Cabanis et G. Godard (1987) distinguent deux principales variétés d'élogites : les élogites à disthène et les élogites à quartz plus ou moins amphibolitisées. On peut ajouter une troisième variété : celle des élogites sans ou avec peu de quartz plus ou moins amphibolitisées. C'est principalement dans cette variété que l'omphacite originelle présente les teneurs les plus élevées en jadéite (39 % mol). Il faut souligner que les deux ou trois variétés d'élogite peuvent coexister dans la même lentille.

• **Les élogites à disthène** (tabl. 3, col. 1 à 10) affleurent à Kerscao, Kerjean, Castellfur et Goaslas. Elles contiennent du grenat en cristaux millimétriques corrodés par une kélyphite (symplectite vermiculaire de pargasite vert pâle + andésine). Ces grenats sont limpides, zonés avec quelques inclusions de rutile. La zonation montre un cœur riche en pyrope et almandin, qui s'enrichit progressivement en grossulaire aux dépens du pyrope et de l'almandin pour aboutir en périphérie à des termes plus riches en pyrope et plus pauvres en grossulaire (fig.1).

Le disthène (en reliques) est remplacé par une symplectite très fine de corindon et d'anorthite, l'ensemble étant entouré d'une couronne de plagioclase plus acide (An 24 à 19). L'omphacite originelle a disparu au profit d'une symplectite vermiculaire à néoclinopyroxène (teneur en jadéite ne dépassant pas 10 % mol) + plagioclases. Localement, le clinopyroxène (Jd 1,8 à 5) en couronne se développe. La zoïsite, également résiduelle, est transformée en agrégats d'anorthite. L'amphibole incolore (hornblende





**Fig. 1 - Évolution de la composition des grenats dans une éclogite à disthène (Kerscao, Plounévez-Lochrist)**

Les profils correspondent à des coupes transverses réalisées sur 3 cristaux.

tschermakitique) forme de grandes plages pœcilitiques plurimillimétriques qui englobent des assemblages précédents. Accessoirement, on observe rutile, ilménite, apatite et quartz.

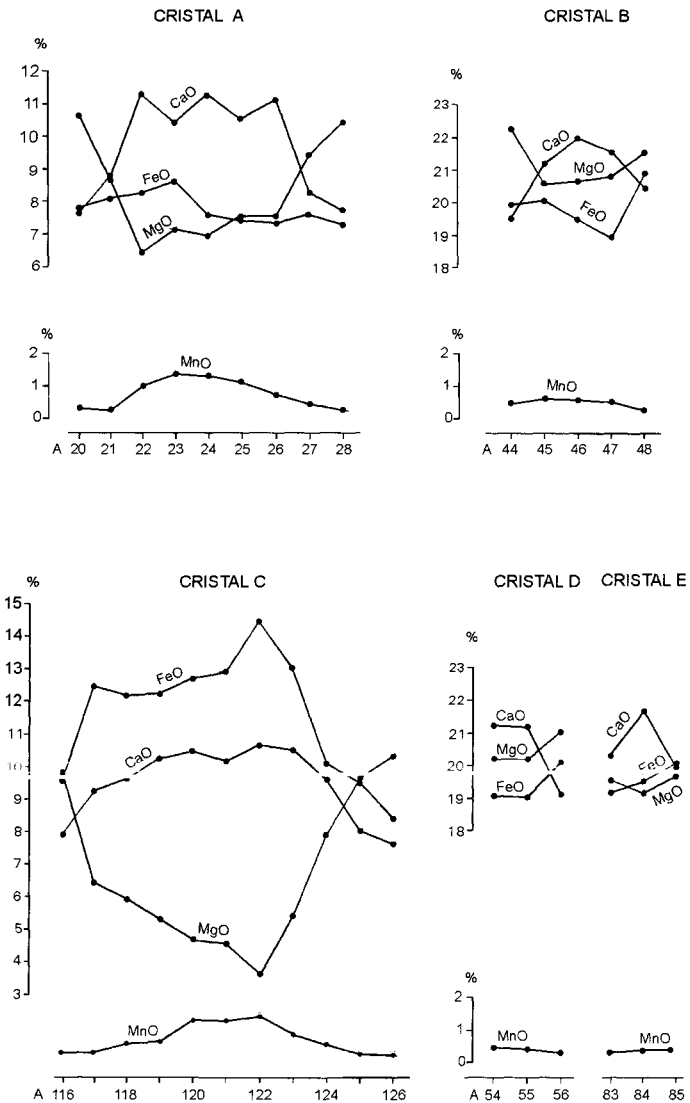
Il faut signaler l'existence d'une paragenèse tardive à prehnite, margarite, sphène, chlorite, albite, actinote et clinozoïsite.

• **Les éclogites exemptes de disthène et de quartz** (ou à quartz accessoire) (tabl. 3, col. 11 et 12) affleurent à Keroignant, Kerdivez, Braz (Kerbiguet), Goaslas et Feunteun Goz. Elles se distinguent de la précédente variété par l'absence de disthène et la présence de grenat plurimillimétrique fortement zoné (cœur pauvre en pyrope et riche en grossulaire et almandin). Vers la périphérie des cristaux, un fort enrichissement en molécule de pyrope et une diminution concomitante des teneurs en grossulaire et en almandin sont observés (fig. 2). L'omphacite originelle (39 % mol de jadéite) est en cristaux millimétriques avec des symplectites en bordure à clinopyroxène néoformé + plagioclase (An 20 à 23) + hornblende pargasitique. La teneur en jadéite du clinopyroxène II décroît jusqu'à 10 % mol. La zoïsite apparaît à la fois dans la mésostase et en inclusions dans le grenat. Elle est automorphe à subautomorphe, et présente un liseré réactionnel finement vermiculé. Localement, elle peut être complètement transformée en prehnite, avec une couronne réactionnelle de clinopyroxène III (Jd 7 à 3) et de plagioclase albitique (An 13 à 6).

L'amphibole incolore se présente : a) en inclusions dans le grenat (ferroan-pargasite), b) autour du grenat (pargasite), et c) en plages pœcilitiques (hornblende hastingsitique). Le rutile, l'ilménite et l'apatite sont les minéraux accessoires.

• **Les éclogites à quartz amphibolitisées** (tabl. 3, col. 13 à 19) qui sont les plus communes (Kerscao, Bréhounic, Feunteun Goz, Poul ar Foënnoc, Keroignant, Kerguaoc, Kerdivez et Pont ar Rest). Elles sont reconnaissables par la présence d'un grenat présentant une couronne de plagioclase ou corrodé au sein d'une kélyphite vermiculée. Le quartz est fréquent et les assemblages symplectiques largement cristallisés de plagioclase et d'amphibole sont abondants. À l'exception de rares inclusions dans le grenat, l'omphacite a disparu et le néoclinopyroxène dans les symplectites est présent seulement dans les échantillons les moins rétro-morphosés. L'amphibole pléochroïque (verte, brun-vert ou brune) secondaire est abondante. Parmi les minéraux accessoires, l'ilménite et le sphène associé dominant.

Les conditions pression-température de cristallisation des éclogites peuvent être approchées. La température a été estimée par le géothermomètre d'Ellis et Green (1979) et de Powell (1985) utilisant la distribution de  $Fe^{++}$  - Mg entre le grenat et l'omphacite. Elle varie entre 710 à 765 °C pour des



**Fig. 2 - Évolution de la composition des grenats dans une éclogite sans quartz (Coadic St-Hervé, Plounévez-Lochrist)**  
 Les profils correspondent à des coupes transverses réalisées sur 5 cristaux.

pressions minimales de 12 à 14 kbar définies par la stabilité de l'assemblage du pyroxène jadéitique + albite + quartz (fig. 3).

L'étude pétrologique et géochimique des types 1 et 2 permet de montrer l'appartenance de leur protolite gabbroïque à une série tholéitique d'affinité océanique (Cabanis et Godard, 1987) avec deux variantes : la fusion partielle d'une source mantellique appauvrie pour les éclogites à disthène-zoïsite (MORB de type « N ») et la fusion d'un manteau de type chondritique pour les éclogites à quartz amphibolitisées (MORB de type « E »).

$P_{\zeta}$ al. **Paragneiss alumineux.** Un niveau particulier forme des éboulis de très gros blocs atteignant parfois 6 m de long, alignés N50°E, remisés en bord de champs, entre La Garenne, Kersanton et Poul ar Foënnoc, près de Plounévez-Lochrist, ainsi que des enclaves dans le massif dioritique du même nom aux environs de Pen ar C'hoat. Ces roches, bien qu'apparaissant toujours en éboulis avec l'orthogneiss de Plounévez, jalonnent très grossièrement le contact entre les gneiss de Lesneven et l'orthogneiss de Plounévez et correspondent probablement à d'anciennes lentilles interstratifiées dans les paragneiss et les migmatites.

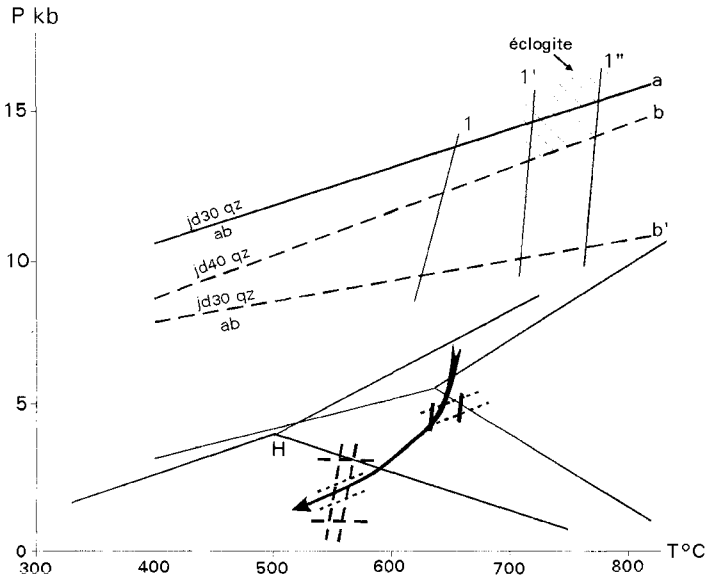
Cette roche de teinte grise, très tenace, à rubanement très net, fin ou grossier, souligné par des lits millimétriques de quartz, est un gneiss alumineux (tabl. 3, col. 20 et 21) ; il est constitué d'une association minéralogique très caractéristique à quartz + plagioclase (andésine) + biotite + disthène + sillimanite + andalousite + cordiérite + grenat + staurotide + rutile + ilménite + tourmaline + apatite.

L'examen microscopique montre l'existence de textures réactionnelles à paragenèses rétomorphiques successives. Ainsi, la paragenèse métamorphique initiale à disthène-staurotide-grenat-biotite I se transforme en celle à sillimanite prismatique, puis fibreuse, suivie de cristallisation d'andalousite et de cordiérite ; ceci indique une évolution métamorphique rétrograde à pression décroissante, tout d'abord à une température constante, puis décroissante (fig. 3).

## FORMATIONS PLUTONIQUES

### Complexe plutonique de Roscoff

À l'extrémité nord-est de la feuille Saint-Pol-de-Léon, affleure un ensemble d'intrusions de compositions très variées, allant des gabbros aux leucogranites et aux pegmatites-aplites, regroupées sous la dénomination de « complexe plutonique de Roscoff ». Le levé détaillé de ces roches a rencontré de sérieuses difficultés, liées en particulier à l'ampleur des recouvre-



ÉCLOGITES

T { 1 - Raheim et Green (1974)  
 1' - Powell (1985)  
 1'' - Ellis et Green (1979)

P { a - Gasparid (1985)  
 b' } Powell et Holland (1985)  
 b }

GNEISS ALUMINEUX

T,P - - - grt-crd

T ——— bt-gt

P ····· grt-pl+Al silicates

Fig. 3 - Schéma de l'évolution métamorphique rétrograde des éclogites et des paragneiss

ments récents (limons et sables dunaires) qui masquent souvent les extensions réelles des diverses venues et la nature de leurs contacts. Par ailleurs, la mer, tant au Nord qu'à l'Est, empêche de préciser les limites du complexe. En outre, comme tend à l'établir l'étude géochimique, les différentes venues du complexe ne semblent pas avoir toutes une source unique, mais peuvent, plus vraisemblablement, appartenir à des lignées diverses, actuellement juxtaposées, voire imbriquées dans l'espace.

Les formations métamorphiques encaissantes sont très diverses : mica-schistes à grenat et staurotide, avec niveaux de quartzites, gneiss, amphibolites, pyroxénites, gneiss migmatitiques,... L'un des caractères les plus remarquables du complexe réside dans l'abondance des panneaux enclavés. Les contacts se font toujours à l'emporte-pièce. Au Sud, les terrains cristallophylliens pendent au Sud-Est ; au Nord (île de Batz), vers le NNW ; à l'Est, les directions correspondent au rebroussement régional subméridien des structures aux approches de la baie de Morlaix (Chauris, 1972).

**θ. Gabbro de Kersaliou.** Entre la plage de Kersaliou et Créac'h André (Saint-Pol-de-Léon) apparaît, uniquement sur l'estran et à marée basse, un mauvais affleurement – le plus souvent sous forme de blocs dispersés sur une aire de 100 sur 25 mètres – d'une roche de composition gabbroïque. Cette petite intrusion est en contact (masqué) au Nord, avec la diorite de Créac'h André. Un autre affleurement de gabbro a été noté également un peu plus à l'Est, dans le récif de Roc'h Velen (sur la feuille Plestin-les-Grèves).

Le gabbro de Kersaliou, très dur, de teinte vert noirâtre est le plus souvent à gros grain. À Roc'h Velen, la granulométrie est également variable. La composition chimique est donnée dans le tableau 4 (col. 1 à 4). Ces roches sont nettement basiques ( $\text{SiO}_2 < 50\%$ ) et plutôt riches en  $\text{MgO}$  ( $> 7\%$ ), ce qui s'accorde avec l'appellation de gabbro ; de même, elles se localisent au voisinage du gabbro de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4) (Debon et Lefort, 1988 ; La Roche, 1964).

En fait, rien n'indique qu'il faille relier ces gabbros, au demeurant de surface très restreinte (et qui avaient totalement échappé à nos prédécesseurs), à une évolution précoce du complexe plutonique de Roscoff. Peut-être doit-on les rattacher aux pointements de même nature qui affleurent plus à l'Est, en baie de Morlaix (récif des Duons) et à Carantec (Kerhallic), puis, au-delà, au vaste massif de Saint-Jean-du-Doigt dans le Petit-Trégor, dont la mise en place a été fixée aux alentours de 350 Ma. À notre connaissance, aucun gabbro n'a d'ailleurs été signalé plus à l'Ouest. Ces remarques laissent déjà à penser que le complexe de Roscoff englobe des roches intrusives qui ne lui sont, selon toute probabilité, aucunement apparentées.

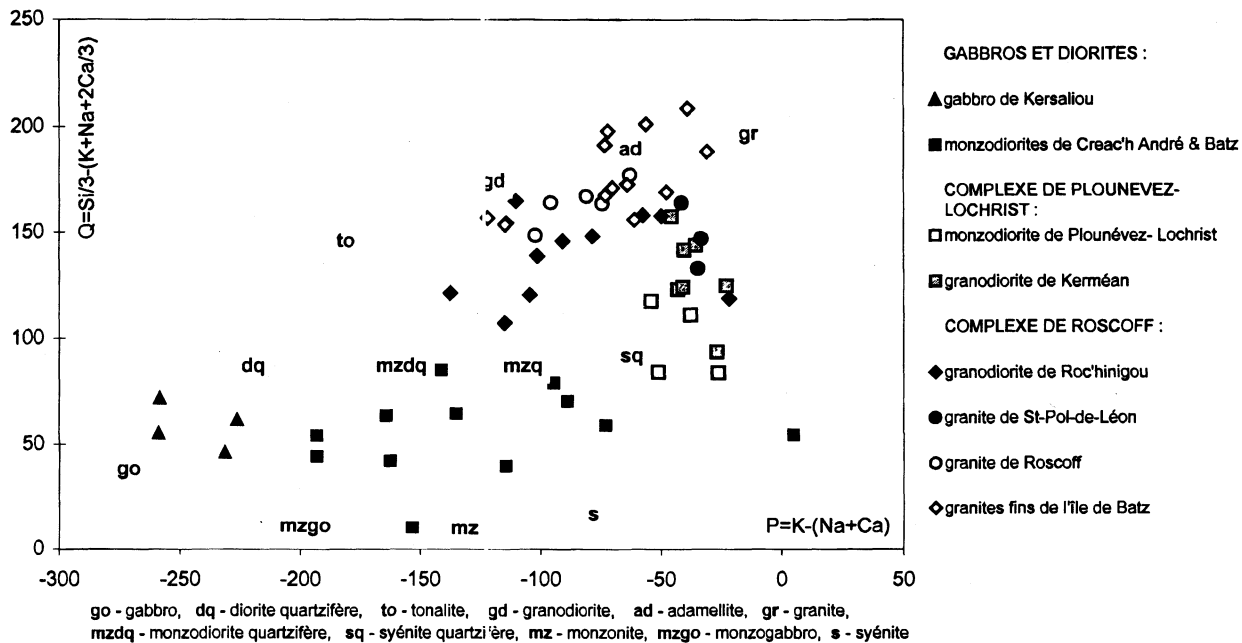


Fig. 4 - Diagramme  $K-(Na+Ca) - Si/3-(K+Na+2Ca/3)$  de nomenclature des roches plutoniques (La Roche, 1964 ; Debon et Leort, 1988) pour quelques massifs de la feuille Saint-Pol-de-Léon.

$\eta^M$ . **Monzodiorites de Créac'h André et de Batz.** Des affleurements monzodioritiques de dimensions très diverses (de quelques dizaines de mètres jusqu'à environ 1 km) et de répartition apparemment désordonnée, ont été cartographiés dans la zone occupée par le complexe plutonique de Roscoff et même, exceptionnellement, un peu au-delà (environs de Port-Neuf en Sibiril). Les principaux pointements sont situés : à Créac'h André en Saint-Pol-de-Léon (1 km sur 0,5 km) ; sur la côte septentrionale de l'île de Batz (plusieurs amas disséminés sur près de 2 km d'Ouest en Est) ; à la pointe occidentale de la même île (sur environ 700 mètres de long) ; dans l'anse de Porz Retter ; près du sémaphore de Batz ; dans les anses de Pempoul et Kerigou en Saint-Pol.

Les monzodiorites affleurent généralement sous forme de boules très dures parfois énormes, de teinte bleu noirâtre, offrant une desquamation en pelure d'oignon au sein d'une arène brunâtre ou bien en bord de mer, débarrassées entièrement de leur manteau d'altérites et présentant alors un poli adouci naturel fort remarquable. Localement, à l'île de Batz, les monzodiorites montrent une érosion en épaisses lames oblongues. Le grain est fin ou moyen : le cachet mélanocrate plus ou moins accusé est variable dans un même gisement.

Au microscope, la roche se montre essentiellement composée de labrador, de biotite, de hornblende verte, d'ilménite millimétrique avec couronne de sphène, de sphène très abondant en grains losangiques, et d'apatite en baguettes ; le quartz est sporadique ; dans les fissures, se développe une cristallisation locale de pyrite et d'épidote.

La composition chimique apparaît assez variable selon les sites et même à l'intérieur d'une intrusion (tabl. 5) : en particulier, la teneur en silice varie de 51 % à 59,70 %. L'ensemble le plus « basique » est celui de l'île de Batz ( $\text{SiO}_2 = 54,30$  %, moyenne de quatre analyses), très proche de celui de Créac'h André ( $\text{SiO}_2 = 54,85$  %, moyenne de deux analyses), et assez différent de celui de Pempoul-Kérigou ( $\text{SiO}_2 = 59,10$  %, moyenne de deux analyses). Toutes les roches sont métalumineuses (fig. 5), fortement potassiques à shoshonitiques (nomenclature de Peccerillo et Taylor, 1976) (fig. 6), et plutôt riches en  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,25 - 1,48 %) et  $\text{TiO}_2$  (généralement > 1,3 %). Elles s'apparentent aux roches de l'association dite « subalcaline » (La Roche *et al.*, 1980) et aux vagnérites (Sabatier, 1980), ce qui justifie l'appellation de monzodiorites. Dans le diagramme P-Q (fig. 4), les roches se dispersent entre les monzogabbros, monzodiorites quartzifères, monzonites et monzonites quartzifères de référence. Les teneurs en l'ensemble des éléments « incompatibles » sont fortes à très fortes (ex. : Ba > 450 ppm, Rb > 90 ppm, Th  $\geq$  10 ppm, La  $\geq$  49 ppm) mais, néanmoins, assez variables d'un faciès à l'autre. Ainsi, le faciès de Créac'h André est-il deux à trois fois plus



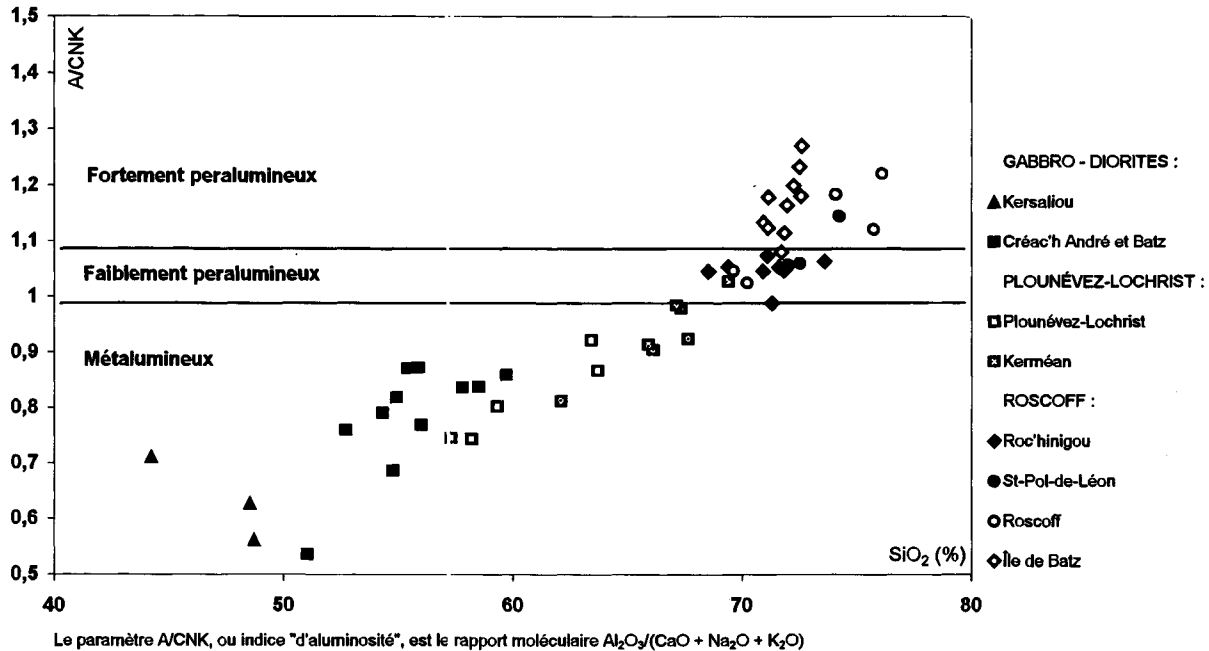


Fig. 5 - Diagramme  $SiO_2 - A/CNK$  pour quelques massifs plutoniques de la feuille Saint-Pol-de-Léon

riche en Ba, U, Nb, et terres rares légères (La, Ce, Nd) et plus de quatre fois plus riche en Th que celui de l'île de Batz, ce dernier apparaissant assez proche du faciès de Pempoul. Les spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) (fig. 7) ont en commun un fractionnement marqué entre éléments très incompatibles (de Rb à Ce) et éléments moins incompatibles (Ti à Lu) et des anomalies négatives en Nb et Ta. Ils attestent de rapports  $(La/Yb)_N$  (où l'indice "N" traduit une normalisation aux chondrites) et Th/Ta élevés (respectivement  $> 15$  et  $> 9$ ) (tabl. 5) ; il s'agit là de caractères communs pour des roches de l'association sub-alkaline.

Les relations géométriques avec les formations encaissantes peuvent être résumées de la manière suivante :

– à Créac'h André, la monzodiorite est enclavée et recoupée par le granite de Saint-Pol-de-Léon : son antériorité est nettement établie ;

– à l'extrémité occidentale de Batz, ainsi que sur la côte septentrionale de l'île, la monzodiorite présente de remarquables faciès hybrides au contact avec le granite ; zones floues sur 10-20 cm de large ; veines encore plus ou moins granitiques, parcourant la monzodiorite sous forme d'un lacis très irrégulier. Ces phénomènes peuvent s'interpréter soit comme une réaction de deux magmas – l'un « basique », l'autre « acide » – de mise en place sub-contemporaine (processus d'hybridation), soit comme une contamination réciproque de la monzodiorite déjà indurée et du granite à l'état magmatique (processus d'assimilation endo-exomorphe). Selon l'interprétation retenue, l'intrusion du granite est faiblement ou nettement postérieure à la mise en place de la monzodiorite.

*Y<sup>rh</sup>*. **Granodiorite de Roc'hinigou.** On a groupé sous ce terme un ensemble homogène qui se distingue immédiatement sur le terrain de tous les autres granitoïdes de la feuille Saint-Pol-de-Léon. La teinte est grisâtre, le grain est fin, l'altération en boules, souvent de grande dimension, fréquente ; l'arénisation, parfois intense. Cette formation originale, non individualisée comme telle antérieurement, constitue des pointements disséminés, d'extension très variable : jusqu'à plus de 2 km à Roc'hinigou. La granodiorite apparaît le plus souvent en relief, sous forme de buttes surbaissées dont la stérilité relative (landes, bosquets de pins) contraste vivement avec les riches cultures avoisinantes (Roc'hinigou, Kerestat, Kérisnel, Trologot, Créac'h ar Léo,...). Aucune règle ne se manifeste dans le niveau de mise en place : micaschistes mésozonaux à Kérisnel ; gneiss migmatitiques à Roc'hinigou. Les contacts avec le socle métamorphique se font toujours à l'emporte-pièce (carrière de Roc'hinigou). Le massif de Créac'h ar Léo est bordé au Sud par une faille N100°E, bien visible dans le paysage. Aucun terme de passage n'a été mis en évidence avec les monzodiorites de l'île de Batz – Créac'h André.

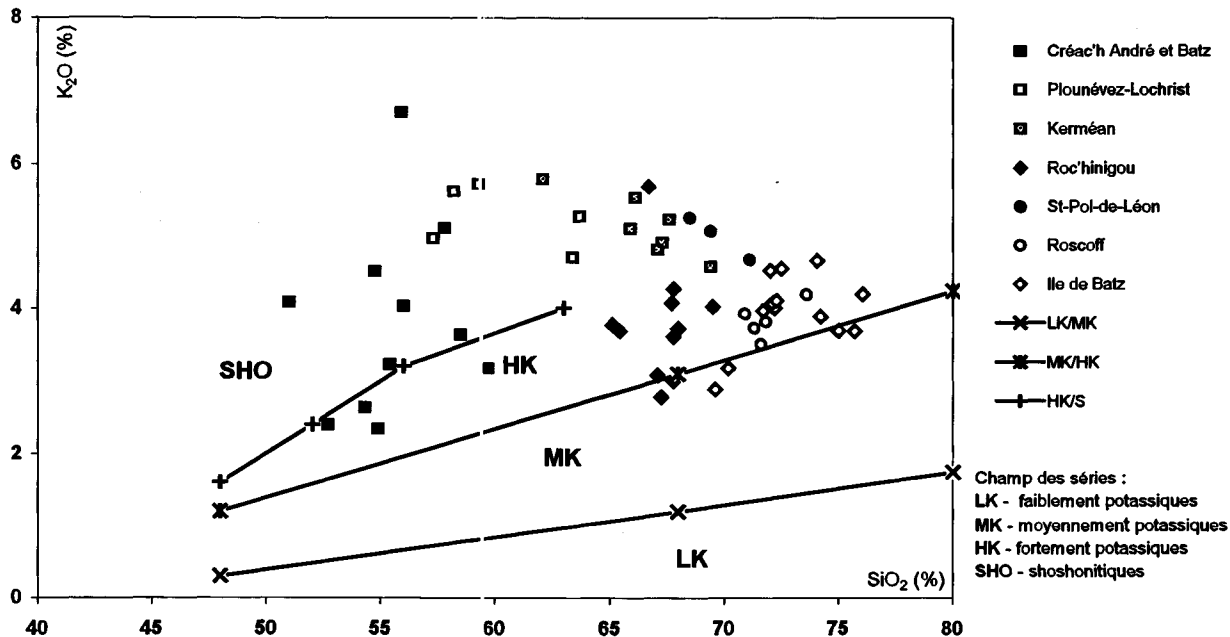


Fig. 6 - Diagramme SiO<sub>2</sub> - K<sub>2</sub>O (Peccerillo et Taylor, 1976) pour quelques massifs plutoniques de la feuille Saint-Pol-de-Léon

La granodiorite de Roc'hinigou (tabl. 6) présente des teneurs en  $\text{SiO}_2$  comprises entre 65,1 % et 69,5 %. Dans le diagramme P-Q (fig. 4), les analyses se dispersent entre les granodiorites, adamellites et monzonites quartzifères de référence. Les roches présentent un caractère métalumineux à fortement peralumineux ( $A/\text{CNK} = 0,91-1,14$ ) (fig. 5) et moyennement à fortement potassique, voire shoshonitique (un échantillon) (fig. 6). L'indice d'aluminosité ( $A/\text{CNK}$ ) augmente à  $\text{SiO}_2$  croissant (fig. 5) ; inversement, les teneurs en silice et potassium sont indépendantes l'une de l'autre (fig. 6). Cette variabilité des caractéristiques géochimiques rend malaisée une attribution à une association de référence. Selon la nomenclature de H. de La Roche *et al.* (1980), les termes peralumineux seraient à rattacher à l'association alumino-potassique de type Guéret ou Margeride, les termes métalumineux les plus potassiques, à l'association subalcaline, et les termes métalumineux à faiblement peralumineux, à l'association calco-alcaline. Deux échantillons ont fait l'objet d'une analyse précise des éléments traces (ICP/MS, BRGM) : l'un, nettement peralumineux ( $A/\text{CNK} = 1,14$ ) et l'autre, métalumineux ( $A/\text{CNK} = 0,96$ ). Ces analyses révèlent de fortes teneurs en Rb ( $> 180$  ppm), Ba ( $> 600$  ppm), Th ( $> 19,5$  ppm) et terres rares légères (ex. : La  $> 59$  ppm), et des rapports Th/Ta ( $> 9$ ) et La/Yb ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N > 20$ ) élevés. En dépit du caractère plus ou moins alumineux, les deux roches présentent des spectres multi-élémentaires assez voisins (fig. 8) : très fractionnés et à fortes anomalies négatives en Ta et Nb. Ces spectres sont comparables à ceux des diorites subalcalines du complexe de Roscoff (fig. 7). Des anomalies négatives en Ba pourraient traduire une cristallisation préalable de feldspath potassique ; d'autre part, un net fractionnement entre terres rares lourdes suggère un fractionnement de grenat. Notons que les roches sont clairement distinctes des leucogranites peralumineux « communs », qui sont généralement « appauvris » en Th et La, et présentent de faibles rapports Th/Ta ( $\leq 6$ ) (Cocherie, 1978).

**Y<sup>3</sup>. Granite de Saint-Pol-de-Léon.** Le sous-sol de la zone nord-est de la commune de Saint-Pol-de-Léon est constitué pour partie par un granite à grain variable, moyen, grossier ou légèrement porphyroïde, formant de médiocres affleurements, sauf en bord de mer, au droit de la grève du Man. Ce granite est localement caractérisé par la présence d'un feldspath potassique allongé pouvant atteindre 2-3 cm et, parfois, par le développement d'une certaine fluidalité magmatique ( $N95^\circ-105^\circ$ ). Au Sud de Créac'h André, il est affecté par une mylonitisation orientée  $N75^\circ E$ , à pendage nord.

Le granite de Saint-Pol-de-Léon (tabl. 7, col. 1 à 3) est modérément acide ( $\text{SiO}_2 = 68,5 - 71,1$  %), faiblement peralumineux (fig. 5) et riche à très riche en potassium (« shoshonitique ») (fig. 6). Ces caractères l'apparentent aux termes les plus évolués de l'association subalcaline. Dans le diagramme P-Q (fig. 4), les roches se placent au voisinage de l'adamellite de référence. Les

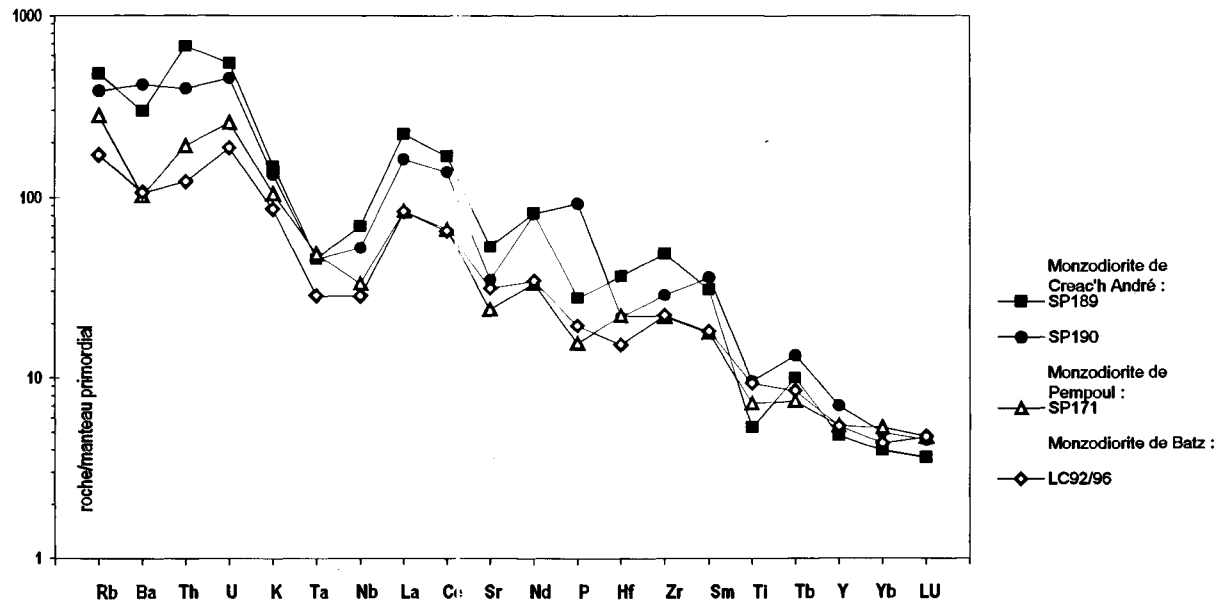


Fig. 7 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour les monzodiorites du complexe de Roscoff

spectres multiélémentaires (fig. 8) montrent de fortes analogies avec la granodiorite de Roc'hinigou : leur fractionnement très marqué traduit de forts enrichissements en Rb, Th ou La (ex. :  $[La/Yb]_N > 50$ ) et les anomalies négatives en Ta et Nb attestent de rapports Th/Ta et Th/Nb élevés (ex. :  $Th/Ta > 20$ ). Les anomalies négatives en Ba suggèrent une cristallisation de feldspath alcalin, le fractionnement entre terres rares lourdes et un fractionnement de grenat. Tous ces caractères sont cohérents avec une attribution à l'association subalcaline.

Sur la feuille Plestin-les-Grèves, des récifs exposent des faciès marginaux évolués du granite de Saint-Pol-de-Léon, caractérisés par la présence de muscovite et parfois tourmaline, et des teneurs plus fortes en  $SiO_2$  (71,55 %) et plus basses en CaO (1,24 %), Ba (339 ppm) et Sr (241 ppm).

$\rho\gamma_R^3$ . **Granite porphyroïde de Roscoff.** Cette roche blanc grisâtre clair constitue essentiellement l'extrémité nord-est affleurante du complexe de Roscoff (îlot de Ti Saozon à l'Est de l'île de Batz, pointe Sainte-Barbe, port en eau profonde,...). Ses limites réelles au Nord et à l'Est sont masquées par la mer ; vers l'Ouest, où les affleurements sont plus ou moins recouverts par les limons et les sables dunaires, ce granite ne paraît plus former que des pointements discontinus, le plus souvent fort restreints. Localement, le granite offre des aspects hétérogènes dus aux cumulats de feldspaths potassiques et à des schlierens flous de biotite. Les feldspaths potassiques porphyroïdes présentent un habitus trapu très caractéristique. L'analyse chimique d'un mégacristal a donné les résultats suivants :  $SiO_2 = 64,55$  % ;  $Al_2O_3 = 19,21$  ;  $Fe_2O_3 = 0,20$  ;  $MnO = 0,02$  ;  $MgO = 0,05$  ;  $CaO = 0,80$  ;  $Na_2O = 2,65$  ;  $K_2O = 12,24$  ; Ba = 2 489 ppm ; Sr = 383 ; Rb = 374. La biotite est assez abondante, la muscovite, sporadique. Les plages quartzeuses sont engrenées, les myrmékites fréquentes.

Bien que plus acide ( $SiO_2 > 71$  % dans 4 échantillons sur 5) que le granite de Saint-Pol-de-Léon, le granite porphyroïde de Roscoff (tabl. 7, col. 4 à 8) se localise entre les adamellite et granodiorite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4) –le granite de Saint-Pol se plaçant entre adamellite et granite– ce qui traduit son caractère moins potassique (paramètre P plus faible) (fig. 6). De même, le granite de Roscoff est moins riche en Th (13-28 ppm) et terres rares légères (ex. : La = 24-40 ppm) que le granite de Saint-Pol-de-Léon. En revanche, les deux granites sont faiblement peralumineux (fig. 5), pauvres en terres rares lourdes (ex. : Yb < 1 ppm) et présentent des rapports La/Yb ( $[La/Yb]_N > 35$ ) et Th/Ta ( $> 20$ ) élevés. Ces analogies sont illustrées par les spectres multi-élémentaires (fig. 8) ; elles suggèrent une attribution à l'association subalcaline.

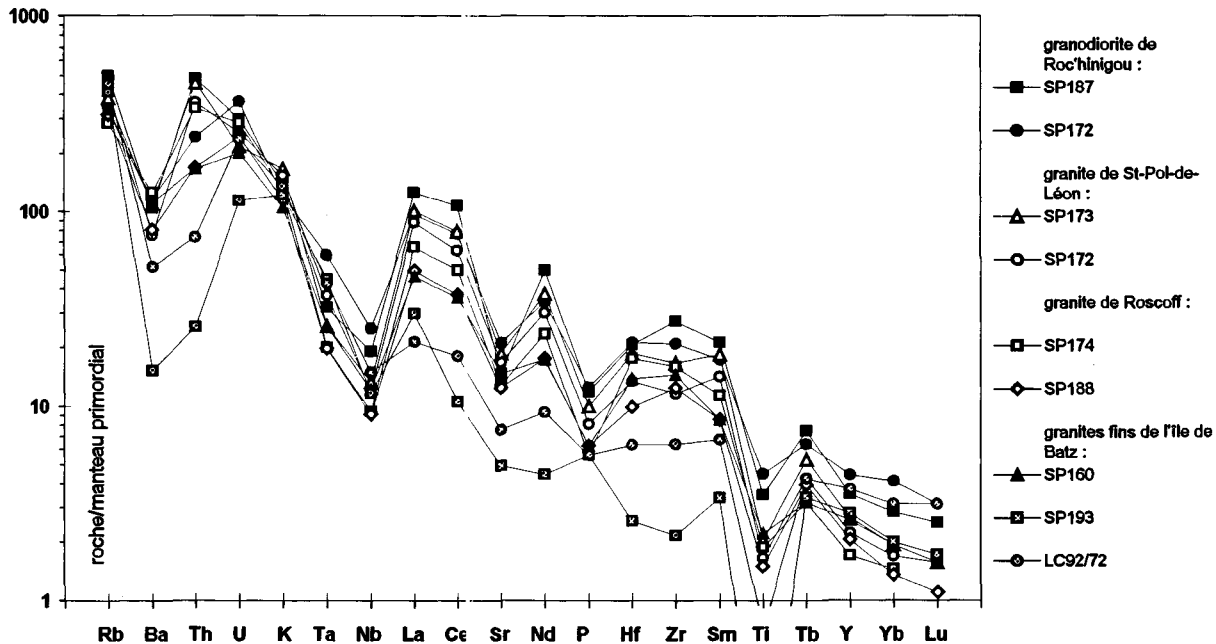


Fig. 8 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour la granodiorite de Roc'hinigo, les granites de Saint-Pol-de-Léon, Roscoff et de l'île de Batz

Une analyse géochronologique avait été effectuée par F. Leutwein (lettre inédite à L. Chauris, mars 1973) : une isochrone sur roche totale, feldspath potassique et biotite avait donné un âge de  $310 \pm 15$  Ma (Sr initial : 0,7075).

$\gamma^3_B$ . **Granites fins de l'île de Batz.** Sous ce terme général, on a regroupé, afin de ne pas multiplier les subdivisions de faciès qui rendraient la carte illisible, un ensemble de granites qui constituent pour la plus grande partie, la zone septentrionale du complexe de Roscoff. Les faciès les plus sombres présentent fréquemment une érosion en lames qui les différencie immédiatement sur le terrain des granodiorites de Roc'hinigou, tandis que les faciès les plus clairs en sont dépourvus. Les variétés observées, autres que cette différence texturale, sont dues à la dimension du grain (faciès à grain fin jusqu'aux faciès très légèrement porphyriques avec feldspath de l'ordre du centimètre), à la proportion biotite/muscovite (certains faciès sont essentiellement à biotite, d'autres sont des granites à deux micas francs), parfois à la présence d'un peu de tourmaline (îles de Batz et de Siec). Les leucogranites à grenat, qui affleurent à l'extrémité orientale de l'île de Siec et dans un petit récif entre Siec et Dossen, pourraient représenter les termes les plus poussés d'une évolution magmatique complexe, marquée par plusieurs venues successives. Ces granites fins entourent et débordent largement vers le Nord et vers l'Ouest le granite porphyroïde de Roscoff.

Les compositions chimiques sont assez variables et se calquent assez bien sur les distinctions pétrographiques (tabl. 8). Ainsi, les granites à grain fin sont-ils généralement moins siliceux ( $\text{SiO}_2 \leq 72$  %), plus riches en Ca, Fe, Mg ou Ti et moins alumineux ( $A/CNK < 1,1$ ) que les faciès à tourmaline  $\pm$  grenat ( $\text{SiO}_2 = 71,7-76,05$  %). Parmi les granites à tourmaline, certains sont fortement peralumineux (fig. 5). Toutes ces roches sont moyennement à fortement potassiques (fig. 6) et s'étalent entre les granodiorite, adamellite et granite de référence dans le diagramme P-Q. Deux échantillons du faciès à muscovite et tourmaline ont fait l'objet d'une analyse précise des éléments traces. Leurs teneurs, faibles en Th ( $\leq 6$  ppm) ou Zr ( $< 100$  ppm) et modérées en terres rares légères (La  $< 20$  ppm), comme leurs faibles rapports Th/Ta ( $\leq 4$ ) et Nb/Ta ( $\leq 6$ ), les apparentent aux leucogranites alumineux communs. Ces caractères sont illustrés par les spectres multi-élémentaires (fig. 8), qui montrent également de très nettes différences avec les autres granitoïdes du complexe de Roscoff. Notons que les granites à tourmaline de l'île de Batz sont plus riches en Sr et Ba que les leucogranites de Sainte-Catherine (*cf. infra*), ce qui suggère un « degré d'évolution » moindre. Les autres échantillons, toujours faiblement peralumineux, présentent des teneurs en Th, ou terres rares légères, généralement plus basses que celles des faciès de Roc'hinigou, Saint-Pol ou Roscoff. Il en découle de plus faibles rapports La/Yb. Néanmoins, comme l'illustrent les spectres multi-élémentaires (fig. 8), les caractéristiques géochimiques sont globale-



ment très voisines, le fractionnement très marqué des spectres et les fortes anomalies en Ta et Nb suggérant une attribution aux associations subalcaline ou calco-alcaline potassique.

En résumé, en dépit de sa surface modeste, le complexe plutonique de Roscoff présente une grande diversité typologique, associant probablement des intrusions variées. Néanmoins, à l'exception de quelques granites à tourmaline qui s'apparentent aux leucogranites alumineux communs, les roches présentent des caractères les rapprochant des associations subalcaline à calco-alcaline potassique. Elles présentent un fractionnement systématique entre terres rares lourdes (fig. 8) et de faibles teneurs en Y, qui suggèrent que les magmas ont été produits dans les conditions de stabilité du grenat (ce minéral fractionnant les terres rares lourdes et Y). Le problème de la nature du protolite (acide, intermédiaire ou basique) sera examiné plus loin (cf. « Magmatogenèse »).

$\gamma_b$ ,  $\gamma_{bm}$ . **Autres granites.** Au Sud de Saint-Pol-de-Léon, dans la partie méridionale du complexe plutonique de Roscoff, affleurent, généralement assez mal, différents granites qu'il n'a pas été possible de rattacher aux ensembles précédents. Il s'agit de granites fins à biotite (Traon Vilin, Kergréguin, Pen Lan Vraz,...), ou de granites à grain fin à deux micas, souvent à différenciations pegmatitiques (Marquez, Kerasignol-Kergréac'h et Beuzit) (tabl. 9).

**P<sup>1</sup>. Pegmatites de Créac'h André.** La monzodiorite de Créac'h André est recoupée, selon la direction générale WSW-ENE, par un remarquable champ filonien pegmatitique qui traverse aussi parfois le granite encaissant. Les filons, de couleur rose orangé (teinte due au feldspath potassique), tranchent vivement sur la diorite bleu-noir ; leur puissance est variable : de quelques centimètres jusqu'à 2-3 m, parfois plus ; le pendage varie de 75° à subvertical. Les textures sont diverses, avec parfois alternance de zones aplitiques et pegmatitiques. La coupe type d'un filon est la suivante : éponte d'aplite à tourmaline (à pléochroïsme allant du bleu foncé au vert pâle) ; zone pegmatitique avec grands feldspaths potassiques (jusqu'à 20 cm) à texture graphique ; cœur avec feldspath potassique sans texture graphique, quartz, tourmaline, muscovite peu abondante. Le grenat est rare et le béryl disséminé (cf. § « Gîtes et indices minéraux »). Les cristaux de béryl, parfois incurvés ou tronçonnés comme les tourmalines ou les plagioclases, atteignent 10 cm.

Géochimiquement, ces formations filoniennes sont caractérisées (moyenne de cinq analyses, tabl. 10) par leur teneur élevée en Ba (312 ppm) et Sr (141 ppm), leur très faible teneur en Li (15 ppm), leur léger cachet stannifère (jusqu'à 138 ppm d'étain, ce qui suggère la présence de cassitérite en

traces) ; la teneur en Be peut atteindre 100 ppm, et est liée alors à la présence du béryl.

**P<sup>2</sup>. Champs filoniens aplito-pegmatitiques de Roscoff-Santec-Plougoulm.** L'évolution du complexe plutonique de Roscoff s'achève par la mise en place d'essaims de filons aplito-pegmatitiques particulièrement denses, magnifiquement exposés sur les estrans et les nombreux récifs qui ourlent les rivages de Roscoff, Santec et Plougoulm. La plupart de ces formations spectaculaires sont toutefois trop minces pour être représentées sur la carte. La présence de nombreux septa du socle métamorphique (gneiss,...) dans les zones d'affleurement de ces essaims pourrait indiquer la proximité du toit du pluton, dont les pegmatites représenteraient les satellites. Les principaux types seront examinés successivement.

- **Granites aplitiques, tourmalinites.** Des filons de granite aplitique recoupent le socle gneissique et les granites à Roscoff et Santec. Ces formations de teinte blanche, parfois rose, sont caractérisées par la présence de grenat et de tourmaline. Elles passent localement à de véritables tourmalinites ferromagnésiennes (île de Ledanet), avec schorlite prédominante et très peu de lithium. D'autres tourmalinites sont en relation avec des filons de quartz. À l'Est de la pointe du Guerzit, l'éponte d'une tourmalinite est formée par un granitoïde de teinte blanche, remarquable par ses fortes teneurs en alcalins ( $\text{Na}_2\text{O} = 6,61\%$  ;  $\text{K}_2\text{O} = 5,26\%$ ) qui soulignent l'ampleur des processus métasomatiques. En fait, l'intense blanchiment des granites encaissants au contact des tourmalinites est un phénomène général, lié à la déferrisation causée par l'émanation des fluides borés (tabl. 11).

- **Filonnets pegmatitiques des diaclases.** Les minces pegmatites de diaclases, riches en tourmaline (qui peut parfois présenter une texture « en soleil »), avec muscovite, grenat et parfois béryl, sont fréquents dans le pluton de Roscoff. Un excellent exemple est observable sur un récif isolé dans l'anse de l'Aber où le granite gris, à grain fin, est recoupé par une série de diaclases parallèles dont les distances de séparation varient de moins de 10 cm à plusieurs mètres. Ces diaclases sont occupées par des pegmatites de très faible puissance, mais très continues et sans zonation minéralogique. La tourmaline noire y est abondante, en cristaux pluricentimétriques tronçonnés, associée à de la muscovite sporadique, parfois un peu de grenat, et de nombreux béryls verdâtres centimétriques, diversement orientés dans le plan de la pegmatite.

- **Filons entrecroisés de pegmatite.** Ces formations qui tranchent nettement par leur teinte très claire sur le fond grisâtre des granites encaissants sont caractérisées par leur extrême abondance en certains points (Santec), leur dispositif entrecroisé très net indiquant différents épisodes de mise en place. Certains filons sont fortement pentés, d'autres subhorizontaux et leur

paragenèse à feldspath potassique à texture graphique dépassant 10 cm, muscovite, grenat, tourmaline et parfois béryl. Le cœur quartzeux est rare. La cristallisation a pu se produire pendant les mouvements relatifs du granite encaissant comme le suggère l'obliquité du feldspath et de la tourmaline par rapport aux épontes.

• **Pegmatites « à blocs » de l'embouchure de l'Horn.** Une importante pegmatite, probablement de plusieurs dizaines de mètres de puissance, a été cartographiée sur la rive gauche de l'embouchure de l'Horn en Plougoulm. Ses affleurements sont visibles dans la basse falaise et les rochers sortant des sables de l'estran qui la masquent partiellement. Son extension longitudinale est d'au moins 600 m, selon la direction générale WNW-ESE. Cette formation filonienne, qui se développe dans un leucogranite et qui recoupe le socle cristallophyllien (gneiss, amphibolites, pyroxénites), est caractérisée par sa texture « porphyrique » (mégacristaux de feldspath potassique) dans un fond leucogranitique, parfois aplitique, avec muscovite, tourmaline et grenat. La texture d'ensemble offre une certaine zonation suivant l'axe de la structure filonienne avec rubanements suggérant que la mise en place était sous la dépendance d'ouvertures successives. Plus à l'Ouest, un second ensemble, parallèle au premier (ou la même formation décrochée par faille), visible sur environ 200 m, recoupe la granodiorite de Roc'hinigou. La pegmatite de l'Horn a fait l'objet de nombreuses analyses (Kosakévitch, inédit) (tabl. 12) :

– le fond de la roche leucogranitique dans laquelle apparaissent les mégacristaux est formé d'albite-oligoclase, de feldspath potassique, de quartz, de muscovite (et biotite accessoire), de grenat almandin et de tourmaline noire. Son analyse montre un rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  élevé (2,85), ce qui indique une nette partition sélective des alcalins entre le fond albitique et les mégacristaux potassiques ; l'essentiel du  $\text{K}_2\text{O}$  du fond est à rattacher en fait à la phase micacée. Le grenat almandin a une teneur en MnO comprise entre 4,89 % et 8,17 % (moyenne de 5 analyses : 6,62 %) (tabl. 12). La tourmaline noire est légèrement titanifère (990 ppm Ti) et zincifère (> 600 ppm Zn) ; elle appartient au pôle schorlrite (moyenne de 2 analyses : FeO = 10,89 %, MnO = 2,85 %) ;

– les mégacristaux de feldspath potassique (jusqu'à 50 x 25 cm) sont une orthose à 25-35 % de triclinicité avec un habitus rarement cunéiforme. Les énormes cristaux semblent s'être formés avant la cristallisation du fond leucogranitique qui remplit leurs fractures. Leur composition chimique est reportée dans le tableau 12.  $\text{Na}_2\text{O}$  est le plus souvent compris entre 1 et 2 % (teneur moyenne de 7 analyses : 1,25 %).  $\text{K}_2\text{O}$  varie de 14,80 % à 16,34 % (moyenne : 15,59 %). Les teneurs en CaO, MgO, FeO, MnO et  $\text{TiO}_2$  sont généralement nulles. Ces feldspaths potassiques offrent ainsi une grande pureté (voir « Gîtes minéraux »).

Plusieurs autres très gros dykes de pegmatites ont été cartographiés dans la partie occidentale du complexe plutonique de Roscoff : en particulier en forêt domaniale de Santec (sous forme d'une série de chicots), avec prolongement dans le récif de Roc'h Treaz, sur la plage du Dossen ; près du port de Mogueriec.

• **Pegmatite à béryl de Gwalez (île de Batz)**. Sur la côte septentrionale de l'île de Batz, au Nord-Ouest de Gwalez, une grosse lentille pegmatitique à texture zonée, riche en béryl, recoupe sur quelques dizaines de mètres, les diorites et granites à biotite du complexe de Roscoff (Chauris et Le Corre, 1978 ; Chauris *et al.*, 1982). Le contact avec le granite est souligné par une zone à grain fin quartzo-feldspathique, avec grenat et tourmaline ; le contact avec la diorite, par de grandes biotites perpendiculaires à l'éponte à teneurs relativement élevées en MnO (0,85 %) et en lithium (> 0,3 %). La pegmatite graphique et le faciès « à blocs » sont bien développés. La zone centrale (zone de remplacement et cœur quartzeux) est composée d'albite (rare), muscovite, tourmaline, grenat, béryl (tabl. 13) :

– le feldspath potassique, de teinte gris clair, se présente : *a)* dans la zone à « texture graphique » (microcline en cristaux perthitiques atteignant parfois 30 centimètres) ; *b)* dans la zone « à blocs » (en individus micropertitiques de microcline maximal + orthose sans texture graphique dépassant 10 centimètres). La composition des feldspaths des deux zones est très comparable avec notamment de très faibles teneurs en baryum, strontium et lithium ;

– la muscovite apparaît en paillettes infracentimétriques diversement orientées dans le quartz et en grandes lames à texture pennée (> 10 cm), groupées en gerbes ou en éventail dans le quartz. Sa teneur en lithium est faible (< 0,1 %) ;

– le grenat, un almandin-spessartite (~20 % de FeO et de MnO) qui forme des cristaux centimétriques, automorphes, de teinte rouge, et la tourmaline (pôle schorlrite avec Fe > Mg et très faible teneur en lithium : 0,03 %), en cristaux automorphes noirs (jusqu'à 20 centimètres de long) apparaissent dans différentes zones de la pegmatite ;

– le béryl, en cristaux trapus, cannelés, vert clair, très abondants, parfois de grande taille (jusqu'à 40 x 15 cm), apparaît dans la zone de remplacement et dans le cœur quartzeux, associés à la muscovite.

Dans le récif de Gwagué, à 400 m au Nord-Est de l'occurrence précédente, les diorites et les granites sont recoupés par une lentille pegmatitique à cœur quartzeux, avec microcline, tourmaline et apatite. Le microcline se présente en gros cristaux automorphes (25 x 15 cm) sans texture graphique, avec micropertithes. La composition est comparable à celle des feldspaths potassiques de la pegmatite à béryl. La tourmaline (schorlrite) apparaît en longs cristaux noirs (15 cm) ; elle est plus pauvre en fer et plus riche en magnésium que la tourmaline de la pegmatite à béryl, avec une teneur en lithium

très faible. L'apatite a cristallisé en individus trapus, verts, atteignant 8 cm de diamètre ; elle est de type fluoré et manganésifère (tabl. 13). À quelques dizaines de mètres de la pegmatite à béryl de Gwalez, un filon de quartz submétrique, intradioritique, renferme d'innombrables cristaux automorphes d'apatite (section comprise entre 1 mm et 1 cm), de teinte blanchâtre avec une légère nuance vert-bleu.

Ainsi, à l'île de Batz, sur quelques centaines de mètres, affleurent trois associations paragénetiques différentes (pegmatite à béryl, pegmatite à apatite, quartz à apatite), caractérisées par le développement assez remarquable de minéraux pegmatitiques pneumatolytiques.

Les pegmatites à béryl ou à apatite de l'île de Batz appartiennent au groupe potassique, caractérisé par l'abondance du microcline, les teneurs en lithium sont faibles, excepté dans la biotite précoce : aucun minéral spécifiquement lithinifère n'a été observé ici.

Les basses teneurs en Ba et Sr et la forte concentration en Be du filon de Gwalez suggèrent que cette pegmatite représente une différenciation très poussée du pluton de Roscoff.

• **Pegmatite à tourmaline lithique de Santec.** Les tourmalines lithiques ont été rarement signalées dans le Massif armoricain. Le gisement le plus célèbre a jadis été observé à Orvault, près de Nantes. Le nouveau site à tourmalines colorées, découvert sur l'estran d'un récif accessible à basse mer, près de la pointe du Guerzit en Santec (Chauris *et al.*, 1981), mérite, par suite, une étude détaillée.

Le gisement de Santec ne se distingue en rien, au premier abord, des autres pegmatites du district, si ce n'est par la présence d'une zone centrale à texture géodique où se concentre une paragenèse sodolithique. Il recoupe de façon tranchée le granite gris à grain fin selon la direction NNE, avec un faible pendage (10°) vers l'ESE. Sa puissance maximale est de 0,60 m. Il a pu être suivi, difficilement, sur une cinquantaine de mètres, avant de disparaître sous les sables. Sa mise en place est postérieure aux nombreux filons de pegmatites à fort pendage, orientés vers l'WNW, qui recouperont également le granite du récif.

La pegmatite présente une grossière texture rubanée :

– la zone marginale, de puissance décimétrique est formée par un faciès granitique à gros grain, à muscovite, tourmaline noire et biotite centimétriques. Sa composition chimique la distingue clairement du granite encaissant, en particulier ses teneurs en Ba et Sr, environ 15 fois plus faibles (tabl. 14, col. 1 et 2) ;

– la seconde zone se différencie par la présence, au sein d'un faciès granitique grossier à albite, muscovite, tourmaline noire et grenat, de microclines blanc rosé décimétriques, à texture graphique plus ou moins prononcée. Ces

feldspaths, riches en microperthites, sont parcourus par des veinules blanchâtres à albite, quartz, grenat, tourmaline pœcilitique ;

– la zone centrale, à texture géodique, est essentiellement constituée de feldspaths potassiques, de teinte rose orangé, sans texture graphique, d'amas de muscovite à texture « en livre » et de cristaux de quartz. Ces géodes sont tapissées localement par des amas quartzo-chloriteux, des cristaux d'albite blanche, de tourmaline bleutée et d'apatite mauve.

Outre le feldspath potassique, l'albite, la muscovite et le quartz, ce gisement offre des curiosités minéralogiques qui méritent que l'on s'y attarde (tabl. 14) : (1) Tourmaline noire (schorlite avec faible teneur en magnésium, très abondante dans le faciès granitique grossier, au contact des microclines décimétriques à texture graphique à forte teneur en lithium (900 ppm). (2) Apatite verte, rare, en individus centimétriques, avec quartz et tourmaline noire. (3) Béryl, peu répandu, en cristaux centimétriques, vert très pâle, disséminés dans le faciès granitique grossier de la deuxième zone. (4) Cassitérite, sporadique, en cristaux noirs trapus, de quelques millimètres, à faces brillantes ; en amas noir brunâtre de 2-3 cm au maximum, associés à muscovite, quartz, tourmaline noire. (5) Columbo-tantalite, en lames centimétriques noires à éclat métallique, finement cannelées, avec les feldspaths potassiques et le quartz. (6) Apatite mauve ou incolore en cristaux hexagonaux, parfois plurimillimétriques, posés sur les faces des feldspaths potassiques. (7) Tourmalines colorées, en cristaux translucides, parfois bicolores, généralement bleu-violet, exceptionnellement mauves connues dans la zone géodique en gros cristaux trapus, isolés, relativement rares (maximum : 2,5 x 1,5 cm) et en enchevêtrement de minuscules aiguilles. Leur composition est intermédiaire entre la schorlite et l'elbaïte, avec des teneurs en FeO et Li<sub>2</sub>O respectivement de l'ordre de 8,5 et 1 % ; la teneur en MgO est nulle, la teneur en MnO relativement élevée.

Cinq phases successives semblent pouvoir être mises en évidence dans l'évolution de la pegmatite de Santec (Chauris *et al.*, 1981) qui appartient typiquement aux pegmatites de transition potassiques-sodolithiques.

### **Complexe vagnéritique de Plounévez-Lochrist**

Le complexe vagnéritique de Plounévez-Lochrist forme un massif aux contours irréguliers d'environ 5 km sur 2,5 km au Nord-Est de ce bourg ; les petits stocks dioritiques de Kergornadéac'h, au Sud-Est, et de Kéramès-Kerdézant au Nord-Ouest sont probablement des satellites à rattacher à ce massif. Le stock plus oriental de la Garenne en Sainte-Catherine semble également pouvoir lui être rattaché. Il se marque dans le paysage par la présence de nombreuses boules de taille métrique, constituant parfois des chaos rocheux. Ces boules ont malheureusement souvent été remisées dans les zones non cultivées pour les besoins des travaux agricoles ou transportées pour constituer les enrochements côtiers. Au moment des levés, leur fré-

quence était encore suffisante pour permettre une cartographie précise du massif, mais ce ne sera probablement plus le cas dans quelques années, toutes les boules ayant certainement disparu à ce terme.

Le massif de Plounévez-Lochrist est formé de deux roches étroitement associées : la monzodiorite de Plounévez-Lochrist, qui constitue l'essentiel de la partie nord, et la granodiorite de Kerméan qui forme la partie sud. Le passage entre les deux roches n'est pas directement observable sur le terrain, mais la cartographie de détail des champs de boules montre un passage progressif, bien que rapide (moins de 50 m), conforté par la présence locale de faciès intermédiaires (Pen ar Choat). Les vallées entaillées dans le massif exposent le socle gneissique, notamment l'orthogneiss de Plounévez, par ailleurs bien représenté en enclaves et panneaux plurimétriques dans les deux roches du massif (moulin du Châtel, Nord du château de Maillé, Kervingam). Ce fait suggère une proximité du toit de l'intrusion qui est à peine décapée par l'érosion et qui s'est donc mise en place à un niveau profond.

$\eta^M_{PL}$ . **Monzodiorite de Plounévez-Lochrist.** Elle forme des boules habituellement de petite taille (1 à 2 m) dans la partie nord du massif : Leuzeudeuzi, Nord de Kervingam, Kéramès, Kernéach, Kergaradec, Vrenn. Elle constitue une roche sombre à très sombre, de teinte noir verdâtre, à grain moyen, très riche en ferromagnésiens. Sa paragenèse est à biotite en grandes lamelles, parfois verdie, hornblende verte en amas de fibres allongées, orthose perthitique, plagioclase plus rare (An 30-35), quartz assez abondant et sphène (titanite). Le quartz se présente en plages monocristallines, mais surtout en ocelles monocristallines, de grande taille (5 à 7 mm), bordées d'hornblende verte ou de biotite ; ces deux minéraux, associés au sphène, forment également de fréquents « nids » de quelques millimètres à 1 centimètre parsemant la roche. La monzodiorite ne présente cependant pas un faciès uniforme : elle évolue progressivement, du Nord-Ouest vers le Sud-Est, de termes très sombres à des faciès moins mélanocrates, qui annoncent le passage à la granodiorite de Kerméan.

$\gamma_k$ . **Granodiorite de Kerméan.** Elle occupe le Sud du massif où elle forme des amas de boules, habituellement plus grandes que celles de la monzodiorite : Kerméan an Arvor, Plesquivit, et Kermajen, où elle fut exploitée en carrière, et surtout le remarquable champ de boules de Poul ar Foënnoc, au Nord-Ouest du château de Maillé. C'est une roche de teinte claire sur l'échantillon mais très riche en biotite, ce qui confère une teinte sombre aux blocs, présentant localement (Poul ar Foënnoc) des figures de flux magmatique. Le grain est hétérogène, moyen-grossier à grossier, à légère tendance porphyroïde (porphyroblastes de 2 cm maximum). La paragenèse est à quartz, en grandes plages polycristallines, orthose peu perthitique, oligoclase (An 17 à 27 %) subautomorphe fréquemment zoné, biotite abondante en

grandes lamelles flexueuses (6 mm) parfois verdies, associée à du sphène et de l'apatite abondants et à un peu d'amphibole verte. La pyrite forme quelques traînées de petits cristaux.

Le passage monzodiorite-granodiorite est une coupure majeure dans le massif qui tranche avec l'évolution minéralogique progressive de la monzodiorite *s.s.* ; il se marque par l'apparition d'un grain plus grossier, à tendance porphyroïde, une feldspathisation bien visible, la disparition quasiment complète des ocelles quartzieuses auréolées d'amphibole ou de biotite, ainsi que des nids à biotite + hornblende + sphène.

La granodiorite de Kerméan montre de fréquentes enclaves ovoïdes de monzodiorite de Plounévez, parfois regroupées en essaims. Une auréole de réaction se développe aux pourtours de ces enclaves. Il est vraisemblable que l'on ait affaire à un magma différencié, avec des termes plus évolués se réinjectant dans un massif monzodioritique déjà cristallisé.

**Géochimie.** La distinction effectuée sur le terrain entre monzodiorite et granodiorite est confirmée par les analyses géochimiques : dans différents diagrammes (ex. : fig. 5, 6 et 9), les deux roches forment des champs allongés avec passage progressif d'un faciès à l'autre (tabl. 15).

La monzodiorite de Plounévez-Lochrist et la granodiorite de Kerméan présentent des teneurs en  $\text{SiO}_2$  comprises entre 57,3 % et 63,7 %, et 62,1 % et 69,4 %, respectivement. La monzodiorite est métalumineuse et la granodiorite métalumineuse à faiblement peralumineuse (fig. 5). Les deux faciès ont en commun un caractère nettement potassique (fig. 6), qui suggère une attribution à l'association subcaline. Dans le diagramme P-Q (fig. 4), la monzodiorite se localise au voisinage de la syénite quartzifère de référence ; le fort paramètre P traduit le caractère très potassique dont découle un degré de saturation en silice modéré (faible paramètre Q). La granodiorite se localise entre les adamellites et les syénites quartzifères de référence. Là encore, le paramètre P très élevé reflète le caractère très potassique. Dans le diagramme  $\text{SiO}_2$  -  $\text{FeOt/MgO}$  (Miyashiro, 1974) (fig. 9), les monzodiorite et granodiorite s'alignent sur une courbe régulière ; le rapport  $\text{FeOt/MgO}$  toujours très bas ( $\sim 1$  à 2), augmente faiblement à  $\text{SiO}_2$  croissant. Il s'agit là d'un trait fréquent des roches intrusives potassiques : vaugnérites (Sabatier, 1980) et lamprophyres (Velde, 1971a,b). Comme dans les monzodiorites de Créac'h André et Batz, les teneurs en éléments incompatibles sont fortes à très fortes (ex. :  $\text{Rb} > 250$  ppm,  $\text{Ba} > 700$  ppm,  $\text{Th} > 19$  ppm,  $\text{Ce} > 95$  ppm) et les rapports  $\text{La/Yb}_N (> 18)$  et  $\text{Th/Ta} (> 7)$  souvent très élevés.

À  $\text{SiO}_2$  croissant (c'est-à-dire du faciès Plounévez-Lochrist au faciès Kerméan), les évolutions les plus nettes sont : (1) une décroissance des teneurs en éléments compatibles (Ca, Fe, Mg), cohérente avec un degré de différenciation croissant des magmas ; (2) une décroissance des teneurs en



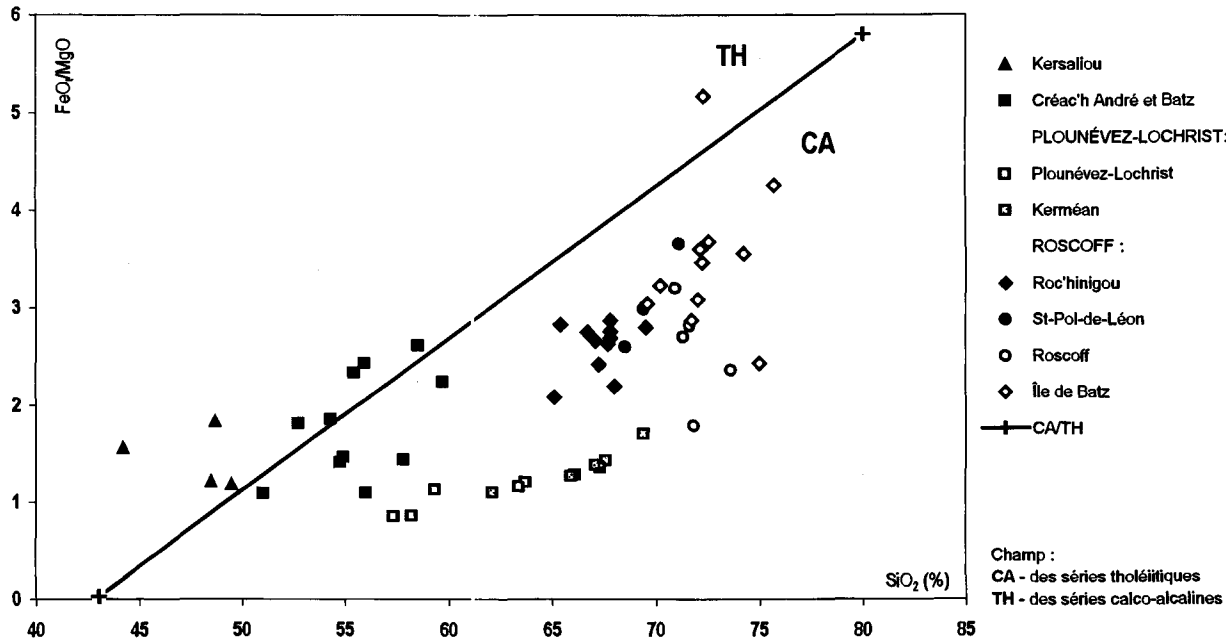


Fig. 9 - Diagramme SiO<sub>2</sub> - FeO<sub>t</sub>/MgO (Miyashiro, 1974) pour les massifs plutoniques métalumineux à faiblement peralumineux de la feuille Saint-Pol-de-Léon

Ba, Sr et Eu, compatible avec une cristallisation fractionnée de feldspath alcalin et plagioclase ; (3) une décroissance des teneurs en Ti et P, compatible avec une cristallisation fractionnée d'oxydes ferro-titanés et/ou sphène, apatite ; (4) une diminution des teneurs en Zr, Hf et terres rares, ces éléments présentant un comportement apparemment « compatible ». Un tel comportement est bien décrit dans les associations subalcalines et fréquemment attribué au fractionnement de ces éléments dans les minéraux accessoires (zircon pour Zr et Hf, allanite pour La et Th, etc.) (Cocherie, 1984). [Voir annexe 1 : datation de la monzodiorite de Plounévez-Lochrist].

### **Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat**

Ce massif circonscrit, intrusif dans les formations métamorphiques (gneiss migmatitiques et orthogneiss de Plounévez-Lochrist), s'étend sur 30 km le long des côtes de la Manche, depuis Guissény, à l'Ouest, jusqu'à Muguérec, en Sibiril. Il est formé de deux lobes distincts séparés par la baie de Goulven ; seul le lobe oriental (Plouescat) est bien représenté sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, le lobe occidental (Brignogan) étant surtout exposé sur la feuille Plouguerneau. Selon P. Andreieff *et al.* (1973) et M. Le Guen de Kerneizon (1975), seule la moitié de l'intrusion serait directement visible. Cependant, les levés en cours sur la feuille voisine Plouguerneau (E. Marcoux) suggèrent que la division en deux lobes de ce massif résulte d'un jeu senestre de 7 km dû au passage de l'accident de Porspoder en baie de Goulven (cf. § « Conditions de formation des entités géologiques »). Ce massif a fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et chimiques (Barrois, 1893 ; Chauris, 1966 ; De Fourcy, 1844 ; Georget, 1986 ; Gaquet *et al.* (1995) ; Le Guen de Kerneizon, 1975 ; Puillon-Boblaye, 1827 ; Sandréa, 1966, *in* Delattre *et al.*).

Sur la carte Saint-Pol, ce massif constitue un lobe compact, depuis la baie de Goulven jusqu'à Sibiril et la vallée du Guillec, qui se prolonge, de manière plus diverticulée, vers le Sud et le Sud-Ouest, jusqu'à Plounévez-Lochrist. Il forme également une apophyse méridionale importante, non signalée avant les levés, au Sud de Tréflaouéan. Les affleurements côtiers, continus, fournissent de remarquables conditions d'observation ; à l'intérieur des terres, le massif est en grande partie couvert par un épandage limoneux, et il faut généralement se contenter de boules éparées dans les champs ou les talus, les carrières étant rares aujourd'hui.

Une image de granite blanc-gris clair bien porphyroïde, formant d'énormes chaos de blocs au milieu des champs et en bord de côte, reste attachée à ce massif. Cette image ne correspond cependant qu'au faciès porphyroïde, dit de Brignogan, le massif passant sur ses bordures à des faciès plus fins, plus riches en muscovite, que nous avons distingués sous les noms de Cléder et de Muguérec, localités où ils sont bien exposés.

$\gamma_{Br}^{3AL}$ . **Monzogranite de Brignogan.** Il forme la pointe de Brignogan, où il est remarquablement exposé, et la partie ouest du lobe de Plouescat, dessinant une ligne courbe de Porz Guen à An Amied, ce qui correspond à la partie centrale de l'ensemble du massif. Il constitue des amas parfois très spectaculaires de blocs dépassant des limons ou des sables (Pontanézen en Brignogan, Porz Meur, Menfig, Porznéjen et Prat Bihan en Plouescat, Roguennic en Cléder).

Ce faciès porphyroïde à grain grossier, fréquemment hétérogène, se compose de quartz, de grands cristaux d'orthose (5 à 6 cm, parfois 8 cm) perthitique, fréquemment orientés, pouvant former des accumulations, hyperfeldspathiques, de plagioclase zoné (An 25-5) à inclusions de biotite, plagioclases précoces et nodules de cordiérite-andalousite, de cordiérite primaire automorphe souvent transformée en pinite-biotite, de biotite abondante, et d'un peu de muscovite primaire en grandes et petites lamelles (rapport biotite/muscovite  $\sim 10$ ). De la sillimanite en amas fibreux, de l'andalousite automorphe, du zircon, de l'apatite, de la monazite et du xénotime constituent la paragenèse accessoire.

$\gamma_C^{3AL}$ . **Monzogranite de Cléder.** Le faciès porphyroïde est ceinturé, sur les bords oriental et sud, par le faciès de Cléder, qui occupe la partie orientale du lobe et forme une apophyse allongée au Sud de Tréflaouénan, de Kerguidu jusqu'à Plounévez-Lochrist en passant par le château de Kergornadéac'h. Le passage Brignogan-Cléder est bien visible sur le terrain (Porznéjen, estacade de Porz ar Stréat en Plouescat, Roguennic en Cléder) et s'opère de façon progressive, mais rapide, par l'intermédiaire d'une zone de transition de quelques dizaines de mètres de puissance.

Ce granite blanc-gris à très légère nuance bleutée, homogène, n'affleure que sur 2 km en bord de côte, de la plage orientale d'An Amied jusqu'à Kéradédec. Il forme essentiellement des boules éparses dans les champs, parfois des chaos plus importants (Bournazou et Kerjean en Cléder, Kerouzern en Sibiril), ou bien, affleure dans d'anciennes petites carrières (Kerlavezou, Pont-Caradec, Kergornadéac'h). Il se caractérise par un grain moyen-grossier légèrement hétérogène, du quartz abondant, la présence de porphyroïdes d'orthose perthitique abondants mais plus petits (3 cm) et plus dispersés, souvent orientés, de l'oligoclase (An 23), l'absence de cordiérite et une quantité bien moindre de silicates d'alumine (la disparition de la sillimanite s'opérant au profit de muscovite en petits prismes trapus : rapport biotite/muscovite  $\sim 4$ ). Des foliations magmatiques sont bien développées dans les rochers d'An Amied.

Signalons enfin que les deux petites grèves, à l'Ouest de Groac'h Zu en Cléder, montrent un faciès de Cléder riche en enclaves microgrenues (jus-

qu'à 80 cm) à grandes lames de biotite, phénocristaux (5 cm) d'oligoclase (An 25-30), quartz, parfois en ocelles, orthose et rare muscovite.

$\gamma^{\text{3AL}}$   
 $\gamma^{\text{M}}$ . **Monzogranite de Mogueérielc.** Le faciès de Cléder passe à son tour, sur les bordures du massif, au faciès de Mogueérielc, bien exposé aux environs du port du même nom et dans la vallée du Guillec, ainsi qu'au Sud de Plouescat (Brétouaré et Kernic en Plounevez-Lochrist, Kergoal Braz, Ker-veneur, Kerzéan et carrière de Kerliviry en Cléder). Le passage est une nouvelle fois rapide, moins de 50 m, bien que progressif. On peut l'observer à l'Ouest du Groac'h Zu en Cléder, à Kernavalot en Sibiril et sur les blocs épars au Sud de Lanveur. Il ne forme habituellement pas de boules, excepté au Sud de Plouescat (rocher de Kernic, Ouest de Kerzéan).

Il se distingue du faciès de Cléder par un grain fin-moyen homogène, des porphyroblastes rares et très disséminés de petite taille (1 à 2 cm), une teinte plus claire, l'absence de cordiérite et de silicates d'alumine et l'abondance de muscovite qui est en quantité sensiblement égale à la biotite (rapport 1/1-1,5). Le plagioclase est de l'oligoclase-albite ; une légère albitisation apparaît en effet dans les deux derniers faciès. Ce faciès montre localement des rubanements magmatiques bien marqués par des lits de biotite (grève au Nord de Kerfiat).

$\gamma^{\text{3}}$ ,  $\gamma^{\text{f}}$ . **Leucogranites.** Le massif de Brignogan et ses environs abritent également un certain nombre de stocks et petits massifs leucogranitiques subordonnés, habituellement de petite taille (souvent moins de 2 km d'extension), qui percent indistinctement les trois faciès et les bordures du massif : Créac'hoalec, Brélévenez-Gorré Bloué, Poulscavennou en Cléder, Kérouzern en Sibiril, Lanorguer en Tréflaouéan. Ces leucogranites, très résistants à l'érosion, sont souvent entaillés de petites carrières et peuvent former des monadnocks en mer et en bord de côte (Méan Melen en baie de Goulven, Groac'h Zu en Cléder, Kerguelen au Sud de Plouneour-Trez). Ces petites injections de teinte claire sont à grain fin-moyen ou fin, parfois même subaplitique, assez hétérogène, avec quartz, orthose perthitique, albite-oligoclase (An 8-20), parfois en individus un peu plus grossiers, muscovite et biotite en proportions très variables, l'une pouvant être très minoritaire par rapport à l'autre, et parfois tourmaline (Kérouzern, Groac'h Zu).

**Géomorphologie.** Il est intéressant de noter que la résistance différentielle à l'érosion de ces trois faciès monzogranitiques a sculpté des paysages chaotiques très différents dans les champs : le faciès de Brignogan, le plus résistant, forme des chaos de blocs titanesques bien visibles dans le paysage, hauts parfois de plus de 10 m, avec des blocs d'une taille généralement supérieure à 5 m. Le faciès de Cléder, plus friable, constitue des chaos plus modestes, composés des blocs de 1 à 3 m en moyenne. Le faciès Mogueérielc s'altère davantage et ne constitue des blocs qu'en bordure de côte. À l'inté-

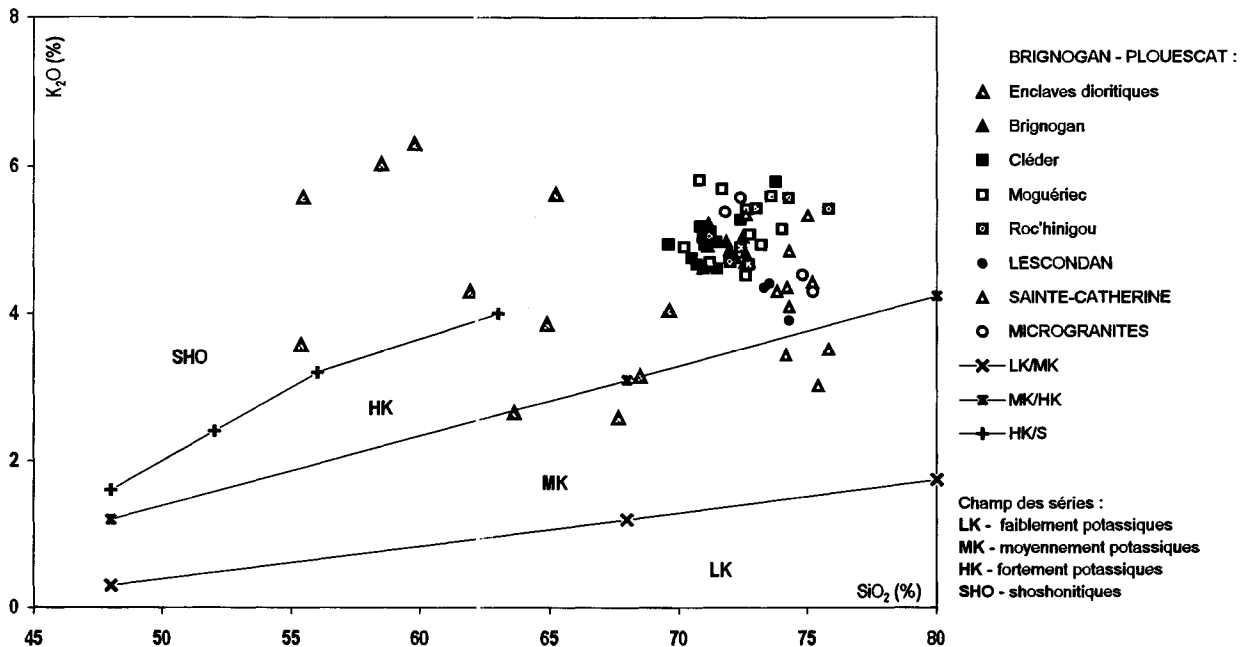
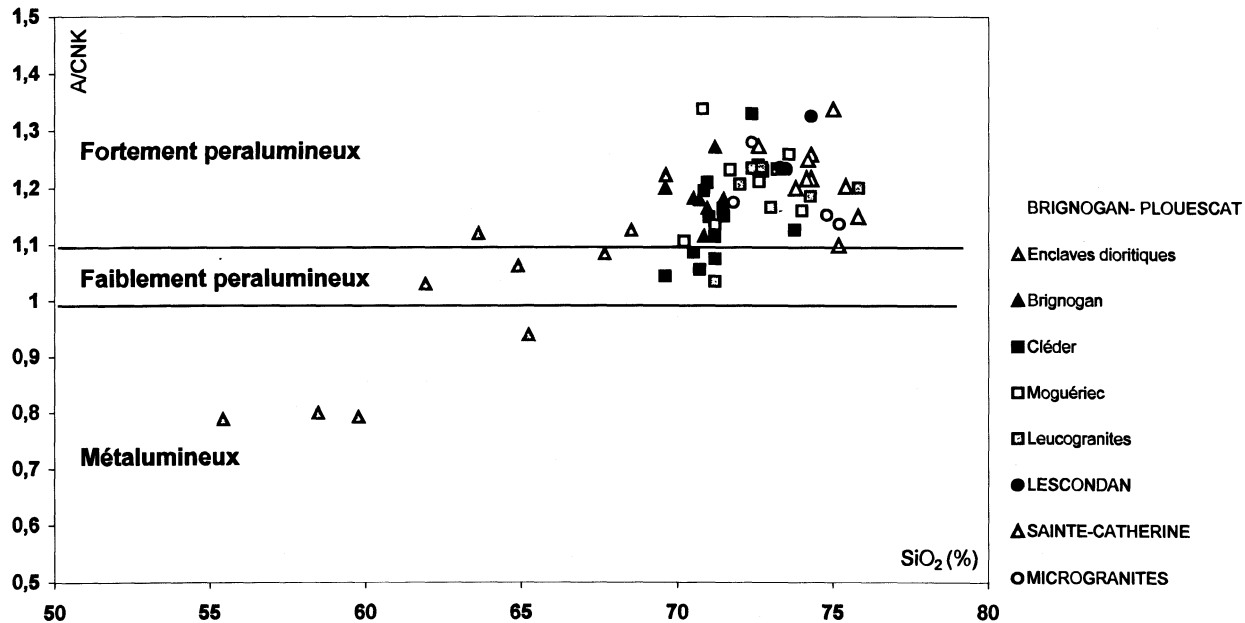


Fig. 10 - Diagramme SiO<sub>2</sub> - K<sub>2</sub>O (Peccerillo et Taylor, 1976) pour quelques massifs plutoniques de la feuille Saint-Pol-de-Léon



Le paramètre A/CNK, ou indice "d'aluminosité", est le rapport moléculaire  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$

Fig. 11 - Diagramme  $SiO_2$  - A/CNK pour quelques massifs plutoniques de la feuille Saint-Pol-de-Léon

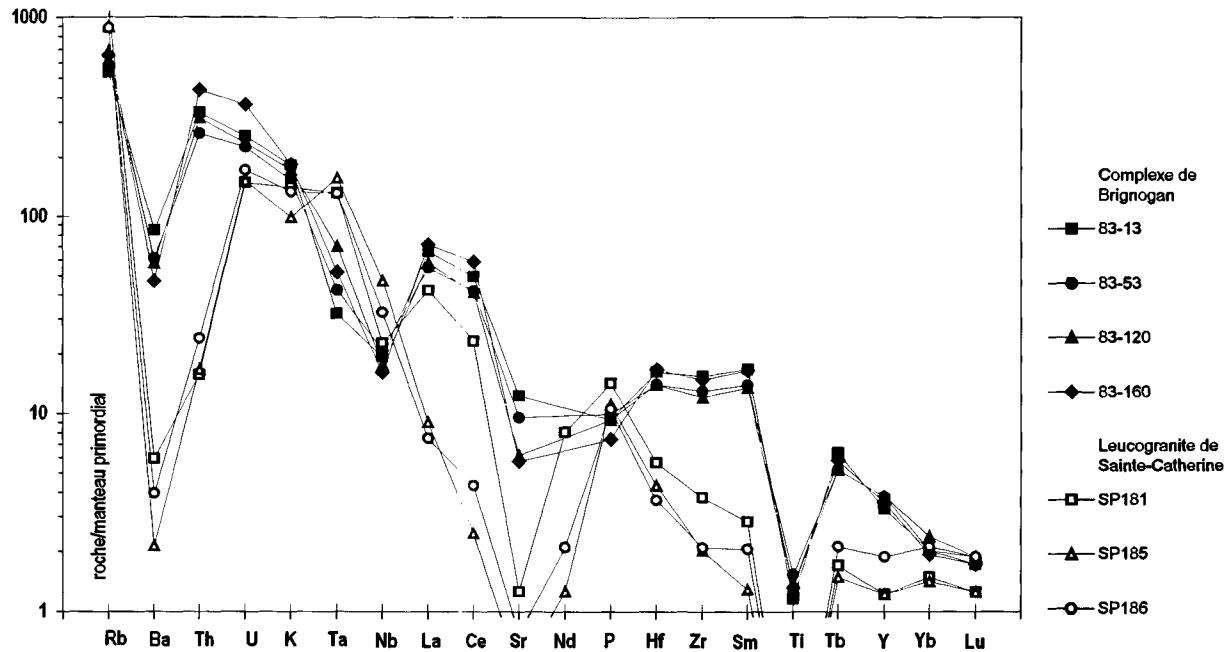


Fig. 12 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour le granite de Brignogan (faciès Brignogan, Cléder et Moguéric non distingués) (analyses tirées de Georget, 1986) et le leucogranite de Sainte-Catherine.

rieur des terres, il forme essentiellement des dalles à fleur de sol. Cette résistance à l'érosion a aussi conditionné la morphologie de la côte. Le faciès résistant de Brignogan dessine des côtes accidentées (Enez Eog, Porz ar Stréat, probablement Enez Névez, inaccessible) à éperons, falaises, récifs et avancées en mer, tandis que les faciès de Cléder et de Moguériec donnent des côtes plus surbaissées creusées d'anses sablonneuses (Tévenn Kerbrat, Kerfiat). L'importance de la baie de Goulven est en partie due au fait que tout son centre est occupé par les faciès de Cléder et Moguériec.

**Géochimie.** En dépit des différences de texture, les faciès de Brignogan et Cléder sont chimiquement indistinguables et, tout au plus, note-t-on une légère augmentation de la teneur moyenne en  $K_2O$  (4,86 à 5,15 %) et une baisse de  $Al_2O_3$  (15,22 à 14,84 %),  $CaO$  (1,3 à 0,78 %),  $Ba$  (400 à 300 ppm) et  $Sr$  (210 à 120 ppm), entre le faciès de Brignogan et celui de Moguériec (tabl. 16). Y. Georget (1986) définit les trois faciès comme des monzogranites, ce qui est cohérent avec leur caractère acide ( $SiO_2 > 69,6$  %) et potassique ( $K_2O = 4,5-5,8$  %) (fig. 10). En accord avec la présence de minéraux sursaturés en alumine, les roches sont généralement fortement peralumineuses ( $A/CNK > 1,1$  sauf dans 4 échantillons du faciès de Cléder) (fig. 11) ; néanmoins, le complexe de Brignogan-Plouescat se distingue des massifs leucogranitiques « communs » (dits de type Limousin : La Roche *et al.*, 1980), par une plus large gamme de teneurs en  $SiO_2$  (69,6-74 % contre 72-78 %). Les roches sont toujours très riches en  $Rb$  ( $> 250$  ppm), ce qui fait écho au caractère nettement potassique, assez riches en  $Th$  (12,9-35,6 ppm) et  $La$  ( $> 30$  ppm, sauf dans un échantillon), mais pauvres en  $Zr$  ( $< 150$  ppm),  $Hf$  ( $< 5$  ppm) et terres rares lourdes (ex. :  $Yb < 1,2$  ppm). Les rapports  $Th/Ta$  (8-25) et  $(La/Yb)N$  ( $> 20$ , sauf dans un échantillon) sont élevés, et le rapport  $Nb/Ta$  plutôt faible ( $< 9$ ). Certains de ces caractères (faibles teneurs en  $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Yb$ , faible rapport  $Nb/Ta$ ) évoquent également les leucogranites de « type Limousin » ; inversement, le monzogranite de Brignogan-Plouescat se rapproche des roches de l'association subalcaline par ses rapports  $Th/Ta$  et  $La/Yb$  élevés. Ces traits l'apparentent aux granitoïdes du complexe de Roscoff. Cette analogie est illustrée par les spectres multi-élémentaires (fig. 12) ; on retrouve en effet le fractionnement très marqué et les anomalies négatives en  $Ta$ ,  $Nb$  et  $Ba$  observés dans les granitoïdes du complexe de Roscoff (fig. 8), inversement on n'observe pas « l'effondrement » des teneurs en  $Ba$ ,  $Th$ ,  $Sr$ , terres rares,  $Hf$  et  $Zr$ , qui caractérise les leucogranites communs, tels ceux de l'île de Batz (fig. 8) ou de Sainte-Catherine (fig. 12).

Nous avons noté, qu'outre la perte progressive du caractère porphyroïde et l'homogénéisation et la réduction de la taille du grain, la distinction entre les faciès porte sur l'abondance de cordiérite et de silicate d'alumine. Selon Y. Georget (1986), la disparition du silicate d'alumine, entre le faciès de Brignogan et celui de Cléder, résulterait de la réaction péritectique : silicate



d'alumine + feldspath potassique (liquide) + H<sub>2</sub>O = muscovite + quartz (liquide-solide).

Outre les panneaux de socle métamorphique, le complexe de Brignogan-Plouescat inclut de nombreuses enclaves sombres. Ces enclaves, petites (5 à 30 cm) et à grain très fin, sont parfois groupées en essaims. Trois types sont distingués par Y. Georget (1986), que nous ne détaillerons pas ici. Les analyses chimiques révèlent des teneurs en SiO<sub>2</sub> (~ 55-70 %) et index d'aluminosité (fig. 11) variables, mais un caractère presque toujours fortement potassique, voire shoshonitique (fig. 10). Ceci suggère un rattachement à la famille des vaugnérîtes (Georget, 1986). Ces enclaves rapprocheraient le massif de Brignogan-Plouescat de celui de Plounévez-Lochrist. Elles témoignent de l'injection d'un magma basique d'origine mantellique dès les premiers stades de genèse des massifs de granitoïdes (Georget, 1986).

Les leucogranites sont chimiquement apparentés aux monzogranites précédents. Leur intervalle de teneur en SiO<sub>2</sub> est très légèrement plus étroit (71,2-75,81 %) et décalé vers des teneurs un peu plus élevées. Seuls le fer et le magnésium marquent des baisses assez sensibles. Comme les monzogranites, les leucogranites sont nettement potassiques (fig. 10) et fortement peralumineux (fig. 11).

**Géochronologie.** L'âge de 292 ± 15 Ma, obtenu par Rb/Sr avec un Sr initial de 0,7074 (Georget, 1986), est en accord avec son caractère tardif, le massif étant intrusif dans les terrains métamorphiques et certaines unités plutoniques (granite de Kernilis). Il n'est recoupé que par quelques leucogranites tardifs, notamment celui de Sainte-Catherine (Trézilidé) et par les microgranites.

### **Leucogranites de Sainte-Catherine**

<sup>178</sup>C. **Leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine** (s.s.). La première description de cette formation paraît due au comte de La Fruglaye qui, fort curieusement, la désigne sous le nom de « roche du Connecticut » (sans doute par suite de sa ressemblance avec une roche des États-Unis d'Amérique) et indique la présence de tourmaline, grenat et « émeraude » (béryl). Peu après, la même roche est décrite par le docteur Le Hir sous le vocable de « granite à quatre substances ». Beaucoup plus tard, au début du XX<sup>e</sup> siècle, dans la légende des feuilles à 1/80 000 Morlaix (1905) et Lannion (1909), C. Barrois parle à son sujet d'un « gros filon aplitique et tourmalinifère » et du « grand dyke de Saint-Vougay à la grève de Saint-Pol-de-Léon ». Il a fallu toutefois attendre longtemps (Chauris, 1965, 1989) pour disposer d'une vue d'ensemble précise.

À l'inverse de nombreux massifs granitiques plus ou moins circulaires ou ovoïdes à l'affleurement, le granite de Sainte-Catherine se présente comme

un ensemble de feuillets lenticulaires, allongés du Nord-Est au Sud-Ouest sur plus de 35 km, depuis la grève de Kerigou en Saint-Pol-de-Léon (feuille Plestin-les-Grèves) jusqu'au-delà du Drennec (feuille Plabennec). Très étroit à l'Est, où les deux pointements littoraux ne dépassent pas quelques dizaines de mètres, le granite s'élargit au droit du hameau de Sainte-Catherine, avant de se ramifier, vers l'Ouest, en une série de diverticules indépendants. Le granite de Sainte-Catherine est l'intrusion la plus récente de la région : il recoupe « à l'emporte-pièce » le socle métamorphique et tous les autres granites voisins ; les septa gneissiques sont nombreux dans le massif.

Ce vaste ensemble granitique offre des faciès assez variés, tout en conservant toujours un aspect très leucocrate et de nombreuses petites plages de tourmaline noire. Quatre faciès principaux ont été distingués : (1) granite à grain fin ( $< 1$  mm), riche en petites baguettes millimétriques de tourmaline, particulièrement fréquent à l'Est (grève de Kerigou ; Sud-Est de Saint-Pol-de-Léon ; Mengleuz au Nord de Plouénan,...) ; (2) granite de même composition que dans le type 1, mais à tourmaline se présentant en petits amas nébulitiques formés de cristaux squelettiques englobant feldspath et quartz (surtout répandu à l'Est de Sainte-Catherine) ; (3) granite à grain plus grossier, à tourmalines plus grosses et plus trapues que dans les deux premiers types, parfois à petites différenciations pegmatitiques (Est de Sainte-Catherine) ; (4) roche à texture rubanée, à grain variable, souvent aplito-pegmatitique (fréquent aux environs de Lanhouarneau (feuille Landerneau) et dans les apophyses occidentales). Différents types pétrographiques coexistent parfois dans la même carrière.

Malgré leur différence d'aspect, ces quatre types granitiques offrent une composition minéralogique comparable : microcline, albite, quartz, muscovite, parfois palmée, tourmaline noire, apatite, parfois grenat rouge, béryl vert et même topaze.

Des pegmatites intragranitiques de faible dimension (quelques dizaines de centimètres d'allongement au maximum) affectent la forme de lentilles aplaties ou d'amas irréguliers et montrent un liseré aplitique de 3-4 cm au maximum. Ce sont des formations superbes, composées de microcline orange, d'albite blanche, de tourmaline noire en fines aiguilles et de béryl vert clair ; la muscovite est rare en grandes lames, fréquente en petites paillettes. Les béryls atteignent plusieurs centimètres de long ; ils se présentent généralement en cristaux trapus, parfois bien formés, plus souvent xénomorphes moulés par du quartz. Les feldspaths (microcline et albite) y présentent des teneurs élevées en rubidium ( $> 500$  ppm). Par contre, la teneur du microcline en Ba et Sr est inférieure à 50 ppm. Dans l'albite, Ca est uniquement à l'état de traces ( $< 20$  ppm). La tourmaline appartient au type ferri-fère (schorlite) ; la teneur en magnésium est très faible ( $< 500$  ppm) ; la teneur

en lithium peut dépasser 0,1 % : on ne doit cependant pas parler de tourmaline lithique, car ces dernières sont très pauvres en fer ; la teneur en Zn peut dépasser 200 ppm.

Le leucogranite de Sainte-Catherine est très siliceux ( $\text{SiO}_2 = 72,6-75,8 \%$ ), fortement peralumineux (fig. 11) et très pauvre en titane ( $\text{TiO}_2 < 0,1 \%$ ). Contrairement au leucogranite de Lescondan, dont les caractères apparaissent parfois ambigus (cf. *infra*), il présente l'ensemble des caractéristiques des leucogranites peralumineux communs : fortes teneurs en Ta ( $> 4,5 \text{ ppm}$ ) et Rb ( $> 400 \text{ ppm}$ ), et « effondrement » des teneurs en Sr ( $< 25 \text{ ppm}$ ), Ba ( $< 25 \text{ ppm}$ ), Th ( $< 2 \text{ ppm}$ ), Zr ( $< 40 \text{ ppm}$ ), terres rares lourdes, etc. (cf. fig. 12), traduisant une différenciation extrême probablement marquée par le fractionnement de feldspaths (Ba, Sr) et des minéraux accessoires (monazite, zircon). Les teneurs plutôt élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$  (parfois  $> 4,7 \%$ ) traduisent, de plus, une évolution silico-sodique (tabl. 17). Les teneurs en Be sont très variables et dépendent à l'évidence de la présence (jusqu'à 250 ppm Be) ou de l'absence (de l'ordre de 8-10 ppm Be seulement) du béryl. Elles sont nettement supérieures à celles du socle gneissique encaissant ( $\sim 3 \text{ ppm}$ ). La teneur moyenne en bore (de l'ordre de 500 ppm) a peut-être contribué à abaisser le solidus et permis ainsi une injection tardive dans des zones fracturées du socle cristallophyllien et granitique induré.

Deux échantillons ont été datés par Rb/Sr et K/Ar, donnant des résultats assez différents (Leutwein *et al.*, 1969). Les âges obtenus par la méthode Rb/Sr (320 Ma sur microcline, 290 Ma sur muscovite, 280 sur roche totale, pour un âge isochrone de  $290 \pm 10 \text{ Ma}$  avec un  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  initial = 0,7252) sont plus anciens que celui obtenu par la méthode K/Ar (270 Ma sur muscovite, avec 7,78 %  $\text{K}_2\text{O}$ ).

<sup>4</sup><sub>B</sub>. **Leucogranite à deux micas de Berven.** Les différents faciès du granite à tourmaline de Sainte-Catherine *sensu stricto* ne forment pas un seul et long massif continu. En plusieurs points, en effet, affleurent des granites à deux micas, qui peuvent être considérés comme des venues antérieures, moins différenciées ; les contacts sont tranchés entre les deux intrusions.

Dans les carrières ouvertes au Sud-Est de Berven, le granite montre la coexistence de biotite et de tourmaline. La roche, à grain moyen, à microcline et albite, est relativement riche en biotite, localement en voie de transformation en mica blanc ; le grenat est présent ; les cristaux de tourmaline, souvent squelettiques, englobent des plages de biotite.

Les granites à deux micas se distinguent également des granites aplitopegmatitiques récents de Sainte-Catherine par leurs teneurs nettement plus élevées en Ba (145 ppm) et Sr (111 ppm) [moyenne de 2 analyses]. Dans

une des carrières de Mengleuz, près de Berven, le granite présente une curieuse différenciation feldspathique blanchâtre altérée, hyperpotassique ( $K_2O = 7,76 \%$ ,  $Na_2O = 1,99 \%$ ) et fortement alumineuse ( $Al_2O_3 = 19,90 \%$ ).

### Autres formations plutoniques et filoniennes

<sup>LY3</sup>. **Leucogranite de Lescondan.** Le massif de Lescondan constitue un lobe circonscrit de 4 x 1 km au sud de Trézilidé, sur le bord sud de la feuille. Il forme une butte bien visible (Brénéméré), entaillée de plusieurs carrières dont deux sont importantes et toujours actives. Le granite présente des faciès assez variés, le plus répandu étant une roche claire, de teinte blanc-gris rosé à grain fin-moyen et à deux micas, bien visible dans la carrière orientale ; le grain peut augmenter et montrer le développement de petits porphyroïdes (2 cm). La paragenèse est à feldspath potassique, oligoclase, quartz, biotite et muscovite en proportions variables ; la muscovite domine habituellement.

La carrière orientale montre de grandes zones d'autopneumatolyse avec développement important de petites baguettes automorphes de tourmaline, qui devient alors un minéral essentiel de la roche (tabl. 18, col. 2). Ce phénomène boré s'exprime également sous forme de pegmatites à tourmaline et de filons de tourmalinite atteignant 20 cm de puissance. Les anciennes carrières de Lescondan montraient des filons lenticulaires de tourmalinites, d'extension plurimétrique, constitués de cristaux radiés de tourmaline noire, atteignant fréquemment 8-10 cm, cimentés par du quartz (tabl. 18, col. 4 et 5). Cet épisode boré est à rattacher à l'évolution pneumatolytique du massif.

Très siliceux ( $SiO_2 = 73,3-74,3 \%$ ) et fortement peralumineux (fig. 11), le leucogranite de Lescondan s'apparente aux leucogranites peralumineux communs (type Limousin) (tabl. 18). Il semble plutôt moins potassique ( $K_2O = 3,91-4,41 \%$ ) que les autres granites de la feuille Saint-Pol-de-Léon. Au niveau des éléments traces, la roche présente d'autres traits que l'on observe communément dans les leucogranites peralumineux : fortes teneurs en Rb (290-330 ppm), faibles teneurs en Zr (< 50 ppm) et Hf (< 3 ppm), pouvant suggérer un fractionnement de zircon, et un faible rapport Nb/Ta (< 4). Par contre, les teneurs en Sr (77-118 ppm) et Ba (62-229 ppm) sont parfois un peu élevées. De même, par leurs teneurs élevées en Th (49,1 ppm et 18,1 ppm) et La (90,5 ppm et 41 ppm) et leur fort rapport Th/Ta (> 15), deux échantillons se distinguent clairement des leucogranites peralumineux communs. Ceci est illustré par les spectres de normalisation multi-élémentaires (fig. 13). Le fractionnement intensif des minéraux accessoires (monazite en particulier), classiquement observé dans ce type de roche, ne semble pas s'être produit dans ces deux échantillons. Peut-être, cette singularité traduit-elle une solubilité anormalement forte de la monazite due à une tempé-

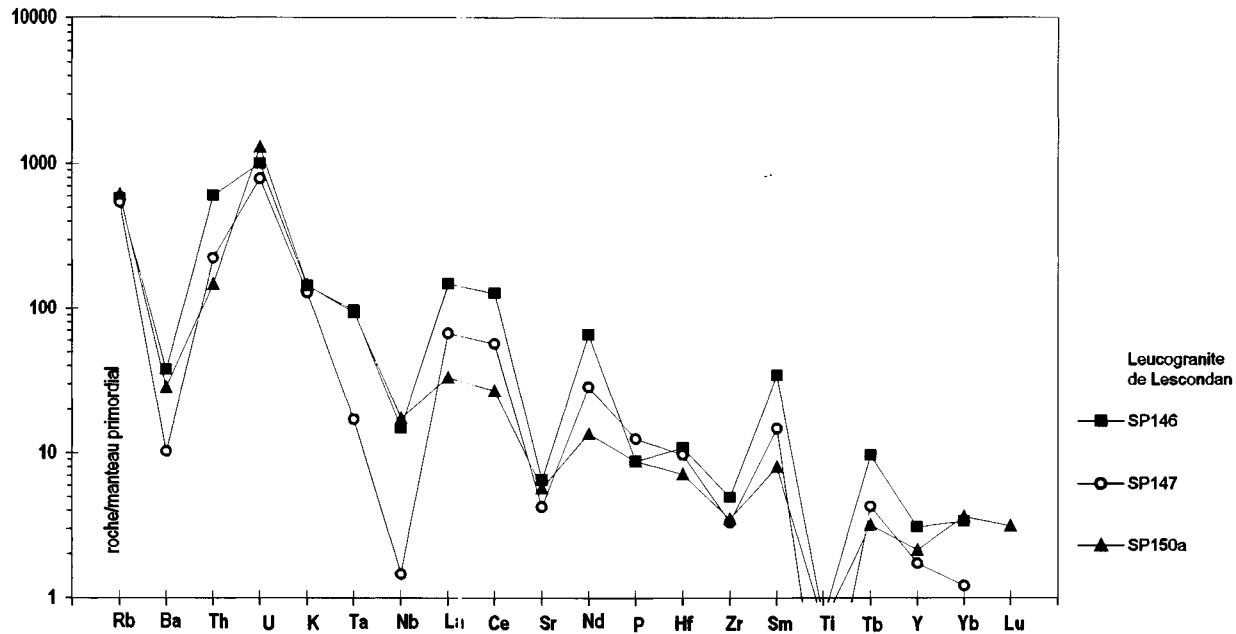


Fig. 13 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour le granite de Lescondan

rature élevée du magma ? Finalement, un troisième échantillon a été analysé, qui présente l'ensemble des caractéristiques géochimiques (ex. : Ta = 3,3 ppm ; Th/Ta ~ 3,5 ; La/Ta ~ 6) des leucogranites de type Limousin avec de fortes teneurs en uranium (26 ppm) (fig. 13).

Ce petit massif est parcouru de filonnets à cassitérite, wolframite, arsénopyrite et scheelite. Il est à l'origine d'une petite zone à cassitérite alluvionnaire. Il possède des spécificités pétrologiques, géochimiques et métallogéniques très marquées qui le distinguent des autres granites de la feuille Saint-Pol-de-Léon et l'apparentent au grand massif stannifère de Saint-Renan dont il est considéré comme l'apophyse orientale (Chauris, 1965).

**$\gamma^3$ . Leucogranite de Goulven.** Sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, affleure l'extrémité orientale d'un massif leucogranitique qui s'étend largement sur la feuille voisine Plouguerneau et qui est probablement la bordure nord du granite de Kernilis dont il est séparé par la vallée du Quillimadec.

C'est une roche leucocrate, souvent altérée, à microcline et riche en muscovite. Les lambeaux de socle métamorphique sont assez fréquents. Des pegmatites apparaissent soit dans le leucogranite lui-même, soit dans les gneiss encaissants à proximité de sa bordure orientale. Une analyse chimique, effectuée sur la feuille voisine (Chauris, 1966), confirme la forte acidité de la roche ( $\text{SiO}_2 = 74,5 \%$ ), la faible teneur en  $\text{TiO}_2$  (0,15 %) et la nette prédominance de  $\text{K}_2\text{O}$  (4,60 %) sur  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,65 %).

**$\mu\gamma^3$ . Microgranites.** Le massif granitique de Plouescat est recoupé par plusieurs filons microgranitiques de teinte assez sombre. Le champ filonien le plus important, composé de filons de 5 à 10 m de puissance, orientés N10°E à N50°E, affleure dans les anses de Cam-Louis et de Poulfoën, au Nord-Ouest de Plouescat. Le filon de Cam-Louis se prolonge de façon discontinue vers le SSW (butte à l'Ouest de Poulhazec). Un filon identique affleure dans l'anse de Brignogan, quelques dizaines de mètres à l'Ouest de la feuille. La texture des microgranites est porphyrique, hétérogranulaire sauf à l'éponte. Les phénocristaux d'orthose sont fréquemment phyllitisés, le quartz est abondant et présente les classiques lacunes de croissance. Les plagioclases sont séricitisés, les biotites sont chloritisées ; la mésostase est felsitique ou granophyrique.

Deux autres filons indépendants, de direction subméridienne, ont été également observés plus au Sud. L'un, jadis exploité pour moellons, affleure assez mal près de Keryun, au Sud de l'anse de Kernic ; l'autre, puissant de 20 m, s'étend sur 200 m près de Kerdrein, au Sud de Tréflaouéan, près du contact avec les gneiss de Lesneven. Les phénocristaux (jusqu'à 5 cm) sont constitués d'orthose perthitique rosé à inclusions de plagioclase, et de quartz ocellaire. La mésostase est à quartz, orthose, rares plagioclases parfois zonés

(An 10-15), biotite très abondante et apatite. Les textures micropegmatiques sont fréquentes.

Les analyses des microgranites de Cam-Louis et Poulfoën indiquent un caractère nettement acide ( $\text{SiO}_2 \sim 72\%$ ), potassique ( $\text{K}_2\text{O} > 5\%$ ) et peralumineux (fig. 11). Les teneurs relativement élevées en Ba ( $> 400$  ppm) excluent un fractionnement intensif de feldspath potassique (tabl. 19).

Les âges K/Ar moyens sont :  $244 \pm 12$  Ma pour le filon de l'anse de Brignogan, et  $229 \pm 11$  Ma pour celui de Poulfoën (Bellon *et al.*, 1988). La différence entre ces deux âges tient à l'abondance variable de la séricite secondaire. On peut donc considérer que les âges obtenus sont minimaux et que l'écart entre les âges ne reflète pas deux périodes de mise en place. L'intrusion des filons microgranitiques paraît devoir être rapportée au Permien. Par ailleurs, ces filons évoquent les elvans de Cornouaille anglaise.

**Q. Quartz.** Les filons de quartz sont nombreux sur la feuille, mais restent pour la plupart stériles. Les plus importants occupent des failles du système tardif N100-110° E, avec une orientation s'incurvant à N120-130°E dans les zones d'ouverture en transtension (Rucat en Kéavel, Roscoff). Ils recoupent toutes les formations métamorphiques et plutoniques. Il s'agit d'un quartz blanc massif, à texture de silicifiat, fréquemment bréchique, associé à des stockwerks de veinules et à des faciès géodiques dans les zones d'ouverture. Les filons les plus puissants jalonnent le système de failles du ruisseau de Kéralle au Sud de Plouescat : Kerhirin (plus de 10 m de puissance), Kerzéan dont le filon se prolonge de façon discontinue jusqu'au Nord de Lanveur, et probablement Kérouzern en Sibiril. Près de Saint-Pol-Roscoff, ce système est représenté par le puissant filon lenticulaire de Kéavel, le gros filon aujourd'hui inaccessible de Créac'h al Léo et plusieurs filons sur l'estran, dont la brèche siliceuse de l'anse du Vrennit.

Un filon de quartz ENE-WSW de 2,5 m de puissance affleure au Sud-Est de Kernéizon (Ty Névez Peren). Une grosse lentille quartzeuse, de même orientation, affleure au Sud de l'île des Prés, près de l'île de Batz. Des filons de quartz subméridiens recoupent les leucogranites dans un récif de la baie de Goulven, à l'île de Siec, ainsi que les micaschistes près de Kerdirou en Saint-Pol.

## FORMATIONS SUPERFICIELLES

### Formations périglaciaires

**œ. Limons et dépôts associés.** Le relief de la partie septentrionale du haut Léon est empâté de produits de gélivation qui ont été entraînés par la

gélifluxion sur les versants, au cours de la dernière glaciation. Les gélifrac<sup>t</sup>s emballés dans une matrice limoneuse ou limono-sableuse forment le head. Celui-ci s'est déposé durant le Pléniglaciaire inférieur et moyen, et peut atteindre plusieurs mètres de puissance en bas de versant. Ces formations n'ont pas été représentées sur la carte pour ne pas nuire à sa lisibilité. À leur base on observe parfois des sols fossiles, pouvant aussi se trouver interstratifiés dans des coulées périglaciaires du Weichsélien ancien ou des dunes fluées. Des complexes pédogéniques importants sont encore visibles vers la base des falaises entre le port de Blosson et la grève du Man. Ils reposent sur un cordon ancien ou un niveau de head peu épais fossilisant celui-ci. Il s'agit de rankers ou de sols bruns plus évolués correspondant à des interstades tempérés. La partie supérieure de ces formations est souvent sableuse. Elle est parfois ravinée par un cailloutis englobant des galets marins, au-dessus duquel des sables dunaires se sont déposés. Ces sables sont généralement ruisselés. Ils admettent de nombreux lits de graviers arénacés et ils se chargent progressivement de particules silteuses, avant de passer à des heads à blocs ou directement à des limons. Des sols fossiles du Weichselien ancien ont été également remarqués à l'île de Batz, à l'île de Siec et surtout sur la rive gauche de l'estuaire du Guillec. Les plus belles coupes étaient visibles dans la petite crique située à proximité de Ty Izella, mais un cordon d'enrochements les a masquées. Le Weichselien ancien y est bien développé. Au-dessus des formations marines inférieures, pénétrées par un sol podzolique, on observait une succession de niveaux de sable dunaire et d'arène fluée, avec des niveaux pédogénisés étirés et déformés par la gélifluxion. Entre ces dépôts et les formations pléniglaciaires supérieures, on notait également la présence d'un niveau de sable éolien, comme sur le littoral, au Sud du port de Blosson. Ces paléosols et ces sables éoliens correspondent aux interstades tempérés qui ont régné sur la région après l'optimum climatique éémien, avant que des climats périglaciaires ne s'établissent sur la Bretagne septentrionale (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986).

☉h. **Limons hydromorphes.** Dans les cuvettes du plateau léonard, ou sur la plate-forme littorale, les formations limoneuses, affectées par une saturation temporaire ou permanente des pores par l'eau, sont caractérisées par des phénomènes de réduction ou de ségrégation locale du fer. Le fer ferreux, s'accumulant dans les profils, leur confère une teinte gris bleuâtre. Parfois dans les zones mieux drainées, ces limons gris présentent de nombreuses taches rouille correspondant à des concentrations de fer ferrique. Les sols hydromorphes, se développant sur ces formations limoneuses, sont naturellement occupés par des prairies permanentes, mais, lorsqu'ils sont drainés, leurs qualités agronomiques peuvent être améliorées ; ils sont alors mis en culture.



**GP. Coulées de gélifluxion.** Durant le Pléniglaciaire inférieur et moyen, le froid humide a favorisé la gélifraction et le développement des coulées de gélifluxion sur les versants. Au Pléniglaciaire supérieur, la chute des températures et l'extension des inlandsis sur l'hémisphère nord se sont traduits par un abaissement important du niveau marin, qui a découvert les fonds de la Manche jusqu'à plus de 120 m de profondeur. La sécheresse du climat a alors favorisé la déflation éolienne qui a vanné les dépôts fluvio-glaciaires et les formations vaseuses qui pouvaient se trouver sur la plate-forme continentale émergée. Ces particules, emportées vers le Sud par les vents anticycloniques, se sont ensuite déposées sur les reliefs voisins. Les accumulations limoneuses de la côte nord du Léon sont typiquement éoliennes, avec 60 % de particules comprises entre 0,005 et 0,5 mm. Localement, ils peuvent être carbonatés, et de petites poupees de lœss ont été observées à Portsall (feuille Pourzel), ainsi que dans la partie orientale de l'île de Siec. Des concrétions plus importantes sont visibles dans les limons affleurant sur les estrans en avant du massif dunaire de la presqu'île de Perharidi. En surface, ces limons pléniglaciaires sont souvent marqués par des réseaux de cloisons de forme polygonales correspondant à des fentes de cryodessiccation. Ces fentes de gel peuvent pénétrer le sédiment sur plus de 1,5 m de profondeur. Vers l'intérieur des terres, sur le plateau du Léon, des placages importants peuvent également être notés, mais l'érosion a décapé les niveaux fins supérieurs, et ces formations sont souvent chargées de graviers.

### **Formations lacustres et fluviales**

**Fz. Alluvions des vallées.** Les rivières traversant la carte prennent toutes leur source sur le plateau du Léon, quelques kilomètres plus au Sud, aussi les dépôts alluviaux y sont peu développés. Dans la vallée du Quilimadec, au Sud-Ouest de Plouider, une campagne de sondages Banka, menée par le BRGM, avait montré la présence de 2 à 3 m d'alluvions reposant sur un remblaiement de matériaux fins, sable et granules, parfois présent jusqu'à plus de 12 m de profondeur (Vogt, 1961). Ces résultats n'ont pas été confirmés par les sondages menés ultérieurement dans cette vallée. On peut penser cependant qu'il y aurait là de petits pièges d'origine tectonique qui auraient permis localement la conservation de dépôts marins pliocènes sous la base des alluvions quaternaires. L'élargissement du flat alluvial dans la partie inférieure de la vallée de la Flèche est lié à la remontée eustatique flandrienne. Les fonds alluviaux sont moins développés dans la partie orientale de la carte, et les alluvions récentes, remblayant les anciens biefs de moulin, correspondent au dépôt des particules entraînées par le ruissellement sur les versants, du fait de certaines pratiques agricoles, ainsi que d'opérations d'arasement des talus qui retenaient autrefois les sols.

**Lz. Marais littoraux (« paluds »).** En arrière du cordon dunaire fermant la baie de Goulven, les eaux du Froust stagnaient autrefois dans un marais qui fut drainé dans la première moitié du XIX<sup>e</sup> siècle. D'autres formations lacustres, correspondant à d'anciens fonds d'étangs, peuvent également être observées près de Kernic et à Kerurus. Vers la pointe occidentale de l'île de Batz, la dépression s'ouvrant à l'Ouest de Kerabandu est remblayée par des formations sablo-limoneuses. Celles-ci sont creusées de fosses subcirculaires limitées par des talus. Cet aménagement correspondrait à des réservoirs destinés à conserver l'eau en période de sécheresse.

**T. Tourbières littorales** (indications ponctuelles). Des tourbes flandriennes affleurent souvent sur les estrans au moment de démaigrissements hivernaux. Elles correspondent à d'anciens fonds de marais formés en arrière de cordons dunaires qui ont par la suite reculé vers l'intérieur des terres. À Plounéour Trez, la tourbe de la plage du Lividic a fourni une date radiocarbone de 1 390 années B.P. Ce dépôt organique fossilise un vieux sol qui a livré des poteries et un petit dépôt de fondeur remontant au Bronze moyen ou final.

Sous les tangues de la grève de Goulven, reposant sur un sol lœssique, un banc de tourbe, atteignant 0,3 m d'épaisseur, est visible localement dans les chenaux de marée sillonnant la partie sud du schorre de Palud Vras, ainsi que dans le chenal de la Flèche, entre Plounéour et Keremma. La présence de pollens d'*Alnus* (93 % du total des pollens d'arbres), l'absence d'*Ulmus* et de *Tilia* permettent de placer la formation de la tourbe de Palud Bras dans la période subboréale (Morzadec-Kerfourn, 1974). Les tourbes de l'anse de Porsguen à Plouescat ont été en grande partie décapées lors de l'aménagement du port. Elles ont livré des ossements de mouton et de nombreuses graines. Les charbons de bois prélevés dans le sol à la base de la tourbière ont été datés de 2170 ans avant J.C. et le sommet de la tourbe de 1440 ans avant J.C. Les débris de poterie associés confirment ces datations, et il apparaît que le sol inférieur serait contemporain de la construction de l'allée couverte de Kernic qui se trouve sur l'estran d'une anse voisine, vers 1,70 m au-dessus du niveau moyen de la mer.

À Santec, des tourbes, reposant sur des sols lœssiques hydromorphes, affleurent périodiquement sur les estrans en avant des cordons dunaires s'étirant entre la pointe de Corn al Loa et l'extrémité de la presqu'île de Perharidi. La partie supérieure de la tourbe de la plage de Jugan, située vers 2,80 m au-dessous du niveau des hautes mers actuelles, a été datée de 380 ans avant J.C., et l'analyse pollinique de cette formation indique qu'elle a pu se former vers 2330 avant l'actuel, durant une phase de recul de la mer (Morzadec-Kerfourn, 1974).

La répartition altitudinale de ces tourbes et les altitudes des monuments mégalithiques sur les estrans permettent de tracer, avec une certaine précision,

la courbe d'altitude du niveau marin maximum, sur la côte septentrionale du Léon (Delibrias *et al.*, 1971). Il semblerait, qu'après un mouvement transgressif régulier jusqu'à l'âge du bronze, où la mer aurait localement atteint son niveau actuel, il y ait eu une petite régression durant laquelle les fours à sel de l'âge du fer ont pu être implantés sur des estrans abandonnés par la mer.

**Nappes alluviales perchées** (non représentées sur la carte). Dans la vallée de l'Horn, on peut observer localement sur les versants ou les replats dominant le fond alluvial, la présence de galets de quartz et parfois de quartzites séricitiques. Dans le coude de Saint-Veltas, à une dizaine de mètres d'altitude relative, ces galets fluviaux constituent une véritable terrasse s'élevant pratiquement jusqu'au niveau de la ligne de partage des eaux, entre l'Horn et le Guillec.

### **Formations dunaires**

**Dz. Sables dunaires flandriens.** Durant les temps post-glaciaires, la mer est revenue occuper la plate-forme littorale du Léon en poussant devant elle des cordons dunaires, à partir desquels, à certaines époques, les sables éoliens ont envahi l'arrière-pays. Une première avancée des dunes serait à mettre en liaison avec une oscillation négative du niveau marin à l'âge du fer (Morzadec-Kerfourn, 1974). Au moyen-âge, l'île de Batz devait être encore reliée au continent par un cordon dunaire en continuité avec les dunes de Santec, et au VI<sup>e</sup> siècle, Saint Pol Aurélien fit édifier une chapelle, ainsi qu'un monastère, dans la partie orientale de ce territoire. Cette chapelle, rasée par les Vikings et reconstruite à la fin du XI<sup>e</sup> ou au début du XII<sup>e</sup> siècle, fut ensevelie par les sables au XVI<sup>e</sup> siècle et la population locale alla occuper un nouveau site portuaire plus à l'Ouest. Ce recul des cordons dunaires se poursuit aux XVII<sup>e</sup> et XVIII<sup>e</sup> siècles, et l'avancée des sables éoliens aurait alors eu pour conséquence, au Sud du chenal de l'île de Batz, l'abandon du village de Rosko Goz, site primitif de l'agglomération de Roscoff. Au début du XVIII<sup>e</sup> siècle, à partir de la plage du Dossen, les dunes de Santec envahissaient l'arrière-pays, et, lors des tempêtes, les sables éoliens se déposaient dans les rues de l'évêché de Saint-Pol-de-Léon. En baie de Goulven, le monastère de Saint-Gouévroc fut également abandonné dès le XVII<sup>e</sup> siècle, et la chapelle disparaissait sous les sables au XVIII<sup>e</sup> siècle. Cette remise en mouvement des cordons dunaires est généralement attribuée à une dégradation des conditions climatiques lors du petit âge de glace, pendant lequel les glaciers alpins reprirent leur progression.

À Santec, les sables du cordon dunaire du Dossen appartiennent à la catégorie des sablons et sont très bien triés ; il en est de même en baie de Goulven pour les dunes de Pen ar C'hleuz. Par contre, pour la flèche de Kernic, le grain moyen est toujours supérieur à 0,2 mm et se situe généralement vers 0,3 mm. Sur le littoral de Plouescat et de Cléder, on observe les mêmes

valeurs avec, localement, des accumulations plus grossières reflétant la granulométrie de l'estran, comme à Prat Bian. On peut constater également des analogies entre la teneur en carbonates des dunes bordières et celle des estrans voisins. Dans la partie interne des massifs dunaires, les valeurs tendent à diminuer.

Les massifs de Plougoum et de Santec ont été nivelés pour leur mise en culture et parfois creusés jusqu'aux niveaux humifères sous-jacents. Les dunes de Cléder ont été aussi exploitées en carrières après la seconde guerre mondiale, ainsi que celles de Porz Meur à Plouescat. Les anciennes exploitation de sable sont aujourd'hui occupées par des plantations de conifères, des lotissements, des campings ou des équipements de loisir.

Les littoraux dunaires sont en voie de recul rapide, même si localement on observe des progressions. Ces modifications de la ligne de rivage ont pu être induites par les endiguements du XIX<sup>e</sup> siècle, par exemple dans l'anse de Goulven (fig. 14) où l'on a assisté, depuis 1826, après la construction de la digue fermant l'estuaire de la Flèche, à la disparition du sillon de Péleuz et à la progression de la pointe de Penn ar C'hleuz (fig. 15). La partie distale de cette flèche laniérée, à crêtes multiples, est très mobile, et après une forte progression vers l'Ouest, elle tend depuis quelques années à reculer tout en s'élargissant vers le Nord. Actuellement, l'érosion marine semble s'accroître du fait de la remontée du niveau des océans et surtout à cause d'extractions abusives de sable et d'amendements marins. En baie de Goulven, des prélèvements massifs de sédiments sont toujours pratiqués au pied des dunes, bien que celles-ci soient la propriété du conservatoire de l'espace littoral et que des travaux de protection doivent être entrepris pour éviter que les cordons, protégeant les basses terres conquises sur la mer au XIX<sup>e</sup> siècle, ne se rompent, en particulier dans la partie proximale de la flèche de Penn ar C'hleuz.

**Dz/CE. Épandage sableux pelliculaire sur limon.** La partie orientale du massif dunaire de Santec, et celui de Plougoum, correspondent à des épandages peu épais qui n'ont jamais dû former de véritables dunes. Ces sables éoliens, mêlés aux formations limoneuses sous-jacentes, constituent des terres légères de bonne qualité, permettant, pour certaines cultures maraîchères, des rendements élevés.

## **Formations marines littorales**

### ***Pléistocène***

**My. Plages anciennes des basses plates-formes** (indication ponctuelle). Sur les estrans, ou accrochés à la base des falaises, des galets, des sables marins ou des dépôts estuariens plus fins, antérieurs à la dernière période glaciaire, jalonnent d'anciennes lignes de rivage situées au voisina-

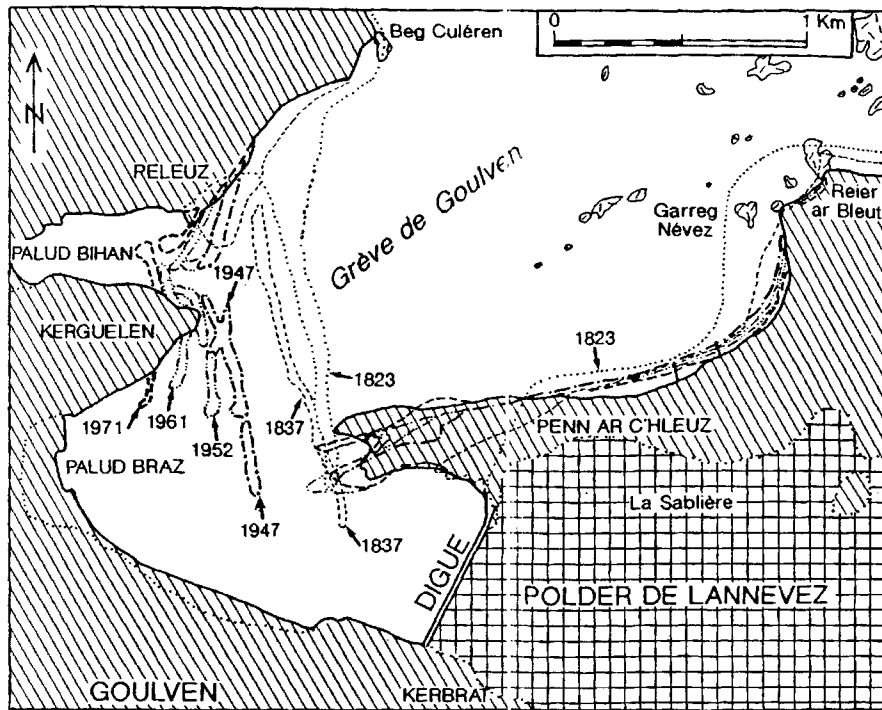
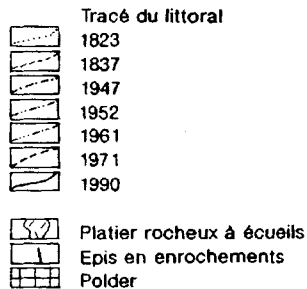


Fig. 14  
 Modifications de la ligne de rivage  
 sur la grève de Goulven  
 (C. Yoni, 1991 d'après B. Hallégouët,  
 1976).



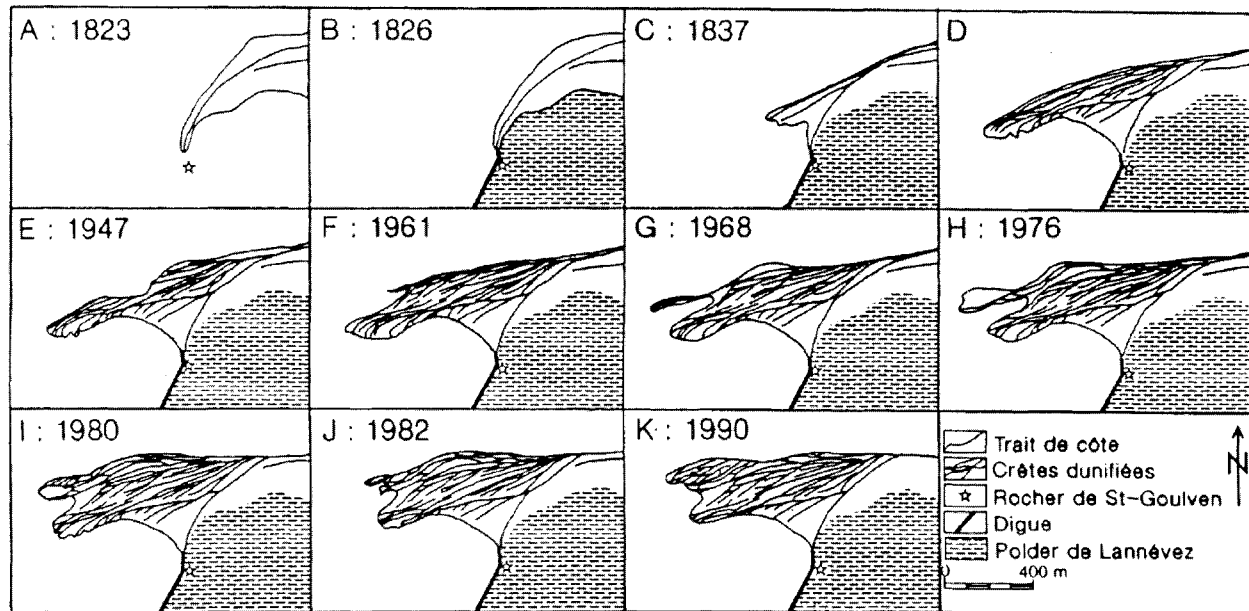


Fig. 15 - Évolution de la flèche de Penn ar C'hleuz depuis 1823

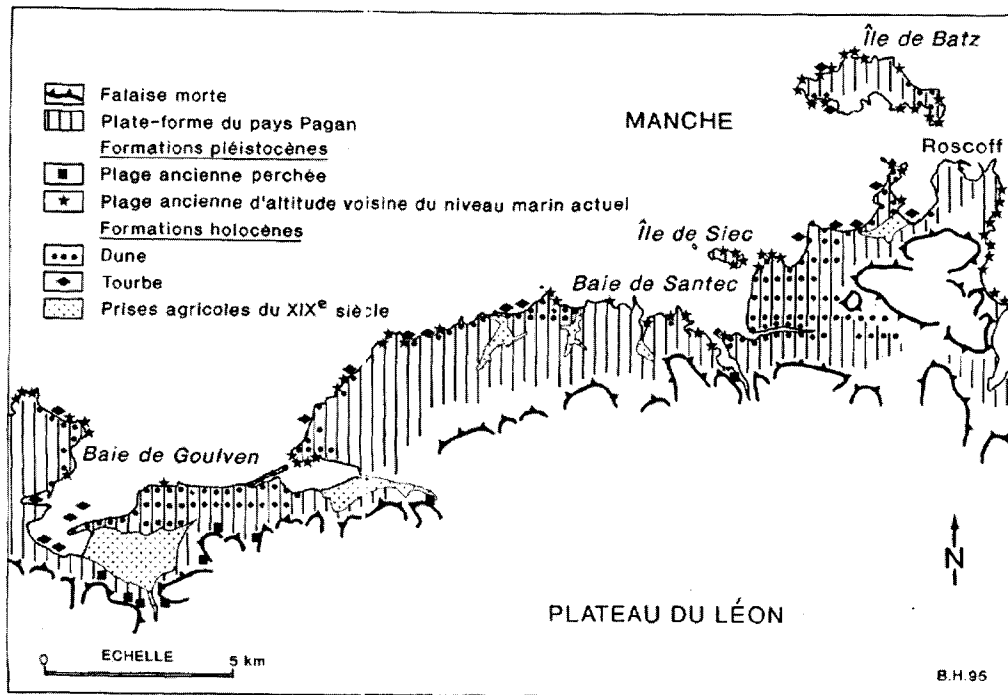


Fig. 16 - Formations littorales du Haut-Léon

ge du niveau marin actuel ou un peu plus haut (fig. 16). Ces formations sont souvent associées à des sables dunaires qui peuvent s'élever plus haut en altitude. Elles sont nombreuses sur tout le littoral, mais d'importance inégale. Les plus belles accumulations se situent dans la partie orientale de la carte, et le dépôt le plus impressionnant repose sur une ancienne plate-forme d'abrasion marine à l'Ouest de l'île de Batz. Dans ce milieu très exposé aux houles longues de l'Atlantique, le calibre des galets est supérieur à la normale, et la partie supérieure de la coupe est occupée par des blocs démesurés. Les plages anciennes du littoral de Plouescat sont parfois constituées par un sable grossier formant, dans l'anse de Prat Bian, un grès ferrugineux. La plage ancienne, qui était située dans la falaise de Pors ar Blosson, avant la construction des terre-pleins, correspondrait également à un poudingue faiblement consolidé par un ciment limoneux de couleur brune ; elle passait latéralement vers le Sud à une dune (Battistini, 1955). Au Sud de Créac'h André, la base du cordon bordant la grève du Man serait un ancien tombolo unissant la falaise aux écueils de la pointe du Cléguer, en avant de celle-ci (Chauris-Norroy, 1973).

La composition lithologique des galets est variée, et on observe souvent dans ces cordons, des roches d'origine lointaine ou inconnue. Leur érosion alimente les grèves actuelles, et habituellement on ne note pas de différences sensibles entre la granulométrie des cordons actuels et celle des plages anciennes. Les âges de ces formations correspondent vraisemblablement à l'interglaciaire éémien ou à un autre maximum transgressif du début du Weichsélien ancien. On peut s'interroger sur l'altitude maximale atteinte par la mer à cette époque et sur la signification des galets marins observés dans le cailloutis ravinant les sols du Weichsélien ancien à la base de la dune pléistocène que l'on peut voir parfois sans les heads pléniglaciaires. Les niveaux de sable éolien observés, interstratifiés dans ces sols, et les formations périglaciaires du début de la dernière glaciation, marquent sans doute des épisodes transgressifs qui n'ont pas dépassé le niveau actuel.

**Mx. Dépôts littoraux perchés.** Au pied de la falaise morte du pays Pagan et plus à l'Est en baie de Morlaix, ainsi que dans le Trégor, un certain nombre d'affleurements de galets marins permettent de suivre une ligne de rivage culminant vers 23 m NGF (fig. 16). Ce haut niveau marin a été retrouvé à la même altitude plus à l'Ouest au sommet de l'île de Molène ; par contre, il semble absent sur la côte occidentale du Léon où les dépôts sont moins élevés (feuilles Le Conquet et Plouarzel). Entre Goulven et Keremma, ces formations sont visibles dans les tranchées de chemins gravissant la falaise morte près de Lidinec, de Lanvrein et de l'Arvor. À leur base, on observe parfois des blocs émoussés de gros calibre correspondant aux roches locales ; les autres galets présentent une lithologie plus variée avec l'apparition de microgranites pouvant provenir des filons de Plouescat



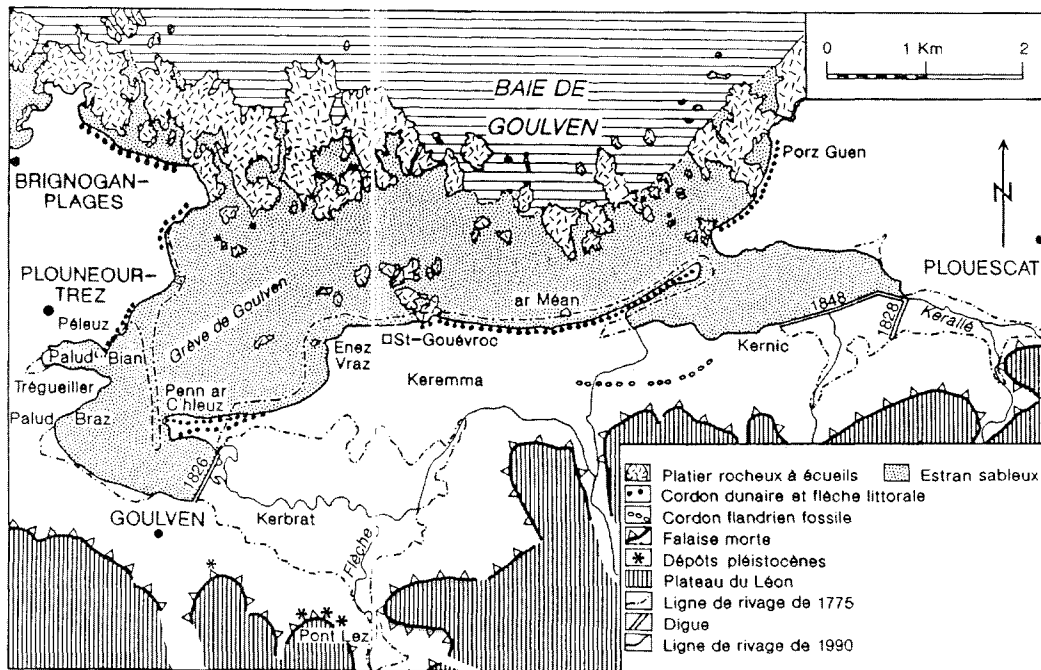


Fig. 17 - Évolution de la ligne de rivage en baie de Goulven depuis 1775 (d'après B. Hallégouët, 1976 et C. Yoni, 1991).

ou de Pontusval. Plus à l'Est, sur le flanc sud de la vallée du ruisseau de Kérallé, près de la ferme de Coat Luz, un dépôt de sable et de galets présente à peu près les mêmes caractères. Au Nord de Sibiril, un autre petit gisement de sable et de galets marins affleure près de Kerlavan, sur le versant occidental de l'estuaire du Guillec.

La matrice de ces cordons est constituée par un sable peu limoneux, beige ou parfois ocre. Leur partie supérieure sableuse est d'origine éolienne, et ces dunes plaquées contre la falaise morte sont ravinées par des heads, ou fossilisées directement par les limons de la dernière période glaciaire. On n'observe nulle part de continuité entre ces formations marines et celles qui garnissent la plate-forme littorale au voisinage du niveau marin actuel, et on peut être surpris par la fraîcheur des éléments lithiques de ces plages perchées. Ces dépôts sont azoïques et on peut s'interroger sur leur âge. Des datations à plus de 400 000 ans sont désormais disponibles pour des cordons pléistocènes de la côte sud de la Bretagne. En attendant de disposer de dates pour les plages anciennes de la côte septentrionale du Léon, on peut toujours se demander si ces plages ne seraient pas soulevées par rapport à celles de la Bretagne méridionale ou à celles du golfe normand-breton.

### **Holocène**

**Mz. Sables, graviers, et tangues des estrans.** De larges plages de sable et de graviers se développent en baie de Goulven, en baie de Santec et dans l'Aber de Roscoff. Sur les estrans, les sédiments sont souvent peu épais, et, localement, on peut voir apparaître, lors de démaigrissements, les formations périglaciaires sous-jacentes, ainsi que des plaques de tourbe holocène. C'est le cas dans l'anse de Goulven où des tourbes apparaissent sous les tangues du schorre de Palud Bras, ainsi qu'au fond du chenal de la Flèche, au Nord de la pointe de Penn ar C'hleuz (fig. 16 et 17). Les limons sont également subaffleurants sur la plage de Keremma, ainsi qu'au Sud de Beg Culéren, à l'Ouest de la grève de Goulven. Sur quelques sites, on peut observer des surépaisseurs de sédiments marins, lorsque ceux-ci colmatent un chenal d'écoulement fluvial, détourné de son cours naturel par l'allongement d'une flèche littorale. Des accumulations de plus de 5 m d'épaisseur ont été reconnues sur la plage de Roguennic, au Nord de Cléder, et semblent également exister sous les sables des baies de Goulven et de Santec.

Le grain moyen des sédiments des estrans correspond généralement aux catégories des sables moyens ou aux sablons, dans les secteurs plus abrités, ainsi qu'en bas de plage. Certains bas d'estran, en particulier la plage de l'Odé Vras, devant la flèche de Kernic, sont occupés par des bandes de sable grossier ou de graviers se disposant perpendiculairement par rapport à la ligne de rivage. La géométrie de ces traînées de sédiments grossiers, affectés de grands ripple-marks, semble en rapport avec la disposition des massifs

rocheux au large, plutôt qu'à la présence de courants de retour. Ces formes sont stables et se retrouvent sur les différentes missions de photographies aériennes effectuées depuis 1948. Les chenaux de marée sont également occupés par des graviers et sables grossiers formant de grandes rides de courant, en particulier de part et d'autre du goulet de Kernic.

Des tangues calcaires, résultant de la décantation des particules de la classe des limons, occupent le fond des anses, en particulier en baie de Goulven, où elles sont souvent colonisées par les plantes halophiles.

Les teneurs en carbonates de ces sédiments sont souvent élevées, aussi, ils sont exploités en tant qu'amendement calcaire par les agriculteurs locaux pour lutter contre l'acidité des sols et les alléger. En baie de Goulven, le pourcentage de calcaire évolue généralement entre 20 et 80 % ; dans le secteur de Kerfissien, il varie entre 50 et 80 %, dans l'estuaire du Guillec entre 40 et 75 %, et sur le littoral de Santec, on enregistre des valeurs se situant entre 40 et 90 %. Ces carbonates correspondent à la présence de nombreux débris biogènes fournis par les organismes se développant sur les substrats rocheux ou dans les sédiments. Ces éléments entraînés par les courants migrent progressivement vers l'Est ou restent piégés dans les rentrants du littoral. Ce transit littoral vers l'Est est confirmé par l'étude du cortège de minéraux lourds des sables des plages (Chauris, 1982, 1987a). Le sphène constitue un excellent traceur, et, à partir des affleurements dioritiques de Batz, il est possible de suivre sa migration en direction des zones orientales de l'île.

Les profils de plages sont soumis à des rythmes saisonniers. Généralement, le sable glisse vers le bas-estran en hiver, mais revient en été garnir le haut de plage et couvrir les affleurements de limon ou de tourbe. Cependant, lors de tempêtes, des démaigrissements plus importants peuvent se produire, et une plage, comme celle de Roguennic, peut voir alors son profil s'abaisser de plus de deux mètres, déchaussant ainsi les ouvrages de protection contre l'érosion littorale. Localement, l'érosion des sédiments des plages peut favoriser l'apparition de placers littoraux, par exemple sur les grèves de Plouescat, de Cléder, ainsi qu'au Sud de l'île de Siec. Les concentrations de minéraux lourds peuvent être alors abondantes et dépasser localement 80 %. Ces dépôts de teinte rougeâtre à noirâtre peuvent parfois présenter de fortes concentrations en grenat, en ilménite ou en amphibole.

**MzG. Blocs et galets marins des estrans.** Des amas de galets se disposant parallèlement au trait de côte, ou perpendiculairement par rapport à la direction générale de celui-ci, garnissent localement les estrans. Sur la côte septentrionale de l'île de Siec, ainsi qu'entre les ports de Blosson et de Pempoul, en particulier à la grève du Man, ils forment, en haut d'estran, des **cordons littoraux** (M) plaqués contre la roche ou les formations périgla-

ciaires. Au Nord de l'île de Batz, ils isolent de la mer la dépression de Kera-bandu.

À l'abri de roches, en avant du rivage, ils constituent des flèches en « queue de comète ». Celles-ci sont nombreuses sur les estrans au Nord de l'île de Batz. L'extrémité de celle de Castel Guen rejoint le littoral de cette île, tandis que les autres en restent éloignées. La flèche de Golhédéc, à l'Ouest de l'île de Siec, présente également les caractéristiques d'un tombo-lo submersible. En baie de Goulven, on observe aussi à l'abri des roches précédant les estrans sableux, des cordons pointés vers le Sud. Certains d'entre eux, comme celui du Guen, ne sont accessibles que lors des grandes marées.

Les accumulations les plus exposées, telles que celles du Guen et de Golhédéc, sont constituées de très gros galets. En position plus abritée, au Sud du port de Bloscon, le calibre de ceux-ci diminue. La lithologie des galets correspond souvent à celle du substratum local, mais on observe aussi des éléments dont l'origine peut être plus ou moins lointaine, par exemple en baie de Morlaix. Ces cordons littoraux sont nourris par l'érosion des formations pléistocènes et par le dégagement des géli fractas sur d'anciennes plates-formes d'abrasion marine défoncées par le gel durant la dernière glaciation. Des migrations peuvent être observées le long du rivage à partir d'affleurements bien individualisés, et, après les tempêtes, on remarque souvent, en baie de Goulven, des blocs arrachés à la barrière d'écueils, vers la limite des basses mers, et entraînés vers le Sud avec les algues qui s'y étaient fixées. Un certain nombre de galets, comme des rognons de silex crétacés, semblent être parvenus jusqu'à leur position actuelle avec les cordons, qui ont remonté la pente continentale en roulant sur eux-mêmes, pendant la transgression flandrienne. Pour quelques éléments ne correspondant pas à des roches connues à proximité, on pourrait penser à une origine glacielle (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1989). Cependant, jusqu'à présent, on n'a pas encore identifié de galets de basalte et autres roches d'origine islandaise sur les rivages du haut Léon, contrairement à ce que l'on observe sur la côte occidentale du Finistère.

**MzP. Sables et tangles des polders.** Les sédiments occupant les anses et les prés salés, isolés de la mer au XIX<sup>e</sup> siècle, ont été mis en culture ou laissés en pâtures. Ces terrains ont subi une évolution pédologique et ont reçu des fertilisants permettant des rendements agricoles élevés et des productions précoces du fait de la douceur du climat.

### **Dépôts anthropiques**

**χ. Remblais.** Beaucoup de carrières abandonnées ont été comblées de restes végétaux provenant d'opérations de remembrement, ou par des

déchets agricoles et des ordures ménagères, ainsi que par les objets et matériaux encombrants qui y ont été déposés. Quelques décharges, comme celle du vallon de Kergarvan au Nord de Sainte-Catherine, sont encore actives. Des déchets ont été aussi accumulés dans les zones humides littorales, en particulier au fond de l'anse de Palud Bian, au Sud du bourg de Plounéour-Trez. Des remblais ont été disposés, sur le littoral de Roscoff, pour la création de terre-pleins portuaires, en bordure du vieux port et surtout à l'abri de la jetée du port de Blosson.

**Digues** (indications ponctuelles). Au XIX<sup>e</sup> siècle, de nombreuses digues ont été édifiées sur le littoral septentrional du pays de Léon afin de gagner sur la mer de nouvelles terres agricoles. De nombreuses anses et marais maritimes ont ainsi été asséchés et le linéaire côtier considérablement réduit. Les principaux ouvrages sont ceux de la baie de Goulven et celui de l'anse de l'Aber (fig. 16).

**Délestages** (indications ponctuelles). Aux abords du site portuaire de Roscoff, dans le chenal de l'île de Batz et dans l'anse de l'Aber, de la craie et des roches exotiques, provenant de délestages, ont été observées. Localement, dans certains cordons littoraux, comme au Nord de l'île de Siec, on peut aussi remarquer des concentrations anormales de silex pouvant correspondre au lest de bateaux naufragés.

**Cordons d'enrochements** (indications ponctuelles). Du fait des extractions de sable sur les estrans, ainsi que dans la zone pré-littorale, des cordons d'enrochements ont été disposés sur les rivages dunaires afin d'enrayer la progression de l'érosion marine. En baie de Goulven, des dispositifs en épis ont été expérimentés ; ailleurs il s'agit d'ouvrages longitudinaux disposés au pied des dunes ou parfois de fabriques taillées dans les dépôts périglaciaires. Les blocs utilisés proviennent généralement de carrières de granite situées à l'intérieur des terres, dans le périmètre de cette carte et s'intègrent plus ou moins dans le paysage. Localement, des roches d'origine plus lointaine, comme le granite rose de Ploumanac'h, ou les schistes de la région de Morlaix, ont été utilisées, en particulier sur le littoral de Santec.

## *GÉOLOGIE MARINE*

La partie marine de la feuille Saint-Pol-de-Léon s'étend largement dans sa partie septentrionale. Ce secteur appartient à la frange méridionale de la plate-forme épicontinentale de la Manche occidentale, à proximité de son entrée sud-ouest. La côte du pays de Léon, qui borde ce plateau continental, est rocheuse, interrompue seulement à l'Ouest, par la vaste grève de Goulven (découvrant très largement à marée basse), et par la baie de Siec, à l'Est. À basse mer, lors des forts coefficients, l'île de Batz n'est séparée de la terre ferme que par un étroit chenal.

Jusqu'à une profondeur ne dépassant pas la soixantaine de mètres, la morphologie sous-marine est accidentée et correspond à l'extension en mer des formations rocheuses littorales. Pour cette frange proche de la côte, on note un resserrement très net des isobathes au Nord de l'île de Batz où, en moins de 6 km, on passe du rivage aux fonds de 70 m. Au-delà, commence la vaste plate-forme de la Manche dont les fonds sont généralement inférieurs à 100 m (jusqu'à une limite joignant l'extrémité de la Bretagne continentale et la pointe sud-ouest de la Cornouaille) et dont l'axe est très faiblement incliné en direction de l'WSW.

Sur la carte, ont été représentés à la fois les grands traits de la géologie du substratum rocheux (d'après Andreieff *et al.*, 1973 ; Auvray et Lefort, 1971 ; Lefort, 1975) concernant la géologie du socle submergé péri-armoricain, et les caractéristiques générales de la couverture sédimentaire meuble, reprises pour l'essentiel de la carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000 (Larsonneur *et al.*, 1979). Etant donné la densité, généralement faible, des points de prélèvement et l'échelle à laquelle ces documents ont été établis, les contours des différentes unités géologiques et sédimentologiques sont très schématiques et ne sont donnés qu'à titre indicatif.

## Substratum

Le substratum rocheux correspond à la bordure méridionale du demi-graben du bassin de la Manche occidentale, limité au Sud par le grand accident Aurigny-Ouessant (Boillot et Lefort, 1974). Au Sud de cet accident majeur, le socle armoricain n'est recouvert que par un monoclinale de formations crétaées et cénozoïques (essentiellement éocènes) dont l'épaisseur ne dépasse pas 500 m.

Sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, le socle armoricain est recouvert grosso modo à partir de l'isobathe 70 m, par la vaste couverture des formations post-paléozoïques, constituée ici et en surface par des calcaires éocènes. Ce socle a été subdivisé par J.P Lefort (*in* Andreieff *et al.*, 1973) en deux unités avec, au large, un **granite alcalin à deux micas**, à texture grenue (granito-gneiss :  $\gamma\zeta$ ) et près de la côte, le **granite de Plouescat-Kerlouan** ( $\rho\gamma$ ), à faciès porphyroïde. Il ne semble pas s'étendre en mer au-delà des récifs de Plouescat.

Dans le Nord de la carte, la couverture méso-cénozoïque est surtout représentée par les **calcaires du Lutétien (e5) et du Bartonien (e6)** qui témoignent d'une très large transgression, amorcée au Lutétien inférieur. Il s'agit de biomicrocrites plus ou moins cimentées de faciès de plate-forme, à débris algaires et grands foraminifères (*Gyroidinella magna*, *Orbitolites complanatus*, *Fabiana cassis*, *Alveolina*, *Linderina*). Toutefois, G. Boillot (1964) distingue une étroite bande au Nord de l'île de Batz, constituée de

grès glauconieux parfois très peu calcaires, renfermant des quartz émoussés, des feldspaths et quelques micas blancs. Ce dépôt pourrait correspondre à une limite paléogéographique.

### **Couverture de sédiments meubles**

La couverture des sédiments meubles quaternaires de cette région est généralement peu épaisse et discontinue et laisse parfois affleurer largement le socle. C'est cette particularité qui a permis la réalisation d'un nombre non négligeable de prélèvements de roches, par drague ou carottier court à gravité.

Les houles dominantes de secteur ouest ont une action déterminante sur la frange côtière jusqu'à une profondeur de l'ordre de la dizaine de mètres, au-dessous de laquelle les courants de marées deviennent prépondérants. En période de tempête, l'action des houles peut atteindre 50 m, voire plus. Les courants de marées sont importants et peuvent atteindre 2,5 nœuds en surface lors des marées de vive-eau (qui correspondent à un marnage de 7-8 m) ; leur action est déterminante sur le contexte sédimentaire de cette région et explique l'absence de sédiments fins et notamment pélitiques (vases).

Les affleurements rocheux dessinent une frange large de quelque 2 km long du littoral. Dans le détail, cette bande n'est pas franchement continue et de petits bassins, cuvettes ou chenaux, peuvent servir de pièges aux sédiments, entre les têtes de roche.

À la suite de la dernière transgression glacio-eustatique (flandrienne), le stock ancien pléistocène, constitué en majeure partie de dépôts détritiques, a été remanié et contaminé progressivement par du matériel bioclastique : bryozoaires, mollusques, spongiaires, échinidés, balanes, algues calcaires, ... Les différentes unités sédimentaires présentes, au nombre de huit, montrent ainsi une gradation entre des faciès lithoclastiques peu carbonatés et des faciès bioclastiques très carbonatés.

On note une augmentation de granulométrie vers le large, des sables côtiers aux cailloutis. Au-delà de la frange rocheuse littorale, les sables lithobioclastiques graveleux (30 à 50 % de carbonates ; S1bb) s'étendent jusqu'aux fonds d'une cinquantaine de mètres. Plus loin, la teneur en carbonates croît et apparaissent les sables biolithoclastiques (50 à 70 % de carbonates), graveleux (S1lb), et les sables bioclastiques (plus de 70 % de carbonates), graveleux (Sbb), ou grossiers à moyens (Sbc). Ce dernier faciès correspond en fait à la seule accumulation sableuse notable de la carte. Il s'agit du Trezen ar Skoden, situé immédiatement à l'Ouest de l'île de Batz, et qui correspond à une dune hydraulique façonnée par les courants de marées. Plus à l'Est, dans la baie de Morlaix, ces dunes sous-marines sont

mieux représentées (dunes du Rater, des Trépieds, du Trezen ar Gorgégou), mais le Trezen ar Skoden est la plus belle. Elle culmine à - 43 m et s'étend sur un peu plus de 3 km de longueur ; sa largeur maximale dépasse 1 km et son épaisseur oscille entre 20 et 25 m. Cette dune a été reconnue par sismique réflexion et dragages (Horn *et al.*, 1972). Son volume est estimé à 76 106 m<sup>3</sup>, avec des teneurs moyennes en carbonates de l'ordre de 80 %. Avec ses voisines, elle pourrait présenter un intérêt économique pour l'extraction de matériaux carbonatés (cimenterie, amendements calcaires,...). La base rocheuse de la dune est accidentée par quelques irrégularités qui ont été à l'origine de sa fixation. Au Nord de cette bande sableuse, s'étend le secteur des graviers (entre 2 mm et 20 mm de grain moyen) lithobioclastiques (G1bb et surtout G1ba). Vers la limite nord de la feuille, apparaît la frange méridionale de la vaste nappe de cailloutis (diamètre supérieur à 20 mm) lithoclastiques de la Manche (C1a et C1b).

Aucune concentration notable de maërl (accumulation de concrétionnements d'algues calcaires, du genre *Lithothamnium*, en forme d'arbuscules) n'a été reconnue dans le secteur de la carte Saint-Pol-de-Léon, contrairement à la baie de Morlaix toute proche.

Un seul carottage de sédiments meubles a été réalisé à notre connaissance dans les limites de la carte. Il s'agit du vibrosondage AF151 (Lassagne *et al.*, 1978) qui a carotté, à proximité immédiate de Roscoff (48° 43' 67 N et 3° 57' 83 W, profondeur d'eau de 8 m), sous 50 cm de sables fins, gris, micacés, 2 m de sables grossiers, gris, coquilliers et siliceux.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, sont représentées deux entités géologiques : il s'agit d'une part, des formations métamorphiques anté-carbonifères ortho- et paradérivées et d'autre part, des formations plutoniques granitiques datées entre 330 et 290 Ma.

### Nature et structure des terrains métamorphiques

À l'échelle du Léon, les formations métamorphiques se disposent en un vaste antiforme d'axe NE-SW (cf. schéma structural, associé à la carte). Deux unités métamorphiques sont distinguées :

– l'unité inférieure, au cœur de l'antiforme, est constituée d'un orthogneiss œillé, l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist, dérivant d'une granodiorite et daté à 385 ± 8 Ma (Cabanis *et al.*, 1979), puis à 392 ± 14 Ma (Guerrot, comm. pers.) ;



– l'unité supérieure, qui la surmonte, comprend un ensemble de formations paradérivées à composition pélitique à gréso-pélitique (micaschistes de la Penzé à intercalations de niveaux quartzitiques et phanitiques, paragneiss à biotite + sillimanite, migmatites et anatexites de l'Horn), parfois fortement alumineuses (paragneiss alumineux), de formations à composition basique (amphibolites et élogites) dérivant de gabbro (Cabanis et Godard, 1987), de formations à composition calco-silicatée (pyroxénites et gneiss à silicates calciques) d'origine incertaine et d'une formation orthodérivée à composition granitique (orthogneiss de Plouénan).

L'ensemble de ces deux unités est affecté par un métamorphisme intermédiaire synchrone de la déformation régionale et dont l'intensité croît progressivement vers le Nord (Cabanis *et al.*, 1979 ; Jones, 1994). Du Sud-Est vers le Nord-Ouest, les micaschistes à biotite-muscovite passent en continuité à des micaschistes à staurotide-grenat, puis à des micaschistes et des paragneiss à biotite-muscovite-sillimanite et enfin à des migmatites, allant localement jusqu'à des anatexites. Ce passage, bien que progressif, est très rapide (moins de 2 km). Au Nord et au Nord-Est de cette voûture migmatitique, le gradient métamorphique semble diminuer, avec la réapparition de gneiss migmatitiques (Dossen), de paragneiss à sillimanite (Pontigou en Roscoff), de paragneiss à biotite-muscovite (grève du Man). Mais les affleurements, discontinus, souvent constitués de grands panneaux lenticulaires, d'extension parfois hectométrique, bien visibles sur l'estran depuis Palud (Santec) jusqu'à Roscogoz, au Nord de Lagadenou (Roscoff) ne permettent pas de reconstituer la géométrie d'ensemble. L'âge de ce métamorphisme, vraisemblablement dévonien, n'est pas certifié. Il est nécessairement plus ancien que l'intrusion granitique de Saint-Renan-Kersaint datée à 330-340 Ma (Deutsch et Chauvis, 1965 ; Leutwein *et al.*, 1969).

Au contact entre l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist et les paragneiss de Lesneven, ont été reconnues de nombreuses lentilles de metabasites à reliques élogitiques encaissées dans les paragneiss de l'unité inférieure (Cabanis et Godard, 1987 ; Lacroix, 1891 ; Paquette *et al.*, 1987). Les conditions thermobarométriques de ces élogites ont été déterminées à 650-700 °C pour une pression minimale de 13-14 kbar. Ces élogites sont d'affinité tholéitique de type N-MORB. L'âge de cet épisode de haute pression obtenu par la méthode U-Pb sur zircon (intercept bas) avoisine 442 ± 14/-28 Ma (Paquette *et al.*, 1987). La découverte lors du levé de la carte, à proximité de lentilles élogitiques, de paragneiss alumineux confirment ces observations. L'histoire enregistrée par ces roches est résumée ici (Bosse *et al.*, en prép.). L'histoire prograde est révélée par la présence de staurotide incluse dans le grenat. Les paragenèses de haute pression comprennent selon les échantillons, grenat + disthène + rutile ou grenat + disthène + plagioclase + biotite. Dans la matrice, les transformations secondaires se

caractérisent par la cristallisation de biotite et de cordiérite et parfois de staurotite et silicate d'alumine (andalousite-sillimanite) aux dépens du grenat et du disthène. Deux échantillons à cordiérite + biotite + andalousite-sillimanite et à texture granoblastique sont interprétés comme des cornéennes. L'intensité des rééquilibrages tardifs n'a pas permis de quantifier avec précision les conditions thermobarométriques de ces assemblages. Néanmoins, la succession paragénetique observée permet d'envisager un épisode de haute pression qui pourrait être cofacial de celui des éclogites, auquel fait suite une forte décompression s'achevant par une décroissance en température à moyenne et basse pression.

Les études pétrologiques permettent de conclure à l'existence d'une histoire métamorphique polyphasée. Un épisode précoce éohercynien, durant lequel le Léon est fortement épaissi, est caractérisé dans les éclogites et les paragneiss alumineux à la base de l'unité supérieure. Selon P. Balé et J.P. Brun (1986), l'occurrence de ces lentilles éclogitiques, à proximité du contact, impliquerait l'existence de structures chevauchantes d'échelle crustale. Les données recueillies au cours du lever de la feuille n'excluent pas une extension plus importante du métamorphisme éclogitique. L'ensemble de ces deux unités supérieure et inférieure est par la suite affecté par un métamorphisme de type intermédiaire d'âge dévonien probable, synchrone de la déformation régionale et induisant la rétomorphose des formations éclogitiques. Enfin, une seconde déformation est responsable du plissement se matérialisant cartographiquement par l'antiforme.

## Magmatogenèse

La feuille Saint-Pol-de-Léon présente un plutonisme varié dans lequel on peut reconnaître trois « pôles » principaux :

- un pôle basique et potassique, caractéristique de l'association subalcaline, représenté par des massifs gabbroïques (gabbro de Kersaliou) à dioritiques (monzodiorites de Créac'h André et de Plounévez-Lochrist) de dimensions réduites et des enclaves microgrenues sombres (granite de Brignogan) ;
- un pôle acide, potassique et fortement peralumineux, d'assignation typologique plus ambiguë (association alumino-potassique à subalcaline), mais que certains caractères (teneurs en Ta et rapports Th/Ta par exemple) distinguent des leucogranites peralumineux communs (type Limousin). Ce pôle est essentiellement représenté par le monzogranite de Brignogan et certains faciès du complexe de Roscoff (*pro parte* Roc'hinigou et île de Batz) ;
- un pôle très acide et fortement peralumineux, caractéristique de l'association alumino-potassique de type Limousin, d'expression assez discrète (leucogranite de Sainte-Catherine, *pro parte* Lescondan et Batz).

À ces pôles principaux s'ajoutent des roches acides métalumineuses à faiblement peralumineuses toujours nettement potassiques (Kerméan et *pro parte* Roscoff), attribuables à l'association subalcaline et/ou à l'association calco-alcaline potassique. Cette diversité traduit une variabilité des conditions de production et des sources des magmas.

Une étude pétrologique détaillée du massif de Brignogan-Plouescat a été effectuée par Y. Georget (1986) dont les principales conclusions sont les suivantes :

- le monzogranite, nettement peralumineux, est d'origine crustale ;
- ses faibles teneurs en terres rares lourdes ( $Yb < 1$  ppm) et un fractionnement important entre ces éléments (rapport  $[Tb/Yb]_N$  nettement  $> 1$ ) traduiraient la présence de grenat dans le résidu ; une fusion dans les conditions du faciès granulite de basse ou moyenne pression et à taux relativement élevé ( $> 50\%$ ) étant le mécanisme le plus probable ;
- dans l'environnement régional du granite, le seul matériau source possible, pour les monzogranites, serait un paragneiss riche en calcium, d'âge briovérien probable, qui représenterait le réservoir crustal profond à l'origine des magmas granitiques (« Briovérien profond ») ;
- néanmoins, le faible rapport isotopique  $^{87}Sr/^{86}Sr$  du monzogranite ( $[^{87}Sr/^{86}Sr]_i = 0,7074 \pm 0,0011$  contre  $\sim 0,7110$  pour le Briovérien profond) nécessiterait la participation d'un autre magma à faible rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ;
- les enclaves microgrenues basiques, d'affinité vauognéritique, associées au monzogranite, témoigneraient de l'injection contemporaine des magmas acides et de magmas d'origine mantellique ;

une contamination des magmas acides par les magmas basiques potassiques ( $[^{87}Sr/^{86}Sr]_i = 0,7046 - 0,7048$ ) pourrait rendre compte des faibles rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  du monzogranite.

Ainsi, Y. Georget retient-il l'hypothèse d'une origine mantellique pour le « pôle » basique potassique du plutonisme de la région de Saint-Pol, ce qui est conforme à la plupart des modèles actuels pour ce type de magmatisme (Albarède *et al.*, 1980 ; Sabatier, 1980). Y. Georget exclut, par ailleurs, la participation d'un réservoir crustal évolué, de type croûte supérieure. Les données nouvelles acquises dans le cadre du levé cartographique nuancent fortement cette interprétation. Le leucogranite de Sainte-Catherine, les granites de Batz et Lescondan s'apparentent dans leur ensemble aux leucogranites peralumineux pour lesquels l'hypothèse d'une origine supracrustale semble la plus probable (Turpin *et al.*, 1990).

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

L'ensemble des terrains métamorphiques de la carte présente une foliation principale d'orientation variable : elle évolue schématiquement depuis une direction NW-SE à subméridienne, à l'Ouest de Plounévez-Lochrist, jusqu'à une direction N65-100, puis N30-50 (micaschistes) plus à l'Est. Nous interprétons cette variabilité par l'existence de deux foliations d'orientations distinctes représentant deux stades de déformation successifs D1 et D2, irrégulièrement développés suivant les secteurs : à l'Ouest de Plounévez-Lochrist, c'est la première foliation (S1) qui est très largement prédominante alors qu'à l'Est, c'est essentiellement la seconde foliation qui est reconnue. Cette chronologie a pu être établie à partir de figures d'interférence observées sur plusieurs affleurements au sein des orthogneiss de Plounévez-Lochrist (près de Lochrist) et des gneiss de Lesneven (Sud-Est de Plouider, peu après Kerbiguet) où une première foliation S1, d'orientation NW-SE, est reprise (plissée, crénelée) par une seconde foliation S2, d'orientation NE-SW à E-W. Cette chronologie est confirmée au sein des micaschistes dont les lames minces montrent l'existence d'une foliation précoce au sein de microlithons individualisés par la foliation majeure orientée NE-SW (S2). La foliation S2 est parallèle au contact entre les orthogneiss de Plounévez-Lochrist et les gneiss de Lesneven, dans tout le secteur où cette dernière est très bien développée, c'est-à-dire à l'Est de Plounévez, alors qu'à l'Ouest, le contact présente une direction proche de celle de la foliation S1, ici prédominante.

La foliation S1 présente un pendage variable, généralement vers l'WSW. Elle porte une linéation d'allongement bien développée et plongeant selon une direction proche de la plus grande pente. Au sein des orthogneiss de Plounévez-Lochrist, la déformation peut être marquée essentiellement par la linéation (allongement des phénocristaux) avec une foliation peu développée.

La foliation S2 est régulièrement pentée vers le Sud ou le Sud-Est, avec un pendage variable, localement subvertical. La direction de la linéation associée varie également, aussi bien vers le Sud-Ouest qu'au Sud ou à l'Est.

Les minéraux métamorphiques qui soulignent les deux foliations sont essentiellement des micas (biotite et muscovite). Il semble que les deux foliations se soient formées dans des conditions métamorphiques voisines, vraisemblablement dans un intervalle de temps assez court.

Une troisième génération de structures se manifeste dans le Sud-Est de la carte, au sein des micaschistes, où la foliation majeure (S2) est fréquemment plissée à l'échelle microscopique et mésoscopique. Les plans axiaux des plis sont orientés selon une direction E-W à ENE-WSW avec un pendage nord

de 45 à 70°. Cette déformation s'est faite dans des conditions encore relativement chaudes puisque les niveaux micacés plissés, montrent régulièrement une polygonisation et une recristallisation des charnières.

L'existence de déformations successives a préalablement été reconnue par P. Balé et J.P. Brun (1986). Selon ces auteurs, la foliation majeure, synchrone du métamorphisme en faciès des amphibolites, est associée au chevauchement des gneiss de Lesneven sur l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist. Elle est reprise par des plis souples à axes 35-40° ou 230-240° et légèrement deversés vers le Sud, en climat métamorphique dans le faciès schistes verts.

Ainsi, la limite entre les orthogneiss de Plounévez-Lochrist et les gneiss de Lesneven est actuellement interprétée comme un contact tectonique (Balé et Brun, 1986 ; Rolet *et al.*, 1994). Selon ces auteurs, les paragneiss anatectiques (Lesneven) représentent une nappe charriée, *via* une semelle mylonitique, sur l'unité orthogneissique de Plounévez-Lochrist. Cette interprétation repose sur la description d'un fort gradient de déformation de part et d'autre du contact chevauchant entre les deux unités et sur la localisation aux abords du contact des lentilles éclogitiques et des paragneiss alumineux à paragenèse de haute température rétromorphosée (Balé et Brun, 1986). Plusieurs lentilles éclogitiques jalonnent en effet le contact orthogneiss de Plounévez-paragneiss de Lesneven. Cependant, la lentille de Feunteun Goz, inconnue avant ces levés, et les volantes d'éclogites de l'île Callot (Carantec, feuille Plestin, Y. Chauris, inédit) suggèrent une répartition beaucoup plus étendue dont il faut tenir compte.

Par ailleurs, nous avons observé très localement des critères cinématiques (Kerlaz en Plounévez). Ces critères indiquent un mouvement chevauchant vers le Nord-Est, mais leur rareté ne permet pas de conclure. La blastomylonitisation des orthogneiss, notée près de Lesneven par P. Balé et J.P. Brun (1986), n'a qu'une valeur très locale. On notera également que la linéation associée à la première phase de déformation (partie ouest de la carte) est régulièrement plongeante selon la direction NE-SW de la plus grande pente, ce qui représente une observation cohérente avec l'existence d'un chevauchement vers le Nord-Est.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le domaine couvert par la carte Saint-Pol-de-Léon appartient au Léon, dôme cristallophyllien et granitique qui a longtemps été considéré comme un socle métamorphique précambrien recouvert de terrains briovériens et paléozoïques (Chauris et Hallégouët, 1973). Des arguments structuraux et géochronologiques (Cabanis, 1976 ; Le Corre *et al.*, 1989 ; Paquette *et al.*, 1987 ; Rolet *et al.*, 1986, 1994 ; cette étude), tendent aujourd'hui à montrer

que l'histoire du Léon s'inscrit en grande partie dans l'évolution orogénique hercynienne, les âges s'échelonnant de 440 à 292 Ma.

Sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, le premier évènement daté à 440 Ma est le métamorphisme de haute pression. L'interprétation géodynamique de ces écloğites n'est pas encore établie. Que les écloğites soient associées à une zone de subduction ou une zone de collision continentale, elles représentent dans les deux hypothèses un matériel océanique porté à des profondeurs atteignant 40 à 50 km (Ballèvre *et al.*, 1994 ; Cabanis et Godard, 1979 ; Paquette *et al.*, 1989)

L'histoire rétromorphique de ces écloğites, se caractérisant par une décompression isotherme dans le faciès des écloğites et atteignant l'anatexie, est synchrone de la déformation majeure régionale qui affecte l'ensemble des unités métamorphiques : les gneiss de Lesneven et l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist dont le protolite est daté à 392 Ma. Dans le cadre du levé de la carte, l'interprétation du contact entre gneiss de Lesneven et orthogneiss de Plounévez-Lochrist n'a pas été totalement clarifiée. Selon certains auteurs (Balé et Brun, 1986 ; Le Corre *et al.*, 1989), l'existence des reliques écloğitiques à proximité du contact et d'un gradient de déformation corrobore l'hypothèse d'une déformation tangentielle associée à l'empilement de nappes. La foliation majeure (S1 + S2) est ultérieurement replissée et réorientée générant des plis d'échelle cartographique. Cette déformation tardive se manifeste par une schistosité (S3) ayant lieu en faciès des schistes verts. La tectonique s'arrêterait avant la mise en place des premiers granites de Saint-Renan (330-340 Ma ; Deutsch et Chauris, 1965) qui affecte les isogrades du métamorphisme régional (Ballèvre *et al.*, 1994).

Si les travaux récents concordent pour considérer le Léon comme résultant d'un empilement de nappes, en revanche, les interprétations géodynamiques divergent. Les similitudes tant géochimiques (plutonisme calcoalcalin) que métamorphiques (métamorphisme écloğitique éohercynien) ont conduit certains auteurs à proposer une affiné sud-armoricaine pour le domaine du Léon (Balé et Brun, 1986). Ce bloc exotique, initialement méridional, aurait été translaté de façon dextre et selon une direction SW-NE à la limite Dévonien-Carbonifère. Aucun indice de la présence d'un tel accident majeur n'a été décelé lors des levers de la feuille Saint-Pol-de-Léon, pourtant située sur son passage supposé. Selon d'autres auteurs, l'ensemble du Léon apparaîtrait en fenêtre et serait chevauché par le domaine centre-armoricain (Rolet *et al.*, 1994).

Quelle que soit l'hypothèse retenue, antérieurement à la tectonique régionale précédemment décrite, un évènement métamorphique précoce de haute pression a été enregistré par les lentilles écloğitiques et par certains paragneiss à disthène. L'histoire métamorphique des écloğites n'est commune

avec les paragneiss de Lesneven que lors de l'épisode général tectonométamorphique dans le faciès amphibolite qui rétro-morphose les éclo-gites. La collision continentale dévono-carbonifère produit un épais-sissement crustal et une anomalie thermique induisant une fusion partielle de la croûte et la formation de migmatites puis de granites hyperalumineux (type Brignogan) au Carbonifère. Cette interprétation laisse planer un doute sur l'âge très récent (292 Ma ; Georget *et al.*, 1986) actuellement attribué au massif de Brignogan.

Dans l'état actuel des connaissances, la succession des événements pourrait être schématisée de la façon suivante :

- dépôts des séries sédimentaires (micaschistes de la Penzé et paragneiss de Lesneven) au Briovérien (feuilles Brest et Le Conquet à 1/50 000) ;
- subduction des éclo-gites (442 Ma) ;
- mise en place du massif monzogranitique de Plounévez-Lochrist (392 Ma) ;
- mise en place du granite de Lescondan ;
- mise en place du massif de Roscoff ;
- mise en place du massif de Brignogan (292 Ma), précédé par le complexe vaugnéritique de Plounévez-Lochrist (296 Ma) ;
- mise en place du leucogranite de Sainte-Catherine (290 Ma ?) ;
- mise en place des microgranites (250 Ma).

Par ailleurs, les levés de la feuille voisine Plouguerneau ont permis de préciser le passage du grand accident cisailant tardif N70°E de Porspoder, qui affecte les granites de l'Aber-Ildut et de Ploudalmézeau. Cet accident, antérieurement tracé jusqu'à Plouguerneau a pu être suivi jusqu'à Guissény (au nord de Toulouarn), où il se marque par une puissante zone de cataclase et matérialise le contact entre les leucogranites et les migmatites de Plouguerneau. Son prolongement naturel semble alors être les vastes dépressions du Sud de Kerlouan, orientées N80°E, puis la baie de Goulven, où il conditionnerait la direction N60°E de la côte de Plouescat, avant de se poursuivre jusqu'au Sud de l'île de Batz, induisant l'orientation d'ensemble N70°E des enclaves de socle et des fractures de la région de Roscoff-Santec. Le rôle majeur de l'accident de Porspoder dans la tectonique tardi-hercynienne du Léon se confirme. Cet accident cisailant cataclastique décrocherait le massif de Brignogan selon un jeu senestre d'environ 7 km, créant la structure actuelle bilobée de ce massif et du même coup la baie de Goulven, avant de favoriser la séparation de Batz et du continent.

Bien que tardif, cet accident est cependant recoupé sur la feuille Plouguerneau par de puissants filons de quartz orientés N110°E. Ces filons ne décalent pas l'accident de Porspoder, ce qui suggère une mise en place tardive. Leur relation avec les microgranites n'est pas connue.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### RESSOURCES EN EAU

#### Les aquifères bretons du socle

Les formations géologiques, qui couvrent la feuille de Saint-Pol-de-Léon, sont essentiellement des formations de socle. Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés ou dans leurs altérations (Carn, 1988). Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes, générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et directionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle.

Ce réservoir est toujours d'extension limitée autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 15 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains... Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être indépendante du bassin versant topographique.

L'eau de pluie, qui s'infiltré, participe tout d'abord, à la recharge de la réserve utile en eau du sous-sol (évaluée à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler verticalement, à travers le milieu non saturé du sous-sol, selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour, vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage...).

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes, et le temps, nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, reste long ; il varie de 10 à 30 ans selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltré et rejoint la nappe. Il s'agit, bien entendu, de « valeurs moyennes » ; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol, tout près de l'exutoire, peut s'y retrouver relativement vite.

Cette lenteur des transits de l'eau, au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des



pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

## Les dispositifs de captage

### • Les puits

Traditionnellement, ces dispositifs de captage traversent les niveaux d'altération des formations du socle et sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur :

- soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m<sup>3</sup>/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit coiffant des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont très variables, de l'ordre de 8 à 250 m<sup>3</sup>.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

- aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée) ;
- à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides, ce qui est fortement marqué pour tous les captages exploités.

Actuellement, tous les puits d'adduction d'eau potable de la feuille ont des teneurs en nitrates supérieures à 100 mg/l et ne sont plus exploités, excepté celui de Plounevez-Lochrist qui possède une usine de dénitrification (tabl. ci-dessous). Ceci donne une image de l'état de dégradation de la qualité des aquifères du secteur dont l'origine est à rechercher essentiellement dans les pratiques agricoles.

Commune	Lieu-dit	Ouvrage	Débit/an (m <sup>3</sup> /h)	NO <sub>3</sub> (mg/l)
Tréfléz	Goulanou	Puits	Hors service	Hors norme
Plounevez-Lochrist	Ty-Platt	Puits	210 000	120*
Sibiril	Feunteun Névez	Puits	Hors service	Hors norme
Tréflaouéan	Kerdanet et Kermaria	Puits	Hors service	Hors norme
Plouéan	Le Rest	Puits	Hors service	Hors norme
Saint-Pol-de-Léon	Keracouel, Kergreguin,	Puits	Hors service	Hors norme
	Kerisnel, Telenan, Traon Gall	Puits	Hors service	Hors norme
Santec	Les Abers	Puits	Hors service	Hors norme

\* Usine de dénitrification

**Adduction d'eau potable (AEP) des communes de la feuille de Saint-Pol-de-Léon**

### • **Les forages**

Depuis l'apparition, à la fin des années 1970, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé (« marteau fond de trou »), les forages réalisés dans le socle se multiplient : les résultats qu'ils obtiennent sont souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins.

**Forages de socle : résultats connus.** On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 208 forages implantés sur le territoire de la feuille de Saint-Pol-de-Léon. La profondeur moyenne des ouvrages est de 51,5 m (valeurs extrêmes : 12 et 160 m) et le débit instantané moyen : 10,2 m<sup>3</sup>/h (valeurs extrêmes : 0,1 et 90 m<sup>3</sup>/h).

Il est possible de différencier les résultats des forages en fonction de la géologie. En effet, les débits et profondeurs moyens des forages sont significativement différents selon la formation géologique traversée par les ouvrages. Le tableau suivant met clairement en évidence que les formations métamorphiques donnent des débits moyens nettement supérieurs à ceux des formations plutoniques, et ceci pour des ouvrages en moyenne plus profonds de 6 à 7 m.

Géologie	Nombre de forages	Débit moyen (m <sup>3</sup> /h)	Profondeur moyenne (m)
Formations métamorphiques	104	12,17	54,8
Formations plutoniques	104	8,3	48,1

**Débit instantané et débit d'exploitation.** Il faut distinguer le débit instantané d'un forage (débit obtenu à la foration), qui rend compte de la perméabilité locale autour de l'ouvrage, et le débit d'exploitation pérenne, qui correspond au débit que l'on pourra obtenir en pompant en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

### **Qualité chimique de l'eau souterraine**

#### • **Caractéristiques générales**

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité. Elle continue à l'être durant son exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. A l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, il serait souhaitable qu'un cahier des charges définissant les « règles de l'art » puisse être imposé à toute réalisation de forage.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et une agressivité marquée (la teneur en  $\text{CO}_2$  libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5) ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Par ailleurs, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut nécessiter un traitement indispensable.

#### • *Dénitrification naturelle in situ*

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : il s'agit de réactions bio-chimiques liées à la présence de pyrite en profondeur qui, consommant le réactif qui les produit, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est incertaine, elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quoiqu'il en soit, la longueur, la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse le délai nécessaire pour agir. L'eau exhaurée, si elle est riche en fer ne contient alors pas de nitrates. Ces derniers sont néfastes pour la santé, alors que le fer ne l'est pas ; cependant, celui-ci entraîne des problèmes de précipités dans le forage et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

La dénitrification naturelle des eaux souterraines est une découverte de ces dernières années : elle est relativement fréquente, et peut être présente dans la plupart des formations géologiques, mais de façon plus intense dans certaines (cornéennes, micaschistes) que d'autres (granites en général).

Des forages réalisés à proximité immédiate de puits, dont l'eau atteint des teneurs en nitrates de l'ordre de 100 mg/l, peuvent fournir une eau sans nitrates, qui le restera en cours d'exploitation, si des précautions élémentaires de protection de la tête de l'ouvrage sont réalisées : cimentation de l'annulaire sur une hauteur suffisante pour isoler les arrivées d'eau de surface chargées en nitrates, comme cela a été observé sur le site du Rest sur Plouénan.

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Les occurrences minéralisées mises en évidence sur la feuille Saint-Pol-de-Léon n'ont actuellement aucune importance économique. Les nombreux indices reconnus sont essentiellement en relation avec les intrusions granitiques.

## Feldspath potassique des pegmatites

Les pegmatites du district de la baie de Siec ont fait l'objet d'exploitation au siècle dernier pour le feldspath potassique (Libert et Miciol, 1883-1885). La production était d'abord embarquée à l'île de Siec, puis expédiée jusqu'à Limoges pour les fabriques de porcelaine. Le champ filonien paraît susceptible de présenter des réserves de feldspaths.

## Occurrences de béryl

Les indices (au nombre de plusieurs dizaines sur la feuille Saint-Pol-de-Léon) peuvent être classés en différents types (Chauris, 1965, 1989).

Le stock principal de Be paraît concentré dans les **pointements leucogranitiques à tourmaline de Sainte-Catherine**, qui correspondent aux stades les plus différenciés des granitoïdes de la feuille Saint-Pol-de-Léon. Les occurrences de béryl se rapportent essentiellement au type « pegmatite potassique » ; les tourmalinites à béryl sont très rares. La relative abondance du béryl se manifeste par la présence, tout à fait exceptionnelle dans le Massif armoricain, de ce minéral dans un prélèvement alluvionnaire en lit vif (concentré à la batée par le BRGM) près de Plouescat.

- **Stocks leucogranitiques.** Dans les carrières de Sainte-Catherine en Mespaul, le béryl se présente en plages xénomorphes, de quelques millimètres à 2-3 cm, disséminées irrégulièrement dans un leucogranite à microcline, albite, quartz, muscovite, apatite, grenat et tourmaline ainsi que dans ses différenciations pegmatitiques lenticulaires. Au Sud-Ouest de Berven, le béryl se présente en rosaces à tendance sphérolitique, de 1 à 2 cm de diamètre, disséminées dans la masse du leucogranite à muscovite et tourmaline.

- **Filons et filonnets aplito-pegmatitiques.** Ce type d'occurrence est sans doute assez fréquent. Il correspond selon toute probabilité aux formations où l'analyse révèle de fortes teneurs en Be (100 g/t), mais où la petite taille du béryl rend difficile la reconnaissance du minéral (grève du Man ?). Aux environs de Roscoff, le béryl a été effectivement observé au microscope (Sandréa, 1958) dans quelques filonnets, avec grenat et rare topaze.

- **Filons-diaclases pegmatitiques.** Dans un récif (jadis exploité comme carrière) de l'anse de l'Aber en Roscoff, des pegmatites de puissance centimétrique avec tourmaline noire, muscovite, grenat rouge et béryl vert pâle, en cristaux allongés (jusqu'à 3 cm x 3 mm) recoupent un granite gris. D'autres occurrences de ce type ont été observées au Sud-Ouest de Berven, à l'Est de Sainte-Catherine, à Kerasignol en Saint-Pol-de-Léon,...

• **Pegmatites potassiques.** On peut y distinguer :

– les pegmatites sans zonation (probablement les occurrences les plus fréquentes) comme celle de Pont ar Rest en Plounévez-Lochrist, où l'ortho-gneiss œillé est recoupé par un filon de pegmatite de 20 cm de puissance, avec feldspath potassique à micropertthites d'albite, muscovite, grenat rouge, tourmaline accessoire, apatite et béryl vert-blanc, généralement isolé dans le quartz ;

– les pegmatites rubanées (Créac'h André), où la diorite est recoupée par un important champ de pegmates à béryl sporadique, vert très pâle ou vert-jaune, en cristaux de quelques centimètres de long, parfois courbes, rarement en portion de rosaces ;

– les pegmatites zonées (Gwalez, île de Batz), où le cœur d'une grosse lentille pegmatitique zonée de 30 m x 3 m renferme du béryl, en cristaux vert clair, trapus, très abondants (quelques dizaines de kilogrammes de béryl ont été recueillis), parfois de grande taille (40 x 15 cm), associés à la muscovite.

• **Pegmatite de transition potassique-sodolithique à cœur géodique.** Ce type a été observé uniquement dans un récif, près de la pointe du Guerzit en Santec (Chauris *et al.*, 1981). Le béryl reste relativement rare, en cristaux centimétriques vert très pâle, disséminés dans le faciès grossier de la zone médiane.

• **Tourmalinite à béryl.** Jusqu'à ce jour, une seule occurrence a été mise en évidence (Pont ar Rest) à proximité de la pegmatite à béryl. La tourmalinite forme un filon de puissance décimétrique, qui recoupe le gneiss œillé. La tourmaline est le constituant essentiel ; le béryl se présente en cristaux allongés, centimétriques, parfois englobés par le quartz.

### Indices de cassitérite et de scheelite

La cassitérite reste rare sur la feuille Saint-Pol-de-Léon. Les occurrences appartiennent à trois types différents.

• **Cassitérite disséminée dans des filons aplito-pegmatitiques.** Signalée dans la pegmatite du Guerzit en Santec (supra), la cassitérite, sporadique, est associée à un peu de columbo-tantalite. Des teneurs en étain nettement anormales (> 100 ppm) dans quelques filons, notamment à Créac'h André, suggèrent la présence de traces de cassitérite.

• **Cassitérite des filons quartzeux pneumatolytiques de haute température.** Les seules occurrences reconnues en place sont en relation sur le pointement granitique de Lescondan, réapparition orientale ultime du pluton stanno-wolframifère de Saint-Renan. L'évolution pneumatolytique se

manifeste par le développement local de la greisenisation et de la tourmalinisation. La cassitérite (en cristaux centimétriques, automorphes, de teinte claire), déjà signalée naguère (Kerforne, 1922) dans la carrière de Tréméal en Plouvorn, a été plus récemment retrouvée sur ce même site, où la scheelite (en plages centimétriques, pseudomorphosée par la wolframite) et l'arsénopyrite ont été également observées (Chauris, 1965). Des filons de quartz à arsénopyrite dominante et cassitérite subordonnée (avec rares inclusions de colombo-tantalite) ont été découverts au cours des levés dans la grande carrière du Sud-Est de Lescondan.

• **Cassitérite détritique.** Les alluvions, tant fluviales que littorales, sont très pauvres. Les prospections du BRGM ont mis en évidence des teneurs en lit vif dépassant  $100 \text{ g/m}^3$ , en relation avec le pointement de Lescondan. À l'extrémité sud-ouest de la feuille, près de Rouspoulodic, les alluvions de la large vallée du Quillimadec sont légèrement minéralisées en cassitérite, mais nettement au-dessous du seuil d'exploitabilité (Moussu, 1963) ; ces occurrences représentent les ultimes dépôts septentrionaux en relation avec le granite stannifère de Saint-Renan. Sur les estrans, la cassitérite apparaît parfois en microtraces (cf. « Minéraux lourds des plages ») ; à Tévenn-Kerbrat en Cléder, un microplacer à ilménite et grenat a fourni 0,36 % de ce minéral (en poids par rapport à l'ensemble des minéraux lourds).

### **Scheelite dans des éclogites et pyroxénites**

Les éclogites amphibolitisées et des pyroxénites dessinent, dans le Nord-Est du pays de Léon (feuilles Saint-Pol-de-Léon, Plouguerneau et Plabennec), une ceinture discontinue, de plusieurs dizaines de kilomètres, au sein des formations métamorphiques. Ces roches d'origine et de nature différentes, offrent toutefois en commun, outre une forte affinité calcique, la présence de petites occurrences de scheelite (Chauris, 1987b). La scheelite est disséminée irrégulièrement ou concentrée dans les microfissures des éclogites amphibolitisées et des pyroxénites ainsi que dans des grenatites et des idocrasites, développées par métasomatose aux dépens de pyroxénites (skarnoïdes). Les indices de scheelite, liés aux roches calciques du Nord-Est du pays de Léon, diffèrent fortement des minéralisations pneumatolytiques à cassitérite, wolframite et scheelite (greisens, tourmalinites, filons quartzeux) associées au granite de Saint-Renan dans le Sud-Ouest de la même région. Ces formations constituent une des sources de la scheelite alluvionnaire.

• **Éclogites amphibolitisées.** Les éclogites du pays de Léon sont plus ou moins intensément rétomorphosées (cf. supra). Les disséminations de minéraux métalliques y sont fréquentes : ilménite abondante, souvent entourée d'une auréole de sphène, rutile très fréquent, disséminé dans le grenat, en cristaux aciculaires, ou en gros grains. Les éclogites semblent bien être une des sources majeures du rutile alluvionnaire dans le Léon : les

concentrations relativement élevées (> 100 g/m<sup>3</sup> d'alluvions, données inédites BRGM) sont en effet localisées préférentiellement à proximité des nombreuses lentilles du district de Plouider.

La pyrrhotite, en plages millimétriques est, de loin, le sulfure le plus fréquent ; elle renferme des exsolutions de pentlandite, de rare pyrite, et de fréquente chalcopyrite à exsolutions de mackinawite ([Fe,Ni]9S8). La scheelite est un constituant relativement fréquent des éclogites amphibolitisées et des faciès amphiboliques banalisés associés (Kerscao, le Lannic [Kerradennec sur « Plabennec »],...). Elle se présente en mouches inframillimétriques à plurimillimétriques irrégulièrement disséminées ou concentrées dans de minces fissures.

• **Pyroxénites « normales »**. À la cassure fraîche, les pyroxénites apparaissent souvent constellées de minéraux métalliques à grain très fin, le plus souvent millimétriques : pyrrhotite dominante parfois pyritisée, traces de sphalérite et chalcopyrite (grève du Man). La bismuthinite (Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) et la tétradymite (Bi<sub>2</sub>Te<sub>2</sub>S) sont incluses dans la pyrrhotite. La cobaltite, en cristaux automorphes, est très rare (grève du Man). Les pyroxénites contiennent également de la magnétite (Geffren), du sphène, très fréquent, parfois surabondant (plusieurs pour cent), de l'allanite (Geffren, Horn,...) et de la scheelite, en mouches infra-millimétriques à plurimillimétriques disséminées.

• **Pyroxénites transformées en skarn à grenat et idocrase**. Dans la carrière de Keranveyer, la scheelite, localement très abondante, se présente en cristaux qui vont du millimètre à 2-3 cm. Sa fraîcheur, même dans les faciès altérés, indique le caractère tardif de sa formation. Dans l'idocrasite et la grenatite, elle apparaît en fines disséminations, au contact idocrase-quartz, ou enfin en association avec le quartz.

La présence de scheelite dans des fissures, voire dans des filonnets quartzeux, indique sa cristallisation tardive, surimposée aux paragenèses primitives. La scheelite des « gneiss à silicates calciques » a souvent été interprétée en terme de préconcentration dans les sédiments primitifs avant le métamorphisme. Dans le Léon, une telle hypothèse est toutefois difficilement conciliable avec le fait que, dans la même zone, la scheelite apparaît aussi dans les éclogites amphibolitisées primitivement dépourvues de tungstène. L'hypothèse d'émanations hydrothermales en liaison avec les nombreux granites récents paraît alors devoir retenir l'attention. Les transformations secondaires métasomatiques, subies par plusieurs pyroxénites du pays de Léon, aboutissent au développement de paragenèse du type « skarn », soit à grossulaire-andradite (Horn), soit à grossulaire-andradite et idocrase (Keranveyer). Ces processus sont classiquement rapportés aux influences des contacts granitiques. Toutefois, dans le Léon, au moment de l'intrusion

des granites, la roche de départ était déjà silicatée (par suite du métamorphisme régional) et non plus carbonatée, comme dans les skarns *sensu stricto* : le terme de « skarnoïde » paraît alors plus approprié.

La présence de tungstène dans les émanations hydrothermales granitiques régionales est attestée par la découverte de scheelite au sein des différenciations ultimes du granite de Roscoff : dans les travaux du port en eau profonde, un granite pegmatitique leucocrate est recoupé par une tourmalinite noire moulée par de la pyrite très abondante ; la scheelite se présente en mouches de quelques millimètres. Elle est également indiquée par l'occurrence de scheelite de Tréméal en Plouvorn, liée à la réapparition du granite de Saint-Renan.

### Autres substances

- **Sulfures de Mo-Zn-Cu.** À Pont ar Rest, en Plounévez-Lochrist, un leucogranite à tourmaline et muscovite est recoupé par des filonnets de quartz à tourmaline et sulfures (chalcopyrite, pyrite, molybdénite et sphalérite). Des sulfures apparaissent également disséminés dans les pyroxénites et les éclogites (cf. *supra*).

- **Kaolin.** Dans la tranchée de la D 30, près de la butte 46, à l'Est de Kerillès, le monzogranite (de Moguériec) est plus ou moins kaolinisé au contact d'un stockwerk quartzeux orienté N115°E. Un peu à l'Ouest de l'hippodrome de Saint-Pol, un leucogranite très fin à muscovite abondante, est plus ou moins kaolinisé.

- **Tourbe.** La tourbière littorale de la grève de Zan en Plouescat a été exploitée pour le chauffage pendant la dernière guerre.

## MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION ET DE VIABILITÉ

**Granite de Cléder.** Du point de vue de l'aptitude au façonnement, le granite de Cléder, légèrement porphyroïde, représente, et de loin, le faciès le plus intéressant du grand pluton de Brignogan. Le faciès dit de Brignogan au sens strict, qui forme le cœur de l'intrusion, extrêmement porphyroïde, est assez peu recherché (églises de Plouider et de Tréflez, phare de Pontusval) ; le faciès marginal, à grain grossier, dit de Moguériec, a été localement utilisé (restauration de la flèche du Kreisker à Saint-Pol-de-Léon, en 1992-1993, avec le granite de la carrière de Kerliviry au Sud-Est de Plouescat).

Le granite de Cléder présente des nuances de teintes délicates, allant du blanc bleuté au gris clair. Il est dur, très résistant à l'altération, ne rouille pas et offre une excellente taille. Il constitue l'une des plus belles roches du



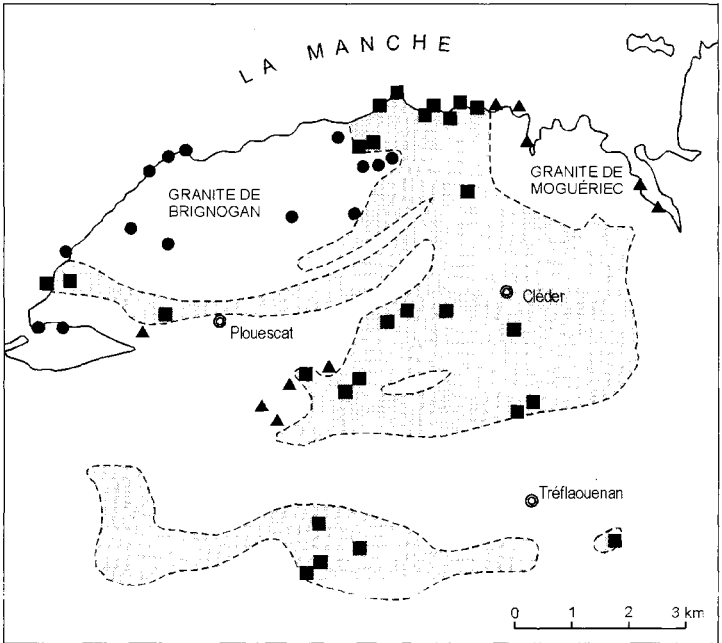
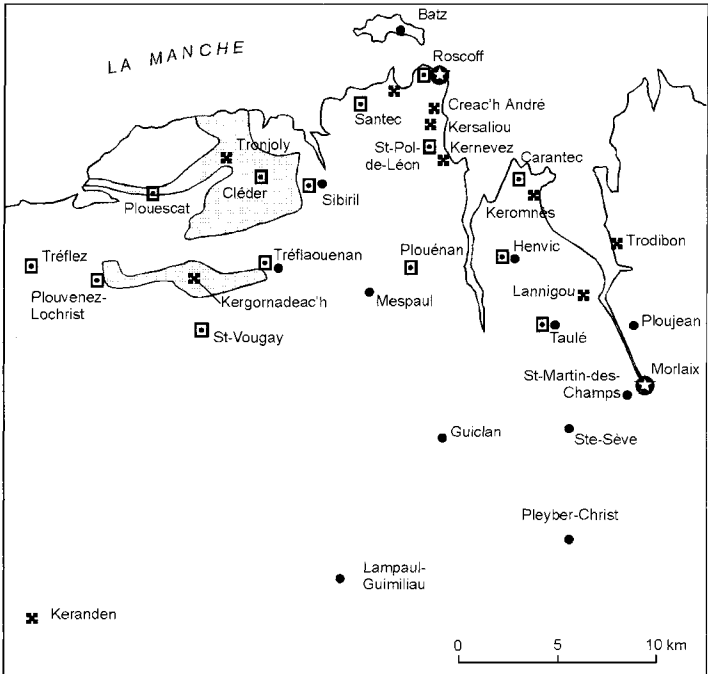


Fig. 18 - Anciens sites d'extraction

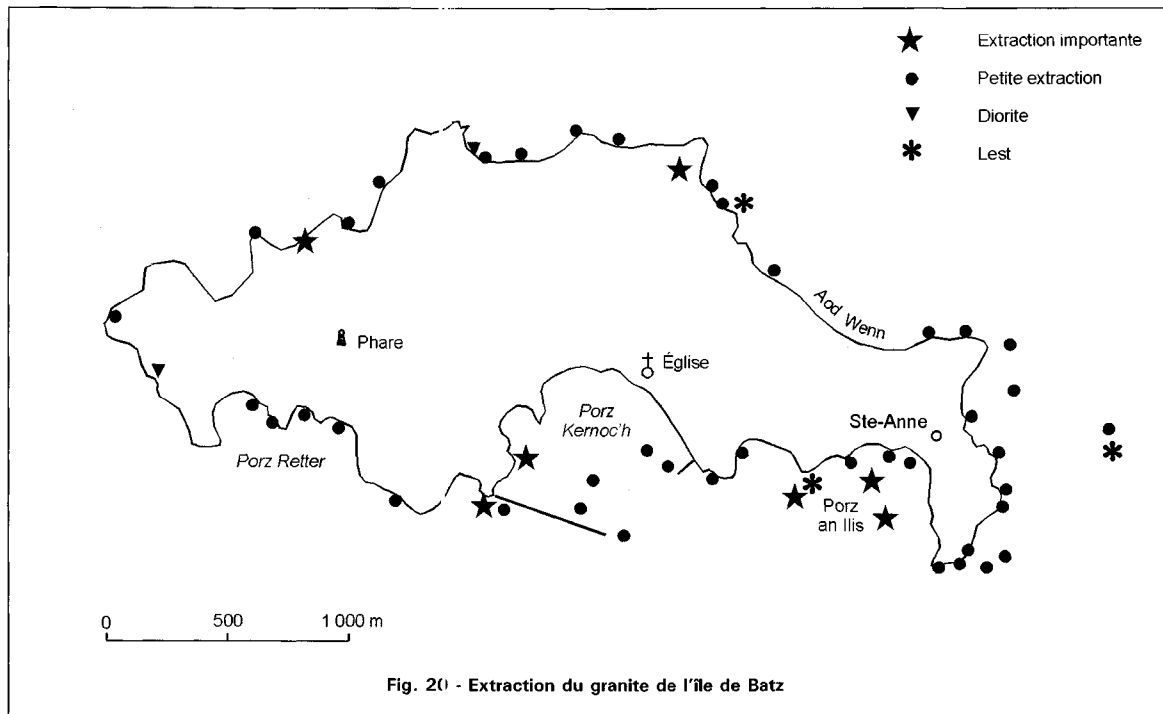
- dans le granite de Cléder
- dans le granite de Brignogan
- ▲ dans le granite de Moguériec
- Granite de Cléder affleurant

*Les points d'exploitation dans les autres granites n'ont pas été représentés*



- |   |                   |   |                    |   |                                 |
|---|-------------------|---|--------------------|---|---------------------------------|
| ☐ | Édifice religieux | ● | Monument aux morts | ▨ | Granite de Cléder<br>affleurant |
| ✕ | Château et manoir | ★ | Divers             |   |                                 |

Fig. 19 - Quelques exemples remarquables d'emploi du granite de Cléder



Finistère et l'abandon total actuel des exploitations reste difficilement explicable. Les chantiers étaient jadis très nombreux, et Cléder faisait figure de « capitale du granite » : « en 1893, à Cléder une dizaine de chantiers occupaient plus de 200 tailleurs de granite » (Pierre, 1962). L'extraction était facilitée par la présence à l'affleurement d'énormes boules dégagées de la couverture d'arène et de limon, tant à l'intérieur que sur le littoral (fig. 18).

La renommée du granite de Cléder est attestée par sa large diffusion, bien au-delà des sites d'extraction (Chauris, 1993b,d) : stèles de l'âge du fer (Kerider, Kerfiat, Sibiril,...) ; églises de Tréflaouéan (XVI<sup>e</sup> siècle), de Plouzévédé, Saint-Vougay, Cléder, Plouescat (1863-1870), châteaux de Kergornadac'h (fin du XVI<sup>e</sup> siècle), de Kernevez en Saint-Pol-de-Léon (vers 1850), de Keromnès en Carantec (extrême fin du XIX<sup>e</sup> siècle ; théâtre de Morlaix (inauguré en 1888) ; habitat dans toute la région ; monuments aux morts de la première guerre mondiale (Taulé, Tréflaouéan, Mespaul, Ploujean,...) : art funéraire (très fréquemment) ; travaux maritimes (port de Roscoff, phare de Roscoff) ; infrastructures ferroviaires (fig. 19).

**Granite de l'île de Batz.** Le granite gris clair, légèrement porphyrique, souvent recoupé par de minces veinules de pegmatites à tourmaline, qui constitue la plus grande partie de l'île de Batz et les nombreux récifs qui frangent l'île, a fait, dans le passé, l'objet d'une exploitation intense, aujourd'hui oubliée. Un cheminement attentif sur l'estran et le long des basses falaises a permis de relever de nombreuses traces d'extraction : les rivages de l'île et de ses environs peuvent être considérés comme une succession de carrières abandonnées (près d'une cinquantaine !) (fig. 20), dont le grand nombre compense, en quelque sorte, leur faible dimension individuelle. Il est possible d'observer en multiples points les traces des trous pour les coins, des boules partiellement fendues, la morphologie artificielle des basses falaises due à l'avancement des exploitations, d'innombrables débris de taille aujourd'hui peu à peu façonnés par les vagues, parfois même des fragments de lest abandonnés par les gabares.

La recherche du granite de Batz dans le passé s'explique aisément par : la qualité de la roche, très résistante à l'altération ; la mise à nu par la mer de beaux quartiers de pierres débarrassés de leur manteau d'altérites ; la facilité du transport par voie d'eau jusqu'à la plus grande ville de la région, Morlaix (Chauris, 1993a,e). La plus ancienne utilisation du granite de l'île de Batz, dans les édifices religieux, remonte à la construction au début du XI<sup>e</sup> siècle, peut-être même à la fin du X<sup>e</sup> siècle, de la chapelle Sainte-Anne dans l'île elle-même. Vers la fin du XV<sup>e</sup> siècle et le début du XVI<sup>e</sup> siècle, ce granite a été recherché pour la reconstruction de l'église Saint-Melaine à Morlaix. Cette même roche a été utilisée, en partie, pour la face nord de l'église des Jacobins, dans la même ville, sans doute vers la fin du XV<sup>e</sup> siècle

ou le début du XVI<sup>e</sup> siècle ; dans la chapelle de Cuburien en Saint-Martin-des-Champs, dans la première moitié du XVI<sup>e</sup> siècle. La dernière construction religieuse importante, ayant utilisé le granite de l'île de Batz, est l'église paroissiale elle-même (1873-1874). Parmi les travaux publics, on notera tout particulièrement le phare (allumé en 1836) et le gigantesque môle du port de l'île (achevé en 1854).

**Granite de Sainte-Catherine.** Les affleurements de cette longue et étroite intrusion granitique sont jalonnés par plusieurs dizaines de carrières. Les plus originales sont situées sur l'estran lui-même, près de Kerigou en baie de Morlaix (feuille Plestin), où deux pointements rocheux ont été arasés. Les deux sites, recouverts à chaque marée, sont parsemés de mares aux contours anguleux qui marquent encore l'emplacement des dernières extractions, jonché de débris de taille. Les exploitations étaient particulièrement fréquentes au Sud-Est de Saint-Pol-de-Léon, aux environs de Berven et surtout, entre Mespaul et Sainte-Catherine. À présent, la plupart des carrières sont abandonnées, parfois même entièrement comblées, et leur emplacement, livré dans certains cas à la culture : une telle transformation radicale du paysage s'observe à Mengleuz-Gouézou, au Nord de Plouéan. L'ancienneté de plusieurs sites est attestée par la présence du toponyme breton (« Mengleuz », qui signifie « carrière ») (Chauris, 1992, 1994b). L'ancienneté des extractions et la poursuite des exploitations pendant plusieurs siècles sont également établies par l'examen des édifices de la région. À notre connaissance, le témoin le plus ancien parvenu jusqu'à nous est représenté par le sarcophage (XI<sup>e</sup> siècle ?) déposé dans la cathédrale de Saint-Pol-de-Léon. Les utilisations deviennent plus nombreuses à l'époque gothique : en plusieurs points dans le porche occidental (extrême fin du XIII<sup>e</sup> siècle ou première moitié du XIV<sup>e</sup> siècle ?) de la cathédrale de Saint-Pol ; en large emploi dans la construction du Kreisker (façade occidentale dans le dernier quart du XIV<sup>e</sup> siècle ; porches nord et sud du XV<sup>e</sup> siècle ; localement, à l'intérieur de la chapelle et dans les parties finement ouvragées du haut de la flèche (comme nous avons pu le noter lors des récents travaux de restauration) ; dans les deux édifices, il s'agit du granite à grain très fin ; pour partie dans la chapelle de Lambader, datée de la première moitié du XV<sup>e</sup> siècle (faciès à grain fin-moyen).

Mais, c'est lors de la Renaissance bretonne, que le granite de Sainte-Catherine allait acquérir, définitivement, ses lettres de noblesse. Et la plus remarquable construction reste ici, sans conteste, le château de Kerjean. Ce superbe ensemble monumental, dont la période d'édification se situe probablement entre 1566 et 1590, est en effet bâti, en grande partie, en cette belle roche claire. Les pierres de taille, soigneusement appareillées, atteignent de fortes dimensions (1,50 m et plus) ; les linteaux monolithes des cheminées monumentales dépassent 2,50 m. Cheminées, portes et autres ouvertures

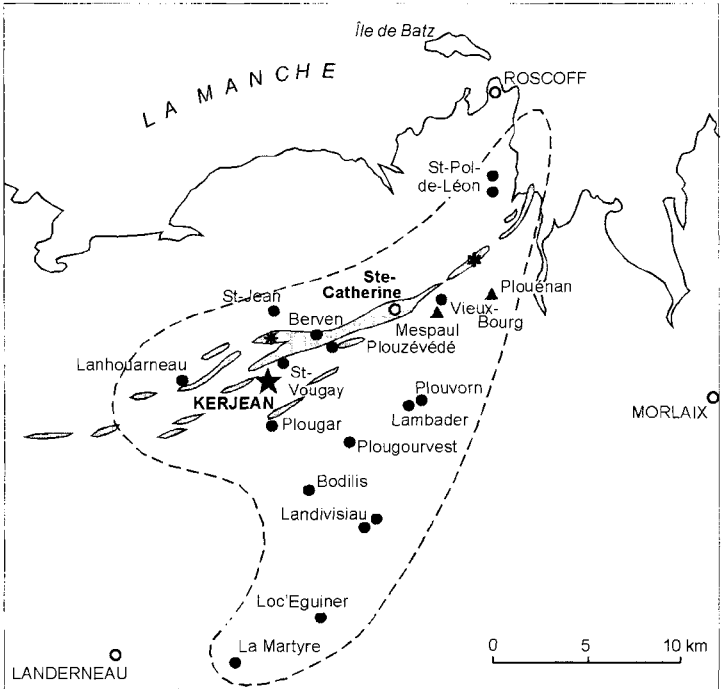
témoignent éloquemment de l'aptitude de la roche à la sculpture. L'excellent état général de conservation du granite (très localement une légère desquamation) confirme sa résistance aux attaques du climat océanique durant quatre siècles.

Au moment même où s'élevait le château de Kerjean, plusieurs églises de la région faisaient également appel au même granite de Sainte-Catherine, qui jouissait alors, à l'évidence, d'un grand prestige. Dans le porche méridional de Bodilis (édifié de 1585 à 1601), la teinte claire de ce granite contraste avec le kersanton noir de la statuaire et des colonnes ; le même granite blanchâtre est également noté dans l'élévation sud, au chevet, dans plusieurs piliers. Le porche méridional de l'église de Lanhouarneau, portant la date de 1582 et dû, sans nul doute, à l'atelier de Kerjean, montre une large utilisation du même granite, qui apparaît aussi localement au chevet et dans les piliers. Dans le porche occidental de l'église de Landivisiau (deuxième partie du XVI<sup>e</sup> siècle), le granite de Sainte-Catherine a été largement employé. Citons encore l'ossuaire de Landivisiau (vers 1585), l'église de Saint-Vougay (XVI<sup>e</sup>-XVII<sup>e</sup> siècles), l'ossuaire de Mespaul (XVII<sup>e</sup> siècle). Mais après cette période d'utilisation intense comme pierre de grand appareil, viendra le temps de la désaffectation. Dans les églises construites à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle (Plouéan, Mespaul), ce granite est rabaissé au statut de moellons, la pierre de taille est alors le granite de Cléder. Au XX<sup>e</sup> siècle, surtout après la deuxième guerre mondiale, le granite de Sainte-Catherine a été également recherché pour les constructions « profanes », essentiellement comme moellons ; il était d'ailleurs apprécié par les maçons pour son façonnement aisé (Saint-Pol-de-Léon, Roscoff, Carantec, Landivisiau).

Les édifices religieux ayant fait appel au granite de Sainte-Catherine sont essentiellement inclus dans une zone de contour piriforme dont le grand axe reflète, en les agrandissant, les affleurements de granite lui-même : étroit au Nord-Est, ramifié au Sud-Ouest (fig. 21). Toutefois, vers le Sud-Ouest, les édifices en cette pierre font presque entièrement défaut : c'est qu'en ce secteur, sous son faciès rubané, pegmatitique, la roche est inadaptée à la pierre de taille. Par ailleurs, les constructions offrent une nette tendance à se répartir au Sud des affleurements. Ce fait, *a priori* surprenant, s'interprète par la concurrence, plus ou moins prononcée, rencontrée par cette roche : à l'Est, avec le granite de l'île Callot ; au Nord avec les granites de l'île de Batz, de Muguérec et surtout de Cléder ; à l'Ouest avec les diorites de Plounévez-Lochrist. Par contre, la forte percée vers le Sud (Bodilis, Landivisiau,...) s'explique par l'absence de granites locaux ou par leur mauvaise qualité.

## **Autres roches**

- **Monzodiorite de Plounévez-Lochrist.** Toutes les exploitations sont abandonnées depuis longtemps. La libération par l'érosion d'innombrables









- |   |                                    |   |                                 |
|---|------------------------------------|---|---------------------------------|
|   | Affleurement granitique schématisé |  | "Mengleuz" (= carrière)         |
|  | Pierre de taille                   |  | Autre localité                  |
|  | Moellon                            |  | Limite de la zone d'utilisation |

Fig. 21 - Emploi du granite de Sainte-Catherine dans les édifices religieux autour du château de Kerjean

boules très saines a fourni, pendant des siècles, un matériau directement accessible : il y avait naguère des tailleurs de pierre un peu partout dans les champs. Cette pierre sombre qui, dans le haut Léon, jouait dans une certaine mesure le rôle du kersanton (Chauris, 1993c), a été utilisée : pour partie, dans plusieurs édifices religieux (églises de Goulven, de Lanhouarneau, de Plounévez-Lochrist,...) ; dans le château de Maillé, dans la « malouinière » de Kergornadéach,... ; dans de nombreuses constructions rurales à proximité des sites d'extraction ; dans quelques monuments aux morts (Cléder, Plounévez-Lochrist) et dans l'art funéraire (au moins dans 35 cimetières).

• **Diorites du complexe plutonique de Roscoff** (Batz, Créac'h André, Pempoul). Ces roches sombres ont fait l'objet de quelques extractions, en particulier sur l'estran (fente de boules). La cathédrale de Saint-Pol-de-Léon présente assez souvent dans sa façade occidentale, plus sporadiquement ailleurs, des pierres de taille en diorite locale, qui contrastent par leur teinte avec les granites clairs. La partie ancienne du manoir de Créac'h André offre plusieurs éléments bien façonnés en ce matériau de provenance toute proche.

Pratiquement toutes les roches affleurant sur la feuille Saint-Pol-de-Léon ont été utilisées dans l'habitat rural. Seules paraissent faire exception les éclogites de Plounévez-Lochrist, de façonnement impossible (Chauris, 1990). Les micaschistes de l'extrémité sud-est de la feuille confèrent aux vieilles fermes de Plouénan une tonalité bien sombre. Dans la région de Mespaul, les « gneiss de Lesneven », également de teinte foncée, sont parfois utilisés conjointement avec le clair granite de Sainte-Catherine. Les gneiss migmatitiques ont été exploités près de Créac'h Mezec à l'extrémité sud-ouest de la commune de Saint-Pol-de-Léon. Les pyroxénites litées des environs de Saint-Pol ont été observées dans la partie romane de la cathédrale de cette cité. Les gneiss œillés de Plounévez-Lochrist ont été recherchés pour l'édification du dolmen de Treguelc'hier en Goulven, pour l'érection de croix (du Moyen-Âge ?) au Croazou en Plounévez et à Kerveltoc en Tréflez, pour l'obtention de dallage et même pour l'empierrement (ancienne carrière de Pont-ar-Rest à Plounévez-Lochrist) ; ils sont encore exploités dans la carrière de Kernevez Bras à environ 2 km au Sud de Plouescat. La granodiorite de Roc'hinigou était naguère exploitée dans des carrières ouvertes sur la butte de Kerestat en Roscoff et dans des carrières aujourd'hui inaccessibles près de Mez Guezennec ; cette roche a été récemment extraite à Roc'hinigou pour des travaux d'encrochement au fond de l'anse de Pempoul. Les amas de boules de granodiorite de Kerméan ont été exploités aux environs de Poul ar Foënnoc. Un peu partout, des travaux de déroctage ont été récemment entrepris en vue d'augmenter les surfaces cultivables ; des tas de blocs informes, provisoirement remisés en bordure des champs, attendent leur utilisation dans des encrochements littoraux. Le granite porphyroïde de Roscoff, impropre à la taille, a servi pour partie aux



enrochements du port en eau profonde. Le granite gris, légèrement porphyroïde, de cette même localité a été utilisé pour les travaux ferroviaires entre Saint-Pol et cette ville. Le granite de l'île de Siec a servi naguère à la confection de pavés. L'extraction de granite à grain fin de Goarniel et de Kerider, dans le massif de Brignogan, est abandonnée.

Enfin, dans le massif de Lescondan, quelques carrières sont encore en activité pour l'obtention de granulats. La carrière ouverte, près de Lescondan, récupère aussi beaucoup de sable. Les sables de la baie de Goulven sont recherchés par les agriculteurs pour l'amendement des terres. Les sables dunaires de Cléder (environs d'An Amied) ont fait l'objet d'importantes extractions, risquant ainsi d'entraîner un recul catastrophique du rivage actuel.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *MINÉRAUX LOURDS DES PLAGES*

L'étude des concentrations de minéraux lourds (M.L.) sur les plages contribue à préciser l'origine des sables des accumulations littorales. Les provenances des minéraux lourds peuvent être locales et/ou lointaines. La presque île de Roscoff et l'île de Batz – où les petits placers littoraux sont fréquents – ont été examinées en détail dans ce but. La morphologie littorale de ce secteur correspond à la définition de « côte contraposée » (Guilcher, 1954) : un remblaiement meuble, d'épaisseur variable (arènes, coulées de head, placages de limon, pellicules de sables dunaires) a partiellement masqué la topographie accidentée du substratum, ici singulièrement varié ; l'action de la mer consiste principalement à exhumer les chaos rocheux préexistants (ou monadnocks) de leur couverture récente.

Les observations sur le terrain ont été poursuivies au cours des diverses saisons. Les prélèvements, de l'ordre de quelques centaines de grammes par échantillon, ont été effectués par raclage, à la pelle, des placages minéralisés. Au total, 60 échantillons ont été analysés par la méthode décrite par J. Guigues et P. Devismes (1969) et P. Devismes (1978). Le pourcentage des M.L. ( $d > 2,9$ ) par rapport au sable brut est donné en poids. Avant nos recherches (Chauris, 1982, 1984, 1986 1987a), les études sur les M.L. de la région, de Roscoff étaient, le plus souvent, restées ponctuelles (Dupeuble, 1964 ; Duplaix, 1946 ; Duplaix et Boillot, 1968). Seules les recherches de C. Francis-Boeuf *et al.* (1949) sur l'Aber de Roscoff ont été entreprises à une échelle détaillée, mais il est regrettable que les minéraux opaques (ilménite, magnétite) n'aient pas été alors déterminés.

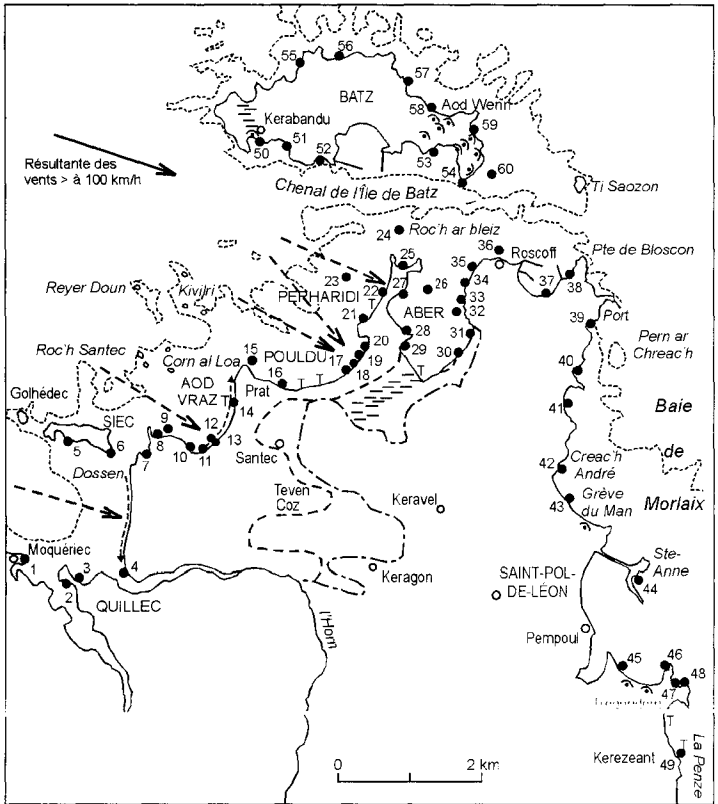
Les facteurs hydrodynamiques sur le littoral de Roscoff sont commandés : (1) par l'amplitude des marées (jusqu'à plus de 9 m), qui induit de forts courants alternatifs (chenal de l'île de Batz, avec flot d'Ouest en Est et jusant d'Est en Ouest), et laisse à nu un large estran (1,2 km au droit d'Aod Vraz ; 2,4 km au droit de l'Aber) ; et (2) par la force des vagues liée à un fetch, variable selon l'orientation de la côte. La rose des vents (station de l'île de Batz) souligne la nette prédominance des vents d'Ouest (secteur nord-ouest à sud-ouest = 52,9 % ; Conversey, 1962). La résultante des vents supérieurs à 100 km/h est orientée WNW-ESE (Castro, 1981).

Les minéraux lourds des accumulations sableuses sont soumis à ces différentes forces. Certaines espèces jouent le rôle de traceurs et contribuent ainsi à une meilleure compréhension des processus hydrodynamiques.

### **Accumulations des minéraux lourds**

Dans la région de Roscoff, les M.L. se concentrent dans des sites variés (fig. 22 et tabl. 20). Sur les parties moyennes et basses de l'estran, les dépôts sont toujours de faible intensité, alors que, sur la partie haute des plages, les accumulations sont plus importantes. Les dépôts se réduisent souvent à des placages superficiels d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de faible extension longitudinale (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) ; ils constituent plusieurs couches parallèles de teinte rougeâtre à noirâtre, alternant avec des sables stériles blanchâtres. Parfois, les accumulations de sables lourds reposent directement sur le limon (près du Ruguel dans l'Aber, localement à Aod Vraz). Sur la grève du Man et dans la partie nord-est de la plage du Pouldu, des concentrations sont périodiquement visibles sur plusieurs centaines de mètres. Près de la Penzé, aux environs de Kerezeant (feuille Plestin), des accumulations de plusieurs centimètres de puissance s'échelonnent d'une manière discontinue sur plus de 800 m. C'est également ici que se rencontrent les teneurs les plus élevées en M.L. (84,6 % à Kerezeant). Le district de la Penzé mis à part, seuls 5 prélèvements ont présenté des teneurs comprises entre 50 et 60 %. Les autres échantillons offrent des teneurs nettement plus faibles, parfois inférieures à 10 %.

Les causes des variations de teneurs sont multiples : proximité d'une roche mère riche, synonyme de fortes concentrations, triage sélectif des M.L., avec concentration préférentielle dans les zones de haute énergie (voir l'exemple du Pouldu, où il apparaît un fort contraste de teneurs entre l'échantillon 15, prélevé à quelque distance du rivage (2,4 % de M.L.) et l'échantillon 16, prélevé sur le haut de l'estran (25 % de M.L.). À Aod Vraz, les dépôts sont essentiellement localisés dans la partie sud-ouest de la plage, bien exposée à la houle du large ; alors que dans la partie septentrionale de la même plage, relativement abritée, les concentrations sont absentes ou extrêmement faibles (0,3 % de M.L. pour le prélèvement 14).



- |   |   |    |   |
|---|---|----|---|
| ● 12  | Localisation des échantillons                                       | ~  | Autres dunes  |
| -----   | Limite des plus basses mers   | == | Zones humides   |
| - - - - -                                     | Limite orientale des sables dunaires de Santec (1)                  | T  | Tourbières littorales                                   |
| - · - · -                                     | Limite orientale de la pellicule sableuse recouvrant les limons (1) | →  | Direction principale de la houle sur les grandes plages |
| (1) Limite non cartographiée au sud de l'Horn |   | ←  | Dérive littorale en sens opposé à Aod Vraz et au Dossen |

Fig. 22 - Concentrations des sables lourds sur les estrans des environs de Roscoff

Les concentrations sont parfois plus élevées dans les petites criques jouant le rôle de pièges, que sur les grandes plages dunaires largement ouvertes : à l'île de Batz, on relève un net contraste entre la crique, près Kerabandu (58,2 % de M.L) et la plage d'Aod Wenn (9,9 %), sans qu'il y ait cependant de règle générale, comme le démontrent les variations observées sur la plage duaire du Pouldu (11,7 % à 55,8 %).

La contamination des sables terrigènes par des sables organogènes entraîne un appauvrissement relatif du potentiel sableux en M.L. Les teneurs maximales en  $\text{CO}_3\text{Ca}$  (toujours > 50 %, max. : 82 %) sont localisées aux environs de Santec (estran, dunes, zone infratidale [Boillot, 1961, 1964 ; Conversey, 1962], dans une zone exposée aux fortes houles d'Ouest. Les teneurs sont, au contraire, très faibles (le plus souvent, de l'ordre de 2 à 3 % en moyenne) sur la côte ouest de la baie de Morlaix, beaucoup plus abritée (Loarer, 1975 ; Masson, 1969 ; Chauris-Norroy, inédit) ; l'Aber de Roscoff peut également être rattaché à ce secteur (Francis-Boeuf *et al.*, 1949). Le caractère très organogène des sables de la plage du Dossen peut expliquer l'absence générale de concentrations de M.L..

### Répartition des différents minéraux lourds

Soixante analyses ont été effectuées sur les concentrations de M.L. (tabl. 20). Selon les prélèvements, 13 à 19 M.L. ont été déterminés ; le plus souvent, les occurrences renferment 16 ou 17 espèces différentes. Le calcul des moyennes montre que le spectre régional est dominé par quelques minéraux : amphibole, grenat, ilménite et tourmaline : à elles seules, ces 4 espèces constituent plus de 85 % des M.L.. Parmi les autres minéraux décelés avec une certaine abondance, on note le sphène, la staurotide et l'épidote ; puis, avec des teneurs < 1 % (sauf quelques exceptions remarquables), magnétite, monazite, zircon et rutile. D'autres minéraux n'apparaissent généralement qu'à l'état de traces : c'est le cas des silicates d'alumine (disthène, sillimanite, andalousite), de l'apatite, de l'anatase et du corindon. Cassitérite, scheelite et pyrite sont nettement plus sporadiques. Enfin, quelques minéraux sont extrêmement rares : marcassite, spinelle, xénotime.

• **Amphibole** (essentiellement hornblende verte). C'est le minéral lourd le plus répandu (~ 34 %), soulignant ainsi le caractère immature des concentrations. Elle est observée dans tous les prélèvements, mais avec des teneurs extrêmement variables, de 1 % (extrémité occidentale de la région) à plus de 80 %. Mis à part quelques prélèvements où l'amphibole voisine avec ses roches mères (diorites de Créac'h André, amphibolites de Trégondern...), les pourcentages élevés semblent beaucoup plus refléter les processus de triage différentiel qu'une source proximale, comme le suggère la coïncidence fréquente des hautes teneurs avec les zones de « basse énergie » pauvres en

M.L. (prélèvements 23 et 32). L'aptitude de l'amphibole à rester longtemps en suspension rend souvent la recherche des sources aléatoire. Dans la région de Roscoff, les roches mères possibles (amphibolites et diorites) sont relativement subordonnées et ne peuvent constituer des sources majeures ; aussi une origine en partie distale est probable, en accord avec l'émousé plus ou moins accusé assez fréquent de l'amphibole. *A priori*, l'amphibole pourrait dériver pour partie du stock de M.L. du cortège de la Manche (Duplaix et Boillot, 1968 ; Giresse *et al.*, 1970 ; Larssonneur *et al.*, 1982). Toutefois, cette interprétation n'explique pas pourquoi les teneurs deviennent faibles (< 10 % et plus souvent < 1 %) à l'Ouest de la région étudiée (à partir de l'île de Siec) et dans le reste du pays de Léon (sauf rares exceptions : diorites près de Portsall ; Chauris, 1982). Un apport significatif pourrait être fourni par les roches basiques du Trégorrois situé à l'Est de la baie de Morlaix (Chauris, 1985).

• **Grenat.** Avec un pourcentage moyen d'environ 26 %, le grenat occupe la deuxième place parmi les M.L.. Les teneurs oscillent entre deux extrêmes (1 à 2 % à Trégontern, plus de 95 % à Siec). Du fait de la morphologie et de sa densité, le grenat offre un comportement hydraulique différent de celui de l'amphibole, et se concentre préférentiellement dans les zones de haute énergie. La comparaison des deux prélèvements voisins (Aod Vraz) est très significative : 13, partie supérieure de l'estran (haute énergie) : grenat 68,2 %, amphibole à l'état de traces ; 12, partie plus basse de l'estran (énergie plus faible) : grenat à l'état de trace, amphibole 54,9 %. L'examen de la carte de répartition et la morphoscopie des grenats, souvent parfaitement automorphes ou en esquilles aux arêtes vives, soulignent à l'évidence le rôle majeur joué par les roches mères d'origine locale. Les leucogranites et les pegmatites à grenat, si fréquents dans les environs de Siec constituent un premier exemple. À leur proximité, les teneurs sont extrêmement élevées ; elles décroissent progressivement en direction de l'Est. L'influence d'une éventuelle source distale (micaschistes) paraît ici très accessoire.

• **Tourmaline.** La teneur moyenne est de l'ordre de 10 % ; les pourcentages varient d'une fraction de % à plus de 40 %. La carte de répartition montre la présence d'une zone riche (coïncidant approximativement avec une aire à leucogranites et pegmatites à tourmaline) isolant deux zones pauvres. Dans le détail, un décalage vers l'Est apparaît entre le domaine principal d'affleurements de roches tourmalinifères et la zone des sables riches en tourmaline. Cette constatation suggère une migration de la tourmaline d'Ouest en Est, nettement plus prononcée que dans le cas du grenat. Ce transit paraît se poursuivre jusque sur la côte du Petit-Trégor (Chauris, 1984).

• **Ilménite.** Les teneurs en ilménite vont de moins de 1 % à plus de 85 %. La teneur moyenne (t.m.), de l'ordre de 17 %, s'avère assez peu significative du fait de la localisation des teneurs élevées essentiellement dans les zones occidentale (Guillec, t.m. = 44,1 %) et orientale (Penzé, t.m. = 83,8 %). Ces deux districts mis à part, les teneurs sont relativement faibles. Les zones riches du Guillec et de la Penzé se distinguent par leur teneur (du simple au double), leur granulométrie (fine à l'Ouest, grossière à l'Est) et leur morphologie (souvent bien émoussée à l'Ouest, très anguleuse à l'Est). Cette opposition traduit deux sources différentes : à l'Est, une origine proximale, en relation avec les amphibolites de la Penzé ; à l'Ouest, une origine distale, indéterminée, appuyée également par la présence en pourcentages significatifs de minéraux résistants (zircon, rutile, monazite).

• **Sphène.** La reconnaissance précise de sources primaires localisées (essentiellement les diorites de l'île de Batz) fait de ce minéral un excellent traceur. Son abondance dans certaines concentrations de l'île s'avère tout à fait exceptionnelle en Bretagne : la teneur moyenne des 11 échantillons est ici de 12,4 %. À partir des affleurements de diorites, situés dans les parties septentrionale et occidentale de l'île, il est possible de suivre la migration du sphène en direction de l'Est. Le prélèvement le plus riche (26,5 %) coïncide avec le plus large affleurement de diorite. Vers l'Est, les teneurs décroissent, mais de manière irrégulière : sur la côte nord et sur la côte sud, les pourcentages accusent un « creux » vers la partie médiane de l'île (relativement à l'abri de la dérive littorale vers l'Est) pour augmenter à nouveau vers l'Est. Il est également possible de préciser les déplacements vers les rives de la presqu'île roscovite. La faiblesse des teneurs à l'Ouest de Corn al Loa indique que le transit se fait en direction du Sud-Est et de l'Est. Les migrations vers et dans l'Aber de Roscoff montrent une décroissance d'ensemble avec l'éloignement de l'île de Batz. Au fond du port de Roscoff, les teneurs sont encore de 5 % ; plus à l'Est, elles chutent brusquement, et le sphène n'est plus présent qu'à l'état de traces, voire même absent ; seul un petit apport localisé est en relation avec les diorites de Créac'h André (Chauris, 1987a).

• **Staurotide.** Elle est omniprésente (59 sur 60 échantillons), mais avec des teneurs variables, souvent de l'ordre de 1 à 2 %, ou même inférieures ; les teneurs supérieures à 5 % restent exceptionnelles. Dans le cas des faibles teneurs, une partie de la staurotide peut représenter l'étalement du « fond régional » caractéristique de certains domaines cristallophylliens, comme le pays de Léon (Chauris, 1982) ; dans les domaines dépourvus de telles formations, comme dans le Petit-Trégor, les teneurs sont généralement très faibles, voire inexistantes (Chauris, 1985). La côte nord-ouest de la baie de Morlaix se distingue nettement du fond régional. La forte t.m. de ce secteur (11,8 %) est en relation proximale avec un complexe micaschisteux,

localement très riche en staurotide, en grande partie immergé (Chauris, inédit). Les teneurs moyennes observées sur les plages de Roscoff nord (t.m. = 3,8 %), sur la rive occidentale de l'Aber (t.m. = 4,3 %) et sur quelques plages orientales de Batz, sont peut-être en relation avec la même source. La forte teneur (> 10 %), notée près de Siec, pourrait refléter l'extension vers le Nord-Ouest d'éventuels septa micaschisteux.

- **Magnétite.** Elle est omniprésente (59 échantillons sur 60), mais le plus souvent avec des teneurs inférieures à 1 %. Mis à part quelques faibles concentrations sporadiques, la magnétite est localisée aux environs immédiats de Roscoff (3 prélèvements > 10 %) et vers l'Est de l'île de Batz (1 prélèvement > 10 %).

- **L'épidote.** Elle est également omniprésente (59/60), mais généralement avec des pourcentages très faibles (< 2 %). Une zone de net enrichissement apparaît à Roscoff et vers l'Est de l'île de Batz (jusqu'à 16 %), coïncidant approximativement avec celle de la magnétite. Les recherches n'ont pas permis de localiser une source proximale de ces minéraux (présence présumée d'un panneau ennoyé de schistes verts appartenant aux complexes métavolcaniques du Trégor ?).

- Les teneurs en **zircon** sont généralement faibles et inférieures à 1 %, de même que celles en **rutile** (nettement inférieures à 1 %), sauf dans le district du Guillec, qui se singularise par quelques teneurs plus fortes (respectivement 3,1 % et 2,1 %). La **monazite** est plus répandue ; cependant, mis à part 4 prélèvements dispersés, seul le district du Guillec montre, dans tous les échantillons, des pourcentages supérieurs à 2 % (t.m. = 2,8 %). Au Guillec, la somme des 3 minéraux donne une teneur moyenne de 6,9 %, mais leur origine (probablement distale) est difficile à préciser. Le **xénotime** est extrêmement rare et n'a été décelé que dans les sables grenatifères de Siec.

- **Cassitérite et scheelite.** Dix-sept échantillons ont montré des microtraces de cassitérite, treize des microtraces de scheelite. Il n'apparaît pas de relation directe entre les deux minéraux : 7 prélèvements renferment à la fois cassitérite et scheelite. La région étudiée peut être divisée en deux parties : à l'Ouest, un secteur surtout caractérisé par la cassitérite (12 éch.) et la rareté de la scheelite (2 éch.) ; à l'Est, inversement un secteur à scheelite dominante (11 éch.) et à cassitérite subordonnée (5 éch.). *A priori*, la finesse et l'émoussé de la cassitérite peuvent indiquer une provenance relativement lointaine, reflet du cachet stannifère du pays de Léon, en relation avec le vaste pluton de Saint-Renan. Le caractère distal peut être également appuyé par la localisation préférentielle de la cassitérite sur les plages dunaires des districts du Guillec, d'Aod Vraz et du Pouldu. Il importe toutefois de remarquer que la cassitérite a été découverte en place dans une peg-

matite sodo-lithique à l'Ouest de Corn al Loa (Chauris *et al.*, 1981), et que des teneurs relativement élevées en étain (jusqu'à 160 g/t) ont été décelées dans des aplites de Santec. Par ailleurs, la cassitérite des estrans de la baie de Morlaix est, selon toute probabilité, en relation avec le granite stannifère voisin de Carantec (Chauris et Chauris, 1991). La scheelite, plus fragile que la cassitérite, paraît avoir une origine essentiellement proximale et provenir des skarns découverts dans la région (Chauris, 1987b ; Chauris et Corre, 1978b).

La superposition des cartes de teneurs des différents minéraux (fig. 23a, 23b, 23c) souligne la complexité des transits qui peuvent même s'effectuer selon diverses directions. Sur une dérive d'Ouest en Est (établie par le grenat et la tourmaline), peuvent interférer des déplacements du Nord au Sud (prouvés par le sphène) et probablement d'Est en Ouest (suggérés par l'amphibole, l'épidote, la magnétite et peut-être la staurotite). Quelques minéraux permettent de tracer, avec une certaine précision, des halos de dispersion (avec parfois [grenat] des courbes d'isoteneurs) à partir de roches mères favorables (amphibolites, micaschistes, granodiorites, leucogranites). De nombreux minéraux lourds dérivent, sans formations relai, des altérites qui jouent le rôle de sources primaires souvent proximales ; d'autres proviennent des sables dunaires qui forment des relais secondaires avec une source primaire, imprécisée, toujours distale. Le triage différentiel contribue à masquer les filiations et peut parfois être extrêmement poussé : dans les petits placers de Siec (éch. 5 et 6), la teneur en grenat est ~95 %, le pourcentage en tourmaline inférieur à 1 %, alors que ces deux minéraux sont abondants dans les leucogranites voisins. Dans l'ensemble, les concentrations offrent un net indice de jeunesse (pourcentage élevé en minéraux anguleux, fortes teneurs en amphibole). Le spectre d'ensemble des minéraux lourds est ici typiquement immature. La tourmaline, minéral très résistant, est normalement comptabilisé dans l'indice ZTR (zircon + tourmaline + rutile) pour quantifier le degré de maturité des sables. Il apparaît toutefois évident par l'exemple de la région de Roscoff que cet indice peut être totalement dépourvu de signification dans le cas de districts où des roches très riches en tourmaline constituent une source surabondante de ce minéral.

### *RADIOACTIVITÉ DU COMPLEXE PLUTONIQUE DE ROSCOFF*

Les mesures systématiques de la radioactivité effectuées directement sur le terrain, à l'aide du scintillomètre, ne semblent guère utilisées en France lors du levé des cartes géologiques à 1/50 000. Pourtant, les informations chiffrées obtenues par cet appareil s'avèrent précieuses dans l'examen des différentes formations pétrographiques. En plus des données, intéressantes en elles-mêmes, sur la radioactivité des différentes roches, elles facilitent la discrimination entre les divers faciès d'un même complexe ; elles peuvent même, dans certains cas, contribuer à des solutions de problèmes pétrolo-



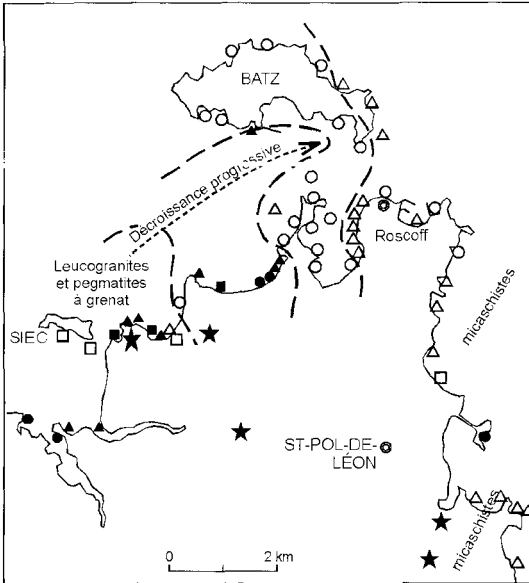
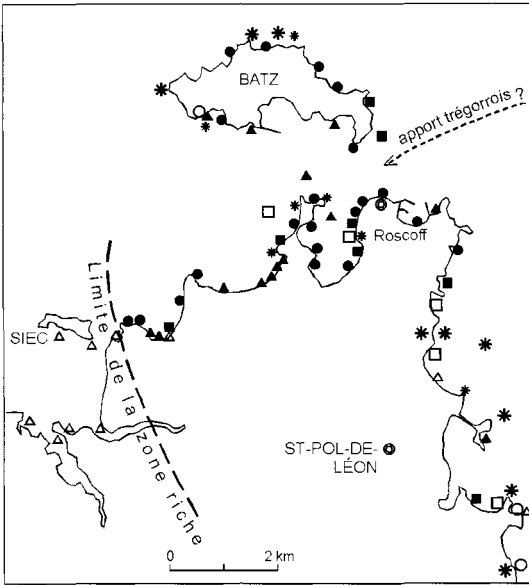


Fig. 23a - Principaux minéraux lourds dans les concentrations littorales de la région de Roscoff

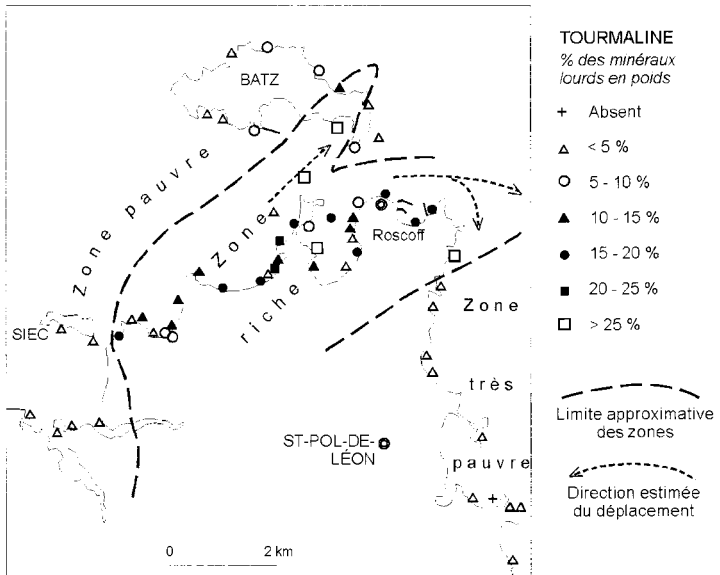
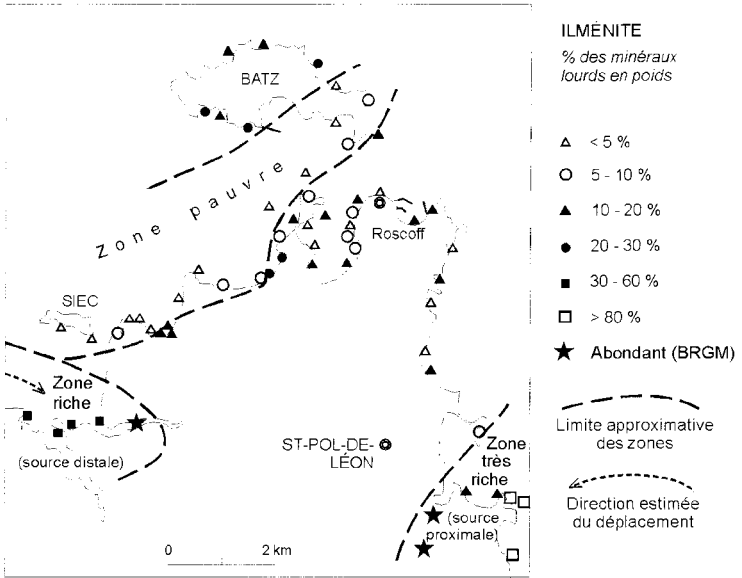


Fig. 23b - Principaux minéraux lourds dans les concentrations littorales dans la région de Roscoff

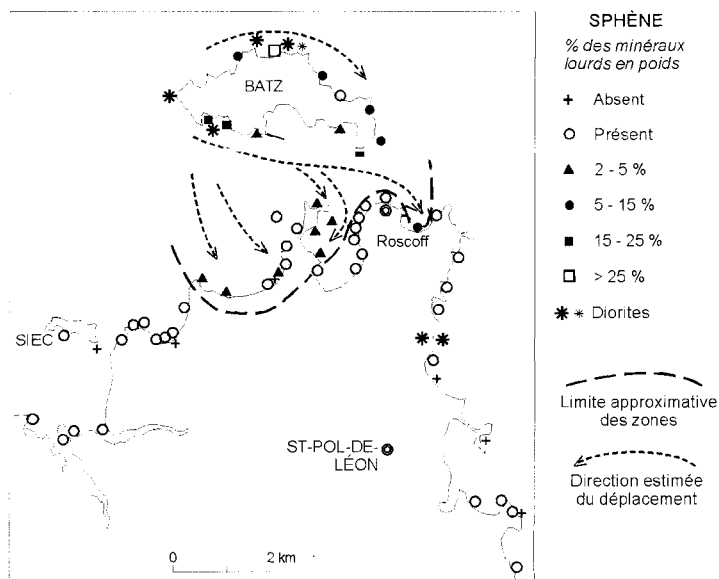
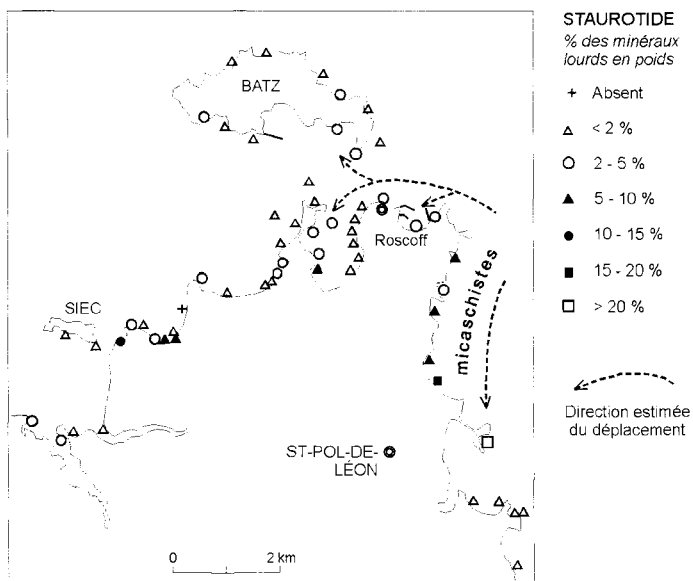


Fig. 23c - Principaux minéraux lourds dans les concentrations littorales de la région de Roscoff

giques, voire même soulever des questions insoupçonnées par les autres outils d'investigation.

La complexité pétrographique du complexe intrusif de Roscoff et la qualité de ses affleurements en bordure de mer nous ont incité à compléter les recherches classiques sur le terrain et au laboratoire par l'emploi systématique du scintillomètre. Quelques analyses chimiques du thorium et de l'uranium permettent d'appréhender pour un certain nombre de roches les causes de la radioactivité, de tester ainsi la méthode d'examen au scintillomètre et d'envisager des extrapolations en l'absence de données analytiques toujours coûteuses et par suite relativement peu nombreuses. La correspondance entre données chimiques et scintillométriques ne peut être évidemment qu'approchée, les mesures (scintillométriques) sur le terrain n'ayant pas été nécessairement effectuées au point précis du prélèvement de l'échantillon (pour l'analyse chimique), prélèvement au demeurant très ponctuel et, par suite, sans commune mesure avec la moyenne obtenue au scintillomètre qui porte sur une zone beaucoup plus vaste. Pour mieux cerner les problèmes soulevés, les formations du socle métamorphique encaissant et les grani-toïdes avoisinants (pour partie sur la feuille adjacente Plestin-les-Grèves) ont été également examinés à titre de comparaison. Afin d'homogénéiser les résultats, toutes les mesures (sauf cas exceptionnels) ont été effectuées sur le littoral.

L'appareil utilisé est un scintillomètre (du modèle SPP2), employé également par les prospecteurs d'uranium. La reproductibilité des mesures est bonne et les comparaisons entre les différents sites ne présentent aucune difficulté. Dans notre étude, chaque affleurement (ou « site ») examiné représente, selon les cas, la moyenne de 10 à 40 mesures ponctuelles. Cette manière d'opérer permet d'estomper les variations dues aux micro-reliefs (effet de paroi) et aux éventuelles anomalies locales. Selon l'habitude française, les résultats sont exprimés en chocs par seconde (c/s). Plus que par ses valeurs absolues, la méthode s'avère surtout intéressante par les comparaisons qu'elle offre immédiatement entre les différents ensembles du district examiné.

Les résultats des mesures de radioactivité sont reportés dans le tableau 21. Au total, 83 sites différents, représentatifs des diverses formations du complexe plutonique de Roscoff et de quelques formations voisines ont fait l'objet de mesures. La confrontation des résultats obtenus avec les données pétrographiques « classiques » permet de formuler plusieurs remarques.

**Forts écarts de radioactivité entre différentes roches.** Les écarts notés entre certaines roches frappent dès l'abord. Deux pôles extrêmes ont été mis en évidence : les amphibolites des Vernes (radioactivité moyenne [= *rm*] : 15 c/s) et le granite rose de Trégondern (appartenant au pluton de

la baie de Morlaix, feuille Plestin-les-Grèves, rm : 409 c/s), soit une variation de 1 à 27 ! Cette première constatation montre que diverses roches peuvent être facilement séparées par leur radioactivité. L'examen du tableau évite de multiplier les exemples.

Dans plusieurs sites, des variations ponctuelles assez importantes apparaissent au sein de la même formation pétrographique (diorite de Créac'h André, de 180 à 270 c/s). De tels écarts indiquent (l'éventuel effet de paroi étant par ailleurs pris en considération) que les éléments radioactifs peuvent être irrégulièrement répartis dans un même ensemble. Ainsi, on comprend la nécessité de multiplier les mesures dans le cas de grandes variations ponctuelles. Dans d'autres cas, au contraire, les variations ponctuelles restent faibles (pyroxénites de la grève du Man, de 39 à 48 c/s).

Socle cristallophyllien. La radioactivité des formations du socle cristallophyllien est toujours basse à très basse, sauf pour certains gneiss. Les amphibolites s'échelonnent de 15 c/s (les Vernes) à 48 c/s (embouchure de l'Horn), avec une moyenne sur les 6 sites s'établissant à 30 c/s, due à la faible teneur en éléments radioactifs des roches basiques. Les pyroxénites varient entre 45 c/s (grève du Man) et 55 c/s (embouchure de l'Horn), les micaschistes entre 84 c/s (Kerigou ouest) et 80 c/s (Kerigou est). Les valeurs des gneiss sont plus étalées, allant de 55 c/s (Pouldu) à 122 c/s (embouchure de l'Horn ; à titre de comparaison, gneiss de Carantec, feuille Plestin, 2 sites : 104 c/s).

**Diorites.** Les trois ensembles dioritiques précoces du complexe de Roscoff (île de Batz, Créac'h André et Pempoul) montrent des radioactivités différentes. Créac'h André se distingue immédiatement des autres par sa radioactivité élevée (225 c/s, très supérieure à celle de Pempoul : 102 c/s et de Batz : 82 c/s) qui se corrèle avec les teneurs assez élevées en thorium (43,5 ppm) et en uranium (10,1 ppm), contre respectivement 10 et 3,8 ppm à Batz. Selon toute probabilité, ces éléments sont contenus dans le sphène et dans le zircon (jusqu'à 470 ppm Zr à Créac'h André). On notera, par ailleurs, que les teneurs moyennes en Ce sont nettement plus élevées à Créac'h André (218 ppm) qu'à Batz (105 ppm) et à Pempoul (109 ppm).

**Granodiorite de Roc'hinigou.** Cette roche présente une radioactivité relativement élevée : Kerigou (175 c/s), Toul an Ouch (200 c/s), Cléguer (229 c/s, r.m = 201 c/s). Dans les deux premiers sites, les teneurs moyennes en Th et U sont respectivement de 29,5 et 6,8 ppm.

**Granite de Saint-Pol-de-Léon.** Cette formation se distingue des autres venues granitiques du complexe de Roscoff par sa radioactivité nettement plus élevée qui décroît cependant dans les faciès plus évolués. Ainsi, au Sud de la grève de Pemprat, la radioactivité passe de 118 c/s (granite gris à grain

fin) à 251 c/s (granite à tendance porphyroïde de Saint-Pol). La radioactivité moyenne des 13 sites examinés s'élève à 181 c/s, en accord avec les teneurs en thorium relativement fortes de ce granite (33,4 ppm).

**Granite porphyroïde de Roscoff.** Ce granite possède une radioactivité moyenne mesurée sur 8 sites de 108 c/s, avec de faibles écarts (102 c/s à 119 c/s).

**Granites à grain fin de Batz.** Cet ensemble, qui forme les principaux affleurements du complexe plutonique de Roscoff, y compris la plus grande partie de l'île de Batz, présente des faciès assez variés. La radioactivité est faible et dans l'ensemble assez à très homogène (entre 85 et 118 c/s). La radioactivité moyenne des 25 sites examinés (105 c/s) est très semblable à celle du granite porphyroïde de Roscoff. Cette faible radioactivité est en bon accord avec les quelques analyses des teneurs en thorium et en uranium disponibles, respectivement 11,5 ppm et 3,9 ppm en moyenne.

**Différenciations tardives.** Localement, les granites de Batz paraissent présenter une évolution ultime, se traduisant par la cristallisation de tourmaline et de grenat et par la décroissance des teneurs en Ba et Sr (entrée est de l'île de Sic ; rocher entre le Dossen et Sic). A Sic, les teneurs en Th et U sont très faibles, respectivement de 2,07 et 2,31 ppm. Dans ces sites, la radioactivité tombe respectivement à 63 c/s et 64 c/s.

**Filons pegmatitiques.** Ces venues tardives, extrêmement fréquentes dans le complexe plutonique de Roscoff, tout particulièrement aux environs de Santec, offrent une faible radioactivité. La moyenne sur 11 sites n'est que de 71 c/s (avec des variations de 62 à 89 c/s selon les sites).

**Formations voisines.** Le *leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine* possède une radioactivité particulièrement faible : 66 c/s à Kerigou est ; 76 c/s à Kerigou ouest ; 93 c/s près de Prat-Meur en Mespaul. Trois analyses chimiques sur des échantillons prélevés à Mespaul ont révélé que les teneurs en thorium, singulièrement basses, sont inférieures aux teneurs en uranium (t.m. : Th = 1,54 ppm, U = 3,22 ppm).

**Granite grossier rose rougeâtre, à biotite, dit de Callot** (complexe intrusif de la baie de Morlaix), qui s'étend largement à l'Est du pluton de Roscoff (sur la feuille Plestin), se distingue immédiatement de cette dernière intrusion par une radioactivité très nettement plus élevée.

**Filons de quartz.** Le quartz filonien présente des valeurs très faibles : le grand filon de Kerigou a donné une moyenne de 31 c/s, celui de l'îlot Sainte-Anne, 49 c/s. En fait, seuls les filons quartzeux à minéralisation uranifère (absents du pluton de Roscoff et de ses environs) présentent des valeurs très élevées.

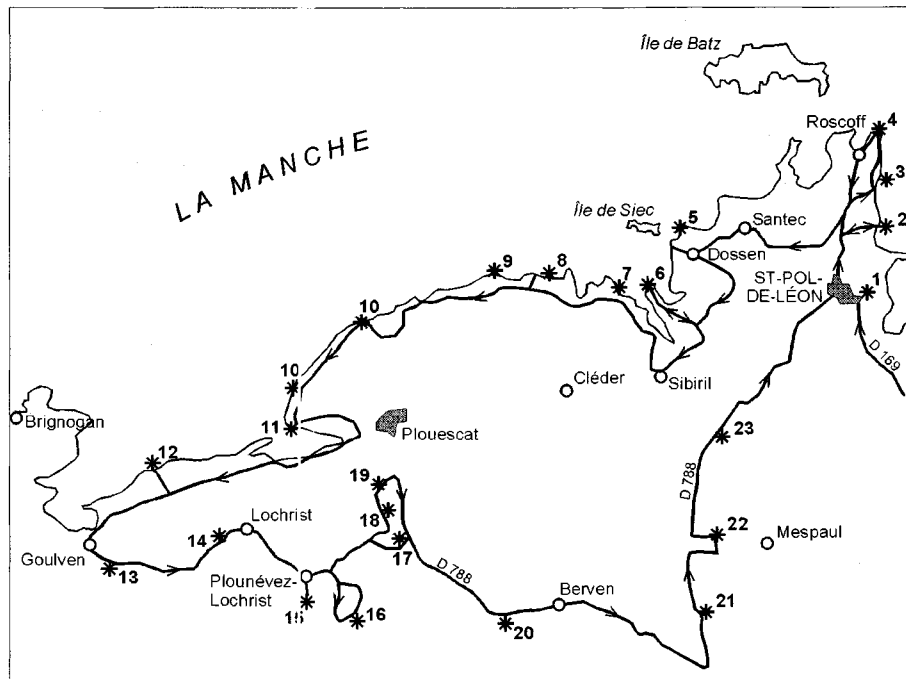


Fig. 24 - Itinéraire géologique

Les mesures effectuées au scintillomètre indiquent que le pluton de Roscoff offre, en première approximation, une radioactivité d'ensemble intermédiaire entre la faible radioactivité du granite de Sainte-Catherine ( $< 100$  c/s) et la forte radioactivité du granite de Callot ( $> 300$  c/s). Toutefois, si l'on met à part les granodiorites de Roc'hinigou, le granite grossier de Saint-Pol-de-Léon et les diorites de Créac'h André (où la radioactivité peut dépasser  $200$  c/s), la plus grande masse du pluton roscovite a une radioactivité à peine supérieure à  $100$  c/s, et sensiblement inférieure à  $100$  c/s dans ses différenciations ultimes. Cette radioactivité est plus faible que celle du pluton de Brignogan :  $177$  c/s (3 sites du faciès porphyroïde de Brignogan) ;  $178$  c/s (2 sites du faciès grossier de Cléder), granites fins (baie de Goulven :  $150$  c/s (3 sites des leucogranites fins en baie de Goulven). La nette décroissance de la radioactivité dans les faciès granitiques différenciés semble bien être le cas général. Ainsi, dans le massif de l'Aber-Ildut, où la radioactivité moyenne va de  $193$  c/s à  $140$  c/s selon les faciès, les mesures tombent à  $78$  c/s dans le faciès marginal à tourmaline.

### *SITES REMARQUABLES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE*

Les bords de mer offrent évidemment des affleurements remarquables, et les longues promenades sur la côte ne présentent pas seulement un intérêt géologique. Attention cependant aux marées, surtout en baie de Goulven ! Au cours de ces dernières années, beaucoup de sentiers côtiers ont été aménagés et d'autres sont en cours de réalisation, permettant de multiples itinéraires géologico-touristiques à découvrir. Nous avons cependant conçu un itinéraire (fig. 24) destiné à des professionnels, afin que le géologue puisse prendre connaissance rapidement des principales formations géologiques de la feuille Saint-Pol-de-Léon.

Deux journées sont nécessaires pour suivre l'itinéraire complet. Beaucoup des sites proposés se situant en bord de mer, il est conseillé de consulter les horaires de marées avant de s'y rendre.

Exception faite des Brestois, l'arrivée sur le territoire de la feuille Saint-Pol-de-Léon se fait par la D 58, prolongement de la voie rapide N 12 qui relie Rennes à Morlaix. Saint-Pol-de-Léon se voit de loin, grâce au Kreisker, clocher de  $77$  m de hauteur, édifié en leucogranite de Sainte-Catherine et en granite de Cléder, et à la double flèche de sa cathédrale.

Les arrêts 1 à 6 permettent d'observer les faciès du complexe de Roscoff ; 7 à 12, ceux du complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat ; 13 à 19, le socle métamorphique et le complexe vaugnéritique de Plounévez-Lochrist ; 20 à 22, les leucogranites de Sainte-Catherine et de Lescondan ; 23, les gneiss migmatitiques et la granodiorite de Roc'h Inigou. Les monu-



ments mégalithiques sont très nombreux sur la feuille et nécessiteraient un itinéraire spécial. Seuls les principaux sites mégalithiques ont été signalés dans l'itinéraire.

**Arrêt 1 – Granite de Saint-Pol-de-Léon.** *Monter jusqu'à la cathédrale (direction centre ville). A son pied, prendre à droite (direction les plages, Pempoul) et se diriger vers le champ de la rive.* Le petit parking de ce parc arboré montre le granite de Saint-Pol-de-Léon dans son faciès grossier typique. On peut suivre la route piétonnière (400 m) qui permet d'accéder à un promontoire rocheux en granite de Saint-Pol, marqué par une table d'orientation et un calvaire. De là, on jouit d'une vue superbe sur les plages de Saint-Pol, le cordon littoral, maintenant viabilisé, les sites de Carantec et de l'île Callot (feuille Plestin), et par beau temps, les côtes de Barnenez et de Primel-Trégastel.

**Arrêt 2 – Monzodiorite de Créac'h André, filons aplito-pegmatitiques, limon quaternaire.** *Revenir au centre ville et prendre la D 769 en direction de Roscoff. Au bout de 2 km, prendre à droite en direction de Troméal et Kersaliou.* Arrivé à la plage, on aperçoit, vers le Nord, des boules sombres qui constituent le massif de monzodiorite de Créac'h André ; celui-ci affleure remarquablement sur l'estran et en bas de la falaise, où son contact avec le granite de Saint-Pol est visible. La monzodiorite est recoupée par un puissant champ de filons aplito-pegmatitiques à tourmaline et béryl et par quelques filons de quartz. Ce site permet également d'observer, sur l'estran, le gabbro de Kersaliou et quelques enclaves quartzitiques du socle. La coupe de la falaise, haute de 5 à 8 m, permet d'observer le limon qui recouvre de vastes surfaces à l'intérieur des terres.

**Arrêt 3 – Granite porphyroïde de Roscoff.** *Revenir sur la D 769 et reprendre la direction de Roscoff. Au rond-point anglais du cimetière, prendre la direction du port en eau profonde, le port marchand de Roscoff, qui assure des liaisons maritimes journalières avec l'Angleterre en fret et en passagers.* Deux sites permettent d'observer le granite porphyroïde de Roscoff : le jardin tropical et le port en eau profonde. Le jardin tropical (fléché et payant) a été aménagé sur un promontoire rocheux en granite porphyroïde de Roscoff, recoupé par des filons méridiens de quartz à tourmaline. Il permet de jouir d'un panorama splendide sur l'ensemble de la baie de Morlaix. Le port en eau profonde est entièrement creusé dans ce granite porphyroïde, la route d'accès aux installations montrant des tourmalinites.

**Arrêt 4 – Granite porphyroïde de Roscoff.** *Poursuivre la route en direction de Roscoff.* On arrive rapidement à la chapelle Sainte-Barbe, édifiée sur un promontoire de granite porphyroïde de Roscoff et qui offre une belle perspective sur Roscoff. La côte, ainsi que les rochers avoisinants (dépendances de l'hôtel Brittany) sont constitués par ce granite. De Roscoff,

des bateaux assurent des liaisons vers l'île de Batz (toutes les heures en Juillet – Août).

**Arrêt 5 – Limons, sables dunaires flamandais, granites fins de l'île de Batz, leucogranite à deux micas, grenat et tourmaline.** *À Roscoff, reprendre la D 58 en direction de Santec–Saint-Pol.* À 3 km de Roscoff, le secteur de Keravel expose bien l'importance des limons : les hauts talus et les fossés sont entièrement creusés dans cette formation. On entre progressivement dans le domaine des sables dunaires flamandais. À Santec, prendre la direction Dossen–île de Siec, et s'arrêter à la plage du Dossen, face à l'île de Siec. Plusieurs sites d'intérêt sont accessibles depuis ce point. Les dunes de sable s'étendent au Sud sur plus de 1 500 m. Comme presque partout, les enrochements tentent vainement d'arrêter leur progression inexorable à l'intérieur des terres. Ce secteur permet une bonne observation des granites fins dits de l'île de Batz, du complexe de Roscoff. Les faciès sombres à biotite dominante affleurent depuis ce point jusqu'à la pointe du Guerzit, 300 m au NNE, où ils sont magnifiquement exposés et recoupés par de multiples filons de pegmatites et aplites, parfois à gros cristaux ou à tourmaline lithinifère. L'île de Siec (accessible même lors de faibles coefficients de marée), ainsi que le récif entre le Dossen et Siec sont formés par un leucogranite à deux micas, grenat et tourmaline, qui représentent vraisemblablement les termes les plus poussés de l'évolution magmatique du complexe de Roscoff. Les meilleurs affleurements sont situés à l'extrémité orientale de l'île, de chaque côté de la route d'accès. Des septa de pyroxénite affleurent dans la crique orientale de cette petite île.

**Arrêt 6 – Pegmatite, skarn à grenat, granodiorite de Roc'h Inigou.** *Du Dossen, gagner le hameau de Kerbrat, de l'autre côté de l'Horn, puis la route qui mène jusqu'à l'anse, à l'Est de la pointe qui sépare les embouchures de l'Horn et du Guillec.* À l'Est de l'anse, affleure un important champ pegmatitique montrant de grands cristaux de feldspath, tourmaline et grenat. Ces filons englobent localement des panneaux métriques de pyroxénite transformée en skarn à grossulaire – andradite. À l'Ouest de l'anse, l'extrémité de la pointe est constituée d'une roche sombre : la granodiorite de Roc'h Inigou dont c'est l'occurrence la plus occidentale.

**Arrêt 7 – Granite de Moguériec.** *Rejoindre la D 10 et, de là, gagner Sibiril, puis le port de Moguériec.* La côte du port, jusqu'à la pointe au Nord de Tévenn, est constituée par un granite clair, à deux micas, à grain fin-moyen : le faciès de Moguériec du complexe monzogranitique de Brignogan – Plouescat. Dans le port, il est recoupé par de puissants filons aplitopegmatitiques du complexe plutonique de Roscoff.

**Arrêt 8 – Granites de Moguériec et de Cléder, leucogranite.** *Depuis Moguériec, suivre la route côtière jusqu'à Bougourouan et prendre à droite*

la route qui conduit en 500 m jusqu'à une anse sableuse. Le spectaculaire rocher du Groac'h Zu s'élève sur le bord occidental de l'anse : c'est un éperon leucogranitique qui appartient à ces venues tardives du complexe de Brignogan. Il recoupe le faciès de Muguérec qui passe, 50 m à l'Ouest du Groac'h Zu, au faciès monzogranitique de Cléder. Le passage progressif, mais rapide, est bien visible. Du sommet du Groac'h Zu (et par beau temps), on distingue le clocher du Kreisker, distant de 9 km, à l'Est, et le sémaphore de Brignogan, distant de 17 km, à l'Ouest, embrassant ainsi la totalité de la zone côtière de la feuille Saint-Pol-de-Léon.

**Arrêt 9 – Granite de Cléder.** *Revenir à Bougourouan et suivre la route côtière jusqu'à An Amied.* Les rochers de cette zone côtière offrent les meilleurs affleurements du faciès de Cléder.

**Arrêt 10 – Granite porphyroïde de Plouescat.** *Poursuivre en bord de côte jusqu'à Roguennic et Kerfissien.* On entre alors dans le faciès porphyroïde du massif de Brignogan – Plouescat. La côte offre en continu de magnifiques exemples de ce faciès monzogranitique, qui constitue aussi des chaos impressionnants à l'intérieur des terres. Plusieurs sites méritent une visite : la pointe au Nord de Porsnéjen (point coté 18), qui regroupe rochers spectaculaires, menhir de 8 m en granite porphyroïde et chaos rocheux à l'intérieur des terres ; Menfig, qui possède un important chaos rocheux, 500 m au Sud, en bordure de la route (point coté 13) ; et surtout la jetée de Porz ar Stréat, sur le port de Plouescat, construite sur des rochers montrant le passage entre le faciès porphyroïde de Plouescat et le faciès de Cléder.

**Arrêt 11 – Granite porphyroïde de Plouescat.** *Poursuivre la route jusqu'à la pointe de Porz Meur.* L'extrémité de la pointe et sa bordure sud sont jalonnées de rochers impressionnants, façonnés dans le faciès porphyroïde de Plouescat. Une allée couverte, partiellement détruite par la mer, est visible dans l'anse du Kernic, tandis que plusieurs menhirs parsèment les champs (Sud de Lannérien, Est de Porz ar Stréat).

**Arrêt 12 – Granites de Muguérec et de Cléder, leucogranite, monzodiorite de Plounévez-Lochrist.** *Revenir à Plouescat centre (halles du siècle) et prendre la D 10 en direction de Goulven et Lesneven.* À 3 km, le hameau du Kernic possède un rocher (point coté 30) sculpté dans le faciès de Muguérec. On entre ensuite dans le secteur des dunes flandriennes de Ker Emma, le plus important de la feuille. Prendre la dernière route sur la droite en direction de la chapelle de Saint-Gouévroc qui apparaît sur la droite au bout de la route, au milieu des dunes. Les rochers de l'estran permettent d'observer plusieurs faciès du massif de Brignogan – Plouescat : des leucogranites tardifs en relief (monadnock de Méan Mélen), le faciès de Cléder englobant des panneaux gneissiques du socle (Roc'h Vran) et une apophyse (ou une grosse enclave) de monzodiorite de Plounévez-Lochrist

envahie et recoupée par des pegmatites (Ouest de la pointe). Le site permet aussi de découvrir l'ensemble de la baie de Goulven.

**Arrêt 13 – Marais littoraux, orthogneiss de Plounévez-Lochrist.**

*Revenir sur la D 10 et la suivre jusqu'à Goulven.* Les dunes se poursuivent sur la droite de la route, tandis qu'à gauche s'étalent les marais littoraux gagnés par l'homme sur la mer au XIX<sup>e</sup> siècle. Au rond-point précédant Goulven, prendre la D 125 en direction de Lesneven, puis 300 m plus loin, prendre à gauche la D 129 en direction de Tréflez. Environ 500 m plus loin, on arrive au hameau de Viz ar Roch et dans les formations du socle métamorphique, ici représentées par l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist dont on remarquera la foliation souvent proche de l'horizontale. Une intéressante allée couverte en orthogneiss est visible en bord de route, 400 m au Sud de ce hameau.

**Arrêt 14 – Orthogneiss de Plounévez-Lochrist.** *Suivre la D 129 jusqu'à la gare de Tréflez, puis la D 110 jusqu'à Lochrist.* Environ 500 m avant d'arriver à ce village, sur le plateau (point coté 41), le haut talus gauche de la route montre à nouveau l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist.

**Arrêt 15 – Eclogite.** *À Lochrist, prendre sur la droite la route en direction de Plounévez-Lochrist, puis la D 29 en direction de Landerneau. A la sortie de la ville (Kerjean), quitter la D 29 pour prendre la direction de la ferme de Kerscao.* A partir de cet embranchement, on entre dans le domaine des lentilles d'éclogite les plus importantes de la feuille Saint-Pol-de-Léon : Kerjean et Kerscao. Malheureusement, les blocs d'éclogite sont progressivement arrachés du sol et intégrés aux enrochements de bord de côte, et il est possible que plus aucun ne soit apparent dans les prochaines années. Cependant, de nombreux échantillons peuvent être recueillis dans les champs et les prés.

**Arrêt 16 – Orthogneiss de Plouéan, paragneiss alumineux.** *Revenir à Plounévez-Lochrist et prendre la direction de La Garenne. Environ 100 m après Keroignant, à droite de la route (sous la ligne haute tension), une petite carrière abandonnée permet une bonne observation de l'orthogneiss de Plouéan, appartenant à l'ensemble des gneiss de Lesneven. En continuant la route, on arrive à la ferme de La Garenne, où l'on peut observer des blocs épars de paragneiss alumineux, nettement rubanés. Cette roche n'a jamais été découverte en place ; on peut l'observer en blocs remisés au coin des champs à La Garenne, et dans les fermes situées au Nord-Est : Kerzanton, calvaire près de Traonjulien.*

**Arrêt 17 – Granodiorite de Kerméan.** *Revenir à Plounévez-Lochrist et prendre la direction de Plouescat et Le Spernen pour rejoindre la D 30. Après le passage du ruisseau, prendre à droite la direction de Poul ar Foënnoc.* Les prés à gauche de la route montrent d'innombrables boules de gra-

nodiorite de Kerméan, un des deux faciès du complexe vaugnéritique de Plounévez-Lochrist, dont c'est ici l'affleurement le plus spectaculaire.

**Arrêt 18 – Monzodiorite de Plounévez-Lochrist.** *Revenir sur la route précédente et tourner à droite en direction du Spernen (D 30). Au bout de 700 m. prendre à gauche la route vers la station de pompage et les fermes de Kernéac'h et Goarillac'h.* La monzodiorite de Plounévez-Lochrist forme des boules éparées de grande taille, remisées ici et là, malheureusement pour les géologues de plus en plus rares. Des amas conséquents étaient encore visibles lors des levés près des fermes de Kernéach et de Goarillac'h. La monzodiorite présente ici son faciès mélanocrate très caractéristique.

**Arrêt 19 – Monzodiorite de Plounévez-Lochrist, orthogneiss de Plounévez-Lochrist.** *En poursuivant la route, on arrive à la carrière de Kernévez, en exploitation intermittente.* Cette carrière montrait une bonne coupe dans le socle : l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist, recoupé par des intrusions de monzodiorite et le faciès de Mogueéric du massif de Brignogan-Plouescat.

**Arrêt 20 – Leucogranite à deux micas de Berven (massif de Sainte-Catherine).** *Rejoindre la D 30, toute proche, et prendre vers le Sud en direction de Mengleuz et de la D 788 (il est possible d'observer la monzodiorite de Plounévez-Lochrist près de la ferme de Kergaradec, en prenant la première route à gauche sur la D 30). À Mengleuz, prendre à gauche la D 788 en direction de Saint-Pol-de-Léon.* Le leucogranite à deux micas de Berven, un des deux faciès du massif leucogranitique de Sainte-Catherine, affleure dans des petites carrières à droite de la route et dans les talus de la D 788. Ce faciès existe aussi dans de nombreuses petites carrières abandonnées ou en exploitation intermittente dans les environs de Berven.

**Arrêt 21 – Leucogranite de Lescondan.** *Poursuivre sur la D 788 jusqu'à Bellevue, 500 m après la sortie du bourg de Berven. À Bellevue, prendre à droite en direction de Plouvorn et Landivisiau (D 19) et rejoindre la D 69. Sur la D 69, prendre à gauche la direction de Saint-Pol-de-Léon.* Sur la droite de la portion de route à quatre voies, s'ouvre une importante carrière dans le leucogranite de Lescondan, réapparition orientale du granite de Saint-Renan. La carrière permet une bonne observation du leucogranite et des filonnets quartzeux à arsénopyrite et cassitérite qui le recourent. Une seconde carrière, ouverte plus à l'Ouest, de l'autre côté de la route, permet d'observer des faciès un peu différents, souvent riches en tourmaline.

**Arrêt 22 – Leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine.** *Poursuivre sur la D 69 en direction de Saint-Pol-de-Léon et tourner à droite en direction de Mespaul.* La route suit une butte qui correspond au passage du massif leucogranitique de Sainte-Catherine, qui a été exploité dans de nom-

breuses petites carrières, souvent comblées aujourd'hui. Il est possible d'observer le faciès caractéristique de leucogranite à tourmaline dans les petites carrières près du point coté 73 (chemin empierré à gauche, en haut de la butte, 500 m après le croisement avec la D 69) et aux environs de Créac'h Oualar (prendre la première route à gauche, un peu avant le franchissement du ruisseau).

**Arrêt 23 – Gneiss migmatitiques de l'Horn, granodiorite de Roc'h Inigou.** *Revenir sur la D 69 et se diriger vers Saint-Pol-de-Léon. Passer le carrefour de Ty Corn et continuer sur la D 788. À 1 km de Ty Corn, après le carrefour vers Plougoulm, s'arrêter au premier croisement en bordure de la vallée de l'Horn (près de la ferme de Ty Izella).* Une remarquable stèle de l'âge du fer est visible près de la ferme de Croaz Méan (gauche de la route), tandis qu'en contrebas de la route après le passage de l'Horn, à Roch'Inigou, une petite carrière a été ouverte dans une granodiorite (type de Roc'h Inigou) intrusive dans les gneiss migmatitiques de l'Horn. Les deux formations sont visibles dans la carrière. Le haut talus de la D 788 montre sur 500 m des affleurements des gneiss migmatitiques de l'Horn. De bons affleurements de cette formation sont également visibles dans les talus de la petite route qui mène à la ferme de Kéranveyer, juste avant le passage de la rivière. Le skarn à vésuvianite, scheelite et grenat de Kéranveyer avait été mis à jour dans une carrière ouverte au sommet du haut talus, dans la portion de la route orientée Est-Ouest (une source est située en contrebas). Aujourd'hui la carrière est partiellement comblée et difficilement accessible.

*Retour à Saint-Pol-de-Léon.* Il est possible de terminer, ou de débiter, l'itinéraire par une montée au clocher du Kreisker (en juillet et août seulement ; le reste de l'année contacter la mairie) : de la galerie aménagée à 45 m de hauteur, on jouit du plus beau panorama existant sur le Nord du Léon.

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier un itinéraire régional dans le **Guide géologique de la Bretagne** (Lardeux, 1996). *Itinéraire n° 4* : Le pays de Léon, de Brest à Morlaix.

BIBLIOGRAPHIE

- ALGER E. (1981) - Les dunes du Finistère. Problèmes posés par leur fixation et leur aménagement. Mém. École nation. Eaux et Forêts, 101 p. (inédit).
- ALBARÈDE F., DUPUIS C. TAYLOR H.P. Jr. (1980) -  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  Evidence for non-cogenetic magmas associated in a 300 Ma old concentric pluton at Ploumanac'h (Brittany, France). *J. Geol. Soc. London*, 137, p. 641-647.
- ANDREIEFF P., LEFORT J.P., MAREC A., MONCIARDINI C. (1973) - Les terrains antécambriens et paléozoïques au large du Léon et leur relation avec la couverture secondaire et tertiaire de la Manche. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), V, n° 1, p. 13-20.
- AUFFRET G. (1968) - Contribution à l'étude sédimentologique de la ria de la Penzé (Finistère). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 127 p.
- AUFFRET G.A., BERTHOIS L., DOUVILLE J.L. (1975) - Observations sur les rides sous-marines du plateau continental. *La houille blanche*, n° 7-8, p. 467-478.
- AUVRAY B., LEFORT J.P. (1971) - Etude des terrains antécambriens et paléozoïques immergés au large du Petit Trégor (Manche occidentale), essai cartographique. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), III, n° 2, p. 77-82.
- BALÉ P., BRUN J.P. (1986) - Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine eo-hercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. II, n° 3, p. 471-477.
- BARROIS Ch. (1893) - Carte géologique de la France à 1/80 000. Feuille Plouguerneau.
- BARROIS Ch. (1905) - Carte géologique de la France à 1/80 000. Feuille Morlaix.
- BARROIS Ch. (1909) - Carte géologique de la France à 1/80 000. Feuille Lannion.
- BATTISTINI R. (1954a) - Le littoral septentrional du Léon : principaux problèmes morphologiques. *Bull. A.G.F.*, n° 233-234, p. 58-71.
- BATTISTINI R. (1954b) - Description du relief et des formations quaternaires du littoral breton entre l'Aber-Benoît et la baie de Goulven (Finistère). *Bull. C.O.E.C.*, VI, n° 3, p. 119-132.
- BATTISTINI R. (1955) - Description du relief et des formations quaternaires du littoral breton entre Brignogan et Saint-Pol-de-Léon (Finistère). *Bull. C.O.E.C.*, VII, n° 10, p. 468-491.
- BATTISTINI R., MARTIN S. (1956) - La plate-forme à écueils du Nord-Ouest de la Bretagne. *Norois*, 10, p. 147-161.
- BEAUCHAMP P. (1914) - les Grèves de Roscoff. Paris : Le Chevalier.

- BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988) - Magmatisme fissural permien et triasique dans le pays de Léon (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 307, sér. II, p. 2049-2054.
- BERNICOT C. (1994) - Etude géographique de l'estuaire du Guillec sur la côte septentrionale du Finistère. Mém. maîtrise Géographie, U.B.O. (Brest), 2 vol., 121 p. + 149.
- BERTHOIS L., MILON Y. (1930) - Étude préliminaire des formations quaternaires de Brignogan. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 216-218.
- BERTHOIS L., MILON Y. (1932) - Note préliminaire sur les limons quaternaires du Finistère. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 53-55.
- BOILLOT G. (1960) - La répartition des fonds sous-marins au large de Roscoff (Finistère). *Cah. biologie. marine*, 1, p. 3-23.
- BOILLOT G. (1961) - La répartition des sédiments en baie de Morlaix et en baie de Siec. *Cah. biologie. marine*, II, p. 53-66.
- BOILLOT G. (1964) - Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. *Ann. Inst. océanogr.*, XLII, (1), Paris : Masson, 219 p.
- BOILLOT G., LE CALVEZ Y. (1961) - Étude de l'Éocène au large de Roscoff (Finistère) et au Sud de la Manche occidentale. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, (2), IV, fasc. 1, p. 15-30.
- BOILLOT G., LEFORT J.P. et coll. (1974) - Carte géologique de la Manche à 1/1 000 000 + notice explicative. Orléans-Brest : BRGM-CNEXO.
- BOILLOT G., MILLOT J. (1962) - Sur une formation sidérolithique en place sous le Lutétien au large de Roscoff. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 254, p. 3008-3010.
- BONNOT-COURTOIS C., GUENEGOU M.C., LAFOND L.R., LEVASSEUR J.E. (1989) - Dynamique sédimentaire et colonisation végétale dans l'anse du Kernic (Finistère Nord). Mém. labo. géomorphologie E.P.H.E., Dinard, 127 p.
- BOURCART J. (1945a) - Sédiments quaternaires conservés sur la grève de la région de Roscoff (Finistère). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 221, p. 357-359.
- BOURCART J. (1945b) - Sur l'existence de la craie blanche en place dans l'Aber de Roscoff. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 221, p. 303-305.
- BOURCART J. (1947) - Sur les causes de la pénéplanation du pays de Léon. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 224, p. 1337-1338.
- BOURCART J. (1948) - Le Quaternaire des grèves de Roscoff (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, XVIII, p. 181-197, 3 fig.
- BOURNÉRIAS M., POMEROL C., TURQUIER Y. (1985) - La Bretagne du Mont-Saint-Michel à la pointe du Raz - Guides naturalistes des côtes de France. Delachaux et Niestlé, 256 p.



- BOUYASSE P., LE LANN F., SCOLARI G. (1979) - Les sédiments superficiels des approches occidentales de la Manche. *Marine Geology*, 29, p. 107-135.
- BRIARD J., GUÉRIN C., MORZADÉC-KERFOURN M.T., PLUSQUELLEC Y. (1970) - Le site de Porsguen en Plouescat (Finistère-Nord). Faune, flore, archéologie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, série C, t. II, fasc. 2, p. 45-60.
- CABANIS B. (1975) - L'orogénèse hercynienne, phénomène majeur dans la partie orientale du pays de Léon (Bretagne nord-ouest). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 278, p. 217-220.
- CABANIS B. (1976) - Arguments en faveur de l'existence d'un socle orthogneissique dans le pays de Léon (Bretagne). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 282, sér. D, p. 263-266.
- CABANIS B. (1982) - Identification géochimique des formations cristallophylliennes du pays de Léon (Domaine nord-armoricain). 107<sup>e</sup> congr. nat. soc. sav., Brest, III, p. 423-435.
- CABANIS B. (1986) - Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques. Exemples d'application dans le Massif armoricain. *Mém. Sci. Terre*, univ. P. et M. Curie, Paris, 690 p.
- CABANIS B. (1987) - Découverte géologique de la Bretagne. Orléans : BRGM, 84 p.
- CABANIS B., GODARD G. (1987) - Les éclogites du pays de Léon (Nord-Ouest du Massif armoricain) : étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. III, n° 6, p. 1133-1142.
- 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 (domaine armoricain) ; étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounévez-Lochrist. *Bull. BRGM* (2<sup>e</sup> sér.), sect. I, n° 4, p. 357-364.
- CAMBRY J. (1798) - Voyage dans le Finistère ou état de ce département en 1794-1795. Paris : Impr. Libr. Cercle Social, 3 t.
- CARN A. (1988) - Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département du Finistère (29). Rapport BRGM 88 SGN 292 BRE.
- CASTRO C. (1981) - Les dunes du Léon et les problèmes de leur conservation. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Bretagne occidentale (Brest), 176 p. (inédit).
- CHASSE C. (1972) - Économie sédimentaire et biologique des estrans meubles des côtes de Bretagne. Thèse État, Paris VI, 293 p.
- CHAURIS L. (1965) - Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 31, 218 p.

- CHAURIS L. (1966) - Carte géologique de la France à 1/80 000. Feuille Plouguerneau-Île d'Ouessant, 2<sup>e</sup> édit., Orléans : BRGM.
- CHAURIS L. (1967) - Les grandes lignes du pays de Léon (Finistère) et la gravimétrie. *Mém. BRGM.* n° 52, p. 55-63.
- CHAURIS L. (1972) - La limite Léon-Trégor et l'origine de la baie de Morlaix. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 137-139.
- CHAURIS L. (1980) - Un district stannowolframifère à minéralisation disséminée : le granite de Saint-Renan (Massif armoricain) et ses gisements alluvionnaires de cassitérite. *In* : Fascicule E1, Gisements français, 26<sup>e</sup> C.G.I., Paris, p. 31-60.
- CHAURIS L. (1982) - À la recherche des placers littoraux : concentration de sables lourds sur les plages du Nord-Finistère (Massif armoricain). 107<sup>e</sup> congr. nat. soc. sav., Brest, fasc. III, p. 119-130.
- CHAURIS L. (1984) - Concentrations de sables lourds sur les plages de la baie de Morlaix (Finistère, France). Exemples de micro-placers d'origine proximale dans une profonde échancrure littorale en voie de déblaiement par la mer. *Norois*, 31, n° 123, p. 407-426.
- CHAURIS L. (1985) - Minéraux lourds des plages et arrière-pays : le cas du Petit-Trégor (Massif armoricain). 110<sup>e</sup> congr. nat. soc. sav., Montpellier, Sciences, fasc. 1, p. 183-194.
- CHAURIS L. (1986) - Nature et origine des concentrations de minéraux lourds sur les grèves de Roscoff (Finistère, France) - Sources proximales et apports distaux sur une côte contraposée. *Norois*, t. 33, n° 130, p. 161-178.
- CHAURIS L. (1987a) - Le sphène : un minéral-traceur. L'exemple des sables lourds des plages du Nord-Finistère (France) *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, sér. II, p. 27-30.
- CHAURIS L. (1987b) - Occurrences de scheelite dans des roches calciques (éclogites amphibolitisées et pyroxénites) du pays de Léon (Finistère). 112<sup>e</sup> congr. nat. soc. sav., Lyon, Sciences, fasc. 1, p. 81-91.
- CHAURIS L. (1988) - L'anse de l'Aber en Roscoff. Un ancien marais littoral envahi par la mer. *Penn ar Bed*, 128, p. 1-11.
- CHAURIS L. (1989) - Différenciation granitique et minéralisation en béryl, dans le Haut-Léon (Bretagne occidentale). 113<sup>e</sup> congr. nat. soc. sav., Strasbourg, Sci. de la Terre, p. 51-63.
- CHAURIS L. (1990) - Hagiographie et géologie : Saint-Hervé et les éclogites de Plounévez-Lochrist (Finistère). *Bull. Soc. archéol. Finistère*, CXIX, p. 67-168.
- CHAURIS L. (1992) - Restauration des monuments historiques et recherche des matériaux d'origine. L'exemple du granite de Sainte-Catherine en Bretagne. *Bull. amis musée de la Pierre*, Maffle, Belgique, n° 7, p. 43-58.

- CHAURIS L. (1993a) - Quand l'île de Batz exploitait son beau granite gris. *Courrier du Léon/Progrès de Cornouailles* des 9, 16 et 23/01/93.
- CHAURIS L. (1993b) - Naguère à Cléder, petite capitale du granite. *Courrier du Léon/Progrès de Cornouailles* des 29/05 - 12 et 26/06/93.
- CHAURIS L. (1993c) - Des concurrents du kersanton dans le Finistère, les granodiorites et les diorites du pays du Léon. *117<sup>e</sup> Congr. nat. soc. sav.*, Clermont-Ferrand, 2<sup>e</sup> coll. Carrières et constructions, p. 355-370.
- CHAURIS L. (1993d) - Le granite de Cléder dans le Finistère : une belle pierre de taille oubliée. *Le Mausolée*, 9/93, p. 52-57.
- CHAURIS L. (1993e) - Géologie et histoire de l'architecture : la provenance des pierres utilisées dans la construction des édifices religieux de la région morlaisienne. *Bull. Soc. archéol. Finistère*, t. CXXII, p. 225-273.
- CHAURIS L. (1994a) - Les extractions pluriséculaires du granite du bord de mer en Bretagne. In : « *Bretagne des granites et des hommes* », p. 20-31.
- CHAURIS L. (1994b) - Le clair granite du château de Kerjean. In : « *Bretagne des granites et des hommes* », p. 62-65.
- CHAURIS L., CHAURIS H. (1991) - Cassitérite détritique sur les grèves de Carantec en baie de Morlaix. Contribution à l'étude des petits placers stannifères en Bretagne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 114-115, p. 113-116.
- CHAURIS L., CORRE Y. (1978a) - Une pegmatite à gros béryls sur l'estran de l'île de Batz (Finistère, France). *Bull. minéral.*, 101, p. 575.
- CHAURIS L., CORRE Y. (1978b) - Skarn à idocrase, grossulaire et scheelite de Plougoulm (Finistère, France). *Bull. minéral.*, 101, p. 576-577.
- CHAURIS L., CORRE Y., COTTEN J. (1981) - Une pegmatite à tourmaline lithique dans le massif granitique de Roscoff (Finistère, France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 293, sér. II, p. 601-604.
- CHAURIS L., CORRE Y., COTTEN J. (1982) - Données chimiques sur les pegmatites potassiques de l'île de Batz (Finistère, France). *Bull. minéral.*, 105, p. 395-396.
- CHAURIS-NORROY M. M. (1973) - Formations littorales de Saint-Pol-de-Léon. *Penn ar Bed*, 73, p. 130-141.
- COCHERIE A. (1978).- Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes.
- COCHERIE A. (1984).- Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines. Contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Documents BRGM, n° 90, 246 p.
- COLLECTIF (1986) - Les changements écologiques, économiques et sociologiques dans les îles du Ponant. Le cas de Batz, Ouessant et Groix. Inst. géoarchitecture, U.B.O., Brest.

- COLLIN C. (1981a) - Commune de Cléder. Site de Kerfissien. Schéma directeur de protection du littoral finistérien contre la mer. DDE Finistère, U.B.O., 122 p. inédit.
- COLLIN C. (1981b) - Commune de Cléder. Site de Kervaliou. Schéma directeur de protection du littoral finistérien contre la mer. DDE Finistère, U.B.O., 66 p. inédit.
- COMBOT M.Y. (1982) - Commune de Santec. Zone du Prat. Schéma directeur de protection du littoral finistérien contre la mer. DDE Finistère, U.B.O., 81 p., inédit.
- CONVERSEY R. (1962) - La côte nord de la Bretagne, de Guissény à Saint-Pol-de-Léon : étude de morphologie littorale. D.E.S. géographie physique, Nancy, 237 p., inédit.
- CORRE Y. (1982) - Minéraux du pays de Léon (Finistère). Monde-Minéraux, n° 47, p. 10-12.
- COSSON J. (1983) - Communes de Plouescat et de Plounévez-Lochrist. Site du Kernic. Schéma directeur de protection du littoral finistérien contre la mer. DDE Finistère, U.B.O., 97 p., inédit.
- CROGUENOC M.P. (1981a) - Commune de Santec. Site du Dossen - Schéma directeur de protection du littoral finistérien contre la mer. DDE Finistère, U.B.O., 84 p., inédit.
- CROGUENOC M.P. (1981b) - Communes de Santec et de Roscoff. Site du Pouldu - Schéma directeur de protection du littoral finistérien contre la mer. DDE Finistère, U.B.O., 97 p., inédit.
- CURRY D., HAMILTON D., SMITH A.J. (1970) - Geological and shallow subsurface geophysical investigations in the Western Approaches to the English Channel. *Inst. Geol. Sci.*, rep. 70/3, 12 p., London.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Minéral*, 111, p. 493-510.
- DELATTRE C., JÉRÉMINE E., LAFFITTE P., PRUVOST P., SANDRÉA A. (1951) - Révision des feuilles de Lannion-Morlaix et Tréguier à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 232, p. 39-60.
- DELATTRE C., PROVOST P., WATERLOT G., SANDRÉA A., JÉRÉMINE E. (1966) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Lannion.
- DEROUX C. (1984) - L'anse de l'Aber, un exemple d'équilibre dynamique entre les conditions physiques de milieu et l'installation de la vie. *Congr. nat. A.P.B.G.*, Brest, fasc. E12-E13, p. 61-71.
- DEUTSCH S., CHAURIS L. (1965) - Âge de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 260, p. 615-617.
- DEVISMES P. (1978) - Atlas photographique des minéraux d'alluvions. *Mém. BRGM*, n° 95, 206 p.

- DRUMMOND M.S., DEFANT M.J. (1993) - A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, B13, p. 21,503-21,521.
- DUBOIS C., SAUVAGE J. (1963) - Analyses sporo-polliniques de tourbes en Bretagne septentrionale (Santec et le Guerzit). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 16, p. 241-247.
- DUBREUIL J.P. (1976) - Les dunes du Finistère. *Serv. région. aménag. forest. Bretagne*, 226 p.
- DUJARDIN L., LE BERRE A. (1965) - Toponymie nautique de l'île de Batz et de ses abords. Extrait n° 1399 des *Annales hydrographiques*, Paris, Impr. nationale, p. 343-414.
- DUPEUBLE P.A. (1964) - Les minéraux lourds de quelques sédiments actuels de la région de Roscoff. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 260-261.
- DUPLAIX S. (1946) - Les minéraux lourds de quelques sables du Finistère. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 131-133.
- DUPLAIX S., BOILLOT G. (1968) - Sur la minéralogie et l'origine des sables siliceux contenus dans les sédiments de la Manche occidentale. *Rev. géogr. phys.géol. dyn.*, (2), X, fasc. 2, p. 147-161, 3 fig., 7 tabl.
- FEREC C. (1984) - Communes de Tréfléz et de Goulven. Zone du polder de Lannevez. Schéma directeur de protection du littoral finistérien contre la mer. DDE, Finistère, U.B.O., 77 p., inédit.
- FEIL W. (1979) - La flèche de Goulven (Finistère). Formation et propositions pour sa protection. *Penn ar Bed*, vol. 12, n° 96, p. 5-10.
- FOURCY E. (de) (1844) - Explication de la carte géologique du Finistère. Paris : Impr. de Fain et Thunot, 196 p.
- FRANCIS-BOEUF C. (1947) - Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaire. *Ann. Inst. océanogr.*, XXIII, 3, p. 149-344.
- FRANCIS-BOEUF C., BOURCART J., DUPLAIX S. (1949) - La couverture sédimentaire de l'Aber de Roscoff (Finistère). *Sédiment et Quaternaire*, Bordeaux : Led-Sam édit., p. 21-48, 7 fig., 6 tabl.
- GASQUET D., FERNANDEZ A., MAHÉ C., BOULLIER A.M. (1995) - Origine des rubanements dans les granitoïdes : exemple du monzogranite de Brignogan-Plouescat (NW du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 321, p. 369-376.
- GEORGET Y. (1986) - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées (granite à deux micas - roches basiques) : exemple des granitoïdes cadomiens et hercyniens du Massif armoricain (France). Thèse doct. univ. Rennes I, 176 p., + annexes 84 p.

- GEORGET Y., MARTINEAU F., CAPDEVILA R. (1986) - Âge tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites nord-armoricains. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 302, sér. II, p. 237-242.
- GIOT P.R. (1979) - Un programme d'archéologie du paysage. *Bull. Soc. archéol. Finistère*, CVII, p. 14-17.
- GUFFROY J. (1959) - Sur quelques gisements d'amphibolites et de pyroxénites du Finistère (feuille de Plouguerneau à 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 255, t. LVI, 7 p.
- GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 71, 172 p.
- GUILCHER A. (1978) - Les crêtes littorales successives dunifiées de type Darss de la Baie de Goulven, Bretagne, comparées à celles de l'île de Wolin, Pologne. *Wiss-Zeit. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald*, vol. XXVII (Heinz Kliewe Festschrift), p. 33-36.
- GUILCHER A., ANDRADE B., DANTEC M.H. (1982) - Diversité morpho-sédimentologique des estuaires du Finistère. *Norois*, 114, p. 205-228.
- GUILCHER A., BODÈRE J.C., HALLÉGOUËT B. (1990) - Coastal evolution in western, southwestern and northern Brittany as a regional test of impact of sea level rise. *J. Coastal Research*, spec. issue n° 9, vol. 1, p. 67-90.
- HALLÉGOUËT B. (1971) - Le Bas-Léon, Finistère. Etude géomorphologique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, 260 p. 84 fig., 31 pl., 1 atlas.
- HALLÉGOUËT B. (1978) - L'évolution des massifs dunaires du pays de Léon. *Penn ar Bed*, vol. 11, n° 95, p. 417-430.
- HALLÉGOUËT B. (1981) - Les crêtes littorales dunifiées du Massif armoricain, France : formation et évolution. *Géographie physique et Quaternaire*, XXXV, 2, p. 205-218.
- HALLÉGOUËT B., BODÈRE J.C., PIRIOU N. (1986) - La gestion des dunes littorales dans le département du Finistère. *Norois*, n° 132, p. 517-535.
- HALLÉGOUËT B., MEUR C., YONI C. (1990) - Les flèches dunaires à pointe libre lanierées du Massif armoricain. Actes colloque « Les dunes littorales et leur aménagement », Fréhel, p. 15-22.
- HALLÉGOUËT B., MOIGN A. (1976) - Historique d'une évolution de littoral dunaire : la baie de Goulven (Finistère). Interactions entre forces naturelles et interventions humaines. *Penn ar Bed*, X, 84, p. 263-276.
- HALLÉGOUËT B., MOIGN A. (1979) - Progradation et érosion d'un secteur littoral sableux en Bretagne nord : mesures et bilan. *Publications C.N.E.X.O., actes de colloques 9*, p. 45-54.

- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Bull. A.F.E.Q.*, n° 25-26, p. 127-138.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1989) - Héritages glaciels sur les côtes du Massif armoricain, France. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, n° 2, p. 223-232.
- HALLÉGOUËT B., YONI C., BODÈRE J.C. (1991) - Évolution de la ligne de rivage en baie de Goulven depuis le XVIII<sup>e</sup> siècle. Actes du colloque « Le littoral, ses contraintes environnementales et ses conflits d'utilisation ». Nantes, 1991, p. 43-47 et *J. recher. océanographique*, vol. 18, 1-2, p. 24-28.
- HOFMANN A.W. (1988) - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, p. 297-314.
- HORN R., LE GORGEU J.P., LE LANN F. (1972) - Prospection de sables calcaires organogènes au large de Roscoff et en Iroise. Rapport BRGM, n° 72 SGN 417 MAR (document BRGM - CNEXO - Ciments Français - Ciments Lafarge).
- KERFORNE F. (1903) - Note sur un échantillon de béryl du Finistère. *Bull. Soc. sci. et méd. Ouest France*, XII, n°4, p. 605.
- KERFORNE F. (1922) - Gisements d'étain, de tungstène, de molybdène, et de bismuth du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 3, p. 328-339.
- KERFOURN M.T. (1962) - Étude sédimentologique des formations quaternaires de la région de Brignogan (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, sér. 2, p. 1-71.
- KOSAKEVITCH A. (sans date) - Étude préliminaire de la formation pegmatitique de la baie de l'Horn au Sud-Ouest de Roscoff (Finistère). Rapport BRGM, inédit.
- LACROIX A. (1889) - Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite. *Bull. Soc. fr. minéral.*, 12, p. 83-364.
- LACROIX A. (1891) - Description des gneiss à pyroxène de Bretagne. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest France*, 1, p. 173-220.
- LACROIX A. (1893-1913) - Minéralogie de la France et de ses colonies. Tomes 1 à 5. Paris : Librairie Ch. Béranger.
- LAFOND L.R. (1988) - Etude sédimentologique de la baie du Kernic (Nord-Finistère). Rapport intercommunal de la baie du Kernic. EPHE, 88 p., inédit.

- LAFOND L.R., BONNOT-COURTOIS C., MARTIN A. (1989) - Évolution récente d'un marais littoral : l'anse du Kernic (Finistère). *Bull. Centre de géomorphologie Caen*, n° 36, p. 97-100.
- LARDEUX H. (coord.) (1996) - Guide géologique de la Bretagne. Paris : Masson.
- LA ROCHE H. (de) (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. Terre*, t. IX, p. 293-337.
- LA ROCHE H. (de), STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyé sur une banque de données. *Sci. Terre*, XXIV, 1, p. 5-121.
- LARSONNEUR C., VASLET D., AUFFRET J.P. et coll. (1979) - Carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000 + notice explicative. Orléans-Brest : BRGM - CNEXO.
- LARSONNEUR C., BOUYASSE P., AUFFRET J.P. (1982) - The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29, p. 851-864, 4 fig.
- LASSAGNE D., LE LANN F., MARTIN P. (1978) - Étude de la pollution par les hydrocarbures de l' "Amoco Cadiz" des sédiments des baies de Morlaix et de Lannion ; rapport d'implantation des sondages, 21-26 août 1978. Rapport BRGM, n° 78 SGN 496 MAR.
- LE CERF Y. (1985) - L'allée couverte du Kernic à Plouescat (Finistère). *Bull. Soc. archéol. Finistère*, t. CXIV, p. 17-34.
- LE CORRE C., BALÉ P., GEORGET Y. (1989) - Le Léon : un domaine exotique au Nord-Ouest de la chaîne varisque armoricaine (France). *Geodynamica Acta*, 3, 2, p. 57-71.
- LEFORT J.P. (1975) - Le socle péri-armoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse État, Rennes, 250 p.
- 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.
- LE GORGEU J.P., BOILLOT G. (1964) - La migration des sables marqués au large de Roscoff (Finistère). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 259, p. 4082-4085.
- LE GUEN DE KERNEIZON M. (1975) - Etude pétrographique du massif granitique de Brignogan-Plouescat (Massif armoricain). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 83 p.



- LE GUEN DE KERNEIZON M., BARRIÈRE M. (1977) - Le massif granitique de Brignogan-Plouescat dans le cadre pétrographique du batholite hercynien médio-armoricain. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 284, sér. D, p. 2317-2320.
- LE HIR (Dr) (1843) - Roches amphiboliques de l'arrondissement de Morlaix. *Écho de Morlaix*, 8-15 avril.
- LE HIR (Dr) (1843) - Tourmaline et béryl dans l'arrondissement de Morlaix. *Écho de Morlaix*, 6 mai.
- LE HIR (Dr) (1843) - Grenat dans l'arrondissement de Morlaix. *Écho de Morlaix*, 26 août.
- LE HIR (Dr) (1849) - Caractères géologiques de l'arrondissement de Morlaix. In J.M. Elouet : « Statistique agricole générale de l'arrondissement de Morlaix », Brest, 392 p.
- LE HIR (Dr) (1872) - Minéralogie de l'arrondissement de Morlaix. *Soc. Émul. Côtes-du-Nord*, congr. scient. de France, 38<sup>e</sup> session, Saint-Brieuc, t. 2, p. 28-31.
- LE JEAN (1851) - Forêt submergée au Kernic près de Plouescat. *Bull. Ass. bretonne, archéol.*, III, 1, p. 136.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1969) - Études géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sci. Terre*, 14, p. 329-358.
- LEVASSEUR J.E., GUENEGOU M.C. (1988) - Evaluation du rôle joué par les plantes supérieures dans le comblement de la baie du Kernic (Finistère). Cas de *Spartina anglica* C.E. Hubbard. Rapport Syndicat intercommunal pour l'aménagement de la baie du Kernic et de ses environs, univ. Rennes I, 78 p., inédit.
- LEVASSEUR J.E., GUENEGOU M.C., BONNOT-COURTOIS C., LAFOND L.R., LE RHUN J. (1993) - Impact de l'invasion d'une lagune côtière par une graminée vivace (*Spartina anglica*). Tentative d'éradication et conséquences. *J. rech. océanographique*, vol. 18, 1-2, p. 39-41.
- LIBERT, MICIOU (1883-1885) - Catalogue minéralogique et pétrologique du Finistère. *Bull. Soc. études scient. Finistère*, V, p. 99-109 et VII p. 41-60.
- LINDSTROM M. (1979) - Storm surge turbation. *Sedimentology*, vol. 26, p. 115-124.
- MARTIN S., BATTISTINI R. (1953) - Le littoral septentrional du Léon : principaux problèmes morphologiques. *Bull. A.G.F.*, n° 233-234.
- MENEZ S. (1977) - Les crêtes successives dunifiées de type Darss de la côte sud-ouest de la baie de Goulven (Finistère). *Norois*, vol. 24, p. 593-599.
- MILON Y., BERTHOIS L. (1930) - Etude préliminaire des formations quaternaires de Brignogan (Finistère). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 216-218.
- MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, p. 321-355.

- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1969) - Variations de la ligne de rivage le long de la côte nord du Finistère. Analyse pollinique de tourbes et de dépôts organiques littoraux. *Bull. A.F.E.Q.*, n° 21, 4, p. 275-318.
- 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.
- MURAUOUR P., BOILLOT G., MERLE J. (1962) - Étude sismique par réfraction au large de Roscoff (Finistère). *Bull. inst. océanogr. Monaco*, n° 1228, 10 p.
- PAQUETTE J.L., BALÉ P., BALLÈVRE M., GEORGET Y. (1987) - Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du nord-ouest du Massif armoricain. *Bull. Minéral.*, 110, p. 683-696.
- PAUL D. (1992) - Évolution géomorphologique du littoral situé entre l'estuaire de l'Horn et l'Aber de Roscoff. *Mém. Maîtrise, U.B.O.*, 327 p., inédit.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PERPILLOU A. (1954) - La morphologie des côtes du Léon. *Centre doc. cartogr. géogr., CNRS, mém. documents*, 4, p. 203-237.
- PIERRE M. (1962) - L'industrie du granite en Bretagne. Centre régional d'études et de formations économiques, Rennes.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1973) - Inventaire minéralogique de la France, vol. 3, Finistère, Orléans : BRGM, 117 p.
- PULLON-BOBLAYE (1827) - Essai sur la configuration et constitution géologique de la Bretagne. *Mém. Muséum hist. nat., Paris*, XV, p. 49-116.
- ROLET J., GRESSELIN F., JEGOUZO P., LEDRU P., WYNS R. (1994) - Intracontinental Hercynian events in the Armorican Massif. In J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas » Berlin : Springer Verlag, p. 195-219.
- RULLIER F. (1959) - Étude bionomique de l'Aber de Roscoff. *Trav. stat. biol. Roscoff*, 10, 350 p.
- SABATIER H. (1980) - Vaugnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. minéral.*, 103, p. 507-522.
- SANDRÉA A. (1949) - Sur une variété de tourmaline sodo-manganésifère dans les filons de pegmatite des environs de Roscoff. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 228, p. 1142-1143.

- SANDRÉA A. (1950) - Recherches pétrographiques dans la baie de Roscoff. La diorite de l'île de Batz. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XX, p. 110-118.
- SANDRÉA A. (1950) - Recherches pétrographiques dans la baie de Roscoff. La roche monzonitique de Kerbrat. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XX, p. 119-126.
- SANDRÉA A. (1952) - Recherches pétrographiques dans la baie de Roscoff III - L'île Verte et Rochers Bourguignons. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* n° 237, t. L, p. 55-68.
- SANDRÉA A. (1958) - Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne : de l'île de Siec à la baie de Perros. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LVI, 258, p. 505-616.
- TALEC P. (1989) - Évaluation du littoral de la pointe de Pen-an-Dour en Plougoulm. Rapport Conseil général du Finistère, 48 p., inédit.
- TIETZE K.W. (1979) - Dynamik und sediment haushalt einer gezeitenlagune an der Nordseeküste der Bretagne. *Habitatationsschrift Marburg/Lahn*, 170 p.
- TIETZE K.W., ZANKL H., LINDSTROM M., HASE H.L., MESSON E. (1979) - Sediment bilanz einer gezeitenlagune ander Nordseeküste der Bretagne Unter verwendung computererstellter isolinien-karten. *Geologica-Paleontologica*, n°13, Marburg, p. 249-256.
- TURPIN L., CUNÉY M., FRIEDRICH M., BOUCHEZ J.L., AUBERTIN M. (1990) - Meta-igneous origin of hercynian peraluminous granites in NW French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, p. 163-172.
- VELDE D. (1971a) - Les lamprophyres à feldspath alcalin et biotite : minettes et roches voisines. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, p. 216 -239.
- VELDE D. (1971b) - Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite. *Bull. Soc. fr. minéral. cristallogr.*, 94, p. 411-426.
- 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*, n° 21, 162 p.
- VOGT J. (1961) - Notes de morphologie bretonne. *Norais*, t. VIII, p. 273-292.
- YONI C. (1990) - Les dunes de Keremma - Baie de Goulven, Finistère - Évolution du milieu naturel depuis l'intervention du Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres. *Mém. maîtrise de géographie*, inédit, U.B.O., Brest, 2 volumes, 445 p.
- YONI C. (1991) - Dynamique des estrans de la baie de Goulven (Finistère). *Mém. D.E.A. (géographie)*, U.B.O., 2 vol. 107 + 89 p., inédit.

### **Cartes consultées**

Cartes marines du S.H.M.N. n° 966 et 5950.

Carte géologique de la Manche à 1/1 000 000 (Boillot G., Lefort J.P. et collaborateurs) avec notice (1974) ; co-édition BRGM-CNEXO.

Carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000 (Larsonneur C., Vaslet D., Auffret J.P. et collaborateurs) avec notice (1979) ; co-édition BRGM-CNEXO.

Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France à 1/100 000 : feuille Plabennec (A. Marec, 1975). Paris ; IGN.

Carte sédimentologique sous-marine de Morlaix à 1/100 000 (A.P. Cresard, 1973). Brest ; CNEXO.

### **Avis aux lecteurs**

Deux fautes d'orthographe n'ont pas été corrigées dans la légende de la carte et du schéma structural de Saint-Pol-de-Léon.

Lire :

- Brignogan à la place de Brignognan
- Lescondan à la place de Lescodan

## AUTEURS

La participation des différents auteurs à la notice se définit de la manière suivante :

L. CHAURIS ; directeur de recherche au CNRS, université de Bretagne occidentale (Brest) : introduction.

É. MARCOUX et V. JOHAN, ingénieurs géologues au BRGM : formations métamorphiques.

L. CHAURIS : complexe plutonique de Roscoff.

É. MARCOUX : complexe vaugnéritique de Plounévez-Lochrist, complexe de Brignogan-Plouescat.

L. CHAURIS : leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine.

L. CHAURIS et É. MARCOUX : autres formations plutoniques et filoniennes.

D. THIEBLEMONT, ingénieur géologue au BRGM : étude géochimique des formations magmatiques.

B. HALLÉGOUËT, maître de conférences, université de Bretagne occidentale (Brest) : formations quaternaires.

P. BOUYASSE, ingénieur géologue au BRGM : géologie marine.

É. MARCOUX, L. CHAURIS, D. THIEBLEMONT, É. ÉGAL et É. LE GOFF, ingénieurs géologues au BRGM : conditions de formation des entités géologiques.

A. CARN, ingénieur hydrogéologue au BRGM : ressources en eau.

L. CHAURIS : gîtes et indices minéraux, matériaux de construction et de viabilité, documentation complémentaire.

La coordination a été assurée par É. MARCOUX.

Présentation au C.C.G.F. : 26 juin 1995.

Acceptation de la carte et de la notice : 10 mars 1998.

Impression de la carte : 1998.

Impression de la notice : 1998.

## ANNEXE 1

### *DATATION DE LA MONZODIORITE DE PLOUNÉVEZ-LOCHRIST*

Une datation U-Pb par dissolution sur zircons a été réalisée sur la monzodiorite de Plounévez-Lochrist. L'échantillon analysé (SP 122) a été prélevé dans les blocs de la partie nord du massif, 250 m au Sud-Est de Créac'h hoalec, là où existe le faciès le plus mélanocrate de la monzodiorite. Trois des quatre fractions analysées sont sub-concordantes et s'alignent selon une droite discordia recoupant la concordia à  $296 \pm 3$  Ma, avec un intercept inférieur très proche de 0. La quatrième fraction indique la présence d'un héritage ancien. L'âge de mise en place de la monzodiorite est donc stéphanien. Les arguments de terrain permettent de proposer cet âge comme étant également celui de la mise en place de l'ensemble du complexe vagnéritique de Plounévez-Lochrist.

**ANNEXE 2**

*ANALYSES CHIMIQUES*  
*(tableaux 1 à 19)*

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	69,20	67,80	65,00	67,75	66,60
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,56	0,80	0,55	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	15,10	16,69	15,64	15,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	4,35	5,89	5,62	5,22
MnO	0,07	0,08	0,06	0,10	0,08
MgO	0,84	1,15	2,17	2,04	1,94
CaO	1,08	1,45	1,27	0,56	1,56
Na <sub>2</sub> O	2,69	2,45	2,22	1,39	3,42
K <sub>2</sub> O	5,54	4,80	3,73	4,20	3,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,13			0,19
PF	1,02	1,20	2,21	2,26	1,22
<b>Total</b>	<b>99,42</b>	<b>99,07</b>	<b>100,04</b>	<b>100,11</b>	<b>99,86</b>
Rb			170	228	
Sr	100	108	103	83	162
Ba	566	733	1100	1180	313
Li	104	128	253	210	182
Zr	157	152			153

**Tableau 1 - Orthogneiss de Plouvénez-Lochrist et de Plouénan**

1, 2 - Orthogneiss de Plouvénez-Lochrist (1 : Kernevez en Plouvénez ; 2 : Est de Lesneven) ; 3 à 5 - Orthogneiss de Plouénan (3 : Sainte-Catherine ; 4 : Les Sapins, Sainte-Catherine ; 5 : Créach Caroff, Tréflaouénan).

Sauf indication contraire, les analyses chimiques ont été réalisées au BRGM (laboratoire SMN/PEA). Les majeurs (exprimés en %) ont été analysés par fluorescence X, les traces et les terres rares, exprimées en ppm, respectivement par ICP et ICP/MS.



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	62,80	48,20	46,40	51,30	61,20	44,50	47,00	56,62	45,13	56,70	36,82	36,70
TiO <sub>2</sub>	0,77	1,39	2,27	1,04	1,14	0,49	0,37	0,78	0,38	0,61	0,03	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	22,56	18,99	14,30	14,38	12,50	12,39	15,57	13,98	15,30	19,72	17,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,43	8,16	10,36	9,37	4,98	9,36	8,89	4,13	10,05	7,50	11,07	3,40
MnO	0,16	0,14	0,17	0,16	0,12	0,33	0,20	0,24	3,23	0,32	6,62	0,14
MgO	1,85	2,67	3,59	5,18	2,92	3,81	7,04	3,67	3,53	2,10	0,10	1,64
CaO	5,04	12,94	13,37	14,99	12,34	27,70	20,50	12,76	17,59	14,30	24,55	36,10
Na <sub>2</sub> O	4,46	1,83	2,96	1,26	1,58	0,12	2,69	3,72	0,75	0,70	0,00	0,16
K <sub>2</sub> O	0,39	1,04	0,86	0,33	0,49	0,16	0,37	0,43	1,65	0,61	0,25	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,15	0,31	0,09	0,20	0,15	0,20	0,14	0,09	0,16	0,01	0,04
PF	0,40	1,13	0,65	0,50	0,69	1,87	0,98	0,45	2,26	1,62		2,82
<b>Total</b>	<b>99,14</b>	<b>100,21</b>	<b>99,93</b>	<b>99,52</b>	<b>100,04</b>	<b>100,99</b>	<b>100,63</b>	<b>98,51</b>	<b>98,64</b>	<b>99,92</b>	<b>99,17</b>	<b>99,91</b>
Rb					24	7	14	11	72	29	95	88
Sr	277	426	619	60	1400	81	179	437	187	251	173	345
Ba	86	169	243	85	105	60	100	84	65	76	80	60
Li	17	62	116	18	49	38	49			39	16	277
Co	13	25	33	36	19	20	33	49	56	12		
Cr	13	188	18	300	74	63		66	70	99		
Ni	15	83	27	169	32	40	76	49	55	45		
B	<10	11	<10	<10								
Be	<2	<2	2	<2								

**Tableau 2 - Autres roches métamorphiques**

1 - Paragneiss à amphibole (Kerguelen, Saint-Pol) ; 2 - Amphibolite (Roc' hinigou, Plougoum) ; 3 - Gneiss à silicates calciques (Kerbrat, Plougoum) ; 4 à 10 - Pyroxénites (4 : Kerhellec, Santec ; 5 et 6 : Kerbrat, Plougoum ; [6 : riche en grenat] ; 7 : grève du Man, Saint-Pol ; 8 et 9 : Keranveyer, Plougoum [9 : riche en grenat] ; 10 : côte est de Siec) ; 11 - Grenatite (Keranveyer, Plougoum) ; 12 - Idocrasite (Keranveyer, Plougoum).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	48,62	46,83	48,57	47,67	47,82	49,43	46,18	48,88	46,79	48,70	49,50	45,80	47,00	47,60	48,70	49,40	55,74	49,50	47,80	62,50	64,50
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,51	0,49	0,41	0,30	0,56	0,61	1,31	0,65	0,86	1,25	1,55	2,49	2,77	1,93	0,84	1,74	1,53	2,79	1,09	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,44	17,99	17,14	17,17	18,13	15,96	17,86	15,16	15,90	17,10	16,29	16,23	13,67	13,50	15,43	16,01	12,01	13,54	13,80	19,60	19,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,24	7,73	7,61	7,25	6,15	7,43	7,69	8,88	8,02	8,90	10,26	11,12	15,13	15,43	13,12	7,94	10,87	14,02	17,10	6,21	5,31
MnO	0,13	0,13	0,13	0,11	0,09	0,13	0,11	0,15	0,15	0,17	0,11	0,20	0,22	0,22	0,22	0,15	0,14	0,24	0,27	0,17	0,19
MgO	9,42	10,24	9,58	11,11	10,63	9,84	10,78	9,04	10,46	9,10	7,34	8,71	7,77	8,21	7,58	9,55	4,82	7,37	6,20	2,60	2,80
CaO	13,35	12,79	13,14	12,83	11,70	13,21	12,57	13,05	13,47	12,50	11,40	13,18	10,51	10,61	10,40	13,16	11,56	11,20	9,93	1,78	1,53
Na <sub>2</sub> O	1,82	1,60	1,86	2,52	3,19	2,90	2,03	1,78	2,85	2,30	2,20	2,42	1,06	0,91	1,02	1,62	1,55	1,97	1,20	2,50	2,20
K <sub>2</sub> O	0,04	0,18	0,03	0,15	0,22	0,12	0,29	0,19	0,00	0,15	0,62	0,27	0,36	0,36	0,74	0,25	0,05	0,18	0,17	1,14	1,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,07	0,23	0,32	0,06	0,10	0,15	0,25	0,25	0,17	0,08	0,27	0,13	0,25	0,13	0,12
PF	0,52	1,01	0,35	0,79	0,66	0,66	1,08	0,47	0,04	0,13	0,97	0,32	0,75	0,54	0,96	0,93	0,14	0,13	0,24	1,44	1,80
<b>Total</b>	<b>99,12</b>	<b>99,04</b>	<b>98,94</b>	<b>100,03</b>	<b>98,91</b>	<b>100,26</b>	<b>99,27</b>	<b>99,14</b>	<b>98,65</b>	<b>99,97</b>	<b>100,04</b>	<b>99,95</b>	<b>99,21</b>	<b>100,40</b>	<b>100,27</b>	<b>99,93</b>	<b>98,89</b>	<b>99,81</b>	<b>99,75</b>	<b>99,16</b>	<b>99,86</b>
Rb	2	4,7	<1	6,4	4,6	8,3	8	4,1	7							2	3	67	82		
Sr	299	349	541	702	831	417	573	283		161	150	213	89	120	172	112	527	37	44	209	166
Ba	<10	<10	<10	<10	14,7	10,5	<10	<10		37	92	<10	43	28	64	19	8	45	14	188	186
Li										12	29	<10	16	16	20	<10		<10	<10	162	177
Th	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,15		<1							0,71	1	15	16	
U	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,02	<0,05	<0,05		0,2							0,22	0,4	4,1	6,5	
Hf	0,64	1,11	0,74	0,5	0,45	0,8	0,8	1,47		0,8							3,17	3,9	4,7	5,1	
Zr	32	16	<20	<20	31	20	25	56		34	108	112	128	126	121	76	127	63	167	198	208
Ta	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,11		<0,1							0,57	0,7	1,3	1,2	
Nb										1,4	<20	<20	<20	38	30	>20	>20	11	20,3	18,2	
Y										13,8	23	23	28	29	28	>20	26	37,1	29,4	28,5	
La	1,27	1,3	1,09	1,05	0,82	1,38	2,82	3,49	1,36	2,3	<20	<20	<20	<20	<20	<20	9,15	<20	11,4	54,2	55,8
Ce	3,74	4	3	1,54	2,8	3,7			4,23	7,1	19	16	24	17	12	<10	21	<10	30,7	112	120
Nd									4,14	6,5								20,6	48,7	54,3	
Sm	1,8	1,4	1,3	1,37	0,88	1,3			1,5	2,5							4,34	6,2	9,3	10,1	
Tb	0,32	0,31	0,31	0,24	0,16	0,36	0,36	0,67		0,5							0,95	1,2	1,1	1,2	
Eu	0,86	0,86	0,79	0,65	0,53	0,79	0,79	1,34	0,76	1,2							1,61	2,2	2,1	1,6	
V										202	238	254	346	336	274	187		344	449	146	172
Cs																					
Sc	35	30,5	35	30,4	22,7	41	42	42									39				
Co	35	45	43	45,4	43,6	38	38	41		37	31	36	42	50	43	33	41	36	49	13	15
Cr	414	421	656	553	710	412	412	366		256	220	289	219	234	256	376	184	125	73	130	143
Ni	139	194	168	216	293	126	126	106		112	96	105	83	80	85	124	55	73	44	52	70
B											<10	<10	<10	<10	<10	<10		<10			
Be											<2	<2	<2	<2	<2	<2		<2			

**Tableau 3 - Analyses chimiques des éclogites et des paragneiss à silicates d'alumine**

1 à 10 - Éclogites à disthène (1 à 8 : Kerscao-Cabanis, 1986 ; 9 : Kerscao-Paquette *et al.*, 1987 ; 10 : Goaslas, Plouider) ; 11 et 12 - Éclogites sans disthène ni quartz (11 : Feunteun Goz, Sibiril ; 12 : Coadic Saint-Hervé, Plounévez-Lochrist, feuille Landerneau) ; 13 à 19 - Éclogites amphibolitisés à quartz (13 à 15 : Poul ar Foennoc, Plounévez-Lochrist ; 16 et 17 : Kerscao ; 18 : Penmarc'h, Plounévez-Lochrist, feuille Landerneau ; 19 : Bréhounic, Plounévez-Lochrist) ; 20 et 21 - Paragneiss à silicates d'alumine (20 : La Garenne ; 21 : Ouest de Kerveur).

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	44,20	48,70	48,50	49,50
TiO <sub>2</sub>	1,60	1,72	0,93	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	13,50	15,21	12,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	14,26	11,08	11,98
MnO	0,24	0,23	0,19	0,20
MgO	8,42	7,01	8,23	9,12
CaO	11,75	10,40	11,04	11,98
Na <sub>2</sub> O	0,94	2,27	2,24	1,63
K <sub>2</sub> O	0,65	1,29	0,49	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,12	0,20	0,25
PF	1,36	1,51	1,53	1,36
<b>Total</b>	<b>100,81</b>	<b>100,01</b>	<b>99,64</b>	<b>99,67</b>
Rb			22	17
Sr	91	200	135	97
Ba	470	120	10	0
A/CNK	0,710	0,561	0,625	0,495

**Tableau 4 - Gabbro du complexe plutonique de Roscoff**  
1 et 2 - Kersaliou ; 3 et 4 - Roc'h Velen.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	55,40	54,90	52,70	54,30	57,70	51,00	55,90	54,75	58,50	59,70	57,80
TiO <sub>2</sub>	1,80	1,16	1,80	1,69	0,97	1,73	0,75	1,32	1,56	1,31	1,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,80	17,50	16,80	15,70	15,26	13,35	15,70	15,10	16,08	15,94	15,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,48	7,77	9,64	9,46	6,03	8,05	5,40	7,65	7,44	7,12	5,88
MnO	0,09	0,10	0,14	0,14	0,09	0,13	0,11	0,12	0,11	0,11	0,10
MgO	2,89	4,79	4,79	4,60	5,50	6,67	2,00	4,90	2,56	2,86	3,68
CaO	5,70	7,10	7,80	6,37	4,87	9,08	4,10	7,05	4,90	4,96	4,71
Na <sub>2</sub> O	4,01	3,61	3,25	3,30	3,01	2,42	2,00	2,62	3,87	3,72	3,02
K <sub>2</sub> O	3,22	2,34	2,39	2,63	4,47	4,08	6,70	4,51	3,63	3,17	5,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,34	0,42	0,31	0,44	1,48	0,38		0,29	0,25	0,59
PF	0,99	1,24	1,06	0,92	0,92	1,10		1,24	0,76	0,84	0,88
<b>Total</b>	<b>99,92</b>	<b>100,85</b>	<b>100,79</b>	<b>99,42</b>	<b>99,26</b>	<b>99,09</b>	<b>93,04</b>	<b>99,26</b>	<b>99,70</b>	<b>99,98</b>	<b>96,99</b>
Rb				92	257	206		212		151	
Sr	720	610	740	566	965	631	689	812	437	438	1282
Ba	1200	480	650	647	1809	2502	1167	1950	740	618	1530
Th				10	54,98	32,15				15,5	
U				3,8	11,03	9,2				5,2	
Hf				4,1	9,7	5,79				5,9	
Zr				216	470,5	279,6	158		186	213	252
Ta				1	1,6	1,6				1,7	
Nb				17,5	43,04	32,62	26		32	20,6	< 20
Y				21,3	19	27,6	25			21,5	21
La				51,5	136,1	99,2	76		49	52	139
Ce				105,2	268	220,9	166		109	107,6	286
Nd				40,8	96,7	96,5				39,5	
Sm				7	11,9	13,8				6,9	
Tb				0,8	0,94	1,25				0,7	
Eu				1,9	2,8	3,33				1,7	
V				174	143	243	77		122	86	126
Co				30	23	33	11		22	20	23
Cr				134	214	186	50		14	38	94
Ni				34	38	53	20		19	18	70
A/CNK	0,869	0,817	0,759	0,790	0,817	0,535	0,871	0,685	0,836	0,857	0,834

**Tableau 5 - Monzodiorites du complexe plutonique de Roscoff**

1 à 4 - Île de Batz (1 : Île des Prés ; 2 : Extrémité occidentale de l'île ; 3 : Récif de Gwagnué ; 4 : Nord-Ouest de Gwalez) ; 5 à 8 - Créac'h André ; 9 - Pempoul ; 10 - Kérigou ; 11 - Environ de Port-Neuf (enclave).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	67,80	68,00	67,80	67,25	67,10	69,50	66,70	65,40	65,10	67,80	67,70
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,65	0,73	0,63	0,69	0,49	0,79	0,81	0,92	0,63	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,99	15,76	16,04	16,49	16,17	15,17	15,71	15,51	15,79	15,59	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,28	3,39	3,55	3,41	3,37	2,64	3,48	4,27	4,28	3,47	3,36
MnO	0,06	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,08	0,06	0,06
MgO	1,03	1,39	1,16	1,27	1,14	0,85	1,14	1,36	1,85	1,16	1,15
CaO	2,90	2,91	3,26	3,33	2,90	1,96	1,99	3,07	3,54	2,09	2,19
Na <sub>2</sub> O	3,92	3,66	3,71	3,41	4,69	4,00	3,32	3,97	4,09	3,20	3,26
K <sub>2</sub> O	3,61	3,72	3,00	2,78	3,08	4,02	5,68	3,68	3,77	4,26	4,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,15	0,14		0,14	0,15	0,29	0,20	0,22	0,19	0,17
PF	0,43	0,49	0,47	0,67	0,52	0,87	0,92	0,67	0,59	1,02	0,99
<b>Total</b>	<b>99,81</b>	<b>100,19</b>	<b>99,93</b>	<b>99,29</b>	<b>99,85</b>	<b>99,70</b>	<b>100,07</b>	<b>99,02</b>	<b>100,23</b>	<b>99,47</b>	<b>99,09</b>
Rb								184		268	
Sr	349	353	356	150	442	260	475	384	449	269	269
Ba	696	752	775	490	871	711	1252	704	797	630	716
Th								19,7		39,31	
U								7,5		6,05	
Hf								5,7		5,55	
Zr	188	202	153		148	138	290	204	157	265,6	204
Ta								2,1		1,13	
Nb					25	25	27	15,4	26	11,78	
Y								17,4		13,8	
La	41	43	30		49	43	53	59,5	52	77	66
Ce	88	89	66		86	89	133	122,5	98	171,7	146
Nd								41		59,3	
Sm								6,7		8,2	
Tb								0,6		0,7	
Eu								1,2		1,35	
V	60	60	64		54	37	65	46	66	61	67
Co	7	8	8		8	6	8	12	13	9	9
Cr		13	13	18	18	20	23	35	27	25	22
Ni	22	31	23		13	21	17	13	24	10	21
A/CNK	1,022	1,026	1,049	1,122	0,990	1,045	1,030	0,962	0,914	1,138	1,126

**Tableau 6 - Granodiorite de Roc'hinigou**

1 - Mez Guézennec (Plougoulm) ; 2 - Roc'hinigou (Plougoulm) ; 3 et 4 - Lagallac'h (Saint-Pol) ; 5 - Kerestat (Roscoff) ; 6 - Trologot (Saint-Pol) ; 7 - Vrennit (Saint-Pol) ; 8 et 9 - Kerigou (Saint-Pol) ; 10 - Tévenn (Plougoulm) ; 11 - Téven (Moguériec).

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	68,50	69,40	71,10	71,80	73,60	71,30	70,90	71,60
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,37	0,30	0,26	0,15	0,37	0,34	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,39	14,98	14,72	14,90	14,65	15,17	14,72	15,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	2,32	1,95	1,19	1,42	2,10	2,03	1,69
MnO	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	0,81	0,70	0,48	0,60	0,54	0,70	0,57	0,54
CaO	1,74	1,71	1,60	1,99	1,63	2,25	1,93	1,94
Na <sub>2</sub> O	3,57	3,42	3,48	3,93	3,81	4,38	3,83	4,21
K <sub>2</sub> O	5,24	5,06	4,67	3,82	4,19	3,73	3,93	3,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,16	0,13			0,09	0,09	0,10
PF	0,89	0,80	0,55	0,69	1,04	0,48	0,52	0,47
<b>Total</b>	<b>99,10</b>	<b>98,96</b>	<b>99,02</b>	<b>99,21</b>	<b>101,07</b>	<b>100,61</b>	<b>98,90</b>	<b>99,40</b>
Rb		206	230	173			152	169
Sr	408	337	306	263	100	275	233	227
Ba	878	664	459	586	590	738	761	486
Th		37,3	29,6				27,6	13,76
U		4,4	5,2				5,8	4,93
Hf		5	3,6				4,7	2,65
Zr	168	162	113			110	155	121,1
Ta		0,9	1,3				0,7	0,69
Nb	23	8,2	7,4			21	5,8	5,6
Y		10,5	8,8				6,7	8,1
La	54	62	54			24	40,4	30,6
Ce	108	126,2	100,9			51	80,1	59,6
Nd		45,1	36				27,9	20,9
Sm		7,1	5,5				4,4	3,3
Tb		0,5	0,4				0,3	0,37
Eu		1,1	0,9				1	0,88
V	34	15	<10		29	26	<10	19
Co	5	6	<5		<5	5	5	<5
Cr	28	42	30	18	22	18	29	<10
Ni	27	14	10	<10	<10	17	11	<10
A/CNK	1,045	1,053	1,074	1,047		0,988	1,045	1,053

**Tableau 7 - Granites de Saint-Pol-de-Léon et de Roscoff**

1 à 3 - Granite de Saint-Pol (1 : Vrennit ; 2 : NE Trologot ; 3 : Créac'h André) ; 4 à 8 - Granite porphyroïde de Roscoff (4 : port en eau profonde ; 5 : pointe Sainte-Barbe ; 6 : Penn al Lann ; 7 : Sud-Ouest Perharidi ; 8 : Sud-Est Perharidi, peu porphyroïde).

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	69,60	70,20	72,00	72,10	72,50	71,70
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,40	0,10	0,22	0,21	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	15,22	15,22	14,60	14,31	15,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	2,26	1,54	1,52	1,39	1,91
MnO	0,06	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06
MgO	0,72	0,63	0,45	0,38	0,34	0,60
CaO	2,46	2,30	1,62	1,61	1,30	1,97
Na <sub>2</sub> O	4,32	4,38	3,98	3,78	3,76	3,70
K <sub>2</sub> O	2,88	3,18	4,52	4,07	4,55	3,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,10		0,08	0,07	0,11
PF	0,65	0,54	0,57	0,66	0,66	0,50
<b>Total</b>	<b>99,07</b>	<b>99,27</b>	<b>100,04</b>	<b>99,07</b>	<b>99,12</b>	<b>99,92</b>
Rb	150	179	215	194		165
Sr	347	268	214	188	189	249
Ba	549	675	500	498	710	548
Th	13,1	13,5		11,9		13
U	4	4,1		4,2		2,6
Hf	3,7	3,7		2,9		2,6
Zr	135	141		87	168	109
Ta	1,3	0,9		0,9		0,9
Nb	8,2	7,5		6,1		6,6
Y	10,3	10,2		7,8		7,7
La	28,3	28,5		22,3	26	27,2
Ce	60,4	57,8		45,6	50	56,7
Nd	23,4	20,6		17,3		20,2
Sm	4	3,3		3		3,9
Tb	0,4	0,3		0,3		0,4
Eu	1	0,9		0,8		0,7
V	14	13		<10	13	22
Co	6	7		<5		<5
Cr	53	59		57	12	14
Ni	16	18		16	44	<10
A/CNK	1,047	1,025	1,057	1,076	1,061	1,080

**Tableau 8 - Granites fins de l'île de Batz-Santec**

1 - Granite fin gris (Nord Tévenn, Santec) ; 2 - Granite fin gris (Beg ar Billou, Santec) ; 3 - Granite fin gris (pointe des Jacobins, Roscoff) ; 4 - Granite fin à 2 micas (NW du Prat, Santec) ; 5 - Granite fin à 2 micas (Pemprat, Roscoff) ; 6 - Granite à nids de tourmaline (récif Goëland, île de Batz).

	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	72,30	72,20	74,72	74,06	75,00	76,05
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,20	0,05	0,10	<0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	14,83	14,37	14,95	14,15	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,15	1,50	0,75	1,15	0,54	0,61
MnO	0,05	0,05	0,02	0,04	0,04	0,03
MgO	0,20	0,39	0,19	0,15	0,20	0,07
CaO	1,60	1,63	1,37	1,03	0,88	0,60
Na <sub>2</sub> O	3,80	4,00	3,55	3,46	4,22	3,64
K <sub>2</sub> O	4,10	4,00	3,89	4,66	3,69	4,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09				0,09	
PF	0,68	0,46	0,71	0,79	0,71	0,71
<b>Total</b>	<b>99,00</b>	<b>99,26</b>	<b>99,62</b>	<b>100,39</b>	<b>99,52</b>	<b>100,15</b>
Rb	244	192	175	276	221	262
Sr	138	286	223	142	90	68
Ba	316	405	385	520	92	240
Th	6				2,07	
U	4,8				2,31	
Hf	1,7				0,69	
Zr	62				21,02	
Ta	1,5				1,58	
Nb	9,2				7,17	
Y	14,7				11,1	
La	13,1				18,3	
Ce	29				16,9	
Nd	11,1				5,3	
Sm	2,6				1,3	
Tb	0,4				0,32	
Eu	0,6				0,35	
V	10				<10	
Co	<5				<5	
Cr	15				<10	
Ni	<10				<10	
A/CNK	1,09	1,06	1,14	1,18	1,12	1,22

**Tableau 8 - Granites fins de l'île de Batz-Santec (suite et fin)**

7 - Granite à nids de tourmaline (filot près Porz an Ilis, île de Batz) ; 8 et 9 - Granite à 2 micas et un peu de tourmaline (Est île aux Moutons, île de Batz) ; 10 - Granite à 2 micas, à nids de tourmaline (île de Siec, côte nord) ; 11 - idem (île de Siec, côte est) ; 12 - Granite à 2 micas, tourmaline et grenat (récif entre Siec et le Dossen, Santec).



	1	2
SiO <sub>2</sub>	73,85	75,75
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	13,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,16	1,14
MnO	0,03	0,04
MgO	0,31	0,07
CaO	1,31	0,68
Na <sub>2</sub> O	3,70	3,62
K <sub>2</sub> O	4,38	4,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
PF	0,60	0,53
<b>Total</b>	<b>100,24</b>	<b>99,59</b>
Rb	253	348
Sr	210	45
Ba	400	220
Li	179	205

**Tableau 9 - Autres granites du complexe de Roscoff**

1 - Granite à grain fin (Kerasignol-Kergréac'h) ; 2 - Granite à deux micas (SSW de Kerigou).

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	73,05	74,50	73,40	74,10	73,60	73,60
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,20	0,15	0,10	0,10	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	14,40	14,72	14,55	14,35	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	0,80	0,30	0,50	0,55	0,23
MnO	0,13	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02
MgO	0,60	0,20	0,07	0,10	0,12	0,03
CaO	1,25	0,46	1,28	0,64	0,92	0,76
Na <sub>2</sub> O	2,50	4,08	3,15	4,14	3,80	3,87
K <sub>2</sub> O	6,10	5,00	6,25	4,62	5,40	6,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20					
PF	0,61	0,62	0,61	0,70	0,80	0,72
<b>Total</b>	<b>100,44</b>	<b>100,28</b>	<b>99,94</b>	<b>99,45</b>	<b>99,66</b>	<b>99,89</b>
Rb		249	302	260	235	304
Sr		150	206	98	160	91
Ba		470	630	118	190	150
Li		14	21	13	19	9
Sn	9		<8	50	138	27

Tableau 10 - Pegmatites de Créac'h André

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	75,70	74,80	75,20	45,05	65,60
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,05	0,05	1,00	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,12	14,53	13,95	26,52	19,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,71	0,75	0,99	9,24	0,30
MnO	0,09	0,09	0,02	0,14	0,03
MgO	0,15	0,06	0,15	2,95	0,03
CaO	1,03	0,78	0,79	0,66	1,92
Na <sub>2</sub> O	4,09	3,81	3,75	3,08	6,61
K <sub>2</sub> O	3,68	4,53	4,30	0,44	5,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					
PF	0,67	0,47	0,94	2,07	0,44
<b>Total</b>	<b>100,39</b>	<b>99,87</b>	<b>100,14</b>	<b>91,15*</b>	<b>99,86</b>
Rb	186	303	302	22	286
Sr	84	38	20	68	207
Ba	170	29	12	290	650
Li				141	20

**Tableau 11 - Granites aplitiques, tourmalinites**

1 - Granite à tourmaline et grenat, recoupant le granite gris (île de la Batterie) ; 2 - Aplite rose à tourmaline et grenat (Nord du Dossen) ; 3 - Aplite blanche à tourmaline et grenat (environs pointe de Jacopin). 4 - Tourmalinite (île Ledanet, NW Perharidi) ; 5 - Granitoïde à l'éponte d'une tourmalinite (Est pointe du Guerzit).

(\*) B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> non dosé

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	37,70	37,18	37,33	36,99	37,25	64,86	64,47	65,37	64,04	65,15	64,67	63,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,07	21,09	21,24	20,98	20,83	18,05	18,05	18,52	18,11	18,86	18,25	18,28
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,99	1,07	1,93	1,08	1,69	0,86	1,13
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,91	16,34	14,80	15,37	15,11	16,09	15,51
CaO	1,00	0,84	0,54	0,64	0,76	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	0,45	0,58	0,79	0,99	1,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	33,66	32,54	34,76	34,80	35,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
MnO	7,69	8,17	7,04	4,89	5,32	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00
<b>Total</b>	<b>101,65</b>	<b>100,41</b>	<b>101,69</b>	<b>99,52</b>	<b>101,03</b>	<b>99,83</b>	<b>100,20</b>	<b>100,62</b>	<b>98,65</b>	<b>100,93</b>	<b>100,09</b>	<b>98,41</b>

**Tableau 12 - Analyses à la microsonde électronique**

Grenats almandins (1 à 5) et feldspaths potassiques (6 à 12) de la pegmatite de l'embouchure de l'Horn (*in* Kosakévitch, inédit).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	38,08	64,30	65,30	68,00	45,38	45,40	36,50	38,15	65,00	64,80	64,86	36,00	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,35	18,50	18,25	19,20	33,83	33,43	20,15	32,19	17,40	17,65	18,06	31,15	1,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	3,70	0,12	0,19	0,18	3,30	3,85		16,88	0,64	0,58	0,22	10,63	0,87
FeO	15,80						20,70						
MgO	3,99	0,00	0,00	0,01	0,36	0,26	0,09	1,24	0,05	0,05	0,00	3,88	0,06
CaO	0,12	0,12	0,16	0,51	0,08	0,08	0,85	0,20	0,08	0,14	0,17	0,55	53,20
Na <sub>2</sub> O	0,40	2,71	2,77	10,79	0,77	0,74	0,00	1,42	0,69	0,68	2,83	1,84	0,24
K <sub>2</sub> O	8,33	13,00	13,08	0,65	9,93	9,83	0,05	0,08	0,18	0,10	13,01	0,42	0,01
TiO <sub>2</sub>	2,99	0,00	0,00	0,00	0,36	0,38	0,13	0,41	0,03	0,02	0,02	0,87	0,01
MnO	0,85	0,02	0,02	0,01	0,07	0,05	21,17	0,24	0,02	0,02	0,02	0,10	1,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	40,50
F	1,15												3,35
PF	3,63	0,16	0,28	0,62	5,13	5,04		2,10	1,43	1,38	0,18	2,12	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,44	0,05	0,06	0,08	0,35	0,46		0,09	0,06	0,02	0,07	0,05	
O = F	0,48												1,41
<b>Total</b>	<b>98,39</b>	<b>98,98</b>	<b>100,11</b>	<b>100,05</b>	<b>99,56</b>	<b>99,52</b>	<b>99,76</b>	<b>93,00*</b>	<b>85,61*</b>	<b>85,48*</b>	<b>99,44</b>	<b>87,61*</b>	<b>99,98</b>
Li	3100	8	16	7	1050	620	250	340	1130	1245	14	110	40
Rb	1250	887	1018	84	1090	1337	29	12	40	36	591	32	162
Sr	33	19	16	130	3	3	4	5	0	0	92	17	334
Ba	44	20	32		<5	<5	32				180		<30

**Tableau 13 - Analyses des minéraux des pegmatites de l'île de Batz**

1 à 10 - Pegmatite à béryl de Gwalez (1 : Biotte ; 2 : Feldspath potassique de la zone à texture graphique ; 3 : Feldspath potassique de la zone à blocs ; 4 : Albite ; 5 : Muscovite en petites paillettes ; 6 : Muscovite en grandes lames ; 7 : Almandin-spessartite ; 8 : Tourmaline noire - B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> non dosé ; 9 et 10 : Béryl - B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> non dosé) ; 11 à 13 - Pegmatite à apatite de Gwagué (11 : Feldspath potassique ; 12 : Tourmaline noire - \*B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> non dosé- ; 13 : Apatite).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	70,30	72,30	64,60	76,20	35,25	35,70	36,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,37	16,30	19,43	16,00	35,60	37,20	38,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,75	1,00	0,11	0,25			
FeO (a)					13,60	9,63	7,90
MgO	0,62	0,17	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00
CaO	1,60	0,74	0,06	0,00	0,50	0,08	0,06
Na <sub>2</sub> O	4,15	4,20	2,90	0,10	1,88	2,21	2,10
K <sub>2</sub> O	3,91	3,09	12,60	0,02	0,04	0,15	0,04
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,04	0,04	0,00	0,17	0,00	0,00
MnO	0,03	0,06	0,01	0,02	0,23	0,70	1,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,15	0,10		0,20	0,02	0,02
P.F.	0,82	1,35	0,44	4,90	3,72	3,94	3,96
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,18	0,08		0,01	0,05	0,09
<b>Total</b>	<b>99,06</b>	<b>99,58</b>	<b>100,37</b>	<b>97,49</b>	<b>91,71(b)</b>	<b>89,68(b)</b>	<b>89,77(b)</b>
Li	590	500	116	6800	900	3500	4600
Rb	320	387	1960	0	3	5	0
Sr	232	17	20	0	16	1	2
Ba	670	40	40				

**Tableau 14 - Pegmatite à tourmaline lithique de Santec**

1 - Granite à grain fin encaissant ; 2 - Faciès granitique à gros grain de la zone marginale ; 3 - Feldspath potassique sans structure graphique ; 4 - Association quartz-chlorite lithinifère des géodes ; 5 - Tourmaline noire ; 6 et 7 - Tourmalines bleu foncé. (a) : pour les tourmalines (5, 6 et 7), fer total calculé en FeO. (b) : bore non dosé. Analyses J. Cotten (UBO).

	1	2	3	4	5	6
SiO2	58,20	63,70	59,30	57,30	63,40	56,00
TiO2	1,34	0,90	1,30	1,15	0,73	1,42
Al2O3	12,93	14,05	13,88	13,18	14,73	14,36
Fe2O3	6,39	4,49	6,10	6,48	4,48	8,05
MnO	0,11	0,08	0,11	0,11	0,09	0,13
MgO	6,73	3,35	4,87	6,87	3,48	6,61
CaO	4,29	3,18	3,97	4,75	3,31	5,65
Na2O	2,14	2,88	2,38	2,23	2,95	2,46
K2O	5,61	5,26	5,71	4,96	4,70	4,02
P2O5	0,72	0,47	0,64	0,73	0,42	0,44
PF	0,95	0,78	0,84	1,36	0,96	1,28
<b>Total</b>	<b>99,41</b>	<b>99,14</b>	<b>99,10</b>	<b>99,12</b>	<b>99,25</b>	<b>100,42</b>
Rb	296	263	291	273	251	
Sr	602	594	679	647	604	612
Ba	1841	1389	1823	2252	1619	1524
Li	202	148	114	162	145	174
Th	30	26	33	34	19,3	
U	8,8	8,4	9,8	10,7	10,5	
Hf	10,3	8,5	11,5	8	5,5	
Zr	436	364	513	344	233	252
Ta	2,8	1,7	2,1	1,9	1,7	
Nb	38,1	20,8	27,8	21,9	15,2	< 20
Y	23,5	18,7	25,6	27,4	19,2	22
La	71,4	64,6	74,7	89,5	63,8	87
Ce	152,6	128,7	162	207	133	179
Nd	67,6	55,3	72,5	89,1	55,4	
Sm	11,4	9,2	12,4	14,5	9,7	
Tb	1	0,8	1,1	1,2	0,8	
Eu	2,5	2	2,7	3,2	2,3	
V	123	86	114	132	84	175
Cs						
Sc						
Co	37	23	33	35	19	32
Cr	351	181	242	295	157	357
Ni	112	60	73	100	49	70
B						12
Be						6

**Tableau 15 - Complexe vagnéritique de Plounévez-Lochrist**  
 1 à 5 - Monzodiorite de Plounévez-Lochrist (1 : Goarillac'h ;  
 2 : Ty Plat ; 3 : Kergaradec ; 4 : Créac'h Oual ; 5 :  
 Kervingam) ; 6 - Massif de diorite satellite de la Garenne  
 (Sainte-Catherine).

	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	69,40	67,60	66,10	67,30	67,10	65,90	62,10
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,60	0,76	0,63	0,64	0,76	1,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,51	14,35	14,05	14,30	14,44	14,23	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,63	3,15	3,87	3,45	3,44	3,72	5,06
MnO	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09
MgO	1,39	1,98	2,72	2,28	2,24	2,64	4,14
CaO	2,06	2,21	2,64	2,39	2,38	2,69	3,60
Na <sub>2</sub> O	3,29	3,56	2,89	3,01	3,11	3,14	2,65
K <sub>2</sub> O	4,57	5,22	5,52	4,90	4,81	5,09	5,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,38	0,46	0,34	0,34	0,37	0,51
PF	0,64	0,74	0,72	0,68	0,69	0,65	0,63
<b>Total</b>	<b>99,24</b>	<b>99,86</b>	<b>99,80</b>	<b>99,35</b>	<b>99,27</b>	<b>99,27</b>	<b>99,63</b>
Rb	285	307	325		270	294	
Sr	321	399	470	409	420	417	557
Ba	768	918	1216	980	1086	1085	1636
Li	237	152	170	146	137	164	130
Th	25,2				26	26	
U	14,9				7,1	14,8	
Hf	4,6				6,2	6,8	
Zr	172			272	278	305	102
Ta	2,6				3,5	2	
Nb	14,5			20	21,5	19,6	26
Y	16,7			<20	24,1	18,6	
La	54,3			26	59	51,5	55
Ce	109,7			97	126	109,2	129
Nd	44,5				50,3	47,3	
Sm	7,7				8,9	8	
Tb	0,7				0,8	0,7	
Eu	1,4				1,7	1,7	
V	41			57	58	64	101
Cs							
Sc							
Co	10			11	14	16	19
Cr	58			120	113	134	221
Ni	32			45	50	51	75
B				22			14
Be				8			9

**Tableau 15 - Complexe vaugnérétique de Plounévez-Lochrist (suite et fin)**

7 à 13 - Granodiorite de Kerméan (7 : Kerméan ; 8 à 11 : Poul ar Foennoc ; 12 : Nord-Ouest de Poul ar Foennoc ; 13 : Bloc d'enrochement, An Amied, Plouescat).



	1*	2*	3*	4*	5*	6*
SiO <sub>2</sub>	72,49	70,93	71,13	71,14	71,84	71,96
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,33	0,31	0,27	0,30	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,04	15,33	15,39	15,71	15,28	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	2,02	1,92	1,65	1,83	1,55
MnO	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,44	0,60	0,52	0,52	0,58	0,39
CaO	0,84	1,63	1,48	1,29	1,57	1,26
Na <sub>2</sub> O	3,16	3,37	3,44	3,23	3,31	3,40
K <sub>2</sub> O	5,04	4,62	4,92	5,22	4,98	4,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,11	0,13	0,09	0,12	0,11
PF	1,41	0,54	0,75	1,09	0,64	0,90
<b>Total</b>	<b>100,27</b>	<b>99,53</b>	<b>100,02</b>	<b>100,24</b>	<b>100,48</b>	<b>100,00</b>
Rb	302	281	302	273	289	301
Sr	160	240	225	228	271	216
Ba		427	399		535	
Li						
Th			29,9			
U			4,6			
Hf			4,9			
Zr		148	144		137	
Ta			1,42			
Nb		11	11		9	
Y		15	14		13	
La			48,4			
Ce			95,7			
Nd						
Sm			6,78			
Tb			0,55			
Eu			0,85			
V		27	26			
Cs			14,2			
Sc			3,7			
Co		4	4			
Cr		15	16			
Ni		1	3		3	
B						
Be						

**Tableau 16 - Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat (\* : analyses de Georget, 1986)**

1 à 6 - Faciès de Brignogan (1 : Porz Meur ; 2 : An Amied.  
3 : Poulfoën ; 4 : Porz Steat ; 5 et 6 : St-Eden)

	7*	8*	9*	10*	11	12*
SiO <sub>2</sub>	72,22	72,55	72,58	72,70	70,70	70,84
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,28	0,22	0,24	0,32	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,25	14,79	15,56	14,54	14,41	15,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	1,75	1,47	1,59	2,06	1,68
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05
MgO	0,43	0,47	0,40	0,41	0,76	0,48
CaO	1,10	1,10	0,92	0,95	1,64	1,21
Na <sub>2</sub> O	3,37	3,30	3,25	3,33	3,40	3,25
K <sub>2</sub> O	4,76	4,69	4,82	4,71	4,67	5,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,16	0,14	0,16	0,18	0,13
PF	1,10	0,93	1,12	1,05	0,63	1,13
<b>Total</b>	<b>100,08</b>	<b>100,04</b>	<b>100,51</b>	<b>99,70</b>	<b>98,83</b>	<b>99,95</b>
Rb	313	315	303	327	262	312
Sr	192	175	174	150	299	232
Ba	349	370		308	644	434
Li					165	
Th		21,5		18,6	22	
U		4,6		4,7	13	
Hf		3,8		3,8	3,7	
Zr	102	127		113	154	129
Ta		1,49		1,78	2,6	
Nb	11	13		13	13,2	10
Y	15	15		16	14	16
La		33,8		30	43,7	
Ce		67,4		62,2	87	
Nd					32,9	
Sm		5,43		5,19	5,5	
Tb		0,49		0,53	0,5	
Eu		0,67		0,54	1,1	
V		8		24	30	
Cs		11,6		14,2		
Sc		3,1		3		
Co		7		7	7	
Cr		17		9	29	
Ni	2	2		0	28	0
B						
Be						

**Tableau 16 - Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat (\* : analyses de Georget, 1986) (suite)**

7 à 10 - Faciès de Brignogan (7 : Porznejen ; 8 : Beg ar Groas ; 9 : Kerfissien ; 10 : Brignogan) ; 11 à 12 : Faciès de Cléder (11 : Nord de Kergornet ; 12 : An Amied).

	13*	14	15	16	17*	18*	19
SiO <sub>2</sub>	70,95	69,60	70,50	71,20	71,48	73,76	71,20
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,36	0,35	0,37	0,30	0,13	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,53	15,26	15,10	14,70	15,34	14,27	15,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	2,01	2,01	2,11	2,02	1,15	2,16
MnO	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,01	0,06
MgO	0,56	0,67	0,62	0,64	0,61	0,31	0,68
CaO	1,13	1,86	1,76	1,29	1,46	0,80	1,79
Na <sub>2</sub> O	3,24	3,57	3,37	3,22	3,45	3,00	3,47
K <sub>2</sub> O	5,03	4,94	4,75	5,11	4,61	5,79	4,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,17	0,16	0,19	0,08	0,07	0,18
PF	1,12	0,61	0,65	0,69	0,90	0,80	0,75
<b>Total</b>	<b>99,89</b>	<b>99,10</b>	<b>99,31</b>	<b>99,57</b>	<b>100,28</b>	<b>100,09</b>	<b>100,36</b>
Rb	284						
Sr	256	247			296	210	
Ba	484	580	257	152	235	207	214
Li		120	596	468	447		491
Th	27,8		117	112			121
U	3,8				30,3		
Hf	4,6				5,4		
Zr	138	116			4,3		
Ta	1,25		206	196	145		109
Nb	9				1,36		
Y	14				10		
La	39,5	34			15		
Ce	84,1	79	37	37	44,6		32
Nd			86	88	84,3		80
Sm	6,29						
Tb	0,5				6,66		
Eu	0,74				0,47		
V		33			0,74		
Cs	8,5		34	31	25		35
Sc	3,4				16		
Co	3,4	6			3,8		
Cr	12		5	6	4		7
Ni	3,6	25	10	16	10		12
B		22	32	26	6		23
Be		6					

**Tableau 16 - Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat**  
 (\* : analyses de Georget, 1986) (suite)  
 13 à 19 - Faciès de Cléder (13 à 16 : An Amied ; 17 : Porz Guen ; 18 : Tréguiller ; 19 : St-Maudez).

	20	21*	22*	23*	24*	25*	26*
SiO <sub>2</sub>	71,00	72,39	71,46	71,69	70,80	72,62	72,74
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,24	0,28	0,30	0,27	0,19	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	15,09	15,03	15,41	15,16	15,13	15,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	1,53	1,71	1,82	1,73	1,44	1,32
MnO	0,04	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02
MgO	0,65	0,39	0,49	0,48	0,49	0,37	0,36
CaO	1,26	0,43	1,13	0,82	0,35	0,60	0,86
Na <sub>2</sub> O	3,18	2,95	3,32	2,95	2,67	3,36	3,35
K <sub>2</sub> O	4,94	5,27	4,97	5,69	5,81	5,41	5,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,15	0,13	0,17	0,19	0,25	0,14
PF	0,84	1,47	1,06	1,11	1,53	1,00	1,39
<b>Total</b>	<b>99,25</b>	<b>99,96</b>	<b>99,61</b>	<b>100,47</b>	<b>99,01</b>	<b>100,39</b>	<b>100,89</b>
Rb							
Sr	333	366	331	319	337	329	288
Ba	188	113	198	152	114	79	169
Li	320	352	376	421			326
Th	155						
U		25,6	25,6				12,9
Hf		4,8	7,3				4
Zr		3,8	4,1				2,4
Ta		118	129	145			92
Nb		2,48	1,56				1,61
Y		11	12	11			
La		15	18	14			
Ce		35,7	39,1				17,5
Nd		65,9	75,1				35
Sm							
Tb		5,25	6,21				3,26
Eu		0,49	0,5				0,35
V		0,63	0,72				0,42
Cs		17	21	27			
Sc		9,9	14,5				11,6
Co		3	3,3				2,9
Cr		2	4	8			1,8
Ni		18	14				14
B		0	8				2
Be							

**Tableau 16 - Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat (\* : analyses de Georget, 1986) (suite)**

20 à 22 - Faciès de Cléder (20 : Kerhall ; 21 : Ouest du Groac'h Zu ; 22 : Keremma) ; 23 à 26 - faciès de Mogueéric (23 et 24 : Keremma ; 25 : Ar Mean en Keremma ; 26 : Paluden Hir).

	27*	28*	29	30	31*	32	33
SiO <sub>2</sub>	73,11	73,58	73,20	71,20	73,36	74,00	72,60
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,24	0,22	0,32	0,16	0,11	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	14,74	13,85	15,01	14,71	13,94	14,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11	1,60	1,65	2,01	1,38	0,99	1,58
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06
MgO	0,17	0,39	0,41	0,56	0,36		0,39
CaO	0,61	0,63	0,57	1,48	0,65	0,61	0,68
Na <sub>2</sub> O	3,24	2,74	2,95	3,31	3,33	3,24	3,37
K <sub>2</sub> O	5,30	5,59	4,93	4,69	4,79	5,14	4,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,12	0,14	0,15		0,19	0,18
PF	0,34	1,13	1,24	0,74	1,10	0,78	1,14
<b>Total</b>	<b>99,31</b>	<b>100,81</b>	<b>99,21</b>	<b>99,52</b>	<b>99,91</b>	<b>99,05</b>	<b>99,20</b>
Rb							
Sr		351	356				
Ba		105	108	163		72	103
Li		285	195	331		152	255
Th			147	116		124	141
U		35,6					
Hf		7,5					
Zr	0,18	4,5					
Ta		145		105		47	63
Nb		1,84					
Y		10					
La		14					
Ce		44,3		35			
Nd		94,5		79			25
Sm							
Tb		6,43					
Eu		0,55					
V		0,8					
Cs		14		31			15
Sc		13,2					
Co		3,1					
Cr		3		7			
Ni		13		18			
B		0		13		25	27
Be				19		25	33
				10		5	8

**Tableau 16 - Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat (\* : analyses de Georget, 1986) (suite)**

27 à 33 - Faciès de Mogueéric (27 et 28 : Mogueéric ; 29 : Kerguidu en Plougouln ; 30 : Kerzingar en Sibiril ; 31 et 32 : Kerfiat ; 33 : Groac'h Zu).

	34	35	36	37	38	39*	40	41
SiO <sub>2</sub>	70,20	74,27	73,00	72,00	71,20	75,81	72,40	72,70
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,17	0,18	0,20	0,33	0,08	0,18	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	14,35	14,33	14,30	14,40	12,93	14,65	15,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	1,27	1,33	1,80	2,00	0,79	1,48	1,13
MnO	0,05	0,05	0,04	0,08	0,07	0,01	0,03	0,04
MgO	0,63	0,30	0,29	0,36	0,42	0,13	0,38	
CaO	1,55	0,60	0,67	0,68	1,20	0,50	0,79	0,86
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,02	3,15	3,35	3,80	2,42	3,12	3,39
K <sub>2</sub> O	4,90	5,57	5,43	4,70	5,05	5,42	4,89	4,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,20	0,22	0,20	0,16	0,05	0,23	0,12
PF	0,62	1,02	0,76	1,35	0,41	1,12	1,26	1,33
<b>Total</b>	<b>99,08</b>	<b>100,82</b>	<b>99,40</b>	<b>99,02</b>	<b>99,04</b>	<b>99,26</b>	<b>99,41</b>	<b>99,43</b>
Rb								
Sr		343				259	354	
Ba	195	78	89	116	136	98	119	124
Li	554	118	202	400	803	246	232	249
Th	166	70	133	122	84		165	139
U								
Hf								
Zr								
Ta	96		163	71	140	42		46
Nb								
Y						4		
La						17		
Ce	41				65			
Nd	89		23	25	130			15
Sm								
Tb								
Eu								
V								
Cs	25		14		17	12		
Sc								
Co								
Cr	10			7	8	7		
Ni	65			54	86			16
B	41		31	41	32	4		13
Be	34		29	34	32			16
	7		3	4	4			21

**Tableau 16 - Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat**

(\* : analyses de Georget, 1986) (suite et fin)

34 - Faciès de Mogueúriec (Kerliviry) ; 35 à 41 - Leucogranites (35 et 36 : Groac'h Zu ; 37 : Hellen ; 38 et 39 : Tréguiller ; 40 : Traon Paul ; 41 : Kernevez en Sibiril).

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	73,80	75,40	74,30	75,80	75,18	72,60
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,49	13,88	14,45	14,30	14,16	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	0,80	0,81	0,35	0,49	1,63
MnO	0,14	0,09	0,04	0,05	0,03	0,17
MgO	0,20	0,20	0,20	0,30	0,09	0,34
CaO	0,44	0,42	0,39	0,45	0,52	0,49
Na <sub>2</sub> O	4,02	4,56	3,86	4,75	4,34	3,01
K <sub>2</sub> O	4,30	3,02	4,09	3,51	4,43	5,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,18	0,17		0,12	
PF	0,73	0,88	1,00	0,96	0,53	1,16
<b>Total</b>	<b>99,49</b>	<b>99,43</b>	<b>99,31</b>	<b>100,47</b>	<b>99,91</b>	<b>99,57</b>
Rb	617	482	475		425	
Sr	23	9	14	<10	6	<10
Ba	36	13	24	9	9	9
Th	1,29	1,37	1,96			
U	3,05	3,12	3,51			
Hf	1,52	1,17	0,98			
Zr	36,48	19,63	20,3			
Ta	4,65	5,55	4,62			
Nb	14,02	29,14	20,16			
Y	4,8	4,8	7,4			
La	26	5,55	4,62			
Ce	37,4	4	7			
Nd	9,6	1,5	2,5			
Sm	1,1	0,5	0,8			
Tb	0,16	0,14	0,2			
Eu	0,19	<0,05	0,07			
V	<10	<10	<10			
Co	<5	<5	<5			
Cr	<10	<10	<10			10
Ni	<10	<10	<10	1		10
A/CNK	1,199	1,202	1,257	1,149	1,098	1,272

**Tableau 17 - Leucogranite de Sainte-Catherine**

1 à 6 - Leucogranite de Sainte-Catherine s.s. (1 : Ar Menez ;  
2 : Créac'h Houalar ; 3 : Créac'h Kereller ; 4 et 5 : Prat  
Meur ; 6 : Est de La Garenne.

	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	74,30	75,00	74,15	74,20	75,80	73,20	66,60
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	0,02	0,10	0,01	0,02	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	14,40	14,34	14,70	14,10	14,55	19,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	0,94	1,05	1,04	0,79	0,89	0,56
MnO	0,13	0,09	0,12	0,02	0,05	0,05	0,01
MgO	0,40	0,39	0,08	0,12	0,40	0,44	0,10
CaO	0,40	0,20	0,46	0,35	0,40	0,79	0,10
Na <sub>2</sub> O	3,61	2,81	4,40	3,90	3,86	3,96	1,99
K <sub>2</sub> O	4,85	5,33	3,43	4,36	4,41	4,40	7,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,20	0,15			0,06
PF	0,91	1,37	1,03	0,93	0,98	1,04	2,66
<b>Total</b>	<b>100,29</b>	<b>100,53</b>	<b>99,28</b>	<b>99,87</b>	<b>100,80</b>	<b>99,34</b>	<b>99,80</b>
Rb			476				
Sr	<10	<10	8	22		200	29
Ba	9	9	9	40		250	60
Th							
U							
Hf							
Zr							
Ta							
Nb							
Y							
La							
Ce							
Nd							
Sm							
Tb							
Eu							
V							
Co							
Cr	15	10					
Ni	15						
A/CNK	1,21	1,33	1,21	1,24			

**Tableau 17 - Leucogranite de Sainte-Catherine (suite et fin)**  
 7 à 9 - Leucogranite de Sainte-Catherine s.s. (7 et 8 : Est de la Garenne [8 : avec muscovite en rosettes] ; 9 : Est Créac'h Houalar) ; 10 à 12 - Leucogranite à deux micas (10 et 11 : Mengleuz ; 12 : Sud-Est de Sainte-Catherine) ; 13 - Leucogranite hyper-feldspathique (Mengleuz).



	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	73,30	74,30	73,50	74,60	52,30
TiO <sub>2</sub>	0,13	<0.05	0,12	0,13	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,46	14,10	14,36	14,19	27,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	1,80	1,27	5,77	10,17
MnO	0,05	0,06	0,06	0,08	0,16
MgO	0,32	<0.20	0,25	0,84	1,56
CaO	0,67	0,55	0,68	0,59	0,19
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,28	3,42	1,11	1,50
K <sub>2</sub> O	4,36	3,91	4,41	0,32	2,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,20	0,14	0,28	0,07
PF	0,97	0,70	0,99	1,11	3,11
<b>Total</b>	<b>99,18</b>	<b>98,90</b>	<b>99,20</b>	<b>99,02</b>	<b>99,17</b>
Rb	307	290	330	38	341
Sr	118	77	104	19	20
Ba	229	62	172	< 10	< 10
Li	185	17	184	60	154
Th	49,1	18,1	12	8,8	20,9
U	20,3	16	26,3	11,4	16,9
Hf	2,9	2,6	1,9	1,6	2
Zr	48	32	34	27	36
Ta	3,4	0,6	3,3	0,8	25,4
Nb	9,1	0,9	10,7	0,9	8
Y	12,1	6,8	8,4	15,2	3,2
La	90,5	41	20,3	21,6	14,3
Ce	204	91,1	42,9	49,1	31,8
Nd	77,9	34,1	16,2	20	11,5
Sm	13,3	5,7	3,1	3,8	2,1
Tb	0,9	0,4	0,3	0,6	0,2
Eu	0,8	0,3	0,3	0,3	0,2
V	11	<10	12	<10	29
Cs					
Sc					
Co	5	6	5	16	17
Cr	36	34	29	34	36
Ni	22	28	22	24	23
B	69	2470	148	9600	14600

**Tableau 18 - Massif de Lescondan**

1 à 3 - Leucogranite (1 et 2 : carrière de Lescondan, Plouvorn ; 2 : Faciès à tourmaline ; 3 : Carrière de Brénéméré, Trézilidé) ; 4 et 5 - Tourmalinites (4 : Lescondan ; 5 : Brénéméré).

	1	2
SiO <sub>2</sub>	72,40	71,80
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,47	14,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,17	1,64
MnO	0,02	0,02
MgO	0,38	0,38
CaO	0,60	0,75
Na <sub>2</sub> O	2,53	3,15
K <sub>2</sub> O	5,58	5,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,40
PF	0,99	1,24
<b>Total</b>	<b>99,60</b>	<b>99,77</b>
Rb		380
Sr	216	96
Ba	443	380
Li	103	108

**Tableau 19 - Microgranites**  
1 - Cam-Louis, Plouescat ; 2 -  
Poulfoën, Plouescat.

**ANNEXE 3**

*MINÉRAUX LOURDS DES PLAGES*

	QUILLIEC				SIEC			AOD VRAZ							POULDU					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
% ML	44,7	20,5	17,9	43,2	30,7	50,2	30,7	14,4	11,9	28,7	11,6	7,2	55,0	0,3	2,4	25,0	32,7	11,7	55,8	39,8
Zircon	3,0	3,9	3,2	2,4	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-	-	0,7	1,2	-	0,6	0,9
Tourmaline	-	-	-	1,2	-	0,9	16,9	4,8	13,0	4,2	5,5	11,0	6,5	14,3	11,5	17,3	18,5	3,7	24,4	12,0
Rutile	2,1	-	-	1,8	-	0,7	-	-	-	0,8	-	-	-	-	-	0,7	0,6	-	0,6	0,4
Anatase	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Monazite	2,1	2,4	2,6	4,2	-	mtr	0,3	tr	mtr	tr	2,2	tr	mtr	-	-	0,7	1,7	6,0	0,6	1,8
Corindon	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cassitérite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Scheelite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilménite	44,0	43,0	39,0	50,6	-	0,4	6,8	4,6	-	4,0	16,4	11,0	13,0	-	-	6,5	8,6	24,0	16,3	20,8
Magnétite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,5	-	0,3	-
Staurotide	2,0	2,4	-	0,6	-	0,5	10,2	2,4	-	4,0	6,5	-	6,5	-	3,8	1,8	1,1	-	3,2	2,7
Andalousite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Disthène	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grenat	42,0	45,0	38,0	36,1	94,4	96,6	54,2	37,9	30,4	57,3	38,2	-	68,2	28,6	30,7	52,3	46,2	41,3	36,5	37,5
Epidote	-	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,7	-	2,3	-	2,3	2,7
Amphibole	-	-	-	1,2	-	-	-	47,4	47,8	23,8	21,8	54,9	-	42,8	38,4	14,3	17,4	16,5	11,4	17,6
Apatite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-
Sphène	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-	3,8	3,7	1,1	-	2,6	1,4
Pyrite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Divers	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-	m	-	-	-	s	-	-

**Tableau 20 - Minéraux lourds des plages**  
1 à 20 : Sites de prélèvement (cf. fig. 22).

	PERHARIDIC						ABER (E)			ABER (E)						ROSCOFF			
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
% ML	3,9	10,0	4,0	11,3	18,4	12,5	17,5	31,3	15,4	34,5	14,9	7,5	11,6	19,6	20,5	18,4	16,2	14,5	9,7
Zircon	-	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	2,2	1,2	-	-	1,2	2,8	-	-
Tourmaline	21,4	15,0	-	44,6	22,6	17,1	9,8	28,0	10,8	4,1	18,7	2,2	14,3	11,6	7,8	19,7	15,6	15,0	25,2
Rutile	-	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anatase	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Monazite	mtr	1,0		mtr	0,6	0,8	0,5	mtr	1,6	1,2	1,2	mtr	-	tr	mtr	-	-	1,0	mtr
Corindon	-		-	-	-	-	-	-	-	-			-	-	-	-	-	-	-
Cassitérite																			
Scheelite																			
Ilménite	7,1	15,0	-	-	6,5	12,9	4,9	3,3	16,0	17,6	6,2	6,6	-	7,6	11,5	-	17,7	14,6	-
Magnétite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	14,6	2,1	10,8	10,1
Staurotide	-	-	-	-	-	4,3	4,9	2,7	5,4	-	-	-	1,2	-	-	3,2	3,5	4,9	8,4
Andalousite	-	-																	
Sillimanite																			
Disthène	-	-	-	-															
Grenat	11,4	20,0	6,5	21,4	18,2	21,4	24,4	20,1	16,4	11,7	6,2	-	4,7	7,7	7,6	12,1	6,9	14,8	16,8
Epidote	-	-	-	-	-	-	-	1,3	-	4,1	-	2,2	8,3	7,8	9,2	10,5	7,1	4,9	-
Amphibole	50,0	40,0	73,8	17,8	38,8	25,7	41,5	40,2	37,8	41,0	62,5	86,1	65,4	46,7	46,1	36,3	35,4	29,5	33,6
Apatite	-	-	-	-	-	-	-	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sphène	-	-	-	3,6	3,2	4,3	2,4	2,0	-	-	-	-	1,2	-	-	1,0	5,0	-	-
Pyrite																			

**Tableau 20 - Minéraux lourds des plages (suite)**  
21 à 39 : Sites de prélèvement (cf. fig. 22).

	SAINT-POL-DE-LÉON						PENZE			BATZ (SUD)					BATZ (NORD)						
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
% ML	13,8	18,6	20,7	24,4	20,5	19,6	24,5	64,6	27,7	84,6	58,2	21,8	42,9	16,7	52,1	4,1	31,0	17,8	9,9	13,7	7,6
Zircon	-	-	-	1,0	-	2,0	-	-	1,0	0,6	-	-	1,8	0,6	-	-	-	-	0,8	-	-
Tourmaline	-	-	-	1,9	2,4	1,5	-	-	-	0,2	3,7	-	7,1	48,4	9,7	-	5,3	7,8	13,6	-	-
Rutile	-	-	-	0,9	-	-	-	-	-	0,2	-	-	0,3	1,2	-	-	-	-	0,8	-	-
Anatase	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Monazite	tr	-	mtr	0,9	mtr	tr	-	3,1	1,0	tr	tr	tr	4,9	1,2	mtr	mtr	tr	1,8	-	tr	-
Corindon	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cassitérite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Scheelite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilménite	14,8	3,5	-	10,3	9,5	19,9	19,0	84,0	86,6	80,7	21,0	18,1	26,6	3,1	5,6	12,6	10,6	21,0	4,0	6,6	14,9
Magnétite	-	-	1,7	1,0	-	-	-	2,0	2,5	0,6	-	-	2,1	1,2	-	-	-	-	11,2	-	-
Staurotide	3,4	9,3	6,1	15,0	28,7	1,5	-	-	1,3	1,4	-	-	1,4	2,5	4,2	-	-	-	2,4	-	-
Andalousite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Disthène	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grenat	9,1	9,1	3,5	67,7	41,8	9,9	1,6	2,0	4,2	8,8	23,0	16,0	39,0	13,2	23,7	12,0	13,2	21,0	8,8	-	7,5
Epidote	-	5,8	-	-	-	-	-	-	-	1,5	-	-	1,0	6,3	-	-	-	-	16,0	-	-
Amphibole	65,9	70,9	83,5	-	14,3	62,7	77,8	5,1	3,0	5,8	18,4	40,0	12,7	17,6	30,7	49,4	37,0	30,1	40,0	59,4	52,2
Apatite	-	-	1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sphène	-	-	1,7	-	-	-	-	-	-	-	22,1	17,1	2,1	2,5	16,7	14,8	26,5	12,0	0,8	9,9	11,9
Pyrite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

**Tableau 20 - Minéraux lourds des plages (suite et fin)**

40 à 60 : Sites de prélèvement (cf. fig. 22).

**ANNEXE 4**

*RADIOACTIVITÉ DU COMPLEXE PLUTONIQUE DE ROSCOFF*

Nature pétrographique		Nombre de sites examinés	Radioactivité moyenne en c/s	Variation de la radioactivité selon les sites (moyennes en c/s)	
				Minimum	Maximum
<b>Socle métamorphique</b>	Amphibolites	6 (1)	30	15	48
	Pyroxénites	2	50	45	55
	Micaschistes	2	82	80	84
	Gneiss	4 (2)	96	55	111
<b>Complexe intrusif de Roscoff</b>	Diorites	4	158	82	228
	Granodiorites	3	201	175	229
	Granite grossier de Saint-Pol-de-Léon	13 (3)	181	136	251
	Granite porphyroïde de Roscoff				
	Granites fins de l'île de Batz	8	108	102	119
	Différenciations <i>in situ</i>				
	Filon pegmatitique	25	105	85	121
		2	63	63	64
	11	71	62	89	
<b>Formations postérieures</b>	Leucogranite de Ste-Catherine	3 (1)	78	66	93
	Granite rose de Callot	5	372	351	409
	Filons de quartz	2		31	49

**Tableau 21 - Radioactivité des différentes venues du complexe intrusif de Roscoff (et de quelques formations voisines) mesurée sur le terrain au scintillomètre SPP2 - c/s : chocs par seconde.**



Imprimé en France  
par l'Imprimerie Nouvelle, 45800 Saint-Jean-de-Braye – 43521  
Dépôt légal : Octobre 1999